REPUBLIKA E SHQIPËRISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI I GJEOLOGJISË DHE I MINIERAVE

DEPOZITIMET DELTAIKE NË LITORALIN SHKODËR – VLORË; SEDIMENTOLOGJIA, MINERALOGJIA DHE APLIKIMET TEKNOLOGJIKE GIS

Disertacion i paraqitur në:

Fakultetin e Gjeologjisë dhe i Minierave

Universiteti Politeknik i Tiranës

Në përputhje të plotë

Me kërkesat

Për gradën Doktor

Përgatitur nga:

Msc. Emiriana Xhaferri

Udhëheqës shkencor:

Prof. Dr. Çerçis Durmishi

Prof. Dr. Agim Sinojmeri

Tiranë, 2021

Copyright

I

Emiriana Xhaferri

2021

Udhëheqësi i Msc. Emiriana Xhaferri vërteton se ky është versioni i miratuar i disertacionit të mëposhtëm:

DEPOZITIMET DELTAIKE NË LITORALIN SHKODËR – VLORË; SEDIMENTOLOGJIA, MINERALOGJIA DHE APLIKIMET TEKNOLOGJIKE GIS

Prof. Dr. Çerçis Durmishi

Prof. Dr. Agim Sinojmeri

DEPOZITIMET DELTAIKE NË LITORALIN SHKODËR – VLORË; SEDIMENTOLOGJIA, MINERALOGJIA DHE APLIKIMET TEKNOLOGJIKE GIS

Përgatitur nga Msc. Emiriana Xhaferri

Disertacion i paraqitur në

Fakulteti i Gjeologjisë dhe Minierave

Universiteti Politeknik i Tiranës,

Në përputhje të plotë

Me kërkesat

Për gradën Doktor.

Universiteti Politeknik i Tiranës.
Qershor, 2021

Mirënjohje dhe falenderime

Për realizimin e studimeve të mia të doktoraturës, kam gjetur mbështetjen e profesorëve dhe stafit të Fakultetit të Gjeologjisë dhe Minierave, të cilët gjej rastin ti falenderoj që më kanë inkurajuar vazhdimisht.

Mirënjohje të thellë dhe faleminderit pa fund, për dy udhëheqësit e mi të doktoraturës ***Prof. Dr. Çerçis Durmishi*** *dhe* ***Prof. Dr. Agim Sinojmeri*** *për mbështetjen, për kohën e tyre dhe ndihmën e pakursyer që më kanë dhënë. Ju faleminderit për çdo këshillë dhe vërejtje të cilat më kanë ndihmuar për të përfunduar këtë punim.*
Mirënjohje dhe falenderim për ***Prof. Dr. Rudy Swennen*** *për mbështetjen dhe ndihmën e tij gjatë qëndrimit tim në KU Leuven, për mundësimin e kryerjes së analizave falas, si dhe për mbështjetjen e vazhdueshme përgjatë këtyre viteve. Dua të falenderoj programin* ***Erasmus Mundus Join Eu See*** *për bursën që më kanë dhënë, duke mundësuar mbulimin e të gjitha shpenzimeve të mia si studente gjatë qëndrimit tim në Belgjikë.*
Mirënjohje të thellë për ***Prof. Dr. Mensi Prela, Prof. Dr. Kristaq Muska, Prof. Dr. Irakli Prifti*** *dhe* ***Prof. Dr. Shaqir Nazaj,*** *për çdo këshillë dhe motivim me fjalët e tyre, si dhe ndihmën e ofruar në shpjegimin e çdo pyetje apo paqartësie lidhur me përgatitjen e doktoraturës.*
Faleminderit ***Dr. Ana Fociro (Qorri)****, për ndihmën e saj gjatë kampionmarrjes, asistimin në kryerjen e analizës me sitisje, si dhe për miqësinë e saj.*
Faleminderit ***Dr. Oltion Fociro****,* ***Z. Spartak Fejzollari*** *dhe* ***Msc. Leonard Alimeta*** *për ndihmën që më kanë dhënë gjatë punimeve në terren dhe kampionmarrjes.*
Mirënjohje dhe faleminderit për ***MBA-EMME Dritan Spahiu*** *për ndihmën e ofruar në vënien në dispozicion të disa prej materialeve të domosdoshme për këtë studim.*
Dëshiroj të falenderoj ***Msc. Ruben Corijn****, i cili ka realizuar ndarjen e densitetit të mineraleve të kampioneve të këtij studimi në Universitetin e Vrije të Amsterdamit në bashkëpunim me teknikun* ***Z. Roel van Elsas****. Dëshiroj të falenderoj* ***Dr. Elvira Vassielieva*** *për ndihmën e saj gjatë analizimit të kampioneve me metodën e plazmës, si dhe* ***Asefeh Golreihan*** *për asistimin e saj në kryerjen e analizave me mikrosondë elektronike, si dhe shpjegimet përkatëse sa herë që kam patur pyetje gjatë kryerjes së analizave.*

Një falenderim për familjarët e mi, që gjithmonë më kanë mbështetur dhe mirëkuptuar për kohën e privuar gjatë këtij rrugëtimi. Një falenderim i veçantë për bashkëshortin tim ***Leonard****, që gjithmonë është përkrah meje edhe si shoku im më i mirë.*

Faleminderit të gjithëve !

Deklaratë mbi origjinalitetin

Emiriana Xhaferri

Deklaroj se kjo tezë përfaqëson punën time origjinale dhe nuk kam përdorur burime të tjera, përveç atyre të evidentuara nëpërmjet citimeve.

Të gjitha të dhënat, tabelat, figurat dhe citimet në tekst, të cilat janë riprodhuar prej ndonjë burimi tjetër, duke përfshirë dhe internetin, janë pranuar në mënyrë eksplicite si të tilla.

Jam i/e vetëdijshëm (vetëdijshme) se në rast të mospërputhjeve, Senati i UPT-së është i ngarkuar të më revokojë gradën "Doktor", që më është dhënë mbi bazën e kësaj teze, në përputhje me "Rregulloren e Programeve të Ciklit te tretë (Doktoratë) në UPT", dt. 25.06.2019, neni 21.

Tiranë, më 28.06.2021 **Emiriana Xhaferri**

PËRMBAJTA E LËNDËS

HYRJE 18

PJESA E PARË: KARAKTERISTIKAT FIZIKO-GJEOGRAFIKE, GJEOMORFOLOGJIKE, GJEOLOGO/TEKTONIKE, SEDIMENTOLOGJIKE TË HAPËSIRËS BREGDETARE ADRIATIKE NË TERITORIN SHQIPTAR (SINTEZË BIBLIOGRAFIKE). 20

Kapitulli I.1. Karakteristikat fiziko-gjeografike, gjeomorfologjike dhe sedimentologjike 21

I.1.1. Hapësira bregdetare Joniane "Abrazive''(malore-shkëmbore e detare), Riviera Joniane 22

I.1.2. Hapësira bregdetare "Deltaike" e detit Adriatik 23

I.1.2.a. Karakteristikat dhe tiparet gjeomorfologo-sedimentologjike të ekosistemeve natyrore të Hapësirës bregdetare Adriatike 24

I.1.2.a.1. Karakteristikat dhe tiparet gjeomorfologjike të rajonit Velipojë - Vlorë (Uji i Ftohtë) 24

I.1.2.a.2. Vargjet kodrinore nga zona bregdetare e Velipojës deri në zonën bregdetare Durrës 24

I.1.2.a.3. Sektori i hapësirës bregdetare Durrës - Vlorë..... 26

I.1.2.b. Karakteristika kryesore sedimentologjike të Hapësirë Bregdetare Adriatike të Rajonit nga Velipoja (Shkodër) në Ujin e Ftohtë (Vlorë)..... 27

I.1.2.b.1. Mjediset natyrore të ultësirës bregdetare të Velipojës 28

I.1.2.b.2. Ekosistemet natyrore të sotme të Ultësirës së Shëngjin-Lezhë-Patok-Ishëm 28

I.1.2.b.3. Ekosistemet natyrore të sotme të Ultësirës së Gjirit të Lalzit 29

I.1.2.b.4. Ekosistemet natyrore të sotme të Ultësirës Pran Adriatike të Gjirit të Durrësit deri në Gjirin e Vlorës 29

Kapitulli I.2. Vlerësimi Gjeologo -Tektoniko - Gjeomorfologo - Sedimentologjike i Mjediseve Natyrore të Hapësirës Bregdetare Adriatike 31

I. 2. 1. Rajoni i Ultësirës Pranë - Adratike 32

I.2.1.a. Depozitimet Mollasike Miocenike të Ultësirës 33

I.2.1.b. Depozitimet Mollasike Pliocenike të Ultësirës 33

I.2.1.c. Depozitimet e periudhës së Kuaternarit 33

I.2.2. Tiparet kryesore strukturore të Ultësirës Pran Adriatike 33

I.2.3. Rajoni Krujë - Lezhë – Velipojë 35

I.2.4. Etapat e krijimit (evolucini gjeologo-tektonik) i Ultësirës Pranë Adriatike dhe rrethinave kufizuese 36

I.2.4.a. Evolucioni paraformimit të Ultësirës Triasik-Miocen i Mesëm (T-N12). Periudha Triasike (T) 36

Kapitulli I.3. Zonimi gjenetik (ndarja në "unitete"/"subunitete") i Hapësirës bregdetare Adriatike 40

I.3.1. Problematikat aktuale dhe të perspektivës të Zonave bregdetare në vendet e rajonit, Europiane 40

I.3.2. Identifikimi i problematikave në hapësirat bregdetare dhe rëndësia e zgjidhjes së tyre 42

I.3.3. Koncepti, elementët përbërës, parimet dhe kriteret bazë të planifikimit, metodat dhe shkalla e studimit për zonimin gjenetik të Hapësirave Bregdetare 46

I.3.3.a. Koncepti dhe elementët përbërës 46

I.3.3.b. Parimet bazë të planifikimit të hapësirave bregdetare 47
I.3.3.c. Kriteret e zonimit gjenetik mbi bazën e ekosistemeve dhe ekulibrit natyror të hapësirës bregdetare 47
I.3.3.d. Metodat dhe shkalla e studimit për zonimin gjenetik të hapësirës bregdetare të Shqipërisë 48
I.3.4. Zonimi gjenetik i Hapësirës Bregdetare të Shqipërisë 48
I.3.4.a. Karakteristikat kryesore të zonimit gjenetik të Hapësirës bregdetare "deltaike" të detit Adriatik 49

PJESA E DYTË: VLERËSIMI SEDIMENTOLOGJIK DHE MINERALOGJIK I DEPOZITIMEVE TË DELTËS SË LUMIT TË VJOSËS 61

Kapitulli II.1: Metodika e punimeve në teren dhe teknikat e analizave laboratorike 62
II.1.2. Materialet ekzistuese të përdorura 62
II.1.2. Kampionimi 65
II.1.3. Rëndësia e përcaktimit të granulometrisë 67
II.1.4. Granulometria e sedimenteve në deltën e lumit Vjosa 67
II.1.5. Granulometria me metodën e Sitisjes 68
II.1.6. Analiza me difraktometrinë Laser 69
II.1.7. Procedura e punës 69
II.1.8. Analiza e kampioneve të marra në litoral nënujë 69
II.1.9. Menaxhimi i të dhënave 70
II.1.10. Studimi i mineraleve në shkrifërime 71
II.1.11. Përgatitja e kampioneve për ndarjen e densitetit 71
II.1.12. Ndarja e fraksionit të rëndë nga ai i lehti - Ndarja e Densitetit 71
II.1.13. Ndarja magnetike e mineraleve të rëndë 72
II.1.14. Identifikimi mikroskopik i mineraleve të rëndë 73
II.1.15. Identifikimi dhe kuantifikimi i mineraleve të rënda me analizën difraktometrike të rrezeve-X 74
II.1.16. Përgatitja e kampioneve për XRD 75
II.1.17. Përcaktimi i makroelemetëve me anë të metodës së plazmës (ICP-OES) 76
II.1.18. Përgatitja e kampioneve për ICP OES 77
II.1.19. Eksperimentet e përdorura deri në gjetjen e zgjidhjes për të shpërbërë kampionet që hasin vështirësi në përftimin e tretësirës së plotë 80
II.1.20. Minerali i Zirkonit 82
II.1.21. Tipologjia e zirkonit 83
II.1.22. Mikroskopi elektronik me fshirje SEM 85
II.1.23. Mikroskopia me anë të katodolumineshencës në të ftohtë 86
II.1.24. Zonimi i grimcave të zirkonit 87
II.1.25. Analiza me mikrosondë elektronike (EPMA) 87

Kapitulli II.2. Ndërtimi Gjeologo-Tektonike dhe Formacionet Shkëmbore të Basenit Ujëmbledhës të Lumit Vjosë (Sintezë Bibliografike) 89

II.2.1. Njësia e rrjedhjes dhe rrjetit ujor të sipërm 90
II.2.2. Njesia e rrjedhjes dhe rrjeti ujor të mesëm 94
II.2.3. Stratigrafia dhe Sedimentologjia e depozitimeve të formacioneve shkëmbore që përshkruhen nga rrjeti hidrografik i rrjedhjes së mesme të lumit të Vjosës 96
II.2.4. Njësia e rrjedhjes dhe rrjetit ujor i poshtëm 99

II.2.5. Roli i tektonikës së vonshme dhe neotektonikës në individualizimin e Basenit Ujëmbledhës të Lumit të Vjosës 100
Kapitulli II. 3. Sedimentologjia e depozitimeve të Kuaternarit dhe depozitimeve të sotme të luginës dhe deltës së Lumit Vjosë 102
II.3.1. Depozitimet e mjedisit Akullnajor dhe taracat lumore gjatë periudhës së Kuaternarit të basenit të mjedisit lumor të Vjosës 102
II.3.1.a. Depozitimet e mjedisit Akullnajor 102
II.3.1.b. Depozitimet tarracore të mjedisit lumor në rrjedhën e sipërme dhe të mesme të lumit Vjosa 103
II.3.2. Analiza sekuenciale sedimentologjike e depozitimeve të mjedisit detar dhe deltaik gjatë periudhës së Kuaternarit (Pleistocen dhe Holocen) dhe të sotme në rjedhjen e Poshtme të Lumit të Vjosës 107
II.3.2.a. Analiza sekuenciale sedimentologjike e depozitimeve të mjedisit detar dhe deltaik gjatë periudhës së Kuaternarit (Pleistocenit dhe Holocenit) dhe depozitimeve aktuale në rajonin e deltës dhe litoralit të Lumit Vjosë 109
II.3.2.b. Analizë dhe diskutim 132
II.3.3. Analiza granulometrike e sedimenteve rërore të depozitimeve aktuale të frontit të deltës dhe litoralit të Vjosës 133
II.3.3.1. Analiza granulometrike e sedimenteve të marra në litoral dhe kordon dunor 133
II.3.3.2. Funksionet linear diskriminante për kampionet e litoralit 136
II.3.3.3. Diagrama Passega për kampionet e litoralit 137
II.3.3.4. Granulometria e sedimenteve me metodën e sitisjes dhe krahasimi i saj me metodën e Laserit 139
II.3.3.5. Krahasimi i metodës së Sitisjes me Laser Diffraction Analysis (LDA) .. 139
II.3.3.6. Analiza granulometrike e sedimenteve të marra thellësi nën ujë 144
II.3.3.7. Funksionet linear diskriminante për kampionet nën ujë 147
II.3.3.8 Diagrama Passega për kampionet nën ujë 148
II.3.4. Dinamika e lëvizjes së vijës bregore të deltës së lumit të Vjosës për periudhën kohore 1870, 1918, 1937, 1957, 1988, 2007, 2011, 2016. Dukuritë erozive dhe akumulative të zonës bregore 149
II.3.4.1 Ndryshimet e kursit të deltës së Vjosës dhe lëvizjeve bregore përgjatë viteve. Studimet ekzistuese 149
II.3.4.2. Përpunimi i të dhënave të hartografimeve, fotografive satelitore në sistemin GIS 152
II.3.4.3. Përpunimi statistikor i fenomenit sasior të erozion/akumulimit 155
Kapitulli II.4. Mineralogjia e mineraleve të rëndë të sedimenteve aktuale të deltës së lumit të Vjosës dhe deltës së Matit 157
II.4.1. Rëndësia e studimit të mineraleve të rëndë 157
II.4.2. Studimi i mineraleve të rëndë nga autorë të ndryshëm 157
II.4.3. Proceset e formimit të shkrifërimeve të mineraleve të rënda 159
II.4.4. Karakteristikat e grimcave: densiteti, diametri dhe forma 160
II.4.5. Proceset fizike të sortimit të MR dhe formimi i shkrifërimeve 161
II.4.6. Sortimi i sedimenteve në format e shtratit 164
II.4.7. Sortimi i mineraleve nga veprimi i valëve në plazhe 164
II.4.8. Proçeset që kontrollojnë shoqërimet e mineraleve të rënda 166
II.4.8.A. Gërryerja e shkëmbinjve mëmë 167
II.4.8.B. Abrazioni Mekanik 169

II.4.8.C. Erozioni/gërryerja përgjatë ruajtjes aluviale në fushat e përmbytura 169
II.4.8.E. Diagjeneza..... 169
II.4.9. Sortimi i mineraleve të rënda në deltën e Vjosës dhe Matit 171
II.4.10. Përshkrim i përgjithshëm i deltave të grykëderdhjes së lumit Vjosë dhe Mat 171
Kapitulli II.5.Rezultate dhe Diskutime 175
II.5.1. Depozitimet e mineraleve të rënda në deltat e Vjosës dhe Matit 175
II.5.2. Rezultatet e ndarjes së densitetit 175
II.5.3. Krahasimi i rezultateve të ndarjes së densitetit të Vjosës dhe Matit 177
II.5.4. Rezultatet e përftuara nga ndarja magnetike 178
II.5.5. Mineralogjia 181
II.5.6. Rezultatet gjysëm sasiore të XRD 182
II.5.7. Mineralet e rënda në bregdetin Shqiptar 187
II.5.8. Të dhënat gjeokimike nga ICP-OES 189
II.5.9 Rezultatet e tipologjisë së zirkonit 192
II.5.10. Tipologjia e Zirkonit sipas Pupin 192
II.5.11. Ngjyra e grimcave të zirkonit 193
II.5.12. Rezultate nga CL 193
II.5.13. Rezultatet e CL mbi zonimin e grimcave të zirkonit 194
II.5.14. Rezultate nga SEM 196
II.5.15. Rezultatet nga EPMA lidhur me inkluzionet e grimcave të zirkonit..... 199
II.5.16. Rezultate nga Mikroskopi 203

KONKLUZIONE DHE PËRFUNDIME 205

REFERENCA 208

ANEKSE

Aneksi A: Kampionimi..... 216
Aneksi B: Rezultatet e granulometrisë (të dhënat tabelore) 228
Aneksi C: Foto të grimcave të zirkonit në SEM 236
Aneksi D: Foto të grimcave të zirkonit në EPMA 249
Aneksi E: Foto të grimcave të zirkonit në CL 253

LISTA E TABELAVE

Tabela II.1.1. Të dhënat e shpimeve sipas studimit 62
Tabela II.1.2. Baza e të dhënave e përpunuar (plotësuar me trashësitë e rërave dhe të zhavorreve në thellësi të ndryshme) 63
Tabela II.1.3. Ndjeshmëria magnetike e mineraleve të rënda, shprehur në rrymën e punës në Ampere për Frantz Isodynamic Separator; (dc) tregon varësinë e fortë në gjeokimi. Kolona vertikale tregon fraksionin e ndryshëm në të cilat kampionet janë ndarë (sipas Rosenblum dhe Brownfield, 1999) 73
Tabela II.1.4. Karakteristikat teknike të Phillips PW1830 difraktometër 74
Tabela II.1.5. Peshat e përdorura për kryerjen e ICP OES, pesha e kampionit, acidit HCl 2.5M dhe $LiBO_2$ 79
Tabela II.1.6. Pozicionimi i kampioneve në matjen e ICP, dhe peshat për kampion dhe acide për krijimin e tretësirës 79
Tabela II.1.7. Aplikimi i metodës së LOI 80
Tabela II.1.8. Peshimi i kampioneve, litiumit dhe acidit - Kampionet step 2 81
Tabela II.3.3.1. Shpërndarja e madhësisë së grimcave (metoda e sitisjes) 139
Tabela II.3.3.2. Shpërndarja e madhësisë së grimcave me metodën e Sitisjes (WentWorth, 1922) 139
Tabela II.3.3.3. Shpërndarja e madhësisë së grimcave me metodën e Laserit (WentWorth, 1922) 140
Tabela II.3.3.4: Parametrat nga matjet e grafikut (sipas Folk dhe Ward, 1957, Logaritmik) 140
Tabela II.3.3.5. Parametrat statistikorë: Mesatarja, Sortimi, Koificienti i asimetrise, Koif. Mprehtësisë së kurbës, sipas metodës së Sitisjes (S) dhe Laser (L) 141
Tabela II.3.3.5. Ndryshimet kryesore të metodës së sitisjes me metodën e Laserit 144
Tabela II.4.1. Stabiliteti kimik i MR (sipas Maria et.al, 1992, & Haredy, 2003) 168
Tabela II.4.2. Renditja e stabilitetit relative të mineraleve në kushte të ndryshme të pH (Nickel, 1973). 168
Tabela II.4.3. Renditja e stabilitetit mekanik i mineraleve (sipas Freise 1931, Thiel 1945, Dietz, 1973) 169
Tabela II.4.4. Qëndrueshmëria e mineraleve në funksion të aciditetit të ujërave të drenazhuar, diagjenezës së thellë të groposjes dhe moshës gjeologjike (sipas Morton & Hallsworth, 1999) 170
Tabela II.5.1. Peshat në përqindje: fraksionit të tretur; fraksionit të rëndë; fraksioni i lehtë; fraksioni > 425 µm (delta e Vjosës) 175
TabelaII.5.2. Peshat në përqindje: fraksionit të tretur; fraksionit të rëndë; fraksioni i lehtë; fraksioni > 425 µm (delta e Matit) 177
Tabela II.5.3. Përqindja në peshë (wt%) e fraksioneve >250 µm; 125-250 µm; <125 µm. (Kampionet në anën e djathtë të grykëderdhjes së Vjosës) 178
Tabela II.5.4. Përqindja në peshë (wt%) e fraksioneve >250 µm; 125-250 µm; <125 µm. (Kampionet në anën e majtë të grykëderdhjes së Vjosës) 178
Tabela II.5.5. Përqindja në peshë e fraksioneve në fusha të ndryshme magnetike. (Kampionet në anën e djathtë të grykëderdhjes së Vjosës) 179
Tabela II.5.6. Përqindja në peshë e fraksioneve në fusha të ndryshme të fushës magnetike. (Kampionet në anën e majtë të grykëderdhjes së Vjosës) 179
Tabela II.5.7. Përqindja në peshë (wt%) e fraksioneve >250 µm; 125-250 µm; <125 µm. (Kampionet në deltën e lumit Mat) 180
Tabela II.5.8. Përqindja në peshë e fraksioneve në fusha të ndryshme të fushës magnetike. (Kampionet në deltën e lumit Mat) 181
Tabela II.5.9. Përbërja mineralogjike (wt%) e fraksionit të rëndë 63-425 µm (sedimentet e deltës së Vjosës), nga rezultatet gjysëm sasiore të XRD 183
Tabela II.5.10. Përbërja mineralogjike (wt%) e fraksionit të rëndë 63-425 µm (sedimentet e deltës së Matit), nga rezultatet gjysëm sasiore të XRD 183
Tabela II.5.11. Përmbledhje e ngjashmërive dhe ndryshimeve midis sedimenteve të dy deltave të lumit. (Xhaferri et al., 2020) 186

Tabela II.5.12.Përbërja kimike e fraksionit të rëndë në kampionet e deltës së Vjosës(wt%) 190
Tabela II.5.13.Përbërja kimike e fraksionit të rëndë në kampionet e deltës së Matit (wt%) 191
Tabela II.5.14. Shpërndarja e grimcave sipas tipologjisë Pupin..... 192
Tabela II.5.15. Përbërja kimike e ikluzioneve të përfshira në grimcën e zirkonit (w% e oksideve)..... 201
Tabela II.5.16. Përbërja kimike e ikluzioneve të përfshira në grimcë e zirkonit (w% e elementëve) 202

Anekse

Tabela A.1. Vendndodhja e kampioneve të marra në studim në deltën e lumit të Vjosës, koordinatat, numri i kampioneve si dhe përshkrim i shkurtër i tyre..... 216
Tabela A.2. Vendndodhja e kampioneve të marra në studim në deltën e lumit të Matit, koordinatat, numri i kampioneve si dhe përshkrim i shkurtër i tyre..... 220
Tabela A.3. Vendndodhja e kampioneve të marra në litoral nënujë nga Porti i Vlorës deri në grykëderdhjen e lumit të Vjosës, koordinatat, numri i kampioneve si dhe përshkrim i shkurtër i tyre 222
Tabela B.1. Shpërndarja e madhësisë së grimcave në wt%. sipas Wentworth (1922) 228
Tabela B.2: Parametrat nga matja e grafikëve (sipas Folk dhe Ward, 1957, Logaritimike). 230
Tabela B.3: Parametrat nga matja e grafikëve (sipas Folk dhe Ward, 1957, Gjeometrike). 231
Tabela B.4: Parametrat statistikorë, funksionet linear diskriminantë dhe mjediset e depozitimit 232
Tabela B.5: Shpërndarja e madhësisë së grimcave për kampionet në litoral nënujë 233
Tabela B.6: Parametrat nga matja e grafikëve (sipas Folk dhe Ward, 1957, Gjeometrike). 234
Tabela B.7: Parametrat nga matja e grafikëve (sipas Folk dhe Ward, 1957, Logaritmikë). 234
Tabela B.8: Parametrat statistikorë, funksionet lineare diskriminantë dhe mjediset e depozitimit. 235

LISTA E FIGURAVE

Figura I.1.1 Zona e studimit: Ultësira "Deltaike''e Detit Adriatik: 1. Delta e lumit Bunë; 2. Delta e Lumit Drin; 3. Delta e lumit Mat; 4. Delta e lumit Ishëm; 5. Delta e lumit Erzen; 6. Delta e lumit Shkumbin; 7. Delta e lumit Seman; 8. Delta e lumit Vjosë 23

Figura I.2.1. Harta Gjeologjike e Ultësirës Adriatike: A. Rajoni Vlorë - Tiranë, B.Rajoni Kepi i Rodonit -Shkodër..... 31

Figura I.2.2 Kolona litologo-stratigrafike dhe sedimentologjike e depozitimeve molasike të Ultësirës Adriatike (Durmishi Ç., 2005) 32

Figura I.2.3.a.b. Etapat e evolucionit Gjeologo/Tektonik dhe Neotektonik të Hapësirës Bregdetare Adriatike dhe rrethinave kufizuese. Sipas Melo V. Durmishi Ç. (2005 37

Figura I.2.4. Skica paleogjeografike e trasgresionit detar në Epokën e Pleistocenit dhe të Holocenit gjatë Periudhës së Kuaternarit (realizuar nga Durmishi Ç.)..... 39

Figura I.3.1. Skema 0 1: Faktorët që ndikojnë në imazhin e rajoneve të zonave bregdetare 43

Figura I.3.2 (a.b.c.d): Zonimi gjenetik i hapësirës bregdetare Adriatike 50

Plansheta I.3.1 54

Plansheta I.3.2 55

Plansheta I.3.3 56

Plansheta I.3.4 57

Plansheta I.3.5 58

Plansheta I.3.6 59

Plansheta I.3.7 60

Figura II.1.1: Shembuj të vizatimit të kolonave sedimentologjike të nxjerra nga profilet gjeologjikë 63

Figura II.1.2. Harta e shpimeve dhe profilet gjatësorë dhe tërthorë të studimit (Prof. I-I në XXII-XXII) ndërsa profilet me të kuqe janë përzgjedhur ose hedhur nga ana jonë..... 64

Figura II.1.3. Vendndodhja e kampioneve të marrë në deltën e Vjosës dhe Matit..... 65

Figura II.1.4. Vendndodhja e kampioneve në litoral nënujë (Profili I-I deri në IV-IV) 65

Figura II.1.5. Vendndodhja e kampioneve në litoral nënujë (Profili IV-IV deri në VII-VII) 66

Figura II.1.6. Vendndodhja e kampioneve në litoral nënujë (Profili VIII -VIII deri në XII-XII). 66

Figura II.1.7: Profilet e hapura (A-D) në kordon dunor për kryerjen e analizave granulometrike, mineralogjike dhe kimike 66

Figura II.1.8: a) Hapja e profilit - D; b) kampioni i marrë në valëzimet e erës në kordonin dunor 66

Figura II.1.9 a) Këndi i shpërndarjes së dritës për grimca të vogla dhe të mëdha; b) pajisja me të cilën janë kryer analizat e granulometrisë 69

Figura II.1.10. Foto të kryera në laborator gjatë trajtimit të kampioneve; Pajisja që tund gotat laboratorike; pajisja kuartuese 70

Figura II.1.11. Gotat e kuartuara për matjen me Laser; rezulatet në kohë reale në kompjuter 70

Figura II.1.12: Të dhënat tabelore rreth kampioneve, numri regjistruar, emri i kampionit dhe koha kur është kryer matja 70

Figure II.1.13: Skema e ndarësit LOC të zhvilluar nga Ijlst (1973) 72

Figura II.1.14: Ndarësi Franz isodynamic, (sipas Oberteuffer, 1974) pajisja KU Leuven... 72

Figura II.1.15. Model i grafikut të XRD në programin EVA. 75

Figura II.1.16.a) mbajtësi plastikë me bluarësit prej korundi b) kanistra ku qëndron kampioni për tu bluar deri në 10μm 75

Figura II.1.17. a) kampioni i vendosur në tasa për tharje b) havani i vogël i cili bluan kampionin për herë të dytë, c) mbajtësja metalike e cila matet në XRD 76

Figura II.1.18: Paraqitja e funksionimit të ICP OES nga kampioni tek detektori (sipas Mao et.al, 1989) 76

Figura II.1.19: Pajisja 720 ES (ICP-OES) 77

Figura II.1.20: a) mbajtësja grafit, b & c) marrja e kampioneve nga furra me pinceta, hedhja e përbërjes në tretësirë, d) tretësira e vendosur në magnet trazues 77
Figura II.1.21: Tretësira e kampioneve e përftuar; b) tretësirat dhe shishet e acideve; c) model i pipetave 78
Figura II.1.22: Pajisja Parr-bomb 80
Figura II.1.23: Studimi i grimcës së zirkonit në mikroskop 83
Figura II.1.24: Klasifikimi tipologjik i Zirkonit dhe shkalla gjeotermike (sipas Pupin 1980). Indeksi A reflekton raportin Al/(Na+K), ndërsa Indeksi T reflekton temperaturën.... 84
Figura II.1.25: Klasifikimi i zirkonëve propozuar nga Pupin (1980) 85
Figura II.1.26: a) Pajisja SEM coating System, Bio-Rad SC 502; b) Kampionet e zirkonëve të mbuluara me ar. c) Pajisja SEM Jeol JSM 6400 (KU Leuven)..... 86
Figura II.1.27: a) Skema e funksionimit të CL; b & c) Pajisja CL Model 8200 MK II, tipi Nikon 86
Figura II.1.28: a) Instrumenti Quorum Q150T ku kampioni në shlif mbulohet me karbon; b) instrumenti EPMA; c) Paraqitja e faqes së punës gjatë analizës së mineralit të zirkonit .. 88
Figura II.2.1. Harta Tektonike e Basenit ujë mbledhës të Lumit të Vjosës (sipas Durmishi et.al., 2018) 89
Figura II.2.2. Ndarjet e zonave gjeotektonike të Albanideve 90
Figura II.2.3. Harta Gjeologjike e rrjedhjes së sipërme të Lumit të Vjosës, teritori Greqisë veri-lindore A3. Shk. 1: 200000. (sipas Durmishi et.al., 2018) 91
Figura II.2.4. Harta Gjeologjike e rrjedhjes se mesme të Lumit të Vjosës, (A2) . Shk. 1: 200000 (sipas Durmishi et.al., 2018) 94
Figura II.3.1.1. Korelimi dhe unifikimi i niveleve taracor të Lumit të Vjosës me datimet kronostratigrafike të kryera në nivelet taracore të Lumit Voidimatis (degë e lumit Aoos-Vjosë), rrjedhja e sipërme në teritorin e Greqisë. 104
Figura II.3.1.2. Granulometria dhe përbërja petrografike e sedimenteve në luginën aktuale të Lumit Vjosa (Xhemali. Xh., Daja Sh., 2000) 106
Figura II.3.2.1. Profili Sedimentologo-Gjeofizik i depozitimeve të Kuaternarit në rajonin: Lezhë-Milot-Patok-Ishëm (Durmishi Ç., etj., 2005, 2010) 107
Figura II.3.2.2. Profili Elektro/Sedimentologo-Gjeofizik (Sondim Elektrik Vertikal-SEV) i depozitimeve të Kuaternarit në rajonin e deltës së lumit Bunë, Velipojë. (Durmishi C., etj., 2005, 2008) 108
Figura II.3.2.3. Konturet fiziko-gjeografike të Deltës së Lumit të Vjosës dhe kufizimet në Jug me Litoralin e Gjirit të Vlorës në Veri me konturet e Deltës së Lumit të Semanit dhe në Lindje me ekosistemin kodrinor të strukturave Neogjenike 110
Figura II.3.2.4. Zonat e kryerjes së punimeve në terren. Ekosistemet përbërëse të deltës së lumit të Vjosës 111
Figura II.3.2.5. Pozicioni i profileve sedimentologjik-Delta e Vjosës: profilet gjatësore (a-a';b-b';c-c';d-d'), profili tërthor lokal e-e' & profilet rajonal I-I dhe II-II. 112
Figura II.3.2.6A. Profili sedimentologjik a –a'. Ndërtimi kolonave sedimentologjike, identifikimi i formave gjenetike, sekuencat depozituese kanalore(K) dhe bareve (B)..... 113
Figura II.3.2.6B. Profili sedimentologjik gjatësor a-a'. F.D.-Front Deltaikë; Fu.D.-Fushë Deltaike 113
Figura II.3.2.7. Profili sedimentologjik gjatësor b-b'. (Fu.D.-nën/Mjedisi Fushës Deltaike; F.D. Front Delte; P.D.Pro Delta; K. paleo lugina lumore të lumit të Vjosës..... 114
Figura II.3.2.8A.Profili sedimentologjik gjatësor c-c'. Ndërtimi i kolonave sedimentologjike, identifikimi i formave gjenetike, sekuencat depozituese kanalore dhe e bareve rëror dhe shkallëzimet e cikleve sekuenciale dhe megasekuencial 115
Figura II.3.2.8B. Profili Sedimentologjik gjatësor (c-c') i dëshifrimit dhe Interpretimit të cikleve të sedimentimit (I, II) për depozitimet Kuaternare 115
Figura II.3.2.9. Profili sedimentologjik d-d', evidentimi i Megasekuencave depozituese për ciklin e dytë Holocenik dhe kufiri sedimentologjik midis ciklit të parë me ciklin e dytë 116
Figura II.3.2.10. Profili sedimentologjik tërthor e-e'. Prania e tre niveleve të paleo luginave lumore gjatë epokës së Holocenit, në rajonin Nartë - Vlorë 116
Figura II.3.2.11. Profil tërthor sedimentologjik I-I sipas trendit të rrjedhjes dhe Deltës së 117

Lumit të Vjosës .....
Figura II.3.2.12. Profili tërthor Sedimentologjik II-II sipas trendit të rrjedhjes dhe Deltës 118
së Lumit të Vjosës .....
Figura II.3.2.13.Harta e trashësisë së depozitimeve të Kuaternarit. Rajoni i deltës së lumit 119
Vjosë .....
Figura II.3.2.14. Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavoreve + rërave në 120
intervalin >80metra. Epoka e Pleistocenit.....
Figura II.3.2.15A. Harta e Gjirit të Vlorës në vitin 1573 (sipas Simon Pinargenti) dhe 121
derdhja e një degëzimi të Lumit të Vjosës .....
Figura II.3.2.15B. Pamja e përgjithshme e Evolucionit të Gjirit të Vlorës dhe deltës së 121
lumit Vjosë; pas imazheve satelitore të periudhës gusht 1981-Korrik 1989-Tetor 2001
(Objekti Global i Mbulesës së Tokës Landsat, 2005; Neotektonika thyerjet, shtytjet e
kundërta aktive (pas Aliaj et al. 2000) .....
Figura II.3.2.16. Harta e trashësisë së termit litologjik të zhavorreve në intervalin 50-80 122
metra .....
Figura II.3.2.17. Harta e trashësisë së termit litologjik të rërave në intervalin 50-80 123
metra.....
Figura II.3.2.18. Harta e trashësisë së termit litologjik të zhavoreve në intervalin 0-50 124
metra .....
Figura II.3.2.19. Harta e trashësisë së termit litologjik të rërave në intervalin 0-50 metra. 125
Figura II.3.2.20. Harta e trashësisë së termit litologjik të zhavoreve në intervalin 0 - 80 126
metra .....
Figura II.3.2.21. Harta e trashësisë së termit litologjik të rërave në intervalin 0 - 80 127
metra.....
Figura II.3.2.22. Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavoreve + rërave në 128
intervalin 50-80 metra .....
Figura II.3.2.23. Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavoreve + rërave në 129
intervalin 0-50 metra .....
Figura II.3.2.24. Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavoreve + rërave në 130
intervalin 0-80metra .....
Figura II.3.2.25. Tipi gjenetik i deltës së lumit të Vjosës sipas klasifikimit të tipeve 131
gjenetike të deltave (a) morfologjia dhe gjeometria e trupave sedimentar përkatëse (b):
A.Delta me mbizotërim lumor (Rivers), B. Delta me mbizotërim të baticë-zbaticave
(Tides), C. Delta me mbizotërim të valëve (Waves) .....
Figura II.3.3.1. Variacionet e parametrave statistikorë..... 133
Figura II.3.3.2. Plotimet bivariate: a) Mesatarja vs Sortimi; b) Mesatarja vs Asimetri; c) 136
Mesatarja vs Koif. mprehtësisë së kurbës; d) Sortimi vs Asimetri; e) Sortimi vs Koif.
mprehtësisë së kurbës; f) Asimetri vs Koif. mprehtësisë së kurbës.....
Grafiku II.3.3.3. Klasifikimi i mjediseve sipas fuksioneve diskriminant lineare (sipas 137
propozimit të Sahu, 1964) .....
Figura II.3.3.4. Ilustrimi i diagramave a) Passega, 1957; b) Passega, 1964; 138
Figura II.3.3.5. Krahasimi i shpërndarjes së madhësisë së grimcave të përftuar nga sitisja 141
dhe Lazer (ngjyra blu – Sitisja; ngjyra kuqe – Lazer) .....
Grafiku II.3.3.6. Variacionet e parametrave statistikore në metodat e Sitisjes dhe Laser..... 142
Grafiku II.3.3.7. Variacioni i madhësisë së grimcës për kampionet nën-ujë 145
Grafiku II.3.3.8. Variacionet e parametrave statistikore për kampionet nën-ujë 146
Figura II.3.3.9. Plotimet bivariate për kampionet nën ujë: a) Mesatarja vs Sortimi; b) 147
Mesatarja vs Asimetri; c) Mesatarja vs Koif. mprehtësisë së kurbës; d) Sortimi vs
Asimetri; e) Sortimi vs Koif. mprehtësise së kurbës; f) Asimetri vs Koif. mprehtësisë së
kurbës .....
Figura II.3.3.10. Grafikët sipas fuksioneve lineare diskriminante për kampionet nën ujë 147
(sipas propozimit të Sahu, 1964) .....
Figura II.3.3.11. Ilustrimi i diagramave a) Passega, 1957; b) Passega, 1964; 148
Figura II.3.4.1. Evolucioni i vijës bregdetare në deltën e Lumit Vjosë 150
Figura II.3.4.2. Evolucioni i vijës bregore në krahun e djathtë të grykëderdhjes së 151

Vjosës.....
Figura II.3.4.3. Evolucioni i vijës bregore në krahun e majtë të grykëderdhjes së Vjosës..... 151
Figura II.3.4.4. Dinamika e vijës bregore e deltës së lumit të Vjosës gjatë 1870-2016..... 153
Figura II.3.4.5. Dinamika e vijës bregore e deltës së lumit të Vjosës gjatë 1870-2016 (sip. e akumulimit dhe erodimit) 154
Grafiku II.3.4.6. Sipërfaqet e erodimit dhe akumulimit në hektar 155
Grafiku II.3.4.7. Sipërfaqet e erodimit dhe akumulimit në hektar/vit..... 155
Figura II.4.1: Diagrama skematike e proceseve të sortimit të grimcave që shkaktojnë zhvillimin e shkrifërimeve të MR. (grimcat gri janë MR, grimcat e bardha ML, sipas Li (1992) 161
Figura II.4.2: Kurbat për shpejtësitë e zhvendosjes së kuarcit dhe mineraleve përfaqësues nga mineralet e rënda me gravitet specifik në kllapa, (sipas Komar, 2007)..... 162
Figura II.4.3. Këndet e rrotullimit në ngarkimin selektiv të grimcave nga një depozitim i miksuar e madhësisë dhe densitetit të grimcave (grimca me ngjyrë gri - minerale të rënda; grimcat e bardha - minerale të lehta. Shpejtësia "u" është shpejtësia e rrjedhjes (sipas Komar, 2007) 162
Figura II.4.4. Kurbat e vlerave të pragut për ngarkimin e grimcave me madhësi të ndryshme të shkrifërimeve në plazhin e Oregonit (pas Komar, 2007) 163
Figura. II.4.5. Koncentrimi i MR në kreshtat e valëzimeve si pasojë e variacioneve në shpejtësinë e rrjedhjes dhe intensitetit të turbulencës përmes profilit të valëve (sipas McQuivey dhe Keefer, 1969) 164
Figura II.4.6: Formimi i shkrifërimeve në saj të veprimit të erozionit në plazhe (sipas Rao, 1957) 165
Figura II.4.7: Faktorët e përqëndrimit të mineraleve në rërat e zeza të plazhit Oregon të paraqitura kundër stresit të kërkuar për ngarkimin e tyre (sipas Komar, 2007) 166
Figura II.4.8: Transporti selektiv i grimcave nën lëvizjen asimetrike orbitale të valëve. Mineralet e rënda (të zeza) kanë një transport më të lartë në drejtim të tokës nën kreshtën e valës sesa në drejtim të detit. Mineralet e lehta (rrethi i bardhë) lëvizin në distanca të barabarta (sipas Komar, 2007) 166
Figura II.4.9: Diagrama që tregon proceset që kontrollon shoqërimet e mineraleve të rënda në ranorët (Morton et. Al., 1999, & Nauton-Fourteu et,al., 2020)..... 167
Figura II.4.10: Zvogëlimi i diversitetit mineral me thellësinë e varrosjes që rezultojnë nga shpërbërja progresive (studimi i rastit në ranorët e Paleocenit të sipërm të Detit të Veriut, sipas Morton & Hallsworth, 1999) 170
Figura II.4.11 : a) Harta e baseneve drenazhes të lumenjve Vjosa dhe Mati; b and c) Harta gjeologjike e lumit Vjosa dhe Mati, respektivisht (ISPGJ-IGJN,1983) 172
Figura II.4.12: Harta tektonike e Shqipërisë, me zgjatimin në jugperëndim në kufi me Greqinë (sipas Velaj, 2015) 174
Figura II.5.1: Cikël i njëpasnjëshëm i depozitimeve me shtresa të pasura në minerale të lehtë dhe minerale të rëndë 177
Grafiku II.5.2: Përqindjet në peshë të fraksionit të tretur, > 425 μm, të rëndë (425-63 μm) dhe të lehtë (425-63 μm), për deltën e Vjosës (a) dhe Matit (b) 178
Grafiku II.5.3: Variacionet e MR në kampionet e pasura në fraksion të rëndë në deltën e Vjosës 184
Grafiku II.5.4: Variacionet e MR në kampionet e pasura në fraksion të rëndë në deltën e Matit 184
Figura II.5.5: Foto të grimcave të zirkonit në CL sipas grupeve të luminishencës 194
Figura II.5.6: Foto të grimcave të zirkonit në CL sipas grupeve të zonimit 195
Figura II.5.7: Foto të grimcave të zirkonit në SEM 196
Figura II.5.8: Ilustrime të ndryshme të grimcave të zirkonit të thyera dhe me fraktura..... 196
Figura II.5.9: Grimcë e zirkonit (S. 33D), e testuar në EMPA, si dhe tabela e gjeneruar nga programi me informacionin lidhur me përqindjet e elementëve kimike dhe oksideve në inkluzionet 200
Figura II.5.10: Ilustrime të grimcave të zirkonit me inkluzione në përmasa dhe forma të 203

ndryshme .....
Figura II.5.11: Metoda të ndryshme të përdora në grimcën e mineralit të Zirkonit. Mikroskop 1. me dritë të transmetuar; 2. dritë e polarizuar; 3. dritë e reflektuar; 4. katodoluminisheca; 5. EPMA 204

ANEKSE

Figura A.1. Foto të kampioneve të marra në studim..... 224
Grafiku B.1: Shpërndarja e madhësisë së grimcave..... 229
Grafiku B.2: Variacioni i madhësisë së grimcës për kampionet e marra në litoral nën ujore. 233

Hyrje

Studimi i zonave bregdetare dhe dinamikës së vijës bregore përbën një nga problemet shkencore të rëndësishme, pasi këto zona ndodhen nën presionin e vazhdueshëm të forcave të natyrës dhe të shoqërisë njerëzore, në veçanti në zonat e ulëta tektonike të zhvilluar. Zona bregdetare përfaqëson një mjedis kompleks natyror dhe socialo-ekonomik, ku proceset janë të vazhdueshme dhe dinamike. Kjo hapësirë është pjesë përbërëse e zonës lindore të Adriatikut jugor dhe të Jonit verior, duke përfaqësuar hapësirën më të rëndësishme social-ekonomike dhe turistike për zhvillimin e qëndrueshëm të ekonomisë shqiptare. Hapësira bregdetare shqiptare përbëhet nga larmia e ekosistemeve dhe biodiversiteteve që e karakterizojnë këtë hapësirë, në të cilën ndërthuren elementët përbërëse të ekosistemeve: kontinentale - bregore - detare.

Ky studim është përqëndruar në hapësirën bregdetare "akumulative" të Adriatikut, e cila përfshin rajonin Shkodër - Vlorë, ku konsiston në studimin e depozitimeve deltaike dhe zonimit gjenetik të rajonit Shkodër - Vlorë.

Rajoni bregdetar është karakterizuar nga prezenca e sistemeve të ndryshme deltore dhe plazheve rërore që karakterizohet nga prezenca e depozitimeve me minerale të rëndë me ngjyrë të errët. Shkrifërimet kanë qënë subjekt i një numri të madh studimesh (Sinoimeri, 1966; Sinoimeri et al., 1966; 1970; Ostrosi, 1977; Ostrosi et al., 1998) fokusuar kryesisht në eksplorimin e depozitimeve, shpërndarjen e mineraleve të rënda dhe prejardhjen e tyre. Ndërkohë, një sërë studimesh dhe punime diplomash janë kryer mbi deltat e lumenjve të Shqipërisë, të cilat kanë evidentuar larminë e përbërjes mineralogjike dhe petrografike të sedimenteve si edhe proceset e ndryshme sedimentologjike që kanë marrë pjesë në formimin e tyre. Po ashtu këto punime kanë evidentuar koncentrime të rëndësishme të mineraleve të rëndë.

Në këtë tezë një vëmëndje të vecantë i është kushtuar vlerësimit sedimentologjik dhe mineralogjik i depozitimeve të deltës së lumit të Vjosës. Ky punim ka konsistuar në vlerësimin nga ana gjeomorfologjike, stratigrafike, gjeologo tektonike dhe formacioni i depozitimeve të basenit të lumit dhe deltës së Vjosës. Duke shfrytëzuar literaturën ekzisuese, është arritur të kryhet analiza sekuenciale sedimentogjike e depozitimeve të kuaternarit në rajonin e deltës së lumit të Vjosës. Për deltën e lumit të Vjosës është kryer edhe studimi i dinamikës së vijës bregore ndër vite. Baza e të dhënave është përpunuar duke aplikuar teknologjinë e GIS. Për këtë punim është kryer një kampion marrje sistematike dhe janë aplikuar një sërë analizash për të patur një pasqyrë sa më të plotë lidhur me sedimentet e litoralit të lumit Vjosë. Më konkretisht, janë kryer analiza granulometrike, mineralogjike dhe kimike. Analizat e domosdoshme për këtë studim janë kryer pjesërisht në Fakultetin e Gjeologjisë dhe Minierave, dhe pjesa tjetër në KU Leuven në Belgjikë, në kuadër të bursës së studimit të mundësuar nga Programi Erasmus Mundus, në saj të marrëveshjeve të bashkëpunimit midis universiteteve të BE dhe Ballkanit Perëndimor. Për kryerjen e analizës granulometrike të sedimenteve rërore të depozitimeve aktuale të frontit të deltës dhe litoralit të Vjosës, është mundësuar analizimi i 88 kampioneve me metodën e Lazerit. Ndërkohë përsa i përket studimit mineralogjik ai është kryer mbi fraksionin e rëndë të kampionit dhe është kryer për ato kampione që kanë përqindje të konsiderueshme të mineraleve të rëndë. Për vlerësimin mineralogjik, janë marrë disa kampione në deltën e lumit të Matit në veri për të bërë një krahasim të deltave me njëra tjetrën. Konkretisht, 28 kampione janë analizuar me metodën gjysëm sasiore XRD, si dhe 39 kampione me anë të metodës së plazmës. Në depozitimet e të dyja deltave të lumenjve Vjosë dhe Mat, ka një sasi të konsiderueshme të magnetitit, kromitit, ilmenitit,

olivinës, epidotit, piroksenit dhe amfibolit, si dhe një sasi më e pakët e rutilit, zirkonit, turmalinës dhe staurolitit. Granatet janë të bollshme në deltën e Vjosës, dominuar nga rrjedhja e flishit, ndërsa në Deltën e Matit janë në vlera të ulëta ose mungojnë.

Një vëmëndje të veçantë i është kushtuar studimit të grimcave të zirkonit për kampionet e deltës së lumit të Vjosës, duke qënë se përqindjet e rezultateve të XRD shfaqën vlera në përqindje të konsiderueshme. Para se të niste kërkimi shkencor në Universitetin Katolik të Leuvenit, filluam të përdorim teknikat klasike që janë përdorur në Shqipëri në Departamentin e Shkencave të Tokës, për të dëshifruar përbërjen mineralogjike të sedimenteve në mikroskop optik. Vëmendje të veçantë ju është dhënë shoqërimeve të mineraleve të rënda dhe tipologjisë së mineraleve si zirkoni. Kristalet e zirkonit shfaqin morfologji të ndryshme kështu që një studim i mëtejshëm për këtë mineral është kryer duke përdorur teknika të ndryshme si Microscope, CL, SEM, EPMA (në KU Leuven). Grimcat e zirkonit janë klasifikuar duke përdorur tipologjinë e Pupin (1980).

Qëllimi i këtij bashkëpunimi ndërmjet universiteteve, ka qënë shkëmbimi i njohurive dhe përmirësimi profesional i backgroundit tim gjithashtu edhe përmirësimi i mëtejshëm i të dhënave mineralogjike të shkrifërimeve të deltës së Vjosës me teknika më të specifikuara siç janë në KU Leuven.

PJESA E PARË: KARAKTERISTIKAT FIZIKO-GJEOGRAFIKE, GJEOMORFOLOGJIKE, GJEOLOGO/TEKTONIKE, SEDIMENTOLOGJIKE TË HAPËSIRËS BREGDETARE ADRIATIKE NË TERITORIN SHQIPTAR (SINTEZË BIBLIOGRAFIKE).

KAPITULLI I.1. KARAKTERISTIKAT FIZIKO-GJEOGRAFIKE, GJEOMORFOLOGJIKE DHE SEDIMENTOLOGJIKE

Hapësira "deltaike" e detit Adriatik është pjesë përbërëse e Hapësirës bregdetare e Shqipërisë, e cila bën pjesë në zonën lindore të Adriatikut jugor dhe të Jonit verior, duke përfaqësuar hapësirën më të rëndësishme social-ekonomike dhe turistike për zhvillimin e qëndrueshëm të ekonomisë shqiptare. Kjo hapësirë bregdetare përbëhet nga larmia e ekosistemeve dhe biodiversiteteve që karakterizojnë këtë hapësirë. Kjo hapësirë bregdetare karakterizon një hapësirë ku ndërthuren elementet përbërëse të ekosistemeve: kontinentale - bregore - detare.

Kjo hapësirë përfaqëson një shtrirje të përgjithshme rreth 350 km. Një rol të rëndësishëm në konfiguracionin dhe dinamikën e vijës bregore shqiptare luajnë basenet ujëmbledhës të lumenjve të Shqipërisë me sipërfaqe rreth 44000 km².

Morfologjia, gjeometria, dinamika në kohë dhe hapësirë e deltave përkatëse e lumenjve kryesor të Shqipërisë dhe kontributorët përkatës të tyre (Vjosa, Semani, Shkumbini, Erzeni, Ishme, Mati, Drini dhe Buna) janë faktorët kryesor të ndryshimit të konfiguracionit të vijës bregdetare shqiptare. Llogaritjet hidrologjike për periudhën 1948-1990 tregojne se lumenjtë e rrjetit hidrografik të Shqipërisë shkarkojnë në det mesatarisht një volum ujor vjetor 41.27km^3, që i përgjigjet një prurje të lartë prej 1308m^3/s (Pano, 1995). Lumi Buna, mbas bashkimit me lumin Drin ka një prurje prej 680m^3/s, që përfaqëson lumin me të ujshëm të bregut lindor të deteve Adriatik dhe Jon. Lumi Po (Itali) në Adriatikun veriperëndimor dhe Buna e lumenjtë e tjerë të Shqipërisë në Adriatikun juglindor, përfaqësojnë dy vatra të fuqishme të shkarkimit të ujërave dhe sedimenteve të ngurta kontinentale në hapësirën e detit Adriatik. Lumenjtë e rrjetit hidrografik të Shqipërisë me rrjedhën e tyre furnizojnë në det një sasi të madhe sedimentesh të ngurta me një sasi mesatare vjetore prej 65.4 x 105 ton.

Temperatura e ujërave të bregdetit shqiptar përcaktohet nga bashkëveprimi termik ndërmjet Atmosferës, Hidrosferës, nga skema e qarkullimit të masave ujore si dhe nga temperatura e ujërave që derdhen nga lumenjtë në det. Amplituda vjetore e temperaturës së ujit luhatet nga 14.8 gradë celcius në sipërfaqen e detit duke zbritur deri 0.02 gradë celcius në thellësinë 900 m. Temperatura e ujërave sipërfaqësore të zonës bregdetare është për rajonin e Sarandës 19.2 °C, për rajonin e Vlorës 19.0 °C, për rajonin e Durrësit 17.8 °C, për rajonin e Shëngjinit 17.7 °C. Në bregdetin shqiptar temperatura më e lartë e ujit për periudhën shumëvjeçare (Pano, 1995) ka qenë 29.8 °C, ndërsa më e ulëta ka zbritur deri 7.7 °C. Për të gjitha ujërat e zonës bregdetare muaji më i ngrohtë i vitit është Gushti me një mesatare prej 25.1 °C, ndërsa muaji më i ftohtë është Shkurti me temperaturë 11.6 deri 14.3 °C. Regjimi i niveleve të ujit të hapësirës bregdetare Shqipëtare përcaktohet nga bilanci ujor i detit Mesdhe, nga ndikimi i forcës tangenciale të erës, nga baticë-zbaticat etj. Gjatë një faze baticore, amplituda e lëkundjeve ditore të niveleve të ujit ndryshon nga 20-30 cm.

Në bregdetin shqipëtar dallohen tri tipe valësh: 1.valë që formohen për shkak të veprimit të drejtëpërdrejt të erës, 2.valë të tipit 'det i vdekur', 3.valë të përziera.

Zona bregdetare ka një shtrirje pak a shumë V-J dhe përfaqësohet nga një vijë bregore me gjatësi prej 454km. (Durmishi.Ç. etj., 2005, 2007), vijë bregore që paraqet tipare fiziko-gjeografike, gjeomorfologji, sedimentologji dhe biodiversitet tepër të larmishëm. Veçoritë e ndërtimit gjeologo-tektonike dhe lëvizjeve neotektonike të territorit të hapësirës bregdetare i kanë dhënë vijës bregdetare dukuri dhe karakteristika të veçanta.

Morfologjia dhe gjeomorfologjia e hapësirës bregdetare shqiptare, duke marrë parasysh përbërjen e formacioneve shkëmbore karakterizohen nga:

• Bregdeti shkëmbor i përbërë nga formacione shkëmbore karbonatike;

• Bregdeti shkëmbor i përbërë nga formacione shkëmbore coprizore, flishoidale;
• Bregdeti shkëmbor i përbërë nga formacione shkëmbore coprizore, mollasike;
• Bregu i ulët i zonës bregore Adriatike i përbërë nga sedimente rëroro-argjilore të pa konsoliduara (të shkrifta) të periudhës Kuaternare: deltore, litorale, plazhe dhe dunave bregdetare);
• Bregdeti zonës bregore Jonike i përbërë me sedimente zhavororo - gravelitore të periudhës së kuaternarit, si rezultat i faneve aluvionale.
Kështu, gjatësia prej 454km e vijës bregdetare karakterizohet dhe përbëhet, si më poshtë:

a. Segmente të zonave bregdetare me vijë bregore të përbërë nga sedimente rërore, në trajtë kordonesh, shigjetash, litoral rëror, litoral rëror të deltave të lumenjeve, kordoneve rëroro dunor të stadeve të ndryshëm të evolucionit e dinamikës, si dhe të plazheve rëror të gjireve, përfaqësojnë një gjatësi prej 194km, ose 42.7% të totalit të vijës bregdetare të territorit të Shqipërisë.
b. Segmente të zonave bregdetare me vijë bregore të përbërë nga formacione shkëmbore karbonatike, të moshave të ndryshme gjeologjike, përfaqësojnë një gjatësi prej 153km, ose 33.7% të totalit të vijës bregdetare të territorit të Shqipërisë.
c. Segmente të zonave bregdetare me vijë bregore të përbërë nga formacione shkëmbore mollasike (facie litologjike të natyrës: konglomeratike, ranorike, alevritore, argjilore, etj.), të moshave Miocen - Pliocenike, përfaqësojnë një gjatësi prej 57km, ose 12.5% të totalit të vijës bregdetare të territorit të Shqipërisë. Segmente të zonave bregdetare me vijë bregore të përbërë nga sedimente të shkrifëta e të rrumbullakosura kokërr trashë (zhavororo-gravelitoro-rërore), që përfaqësojnë sedimente të faneve aluviale, (të formuara për gjatë periudhës së kuaternarit e deri në ditët e sotme), përfaqësojnë një gjatësi prej 31km., ose 6.8% të totalit të vijës bregdetare të territorit të Shqipërisë.
d. Segmente të zonave bregdetare me vijë bregore të përbërë nga formacione shkëmbore flishoidale, të moshave Oligocenike, përfaqësohen nga një gjatësi prej19km, ose 4.2% të totalit të vijës bregdetare të territorit të Shqipërisë.

Hapësira bregdetare e Shqipërisë për gjatë gjithë shtrirjes së saj, paraqet dy natyra tipike dhe të diferencuara qartë e prerë nga njëra tjetra, të cilat i përkasin konkretisht:

I.1.1. Hapësira bregdetare Joniane "Abrazive" (malore-shkëmbore e detare), Riviera Joniane, me një gjatësi të vijës bregore prej 203km, ose 44.7% të totalit të vijës bregore të teritorit të Shqipërisë. Konfiguracioni dhe gjeomorfologjia karakteristike e faneve aluvional përcaktohet kryesisht nga prania e ekosistemit malor bregdetar, ku hipsometria (deri në kuotat mbi 1000metra mbi nivelin e detit) dhe komponentes horizontale me nivelin e detit janë në raporte shume të theksuara në favor të hipsometrisë së sistemit malor (formacioneve karbonatike të zonave tektonike basenore Jonike dhe ajo platformike e Sazan-Karaburunit). Ky fenomen gjeodinamike ka çuar në praninë e një sërë lumenjsh, apo përrenjsh malor, me luginat e tyre tepër karakteristike, ku prania e kanioneve të tyre i japin kësaj hapësire tipare fiziko-gjeografike dhe gjeomorfologjike tepër karakteristike. Ka qënë prania e këtij fenomeni që ka krijuar dhe krijon segmente të veçantë të litoralit dhe gjireve zhavororo-gravelitoro-rërore dhe praninë e ekosistemit karakteristik që i ka krijuar, atij të faneve aluvionale. Mund të përmenden si më të spikaturat, kanionet dhe fanet aluviale të: Palasës, Dhërmiut,Vunoit, Gjipes, Qeparos, Borshit, Bunec-Sasaj, Kakomës, etj.

Në këtë hapësirë, gjeomorfologjia, përbërja litologjike e ndërtimit strukturor e formacioneve karbonatike që ndërtojnë hapësirën bregdetare krijojnë panorama dhe peisazhe spektakulare, e kombinuar kjo me hapësirën bregdetare të detit Jonian. Si rezultat

i këtyre fenomeneve, në këtë hapësirë janë krijuar disa gjire detare, ku nga më të spikaturit janë: gjiri Biskajës, Gramës, Himarës, Porto-Palermos, Borshit, Kakomesë, Sarandës etj.

I.1.2. Hapësira bregdetare "Deltaike" e detit Adriatik, me një gjatësi të zonës bregdetare prej 251 km, ose 55.3% të totalit të vijës bregdetare të territorit të Shqipërisë. Një rol të rëndësishëm në konfiguracionin dhe dinamikën e vijës bregore në hapësirën bregdetare të Adriatikut kanë luajtur pellgjet ujëmbledhës të lumenjve të Shqipërisë me sipërfaqe rreth 44000km². Morfologjia, gjeometria, dinamika në kohë dhe hapësirë e grykëderdhjeve të lumenjve kryesor të Shqipërisë (Vjosa, Semani, Shkumbini, Erzeni, Ishmi, Mati, Drini dhe Buna) dhe deltave përkatëse të tyre, janë faktorët kryesor të ndryshimit të konfiguracionit të vijës bregdetare në hapësirë dhe në kohë.

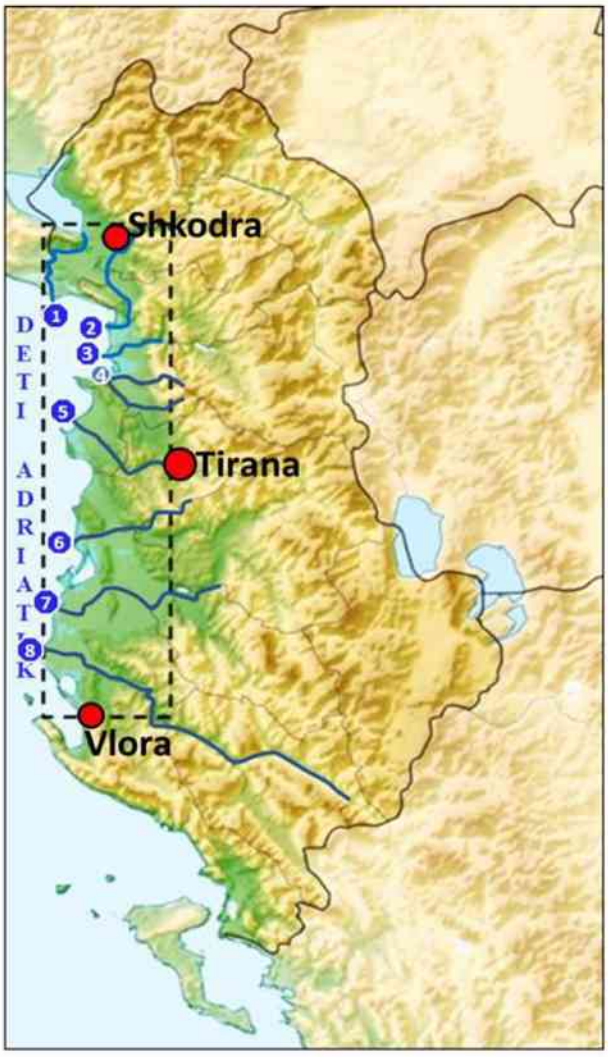


Figura I.1.1. Zona e studimit: Ultësira 'Deltaike'e Detit Adriatik: 1. Delta e lumit Bunë; 2. Delta e Lumit Drin; 3. Delta e lumit Mat; 4. Delta e lumit Ishëm; 5. Delta e lumit Erzen; 6. Delta e lumit Shkumbin; 7. Delta e lumit Seman; 8. Delta e lumit Vjosë.

I.1.2.a Karakteristikat dhe tiparet gjeomorfologo-sedimentologjike të ekosistemeve natyrore të Hapësirës bregdetare Adriatike.

I.1.2.a.1. Karakteristikat dhe tiparet gjeomorfologjike të rajonit Velipojë – Vlorë (Uji i Ftohtë).

Relievi i kësaj hapësire përfaqësohet nga disa vargje kodrinore dhe fusha në trajtën e luginave ndarëse aluvionale midis tyre si dhe nga fusha bregdetare buzë detit me një ansambel tepër kompleks morfologjik me plazhe, delta, marshe, liqene dhe laguna nga më karakteristiket, të cilat dallohen për vlerat ekonomike të mjedisit dhe shkencor. Kjo hapësirë e ultësirës ka një shtrirje të madhe dhe zë pjesën bregdetare nga Vlora deri në Shëngjin dhe më tej buzë kodrave të Rencit, vazhdon nëpër zonën Kruja deri në Velipojë (Bunë).

Nga pikëpamja e klasifikimit gjeografik ky brez futet në Ultësirën Bregdetare me një shtrirje prej rreth 220 km dhe me gjerësi që arrin deri në 40-45 km në qendër të saj (drejt Tiranës) por që në veri (në Lezhë) ngushtohet deri në disa km.

Relievi i kësaj Ultësire është formuar në fund të Pliocenit e sidomos gjatë Kuaternarit. Sekuencat e diferencuara neotektonike gjatë kësaj kohe kanë përvijuar vargjet kodrinore mbi strukturat antiklinale, të cilat janë ngritur gjatë kësaj kohe dhe luginat ndarëse sinklinale të mbushura nga aluvione etj, të cilat kanë pësuar ngritje të dobëta ose ulje gjatë kësaj periudhe. Lëvizjet globale neotektonike me karakter pozitiv me rrokullisje drejt perëndimit e kanë shtyrë vijën bregdetare më në perëndim gjatë Pliocenit dhe u kanë dhënë mundësi lumenjve kryesore (Devoll, Osum, Shkumbim, Erzen, Mat, Ishëm) që përshkojnë Ultësirën, të thellojnë shtratet e tyre e të formojnë gryka e tarraca në brendësi të saj. Më vonë pas daljes nga uji të Ultësirës në fund të Pliocenit vija bregore u shty më në perëndim dhe nga prurjet e shumta të lumenjve u formua hapësira fushore bregdetare në grykëderdhjet e tyre ose u formuan fushat e luginave sinklinale midis kodrave të zëna në sipërfaqe nga kuaternari holocenik pa taraca lumore, pasojë e zhytjes relative gjatë kuaternarit e sinklinaleve pliocenike ku ato vendosen.

Peisazhi morfologjik i hapësirës bregdetare është pasojë e ndërtimit strukturor dhe litologjik e rajonit e lëvizjeve neotektonike dhe e proceseve të jashtme që lidhen sidomos me veprimtarinë e lumenjve dhe të detit e të rrëshqitjeve buzë tij. Një rol të rëndësishëm kanë luajtur edhe ngritjet e nivelit të ujërave të Oqeanit Botëror pas shkrirjes së akullnajave në kuaternar, i cili e shtyu vijën e vjetër bregdetare më në lindje.

I.1.2.a.2. Vargjet kodrinore nga zona bregdetare e Velipojës deri në zonën bregdetare Durrës

Nga veriu në jug veçohen disa vargje kodrinore që vendosen gjatë luginës bregdetare, të cilat në një pjesë të mirë të tyre takohen ose me detin ose ndahen prej tij me fushat bregdetare. Në veri kemi Kodrat e Rencit, që zgjaten nga Lezha deri në Bunë (Velipojë) për 28 km me një gjerësi prej 3,5-4 km dhe me lartësi maksimale 545,5m. Ajo ngrihet mbi gëlqerorët e Kretës dhe të Eocenit që ndërtojnë një antiklinal të përmbysur, i mbihypur mbi flishet terrigjene-oligocenike, që vendosen rrëzë tij. Në pjesën jugore ajo kufizohet me detin përmes një plazhi të ngushtë ndërsa në veri në Velipojë ajo ndahet nga deti nga depozitimet detare dhe aluvionalo-deltore të Bunës dhe nëpërmjet liqenit karakteristik të Vilunit (4x2 km). Kodra e Rencit i ka shpatet e pjerrëta sidomos ai perëndimori, i cili në veri pritet nga një tektonike shkëputëse vertikale që shprehet me thepisje të faqes së gëlqerorëve. Kjo shkëputje ka zhytur relievin dhe ka formuar fushën bregdetare të Velipojës e deri në deltën e grykëderdhjes së Bunës deri në 8 km. Kurrizi i kodrës së Rencit është i gjerë dhe nuk ka lidhje me strukturën pasi shtresat bien kryesisht në lindje

qoftë për karakterin e përmbysur që ka struktura ose nga shkëputja gjatësore e saj, duke ulur pjesën perëndimore të antiklinalit. Gjerësia e kurrizores rreth 4 km ka lidhje me abrazionin e vjetër detar të Miocenit të sipërm, që ka sharruar shtresat njëlloj si në vargmalin e Krujës, etj. Kjo duket edhe nga copëtimi i vogël i relievit dhe nga dominimi i kuotave 350 – 380 m, që është karakteristikë edhe për kodrën e Kakariqit në lindje të saj. Nga rruga për në Velipojë e deri në Bunë, kodra e Rencit ndahet në dy pjesë me një reliev të ulur abraziv, që zë kuotat 100 – 120 m, e cila mund të jetë formuar në Pliocen gjatë transgresionit të tij për në lindje në drejtim të liqenit të Shkodrës.

Sipas aerofotografive, sipërfaqja abrazive është e përpunuar nga dukuri të shumta karstike si hinka, fusha karstike, etj., të cilat shpesh ndjekin linjat tektonike dhe sistemet e çarjeve, që janë tepër karakteristike për këtë strukturë.

Ashtu si edhe në veri, një thyerje e madhe gjatësore e pret mespërmes strukturën e Rencit, e cila ka zhytur krahun perëndimor të saj dhe i ka dhënë mundësi formimit të plazhit të Shëngjinit në këtë sektor, që arrin gjerësi prej rreth 1 km. Nga burimet karstike, që dalin gjatë kësaj shkëputje, formohet edhe një liqen i vogël me ujëra të ëmbla.

Në jug të Lezhës mbarojnë kodrinat gëlqerore të Rencit dhe Kakariqit pasi ato futen nën mbulesat tektonike të n\z Spiten poshtë dhe të asaj Krasta sipër, deri në Milot, dhe përsëri dalin në sipërfaqe me kodrat e Makareshit (analoge e Rencit) dhe vargmalin e Krujë – Dajtit (analog i Kakariqit). Nga jugu i Lezhës futemi në Ultësirën Pran Adriatike.

Në fillim kemi, buzë bregdetit, rafshina ose fushën bregdetare nga Lezha deri në Kepin e Rodonit, me një shtrirje prej 28 km dhe gjerësi 10 –12 km. Ajo përbëhet nga dy gjire, ai i Drinit në veri dhe i Rodonit në jug të ndarë, nga grykëderdhjet e deltave të lumit Mat dhe Drin, ku në kufi me detin, përhapen disa laguna si ai i Cekës në ishullin Lezhë në jug të lumit të Drinit dhe ai i Patokut në jug të lumit Mat, me një shtrirje përkatësisht 6 km dhe 4 km dhe gjerësi 3 km dhe 1.3 km.

Në jug të kësaj fushe bregdetare, në cepin verior të kodrave të Prezës, kemi grykë derdhjen e lumit Ishëm, që shkon në buzën më lindore të kodrave në fjalë sipas ballit të shkëputjes prapahipëse mbi sinklinalin e Tiranës, i cili zhytet drejt detit, duke lënë pas në jug (Thumanën), një luginë të sheshtë sinklinale midis kodrave të Prezës, në perëndim, dhe atyre të Makareshit në lindje.

Buza lindore e fushës bregdetare të "Matit" ka karakter kodrinor, të cilat ngrihen ne lartësitë 400 – 500 m, e cila gjithashtu duhet të jetë pasojë e abrazionit të Miocenit të sipërm si ujëndarëset e Rencit dhe Kakariqit.

Nga gjiri i Rodonit e deri në Durrës kemi vargjet kodrinore të Prezës dhe të Durrësit, që përfundojnë në det në kepin e Rodonit dhe të Bishtit të Palit, midis të cilave vendoset Gjiri i Lalëzit, në të cilin derdhen ujërat e lumit dhe deltës së Erzenit. Kjo morfologji e buzës bregdetare me dy cepe në trajtë briri, që futen në det me drejtimin VP dhe gjirin midis tyre pasqyron strukturën gjeologjike, monoklinalin e Prezës me rënie për në perëndim dhe krahun lindor të antiklinalit të Durrësit me rënie për në lindje. Që të dy të përbërë nga Miocen i sipërm – Pliocen dhe sinklinali ndarës pliocenik që të trija me shtrirje veri perëndim.

Ekosistemi kodrinor i Prezës. Kuota maksimale është 309 metra dhe karakterizohet me dy nivele lartësish: 270-300 m dhe 200-220 m, deri në veri dhe kanë një shtrirje prej 24 km dhe gjerësi 7 km me shpatin lindor më të thepisur pasi kufizohet me shkëputje prapahipëse dhe rënie të shtresave për në perëndim. Edhe shpati perëndimor në veri është i thepisur për shkak të shkëputjes. Në buzë të Gjirit të Lalzit pranë Kepit të Rodonit kemi thepisje të shpatit për shkak të shkëputjeve të reja që e kanë zhytur kodrën nën ujë, çka vërtetohet nga kalaja e Skënderbeut, e cila është ndarë në dy pjesë, njëra në tokë e tjetra në det.

Ekosistemi Kodrinor i Durrësit shtrihet buzë detit për 12 km me një gjerësi 2 km. Shpatin perëndimor e ka më të pjerrët deri në thikë në krahasim me atë lindor, qoftë nga prania e shkëputjes që ka zhytur pjesën perëndimore të strukturës ashtu dhe nga rënia e shtresave të drejtuara për në lindje, në disa raste edhe vertikale. Në Porto – Romano kodra e Durrësit përfundon duke i lënë vendin më tej asaj të Bishtit të Palit, pasi është prerë nga një tektonike grabenore, që ka zhytur strukturën, e cila edhe sot është aktive, çka duket nga zhytja e bunkerëve nën ujë të ndërtuar në tokë, disa dekada më parë. Kurrizi i kësaj kodre vendoset buzë detit dhe ka një lartësi maksimale në Currilat prej 178 m. Në veri drejt Bishtit të Palit relievi është i ulët nga 50m dhe më poshtë. Bregu perëndimor i Kodrave të Durrësit ka shumë rrëshqitje e rrëzime dhe vijë bregore pa ose me plazhe të holla disa metra.

Ekosistemi Gjirit të Lalzit ka një shtrirje prej 16 km. Ai ngrihet mbi sinklinalin pliocenik, që pëson zhytje strukturore drejt detit dhe zhytje neotektonike në raport me strukturat kufizuese, që ndërtojnë kodrat e Prezës – Kepi i Rodonit dhe Durrës – Bishti i Pallës. Sipas kësaj strukture sinklinale rrjedh lumi Erzen, që derdhet në gjirin e Lalzit. Delta e këtij lumi nga ndryshimi i prurjeve te tij dhe lëvizjet neotektonike zhytëse është nën influencën e erozionit të theksuar detar kohët e fundit, çka dëshifrohet edhe nga mbetja e bunkerëve në det, disa dhjetra e qindra metra në thellësi të detit.

I.1.2.a.3. Sektori i hapësirës bregdetare Durrës – Vlorë.

Ky sektor ka një shtrirje prej 100 - 150 km. Në këtë sektor zhvillohet gjiri i Durrësit dhe vargu i Kodrave Kryevidh - Divjakë - Ardenicë - Frakull - Panajasë, lugina sinklinale e Kavajës dhe rrafshina bregdetare në perëndim të vargut kodrinor.

Ekosistemi i Gjirit të Durrësit ka një zgjatje prej 22 km. Ai është vendosur në vazhdimin verior të sinklinalit pliocenik të Kavajës në lindje dhe në hapësirën midis kodrave të Kryevidhit dhe të Durrësit, të cilat janë në vazhdim të njëra tjetrës, por me sa duket të prera dhe të zhytura në thellësi. Në buzën lindore të tij vendosen plazhet e Durrësit dhe të Golemit, që nuk kanë pësuar ndonjë ndryshim të vijës bregdetare dhe të shoqëruara dhe me duna, kurse më në jug, në qendër të sinklinalit të Kavajës, që zhytet drejt detit, vija bregore ka zaptuar tokën për shkak të zhytjeve të reja neotektonike. Kjo duket edhe nga bunkerët e shumta që vendosen sot brenda në det.

Gjerësia e sinklinalit në depozitimet e sotme kuaternare, që vendosen mbi të është rreth 7 km. Në buzën lindore të tij dhe të plazhit të Golem - Durrësit vendosen kodrat e Kryemëdhenjve - Shkallnurit me një lartësi deri 250 - 350 m dhe me një shpat perëndimor të thikët si psh. tek Shkëmbi i Kavajës, që pa dyshim i dedikohet shkëputjes që ka zhytur blloku perëndimor.

Ekosistemi i vargut të kodrave Kryevidh - Divjak - Ardenicë. Në jug të gjirit të Durrësit vazhdon vargu i kodrave Kryevidh - Divjak - Ardenicë**.** Ato kanë një shtrirje V - V.P prej 46 km dhe janë ndarë nga njëra tjetra me luginën e Shkumbinit e gjerë 4 km, që veçon kodrën e Kryevidhit nga ajo e Divjakës dhe me qafën e Fier - Semanit, 3 km e gjerë, që veçon kodrën e Divjakës nga ajo e Ardenicës më në jug. Gjerësia e kodrave të Kryevidhit është 7 km kurse e dy të tjerave rreth 5 km. Kodrat përfaqësojnë një relievi strukturor mbi antiklinalin mollasik me të dy krahët. Kodra e Kryevidhit ka shpatin perëndimor më të thepisur pasi është i prerë nga tektonika gjatësore në perëndim dhe nga ajo tërthore në veri buzë detit. Në veri shpati perëndimor vjen në kontakt të drejtpërdrejt me detin njëlloj si dhe veriu i Kodrës dhe shoqërohet me shumë rrëshqitje dhe rrëzime. Zhytja e pjesës veriore nën det nga thyerjet dëshmohet dhe nga zaptimi i tokës nga deti, çka e dëshmojnë bunkerët e vendosur në brendësi të detit si dhe gërryerja e plazheve të vjetra nga abrazioni i sotëm detar. Shumë proska zbresin pingul me shtrirjen e strukturës në të dy shpatet e tij. Ato janë tepër aktive kur prekin pakon e poshtme antiklinale. Edhe

kodrat më në jug kanë karakteristika të ngjashme, por proceset e shpatit janë më pak aktive pasi ato ndodhen larg vijës bregore. Shpati perëndimor i kodrës së Divjakës është më i pjerrët kurse në ato të Ardenicës është lindori. Lartësitë e këtij vargu kodrinor janë me vlerat maksimale deri në 223,6 m (Kryevidhi), 176.8 m (Divjaka) dhe 211,8 m (Ardenica ku vendoset dhe Manastiri i saj). Lartësitë dominuese janë 170 – 200 m. Ky relievi është formuar gjatë Kuaternarit pas rrudhosjes që ndodhi në fund të pliocenit.

Ekosistemi kodrave të Frakullës. Më në jug se Ardenica vijojnë kodrat e Frakullës nga Fieri deri në buzë të lumit Vjosë, me një shtrirje veri - veriperëndim prej 22 km dhe gjerësi prej 7 km në veri, kurse në jug ato shkrihen me kodrat me lindore.

Ekosistemi kodrave të Panajasë - Tre Vllazërit. Në jug të lumit Vjosa nga Ura e Mifolit vazhdojnë kodrat e Panajasë - Tre Vllaznit, me shtrirje veriore, me një zgjatje rreth 19 km dhe gjerësi 6 km. Lartësitë dominuese lëvizin nga 150 - 230 m. Ato vendosen mbi një strukturë monoklinale me mollase të Pliocenit, me rënie për në lindje drejt luginës së Shushicës, kurse në perëndim, në Zvërnec, dalin edhe mosha të Miocenit të sipërm, por lidhja nuk vazhdon për në Pliocen, pasi futet midis tyre Laguna e Nartës.

Ekosistemi Rrafshinës ose fushës bregdetare midis vijës bregore dhe perëndimit të kodrave vazhdon nga veriu i Shkumbinit (Spille) deri në Vlorë (jugu i Nartës), për një gjatësi prej 72 km. Kjo rrafshinë me kuota jo më shumë se disa metra mbi nivelin e detit ka një gjerësi prej 15 -17 km në grykëderdhjet e lumenjve Seman dhe Vjosë. Dy lagunat më të rëndësishme dhe më të mëdha janë ajo e Karavastasë (11 x 6 km) dhe ajo e Nartës (9 x 6 km) që janë pjesë përbërëse e deltave të lumenjve përkatës.

Gjeomorfologjia e rrafshinave bregdetare si kudo, karakterizohet nga prania e plazheve, deltave, dunave bregore, kordoneve litorale si dhe shtrateve të vjetër të lumenjve që kanë ndryshuar drejtimin e derdhjeve në det.

I.1.2.b. Karakteristika kryesore sedimentologjike të Hapësirës Bregdetare Adriatike të Rajonit nga Velipoja (Shkodër) në Ujin e Ftohtë (Vlorë).

Nga pikëpamja e klasifikimit sedimentologjik ky brez futet në Ultësirën Bregdetare të detit Adriatik me një shtrirje rreth 250 km dhe me gjerësi që arrin deri në 40-45 km në qendër të saj (drejt Tiranës) por që në veri (në Lezhë) ngushtohet deri në disa kilometra.

Nga pikëpamja e përkatësisë tektonike, hapësira bregdetare Adriatike nga Vlora deri në Lezhë futet në Ultësirën Pran Adriatike (ose Adriatike), kurse më në veri, shtrihet në zonën tektonike të Krujës.

Relievi i kësaj hapësire bregdetare është formuar në fund të Pliocenit e sidomos gjatë periudhës së Kuaternarit. Sekuencat e diferencuara neotektonike gjatë kësaj kohe kanë përvijuar vargjet kodrinore mbi strukturat antiklinale, të cilat janë ngritur gjatë kësaj kohe dhe luginat ndarëse sinklinale të mbushura nga aluvione etj., të cilat kanë pësuar ngritje të dobëta ose ulje gjatë kësaj periudhe.

Bazuar në evolucionin gjeologo-tektonik të këtij rajoni, si dhe në fiziko-gjeologjinë e tiparet gjeomorfologjike të ekosistemeve natyrore aktuale, konstatohet se ato janë krijuar nga prania dhe bashkëveprimi i disa mjediseve të sedimentimit përgjatë Periudhës së Kuaternarit e deri në ditet e sotme.

Depozitimet apo formacionet, që kanë formuar ultësirat pranë bregdetare, janë rezultat i cikleve të sedimentimit dhe pranisë së mjediseve të sedimentimit, ku ato kanë modeluar dhe krijuar larminë e mjediseve të sotme natyrore.

Zhvillimet paleogjeografike gjatë Periudhës së Kuaternarit, pra që prej 2,5 milion vjetësh (Pleistocen, Holocen) e deri në ditët e sotme, kanë individualizuar fiziko-gjeografinë dhe gjeomorfologjinë e këtij rajoni.

Ekuilibri i sotëm natyror, dinamika dhe lëvizjet e vijës bregore aktuale, janë rezultat i bashkëveprimit të disa tipeve; apo llojeve të mjediseve të sedimentimit, ku më kryesoret janë:

1- Mjedisi lumor
2- Mjedisi deltor
3- Mjedisi lagunor dhe kënetor (godullat) bregore
4- Ekosistemet litoral (plazhet, gjiret detare dhe dunat bregore)
5- Mjedisi detar i cekët dhe i thellë.

Si rezultat i pranisë dhe bashkëveprimit të këtyre mjediseve, si dhe nën-mjediseve përkatëse, kemi krijimin e ultësirës së Periudhës Kuaternare bregdetare të rajonit. Vrojtimet dhe studimet sedimentologjike kanë konstatuar se ultësira e sotme e Kuaternarit, e Velipojës, Lezhës, Tiranë-Ishmit, Gjirit të Lalzit, Ultësirës së Durrësit, Kavajës, Lushnjes, Fierit, Levan-Bisht Poro-Nartë-Zvërnec, e deri në Vlorë (Durmishi Ç. etj., 2005), janë formuar kryesisht nga evolucioni i mjediseve lumor dhe atij deltaik në bashkëveprim me faktorët oqeanografik të mjedisit detar, ku mjediset lumore kanë luajtur rolin kryesor duke transportuar sedimente, që derdheshin dhe depozitoheshin në mjediset detare.

Prania e mjedisit lumor, mjedisit deltaik si dhe erozioni lumor i formacioneve shkëmbore që përshkruajnë, tipet dhe llojet e transportit dhe depozitimit të sedimenteve në det, si dhe bashkëveprimi i faktorëve detare: valët, dallgët, stuhitë, baticë-zbaticat, rrymat nën nujore kanë krijuar ekosistemet natyrore aktuale në ultësirat bregdetare të rajonit.

Në këtë hapësirë bregdetare janë të pranishëm aktivitetet e 7 lumenjeve kryesor, ku në rjedhjet e tyre të poshtme kanë krijuar mjedise të përfaqësuara nga mjediset deltaike përkatëse, në funksion të karakteristave përkatëse të dinamikës dhe sedimenteve transportuese në grykëderdhjet përkatëse.

Le të parashtrojmë më poshtë mjediset dhe nën-mjediset kryesore, që kanë individualizuar këto ekosisteme:

I.1.2.b.1.Mjediset natyrore të ultësirës bregdetare të Velipojës.

Ultësira bregdetare e Velipojës është formuar kryesisht nga prania e mjedisit lumor të lumit të Bunës, mjedisit deltaik dhe nën/mjediseve përkatëse: Fushës, Frontit dhe Prodeltës deltaike.

Në teritorin e Shqipërisë, kemi vetëm praninë e krahut të majtë të deltës dhe litoralit përkatës, mbasi kufiri shtetëror me Malin e Zi është vendosur në mes të grykëderdhjes jugore, ndërsa krahu i djathtë i deltës shtrihet deri në kepin shkëmbor të Ulqinit.

Bashkëveprimi me mjedisin detar ka bërë që të krijohet dhe mjedisi litoral (plazhi i Velipojës). Në këtë ekosistem janë të pranishëm edhe elementë të tjerë sedimentologjike, si prania e Mjedisit lagunor (ku më tipike eshte ajo e Vilunit), prania e brezave të kordoneve rëror - dunor, prania e kënetave dhe tokave të lagura. Sedimentet rërore në pjesën e frontit të deltës së Bunës, përfaqësojnë shigjeta në formë harkore të njëpasnjëshme, të cilat në pjesën e prapme kanë zhvillim të bimësisë, ku më i spikaturi është rezervati natyror.

Plazhi i Velipojës me një shtrirje deri në ekstremet e lagunës së Vilurit karakterizohet nga sedimente rërore me ngjyrë kafe në gri dhe linza zajesh 2-3 mm.

I.1.2.b.2. Ekosistemet natyrore të sotme të ultësirës së Shëngjin – Lezhë – Patok - Ishëm.

Edhe kjo ultësirë, zanafillën e krijimit dhe konsolidimit të saj e ka si rezultat i zhvillimit të mjediseve lumore dhe deltave përkatëse të lumenjeve Drin-Mat dhe Ishëm.

Kjo ultësirë është kondicionuar nga ana gjeomorfologjike dhe paleogjeografike e egzistencës së strukturave të Rencit dhe Kepit të Rodonit.

Në këtë ultësirë më tipike janë deltat e lumit të Drinit dhe Matit, lagunat dhe kënetat si dhe kordonet rërore të litoralit si dhe plazhet përkatëse.

Ekosistemet natyrore të këtij rajoni paraqesin edhe karakteristika të veçanta, që kanë prishur ekuilibrin e tyre natyral, siç është edhe rasti i devijimit të lumit të Drinit dhe atij të Ishmit nga faktori i ndërhyrjes së njeriut.

Kjo ka sjellë si rezultat prishjen dhe futjen e detit në pjesët tokësore, duke formuar laguna dhe këneta, siç është rasti i zonës së Patokut. Sedimentet rërore të plazheve janë të imëta, me ngjyrë kafe.

I.1.2.b.3. Ekosistemet natyrore të sotme të ultësirës së Gjirit të Lalzit.

Edhe kjo ultësirë është rezultat i zhvillimit të mjedisit lumor dhe atij deltaik të lumit Erzen dhe Tarin. E kondicionuar paleogjeografikisht dhe gjeomorfologjikisht nga strukturat neogjenike të Kepit të Pallës dhe të kepit të Rodonit, në këtë ultësirë kemi praninë e një fushe të gjerë të formuar nga mjedisi lumor, mjedisi deltaik me nën-mjedisin e fushës deltaike, me praninë e kënetave dhe lagunave si dhe të një litorali, me praninë e brezave të dunave bregore dhe plazheve me rërë të imët. Delta e lumit Erzen në kushtet e sotme paraqet nje deltë me predominim të erozionit të fuqisë në të dy krahët e grykëderdhjes. Përveç faktorëve natyror të erozionit detar, një faktor kryesor të fenomenit të fuqishëm të erozionit, ka qënë dhe është ndërhyrja pa kriter e aktivitetit njerëzor. Kjo dukuri u shfaq kryesisht pas viteve '90, si rezultat i shfrytëzimit të sedimenteve aktuale në shtatin e lumit të Erzenit, ''inerteve" dhe mos trasportimin dhe depozitimin e sedimenteve të ngurta në grykëderdhje.

I.1.2.b.4. Ekosistemet natyrore të sotme të ultësirës Pranë Adriatike të Gjirit të Durrësit deri në Gjirin e Vlorës.

Në këtë zonë bregdetare kemi praninë e ekosistemeve kodrinor nga Kepi Palit – Porto Romano - Currilat, Shkëmbin e Kavajës, kodrën e ''Malit të Robit" dhe ekosistemin e kodrave të strukturës mollasike të Kryevidhit, nga Karpeni deri në kepin e Turës. Po kështu është i pranishëm edhe litorali rëror i Gjirit të Durrësit.

Më në jug kemi zhvillimin e ekosisteme natyrore që janë formuar kryesisht si rezultat i evolucionit të mjediseve lumore dhe deltave përkatëse të lumenjeve aktuale: Shkumbin, Seman dhe Vjosë. Bashkëveprimi i prurjeve të sedimenteve nga luginat lumore, krijimi i deltave të tyre, me veprimtarinë e mjedisit detar, kanë dhënë karakteristikat tipike të zhvillimeve të mjediseve deltaike dhe nën/mjediseseve përkatëse: fushat deltaike, frontet dhe prodeltat.

Në këtë zonë bregore kemi praninë e kordoneve rërore të plazheve, brezat e dunave bregore, godullave kënetoro/lagunore si dhe praninë e dy lagunave më kryesore, atë të Karavastasë (si pjesë përbërëse e deltës së Semanit) dhe atë të Nartës (si pjesë përbërëse e deltës së lumit Vjosë).

Hapësirat e ultësirës bregdetare të këtij rajoni janë karakterizuar nga një ndryshim i herëpashershëm i grykëderdhjeve të lumenjve, të cilat kanë modeluar vazhdimidht dhe konfiguracionin e mjediseve në këto hapësira bregdetare.

Edhe në këtë ultësirë pranë bregore, gjeometria dhe shtrirja e strukturave neogjenike kanë kushtëzuar zhvillimin në kohë të depozitimeve lumore, deltorë, lagunore dhe litorale.

Duke parë në tërësi evolucionin dhe natyrën e ekosistemeve natyrore të sotme, që ndërtojnë ultësirat pranëbregdetare, të hapësirës bregdetare Adriatike nga Velipoja në Vlorë (Uji i ftohtë), mendojme se:

- Nga ana sedimentologjike janë mjediset lumore, mjediset deltaike, mjediset litorale e ato detare, që kanë determinuar konfiguracionin e sotëm të zonës bregdetare.
- Fakti që lumenjtë aktuale, që ndodhen në këtë rajon janë akoma në stadet e para të pjekurisë, deltat që ata kanë krijuar, janë në dinamikë të vazhdueshme dhe ndryshojnë konfiguracionin si rezultat i ndryshimit të pozicionit të grykëderdhjeve të lumit Shkumbin, Seman e Vjosë.

Lagunat, kordonet litorale, plazhet, kënetat egzistuese apo dhe ato të rejat, që mund të krijohen, janë nën-mjedise të mjediseve aktuale të ekosistemeve të sotme natyrore.

KAPITULLI I. 2. VLERËSIMI GJEOLOGO – TEKTONIKO – GJEOMORFOLOGO – SEDIMENTOLOGJIKE I MJEDISEVE NATYRORE TË HAPËSIRËS BREGDETARE ADRIATIKE.

Nga pikëpamja e përkatësisë gjeomorfologo/gjeologo/tektonike, hapësira bregdetare nga Vlora deri në Lezhë bëjnë pjesë në Ultësirën Pranë Adriatike (ose Adriatike), kurse nga Lezha deri në Velipojë më në veri në zonën tektonike të Krujës (figura I.2.1).

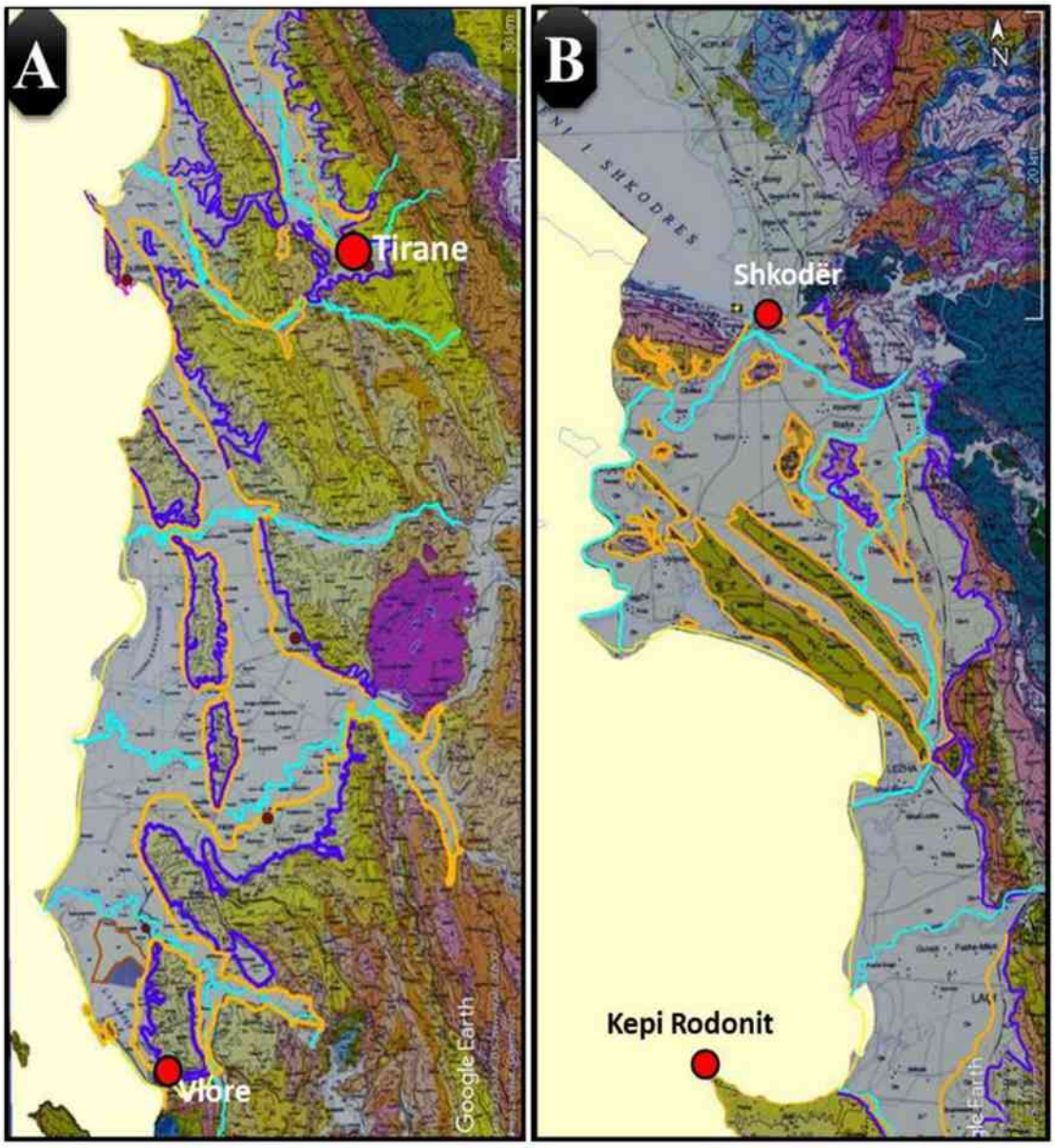


Figura I.2.1. Harta Gjeologjike e Ultësirës Adriatike: A. Rajoni Vlorë - Tiranë, B. Rajoni Kepi i Rodonit - Shkodër.

I.2.1. Rajoni i Ultësirës Pranë – Adriatike

Kjo ultësirë konsiderohet si një ultësirë paramalore në ballë të orogjenit shqiptar, në kufi me pllakën e vogël Adriatike (Apuljane), e zënë nga ujërat e sotme të detit Adriatik.

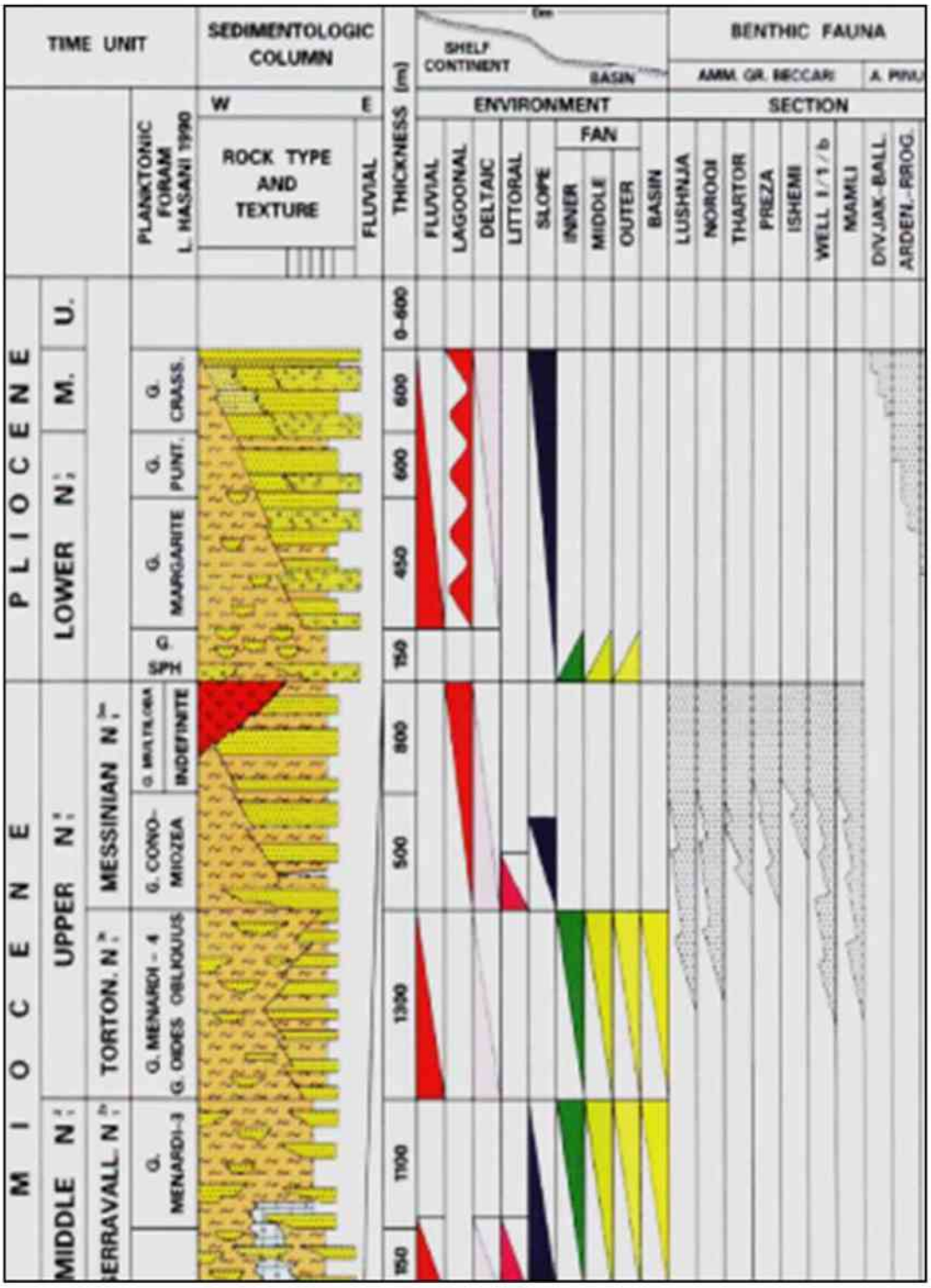


Figura I.2.2 Kolona litologo-stratigrafike dhe sedimentologjike e depozitimeve molasike të Ultësirës Adriatike (Durmishi Ç. 2005).

Në pjesën anësore ajo vendoset transgresivisht dhe me mospërputhje këndore mbi strukturat e rrudhosura të zonës tektonike të Krujës (sinklinali i mbivendosur i Tiranës), të zonës Jonike (Cakrani, Patos-Verbasi, etj.) dhe të zonës së Sazanit.

Në pjesën më të brendshme të saj, ku futen Hapësirat bregdetare, përgjithësisht vendoset me vazhdimësi mbi depozitimet e basenit Adriatiko-jugor, kurse në brendësi të detit depozitimet molasike të saj, duke filluar nga ato të Seravalianit e më të reja, vendosen transgresivisht mbi depozitimet karbonatike të zonës së Sazanit (si pjesë e mikropllakës Adriatike).

I.2.1.A. Depozitimet mollasike miocenike të Ultësirës

Nga ana formacionale ato përbëhen nga facie kryesisht ranoro-argjilore dhe i përkasin moshës së Seravalian - Tortonianit, që vazhdon në pjesën e sipërme nga depozitimet e Mesinianit. Ato përbëhen nga disa zona litostratigrafike dhe vendosen me fillimet e tyre në trajtë diskordante (me mospërputhje) mbi moshat më të vjetra: shliret e Burdigalian - Langianit, flishet e Oligocen-Akuitanianit, ose gëlqerorët poshtë tyre të zonave tektonike të Krujës, Jonike dhe Sazani.

Diskordanca është më e theksuar në buzën e ultësirës dhe sa vjen e zbehet drejt Adriatikut. Trashësia e këtyre formacioneve shkon nga 2500m deri në 4000metra. Në perëndim e në qendër faciet janë kryesisht me argjilore, në lindje ato janë kryesisht me ranoike dhe me horizonte gëlqerorësh algor litotamnikë (Seravalian - Tortonianit), kurse në perëndim (Durrës - Kavajë - Vlorë) Mesiniani përfaqësohet edhe nga facie gipsore.

I.2.1.b. Depozitimet molasike pliocenike të Ultësirës

Depozitimet Pliocenike vendosen me pushime dhe me mospërputhje mbi molaset paraardhëse dhe kanë përhapje në pjesët perëndimore të ultësirës. Në buzën perëndimore depozitimet e basenit pliocenik vendosen me mospërputhje mbi mosha gjithmone e më të vjetra deri në formacionet gëlqerore (Kretak, etj.) të platformës Apuliane.

Në perëndim Plioceni ka facie më argjilore që janë emërtuar "suita argjilore e Helmesit", kurse në lindje mbizotërojnë faciet ranoro-konglomeratike, që janë emërtuar "Suita ranoro-konglomeratike e Rrogozhinës". Trashësia e këtyre molaseve arrin deri në 3500 metra (në depoqendrat e basenit), por mesatarisht trashësia lëviz nga 1000 deri në 1500 metra. "Suita Rrogozhina" vendoset në disa raste me pushime stratigrafike mbi argjilat e Mesinianit dhe kjo suitë rinohet drejt perëndimit duke e zvogëluar trashësinë.

I.2.1.c. Depozitimet e periudhës së Kuaternarit

Përfaqësohet nga depozitime lumore, deltaike, fane aluviale, kënetore, lagunore dhe litorale me trashësi disa dhjetra metra, e cila drejt detit kjo trashësi rritet. Këto vendosen kryesisht me diskordance këndore pas fazës rrudhosëse në fund të Pliocenit, që rrudhosi intensivisht depozitimet mollasike të Ultësirës.

I.2.2. Tiparet kryesore strukturore të Ultësirës Pran Adriatike.

Ultësira përfaqësohet nga disa linja ose vargje antiklinale dhe sinklinale, të cilat reflektohen në gjeomorfologjinë e relievit, të cilat janë:

Sinklinali i Tiranës - Ai ndërtohet nga moshat e Miocenit të sipërm dhe vende vende nga Mioceni i mesëm (Seravaliani) me përbërje litologjike. Ky sinklinal me krah lindor të qetë e diskordant dhe atë perëndimor me pjerrësi më të madhe e deri vertikale dhe të përmbysura. Në jug të Qafë – Krrabës bëhet mbyllja e tij për në luginën e Shkumbinit, ku ai pritet tërthor nga grabeni me moshë kuaternare.

Në veri pranë Ishmit zhvillohet mbi Miocen edhe Pliocen. Nga Vaqari e deri në det krahu perëndimor futet tektonikisht nën molaset e monoklinalit të Prezës, të cilat mbihipin drejt lindjes (backthrust) mbi sinklinal, duke maskuar në veri thuajse tërësisht krahun perëndimor të tij. Lëvizjet neotektonike, dyshemenë e Tortonianit e kanë ngritur deri në lartësinë 1000 m (Mali i Dajtit), kurse në sinklinalin e Tiranës, dyshemeja e tij, zhytet nën sipërfaqe deri 2000-3000 metra, duke mbuluar disa vargje të varrosura të zonës së Krujës, që mendohen me të njëjtin ndërtim, d.m.th. me antiklinale (ose monoklinale) gëlqerorë të Kretak – Eocenit të mbihedhura mbi flishet Oligoceniko-Akuitaniane ose mbi paramolaset (Burdigaliane).

Monoklinali i Prezës - Ky monoklinal ndërtohet nga molaset e Seravalianit e më të reja, Miocenit të sipërm dhe Pliocenit me rënie drejt perëndimit me kënd mesatar 20-25°. Plioceni vendoset transgresivisht mbi Miocenin dhe zbulohet buzë detit në jug të Kepit të Rodonit në gjirin e Lalzit. Në perëndim, buzë detit drejt kepit të Rodonit, ka një relievi të paqëndrueshëm me shumë rëshqitje e pa plazhe. Pranë kepit të Rodonit shkëputjet kanë formuar thepisje thuajse vertikale, ku zbulohen horizonte me ostrea të shumta. Në veri ai pritet nga tektonika e re shkëputese tërthore (kepi i Rodonit), që ka zhytur në det një pjesë të kalasë së Skëndërbeut. Monoklinali i Prezës kalon në perëndim në sinklinalin e Shijakut (Erzeni i poshtëm), i ndotur nga depozitimet e Pliocenit, i cili për shkak të zhytjes së tij drejt detit, është i mbuluar nga depozitimet kuaternare, që përfshijnë gjirin e Lalzit.

Vargu antiklinal Lushnje - Kavajë - Golem – Shkozë. Ky varg ka një shtrirje rreth 40 km, ku në bërthamë zbulohet një dritare erozionale e formacioneve të Burdigalianit. Në veri e jug, Mioceni mbulohet nga Plioceni. Një prishje gjatësore, pret krahun e thepisur perëndimor të antiklinalit me kënd rënie deri 50-60° (shkëmbi i Kavajës, etj.).

Sinklinali i Myzeqesë në jug dhe ai i Kavajës në veri - Këta vendosen midis vargut antiklinal të lartpërmendur dhe vargut tjetër antiklinal në perëndim, që fillon në jug me Ardenicën, duke u ndjekur në veri me strukturën e Kryevidhit, që pritet nga ujërat e Adriatikut e pastaj me atë të Durrësit, që përfundon në shtrirje, në ujrat e Adriatikut, në Bishtin e Pallës.

Sinklinali i Kavajës mbulohet në sipërfaqe nga depozitimet e Kuaternarit (holocenike) të pa rrudhosura, të cilat maskojnë daljen e shtresave pliocenike, që ndërtojnë strukturën në fjalë. Ai drejt veriut kalon në ujërat e Adriatikut, buzë gjirit të Durrësit dhe më tej në buzën lindore të antiklinalit të Durrësit, midis këtij të fundit dhe atij të Shkozës, deri sa zhytet në ujërat e Adriatikut në perëndim të gjirit të Lalzit.

Antiklinali i Ardenicës, Divjakës dhe Kryevidhit - Këta ndërtohen nga depozitimet e Pliocenit dhe të dy krahët bien me kënd 25-30°, të komplikuara në të dy anët me shkëputje tektonike deri në pamjen e luleve dhe ndahen njeri nga tjetri, me thyerje tektonike sipas të cilave kalon lumi Shkumbin. Tektonika që pret krahun perëndimor të Kryevidhit ka formuar një shpat të pjerrët në buzë të tij me dinamikë mjaft aktive të ujërave detare, kur krahu puqet me bregdetin dhe me mjaft shembje dhe rrëshqitje, duke bllokuar në mjaft raste buzën e detit.

Në veri të buzës perëndimore të strukturës së Kryevidhit drejt kalasë së Turës deti afrohet pranë bregut e për rrjedhojë plazhet janë tepër të kufizuara, përjashto ato raste, kur gryka e ndonjë përroi derdhet në det. Në pjesën jugore të Kryevidhit deri në Shkumbin, deti largohet mjaft nga struktura, duke formuar një plazh të gjerë me rërë të pastër, pjesërisht edhe me duna.

Në vendin ku përfundon plazhi në fjalë, mbi krahun perëndimor të antiklinalit ngrihet një tarracë abrazive rreth 25 metra e lartë dhe nën të, në buzë të detit (0.4 metra mbi të) nga gërryerja e shtresave pliocenike nga dallgët, po formohet një nivel i ri taracor. Edhe në veri, antiklinali i Kryevidhit, duke u prerë mespërmes nga deti dhe nga çarje e shkëputje tërthore, në pjesën e poshtme argjilore, krijohen shpate tepër të paqëndrueshëm me shumë

rëshqitje, disa herë me pamje amfiteatri, në përmasa të mëdha, të shkaktuara nga shkëputjet listrike. Pjesa perëndimore e antiklinalit të Kryevidhit pranë detit, është prerë nga shkëputjet e tipit rrëshqitje normale, që i kanë zhytur blloqet në perëndim të tyre. Edhe në perëndim të antiklinalit të Divjakës, ka shkëputje me amplituda disa qindra metra, të shoqëruara me fenomene të diapirizmit të argjilave.

Struktura antiklinale e Durrësit - Kjo strukturë përfaqësohet vetëm me krahun lindor, i cili pranë detit ka depozitime pliocenike dhe të Miocenit të sipërm poshtë tyre (me gipse në Durrës - Currila). Krahu perëndimor i strukturës është i zhytur në ujërat e Adriatikut. Në sektorin e Porto - Romanos shtresat pliocenike të krahut lindor janë tepër të deformuara deri në vertikale ose paksa të përmbysura për në perëndim. Këto mund të jenë edhe efekte të shtytjeve, që presin tërthor strukturën. Struktura e Durrësit, njëlloj si ajo e Kryevidhit buzë Adriatikut, është e pastabilizuar, duke formuar brigje të thepisura me rëshqitje të shumta, rrëzime blloqesh dhe thuajse pa hapësira plazhesh, të cilat ose mungojnë e bëhen të vështira për të kaluar buzë detit, ose janë tepër të ngushta në disa metra e tepër rrallë pak më të gjera.

Struktura të tjera sinklinale e antiklinale - Linja të tjera antiklinale e sinklinale vërehen në drejtim të Vlorës. Pas *sinklinalit të Karavastas,* vjen vargu malor apo antiklinali *Vlorë - Panaja - Seman,* të cilat zhvillohen në det (Semani). Ka mendime se strukturat perëndimore të Ultësirës deri në një farë shkalle reflektojnë bazamentin paramollasik, por kjo pranohet për pjesën perëndimore të ultësirës. Disa shkëputje tërthore shpesh me karakter shtytës, kanë prerë strukturat antiklinale Divjakë - Kryevidh - Durrës. Strukturat molasike të pjesës lindore të ultësirës janë rrudhosur dobët në kufirin miocen-pliocen dhe pastaj së bashku edhe me strukturat me perëndimore të saj, rrudhosjen kryesore e kanë patur në fund të Pliocenit, pas të cilit ato dalin mbi ujë.

Gjate Kuaternarit ato janë kapur nga lëvizje të diferencuara neotektonike me karakter pozitiv në vargjet antiklinale, të shprehura sot në reliev me vargje kodrinore me lartësi 200-300 metra, në disa raste të përpunuara dhe nga taracat detare (shkëmbi i Kavajës, Zvërnec etj.). Lëvizjet e dobësuara ngritëse ose edhe ulëse kanë kapur në Kuaternar zonat ndarëse sinklinale, të zëna nga lugina të sheshta e të mbushura me depozitime kuaternare. Uljen më të madhe, këto sinklinale e kanë patur drejt detit, ku dhe janë formuar gjire të tilla si ai i Rodonit, Lalëzit, Durrësit etj.

Këto ulje dhe ngritje janë reflektuar edhe në trashësinë e Kuaternarit kur strukturat vazhdojnë në det. Karakteri i vijës bregore të sotme detare me gjire dhe kepe, pasqyrojnë në një shkallë të konsiderueshme strukturën gjeologjike rrudhosëse dhe shkëputëse, lëvizjet neotektonike, dyndjen në Kuaternar të vonshëm të ujërave detare nga ngritja e nivelit botëror të deteve dhe oqeaneve për shkak të shkrirjes së akullnajave si dhe karakterin hidrodinamik të ujërave detare dhe prurjeve të lumenjve në deltat e grykëderdhjet e tyre.

I.2.3. Rajoni Krujë - Lezhë – Velipojë.

Në këtë rajon kemi të bëjmë me strukturat e Rencit dhe të Kakariqit me sinklinalin ndarës midis tyre atë të Torrovicës. Nga pikëpamja morfologjike struktura e Rencit dhe e Kakariqit përfaqësohen me dy rrudha me shtrirje të dukshme veri-perëndimore me kuota maksimale 545 m (Renci) dhe 410 m (Kakariqi). Gjerësia dhe zgjatja e strukturës së Rencit është 4x28 km, kurse e Kakariqit 2x20 km. Formacionet dhe moshat përbërëse të tyre janë gëlqerorë të facieve të cekëta të moshës Kretak i sipërm dhe Eocen, me pushim në Paleocen, i pasqyruar edhe me praninë e argjilave boksitike. Në buzë të strukturave dalin vende-vende edhe flishe të Oligocenit me përhapje tepër të vogël, pasi tej strukturave antiklinale dhe në sinklinalin ndarës zotërojnë depozitimet e sotme (holocenike) kuaternare. Strukturat e Rencit dhe Kakariqit përfundojnë në jug, pranë Lezhës dhe janë të

mbuluara tektonikisht deri në Milot, në një distancë prej 18 km nga mbulesat tektonike të n/zonës Krasta dhe nën të, të asaj të Spitenit.

Strukturat e Rencit dhe të Kakariqit, pësojnë një kthesë më të theksuar për në V.P. dhe përfaqësohen nga antiklinale kryesisht të përmbysura për në J.P. me gëlqerorë në qendër dhe flishe në buzët e tyre, i cili në krahët perëndimor vendoset nën gëlqerorë, të cilët kanë mbihypur tektonikisht mbi to. Antiklinali i Rencit në veri të rrugës për në Velipojë degëzohet në dy struktura më të vogla, të zënë nga këneta e Pentarës. Buza perëndimore e antiklinalit të Rencit, në sektorin e Velipojës pritet nga një shkëputje gjatësore vertikale, që ka ulur bllokun perëndimor, i zënë sot nga Kuaternari dhe nga ujërat e lagunës së Vilunit. Prania e shkëputjeve dhe karakteri i përmbysur i strukturës së Rencit ka bërë që shpati perëndimor i saj të përfaqësohet me reliev të thepisur, duke formuar një kontrast të dukshëm në lidhje me rezen e tij, e zënë nga fusha e Velipojës dhe deti (Shëngjini). Edhe në jug të Shëngjinit në sektorin e gjirit të Drinit, një shkëputje gjatësore (aty ku kalon rruga automobilistike Lezhë – Shëngjin) ka prerë qendrën e strukturës, duke e fundosur thellë atë, e cila sot zihet nga depozitimet e sotme kuaternare (kryesisht rëra detare).

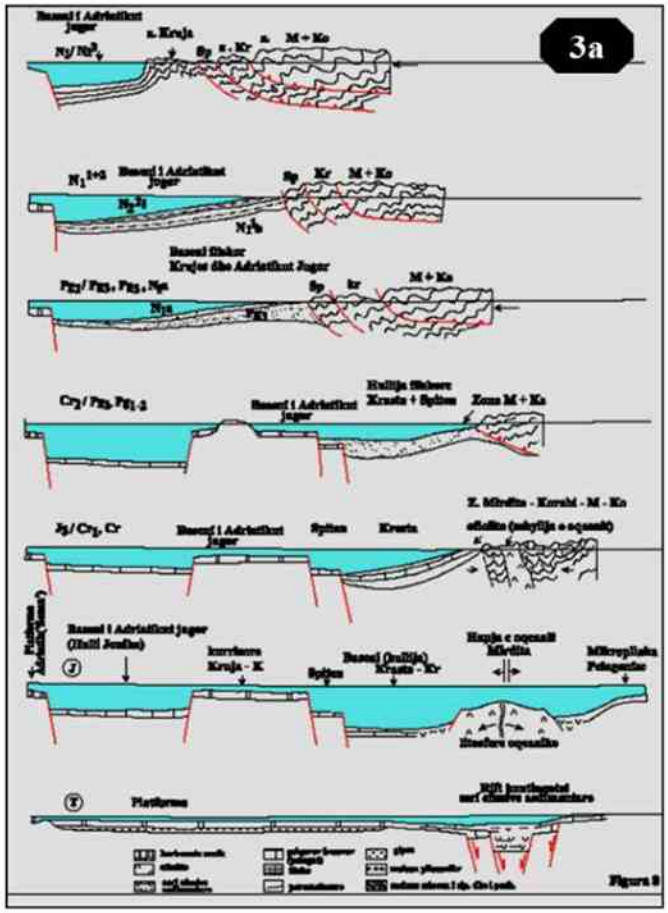
Strukturat e Rencit dhe të Kakariqit janë rrudhosur në Miocen të mesëm. Më vonë, ato janë përpunuar nga abrazioni i Seravalian - Tortonianit në trajtën e taracave të sheshta abrazive njëlloj si në Dajt dhe Krujë. Këto sipërfaqe pak a shumë të sheshta dhe të gjera të këtyre strukturave janë ngritur sot nga lëvizjet neotektonike në lartësitë 350-400 metra. Mbi këto sipërfaqe është shumë i zhvilluar fenomeni i karstit i shoqëruar me inka dhe fushë karstike. Një sipërfaqe tjetër e sheshtë është formuar më vonë (mbase në Pliocen), e cila vërehet në veri të strukturës së Rencit (mali i Gjymtit), e cila ka lartësinë 100-120 metra dhe flasin për ngritje me hope të strukturave në fjalë.

I.2.4. Etapat e krijimit (evolucini gjeologo-tektonik) i Ultësirës PranëAdriatike dhe rrethinave kufizuese.

I.2.4.a. Evolucioni paraformimit të Ultësirës Triasik-Miocen i Mesëm (T-N12). Periudha Triasike (T)

Hapja e oqeanit Tetis në Shqipëri u reduktua në fillim të Triasit në zonën tektonike Mirdita, në lindje të Ultësirës, me copëtime dhe formime të një aulokogjeni riftor dhe me formacione efuzive sedimentare të vendosura midis mikropllakës të Adriatikut dhe asaj Pelagoniane. Në perëndim në buzën lindore të mikropllakës Adriatike, që përfaqësonte një buzinë pasive u formuan në fillim facie lagunore gipso-kripore (evaporitike) dhe më vonë facie të cekëta dolomitike, ndërsa në zonën kalimtare për në rift u formuan karbonate dhe straje të një facie si basenore të përzier, të cilat i përkasin pjesës anësore të riftit.

Periudha Jurasiko-Kretake (J-Cr) - Fillon me copëtime të reja nga regjimi tektonik në tërheqje. Përvijohet kurrizorja e Krujës në trajtë horsti, kurse në perëndim të saj në trajtën e një hullije në zhytje përvijohet baseni i Adriatikut Jugor, që më në jug njihet si baseni jonik. Në lindje të kurrizores Kruja vazhdon baseni i Krastës, që përfshin dhe buzën karbonatike të ofiolitëve. Në qendër të riftit, në Jurë ndodhi hapja dhe largimi i mikropllakave, dmth. spredingu, nga i cili u formua oqeani Mirdita me litosferë oqeanike, i cili në fund të Jurës për shkak të afrimit të mikropllakave mbyllet nga rrudhosjet dhe nga litosfera e tij ngelet si relikt brezi ofiolitik. Po kështu u rrudhos dhe doli mbi ujë dhe periferia me karbonate buzë ofiolitëve.



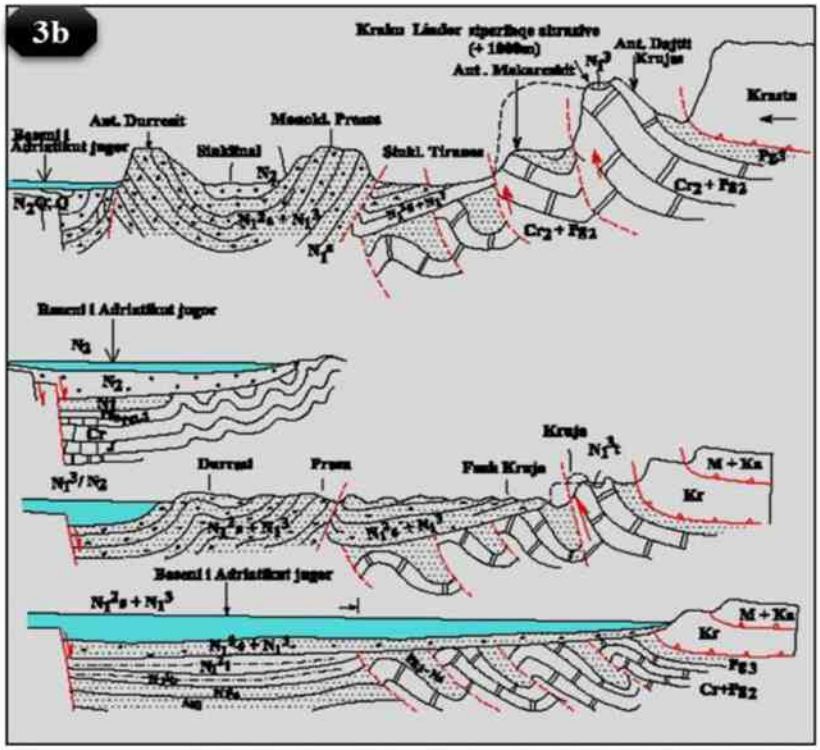


Figura I.2.3.a.b. Etapat e evolucionit Gjeologo/Tektonik dhe Neotektonik të Hapësirës Bregdetare Adriatike dhe rrethinave kufizuese. Sipas Melo V. & Durmishi Ç. (2005).

Në basenin e Adriatikut Jugor në kohën Jurasike dhe Kretake formohen karbonate basenore, kurse në Krastë flishe deri në Senonian me materiale që silleshin nga shplarja e zonës Mirdita, ndërsa me lart karbonatike dhe straje basenore. Në fund të Kretakut fillon edhe formimi i flisheve. Një zonë kalimtare e Spitenit pozicionohej midis kurrizores Kruja dhe hullise Krasta gjatë Jurasik-Kretakut.

Ajo përfaqësonte një shkallë më poshtë se Kruja nga pikëpamja batimetrike dhe me lart se baseni Krasta, për çka dëshmon mungesën e flisheve në të dhe prania e facieve karbonate me straje me trashësi të reduktuara. Në kurrizoren Kruja formohen karbonate neritike, që njihen vetëm nga koha e Kretakut të sipërm.

Epokat e Paleocen-Eocenit - Situata paleografike mbetet e njëjtë në basenin e Adriatikut Jugor, ku formohen karbonate. Në Krastë vazhdon të formohet flishi, i cili zaptoj edhe n/z Spiten. Në Krujë pati një dalje mbi ujë në Paleocen dhe mungesë sedimentimi, por që zaptohet përsëri nga deti ne Eocen me formime të karbonateve neritike.

Kufiri Eocen-Oligocen dhe epoka e Oligocenit (Pg_2/Pg_3 dhe Pg_3) - Një rrudhosje e fuqishme kap hulline Krasta dhe shpatin e saj Spiten. Nga kjo rrudhosje ato dolën përfundimisht mbi ujë. Nga shpëlarja e tyre dhe e zonave me lindore në fillim të Oligocenit filloi të formohet flishi mbi karbonatet si në Krujë ashtu dhe në basenin e Adriatikut Jugor, i cili vazhdoi gjatë kohës së Oligocenit, bile edhe në Akuitanian. Në pjesën e dytë të Oligocenit, pjesa lindore e Krujës rrudhoset.

Koha e Miocenit të Poshtëm dhe të Mesëm (N_1^{1+2}) - Në zonën Kruja në perëndim të saj dhe në basenin e Adriatikut Jugor vazhdojnë flishet e Akuitanianit dhe terrigjenet e Burdigalianit - Langianit (Helvecianit).

Kufiri Miocen i Mesëm /i Sipërm (N_1^2/N_1^3). Themelimi i Ultësirës - Një rrudhosje e fuqishme përfshin zonën Kruja dhe Jonike, por me sa duket në veri të kësaj të fundit, d.m.th. në basenin e Adriatikut Jugor, kjo rrudhosje nuk u ndie, prandaj mendohet se faciet e Miocenit të Sipërm mbi atë të Mesëm, këtu janë suksesive, kurse në pjesën lindore Mioceni i Mesëm dhe i Sipërm, duke filluar nga Seravalian - Tortoniani, vendoset me diskordancë këndore mbi gëlqerorët (Cr_2, Pg_2) dhe terigjenet (Pg_3, N_1^{1+2}) e rrudhosur të zonës Kruja. Transgresioni i Seravalian-Tortonianit në lindje të Ultësirës pranë Adriatike i rafshoi strukturat e zonës Kruja deri në nivelin e gëlqerorëve kretake si ato që varrosen nën sinklinalin e Tiranës ashtu edhe ato më në lindje, Makareshtin, Rencin, Kakariqin dhe një pjesë të mirë të zonës Kruja, e cila vetëm në disa vende, mbi nivelin e sotëm me lartësi 1000-1050 m, dilte si ishuj mbi ujë. Lartësitë e sotme të ndryshme të kësaj sipërfaqeje abrazive mbi këto struktura janë pasojë e lëvizjeve të diferencuara neotektonike gjatë Pliocen-Kuaternarit, të cilat më të theksuara kanë qënë në vargun e Krujë-Dajtit, duke i ngritur atë në lartësitë 1000 m. Strukturat e tjera si Rencin dhe Kakariqin i kanë ngritur në lartësi më të vogla deri 350-380 ose pak më lart. Por këtu luajnë rol edhe zhvendosjet e blloqeve sipas shkëputjeve të reja tektonike.

Miocen i Mesëm, i Sipërm (N_{1s}^2-N_1^3) - Në fillim të tij në Sevaralian dhe Tortonian themelohet ultësira, e cila zhytet në pjesën lindore dhe zihet nga deti, ku u formuan facie të cekëta ranore-argjilore me gëlqerorë litotaminike dhe qymyrmbajtjeje, që njihen me emrin mollasa. Në perëndim vazhdon akumulimi suksesiv, por në fund të Miocenit (mesinian) këtu ka edhe facie lagunore kripë-gipsmbajtëse.

Kufiri Miocen i Sipërm/Pliocen(N_1^3/N_2) dhe epoka pliocenike (N_2) - Në fund të Miocenit Ultësira PranëAdriatike rrudhoset lehtë e del mbi ujë. Monoklinali i Prezës pëson zhvendosje drejt lindjes, mbi sinklinalin e Tiranës, që është aktivizuar edhe më vonë deri në ditët e sotme. Më vonë gjatë Pliocenit, ajo zhytet në pjesën perëndimore dhe zihet nga deti, ku dhe formohen mollaset konglomeratike dhe ato rënoro-argjilore. Të fundit zotërojnë në pjesën perëndimore.

Kufiri Pliocen/Kuaternar(N_2/Q) - Një rrudhosje e fuqishme kapi ultësirën sidomos në perëndim dhe e nxori mbi ujë. Si rezultat i saj u formuan vargjet antiklinale dhe sinklinale të saj me mbihypje ose prapahypje në krahët e tyre dhe shkëputje të pjesshme shtytëse diagonale me to.

Periudha Kuaternare (Q) - Strukturat pozitive ngrihen nga lëvizjet neotektonike duke formuar relievin e sotëm kodrinor. Strukturat negative dhe ato grabenore që presin strukturat pësojnë zhytje, duke formuar lugina të sheshta sinklinale dhe rafshina bregdetare, të mbushura me depozitimet e Periudhës së Kuaternarit. Vetëm pjesa lindore e Ultësirës pëson ngritje për çka dëshmojnë luginat lumore me taraca përkatëse, që i çajnë përmes ato.

Gjate periudhës së Kuaternarit, përveç trasgresionit të detit të Epoks së Pleistocenit mbi formacionet dhe strukturimet të ultësirës Adriatike, studimet e fundit kanë evidentuar edhe trasgresionin e Epokës Holocenike, depozitimet e të cilit vendosen mbi depozitimet e Pleistocenit.

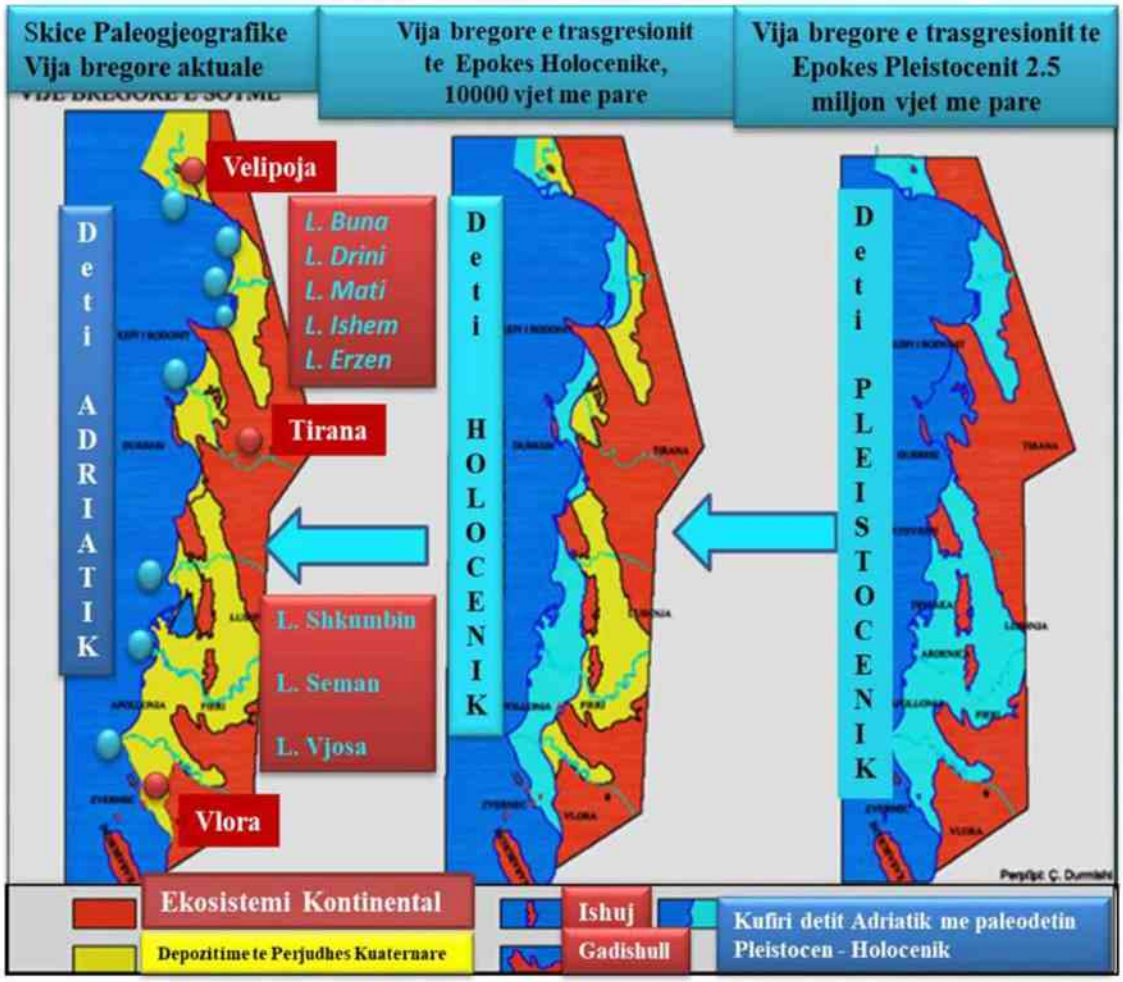


Figura I.2.4. Skica paleogjeografike e trasgresionit detar në Epokën e Pleistocenit dhe të Holocenit gjatë Periudhës së Kuaternarit (realizuar nga Durmishi Ç.).

Kapitulli I. 3. ZONIMI GJENETIK (NDARJA NË "UNITETE" / "SUBUNITETE") I HAPËSIRËS BREGDETARE ADRIATIKE.

I.3.1. Problematikat aktuale dhe të perspektivës të Zonave bregdetare në vendet e rajonit, Europiane

(sintezë bibliografike: The Changing Coast - Lithoral 2002, Vol. I, II, III, 6th - International Symbosium - Porto - Portugali, 2002; Lithoral 2004, Vol. I, II, III, *7th - International Symbosium - Aberdin - Skoci, 2004; International conference on coastal conservation and management in the Atlantic and Mediterranean(ICCCM'05) - Tavira, Portugali 2005; a changing coast: 9th International Conference Littoral 2008,Venice Italy).*

Në të gjithë botën, zonat bregdetare janë vende të veçanta, ku ndërthuren proceset humane, fizike dhe natyrale. Resurset dhe prodhimtaria e tyre e kanë tërhequr vëmëndjen e shoqërisë kohë më parë dhe sot gati 60% e popullsisë së botës jetojnë në zonat bregdetare. Kështu, aktivitetet humane shkaktojnë presione mbi resurset, në degradimin e mjedisit dhe ndonjëherë shkaktojnë edhe konflikte. Zona bregdetare përfaqëson një mjedis kompleks natyror dhe social-ekonomike, ku proceset janë të vazhdueshme dhe dinamike. Prandaj merren vendime për përdorim racional të resurseve për zhvillimin dhe mbrojtjen e tyre nga rreziqet gjeologjike, natyrore dhe antropogjene. Bazuar në elementët bazë përbërës të ekosistemeve natyrore si dhe kritereve të zonimit gjenetik, për të cilët shkalla e studiueshmërisë së tyre është materializuar në një sërë studimesh e projektesh kapitale në këtë kapitull po parashtrojmë alternativën mbi zonimin gjenetik (ndarjen në unitete dhe sub-unitete) të ekosistemeve natyrore të hapësirës bregdetare të Shqipërisë dhe më konkretisht, hapësirën bregdetare të detit Adriatik. Duke qenë se, ndarja e zonave bregdetare në "unitete" për qëllime menaxhimi, ka dalë si domosdoshmëri në shumë shtete me hapësirë bregdetare, bazuar në studimin e elementëve bazë të ekosistemeve natyrore dhe kritereve përkatës, është realizuar për herë të parë zonimi gjenetik i hapësirës bregdetare të Shqipërisë, në shkallë 1:200 000 (Durmishi C., etj. 2005).

Studimi i zonave bregdetare dhe hapësirave detare, dinamikës dhe prognozës së lëvizjes së vijës bregdetare përbën një nga problemet shkencore në të gjitha shtetet e botës, që kanë kontakt të drejtperdrejt me to. Zona bregdetare ndodhet nën presionin e vazhdueshëm të forcave të natyrës dhe të shoqërisë njërëzore, në veçanti në zonat e ulëta me tektonike të zhvilluar. Zonat bregdetare përfaqësojnë një mjedis kompleks natyror dhe socialo-ekonomik, ku proceset janë të vazhdueshme dhe dinamike. Prandaj kërkohet të merren vendime për përdorim racional të resurseve për zhvillim dhe mbrojtjen e tyre nga rreziqet natyrore që i kanosen. Kompleksiteti i mëtejshëm vazhdon për faktin se për menaxhimin e zonave bregdetare në nivele të ndryshme ndërkombëtare, kombëtare, rajonale, dhe lokale, kërkohen hartime strategjish e projekte serioze, duke marrë në konsideratë kërkesa të shumta e të diferencuara. Për këto arsye, për menaxhimin me sukses të zonave bregdetare, ka rëndësi parësore integrimi i mendimit shkencor, duke marrë në konsideratë: rëndësinë e menaxhimit dhe komunikimit të koordinimit dhe bashkëpunimit, me qëllim zhvillimin dhe implentimin e strategjive integruese. Ekspasioni i njëriut në bregdet dhe në zonat bregdetare, ka ushtruar dhe ka për të ushtruar në të ardhmen një presion edhe më të madh, madje edhe në mjedise relativisht delikate e me probleme.

Për këto arsye, planifikimet që do të kryhen për shfrytëzimin e zonave bregdetare dhe detare, nuk mund të merren të izoluara dhe pa i parashikuar pasojat. Efektet e ngrohjes globale dhe rritja e nivelit të detit, ndërtimet pa kriter dhe dëmtimet e faunës e florës etj, sot po detyrojnë projektuesit dhe zbatuesit e veprave të ndryshme infrastrukturore, urbane, social-ekonomike, turistike në bregdet, që të integrojnë mendimin shkencor duke mënjanuar

e sqaruar konfliktet që ekzistojnë mes tyre. Në këtë mënyrë sigurohet zhvillimi normal i ekosistemeve në zonën bregdetare e më gjerë.

Në samitet, konferencat dhe aktivitete të tjera ndërkombëtare, të organizuara shpesh ne dekadat e fundit janë shpallur një sërë objektiva dhe afate që kanë të bëjnë me Menaxhimin e Integruar të Zonës Bregdetare (MIZB).

Degradimi i sipërfaqeve bregdetare është një dukuri që progresivisht ka ardhur duke u bërë edhe më serioz. Nevoja për menaxhim të integruar të zonës bregdetare është shprehur gati 50 vjet më parë. Fillimisht konceptet për menaxhim të tillë kanë qënë masive, ndërsa sot konceptet mbështeten shumë në potenciale reale natyrore e shoqërore, sepse mbështeten në teknologji të sofistikuara siç janë:

a) Sistemi i informacionit gjeografik (GIS)
b) Sistemi i pozicionit global (GPS)
c) Remote Sensing (Teledection) (RS)

Përveç saktësisë gjeometrike të lartë që përftohen nga fotografitë ajrore dhe imazhet satelitore, sot këto imazhe dhe sistemi GPS mundëson të përcaktohen saktë edhe ndryshimet e niveleve të oqeaneve dhe detërave. Ndërsa me sistemin GIS rreth 90% e proceseve të punës realizohen me metoda të automatizuara. Për realizimin me sukses të MIZB, kërkesë e rëndësishme është përpunimi i një tablloje, brënda së cilës njerëzit të mund të jetojnë në harmoni me natyrën. Meqënëse ka faktorë të ndryshëm që ndikojnë në variacionet e zonës bregdetare, është mjaft e vështirë të bëhen parashikime shumë të sakta, pa kryer monitorime të vazhdueshme. Për këtë qëllim tashmë është përcaktuar një metodologji më e saktë që mundëson të zgjidhet një pako mbi aksionet e planifikuara, të cilat optimizojnë cilësinë e jetës dhe qëndrueshmërinë. Këto aksioma mishërohen gjatë ndërtimit dhe studimit të modeleve tre përmasore (3D) në kompjutera, apo në sisteme të tjera bashkohore. Këto modele mundësojnë të studiohen ndryshimet tek elementët e ekosistemeve përbërëse të zonës bregdetare dhe detare, sepse në bazë të tyre evidentohen ligjet që janë zhvilluar e po zhvillohen në zonat bregdetare, forca dhe drejtimet e tyre, si dhe anët pozitive e negative që kanë të bëjnë me :

- Vlerësimin e Ekosistemeve mjedisor dhe shkallën e qëndrueshërisë
- Marrjen e masave mbrojtëse në zonat dhe sektorët e dëmtuar.

Sot modelime më të sakta realizohen me anën e imazheve satelitore të marra nga LANDSAT-7, SPO-5, IKONOS-2, etj si dhe me anën e fotografive ajrore të dixhitalizuara. Koncepti mbi zhvillimin e qëndrueshmërisë mbështetet në raportet e ndërsjellta mjedisore, ekonomike, sociale si dhe të politikave mbi përdorimin e resurseve, të cilat tentojnë të pasqyrojnë më mirë kompleksitetin dhe ndërthurjet e sistemeve natyrore e shoqërore – Binomi: ***Ekosistemet Natyrore – Aktiviteti komunitetit Njerëzor.***

Meqënëse ekosistemet mjedisore të zonave bregdetare janë në dinamike të vazhdueshme natyrore, kërkohet që planet e projektet menaxhuese të shoqërisë njerëzore të pasqyrojnë një ekuilibër sa më të mirë me zhvillimet e metëjshme të elementëve mjedisor, duke u mbështetur fort në ***vizionin shkencor, në logjikën shkencore dhe në etikën shkencore dhe në mendimin e integruar.*** Vetëm në këtë mënyrë kalohet nga koncepte naive dhe individuale (me plot të meta), në koncepte shkencore të suksesshme. Në këtë kontekst, të motivohet si parësore që parashikon apriori ngjarjet e ardhshme nëpërmjet ekstrapolimeve dhe veprimeve statikore të situatave tashmë të njohura në kohë dhe hapësirë. Kështu duke njohur faktin se niveli i detit rritet (Ritja Relative e Nivelit te Detit) çdo vit në madhësinë 2-4 mm (edhe në vendin tonë) rekomandohet për çdo shtet me zona bregdetare që të parashikojnë sa do të jetë rritja minimale mesatare dhe maksimale e nivelit të detit për vitet e ardhshëm 2025, 2050, 2075 dhe 2100. Po kështu të llogariten për këto vite vlerat e uljeve tektonike (subsidencës) në rajonet më kritike të gjeomorfologjisë aktuale të zonave bregdetare, bashkë me faktorët e tjerë që ndikojnë në ndryshimin e nivelit të detit.

Bashkimi Europian kërkon të llogariten këto vlera sepse me rritjen e nivelit të detit, ndodh edhe rritja e dallgëve dhe energjisë së tyre të cilat kapërcejnë ndërtesat, argjinaturat e muret mbrojtëse, përmbytin dhe kënetëzojnë sipërfaqen e tokës të konsiderueshme, rritet shkalla e erozionit në bregdet etj. Prandaj ndërtimet inxhinierike duhet të jenë të tilla sa të menjanojnë ndikimin maksimal të këtyre dukurive. Nga studimet dhe punimet në terren, janë konstatur lëvizje tektonike dhe neotektonike ngritëse e zbritëse, monitorimi i vazhdueshëm i të cilave përbën një detyrë të rëndësishme dhe serioze. Bashkimi Europian (BE) kërkon të rritet kontrolli lidhur me transportin e sedimenteve të dinamikës së dunave bregdetare për erozionin në përgjithësi dhe për erozionin kritik, që është problem kryesor në menaxhimin e zonave bregdetere. BE kërkon gjithashtu që të bëhet analiza e morfologjisë bregdetare dhe të evidentohen korrelacionet morfodinamike. Në veçanti kërkon të evidentohet zhvillimi morfologjiko-sedimentologjike i rrjedhjeve të poshtme, të cilat përkojnë me dinamikën, tipet dhe morfologjinë e mjediseve aktual deltaik dhe grykëderdhjeve të lumenjve në korrelacion me sasinë e prurjeve të lëngëta dhe sedimenteve të ngurta. Për këto qëllime shfrytëzohen fotografitë ajrore dhe imazhet satelitore me shkallë të madhe me anën e të cilave llogariten me saktësi dhe në territore të konsiderueshme, shkarkimi i ujërave nga grykëderdhjet aktive. Pra teknika inxhinierike e programuar duhet të jetë në gjendje që të adoptojë kushtet e ndryshimeve në zonën bregdetare.

Monitorimi efektiv i bregdetit është i nevojshëm për të evidentuar situatat dhe koston për mbrojtjen e bregdetit nga përmbytjet dhe të ketë një kuptim me të avancuar lidhur me ndryshimet e klimës, sepse ndryshimi i klimës mund të sjellë implikime të rëndësishme edhe në kushtet fizike të vijës së ujit. Fortunalet dhe erozioni i vazhdueshëm në plazhe kanë dëmtuar rëndë pronën fizike dhe oportunitetet krijuese. Zonat bregdetare dallohen për biodiversitet të lartë ku zhvillohen proçese të rëndësishme ekologjike, ku ndjeshmëria është shumë e lartë si ndaj shqetësimeve natyrale ashtu edhe atyre humane. Përvoja në këtë drejtim është e madhe prandaj janë hartuar metodologji bashkëkohore të vërtetuara në teren.

I.3.2. Identifikimi i problematikave në hapësirat bregdetare dhe rëndësia e zgjidhjes së tyre.

Në shumë vende të zonave bregdetare Europiane, ashtu si dhe në vendin tone, dukuria e erozionit detar është një proces natyror që ka filluar prej mijëra vjetësh. Degradimi nga erozioni detar i zonës dhe sipërfaqeve bregdetare është një dukuri që progresivisht ka ardhur duke u bërë edhe me serioz. Ky proçes i përkeqësimit të mjedisit është tregues i qartë i papajtueshmerisë në planifikimin urban si dhe në politikat për bregdetin dhe tokat. Raste të tilla shkaktojnë humbje të konsiderueshme në sektorë të rëndësishëm, siç janë: turizmi, bujqësia intensive, akuakultura, fshatrat turistike dhe industria ndërtimore.

Zona bregdetare është vendi i konflikteve ndërmjet studiuesve të shkencave të tokës, specialistëve dhe zbatuesve të projekteve që punojnë në drejtim të zhvillimit, ruajtjes dhe mbrojtjes. Në këtë mënyrë, zhvillimi perspektiv i zonës, konsiderohet si forma ideale, duke kërkuar territore për infrastrukturën industriale, ujin e pijshëm, energjinë elektrike, vend grumbullimin e mbeturinave, territore për ndërtime rezidenciale, vende për çlodhje etj. Si rezultat gjatë dekadave të fundit, veçanërisht gjatë viteve '90 të shek. XX janë intensifikuar studimet për identifikimin dhe nënndarjet e bregut në "unitete", me qëllim manaxhimin më të mirë e specifik të tyre. Ndarja e zonës bregdetare në "unitete" për qëllime manaxhimi, ka dalë si nevojë në shumë shtete (përfshi edhe vendin tonë), sidomos atyre me një bregdet ku janë prezente variante të shumta të proceseve gjeologjike, tektonike, neotektonike e gjeomorfologjike, të baticë–zbaticës, të historisë së zhvillimit, të prioriteteve të mbrojtjes së mjedisit dhe ruajtjes së tij dhe përdorimit publik.

Variantet e shumta të proceseve natyrore diktojnë në ndjeshmërinë ose në jo të zonës bregore ndaj presioneve të ndryshme, duke përfshirë edhe ato që u përmendën me sipër. Për

këtë arsye, nuk rekomandohet menaxhimi i zonës bregdetare si një pjesë e tërë, në gjithë gjatësinë të saj, por ajo rekomandohet të ndahet në segmente "unitete" që dallohen për nga karakteristikat e veçanta që ka secila prej tyre.

Periudha nga vitet 1800 e deri në vitet 1980, është konsideruar si epoka "njëriu kundër natyrës", gjatë së cilës janë kryer shumë vepra inxhinierike si porte, mure mbrojtëse, mole etj, të cilat ngushtuan së tepërmi hapësirat e lira përgjatë bregdetit. Shumica e këtyre ndërtimeve u kryen pa marrë në konsideratë ndryshimet (modifikimet) që ndodhin si rezultat i proceseve natyrore. Që nga viti 1960 u rrit interesi mbi flukset e sedimenteve në zonën bregdetare, me qëllimin e vetëm për të vlerësuar sasitë, mënyrat dhe rrugët e lëvizjes së sedimenteve. Por, kur situatat dolën nga kontrolli, u morën masa të shpejta për zhvillimin dhe mbrojtjen e zonës bregdetare, duke ndërtuar struktura inxhinierike të fuqishme, por jo të plota, pasi pjesë të zonave bregdetare ishin të kontrolluara nga pronarët e tokave apo të administruara nga autoritetet lokale. Që nga viti 1980, janë kryer studime të shumta për mbrojtjen e zonës bregdetare dhe studimin e dinamikës së saj në kohë e hapësirë, duke shfytëzuar teknika dhe teknologji tepër të sakta. Sipas prognozave të dala nga studime të realizuara nga insititucionet e vendeve europiane, mendohet që presioni mbi zonën bregdetare do të vazhdojë edhe gjatë shekullit XXI.

BE u ka vënë kushte rigoroze shteteve anëtare dhe kandidatëve të saj, si në aspektin politik, ashtu edhe në atë të ruajtjes së mjedisit (mbrojtja e imazhit të përgjithshëm). Në përgjithësi, për ndryshimet që ndodhen në zonën bregdetare, BE kërkon të plotësohen, sipas normave të përcaktuara prej tij, faktorët që ndikojnë në imazhin e rajonit (Figura I.3.1 paraqitur në skemën 0-1 (Vitkienė, E., 2002 & Moisiu, 2015).

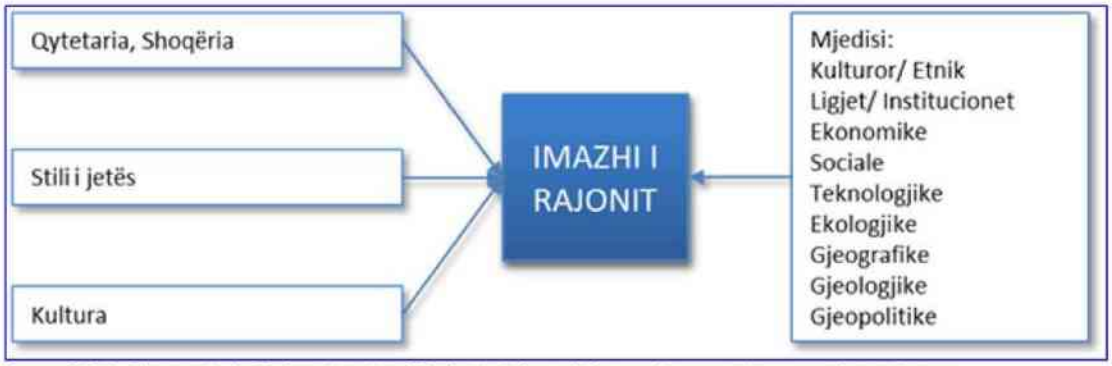


Figura I.3.1. Skema 0-1: Faktorët që ndikojnë në imazhin e rajoneve të zonave bregdetare.

Erozioni detar. Erozioni bregdetar shfaqet në rrugë të ndryshme, ajo që është më e zakonte lidhet me dinamikën e lëvizjes së vijës bregore. Në mënyrën më të thjeshtë, erozioni përcaktohet si material i hequr. Në zonat bregdetare, përafrimi i parë i këtij përcaktimi lidhet me humbje të sipërfaqeve të plazheve rëror dhe të tokave. Pra, ky është një proces, ndërlikimet vijnë atëherë, kur duhen llogaritur zhvendosjet sezonale si dhe nga kompleksiciteti i plazhit e ndërvarësitë e tij nga dunat, gjithashtu edhe nga erozioni gjatë bregut të detit dhe ridepozitimi i tyre. Koncepti i sistemit të sedimentit, ose transportit të sedimenteve, është i vështirë për tu kuptuar, sepse pasojat e erozionit janë vëllimor dhe jo planimetrik, në shprehjen e tyre sedimentologjike.

Në kontrast nga kompleksiteti i proçesit të erozionit, mënyra e matjes të sasisë së eroduar, është e thjeshtë. Metoda më e përhapur është mbivendosja e hartave, me informacione të marra në kohë të ndryshme (paçka se mund të jetë ndërtuar me shkallë të ndryshme), dhe pastaj konkludohet mbi "erozionin", duke u mbështetur në izolinjat e

paraqitura në këto harta si dhe nga hapësira baticë-zbaticë. Shkaqe të tjera të dukurisë së erozionit janë:

Uljet e plazhit (apo ngritjet e tij), ngushtimi i plazheve dhe ndryshimet sedimentologjike. Ndryshime të konsiderueshme në vëllimin e rërës, gjithashtu shkakton lëvizjen, tërheqjen e vijës së ujit. Shkaqet e humbjeve të rërës në plazh janë të ndryshme, ku përfshihen faktorët natyror dhe humane. Në këto ndryshime ndikojnë edhe faktorët lokale (si përshembull dallgët, fortunat, frekuenca dhe madhësia e tyre), situata gjeologjike lokale dhe raportet ndërmjet tyre.

Kontrollet mbi transportin e sedimentit nga erërat. Dunat bregore janë mbrojtëse natyrore të zonës bregore nga dallgët e zakonshme dhe gjatë fortunave; ato janë burime vitale sedimentimi dhe mjedis i përshtatshëm për habitatet. Të gjitha këto janë konsiderata të rëndësishme për menaxhimin e zonës bregdetare si dhe zona për matjen e sedimenteve eoliane të transportuara. Element i rëndësishëm është ekzaminimi me rezolucion të lartë i shkaqeve të transportit të sedimenteve në dunat bregore. Për këtë janë përdorur metoda e modele transporti të sedimenteve, duke përdorur kombinime të ekuacioneve të transportit me të dhënat kohore të erës. Pra, kjo metodë vlen për të krahasuar vëllimin e transportit vjetor të parashikuar, me matjet konkrete në zonat e akumuluara.

Për qëllime inxhinierike dhe menaxhimi, është e rëndësishme të vlerësohet masa e përgjithshme e zhvendosur në të gjithë sipërfaqen e dhënë dhe në një periudhë kohore të caktuar. Shënojmë se modelet ekzistuese, që parashikojnë zhvendosjet e sedimenteve, nuk kanë tërhequr vëmendjen e menaxhereve të zonave bregdetare. Më qartë, parashikimet afatgjatë të transportit të sedimenteve në sistemet e dunave bregore, nuk janë realiste përderisa modelet ndërtohen për ngjarje kohore të shkurtra.

Në modelime duhen të merren në konsideratë:

a) drejtimi i erës dhe zhvendosja e sedimenteve;

b) lartësitë e valëve, drejtimet dhe kohëzgjatja e tyre;

c) gjeometria e plazhit etj.

Zhvillimi morfologjik i grykëderdhjes se lumenjve vlerësohet mjaft mirë me teknologjinë GIS, duke u mbështetur në interpretimin e të dhënave të marra nga fotografitë ajrore. Të dhënat e fotografive ajrore duhen hartografuar sipas kësaj legjende: Krijimi i plazhit, meander e braktisur, pengesa gjatësore të jashtme, pjesë me ulje të deltës, sipërfaqet tokësore që përmbyten, tarraca të ulta në zonën baticë-zbaticë, duna bregore të stabilizuar, zona bujqësore, duna bregore aktive, fusha të përmbytura, bimësi e rrallë, pyll, kanal lundrues, etj.

Evolimi i bregdetit dhe ndryshimi i klimës – në një të ardhme të afërt, mbrojtja e bregdetit nuk do të jetë as ekonomike dhe nuk do të ketë mundësi teknike, duke përdorur metodat e së kaluarës. Prandaj duhen gjetur metoda të tjera të reja menaxhimi. Teknikat inxhinierike të programuar duhet të jetë në gjëndje që të adoptojë kushtet e ndryshimeve eventuale. Monitorimi efektiv i bregdetit është jetike për të evidentuar situatat dhe koston për mbrojtjen e bregdetit nga përmbytjet; njëkohësisht, do të ketë një kuptim më të avancuar lidhur me ndryshimet e klimës, të konseguencave që rrjedhin nga këto ndryshime si dhe nga mbrojtja e bregdetit dhe krijimit të habitateve të reja. Bregdeti dinamik që erodohet duhet të rilevohet në kohë dhe data të caktuara; kështu, përshembull, një rilevim në dimër jep rezultate të ndryshme nga rilevimi i po kësaj siperfaqeje në verë. Matjet teknike na japin ndryshimet planimetrike, ndërsa matjet vëllimore nuk llogarisin me saktësi zhvendosjet e sedimenteve.

Studime të shumta të kryera në Europë, dëshmojne se **erozioni kritik** është problemi kryesor në menaxhimin e bregdetit. Disa personalitete shkencore mendojnë me të drejtë se **rritja e nivelit të detit dhe e dallgëzimeve** jo vetëm që **përshpejtojnë erozionin**, por ato **shkaktojnë dhe përmbytjen e resurseve bregdetare.** Kështu, sipas projektit EUrozion, rezulton se 25% e bregdetit të Europës ndodhet nën një erozion të vazhdueshëm, ku lindin edhe mjaft probleme. Në disa sipërfaqe ku janë vendosur pika kontrolli, rezultatet janë më të sakta dhe matjet mund të kryhen edhe në drejtim të detit. Për këtë qëllim, ndërtohen profile (me pika kontrolli), gjatë të cilave kryhen matje dhe llogariten ndryshimet.

Megjithëse Parlamenti Europian dhe BE afirmojnë se zona bregdetare ka rëndësi të veçantë mjedisore, ekonomike, sociale, kulturore dhe rikrijuese në Europë, në kohën e sotme konstatohet se degradimi i zonës bregdetare Europiane po vazhdon me ritme relativisht të larta, përfshirë këtu edhe cilësinë e ujit.

Efektet e ndryshimit të klimës, sidomos rritja e nivelit të detit, ndryshimet në frekuencat e stuhive, rritja e erozionit bregdetar, përmbytjet, aktivitetet ekonomike humane etj, po kërcënojnë mjedisin dhe shoqërinë që jeton në zonën bregdetare.

Ekspasioni i njeriut në bregdet e det si dhe në hapësirat bregdetare, ka ushtruar dhe ka për të ushtruar edhe në të ardhmen një presion edhe më të madh, madje edhe në mjedise relativisht delikate e me probleme. Për këto arsye, planifikimet që do të kryhen për shfrytëzimin e hapësirave bregdetare dhe detit, nuk mund të merren të izoluara dhe pa i parashikuar pasojat.

Efektet e ngrohjes globale dhe rritja e nivelit të detit, **ndërtimet pa kriter** dhe **dëmtimet e habitateve, faunës e florës** etj, sot po detyrojnë projektuesit dhe zbatuesit e veprave të ndryshme në bregdet, që të integrojnë mendimin teknik - shkencor me zhvillimin socio-ekonomik duke mënjanuar e sqaruar konfliktet që ekzistojnë mes tyre. Kohët e fundit janë intesifikuar studimet për identifikimin e veçorive të hapësirave bregdetare dhe për nën/ndarjen e tyre në zonime (unitete) të cilat dallohen për veçori të shumta të proçeseve gjeologjike, gjeomorfologjike, oqeanografike, fenomenit të baticë-zbaticës, të historisë së zhvillimit, të prioriteteve të konservimit dhe përdorimit publik.

Përpjekjet për të parandaluar erozionin përfaqësojnë një detyrë jashtëzakonisht komplekse dhe nuk është gjithmonë e lehtë të llogaritet se çfarë efektesh afatgjata do të kenë ndërhyrjet njerëzore në këtë proçes natyror. Punimet "e vështira" tradicionale inxhinierike, si ngritja e pritave apo thyerjet detare për parandalimin e erozionit bregdetar, janë shpesh të shtrenjta për tu mirëmbajtur dhe jo gjithmonë janë të suksesshme në ndalimin e gërryrjes që i bën deti tokës. Në disa zona, erozioni është përshpejtuar, sidomos kur ato ndërtohen pa kriter, në mënyrë amatoreske dhe për interesa personale në segmente të veçanta duke shkaktuar efekte negative në segmentet "fqinjë" dhe në kompleksitetin e një zone bregdetare.

Në disa shtete, në vend të ndërtimit të veprave mbrojtëse inxhinierike, disa menaxhere kanë zgjidhur një politikë të njohur me emrin "Tërheqje e menaxhuar". Kjo përfshin shkallëzimin gradual në ulje, të aktivitetit njërëzor në zonat bregdetare e cila do ti japë fund asaj që një ditë, deti të mund të mos të ketë çfarë të reklamojë. Në rajonet ku "tërheqja e menaxhuar" është një zgjidhje e përshtatshme, shumë autoritete kanë zgjedhur mbrojtjen e "butë" bregdetare, se sa mure apo pengesa tradicionale detare. Në zonat ku nuk është vënë dorë nga njeriu, mbjellja dhe rimbjellja në zonat litorale dhe dunat rërore të bimëve detare dhe lloje të tjera vegjetacioni indigjen, mund të ngadalësojë erozionin me mjaft efektshmëri.

I.3.3. Koncepti, elementët përbërës, parimet dhe kriteret bazë të planifikimit, metodat dhe shkalla e studimit për zonimin gjenetik të Hapësirave Bregdetare.

I.3.3.a. Koncepti dhe elementët përbërës

Me hapësirë bregdetare duhet të kuptojmë bashkësinë e ekosistemeve natyrore që "bashkëjetojnë" në unitet, ekuilibër natyror dhe hapësinor, i përbërë nga bashkësitë e ekosistemeve individuale të njësive fiziko- gjeografike- gjeomorfologjike– sedimentologjike: zona kontinentale - zona bregore-vijë bregore - zona detare ose oqeanike.
Cili është koncepti ynë për zonimin gjenetik dhe zonë gjenetike? Me zonim gjenetik të hapsirës bregdetare shqiptare do të kuptojmë bashkësinë e elementëve të ekosistemeve natyrore, të cilët kanë të përbashkët origjinën (gjenezën) e formimit dhe bashkëjetesën në ekuilibër natyror me ekosistemet rrethues në një rajon përkatës.

Ndarja e zonave bregdetare në "unitete" për qëllime menaxhimi, ka dalë si domosdoshmëri në shumë shtete me hapësirë bregdetare, sepse evidentohen fenomene të shumta të proçeseve gjeologjike, morfologjike, gjeomorfologjike, sedimentologjike, neotektonike, oqeanografike, lëvizje të vijës bregore, ngritje relative të nivelit botëror të detit, të historisë së zhvillimit, të prioriteteve të konservimit dhe të përdorimit publik e privat. Eksperiencat e deritanishme kanë treguar se nuk është praktike dhe e drejtë menaxhimi në tërësi dhe gjatë gjithë gjatësisë së zonave bregdetare, por domosdoshmërisht ka ardhur koha për diferencimin e "uniteteve" me individualitetin e tyre të kushteve natyrore të krijimit dhe origjinës së formimit. Në studimet e deritanishme të realizuar nga autor dhe institucione vendas dhe të huaj, konstatojmë se koncepti i hapësirës bregdetare shqiptare dhe kufijtë e saj në territorin e Shqipërisë nuk është i unifikuar, fakt ky që ka çuar në konceptime dhe interpretime jo të njëjta. Mendojmë se ka ardhur koha për të dhënë një konceptim dhe përkufizim më të unifikuar, i cili do tu shërbejë si bazë institucioneve shkencore dhe atyre të pushtetit qëndror dhe lokal që zhvillojnë aktivitet në hartimin e planeve të administrimit dhe Menaxhimit të Integruar të Hapësirës Bregdetare (MIHB) Shqiptare (Durmishi,etj., 2005).

Prania e ekosistemeve të sotme natyrore të Hapësirës Bregdetare Shqiptare, fiziko-gjeografia, dhe gjeomorfologjia aktuale është produkt dhe rezultat i evolucionit gjeologo-tektonik të formimit të truallit shqiptar përgjatë 500 milion vjetësh. Hapësirë bregdetare përbën bashkësinë e ekosistemeve natyrore që bashkëjetojnë në ekuilibër dhe unitet natyror, të përbërë nga bashkësitë e ekosistemeve: zona kontinentale – zonë bregore -vija bregore – zona detare, ku shkencat e tokës - Gjeologjia - dhe disiplinat përkatëse të saj luajnë një rol të domozdoshëm në studimin e saj.

Ekosistemet e zonës kontinentale, përfaqësojnë hapësirat tokësore ku rolin kryesor e luan gjeomorfologjia aktuale me bashkësinë e ekosistemeve kontinental: ultësirat pranë bregdetare, ekosistemet e rrjedhjeve të poshtme dhe deltave të lumenjve, lagunore, depozitimet dhe sipërfaqet kuaternare, sistemi i kodrave dhe kodrinave, ku si kufi ndarës kanë kreshtat e larta të ekosistemeve malor dhe vargjeve malor në funksion të gjeomorfologjisë dhe pamjes hapësinore të hapësirës bregdetare shqiptare. Kufirin pak a shumë lindor të ekosistemeve aktuale kontinentale, apo të hapësirës bregdetare shqiptare, mund ta heqim edhe mbi bazën e paleogjografisë së vijës bregore që ka ekzistuar para 2.5 milion vjetësh, në fund të Pliocenit dhe fillimin e periudhës Kuaternare.

Ekosistemet e zonës bregore - vijës bregore, përfaqësojnë hapësirën ndërmjetëse (tranzitore), litoralin aktual, që ndodhet midis ekosistemeve kontinental dhe atij detar. Ekosistemet e vijës bregore përfaqësohen nga vijë bregore rërore, shkëmbore, kepe, gjire, faleza, plazhe, kordon litoral, shigjeta rërore, sisteme dunash, fronte deltash,etj.

Ekosistemet e zonës detare, përfaqësojnë hapësirën detare dhe është një nga ekosistemet më pak të studiuar. Hapësira e ekosistemeve detare përfaqësohet nga elementët e tij oqeanografik: shelfi (0-200 m), shpati i basenit (200-4000 m) dhe baseni detar (>4000 metra), ku në këtë hapësirë zhvillohen një sërë mjedisesh dhe ekosistemesh aktuale të sedimentimit. Batimetria, valët, dallgët, rrymat detare, sedimentet, ndërtimi gjeologo – tektonik, lëvizja apo transferimi i sedimenteve, biodiversiteti, janë element përbërës që kushtëzojnë studimet në këtë ekosistem specifik por shumë të rëndësishëm.

I.3.3.b. Parimet bazë të planifikimit të hapësirave bregdetare.

Për zonimin gjenetik të hapësirës bregdetare, janë marrë parasysh pesë parimet bazë që rekomandohen për Menaxhimin e Integruar të Hapësirave Bregdetare (MIHB). Kompleksi i pesë parimeve bazë dhe i parimeve të tjera të detajuara, përfshihen në filozofinë bashkëkohore të *"vazhdimësisë së zhvillimit"*.

Parimi i balancimit dhe harmonisë, është një harmoni sociale që mbron aktivitetet në peshkimin tradicional, në pyje dhe në shërbime turistike. Kjo është një harmoni fizike, ku silueta vizuale e dunave dhe pyjeve të hapësirave bregdetare të impresionojnë më shumë se ndërtesat e larta. Ky parim nënkupton edhe koordinimin e stileve arkitektonike të vjetra me ato të reja.

Parimi i ekologjizimit, gjatë përgatitjes së masterplaneve, detyrë parësore nuk është të përpiqemi për të ndryshuar gjithçka, por të ruhen peisazhet estetik ekzistues, që i japin hapësirës vlerat e duhura.

Parimi i diversitetit, për organizimin e turizmit, të rekreacionit dhe biznesit duhet të përgatiten projekte të ndryshme, në funksion të diversitetit të hapësirave bregdetare.

Parimi i kontakteve teritoriale, konsiston në faktin se hapësirat bregdetare nuk janë "objekte për vetveten", por "objekte në mjedis", që dallohen për bukuritë e hapësirave, për intensitetet në bujqësi, industri, kulturë, turizëm etj.

Parimi i dinamikave, kërkesat sociale dhe turistike ndryshojnë në kohë ashtu siç ndryshon edhe peisazhi. Tendencat e ndryshimeve natyrale dhe ato artificiale janë të fiksuara në planet përkatëse, zhvillimi i turizmit dhe i biznesit koordinohet me prognozën mbi mundësitë e ndryshimeve në natyrë dhe në jetën kulturore (Xhaferri et.al., 2012).

I.3.3.c. Kriteret e zonimit gjenetik mbi bazën e ekosistemeve dhe ekulibrit natyror të hapësirës bregdetare.

Për të realizuar një zonim gjenetik të hapësirës bregdetare shqiptare mbi bazën e ekosistemeve dhe ekulibrit natyror, në rradhë të parë dhe domosdoshmërisht janë përcaktuar kriteret mbi të cilat do të mbështetemi. Për këtë, më poshtë po renditim kriteret bazë dhe themelor për të cilët është realizuar zonimi gjenetik, zonim i cili duhet të shërbejë në menaxhimin, administrimin dhe planifikimin e qendrueshëm të hapësirës bregdetare Shqiptare:

a) Kriteri i historisë dhe evolucionit gjeologo-tektonik i formimit dhe origjinës, që me krijimin e saj deri në ditët e sotme. b) Kriteri i zonimit gjeologo-tektonik në shkallë regjionale, rajonale dhe lokale në bazë të studiushmërisë nga shkallët më të voglat deri në më të mëdhat. c) Kriteri stukturor dhe evolucioni strukturoro-tektonik në kohë dhe hapësirë deri në ditët e sotme. d) Kriteri i lëvizjeve të neotektonikës dhe të sotme në shkallë regjionale, rajonale e lokale. e) Kriteri formacional (llojeve shkëmbore) që ndërtojnë 'truallin' dhe vetitë e tyre fiziko-gjeotektonike të formacioneve. f) Kriteri gjeomorfologjik dhe gjeomorfologjia aktuale. g) Kriteri fiziko-gjeografik, peisazhor. h) Kriteri sedimentologjik. i) Kriteri i mjediseve të sotme të sedimentimit. j) Kriteri i gjeologjisë dhe sedimentologjisë së depozitimeve të Kuaternarit, që përfaqësojnë ultësirat e hapësirës bregdetare (truallin aktual). k) Kriteri i ekosistemeve natyrore: lumor, deltor, litoral, lagunor, kënetor, karstik, faneve

aluvional, detar, gjeomjedisor dhe zonave të mbrojtura. l) Kriteri oqeanografik dhe gjeologjia detare. m) Kriteri i ekosistemeve natyror të vijës bregore. n) Kriteri i rrezikut gjeologjik.

I.3.3.d. Metodat dhe shkalla e studimit për zonimin gjenetik të hapësirës bregdetare të Shqipërisë.

Kriteret e mësipërme janë përcaktuar mbi bazën e përgjithësimeve, vrojtimeve, studimeve të një periudhe mbi 20 vjecare, nëpërmjet: Sintezës bibliografike të studimeve të realizuara në shkallë të ndryshme nga autor shqiptar dhe të huaj, Hartave Gjeologjike të Shqipërisë në shkallë 1:200000, 1:50000, Hartës Tektonike të Shqipërisë në shkallë 1:200000, Hartës Hidrologjike të Shqipërisë në shkallën 1:200000, Hartës së Rezikut Gjeologjik në shkallën 1:200000, Hartave topografike në shkallën 1:200000, 1:50000, 1:25000, si dhe Imazheve satelitore.

Realizimi i studimeve gjeologo-gjeofiziko-sedimentologjike për depozitimet e Kuaternarit në shk.1:25000, për rajonet: Velipojë, Ishëm-Patok-Lezhë, Gjirin e Lalëzit, Rreth-Greth-Spille, Fani Aluvial i Borshit, Finiq-Vrinë-Zarë-Murësi, si dhe studimi gjeologo-sedimentologo-gjeomjedisor i rajonit të Butrintit dhe lagunës së Butrintit.

I.3.4. Zonimi gjenetik i Hapësirës Bregdetare të Shqipërisë.

Zona bregdetare e Shqipërisë është pjesë përbërse e zonës lindore të Adriatikut jugor dhe të Jonit verior, duke përfaqësuar hapësirën më të rëndësishme social-ekonomike dhe turistike për zhvillimin e qëndrueshëm të ekonomisë shqiptare.

Zona bregdetare e shqipërisë përbëhet nga larmia e ekosistemeve dhe biodiversiteteve që karakterizojnë një hapësirë ku bashkëveprojnë zonat përbërëse: zona kontinentale - zona bregore - vijë bregore - zona detare. Hapësira bregdetare ka një shtrirje pak a shumë V-J dhe përfaqësohet nga një vijë bregore (aktualisht, 2007) me gjatësi prej 454km., vijë bregore që paraqet një fizikogjeografi, gjeomorfologji, sedimentologji dhe biodiversitet tepër të larmishëm (Durmishi et.al., 2005). Veçoritë e ndërtimit gjeologo-tektonik dhe lëvizjeve neotektonike të territorit të hapësirës bregdetare i kanë dhënë hapësirës bregdetare dukuri dhe karakteristika të veçanta. Hapësira bregdetare e Shqipërisë për gjatë gjithë shtrirjes së saj, paraqet dy natyra tipike dhe të diferencuara qartë e prerë nga njëra tjetra, të cilat i përkasin konkretisht:

Hapësira bregdetare "Abrazive", Joniane e detit Jon (malore-shkëmbore e detare), me një gjatësi të hapësirës bregdetare prej 203km., ose 44.7% të totalit të hapësirës bregdetare të territorit të Shqipërisë. Në këtë hapësirë konfiguracioni dhe gjeomorfologjia e vijës bregore përcaktohet kryesisht nga prania e ekosistemit malor, ku hipsometria (deri në kuotat mbi 1000 metra mbi nivelin e detit) dhe komponentja horizontale me nivelin e detit janë në raporte shumë të theksuara në favor të hipsometrisë të sistemit malor (formacioneve karbonatike të zonave tektonike basenore Jonike dhe ajo platformike e Sazan-Karaburunit). Ky fenomen gjeodinamik ka shpurë në praninë e një sërë lumenjsh, apo përrenjsh malor, me luginat e tyre tepër karakteristike, ku prania e kanioneve të tyre i japin kësaj hapësire tipare fiziko-gjeografike dhe gjeomorfologjike tepër karakteristike. Ka qënë prania e këtij fenomeni që ka krijuar dhe krijon segmente të veçantë të litoralit zhavororo-gravelitoro-rërorë dhe praninë e mjedisit karakteristik që i ka krijuar, atij të faneve aluvional.

Në hapësirën bregdetare Joniane të detit Jon, janë diferencuar 11 zona gjenetike, dhe konkretisht: *L. Zona gjenetike e Gjirit të Vlorës; M. Zona gjenetike e Karaburun – Sazan; N. Zona gjenetike e fanit aluvial të Palasë-Dhërmiut; O. Zona gjenetike e Vuno-Himarë; P. Zona gjenetike e Porto-Palermos; Q. Zona gjenetike e Qeparoit; R. Zona gjenetike e Borshit; S. Zona gjenetike e Piqeras – Lukovë; T. Zona gjenetike e Gjirit të Kakomesë; V. Zona*

gjenetike e Kepit të Qefalit – Sarandë; Z. Zona gjenetike e Finiq - Ksamil - Butrint - Kepi Stillos.

Hapësira bregdetare "Akumulative", "deltaike" e detit Adriatikut, me një gjatësi të zonës bregdetare prej 251 km., ose 55.3% të totalit të hapësirës bregdetare të territorit të Shqipërisë. Një rol të rëndësishëm në konfiguracionin dhe dinamikën e vijës bregore në hapësirën bregdetare të Adriatikut kanë luajtur pellgjet ujëmbledhës të lumenjve të Shqipërisë me sipërfaqe rreth 44000km². Morfologjia, gjeometria, dinamika në kohë dhe hapësirë e grykëderdhjeve të lumenjve kryesor të Shqipërisë (Vjosa, Semani, Shkumbini, Erzeni, Ishëmi, Mati, Drini dhe Buna) dhe deltave përkatëse të tyre, të cilat janë faktorët kryesor të ndryshimit të konfiguracionit të hapësirës bregdetare në kohë dhe hapësirë. Zonimi gjenetik i Hapësirës Bregdetare të Shqipërisë në shkallën 1:200000 (Durmishi, 2005), ka evidentuar 20 zona gjenetike, të cilat arrijnë një sipërfaqe afërsisht prej 4829 km^2, ose 17 % të territorit të Republikës së Shqipërisë.

I.3.4.a. Karakteristikat kryesore të zonimit gjenetik të Hapësirës bregdetare "deltaike" të detit Adriatik.

Në hapësirën bregdetare deltaike të detit Adriatik janë evidentuar 9 zona gjenetike ne shk. 1: 200000 (Durmishi Ç. Etj., Xhaferri E. Etj., 2012) dhe konkretisht:

***A**.Zona gjenetike bregdetare e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Bunës; **B**.Zona gjenetike bregdetare e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Drinit; **C**. Zona gjenetike e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit Mat; **D**. Zona gjenetike bregdetare e depresionit Tiranë-Ishëm dhe luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Ishmit; **E**. Zona gjenetike e gjirit të Lalzit, Zona gjenetike bregdetare e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Ishmit; **F**. Zona gjenetike bregdetare e Gjirit të Durrësit; **G**. Zona gjenetike bregdetare e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit Shkumbin; **H**. Zona gjenetike e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit Seman; **K**. Zona gjenetike e luginës aluviale deltës dhe litoralit të lumit Vjosë.*

Për sa më sipër, në vlerësimin dhe identifikimin e zonimit gjenetik të kësaj hapësire bregdetare, rolin kryesor në individualizimin e mjediseve të sedimentimit të depozitimeve të Kuaternarit dhe aktuale e kanë predominuar mjedisi lumor, deltaik, lagunor, kënetor, litoralit dhe mjediset shelfor të detit të cekët dhe të thellë.

Totali i sipërfaqes së hapësirës bregdetare Shqiptare është rreth 4825km^2, ku sipërfaqja e hapësirës bregdetare Adriatike kap 92.1% e totalit të sipërfaqes totale të hapësirës bregdetare të Shqipërisë, ose 13.9% e sipërfaqes totale të teritorit të Shqipërisë.

Kjo hapësirë bregdetare gjatë periudhës së Kuaternarit, në saj të trasgresionit të epokës së Pleistocenit dhe Holocenit është e vendosur mbi ndërtimin gjeologo/tektonike dhe neotektonike të depozitimeve Neogjenike të Ultësirës Pran Adriatike. Më pas, një rol të rëndësishëm në përhapjen e depozitimeve kuaternare kanë luajtur strukturat antiklinale dhe sinklinale të trashëguara dhe faza e strukturimit pas periudhës së Kuaternarit.

Më poshtë po japim karakteristikat kryesore të zonimit gjenetik të kësaj hapësire bregdetare dhe dinamikat e zhvillimit të marrëdhënieve të lëvizjes së zonës bregore me ekosistemin e mjediseve detare dhe faktorët natyror dhe human në proceset e raporteve erozion/akumulim të sipërfaqeve tokësore të kësaj hapësire.

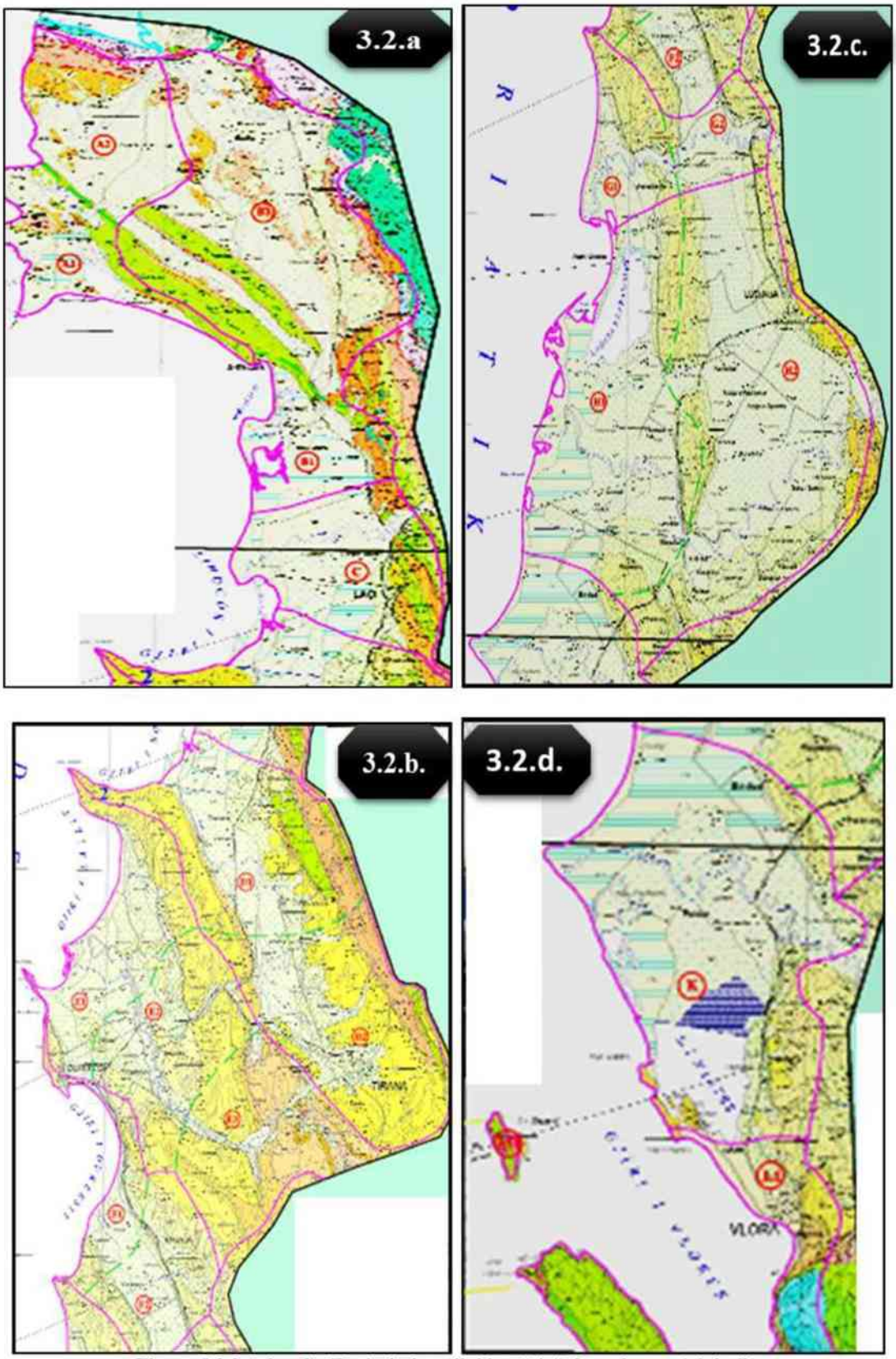


Figura I.3.2.(a.b.c.d): Zonimi gjenetik i hapësirës bregdetare Adriatike.

A. Zona gjenetike bregdetare e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Bunës. Lugina aluviale, delta dhe litorali i lumit të Bunës. Kjo zonë kryesisht përfaqëson ekosistemet e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Bunës, ultësirën e depozitimeve të Kuaternarit, lagunat e Vilunit dhe Riollit si dhe shpatin jug-perëndimor të strukturës karbonatike të Rencit. Trualli i kësaj zonë kryesisht përfaqësohet nga depozitimet e periudhës Kuaternare me një trashësi 130-150m. (45-50m cikli i depozitimeve të Holocenit, dhe pjesa tjetër e Pleistocenit). Kjo zonë kap një sipërfaqe prej **242 km^2** dhe ndahet në 2 nënzona:

A1. *Nënzona e poshtme me një sipërfaqe prej 99 km^2.*

A2. *Nënzona e sipërme me një sipërfaqe prej 143 km^2.*

Kjo zonë karakterizohet nga:

Gjatësia e vijës bregore..... 20.18 km

Natyra e vijës bregore

- **vijë bregore rërore..... 18,324 km**
- **vijë bregore shkëmbore.....1,467 km**
- **grykëderdhja e lumit të Bunës..... 340-217m**
- **lidhje ujore me lagunën e Vilunit..... 72m**

Gjatësia e vijës bregore nga grykëderdhja e lumit të Bunës deri në kepin e Shëngjinit është 20 km, nga të cilat: Gjerësia e grykëderdhjes së lumit Bunë është 340 m, vija bregore e deltës së Bunës ka një gjatësi prej 4,4 km me një gjerësi të plazhit rëror që varion nga 30-40 m deri në 350-550 m. Vija bregore e litoralit të Velipojë-Rioll ka një gjatësi prej 13.6 km me një gjerësi të plazhit rëror që varion nga 50 deri 200 m (Durmishi, 2005).

B. Zona gjenetike e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Drinit.

Kjo zonë përfaqësohet nga ekosistemet e luginës aluviale të lumit Drin, që fillon nga Vau i Dejës-Mjeda, fusha e Dajçit, strukturat karbonatike të Renc-Kakariqit, territori i Lezhës-Shëngjin si dhe nga ekosistemet e litoralit dhe të ish-deltës së lumit të Drinit. Trualli i kësaj zone, kryesisht përfaqësohet nga ultësira të formuara nga depozitimet e Kuaternarit, litoralit dhe plazheve, ku si rezultat i devijimit të lumit të Drinit, në deltën e tij janë krijuar ekosisteme tepër karakteristike lagunore-kënetore. Kjo zonë ka një sipërfaqe prej **427 km^2** dhe ndahet në dy nënzona:

B1. *Nënzona e poshtme me një sipërfaqe prej 92 km^2.*

B2. *Nënzona e sipërme me një sipërfaqe prej 335 km^2.*

Gjatësia e vijës bregore.....19, 133 km

Natyra e vijës bregore

- **vijë bregore rërore..... 17,678 km**
- **vijë bregore shkëmbore .....1,146 km**
- **grykëderderdhja e lumit të Drinit.....224m**
- **lidhje ujore me lagunat..... .....85m**

Gjatësia e vijës bregore nga kepi i Shëngjinit deri në ekstremin jugor të deltës së Drinit është 19km, nga të cilat: Gjerësia e grykëderdhjes së lumit Drin është 220 m. Vija bregore e deltës së Drinit ka një gjatësi prej 17 km me një gjerësi të plazhit që varion nga 30 m deri në 130 m dhe përfaqësohet nga depozitime rërore. Vija bregore shkëmbore (karbonatike) rreth 1 km (Durmishi, 2005).

C. Zona gjenetike e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit Matit.

Kjo zonë përfaqëson kryesisht ekosistemet e lumit, litoralit dhe deltës së Matit. Ajo përfaqëson një ultësirë kryesisht të ndërtuar nga depozitimet e periudhës Kuaternare. Kjo zonë ka një sipërfaqe prej **160 km^2.** Gjatësia e vijës bregore është 11.3 km dhe përfaqësohet nga litorali rëror i deltës së Lumit Mat. Gjerësia e grykëderdhjes së lumit është nga 270 deri 420 m, ku shtrati i lumit ka një gjerësi mesatare prej 80 m.

Gjatësia e vijës bregore..... 10,5 km

Natyra e vijës bregore

- **vijë bregore rërore..... 8,9 km**
- **grykëderderdhja e lumit të Matit..... 647m**
- **lidhje ujore me lagunat.....890m**

D. Zona gjenetike bregdetare e depresionit Tiranë-Ishëm dhe luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Ishmit.

Kjo zonë përfaqëson kryesisht ultësirën Tiranë-Ishëm, luginën e lumit Ishëm, litoralin e deltën së lumit si dhe kufizohet në perëndim nga kurrizorja e kodrave mollasike dhe në lindje nga kreshtat e vargmaleve të Krujë-Dajtit. Kjo zonë kryesisht ndërtohet nga depozitimet e Kuaternarit dhe kap një sipërfaqe prej **640 km^2**, dhe ndahet në tre nënzona:

D1. *Nënzona e poshtme, më një sipërfaqe prej 107 km^2.*

D2. *Nënzona e mesme me një sipërfaqe prej 209 km^2.*

D3. *Nënzona e sipërme me një sipërfaqe prej 324 km^2.*

Gjatësia e vijës bregore 13.1 km. Litorali i deltës së Ishmit është rëror dhe ka një gjatësi prej 6.1 km, ndërsa litorali shkëmbor mollasik i segmentit Ishëm-Darc-Kepi i Rodonit ka një gjatësi 7 km dhe ndërtohet nga ndërthurje argjilo-ranore me moshë Tortonian-Mesinian (Durmishi, 2005).

E. Zona gjenetike e gjirit të Lalzit: lugina-delta dhe litorali i lumit Erzen.

Kjo zonë përfaqëson kryesisht luginën aluviale të mesme dhe të poshtme të lumit Erzen si dhe deltën e litoralin përkatës. Është zona, që përfaqësohet nga një larmi ekositemesh, ku bëjnë pjesë si ekosistemet karakteristike të përfaqësuara nga zonat e ulëta, ashtu dhe ato kodrinore. Kjo zonë kap një sipërfaqe prej **690 km^2** dhe ndahet në tre nënzona (Durmishi, 2005):

E1. *Nënzona e poshtme, me një sipërfaqe prej 201 km^2.*

E2. *Nënzona e mesme me një sipërfaqe prej 216 km^2.*

E3. *Nënzona e sipërme më një sipërfaqe prej 273 km^2.*

Gjatësia e vijës Bregore **20,360 Km**

Natyra e vijës Bregore

- **vijë bregore rërore** **17,686 km**
- **vijë bregore shkëmbore** **8,402 km**
- **vijë bregore lumore** **4,236 km**
- **grykëderderdhja e lumit të Erzenit** **36m**
- **lidhje ujore me lagunat** **72m**

F. Zona gjenetike bregdetare e Gjirit të Durrësit.

Kjo zonë përfaqëson ultësirën e rajonit të Durrësit dhe Kavajës, litoralin përkatës dhe ekosistemin e kodrave rreth tyre. Kjo zonë kap një sipërfaqe prej **190 km^2** dhe ndahet në dy nënzona:

F1. *Nënzona e poshtme, me një sipërfaqe prej 74 km^2.*

F2. *Nënzona e sipërme me një sipërfaqe prej 116 km^2.*

Gjatësia e vijës bregore **41,371 Km**

Natyra e vijës bregore

- **vijë bregore rërore** **20,409 km**
- **vijë bregore shkëmbore** **15,958 km**
- **vijë bregore shkëmbore me xhepa plazhesh rërore** **5,004 km**

Gjatësia e vijës bregore nga Bishti i Pallës deri në Kepin e Lagjit (Kalaja e Turrës) është 48 km dhe përbëhet nga: Litorali shkëmbor i ndërtuar nga depozitime mollasike nga Bishti i

Pallës deri në Currila (Durrës) me gjatësi 14 km. Litorali rëror i gjirit të Durrësit nga Currilat deri në Karpen me gjatësi 23.5 km. Litorali shkëmbor mollasik nga Karpeni në Kepin e Lagjit me gjatësi 10.5 km (Durmishi, 2005).

G. Zona gjenetike e luginës-deltës dhe litoralit të lumit Shkumbin.

Kjo zonë përfaqëson kryesisht luginën e rrjedhjes së poshtme të lumit Shkumbin, deltën dhe litoralin përkatës si dhe plazhin e Divjakës dhe Lagunën e Karavastasë. Kjo zonë kap një sipërfaqe prej **181 km^2** dhe ndahet në dy nënzona:

G1. *Nënzona e poshtme, me një sipërfaqe prej 105 km^2.*

G2. *Nënzona e sipërme me një sipërfaqe prej 76 km^2.*

Gjatësia e vijës bregore **22,824 Km**

Natyra e vijës bregore

- **vijë bregore rërore** **18,028 km**
- **vijë bregore shkëmbore** **2,574 km**
- **vijë bregore shkëmbore me xhepa plazhesh rërore** **1,448 km**
- **Grykderderdhja e lumit të Shkumbinit** **342m**
- **Lidhje ujore me lagunat** **432m**

Gjatësia e vijës bregore është 35 km nga të cilat: litorali rëror i deltës së Shkumbinit me gjatësi 20.5 km., gjerësia e grykëderdhjes 330-350 m., litorali rëror i Plazhit të divjakës 10 km. litorali shkëmbor mollasik 4.5 km (kepi i Lagjit-Rreth-Greth) (Durmishi, 2005).

H. Zona gjenetike e luginës aluviale dhe deltës dhe litoralit të lumit Seman.

Kjo zonë përfaqëson ultësirën e lumit Seman, ekosistemet e litoralit, deltës si dhe të kodrave mollasike të strukturave të Ardenicë-Divjakës. Kjo zonë, ku ultësira përfaqësohet nga depozitime të Kuaternarit, kap një sipërfaqe prej **1042 km^2** dhe ndahet në dy nënzona:

H1. *Nënzona e poshtme, me një sipërfaqe prej 442 km^2.*

H2. *Nënzona e sipërme me një sipërfaqe prej 600 km^2.*

Gjatësia e vijës bregore është 20 km dhe përbëhet kryesisht nga litorali rëror i deltës së Lumit Seman. Gjerësia e grykëderdhjes është 290-300 m.

Gjatësia e vijës bregore **26,997 Km**

Natyra e vijës bregore

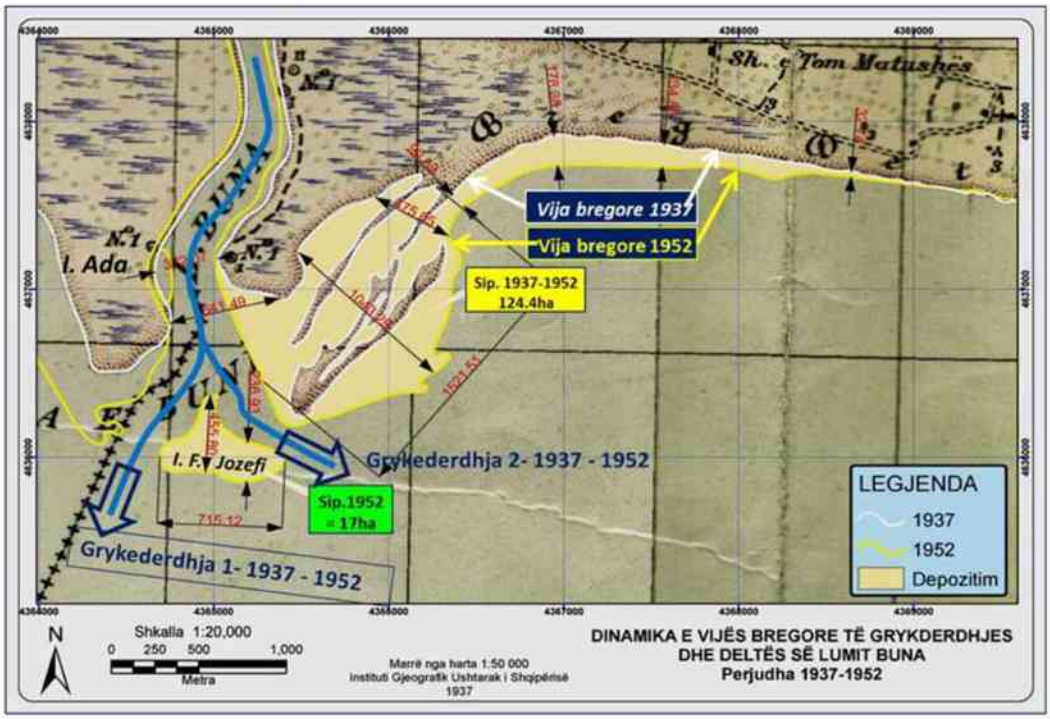
- **vijë bregore rërore** **26,173 km**
- **Grykëderdhja e lumit të Semanit** **281m**
- **Lidhje ujore me lagunën e Karavastasë** **543m**

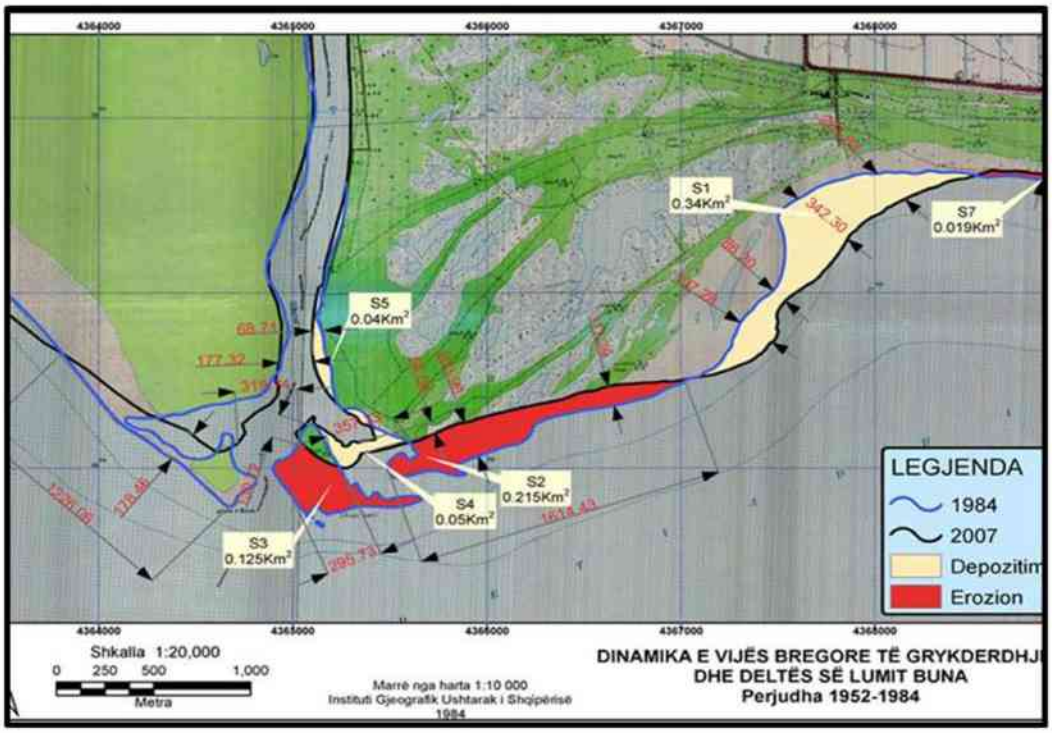
K. Zona gjenetike e luginës aluviale deltës dhe litoralit të lumit Vjosë.

Kjo zonë përfaqëson ultësirën e luginës, deltës dhe litoralit, të lumit Vjosë, e cila në jug të saj përfaqësohet nga ekosistemi i kodrave mollasike të Zvërnecit dhe ekosistemi karakteristik i lagunës së Nartës. Kjo zonë kryesisht përfaqësohet nga depozitimet e Kuaternarit dhe kap një sipërfaqe prej **317 km^2**. Gjatësia e vijës bregore është 47 km e cila përbëhet nga: litorali rëror i deltës së Vjosës me gjatësi 27 km dhe gjerësi të plazhit që varion në kufij të gjerë nga 20-30m deri 240-340m në Povelcë dhe në veri të kodrave të Zvërnecit. Gjerësia e grykëderdhjes është 450-550m, litorali shkëmbor i kodrave mollasike të Zvërnecit me gjatësi 7.5 km, litorali rëror i gjirit të Vlorës dëri në Ujin e ftohtë 12.5 km. Totali i sipërfaqes së hapësirës bregdetare Shqiptare= 4225km^2, 15.1% e sipërfaqes totale. Sipërfaqja e hapësirës bregdetare Adriatike është 92.1% e totalit të sipërfaqes totale të hapësirës bregdetare të Shqipërisë, ose 13.9% e sipërfaqes totale të teritorit të Shqipërisë. Sipërfaqja e hapësirës bregdetare Joniane është 7.9% e sipërfaqes totale të hapësirës bregdetare të Shqipërisë, ose 1.2% e sipërfaqes totale të territorit të Shqipërisë (Durmishi, 2005).

PLANSHETA I.3.1

A. ***Zona gjenetike bregdetare e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Bunës.***





PLANSHETA I.3.2

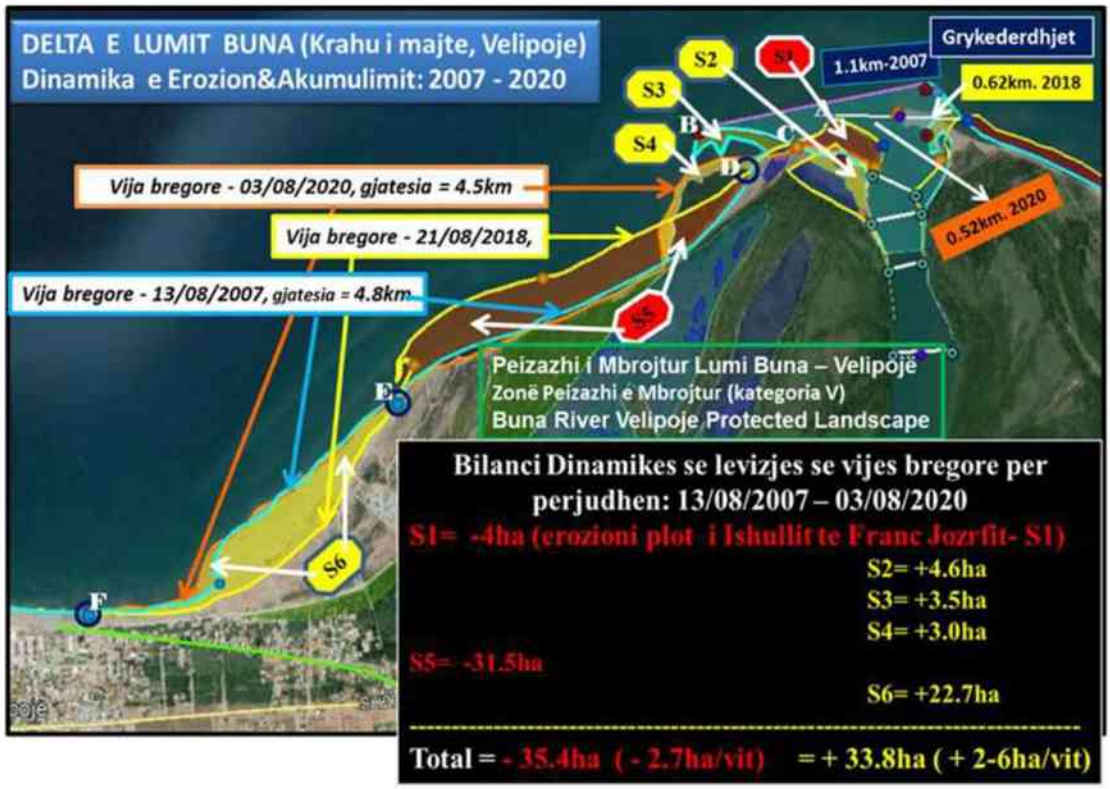




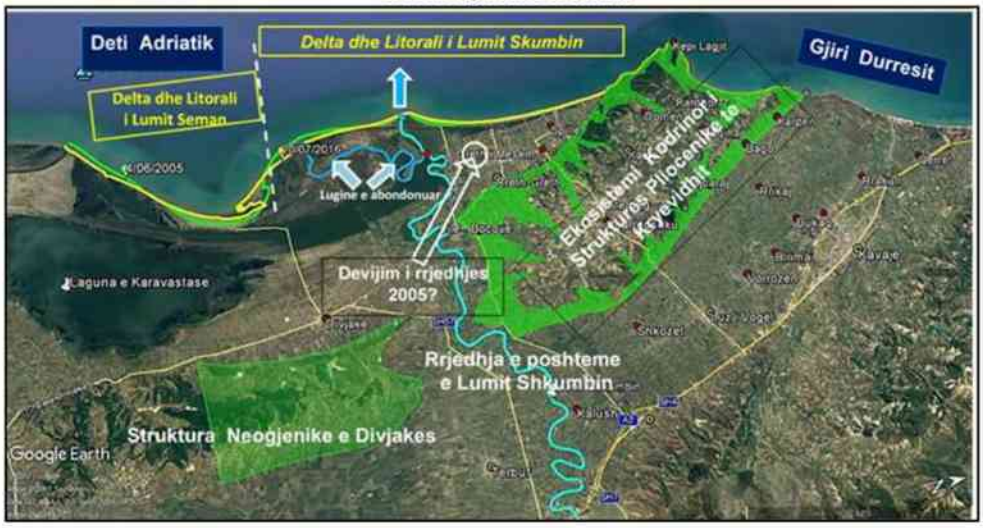
PLANSHETA I.3.3.



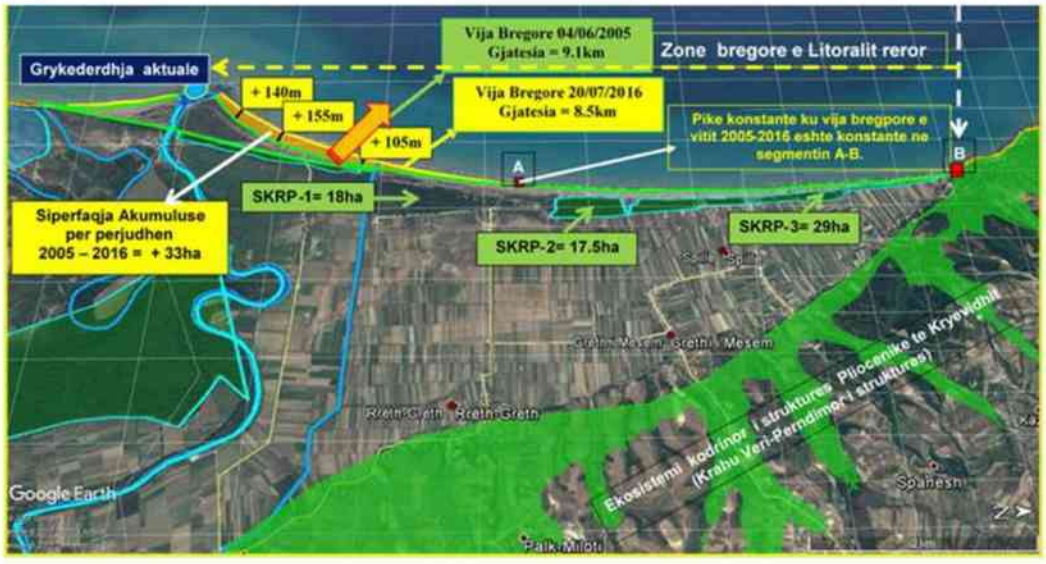
PLANSHETI I.3.4.



PLANSHETI I.3.5.

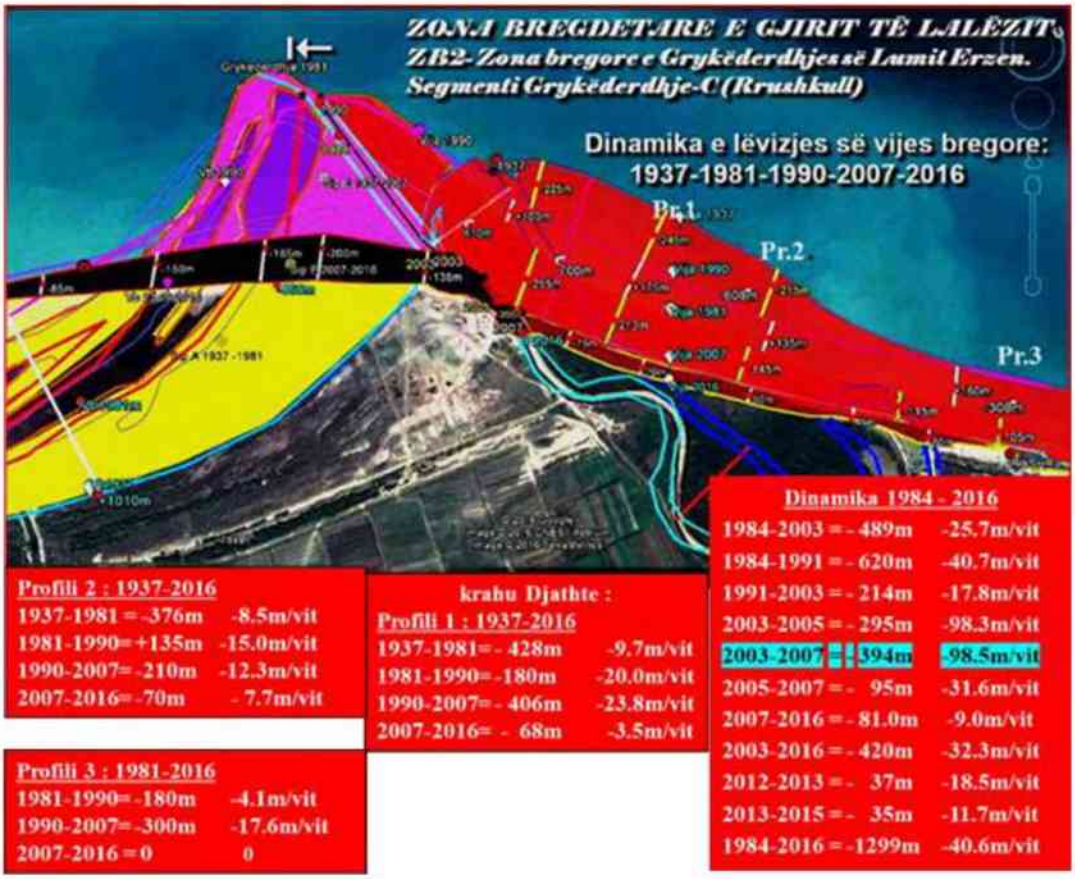






PLANSHETI I.3.6.





PLANSHETI I.3.7.

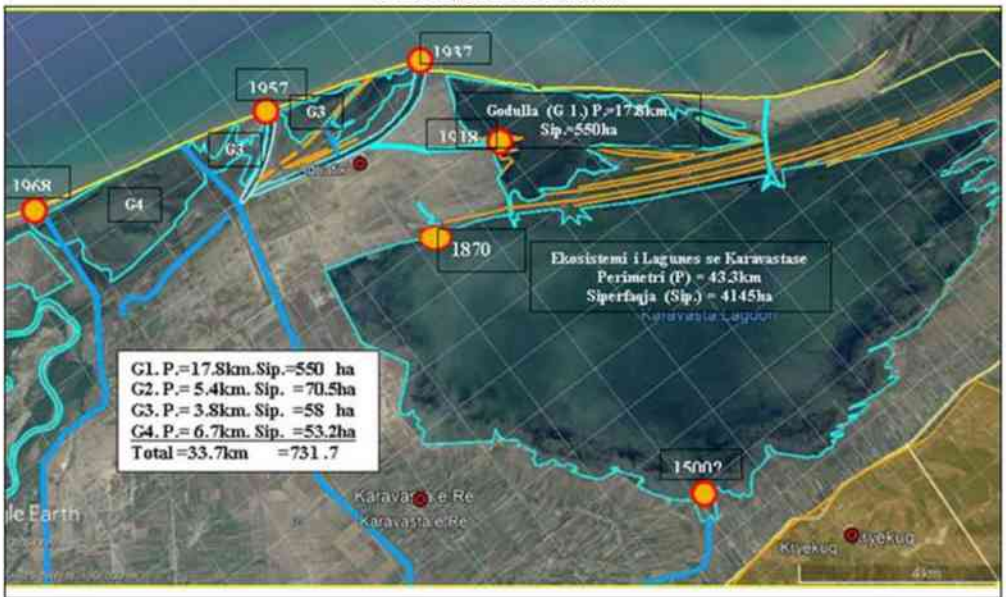


Fig. Krahu i djathte i Deltes dhe litoralit te Lumit Seman. Dinamika e levizjes se grykederdhjeve te lumit dhe krijimi i ekosistemeve Lagunore dhe ekosistemeve



Figura Dinamika e Zona Bregore dhe litorali i Deltes se Lumit Seman (Krahu i Majte i Grykederdhjes) Natyra e vijes bregore: Rerore. Gjatesia e vijes bregore 04/06/2005 = 7.91km. Gjatesia e vijes bregore 20/07/2016 = 8.1km.



Figura Dinamika e Zona Bregore dhe litorali i Deltes se Lumit Seman (Krahu i Djathte i Grykederdhjes) Natyra e vijes bregore: Rerore. Gjatesia e vijes bregore 04/06/2005 = 16 km. Gjatesia e vijes bregore 20/07/2016 = 16.3km.

PJESA E DYTË II: VLERËSIMI SEDIMENTOLOGJIK DHE MINERALOGJIK I DELTËS SË LUMIT VJOSË.

KAPITULLI II.1. METODIKA E PUNIMEVE NË TEREN DHE TEKNIKAT E ANALIZAVE LABORATORIKE

II.1.1. Materialet ekzistuese të përdorura

Për kryerjen e analizës sekuenciale sedimentologjike të depozitimeve të kuaternarit në rajonin e deltës së lumit të Vjosës u shfrytëzua dokumentimi i shpimeve të kryera në rajonin Seman Vlorë, pjesë e raportit "Studimi gjeologjik i depozitimeve të kuaternarit në Rajonin Seman-Vlorë" (Lula et al., 2001).

Punimet e kryera mbi informacionet ekzistuese:

- Pas gjeoreferencimit të hartave të domosdoshme të studimit, janë dixhitalizuar në GIS, profilet gjatësore dhe tërthorë, si dhe janë hedhur shpimet dhe të dhënat e tyre duke krijuar një bazë të dhënash fillestare në program (tabela II.1.1).
- Për të përfituar të dhënat nga puset e shpimit, në një bllok janë vizatuar kolonat sedimentologjike për shpimet e kryera në këtë zonë, për të përcaktuar trashësitë përkatëse të shtresave dhe thellësitë e tyre (figura II.1.1). (Mbi 100 shpime janë kryer nga Rozanov (1956); Nikolenko (1956); Lezovoj (1957); Makarov (1961); Sipas raporteve hidrogjeologjike për rajonin Vjosë-Shushicë (1980); për zonën përëndimore Nartë-Libofshë (1968); për rajonin Novosel (1963)).
- Duke marrë informacionet mbi trashësitë e shtresave, është krijuar baza e të dhënave të përpunuara (tabela II.1.2), të cilat janë përdorur për krijimin e hartave për këtë studim.
- Në GIS janë krijuar hartat e trashësisë së depozitimeve të Kuaternarit, Holocenit dhe Pleistocenit, duke mundësuar evidentimin e depoqendrave.
- Sipas të dhënave të shpimit dhe prerjeve gjeologjike (figura II.1.2) të studimit është përcaktuar përafërsisht trashësia e depozitimeve të Holocenit.
- Janë krijuar hartat e trashësive të depozitimeve të rërave dhe zhavorreve të Holocenit.
- Janë krijuar hartat e trashësive të depozitimeve të rërave dhe zhavorreve në thellësi të ndryshme.

Tabela II.1.1. Të dhënat e shpimeve sipas studimit.

Shpimet_ne_Vjose_sed

FID	Shape *	ID	Koordinata	Koordina_1	Numri_I_sh	Kuaternar	Deltore_el	Rera_det	Aluviale	H_siperm	Holocen_i	H_poshtem	Tot_Holoc	Pleistocen
0	Point ZM	1	4499149	4367999.79	K-1	73		0.0-2.0		2		0	2	2.0-50.0
1	Point ZM	2	4497493.96	4366224.73	K-2	112				0		0	0	0.0-36.0
2	Point ZM	3	4495100	4363490	K-3	130		0.0-8.0		8		0	8	8.0-35.0
3	Point ZM	4	4496280	4366214	K-4	85				0		0	0	0.0-85.0
4	Point ZM	5	4495795	4368460	K-5	42				0		0	0	0.0-42.0
5	Point ZM	6	4491711.45	4369240.69	K-8	45				0		0	0	0.0-45.0
6	Point ZM	7	4485886.5	4368991.8	K-9	24		0.0-5.0		5		0	5	5.0-24.0
7	Point ZM	8	4501200	4370000	K-14	189			0.0-20.0	20	20.0-84.0	64	84	84.0-189.0
8	Point ZM	9	4498069	4364562	K-17	121		0.0-5.0		5		0	5	5.0-121.0
9	Point ZM	10	4488900	4370200	5	22	0.0-0.7			0.7		0	0.7	7.0-16.0
10	Point ZM	11	4488220	4370550	6	25	0.0-7.5			7.5		0	7.5	7.5-25.0
11	Point ZM	12	4489970	4370020	7	47				0		0	0	0.0-42.0
12	Point ZM	13	4489935	4369760	8	48				0		0	0	0.0-48.0
13	Point ZM	14	4497061	4370840	12	70				0	0.0-20.0	20	20	20.0-70.0
14	Point ZM	15	4496880	4370185	13	55				0	0.0-22.5	22.5	22.5	22.5-55.0
15	Point ZM	16	4495304	4370410	15	84.5				0		0	0	0.0-84.0
16	Point ZM	17	4495695	4369435	16	64				0		0	0	0.0-64.0
17	Point ZM	18	4496025	4368370	17	40				0		0	0	0.0-40.0
18	Point ZM	19	4495125	4369170	19	54				0		0	0	0.0-54.0
19	Point ZM	20	4484553.32	4370907.96	C-1	13		0.0-2.0		2		0	2	2.0-13.0
20	Point ZM	21	4484277.29	4370634.62	C-2	15		0.0-2.5		2.5		0	2.5	2.5-15.0
21	Point ZM	22	4483904.19	4370683.24	C-3	18		0.0-2.5		2.5		0	2.5	2.5-18.0
22	Point ZM	23	4483682.22	4370286.77	C-4	44		0.0-6.5		6.5		0	6.5	6.5-44.0
23	Point ZM	24	4483763.07	4370131.77	C-5	34		0.0-5		5		0	5	5.0-25.0

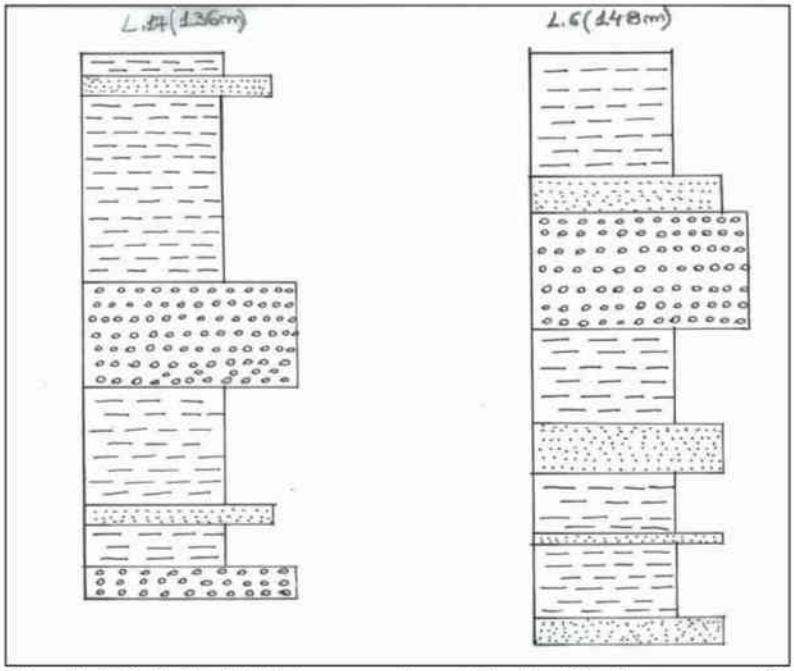


Figura II.1.1: Shembuj të vizatimit të kolonave sedimentologjike të nxjerra nga profilet gjeologjikë.

Tabela II.1.2. Baza e të dhënave e përpunuar (plotësuar me trashësitë e rërave dhe të zhavorreve në thellësi të ndryshme).

Shpirnet_ne_Vjose_sed

FID	Shape *	ID	Koordinata	Koordina_1	Numri_I_sh	Kuaternar	Rera_holoc	zhavorr_ho	RERA_H_1	ZHAVORR_H1	RERA_H2	Zhavorr_H2	Deltor
0	Point ZM	1	4499149	4367999.79	K-1	73	15.5	30	0	12.5	15.5	17.5	
1	Point ZM	2	4497493.96	4366224.73	K-2	112	20.75	30	0	16.25	20.75	13.75	
2	Point ZM	3	4495100	4363490	K-3	130	30	18.75	12.5	16.25	17.5	2.5	
3	Point ZM	4	4496280	4366214	K-4	85	48.5	20	23.5	6.25	25	13.75	
4	Point ZM	5	4495795	4368460	K-5	42	30	0	0	0	30	0	
5	Point ZM	6	4491711.45	4369240.69	K-8	45	10	18.75	0	0	10	18.75	
6	Point ZM	7	4485886.5	4368991.8	K-9	24	8.25	6.5	0	0	8.25	6.5	
7	Point ZM	8	4501200	4370000	K-14	189	6.25	34.75	2.75	27.25	3.5	7.5	
8	Point ZM	9	4498069	4364562	K-17	121	38.5	10	12.5	2.5	26	7.5	
9	Point ZM	10	4488960	4370200	5	22	19.5	2.5	0	0	19.5	2.5	0.0-0.7
10	Point ZM	11	4488220	4370550	6	25	5	7.5	0	0	5	7.5	0.0-7.5
11	Point ZM	12	4489970	4370020	7	47	15.75	7.5	0	0	15.75	7.5	
12	Point ZM	13	4489935	4369760	8	48	30.5	0	0	0	30.5	0	
13	Point ZM	14	4497061	4370840	12	70	15	36.25	2.5	15	12.5	21.25	
14	Point ZM	15	4496880	4370185	13	55	42.5	2.5	2.5	2.5	40	0	
15	Point ZM	16	4495304	4370410	15	84.5	40	12.5	15	0	25	12.5	
16	Point ZM	17	4495695	4369435	16	64	36.25	15	12.5	1.5	23.75	13.5	
17	Point ZM	18	4496025	4368370	17	40	30	0	0	0	30	0	
18	Point ZM	19	4495125	4369170	19	54	26.5	22.5	3.75	0.25	22.75	22.25	
19	Point ZM	20	4484553.32	4370907.96	C-1	13	13	0	0	0	13	0	
20	Point ZM	21	4484277.29	4370634.62	C-2	15	15	0	0	0	15	0	
21	Point ZM	22	4483984.19	4370883.24	C-3	18	18	0	0	0	18	0	
22	Point ZM	23	4483882.22	4370286.77	C-4	44	42.5	1.5	0	0	42.5	1.5	

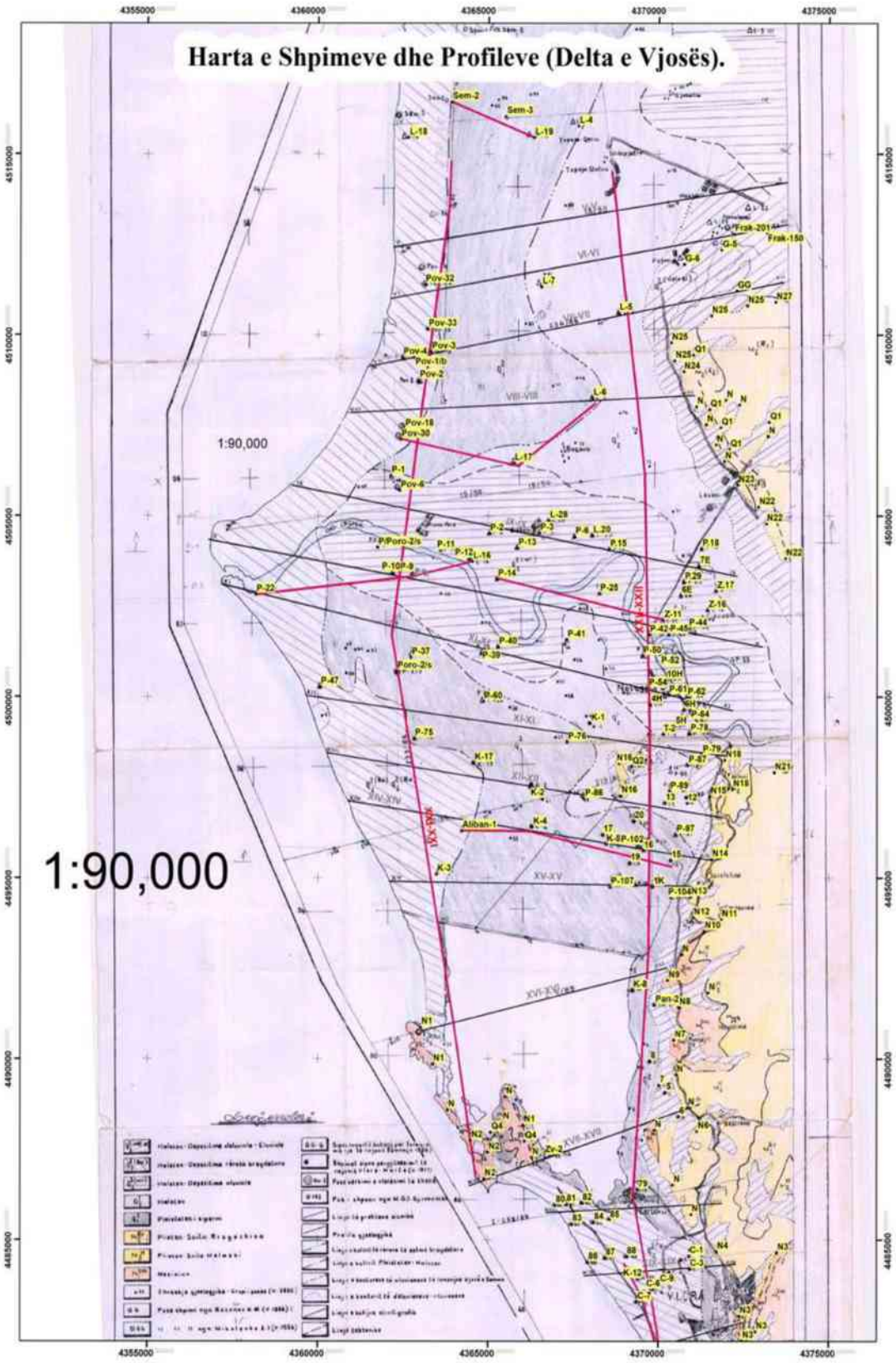


Figura II.1.2. Harta e shpimeve dhe profilet gjatësorë dhe tërthorë të studimit (Prof. I-I në XXII-XXII) ndërsa profilet me të kuqe janë përzgjedhur ose hedhur nga ana jonë.

II.1.2. Kampionimi

Kampionimi kryesor në Deltën e Vjosës dhe Matit është kryer gjatë muajit shtator 2011 por plotësime dhe monitorime janë kryer në mënyrë të herëpashershme për disa vjet (figura II.1.3). Në figurën II.1.3., janë prezantuar lokacionet e kampioneve të marra në deltën e lumit të Vjosës dhe Matit. Sedimentet e deltës së lumit të Vjosës dhe Matit kanë origjinën nga një varietet i gjerë i formacioneve gjeologjike dhe litologjike të përshkuar prej tyre. Për këtë studim janë kryer një sërë analizash të ndryshme granulometrike, mineralogjike dhe kimike. Në aneksin A, janë paraqitur koordinatat gjeografike të kampioneve të studiuar.

Një rëndësi të madhe i është kushtuar fraksionit të MR, ku analizat e ndryshme kanë synuar karakteristikat mineralogjike dhe kimike të tyre. Kampionimi është kryer përgjatë litoralit si dhe në kordonet e dunave. Kampionet e rërës janë lënë të thahen pasi janë transportuar në laborator, kur është parë e nevojshme ato janë kuartuar dhe një sasi prej 1.0-1.5kg për çdo kampion është marrë për analizë.

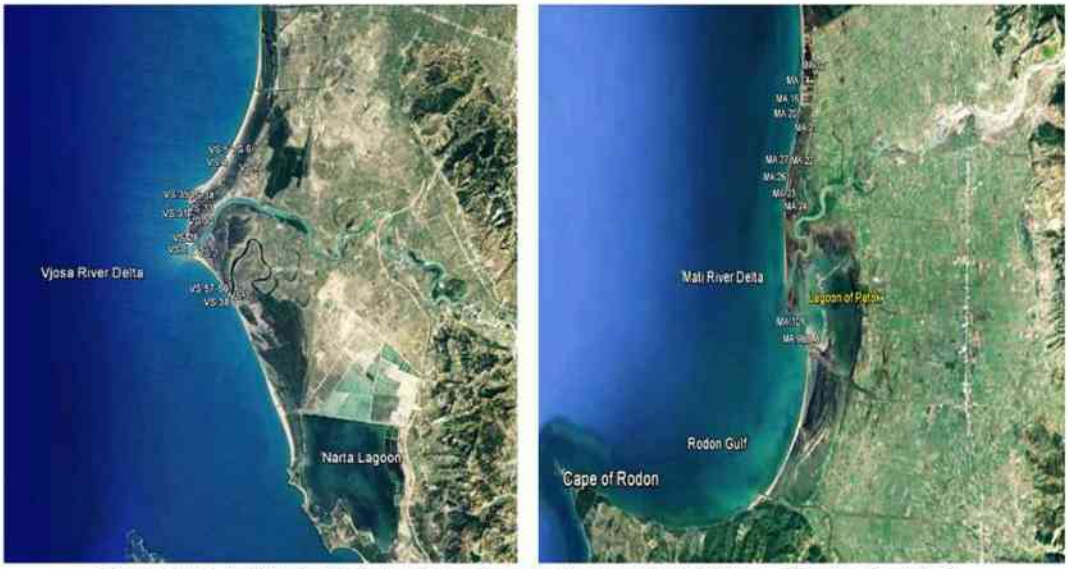


Figura II.1.3. Vendndodhja e kampioneve të marrë në deltën e Vjosës dhe Matit.

Ndërkohë, në 2013, janë marrë disa kampione në litoralin nënujë nga porti i Vlorës deri në grykëderdhjen e lumit të Vjosës (figura II.1.4 – II.1.6), me qëllim përcaktimin e granulometrisë së sedimenteve.



Figura II.1.4. Vendndodhja e kampioneve në litoral nënujë (Profili I-I deri në IV-IV).



Figura II.1.5. Vendndodhja e kampioneve në litoral nënujë (Profili IV-IV deri në VII-VII).



Figura II.1.6. Vendndodhja e kampioneve në litoral nënujë (Profili VIII -VIII deri në XII-XII).



Figura II.1.7. Profilet e hapura (A-D) në kordon dunor për kryerjen e analizave granulometrike, mineralogjike dhe kimike.



Figure II.1.8: a) Hapja e profilit - D; b) kampioni i marrë në valëzimet e erës në kordonin dunor.

II.1.3. Rëndësia e përcaktimit të granulometrisë

Studimi i granulometrisë siguron informacione në cilësinë, kushtet dhe mjediset e depozitimit, rrjedhjen e energjisë, historinë e transportit të sedimenteve (Folk and Ward, 1957). Studimi i granulometrisë kryhet për të konkluduar mbi kushtet dhe mekanizmat hidrodinamikë, natyrën e transportit dhe depozitimit dhe mjediseve të depozitimit.

Sedimentologët në studimin e madhësisë së grimcave marrin në konsideratë: teknikat për matjen e madhësisë së grimcës; metodat për kuantifikimin e të dhënave për madhësinë e grimcave dhe paraqitjen e tyre në një formë grafike ose statistikore; dhe rëndësinë gjenetike e të dhënave (Boggs, 1995). Shpërndarja e madhësisë së kokrrizave të sedimenteve bregdetare shpesh shprehet si një grafik kumulativ i vizatuar në letër të shkallës së probabilitetit, nga e cila nxirren përqindjet e domosdoshme për të llogaritur parametrat statistikorë (Folk, 1966) të tilla si mesatarja, klasifikimi (devijimi standard), skewness, kurtosis dhe C (Ø99), të cilat janë përdorur në këtë studim. Përcaktimi i madhësisë së grimcës varet nga format dhe densiteti i grimcave, për këtë metoda të ndryshme përdoren për shkak të vështirësisë në përcaktimin e madhësisë së grimcave në forma të çrregullta.

II.1.4. Granulometria e sedimenteve në deltën e lumit Vjosa

Për të përcaktuar granulometrinë e sedimeteve në deltën e lumit Vjosa janë përdorur: Sitisja (metoda mekanike) dhe difraksion lazer (metodë elektronike).

Rezultatet e përftuara nga sitisja është materiali i ndarë në fraksione. Rangu në të cilin fraksioni do të shfaqet varet nga madhësia nominale e gropave në rrjetën e sitës (Zeglen et.al 2016). Kryesisht, përdoret për ndarjen e grimcave të trasha nga ato të imëta. Një nga avantazhet e kësaj metode është madhësia e njohur e grimcave në sitat e veçanta. Disavantazhi kryesor është kërkesa për kohë dhe një shkatërrim i mundshëm i grimcave të forta dhe të brishta.

Ndërsa, analiza e difraksionit me lazer (LDA) u përdor, për shkak të përparësive të saj, posaçërisht, kur shumë kampione duhet të analizohen. Një analizë tipike e LDA zgjat vetëm 15 sekonda, duke përdorur një sasi të vogël të kampionit. Matja bëhet në kohë reale, dhe rezultatet jepen në mbarim të matjes. Në analizën e LDA, përsëritja dhe riprodhueshmëria e rezultateve është dukshëm më e mirë sesa me metodat e tjera të tilla si sitisja. Performanca e kësaj pajisje është e lartë, duke bërë të mundur matjen e grimcave deri në mikronë. Lidhur me koston e instrumentit LDA, është e kushtueshme por e lehtë dhe pa shumë kosto në përdorim. Gjatë procesit të matjes, pajisja nuk shkakton ndotje akustike. Karakterizimi i kampioneve të sedimenteve me programin Mastersizer 2000 është shumë i lehtë kur është e nevojshme të paraqiten disa kurba të shpërndarjes së madhësisë së grimcës në një grafik të vetëm (Xhaferri, 2020). Për të përcaktuar shpërndarjen e madhësisë së tyre në metodën lazer përdoret difraksioni përpara i një rreze lazer nga grimcat. Këndi i difraksionit është në përpjesëtim të zhdrejtë me madhësinë e grimcave dhe intensiteti i rrezes së shpërndarë në çdo kënd është një masë e numrit të grimcave me një zonë specifike të prerjes tërthore në rrugën e rrezes. Metoda e difraksionit me lazer siguron një kurbë të shpërndarjes së vazhdueshme, e cila mundëson një analizë të detajuar të të dhënave dhe një zbatim fleksibël të sistemeve të ndryshme të klasifikimit të varura nga madhësia e grimcës (Eshel et. Al., 2014).

Metodat klasike vuajnë nga disavantazhe të shumta. Instrumentet e difraksionit lazer të gjeneratës së hershme për përcaktimin e shpërndarjes së madhësisë së grimcës vuanin nga një kufi i zbulimit të madhësisë > 0.5 mikron. Instrumentet më të reja të difraksionit

me lazer, kufiri i poshtëm i zbulimit u shtri në përafërsisht 0,05 mikron, si në instrumentin lazer të përdorur për këtë studim. Metoda e sitisjes është e dobishme vetëm në madhësinë prej 2000 deri në 50 mikronë (Gee dhe Bauder, 1986). Dallimet në rezultatet midis metodave varen nga ndikimi i formës dhe densitetit të grimcës. Një shpërndarje e madhësisë së grimcës së matur me metodën e difraksionit me lazer është e pavarur nga dendësia e grimcave, por nga ana tjetër ndikohet gjithashtu nga forma e grimcave. Kjo është për shkak të mënyrës së regjistrimit të madhësisë së grimcës. Në këtë metodë, secila grimcë, pavarësisht nga forma, përafrohet nga një rreth. Përveç kësaj gjatë regjistrimit madhësia më e madhe mund të mbulojë madhësinë më të vogël. Atëherë spektri i marrë nuk përbën rezultatet nga të gjitha pjesët (Zeglen et.al 2016). Ndërsa, në metodën e sitisjes, grimcat kalojnë nga sita e madhe në atë më të vogël. Në procesin e sitisjes, këto grimca tentojnë të zvogëlojnë madhësinë e tyre për shkak të konsumimit dhe përplasjeve që çon në rezultate të pasakta që nuk pasqyrojnë shpërndarjen e madhësisë reale të grimcave në kampionin e matur. (Zárybnická1 et.al., 2012).

Analiza me lazer është kryer me pajisjen Malvern (laboratorin e KU Leuven). Gjatë matjes, pajisja e ultrasonic mbahet e aktivizuar, e cila ndihmon ndarjen e grimcave nga njëra tjetra, për një matje sa më të saktë. Shfaqja e menaxhimit dhe llogaritja e parametrave teknike e të dhënave të përftuara janë kryer duke përdorur software Mastersizer 2000. Metoda e lazerit siguron një kurbë të shpërndarjes së vazhdueshme, e cila mundëson një analizë të detajuar të të dhënave dhe një aplikim fleksibël të sistemeve të klasifikimit të varur nga madhësia e grimcave të ndryshme (Eshel et al., 2014).

II.1.5. Granulometria me metodën e Sitisjes

Një seri sitash që përdoren korresponduar me dimensionet phi të telave katrore (ASTM, Vlerat Mesh) ku sedimentet në sitë përcaktohen me anë të peshimit. Madhësia është e saktë nëse sfera të përsosura janë situr dhe të gjitha grimcat kalojnë mbi një hapje. Sitat në përgjithësi janë të endura dhe jo me ngjitje, prandaj nuk duhet të përdorim furça të forta dhe shumë të ashpra për pastrimin e tyre. Sitisja e grimcave jo perfekte sferike është një process statistikor i përshtatshëm për diametër minimal të grimcave në diametër sitë-katror. Rezultatet e sitisjes janë të varura nga kohëzgjatja, amplituda e dridhjes (nëse amplituda është shumë e lartë grimcat qëndrojnë pezull në ajër sipër grimcave të trasha dhe analiza nuk është e saktë), në dridhjet horizontale dhe vertikale (lartësia vertikale e sitisjes është e rëndësishme për riprodhimin e rezultateve dhe kjo lartësi varet në energjinë e sitisjes por dhe në numrin e sitave dhe në pozicionin gjeografik, [g]). Për gjenerimet moderne të tundjes së sitave duhet kontroll të frekuencave dhe të intensitetit. Në praktikë është raportuar se madhësia aktuale e sitës korrespondon me madhësinë e dytë më të vogël të grimcës. Kjo kuptohet nëse grimcat lëvizin në mënyrë horizontale. Në këtë rast ato kalojnë në një hapje site, madhësi më të vogël në pozicionin vertikal (kokrat e orizit).

Disa kampione u përzgjodhën, për kryerjen e kësaj analize, duke marrë në konsideratë lokacionin e tyre me interes nga ana sedimentologjike, gjithashtu për të bërë krahasime të granulometrisë së rërave në mjedise të ndryshme. Kampionet që u përzgjodhëm u lanë të thaheshin për dy ditë në laboratorin e FGJM në mënyrë që të përftojmë një material të shkrifët dhe të eleminonim ngjitjen e grimcave me njëra-tjetrën. Provat u kuartuan dhe një pjesë është marrë për analizë ndërsa dublikata u kalua në ruajtje, si në skemën e mëposhtme.

Përgatitja për sitisjen - Kampionet e thara, u morën dhe u kuartuan fillimisht, më pas peshuam 500 gram për kryerjen e sitisjes. Analiza u realizuan pranë Departamentit të Shkencave të Tokës në FGJM. Sitisja u krye duke përdorur sitat me përmasat: >2 mm; >1

mm; 710 µm; >50µm; >355 µm; >250 µm; >125 µm; 90 µm; 63 µm; 45 µm; < 45 µm (bazamenti). Koha e sitisjes u vendos për 5 minuta dhe me një amplitudë prej 95. Gjatë marrjes së kampionit në çdo sitë merren shënim çdo peshë për sitë dhe kryhet pastrimi i tyre për ti bërë gati për kampionin tjetër. Paraqitja e granulometrisë është kryer me anë të programit Grapher, i cili bën të mundur përpunimin matematikor të të dhënave. Për ndërtimin e kurbave integrale në boshtin e abshisave vendoset vlera e madhësive kufitare të çdo fraksioni ose të çdo logaritmi të tij sipas shkallës Φ, ndërsa në boshtin e ordinatave shuma në përqindje e të gjitha grimcave. Në këtë mënyrë llogarisim përmbajtjen në përqindje të çdo fraksioni bazuar në klasifikimin e Wentworth (1922), si dhe llogaritjen e koificientëve statistikore: mesatarja, sortimi, koificienti i asimetrisë dhe koificienti i mprehtësisë së kurbës, bazuar në propozimin e Folk and Ward (1957). Ndërkohë, Φ-të përkatëse, Φ16; Φ25; Φ50; Φ75; Φ84; Φ95 nxirren nga grafiku i granulometrisë.

II.1.6. Analiza me difraktometrinë Laser

Laser Diffraction është një teknikë (e mbuluar nga ISO13320 (2009)), e përdorur gjerësisht për të matur përmasat e grimcave për materiale që variojë nga qindra nanometër deri në disa mm në madhësi. Kjo teknikë ndihmon për përcaktimin e shpërndarjes së madhësisë së grimcave duke matur variacionin këndor me intensitetin e shpërndarjes së dritës, si një rreze lazer që kalon nëpër një kampion më grimca të shpërndara. Grimcat e mëdha e shpërndajnë dritën në kënde të vogla në krahasim me grimcat e vogla që shpërndajnë dritën në kënde të mëdha si në figurën II.1.9. Të dhënat këndore analizohen për të llogaritur madhësinë e grimcave përgjegjëse për krijimin e modelit shpërndarës duke përdorur teorinë Mie të shpërndarjes së dritës. Madhësia e grimcave është raportuar si një diametër i sferës ekuivalente në volum.

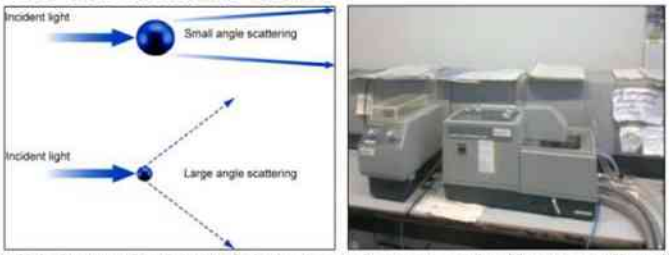


Figura II.1.9: a) Këndi i shpërndarjes së dritës për grimca e vogla dhe të mëdha; b) pajisja me të cilën janë kryer analizat e granulometrisë.

II.1.7. Procedura e punës

Kampionet e marra në litoral janë kryesisht rëra, përqindje shumë e vogël e alevrolitëve dhe argjilave. Për këtë arsye matja në Laser është tepër e thjeshtë. Është përdorur vetëm uji i demineralizuar, ndryshe në rastin e sedimenteve shumë të imëta si çimento e cila e ka të nevojshëm një trajtim paraprak, apo i sedimenteve të trasha të cilat janë të pamundura të kryhen me anë të kësaj metode, e cila do të çonte në bllokimin dhe dëmtimin e pajisjes së Laserit.

II.1.8. Analiza e kampioneve të marra në litoral nënujë

Çdo kampion peshohet në 30-50 gram, i vendosim në gota laboratorike duke kryer etiketim, pjesën tjetër të gotës e mbushim me ujë të demineralizuar, i mbulojmë me ngjitëse të tërheqshme në mënyrë që kampioni mos të derdhet (figura II.1.10). Gotat vendosen në pajisjen e tundjes së kampionit që të ndahen grimcat e ngjitura së bashku dhe lihen për 3-4 ditë që të jemi të sigurtë që tundja është kryer në mënyrë të saktë.



Figura II.1.10: Foto të kryera në laborator gjatë trajtimit të kampioneve; Pajisja që tund gotat laboratorike; pajisja kuartuese.

Pas 4 ditësh kampionet merren nga pajisja e tundjes, kuartohen dhe më pas maten me metodën e laserit.

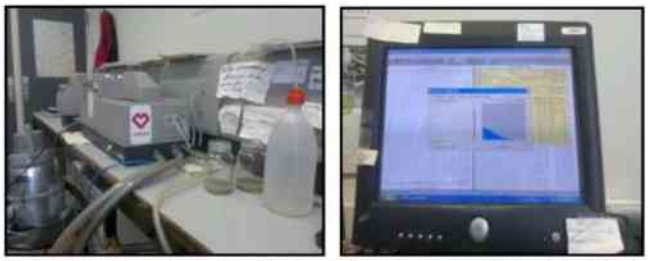


Figura II.1.11.: Gotat e kuartuara për matjen me Laser; rezulatet në kohë reale në kompjuter.

Zakonisht matjet kryen në errësim në vlerën 10-20. Gjatë kohës së matjes kemi të ndezur ultrasonic për një matje më të saktë e cila na ndihmon në ndarjen e grimcave nga njëra-tjetra. Lavamani mbushet me ujë deri në një pikë të caktuar dhe më pas hidhet kampioni i përzgjedhur. Pasi programi na tregon se matja ka përfunduar (figura II.1.11) pra ai ka lexuar dhe procesuar të gjitha matjet, atëherë ruajmë grafikun në emrin e kampionit të regjistruar më parë dhe më pas fillojmë procedurat e pastrimit të lavamanit për të matur një kampion tjetër. Shpëlarja e enëve laboratorike shoqërohet gjithmonë me ujë të demineralizuar.

II.1.9. Menaxhimi i të dhënave

Paraqitja, menaxhimi dhe përpunimi i të dhënave të përftuara nga matjet me metodën e Laserit është kryer me anë të programit Mastersizer 2000 (paraqitja e tij si në figurën II.1.12). Të dhënat importohen nga programi Malvern Mastersizer 2000 si një file i vetëm.

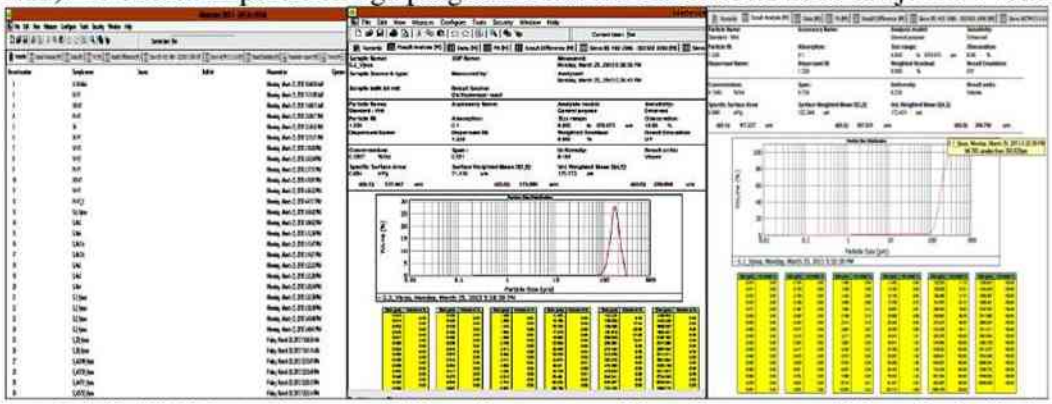


Figura II.1.12: Të dhënat tabelore rreth kampioneve, numri i regjistruar, emri i kampionit dhe koha kur është kryer matja.

II.1.10. Studimi i mineraleve në shkrifërime

Për të kryer studimin e mineraleve të rënda në kampionet e marra për këtë studim, është e domosdoshme ndarja e fraksionit të rëndë (grimcat me densitet të lartë) nga fraksion i lehtë (grimcat me densitet të ulët). Konkretisht, fraksioni i lehtë përbëhet kryesisht nga minerale të ndryshme si kuarci, feldshpatet dhe karbonatet.

Hapi i parë është përzgjedhja e madhësisë së grimcave që do të studiohet. Mange & Maurer, (1992) në botimin 'Heavy mineral in use' prezantojnë studime të ndryshme të cilat kanë aplikuar rang të ndryshëm të madhësisë së grimcave. Në këtë studim, është zgjedhur rangu i madhësisë së grimcave në 63-425 micron, për karakterizimin mineralogjik të mineraleve të rënda. Në grimcat me madhësi më të vogël se 63 µm është e pamundur të përcaktohen karakteristikat mineralogjike dhe morfologjike të tyre dhe për këtë arsye ato janë lënë jashtë objektit të studimit mineralogjik. Kjo zgjedhje është mbështetur edhe në konkluzionet e paraqitura nga Ostrosi et. al., (1998) ku madhësia mesatare e mineraleve të rënda nga deltat në veri dhe jug të Shqipërisë varion nga 0.22mm në 0.17mm.

II.1.11. Përgatitja e kampioneve për ndarjen e densitetit

Një pjesë e kampioneve është koncentruar me larje me pjata dhe është ndarë në fraksione me elektromagnet dore në fakultetin e Gjeologjisë dhe të Minierave për ti vrojtuar në binokular. Por për të realizuar analiza më të sofistikuara një set prej 53 kampionesh është përpunuar në Hollandë. Ndarja e densitetit është kryer në Universitetin Vrije të Amsterdamit, nga Msc. Corijn (2012), pasi KU Leuven nuk e dispononte pajisjen e përshtatshme.

Përgatija e kampioneve për ndarjen e densitetit konsiston në peshimin e 250 gram kampion, i cili më vonë i nënshtrohet tretjes në HCl (5%) për të larguar pjesët karbonatike të padëshiruara. HCl (5%) është shtuar në një gotë laboratorike dhe është lënë të ziejë derisa të mos ketë me reaksion. Përdorimi i HCl çon në humbjen e fosfateve si apatiti. Më pas, kampionet janë shplarë 4 herë në mënyrë të përsëritur dhe janë lënë në banjë Ultrasonike për 15 minuta për të thyer agregatet e mundshme nga tundja mekanike me frekuencë të lartë. Gjithashtu kjo shërben për të shplarë grimcat nga argjilat apo çimento. Kampionet janë sitisur në sitën 63 µm, për të larguar grimcat shumë të imta. Pas tharjes, teprica e kampionit është sitisur mbi 425 µm, për largimin e grimcave të trasha. Fraksioni i imët dhe i trashë janë peshuar më parë dhe pas trajtimit me acid për të kuantifikuar përmbajtjen e karbonateve (Corijn, 2012).

II.1.12. Ndarja e fraksionit të rëndë nga ai i lehti – Ndarja e Densitetit

Ndarja përftohet nga zhytja e kampionit në likuid me densitet të lartë, ku grimcat me densitet të lartë zhyten ndërsa ato me densitet më të vogël, tentojnë që të notojnë (rrinë pezull). Kjo metodë lihet në punë 8 orë dhe forca e limituar nuk është gjithmonë e mjaftueshme për të arritur ndarjen e plotë në fraksione të ndryshme. Për ndarjen është përdorur pajisja 'Laboratory Overflow Centrifuge (LOC)' me shpejtësi praktike (5000 rpm), e zhvilluar nga Ijlst (1973). Për kampionet e këtij studimi është përdorur pajisja LOC 100 me sistem riciklimi dijood (figura II.1.13). LOC konsiston në vendosjen e një përzierje të grimcave për tu ndarë me një likuid të rëndë me densitet të njohur në një mbajtëse konike. Mineralet e rënda të cilat përftohen nga ndarja me likuid lahen rreth 3-4 herë me aceton (Interchema UN1090), për arsye se janë kontaminuar nga likuidi i rëndë toksik. Likuidi i rëndë i aplikuar konsiston në një miksim tretësirë të Diodomethane (Acros Cas 75-11-6) dhe Orthodichloro-benzene (Acros Cas 95-50-1). Densiteti i likuidit

është përzgjedhur me një matës densiteti (Densito 30PX, Mettler Toledo). Një densitet prej 2.90 është i përshtatshëm për ndarjen e fraksionit të rëndë nga kuarci dhe feldshpatet.

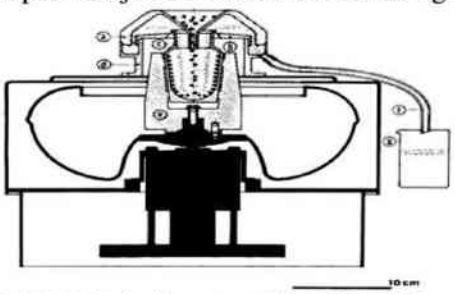


Figura II.1.13. Skema e ndarësit LOC të zhvilluar nga Ijlst (1973). Komponentët e LOC janë: a) mbulesa e enës mbledhëse, që shërben si gyp ushqyes për tejmbushjen; b) unaza për të parandaluar derdhjen në centrifugë; c) enë centrifugale; d) enë mbledhëse e poshtme; e) mbajtëse për centrifugë; f) tub polietileni; g) magazinues i tejmbushjes.

II.1.13. Ndarja magnetike e mineraleve të rëndë

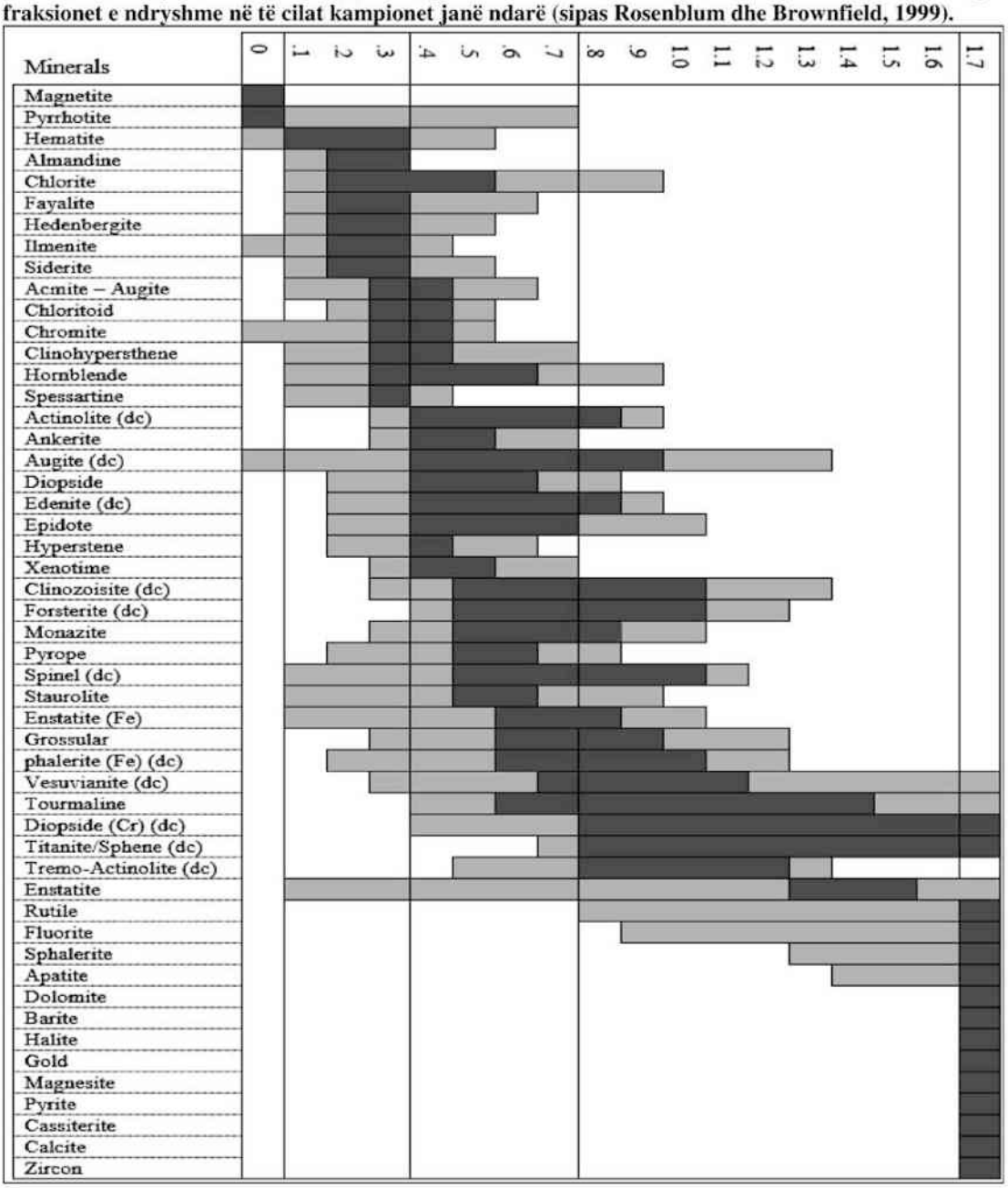
Ndarja magnetike është kryer për fraksionin 63-425 µm dhe >2.90g/cm3, për pasqyrimin e shpërndarjes së mineraleve sipas ndjeshmërisë magnetike. Për këtë është përdorur pajisja Frantz Isodynamic Separator (model L1 me një ushqyes prej 115V dhe 2.2 Amp), në KU Leuven (figura II.1.14). Pajisja konsiston në një elektromagnet i cili ka një hapësirë të gjatë dhe të ngushtë ajri midis dy poleve. Grimcat ushqehen në njërën nga fushat magnetike dhe udhëtojnë përgjatë gjatësisë. Gjatë transportit përgjatë rrugës grimcat më shumë magnetike <0.4A/m lëvizin drejt në shiritin e parë ku fusha magnetike është më e fortë. Grimcat më pak magnetike 0.4-0.8A/m shtyhen në shiritin e dytë, pra në rrjedhje të ndryshme. Sistemi magnetik është i montuar në mënyrë të tillë që ai mund të orientohet në ndonje kënd, për të influencuar rrjedhjen e grimcave përmes fushës magnetike.



Figura II.1.14. Ndarësi Franz isodynamic, (sipas Oberteuffer, 1974) pajisja KU Leuven.

Duke qënë se ndarësi magnetik punon mirë kur diapazoni i madhësisë së grimcave është i ngushtë, sasia e kampionit të përdorur për këtë analizë është situr në sitat 250 µm dhe 125 µm, duke përftuar tre fraksione: > 250 µm, 125-250 µm, <125 µm. Këndi i inklinimit të ndarësit u vendos në 20° kështu variacionet e fushës janë më shumë efikase në ndarjen e grimcave. Në fillim, janë ndarë grimcat ferro-magnetike me anë të një magneti dore sepse sasia e madhe e magnetit që përmbajnë kampionet pengojnë lëvizjen e grimcave dhe bllokojnë pajisjen. Çdo fraksion i marrë nga ndarja në sita do të kalojnë në ndarësin magnetik. Çdo fraksion vendoset në mbajtësen e kampionit dhe ushqehet me një ndarës me amper të ulët në fillim. Në hapin tjetër fraksioni me kapacitet magnetik të ulët ndahet sërisht, por këtë herë me amper më të lartë. Çdo fraksion i përftuar nga sitisja është ndarë në 5 (pesë) klasa (1) magnetik; (2) 0-0.4A; (3) 0.4-0.8A; (4) 0.8-1.7A; (5)> 1.7A (sipas kufijve të propozuar nga Rosenblum & Brownfield, 1999, tabela II.1.3). Kështu për çdo kampion janë përftuar 15 paketa në fraksione të ndryshme. Pesha e çdo fraksioni të ndryshëm është shënuar për të vrojtuar shpërndarjen magnetike të mineraleve në lidhje me madhësinë e grimcave.

Tabela II.1.3: Ndjeshmëria magnetike e mineraleve të rënda, shprehur në rrymën e punës në Ampere për Frantz Isodynamic Separator; (dc) tregon varësinë e fortë në gjeokimi. Kolona vertikale tregon fraksionet e ndryshme në të cilat kampionet janë ndarë (sipas Rosenblum dhe Brownfield, 1999).



II.1.14. Identifikimi mikroskopik i mineraleve të rëndë

Identifikimi mikroskopik është kryer duke përdorur mikroskopin të polarizuar Leica (DMLP). Ndarja në nënkampione me anë të fraksioneve të ndryshme magnetike bën më të lehtë identifikimin meqënëse limiton numrin e mineraleve prezente. Për vrojtimin e mineraleve të rëndë është përdorur edhe binokulari OPTIKA SZM-2 me zmadhim deri 45x (FGJM).

II.1.15. Identifikimi dhe kuantifikimi i mineraleve të rënda me analizën difraktometrike të rrezeve-X

Analiza difraktometrike e rrezeve-X (më tej XRD) është përdorur në këtë studim për të konfirmuar mineralogjinë e vrojtuar në binokular. Për të patur një vrojtim sa më të gjerë, një numër i madh kampionesh në lokacione të ndryshme janë analizuar me XRD. Procedura e matjeve në XRD janë bazuar në ato të propozuara nga Buhrke et al (1998) dhe Webster et al. (2003). Matjet janë kryer me anë të difraktometrit Phillips PW1830 dhe strukturës bragg/Brentano θ-2θ (tabela II.1.4). Matja zgjat rreth 1 orë e gjysëm për secilin kampion. XRD është një teknikë e shpejtë analitike e përdorur kryesisht për identifikimin fazor të një materiali kristalor. Kampioni i analizuar është i bluar imët dhe i homogjenizuar.

Tabela II.1.4. Karakteristikat teknike të Phillips PW1830 difraktometër



Linja e emëtimit	λ (Å)	IRel
Satelitët	1.534753	1.59
Kα1a	1.540596	57.91
Kα1b	1.541058	7.62
Kα2a	1.54441	24.17
Kα2b	1.544721	8.71
Lloji i rrezatimit	rrezatimi CuK	
Fuqia e tubit	45kV/30mA	
Rrezja e Goniometrit primar	173 mm	
Rrezja e Goniometrit dytësor	173 mm	
Monokromator	Grafit	
Faktor LP	26.4	
Gjerësia e burimit	12 mm	
Gjerësia e kampionit	12 mm	
Marrja e gjatësisë së çarjes	20 mm	
Marrja e gjerësisë së çarjes	1 mm	
Gjerësia e çarjes së divergjencës	1	
Gjerësia e çarjes kundër shpërndarjes	0.1mm	
Të çarat primare të Soller	2.3°	
Të çarat dytësore të Soller	2.3°	
Diapazoni i skaimit	5-70°	
Madhësia e hapit	0.02°	
Koha e hapit	2s	

Max von Laue, në 1912, zbuloi se substancat kristalore veprojnë si grilë difraksionale tre-dimensionale për gjatësitë e valëve me rreze X të ngjashme me hapësirën e planeve në një rrjetë kristali. XRD është një teknikë që studion strukturat kristalore dhe hapësirat ndëratomike. XRD bazohet në ndërhyrjet konstruktive të rrezeve X monokromatike dhe një kampioni kristalin. Këto rreze X gjenerohen nga një tub katodik dhe filtrohen për të prodhuar rrezatim monokromatik që drejtohet drejt kampionit. Ndërveprimi i rrezeve rënëse me kampionin prodhon rrezet e difraguara të cilat interferojnë dhe plotësojnë Ligjin e Bragg ($n\lambda = 2d\sin\theta$). Ky ligj lidh gjatësinë e valës së rrezatimit elektromagnetik me këndin e difraksionit dhe hapësirën e rrjetës në një kampion kristalin. Një detektor regjistron dhe përpunon këtë sinjal me rreze X dhe e shndërron sinjalin në një sinjal dixhital, i cili pasi pastrohet nga foni nxirret në printer ose monitor kompjuteri. Gjeometria e një XRD është e tillë që kampioni rrotullohet në rrugën e rrezeve X të drejtuar në një kënd θ ndërsa detektori i rrezeve X është montuar në një krah për të mbledhur rrezet X të shpërndara dhe rrotullohet në një kënd prej 2θ. Orientimi i rastësishëm i grimcave të pluhurit dhe rrotullimi mundësojnë që të gjitha planet kristaline të kapen në maksimumin e reflektimit të tyre. Impulsi që hyn në detektor amplifikohet dhe jep pikë vertikale për çdo plan kristalin. Sa më i dendur plani kristalin, aq më i fortë është piku. Duke përdorur relacionin e Bregg, nga këndi 2θ mund të

llogaritet distanca ndërplanare d.

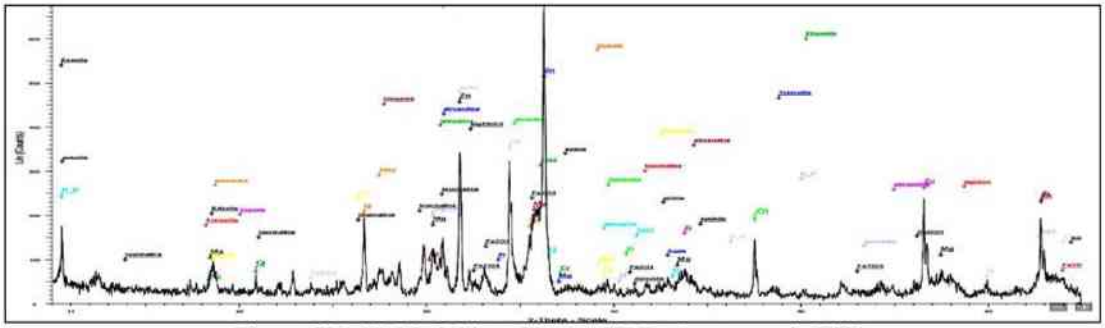


Figura II.1.15. Model i grafikut të XRD në programin EVA.

Për të lexuar grafikët e XRD (figura II.1.15), është përdorur programi DiffracPlusEVA (Bruker AXS, 2010). Kuantifikimi i mineraleve është kryer me programin Topas Academic për fazat kuantitative Rietveld (Coelho, 2007). Ky program është i përshtatshëm për të përpunuar strukturat kristalore dhe kuantifikimin e mineraleve në miksime Webster et al. (2003). Informacionet lidhur me mineralet janë mbledhur nga një bazë të dhënash FindIT (FIZ Karlsruhe, 2005). Të dhënat për mineralet janë importuar nga programi JEdit (jEdit Development Team, 2004).

II.1.16. Përgatitja e kampioneve për XRD

Duke qënë se kampionet janë material i pakonsoliduar, dhe madhësia e grimcave nuk i kalon 425 mikron, bluarja paraprake e kampionit me havan, është eliminuar. Për kryerjen e analizës me XRD, janë peshuar 2.7 gram nga fraksioni i rëndë 63-425µm i kampioneve, në mënyrë të kujdesshme duke eleminuar efektin e sortimit në mbajtëset e fraksionit të rëndë, si dhe shmangien e shoqërimeve të magnetitit. Më pas peshojmë 0.3 gram ZnO, i cili merret si standart dhe i shtohet kampionit. 0.3g i ZnO përbën 10% të kampionit total. Kjo përmbajtje futet në mbajtësen me elemente bluarës prej korundi, në të shtohen 5ml etanol (figura II.1.16). Gota plastike vendoset ne pajisjen 'McChrone Micronizing Mill' për 5min. për reduktimin e madhësisë së grimcave deri në 10 µm, për matjen në XRD duke përftuar modele të mira dhe një orientim maksimal të grimcave.



Figura II.1.16. a) mbajtësi plastikë me bluarësit prej korundi b) Kanistra ku qëndron kampioni për tu bluar deri në 10µm.

Etanoli është përdorur që tharja e kampionit të jetë më e shpejtë. Në përfundim të bluarjes, kampioni vendoset në një tas porcelani me një qese plastike të vendosur në të, për të lehtësuar heqjen e materialit. Çdo tas dhe qese plastike etiketohet dhe lihet të thahet për më shumë se 2 ditë në laborator ku është nën veprimin e ajrit të kondicionuar (figura II.1.17). Pas tharjes, kampioni bluhet sërish në një havan të vogël dhe sitiset në mënyrë që të përftohet një pudër shumë e imët dhe e shkrifët. Pudra e përftuar vendoset në mbajtëse metalike dhe sipërfaqja krijohet sa më e lëmuar.



Figura II.1.17. a) kampioni i vendosur në tasa për tharje b) havani i vogël i cili bluan kampionin për herë të dytë, c) mbajtësja metalike e cila matet në XRD.

II.1.17. Përcaktimi i makroelemetëve me anë të metodës së plazmës (ICP-OES)

ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectroscopy) është një teknikë analitike e cila përdoret për përcaktimin sasior të elementëve gjurmë dhe që shoqëron analizën XRF (X-Ray fluorecence) e cila është shumë efikase për përcaktimin e makroelementëve. ICP është në gjëndje të eksitojë shumë elementë, duke e bërë atë një analizë efikase për analizimin e shumë elementëve njëkohësisht. Atomizimi dhe ngacmimi shfaqen në një atmosferë inerte prej argoni. Emisioni spektroskopik kërkon identifikimin dhe përzgjedhjen e gjatësive valësh të përshtatshëm. Kjo zgjedhje është e komplikuar për ICP-OES, pasi shumë emëtime të ndryshme të atomeve neutral (10%) ose joneve (90%) mund të përdoren për analizën sasiore. Këto variojnë në intensitetin relativ. Interferenca spektrale mund të shfaqen. Devijacioni standart për kampionet e vërteta janë zakonisht rreth 1-10%. Saktësia e analizës mund të optimizohet duke përdorur tretësirë 'Blanc' me të njëjtën matricë si kampionet që do të përcaktohet. Korrektimi i background-it do të prodhojë rezultate të larta. Kufiri i ndjeshmërisë së ICP varion nga 1-100ppb, në varësi të llojit të elementit të analizuar.

Kampionet e ngurta treten plotësisht me procedurat standarte dhe vendosen brënda ICP OES në formën e likuidit. Më tej kampioni kalon disa procese. Procesi i parë është quajtur nebulizim, kampioni konvertohet në mjergull të imët i quajtur aerosol. Kampioni thithet në tubat kapilare nga një kalim i presionit shumë të lartë të Argonit. Ky presion thyen likuidet në pikëza të imëta në dhomën e ndarjes. Ndarja e aerosolit shfaqet ku pikëzat e mëdha shkojnë në pikëza më të imëta që kalojnë në plazmë. Me shume se 99 % e kampionit të injektuar shkon në tharje, dhe më pak se 1% del jashtë plazmës. Plazma është një mjergull shuma energjike e joneve dhe elektroneve (figura II.1.18).

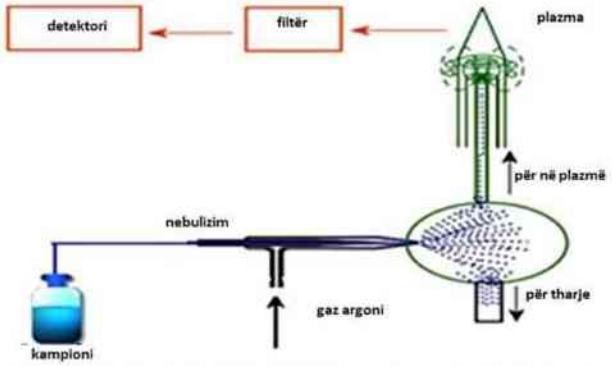


Figura II.1.18: Paraqitja e funksionimit të ICP OES nga kampioni tek detektori (sipas Mao et.al, 1989).

Jonet rezultuese, dhe elektronet e tyre lidhen dhe ndërveprojnë me fushën magnetike të prodhuar nga spiralet e induksionit. Ky bashkëveprim shkakton jonet dhe elektrone

brenda spirales të rrjedhin në shtigje të mbyllura, nxehja është konsekuencë e joneve dhe elektroneve në lëvizje. Shtimi i energjisë mekanike të elektroneve dhe joneve nga përdorimi i fushës së induktuar brenda zemrës së plazmës në këtë mënyrë është quajtur 'Inductively Coupling'. Jonet e argonit brenda fushës magnetike janë përshpejtuar në bazën e rregullit të dorës së djathtë. Temperatura e plazmës është e variushme në seksione të ndryshme nga 2000 – 9000 K por konsiderohet që të jetë relativisht uniforme. Plazma eksiton atome, e cila udhëheq në rrezatimin e fotoneve dhe jonizimit. Ajo ka stabilitet të lartë dhe konsiderohet si mjedis inert dhe interferencë e ulët dhe kjo bën që ICP të prodhojë të dhëna kualitative dhe kuantitative më të mira. Rrezatimi i lëshuar nga plazma përdoret për analizim.

Karakteristika të ICP-OES që kemi analizuar kampionet:



Figura II.1.19. Pajisja 720 ES (ICP-OES).

- Variant 720 ES është ICP-OES aksial i njëkohshëm me ndërfaqe koni të ftohur dhe optike të oksigjenit të lirë i cili bën të mundur për të matur në UV të ulët (S, P, AL).
- Instrument Aksial: Plazme aksiale, polikromator, ftohëse ajri fikse, gjenerator RF 40 Mhz dhe ndërfaqe koni të ftohur me argon.
- Konfigurimi Optikal: Gjatësi fokale 400 mm, polikromator që konsiston në 95 vija/mm, rrjete Echelle dhe prizëm CaF2 i cili projekton 70 echellogram në detektor.
- Rezolucioni Optikal: Në UV maksimumi 0.007nm, Në dritë të dukshme 0.011-0.015 nm.
- Detektimi: Detektor CCD me ftohës deri në 35°C. Gjatësi vale 167-785 nm. Qëndrueshmëria optike 100%. Humbja e ngjyrës është e mundshme në çdo piksel.
- Zona e pamjes së plazmës : 3mm horizontal, 4mm vertikal.
- Ndërfaqja e prodhimit të RF: ndërfaqe koni e ftohur me nikel, ujë i ftohur me argon.

https://www.mtm.kuleuven.be/equipment/ICP-OES/ICP-OES

II.1.18. Përgatitja e kampioneve për ICP OES

Kampioni që analizohet bluhet deri në trajtë mielli. Peshohet 0.1 gram për çdo kampion dhe 0.5 gram $LiBO_2$ (elementi Li është i pamatshëm si element). Kjo përzierje vendoset në mbajtëse të vogla prej karboni dhe lihen në sobë në temperaturë 1000 gradë Celsius për 10 minuta në mënyrë që të formohet një shkrirje e njëtrajtshme.



Figura II.1.20. a) mbajtësja grafit, b & c) marrja e kampioneve nga furra me pinceta, hedhja e përbërjes në tretësirë, d) tretësira e vendosur në magnet trazues.

Shkrirja është në formë sferike e cila ngurtëson shpejt në temperaturë ambjenti. Me anë të pincetave kampioni nxirret nga soba dhe hidhet në një gotë plastike që përmban 50ml acid HCl 2.5M dhe një magnet dore (figura II.1.20). Gota vendoset në një trazues magneti (magnet stirrer) e cila bashkë me acidin e hedhur në gotë shërben për shpërbërjen e materialit. Kjo tretësirë lihet rreth 15-20 minuta në përziersin me magnet, derisa të

vërehet me sy që kampioni është tretur plotësisht. Më pas, tretësira vendoset në shishe plastike si në figurën II.1.21.



Figura II.1.21: Tretësira e kampioneve e përftuar; b) tretësirat dhe shishet e acideve; c) model i pipetave.

Për matjen në ICP OES, duhet vendosur një tretësirë e holluar. Për këtë merret 1ml nga tretesira 50ml (e mëparshme) e përftuar më herët dhe vendoset në epruveta të veçanta. Më pas hidhen 9 ml acid HNO_3 0.42M në çdo epruvetë (tabela x dhe y). Epruvetat mbyllen me ngjitëse dhe tunden që tretësira e kampionit dhe acidit të fillojnë bashkëveprimin. Këto lihen disa orë para se të kryejmë matjen në ICP. Në mbajtësen e epruvetave (fig. II.1.10) përpara renditjes së kampioneve vendosen tretësirat standarte të cilat nevojiten për kalibrimin e pajisjes, si në tabelat II.1.5 dhe II.1.6. Pasi e gjithë procedura e përgatitjes së kampioneve ka përfunduar, epruvetat e etiketuara dërgohen në laboratorin ku kryhen matjet e elementëve kimike në ICP OES nën vrojtimin e përgjegjëses së laboratorit. Kjo procedurë nuk ka qënë efektive për çdo kampion, pasi ka ndodhur që disa kampione nuk janë tretur plotësisht e cila shpie në rezultate <100%. Lidhur me këtë, ndodh të kenë humbje në përqindje të disa mineraleve në veçanti, të tjera nga ato të humbjes nga kalcinimi (Loss of Ignition). Për të zgjidhur këtë problem, fillimisht u morën kampionet me ngjyrë më të çelët të pudrës dhe me përmbajtje më të ulët të Cr dhe mbi to është aplikuar procedura standarte, si dhe u analizua dhe një kampion me përqindje shumë të lartë të Cr dhe mineraleve të tjera deri sa të arrihej në përcaktimin e një mënyre më efikase për të shpërbërë kampionin (33D).

Tabela II.1.5. Peshat e përdorura për kryerjen e ICP OES, pesha e kampionit, acidit HCl 2.5M dhe LiBO2.

Nr.	Kamp.	Wt% e kamp.	HCl 2.5M	LiBO2	Përshkrime
1	*7/a*	0.1015	52.26	0.5018	
2	*7/c*	0.1002	52.17	0.5	
13	*29/a*	0.1023	52.01	0.5003	
14	*29/b*	0.102	51.98	0.5	
15	*32/b*	0.101	52.12	0.502	
16	*33/a (1)*	0.102	51.9	0.5015	
17	*33/a (2)*	0.1002	52.23	0.502	
18	*34/a*	0.1003	51.97	0.5	
19	*34/e*	0.1012	52.03	0.501	
20	*35*	0.1015	51.78	1.0125	më shumë litium
21	*36*	0.102	51.98	0.5024	
22	*37*	0.1015	52.01	0.5008	
23	*38*	0.101	51.82	0.502	
24	*42*	0.1003	52.26	0.501	
25	*47*	0.1007	51.93	0.502	
26	*50*	0.102	52.31	0.501	
27	*51*	0.1015	52.26	0.5018	
28	*58*	0.1007	52.24	0.502	
29	*59*	0.1006	52.35	0.501	
30	*33/d (a)*	0.052	52.05	1.6	
31	*33/d (b)*	0.0508	52.2	1.005	
32	*33/d (c)*	0.0512	52.1	0.51	
33	*33/d (d)*	0.1012	52.1	0.543	një pjesë e kampionit ka ngjitur në grafit
	Standard	W. sample	HCl	LiBO2	
	DTS-1	0.1012	51.92	0.5015	
	NIM-D	0.0755	52.01	0.5016	
	NIM-P	0.0507	51.85	0.502	

Tabela II.1.6. Pozicionimi i kampioneve në matjen e ICP, dhe peshat për kampion dhe acide për krijimin e tretësirës.

Pozicioni	Nr.	Kampioni	Solution from 50 ML PP	HCl 2.5 M	HNO3 0.42M
			ML	ML	ML
1--1	calibration	blank Marteen	1	1	8
1--2	calibration	DTS-1	1		9
1--3	calibration	NIM-D	1		9
1--4	calibration	NIM-L	1	1	8
1--5	calibration	NIM-P	1		9
1--6	calibration	MRG-1	1	1	8
1--7	calibration	PRI-1	1	1	8
1--8	calibration	NIST 610	1	1	8
1--9	blank	blank Marteen	1	1	8
1--10	e1	33/d (a)	0.7	0.3	9.5
1--11	e2	33/d (b)	1		9
1--12	e3	33/d (c)	1		9
1--13	e4	33/d (d)	1		9
1--14	emi -1	7/a	1		9
1--15	emi -2	7/c	1		9
1--26	emi -13	29/a	1		9
1--27	emi -14	29/b	1		9
1--28	emi -15	29/c	1		9
1--29	emi -16	33/a (1)	1		9
1--30	emi -17	33/a (2)	1		9
1--31	emi -18	34/a	1		9
1--32	emi -19	34/e	1		9
1--33	emi -20	35	0.5	0.5	9
1--34	emi -21	36	1		9
1--35	emi -22	37	1		9
1--36	emi -23	38	1		9
1--37	emi -24	42	1		9
1--38	emi -25	47	1		9
1--39	emi -26	50	1		9
1--40	emi -27	51	1		9
1--41	emi -28	58	1		9
1--42	emi -29	59	1		9

II.1.19 Eksperimentet e përdorura deri në gjetjen e zgjidhjes për të shpërbërë kampionet që hasin vështirësi në përfitimin e tretësirës së plotë.

1. Metoda e humbjes në kalçinim (LOI - loss in ignition) – Kjo procedurë është përdorur për të pastruar kampionin nga mbeturina të lëndës organike apo karbonateve. Është marrë 1 gram nga kampioni dhe futet në pjata porcelani, dhe është lënë në furrë me temperaturë rreth 200 ºC, përreth 60 min. për të parë sa përqind e materialit avullon. Këto pjata porcelani merren mbas një ditë të lëna në furrë, dhe maten sërish peshat e tyre. Humbja e materialit konsiston në kombinimin e ujit (hidrate dhe hidrokside) dhe CO_2 nga karbonatet. Kjo metodë është përdorur për kampionet e mëposhtme si në tabelën II.1.7.

Tabela II.1.7. Aplikimi i metodës së LOI

Kamp.	Pesha Mbajtese	Tare	P. kampionit	Sh.totale	Mbas avullimit	K.avullimit
1	8.812	0.000	1.003	9.814	9.825	1.014
36	9.203	0.000	1.002	10.205	10.031	0.828
40	8.283	0.000	1.001	9.284	9.286	1.003
44	7.925	0.000	1.003	8.928	8.933	1.007
46	8.714	0.000	1.001	9.715	9.715	1.001
48	8.537	0.000	1.001	9.539	9.545	1.008
34D	8.357	0.000	1.000	9.357	9.359	1.003
7B	9.310	0.000	1.000	10.310	10.305	0.995

Nga tabela vihet re se kampioni 36 ka humbjen më të rëndësishme në kalcinim, ndërsa kampioni 7B ka qenë më pak i ndjeshëm nga kjo procedurë. Disa nga kampionet në tabelë tregojnë një shtim shumë të vogël të peshës se kampionit. Kjo shpjegohet për faktin se Fe^{2+} kalon në Fe^{3+} duke u lidhur me jone plus oksigjeni.

2. Metoda Parr-Bomb - Kjo metodë përdoret zakonisht për tretjen e mineraleve dhe metaleve shumë të rënda kryesisht indrustriale. Për të provuar këtë metodë u përzgjodhën 2 kampione: S. 18A që u tret në mënyrë të kënaqshme me metodën standarte dhe S.33D që kishte vështirësi. Në plastikën e bardhë (si në figurë) hidhet 5ml ujë i deionizuar (fig.II.1.22), mbyllet pajisja e parr bomb dhe lihet në furrë për një orë në 185ºC, për të pastruar plastikën para se të vendosen në të kampionet. Më pas, peshohen 0.1 mg kampion, 2 ml HNO_3 dhe 4ml HF. Kampionet vendosen në temperaturë 185ºC, në 5 ditë rrjesht. Kjo metodë konsiston në presione shumë të larta dhe temperatura të ulëta. Kjo metodë nuk rezultoi produktive pasi copëza të zeza nga kampioni ishin ende të patretura.



Figura II.1.22. Pajisja Parr-bomb.

3. Metoda e kombinimit të acideve - Në dy gota u hodhën 0.1 gram nga kampionet S.33D dhe S.18A respektivisht, dhe më pas u shtuan: 1.5ml HNO3 p.a 14M; 4.5ml HCl p.a 12M; Këto përzierje u mbuluan me kapak plastik dhe u lanë në furrë përreth 2 orë. Më pas u hodh në to edhe 5ml acid perclorik 70% dhe u la të evaporojë. Më pas u hodh në to edhe 3ml acid HF 48% dhe u lanë të evaporojnë. Në fund u shtua edhe 1 ml acid perklorik, u mbulua gota dhe më pas proçedura u ndalua. Sërish u vrojtuan grimca të zeza në gotat plastike të cilat janë të patretura. Hapi tjetër, kjo përbërje u la të ziejë, më pas u hodh në to 20 ml HCl 2.5M, lihet në sobë deri sa të evaporojë, dhe sërish u vrojtuan copa të zeza të patretura. Në fund u aplikua dhe 9.5 ml H_2SO_4 dhe u la të evaporojë. Rezultati ishte negativ dhe aspak produktiv.

4. Metoda e Litiumit & XRF - Procedura standarte me litium dhe gatimi në 1000 gradë celsius, u përsërit. Shkrirja u hodh në acid HCl +HNO_3 dhe u la në trazues me magnet (stirrer). Kjo tretësirë u la në furrë. Më pas u hodh sërish acid HCl 2.5 M dhe u la sërish të avullojë. Pjesa e mbetur u vendos në një enë qelqi, ku sipër saj u vendos një letër kulluese për të mbledhur copat e zeza të patretura. ICP tregon një përqindje <100%. Ndërsa XRF konfirmoi se copat e zeza tregojnë për përmbajtje të lartë të Cr, Fe, Ti, etj. të patretur.

Lidhur me pjesën e kampioneve të cilat kishin vështirësi në tretje totale, u vendos përsëritja e metodës së Litiumit, por duke ndryshuar sasinë e reagenteve.

Principi: Bashkim i kampionit me $LiBO_2$ ndjekur nga shpërbërja e shpejtë në 2.5M HCl.

Materialet standarte: DTS-1, NIM-D, NIM-P, MRG-1, PRI-1, NBS-120b, NIST 610.

Reagentët: $LIBO_2$, 100% i papërzierë, CAS 13453-69-5, Flux Nr. 100A nga Spectrofluksi. Acid hidroklorik, HCl 2.5M, hollojmë 208ml të HCl 36% në 1litër me ujë i deionizuar. Për hollimin: Acid nitrik (HNO3), 0.42M. Hollimi i 30ml të acidit nitrik të koncentruar në 1l me ujë i deionizuar.

Aparaturat: Gypa 5ml, mbajtëse grafiti, balance analitike, magnet, mbajtëse 200ml dhe 100ml, shishe 50ml. **Procedura:** Ndezim furrën dy orë e gjysëm më parë deri sa të shkojë në 1000 gradë celsius. Peshohen kampionet dhe standartet si në tabelën II.1.6. Shtohet $LiBO_2$ në kampionet e peshuara si në tabelë II.1.8. Procedura e ndjekur është përshkruar më sipër. Kjo përmbajtje u mat në ICP pasi u krijua tretësirë 1/10 (1ml nga tretësira 50ml dhe 9ml HNO_3 0.42M).

Tabela II.1.8: Peshimi i kampioneve, litiumit dhe acidit - hapi i 2.

Nr.	Kampioni	Pesha	$LiBO_2$	HCl	Përshkrim
1	*DTS-1*	0.1005	0.502	52	Standart
	NIM-D	0.075	0.503	51	Standart
2	*NIM-L*	0.05	0.5028	52	Standart
3	*NIM-P*	0.1006	0.5006	52.2	Standart
4	*MRG-1*	0.0508	0.5015	52.2	Standart
5	*PRI-1*	0.101	0.5018	52.5	Standart
6	*NIST-610*	0.0505	0.5006	52.1	Standart
7	*NIST120B*	0.1011	0.501	52.1	Standart
8	*BLANK*	0	0.5018	52	Standart
9	*1*	0.05	1.001	104.6	
10	*7/B*	0.0501	1.003	103.8	
14	*28*	0.05	1.0024	104	
15	*32/B*	0.0507	1.0007	104.8	
16	*33/B*	0.051	1.0012	104.8	
17	*33/C*	0.0509	1.0006	104.6	
18	*34/B*	0.0498	1.0038	104.7	
19	*34/C*	0.0505	1.001	104.5	
20	*34/D*	0.0496	1.002	104.5	
21	*34/E*	0.0517	1.0021	104.2	
22	*34/F*	0.0508	1.0022	103.8	
23	*35*	0.0514	1.0008	104.2	
24	*36*	0.0507	1.001	103.7	
25	*40*	0.0505	1.002	104.1	
26	*42*	0.0516	1.002	105	
27	*44*	0.0503	1.0014	104.4	
28	*46*	0.0513	1.002	103.8	
29	*47*	0.0512	1.002	104.5	
30	*48*	0.0509	1.003	104.3	
31	*50*	0.0512	1.0025	102.3	
32	*51*	0.0505	1.0024	104	
33	*58*	0.051	1.0019	104.3	
34	*59*	0.0506	1.0025	104.2	
35	*60*	0.0509	1.003	104.2	

Poz.	Nr.	Tretësira	HNO_3 0.42M
1--1	Blank Emi	1	9
1--2	DTS-1-new	1	9
1--3	Nim-D-old	1	9
1--4	NIM-L	1	9
1--5	NIM-P (50)	1	9
1--6	NIM-P (100)	1	9
1--7	MRG-1	1	9
1--8	PRI-1	1	9
1--9	NBS 120b	1	9
1--10	NIST 610	1	9
1--11	BLANK emi	1	9
1--12	1	1	9
1--13	7/B	1	9
1--17	28	1	9
1--18	32/B	1	9
1--19	33/B	1	9
1--20	33/C	1	9
1--21	34/B	1	9
1--22	34/C	1	9
1--23	34/D	1	9
1--24	34/E	1	9
1--25	34/F	1	9
1--26	35	1	9
1--27	36	1	9
1--28	40	1	9
1--29	42	1	9
1--30	44	1	9
1--31	46	1	9
1--32	47	1	9
1--33	47 -1	1	9
1--34	48	1	9
1--35	50	1	9
1--36	50-1	1	9
1--37	51	1	9
1--38	51-1	1	9
1--39	58	1	9
1--40	58-1	1	9
1--41	59	1	9
1--42	59-1	1	9
1--43	60	1	9
1--60	Nim-p (100ML)	1	9
1--59	blank Maarten	1	9

II.1.20. Minerali i zirkonit

Zirkoni është mineral i cili paraqet variacione të mëdha si në aspektin morfologjik ashtu edhe në elementët izomorf. Këto karateristika pasqyrojë historinë gjeologjike të mineralit, episodin e kristalizimit magmatik ose metamorfik (dhe rikristalizimit). Zirkoni pëson edhe deformime që vinë qoftë si rezultat i metamiktizimit, qoftë si rezultat i alterimit kimik (Corfu et. al, 2003). Minerali i zirkonit është i rëndësishëm për të dhënat gjeologjike për shkak të qëndrueshmërisë së grimcave të tij, dhe shfaqjes në një larmi të gjerë shkëmbinjsh. Rëndësia e tij qëndron në kombinim të faktorëve: përfshirjen e elementëve gjurmë (radioaktivë); qëndrueshmëria kimike dhe fizike; rezistenca ndaj difuzionit në temperaturë të lartë ri-ekuilibrimi. Shpesh ky mineral përdoret për nxjerrjen e informacionit mbi historinë, si dhe gjenezën e shkëmbijve magmatikë, metamorfikë dhe sedimentarë. (Corfu et. al, 2003).

- Zirkoni gjendet në shumë tipe të shkëmbinjve vullkanikë si granite, granodiorite, sienit dhe monsonitë. Zirkoni është gjendur gjithashtu në gëlqerore kristalinë, gnejset dhe shistet. Kristalet e mëdhenj të zirkonit janë të rrallë dhe kur ato janë të kthjellët dhe pa difekte përdoren në bizhuteri. Por, përgjithësisht në shkrifërime ai takohet si kristale të imët me gjatësi prej 50-300 μm dhe një gjerësi midis 20-80 μm (Sturm, 2007).
- Zirkoni mund të mbijetoj cikleve të ndryshme si: proceseve të erozionit të shkëmbinjve magmatike, metamorfik (Corfu et al., 2003), transportit sedimentar, diagjenezës dhe metamorfizmit. Zirkoni përfaqëson një tregues që përmban informacion të shkëmbinjve të origjinës brenda të cilit është formuar (Sturm, 2007).
- Zirkoni është i përshtatshëm si gjeokronometër bazuar në shpërbërjen e elementëve të U, Th, Pb. Ai përmban gjurmë të Hf, si edhe elementë të TR dhe duke përcaktuar edhe përbërjet izotopike të oksigjenit merret informacion si për shkëmbinjtë pritës ashtu edhe për shkëmbinjtë mëmë (Corfu et al., 2003).
- Formula kristalokimike ideale e zirkonit është $Zr[SiO_4]$, që kimikisht do të thotë 67.1% ZrO_2 dhe 32.9 % SiO_2. Por në zirkonin natyror takohen edhe rreth 50 elementë të tjerë si Hf, Y, P, U, Th, La dhe elementë të tjerë të Tokave të Rralla, të cilët zëvendësojnë izomorfikisht kryesisht Zr dhe më pak Si.
- Mënyra e kristalizimit të zirkonit në magma është me një rëndësi shkencore. Rritja e kristaleve të zirkonit rrallë është e vazhdueshme. Në shumicën e rasteve rritja e kristaleve të tij kryhet me hope duke i dhënë kristaleve një ndërtim zonal. Ky zonalitet reflekton ndryshimet e herëpasherëshme të parameterave fiziko-kimikë të shkrirjes silikate, d.m.th. temperaturë, presion, kimizëm. Zonaliteti i rritjes dallohet në mënyrë shumë efikase me anë të katodolumineshencës (Sturm, 2007).
- Grimcat e zirkonit mund të gërryhen vazhdimisht nga bashkëveprimi me fluidet (Carroll, 1953), gjatë metamorfizmit, transportit dhe të dëmtohen nga rrezatimi (Ewing et al., 2003). Duke qënë më të qëndrueshëm se mineralet e tjera (tabela II.1.1, II.1.2, II.1.4) ato janë të vlefshëm për studimet e prejardhjes.
- Zirkoni kristalizohet në sistemin tetragonal, më së shumti rritet si kristale prizmatike tetragonale me mbyllje bipiramid me raporte gjatësi/gjerësi që variojnë nga 1 në 5. Raporti i zgjatjes (gjatësi - gjerësi) reflekton shpejtësinë e kristalizimit. Grimcat e zirkonit shumë të zgjatur dhe në formë gjilpëre janë të zakonshme në intruzionet e kristalizuara me shpejtësi (granitët e niveleve të larta dhe gabrot), ndërsa format izometrike janë më të zakonshme në intruzionet që kanë pasur një ftohje të ngadaltë. Kristalet skeletore të zirkonit dëshmojnë për një ftohje shumë të shpejtë në një ambient më viskozitet të lartë (Corfu et al., 2003).
- Morfologjia e zirkonit e kushtëzuar nga zhvillimi i formave të ndryshme kristalografike jep një informacion të rëndësishëm për tipin e magmës dhe veçanërisht zhvillimi i faqeve të bipiramidës që kontrollohet nga alkaliniteti i magmës apo zhvillimi i faqeve të prizmit

që kontrollohet nga temperatura e kristalizimit (Pupin, 1980; Wang, 1998; Corfu et al., 2003). Morfologjia e zirkonit ndryshon sistematikisht gjatë kristalizimit të magmës dhe kjo reflektohet në zonalitetin e rritjes.

- Në kushte të caktuara, zirkoni mund të kristalizohet me forma eliptike të rrumbullakosura.
- Zirkoni kristalizohet nga një shkrirje vullkanike, dhe shpesh mbështjellin si inkluzione grimca të mineraleve si feldshpati ose kuarci. Shkëmbinjtë që përmbajnë zirkon të ekspozuar në sipërfaqen e tokës, i nënshtrohen kushteve të erozionit. Shkëmbinjtë copëtohen në copa të vogla dhe transportohen nga agjentë të ndryshëm gjeologjikë, si lëvizja e ujit dhe erës.
- Zirkonet mund të pësojnë ndryshime të shumta gjatë rritjes së kristalit në varësi të kimisë dhe temperaturës (Sturm, 2010).

Për të evidentuar morfologjitë e ndryshme të kristaleve të zirkonit janë përdorur një sërë metodash si vrojtimi stereoskopik me binokular, mikroskopi me dritë të polarizuar, CL, SEM, EPMA dhe është bërë një klasifikim i tipologjisë sipas diagramës Pupin. Për studimin e grimcave të zirkonit, është përdorur fraksioni i 5 i ndarjes së ndjeshmërisë magnetike > 1.7 A/m, në përqëndrimin më të madh të grimcave <125 μm.

Për të studiuar morfologjinë e kristaleve të imta të zirkonit është përdorur mikroskopi polarizuas Leica DMLP Polarizing Microscope (figura II.1.23). Krahas morfologjisë së jashtme, me anë të mikroskopit polarizues janë identifikuar edhe zonat e rritjes, deformimet e mineralit apo edhe inkluzionet e ndryshme me madhësi dhe forma të ndryshme.



Figura II.1.23: Studimi i grimcës së zirkonit në mikroskop.

II.1.21. Tipologjia e Zirkonit

Tipologjia e zirkonit është përcaktuar sipas diagramës së Pupin (1980), e cila përbëhet nga 64 tipe morfologjikë (figura II.1.24) me emra të vendosur sistematikisht. Kjo diagram konsiston në një rrjetë katrore në të cilën kristalet e zirkonit janë klasifikuar sipas zhvillimit të formave të prizmit {101} dhe {110} (rregulluar në rreshta) kundrejt formave të bipiramidës {211} dhe {101}, të rregulluar në kolonë. Kjo diagram është e aplikueshme vetëm për grimcat e zirkonit që kanë forma kristalografike të ruajtura mirë dhe të pa dëmtuara. Indeksi A: Raporti Al/(Na+K) (përmbajtja alkalinëve) kontrollon zhvillimin e formës bipiramid në kristalet e zirkonit. Indeksi T: Temperatura është konsideruar si faktor për kontrollimin e formës së prizmit, duke e bërë atë një gjeotermometër.

Përgjithësisht: (a) Grimcat e zirkonit nga shkëmbinjtë magmatikë me tendencë alkalinore dhe tholeitike priren të mbizotërohen nga format {100} dhe {101}; (b) shkëmbinjtë aluminorë deri shkëmbinjtë alkaline shfaqin kombinime të ndryshme të formave me prani të spikatur të {211}, (c) granitet dhe pegmatitet e pasura me ujë priren të kenë {110} dhe {101} si format e tyre dominuese (Corfu et al., 2003).

Kristalet e zirkonit të rritura ose të modifikuara gjatë metamorfizmit karakterizohen nga forma gjysmë të rrumbullakosura dhe të korroduara. Megjithatë, në formacionet metamorfike mund të takohen edhe kristale euhedrale. Rrallë, në shkëmbinjtë felsikë siç janë granitët anatektikë, zirkoni shfaq edhe binjakëzime.

- Përqëndrimin më të madh të këtyre grimcave gjenden në fraksionin >1.7 Ampere në fraksionin më të imët <125µm.
- Pupin (1980) paraqiti një prirje tipologjike të zhvillimit (typological evolutionary trend (T.E.T)), e cila tregon rrugën e kristalizimit të kristaleve të ndryshme të zirkonit si një projeksion në rrjet drejtkëndësh (figura II.1.25).

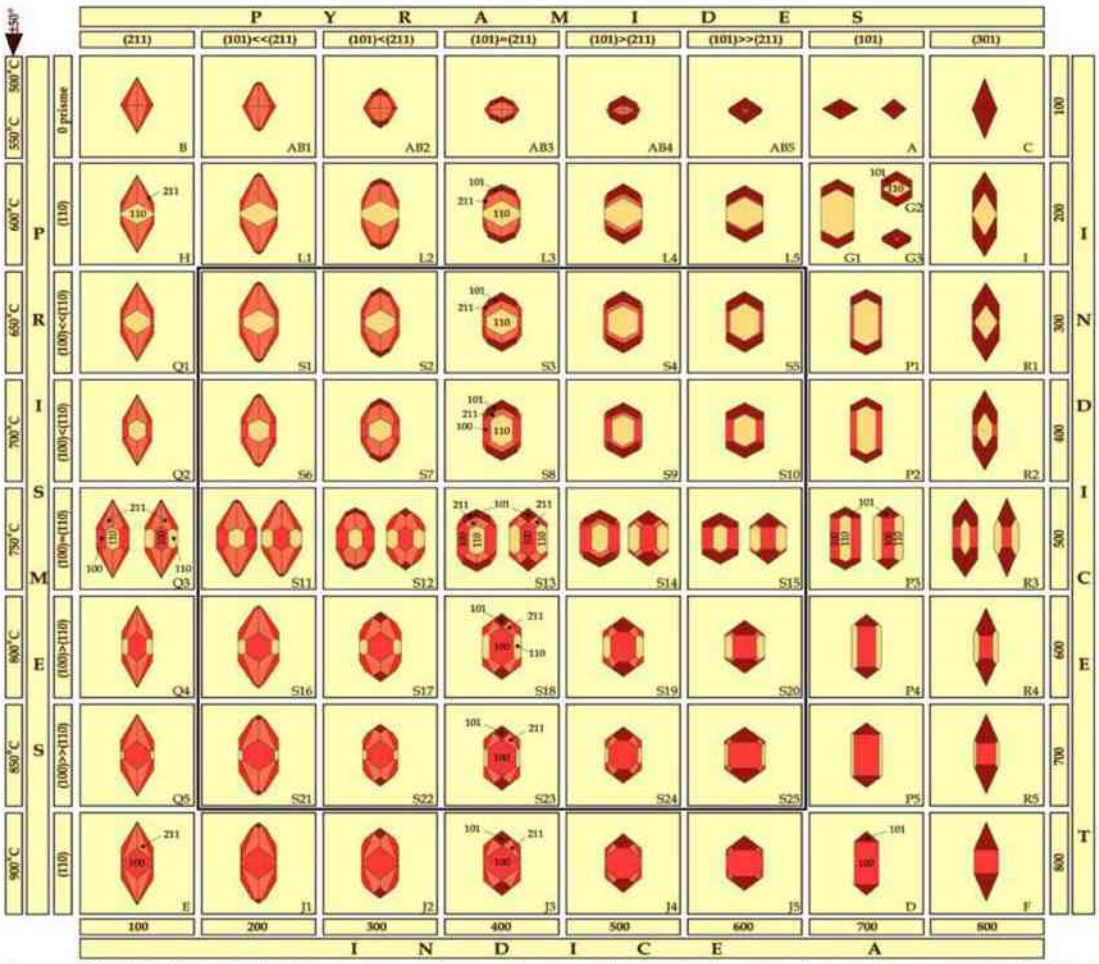


Figura II.1.24: Klasifikimi tipologjik i Zirkonit dhe shkalla gjeotermike (sipas Pupin 1980). Indeksi A reflekton raportin Al/(Na+K), ndërsa Indeksi T reflekton temperaturën.

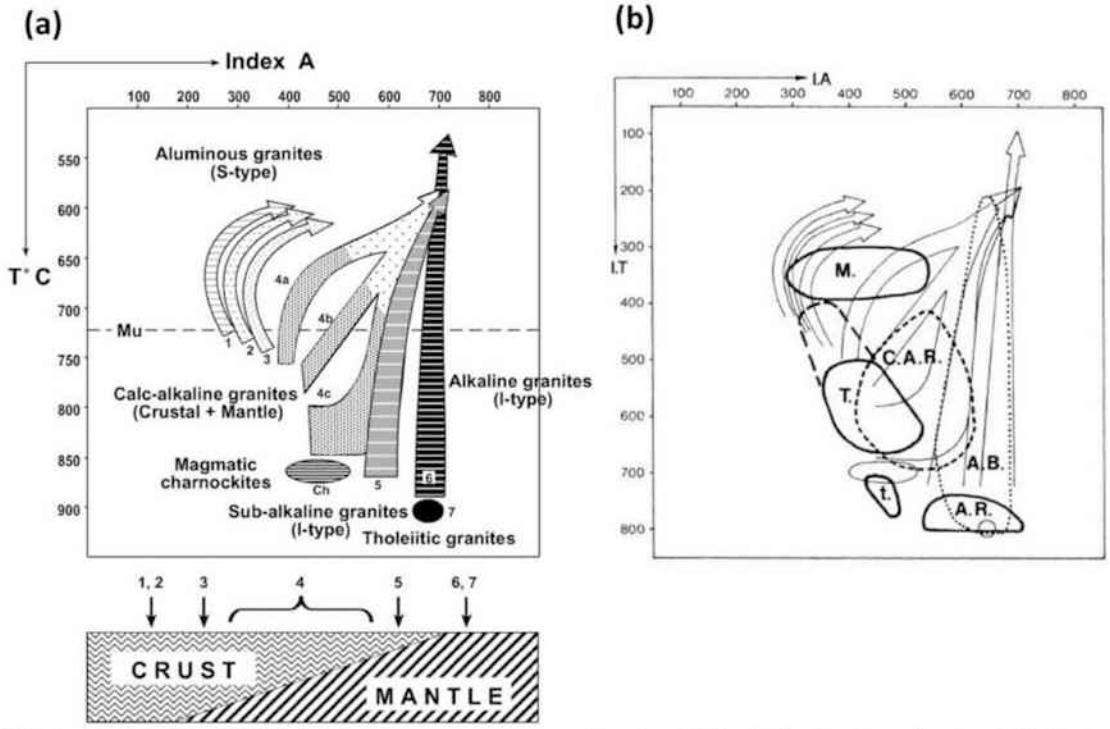


Figura II.1.25. Klasifikimi i zirkonëve propozuar nga Pupin (1980): (1-3) janë granite të origjinës së kores ose kryesisht të kores: (1) leukogranite aluminorë; (2) monzogranite subautoktone dhe granodiorite; (3) monzogranite intrusivë aluminorë dhe granodiorite; (4-5) granite të origjinës së kores dhe mantelit, granite hibride: (4a–c), zona e errët me pika – granite të serisë ca-alkalinë, granodiorite dhe monzogranite; (4a–c), zona e qartë e pikëzuar – monzogranite dhe granite alkaline; (5) granite të serisë sub-alkaline (6) dhe (7) janë granite me origjinë të mantelit ose kryesisht të mantelit (granite anorogjenike): (6) granite të serisë alkaline; (7) granite të serisë tholeitike; Ch, zona magmatike charnockite; Mu, limiti i graniteve muscovitore (temperature < 725C). Modifikuar nga Pupin (1980). (b) M – Migmatites; T- Tonalites; t. – Trachyandesites; C.A.R. Calc-Alkaline series rhyolites; A.B. Alkaline basalts; A.R. – Alkaline series rhyolites. Modifikuar nga Pupin (1980).

II.1.22. Mikroskopi elektronik me fshirje SEM

Mikroskopi elektronik i tipit SEM (Scanning Electron Microscopy) prodhon imazhe më rezolucion të lartë të sipërfaqes, duke përfshirë edhe informacion për rritjen e kristaleve si edhe të kimizmit të mineraleve. SEM përdoret për të kryer mikrografi, analizën e çarjeve dhe sipërfaqeve të thyerjeve, prishjet e lidhjeve dhe defektet fizike. Për këtë tip analize, është përdorur pajisja Jeol JSM 6400 (fig.II.1.26.c) i cili është një SEM i konfiguruar me një analizues me dispersion energjie (EDS) Noran. Tufa e elektroneve rënëse skanon sipërfaqen e kampionit dhe detektori përpunon informacionin e marrë nga elektronet sekondare, elektronet retrodifuze, elektronet Auger dhe rrezatim elektromagnetik. Imazhet e SEM janë përftuar duke përdorur elektronet sekondarë për të marrë tipare të imëta topografike të sipërfaqes dhe elektronet retrodifuze të cilat japin kontrast bazuar në numrin atomik Z.

Specifikimet: Tensioni i rrezes 0,4 kV-40kV; Rezolucioni 10 nm; Zmadhimi 10 to në 300 000 herë. Për imazhe të qarta dhe për të shmangur defektet në imazhet e SEM, kampionet janë veshur me Au ose karbon. Kjo i bën kampionet elektrikisht përcjellës në mënyrë që të shmanget grumbullimi i energjisë në sipërfaqe të kampionit, gjë që do të sillte nxehjen e tij. Kampionet e analizuara janë mbuluar me Ar (figura II.1.26.b) me anë të pajisjes së "SEM coating System, Bio-Rad SC 502" (figura II.1.26.a). Imazhet janë përftuar nga programi Semafore.



Figura II.1.26. a) Pajisja SEM coating System, Bio-Rad SC 502; b) Kampionet e zirkonëve të mbuluara me ar. c) Pajisja SEM Jeol JSM 6400 (KU Leuven).

II.1.23. Mikroskopia me anë të katodolumineshencës në të ftohtë

Luminishenca është emëtimi i dritës nga një trup i ngurtë i cili eksitohet nga një ngacmim i jashtëm. Katodoluminishenca (CL) është drita e dukshme e emëtuar nga një sipërfaqe e mineralit kur ai bombardohet me elektrone në një vakum. Elektronet gjenerohen nga një filament i hollë i nxehtë ose duke gjeneruar plazma përmes një gazi me presion të ulët duke përdorur një katodë disk metalik të ftohtë, e montuar lehtësisht në një mikroskop petrografik. Kampionet vendosen në një xham që lëviz në drejtim X dhe Y, me anë të një mekanizmi të komanduar me vida mikrometrike të montuar në tryezën e mikroskopit. Vrojtimi mund të realizohet nga drita e përshkruar ose CL. Studimi është kryer me anë të kathodoluminishencës së ftohtë, Model 8200 MK II, tipit Nikon (figura II.1.27). Kushtet e punës janë mbajtur konstant në mes të 8.0 dhe 9.0 kV dhe 200-300 mikro-Amper. Fotot janë kryer me anë të programit Semafore. Pajisja vendoset në një dhomë të errët pa dritë, për vrojtim më të qartë të kampioneve.



Figura II.1.27. a) Skema e funksionimit të CL; b & c) Pajisja CL Model 8200 MK II, tipi Nikon.

CL është një teknikë që përdoret në:

- Identifikimin e mineraleve dhe kuantifikimin e tyre;
- Zonimin e kristaleve, deformimet e grimcave, inkluzioneve të grimcave;
- Rikonstrukturimi i proceseve gjeologjike,
- Rritja e kontrastit të analizës së imazheve,
- Vlerësimin e homogjenitetit të kampionit,
- Identifikimi i zonave kryesore të rritjes, binjakëzimi, mikro-inkluzionet dhe rikristalizimi,
- Studimi i prejardhjes së sedimenteve silicoklastike.

Lumineshenca e zirkonit kontrollohet nga prania e elementëve izomorf në pozicionet ekuivalente të Zr^{4+}. Zakonisht zirkoni luminishon me ngjyra blu dhe të verdhë.

Në bazë të ngjyrave të katodolumineshencës mund të bëhet një ndarje gjenetike. Kështu, zirkonet që luminishojnë me gjyrë të verdhë janë zakonisht me origjinë magmatike, ndërsa zirkonët që luminishojnë me blu dhe lejla kanë kryesisht origjinë metamorfike (Corfu et al., 2003).

- Luminishenca ndodh për shkak të: pranisë së kationeve të disa metaleve, elementëve të rrallë, defekteve strukturore të kristaleve ose papastërti organike, vendeve të lira dhe difekteve në rrezatim. Ka edhe papastërti që shuajnë ose minimizojnë efektin e fluoreshencës, psh. prania e hekurit apo bakrit. Lumineshenca e zirconit rregullohet kryesisht nga inkorporimi i favorshëm REE (elementëve të Tokave të Rralla) në pozicionet ekuivalente të Zr^{4+}.
- Richter et. al, 2003 në studimin e tij ka klasifikuar grimcat e zirkonit në 4 grupe, ndërsa Philander et.al., 1999 ka dalluar 7 tipe të ndryshme. Këto grupime janë kryer në saj të studimit të këtyre grimcave në CL.
- Ohnenstetter et.al., (1991) kanë sugjeruar që emëtimi i CL blu me bandë të gjerë mund të jetë i lidhur me praninë e Y^{3+} dhe se emëtimi i verdhë i CL mund të jetë i lidhur edhe me praninë e Ti^{4+} ose U^{4+}.

II.1.24. Zonimi i grimcave të zirkonit

- Një nga tiparet më tipike të zirkonit magmatik është prania e zonalitetit të rritjes e shkaktuar nga variacionet e kimizmit.
- Zonimi pasqyron variacionet e përmbajtjeve të Zr dhe Si të shoqëruara nga variacionet e përmbajtjeve në Hf, P, Y, U dhe Th (*Fowler et al. 2002).* Përbërja e zonimeve luhaten nga zirkon relativisht i pastër, me shumë pak elementë izomorfë në zirkon me përmbajtje të lartë të elementëve gjurmë, të cilët arrinë deri në disa wt% *(Speer, 1982).*
- Zirkoni mund të ndikohet nga procese në kohë të ndryshme: fazat e fundit të kristalizimit magmatik, gjatë ftohjes së ngadaltë të trupave të mëdhenj intruzivë dhe nga ngjarjet e mëvonshme metamorfike. Dallimi midis efekteve të këtyre proceseve nuk është gjithmonë lehtësisht i dallueshëm dhe interpretimi i teksturave dytësore është shpesh i diskutueshëm (Corfu et. al., 2003).

II.1.25. Analiza me Mikrosondë elektronike (EPMA)

Analiza me mikrosondë elektronike (EPMA) shërben për përcaktimin e përbërjes kimike të materialeve të ngurta në përmasa të vogla. EMPA analizon përbërjen kimike duke shfrytëzuar dispersionin e gjatësisë së valëve të rrezeve X të emëtuara nga kampioni i rrezatuar me tufë elektronesh. Ajo kryen analiza pikësore, d.m.th. duke rrezatuar një sipërfaqe minimale prej 2μm në diametër ose duke ngacmuar një vëllim prej 10-15μm^3. Rrezet X të emëtuara nga kampioni i rrezatuar kapen nga spektrometrat dhe pasi korrigjohet spektri i vazhduar, analizohen gjatësitë e valëve të spektrit karakteristik dhe intensitetet respektive. Gjatësitë e valëve të spektrit karakteristik reflektojnë llojet e elementëve përbërës ndërsa intensiteti i tyre reflekton sasinë e elementit të pranisëm. Përbërja kimike kryhet duke krahasuar intensitetin e rrezeve-X nga standardet me intensitetin e materialeve të panjohura. Tufa e elektroneve bombarduese ka një intensitet prej 10 në 200 nA dhe një tension akselerimi 15-40 kV. Këto parametra mundësojnë një nivel ndjeshmërie të lartë për të kapur elementët gjurmë dhe një saktësi të kënaqshme për përmbajtjet e mikroelementeve. Për të zgjedhur pozicionin e kampionit për analizë përdoret një mikroskop optik, për pozicionimin e saktë në rreth 1 mikrometër. Variacionet në përbërjen kimike mund të përcaktohen lehtësisht brenda një materiali. EPMA analizon në mënyrë sasiore në një analizë deri në 14 elemente njëkohësisht. Përdorimi i spektrit të Be bën të mundur që të analizohen elementët nga Be (Z = 4) në U (Z = 92) në nivele deri në 100 ppm. Rrymat e larta në sondat elektronike me diametër

shumë të vogël, madje edhe në tensione të ulëta akselerimi, lejojnë rezolucion hapësinor shumë të lartë të rrezeve X (deri në 0,1 μm) në kombinim me një cilësi të shkëlqyer të imazhit. JXA-8530F bën të mundur marrjen e analizave shumë të sakta të elementeve nga zonat me madhësi nano. Edhe për të analizuar me EPMA (figura II.1.28.b & c), kampioni mbulohet me një film të hollë (~30 nm) karboni për të realizuar shkarkimin e ngarkesave elektrike, ashtu sikurse për analizat me SEM (figura II.1.28.a). Për analizimin e kampioneve tona është përdorur një tension akselerimi 15-20 kilovolt (kV) dhe dhe intensitet 30-40 nanoamper (nA). Me këto parametra arrihet jo vetëm një saktësi e lartë e përcaktimit sasior të mikroelementeve por edhe një ndjeshmëri shumë e mirë për mikroelementet.



Figura II.1.28. a) Instrumenti Quorum Q150T ku kampioni në shlif mbulohet me karbon; b) instrumenti EPMA; c) Paraqitja e faqes së punës gjatë analizës së mineralit të zirkonit. Të dhënat e detajuara teknike: https://www.mtm.kuleuven.be/english/Equipment/Sheets/field-emission-microprobe-jxa-8530f

KAPITULLI II.2. NDËRTIMI GJEOLOGO-TEKTONIKE DHE FORMACIONET SHKËMBORE TË BASENIT UJËMBLEDHËS TË LUMIT VJOSË (Sintezë Bibliografike).

Baseni ujëmbledhës i Lumit të Vjosës ka një shtrirje në territorin e Greqisë veriperëndimore dhe në territorin e Shqipërisë jugore. Fiziko-gjeografia aktuale e basenit ujëmbledhës është rezultat i evolucionit paleogjeografik dhe gjeodinamik i Albanideve (teritori Shqipëtar) dhe Helenideve (teritori Grek) gjatë Mesozoikut, Kenozoikut, deri në ditët e sotme.

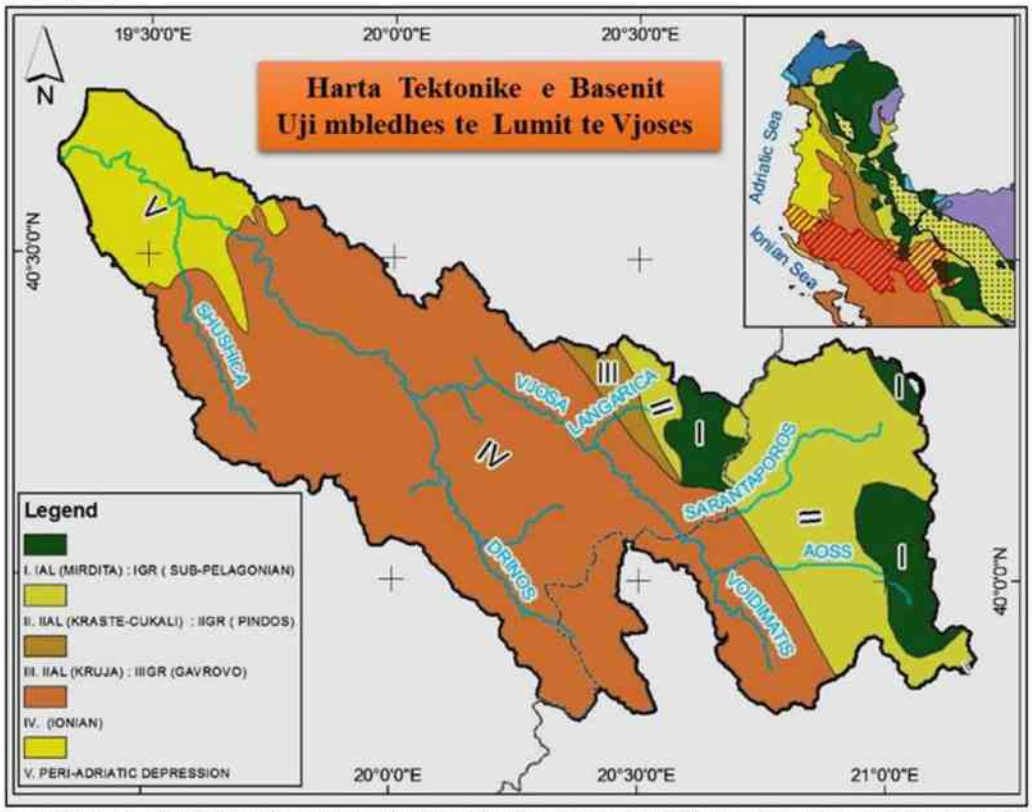


Figura II.2.1. Harta Tektonike e Basenit ujë mbledhës të Lumit të Vjosës (sipas Durmishi et.al., 2018).

Bazuar në ndarjet e zonave gjeotektonike të Albanideve dhe Helenideve, baseni ujëmbledhës i Lumit të Vjosës në rrjedhjen e tij të sipërme (territori i Greqisë veriperëndimore) shtrihet në 4 zona gjeotektonike të Helenideve: Subpelagionane (ekuivalente me Mirdita në Albanidet), Pindit (ekuivalente me Krasta-Cukalin), Gavrovës (ekuivalente me Kruja) dhe Joniane (Jonike), ndërsa në rrjedhjen e mesme dhe të poshtme (teritori Shqipërisë jugore) shtrihet në 3 zona gjeotektonike të Albanideve (Mirdita, Krasta-Cukali, Kruja, Jonike) dhe në njësinë e depresionit Peri Adriatik. Lugina dhe rrjeti ushqyes i Lumit të Vjosës, që fillesat e krijimit dhe funksionimit të tij i ka në periudhën e Kuaternarit-epoka e Pleistocenit të sipërm (200-150 mijë vjet më parë deri në ditët e sotme), ushtron një aktivitet fiziko natyror mbi formacionet përkatëse shkëmbore të zonave gjeotektonike përkatëse (Durmishi et.al., 2018). Bazuar në fiziko-gjeografinë aktuale, morfologjisë, gjeomorfologjisë dhe ndërtimit gjeologo-tektonike të basenit ujëmbledhës të Vjosës, ky basen përbëhet nga tre njësi kryesore:

1. **Njësia e rrjedhjes dhe rrjetit ujor të sipërm.** Kjo njësi e ka zanafillën në vargun malor të Pindit dhe Gramozit (territori Greqisë) dhe shtrihet deri në rajonin e Leskovik

- Carcovës (teritori Shqipërisë). Kjo njësi ushtron aktivitetin e saj kryesisht në rajonin e Greqisë veri-perëndimore dhe të formacioneve shkëmbore e zonës gjeotektonike të Pindit dhe strukturat gjeologjike përkatëse.

2. **Njësia e rrjedhjes dhe rrjeti ujor të mesëm.** Kjo njësi shtrirjen e saj e ka nga territori Ersekë – Leskovik - Carcovës (Përmet) deri në Poçem (Ballsh). Kjo njësi ushtron aktivitetin në territorin e Shqipërisë dhe përshkon kryesisht zonën gjeotektonike Jonike dhe strukturat gjeologjike përkatëse (ShGjSh 2002, Xhomo et al. 2003).
3. **Njësia e rrjedhjes dhe rrjetit ujor të poshtëm.** Kjo njësi ushtron aktivitetin në territorin e Shqipërisë dhe përshkon njësinë e depresionit Peri Adriatik dhe strukturat gjeologjike përkatëse. Kjo njësi shtrirjen e saj e ka nga territori Poçemit deri në vijën bregore të detit Adriatik, ku ujërat e lumit të Vjosës janë derdhur dhe derdhen aktualisht.

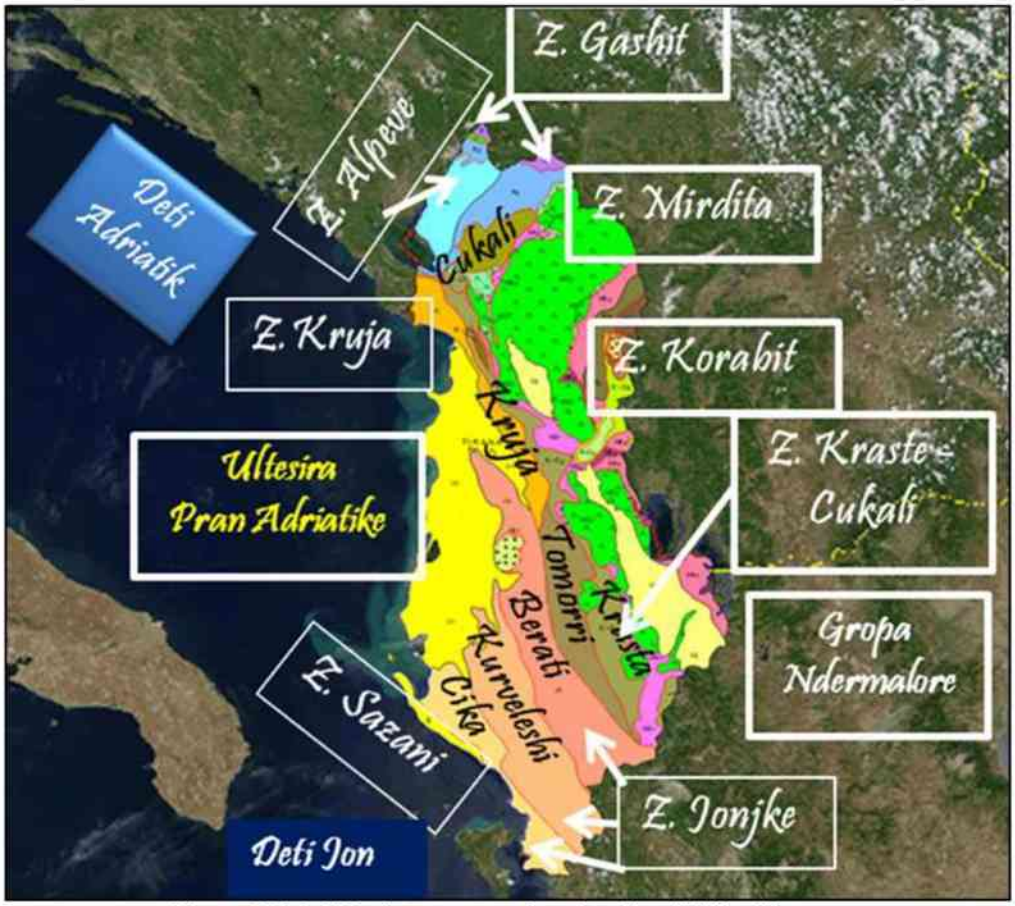


Figura II.2.2. Ndarjet e zonave gjeotektonike të Albanideve.

II.2.1. Njësia e rrjedhjes dhe rrjetit ujor të sipërm.

Kjo njësi e ka zanafillën në vargun malor të Pindit dhe Gramozit (territori i Greqisë) dhe shtrihet deri në rajonin e Leskovik - Çarçovës (teritori Shqipërisë). Kjo njësi ushtron aktivitetin e saj kryesisht në rajonin e Greqisë veri-perëndimore dhe të formacioneve shkëmbore e zonës gjeotektonike të Pindit dhe strukturat gjeologjike përkatëse.

Ky territor përfaqëson një reliev të veçantë dhe një shumicë të potencialit ujor sipërfaqësor. Vargu malor i Pindit është një nga më kryesoret e ekosistemit malor të Greqisë, duke arritur majën më të lartë prej 2637m. Disa nga ekosistemet malor më të rëndësishëm në këtë rajon janë: Smolikas (2637m), Gramos (2520m), Tymfi (2497m). Në këtë rajon kemi rrjetin e burimeve dhe rrjedhjen e sipërme të Lumit të Vjosës (Aoos) dhe

dy lumenjve të tjerë që derdhen në këtë lum, siç është lumi i Sarandoporos dhe Voidomatis. Në rajonin Veri-Perëndimor të Greqisë diferencohen 4 zona gjeotektonike (Subpelagionane, Pindit, Gavrovës dhe Joniane), të cilat mbihidhen (overthrusting) tektonikisht mbi njëra tjetrën, ku aksi i tyre i ngjeshjes (compression axes) është orientuar VL-JP (harta Ntokos Dimitrios, 2017). Tektonikat normale, inverse dhe strike-slip faults orientohen kryesisht VVP-JJL, VL-JP dhe L-P duke influencuar në formacionet gjeologjike.

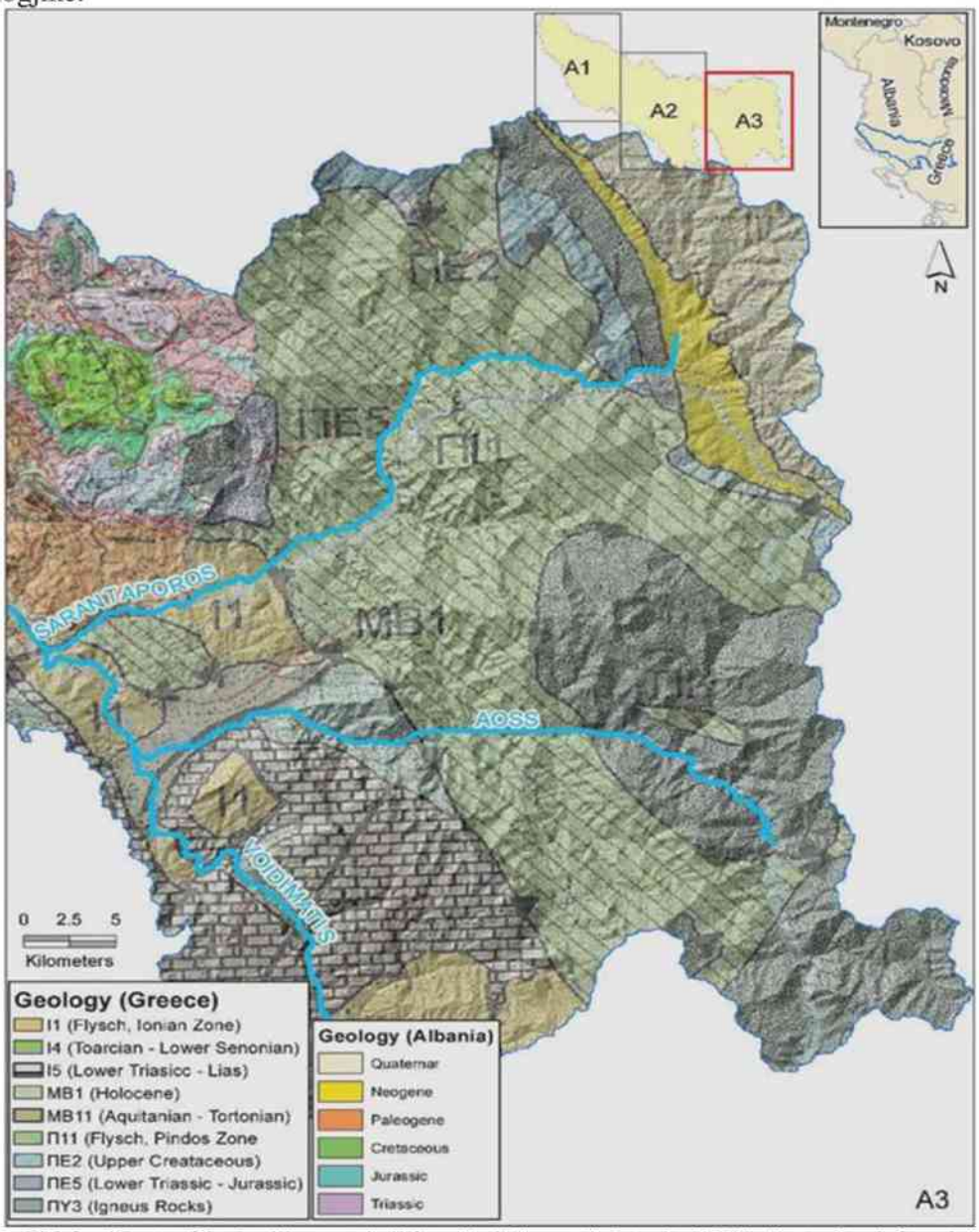


Figura II.2.3. Harta Gjeologjike e rrjedhjes së sipërme të Lumit të Vjosës, teritori Greqisë veri-lindore A3. Shk. 1: 200000. (sipas Durmishi et.al., 2018).

Zona gjeotektonike Supelagoniane.

Zona subpelagoniane ka një shtrirje VP-JL në pjesën veri-lindje të rajonit. Karakteristika kryesore është prania e formacioneve ofiolitike (S.oph) dhe shisteve silicore shoqëruese (S.JCk,sh). Ofiolitet përfaqësohen kryesisht nga shkëmbinjtë peridotit dhe serpentinit të shoqëruara nga silicore të kuq.

Zona gjeotektonike e Pindit

Zona e Pindit me një drejtim VP-JL përfaqëson pjesën më të madhe të zonës malore të këtij rajoni. Kjo shtrihet në zonën kufitare Greko-Shqiptare në vargun malor të Pindit, ku përfshihet dhe mali Gramozit (në veri të Pindit), mali Lakmos (në veri të Pindit) dhe mali Athamanienit. Paleogjeografikisht, zona e Pindit ka të bëjë me një basen të madh detar shumë të thellë. Zona e Pindit është interpretuar si një napë tektonike e mbihedhur mbi zonën Gavroves drejt perëndimit (i kalon 100km në disa vende) dhe kjo është njohur me emërtimin napa tektonike e Pindit. Në sektorin verior, napa mbulesore e Pindit ka mbuluar komplet zonën tektonike të Gavrovës dhe është vrojtuar tektonikisht direkt mbi zonën Jonike. Formacionet e zonës së Pindit janë intesivisht të rrudhosur, duke formuar shumë rrudhe të ngushta, të inklinuara dhe të kundër hedhura në një numër frontesh të mbihipjeve *(overturned folds and many fronts of thrusts)* dhe tektonika inverse *(reverse faults)* janë vrojtuar gjatësisë të napës tektonike të Pindit. Mosha e formacioneve të zonës së Pindit është nga periudha Triasike deri në Periudhën e Eocenit të sipërm. Formacioni më i vjetër stratigrafikisht i zonës së Pindit është formacioni klastik triasik, P.T-k, me përbërje:

a) ranorike, silicor, mergelor dhe gëlqeror të Triasit të mesëm, dhe

b) depozitime kalcitike turbitide, gëlqerore, silicor(e kuqe në të zezë), mergele argjilore, ranor (jeshil) dhe sedimente vullkanosedimentar (andezitë, tufë, bazalte) me moshë Triasik i mesëm dhe i sipërm.

Formacioni shistoz-silicor P.JC-k,sh me moshë të periudhës së Jurasikut është i përbërë nga silicore shumë ngjyrëshe (radiolarite, blu, jeshile, kafe, e kuqe dhe e zezë), argjila, ranor, gëlqeror silicor dhe silicor të kuqe. Formacionet e njësisë së poshtme janë të ndërtuara nga alternimet e gëlqerorëve pllakor të kuq dhe silicor me një kalim progresiv drejt gëlqeroreve mergelor (me ngjyrë gri në të bardhë) dhe një prani të reduktuar (Trias i sipërm-Lias).

Formacionet e para flishore të zonës së Pindit-P.C-fl. përbëhet nga:

Alternime mergelore, radiolarite, silicor dhe shiste mergelore, ranor, ranore të detit të thellë, pelagjik, gëlqeror brekcjoz dhe pelite të moshës së Kretakut të poshtëm, gëlqerorët pelagjike pllakor-P.C-k me shtresa silicore (stralle) të Kretakut të sipërm formohen si rezultat i sedimentimit karbonatik.

Një seri të shtresave kalimtare–P.C-k me moshë të Kretakut të vonshëm (Mastriksian-Danian) është i përbërë nga alternime të gëlqerorëve pllakor, ranor dhe shiste. Gëlqerorët dominojnë në pjesën e poshtme të kësaj serie, ndërsa ranorët predominojnë në pjesën e sipërme.

Flyshi –P.fl është formuar gjatë Danian/Pliocenin e poshtëm-Eocen i sipërm, është emërtuar depozitime flishore dytësore të zonës së Pindit, në kontrast me flishin fillestar të Kretakut të poshtëm, të të njëjtës zonë. Këto depozitime flishore përbëjnë flishin kryesor dhe përbëhet nga alterime ritmike të ranorëve dhe mergeleve me konglomeratë lokale (shtresa lentore me trashësi të vogël) dhe gëlqeror. Këto depozitime flishore janë konsideruar si depozitime flishore me tipike dhe me paraqitës në territorin e Greqisë. Në sedimentet argjiloro-ranorike, Olistolotet janë dokumentuar dhe dimensionet e tyre shkojnë nga disa centimetra në shumë metra. Këto olistolite janë autokton të shkëmbinjve ranorik të të njëjtit flish dhe kanë rrëshqitur në depozitimet argjilore. Nga ana tjetër, këto olistolite, janë intesivisht të frakturuar.

Masat ofiolitike janë vendosur në mënyrë tektonike në depozitimet flishore të zonës së Pindit. Kjo masë përbën një unitet petrologjike dhe gjeologjike të komplikuar që shtrihet gjerësisht në rajonin malor midis Metsovos, Panagia, Vovoussas, Abdela, Samarinas dhe malit Smolikas.

Zona gjeotektonike e Gavrovos, me moshë Trias-Oligocen, shtrihet në perëndim të zonës së Pindit. Ajo gjendet në Jug-Lindje të Epirit, në rajonin e maleve Valtos. Kjo zonë përbëhet nga formacione gjeologjike: depozitime flishore të Eocen-Oligocenit, gëlqeror neritike të Jurasik-Eocenit të sipërm të pasur me fosile (seri karbonatike të Eocenit të sipërm, gëlqeror të Kretoakut) dhe dolomite të Triasit të sipërm. Nga ana strukturore, zona Gavrovo përfaqëson një strukturë antiklinale me një drejtim të aksit VVP-JJL dhe karakterizohet nga një tektonike e tipit të thellë.

Zona gjeotektonike Jonike, me moshë Trias-Miocen i poshtëm, ka një drejtim NS, dhe përfaqëson pjesën më të madhe të Epirit. Kjo zonë përhapet në perëndim të zonës së Gavrovës dhe përbëhet nga formacionet: depozitime flishore të Eocenit të poshtëm-Miocen i poshtëm, gëlqeror Paleocen-Eocenik gjysëm pelagjike, gëlqeror të Senonianit të sipërm, gëlqeror të Jurasikut të sipërm-Kretakut të sipërm të pasur me radiolarite dhe alternime silicore dhe stralli (Durmishi et.al., 2018).

Mbi bazën e litologjisë së formacioneve shkëmbore dhe tipeve të shkëmbinjve për çdo zonë gjeotektonike, struktura gjeologjike e rajonit veri-perëndimor të Greqisë ndërtohet nga formacionet kryesore, të cilët i nënshtrohen erozionit nga rrjeti lumor dhe kontributorët përkatës të lumit të Aoos (emërtim i lumit të Vjosës në teritorin Grek) si më poshtë:

- Formacioni magmatikë, ofiolitikë me moshë Jurasike
- Formacionet karbonatike, dolomitike dhe shiste-silicor të moshës mesozoike
- Formacionet flishore me moshë Kretaku sipërm
- Formacioni karbonatik me moshë Paleocen-Burdigalian
- Formacioni flishor me moshë Mastrichtien Akujtanian
- Formacioni mollasik Neogjenike me moshë Miocen-Paleocen
- Depozitimet e Kuaternarit (konuse aluvial, konglomerat bregor, depozitime lumore,etj.)

Depozitimet e periudhës së Kuaternarit janë ndërtuar nga depozitime të epokave të Holocenit dhe Pleistocenit:

a) Sedimentet e Epokës së Holocenit kanë një shtrirje të madhe dhe përbëhen nga dunat dhe rërat bregore, sedimente të shpatit dhe rrjedhëse, sedimente të detit të thellë (të pasura me lëndë organike), depozitime të shpatit dhe depozitime lumore për gjatë luginave lumore. Këto depozitime gjenden në afërsi të strukturave të frakturizuara nga tektonika, në depozitimet e shpateve në zonat malore dhe gjithashtu në zonat e shtrateve të luginave lumore dhe rrjedhjeve ujore. Depozitimet lumore janë të përbërë nga zaje dhe përbërje litologjike të ndryshme dhe gjenden përgjatë luginave lumore. Grykëderdhjet e përrenjve (torrent mouths) ndërtohen nga sedimente të pa konsoliduara me çimentim argjiloro-rërore me ngjyrë kafe dhe copëra shkëmbore karbonatike me dimensione të ndryshme.

b) Sedimentet e Epokës së Pleistocenit përbëhen nga depozitime akullnajore të cikleve akullnajor të Wurmit dhe Rissit. Depozitimet akullnajore të Wurm-it vrojtohen në formën e luginave gjysëm rrethore në hipsometrit mbi 1900m. Ato ndërtojnë depozitime me gjeometri në formë konesh. Gjatë sistemit akullnajor të Riss-it vërehet prania e depozitimeve nën formën e morenave (ku hipsometria shkon deri në 1400m) dhe luginat akullnajore me hipsometri mbi 1900m. Në basenet e brendshëm takohen depozitime të kuqëremta (terra rossa-tr) me moshë (200000-250000 vjet), të përbëra nga argjila të kuqe dhe shtresëzime të holla horizontale.

II.2.2. Njësia e rrjedhjes dhe rrjeti ujor të mesëm.

Kjo njësi shtrirjen e saj e ka nga territori Çarçovës (Përmet) deri në Poçem (Ballsh). Kjo njësi ushtron aktivitetin në territorin e Shqipërisë dhe përshkon kryesisht zonën gjeotektonike Jonike dhe strukturat gjeologjike përkatëse dhe pjesërisht (në krahun e djathtë të luginës së lumit të Vjosës nga rajoni i Çarçovës deri në rajonin e Këlcyrës) zonën gjeotektonike të Krujës dhe Krastë-Cukalit.

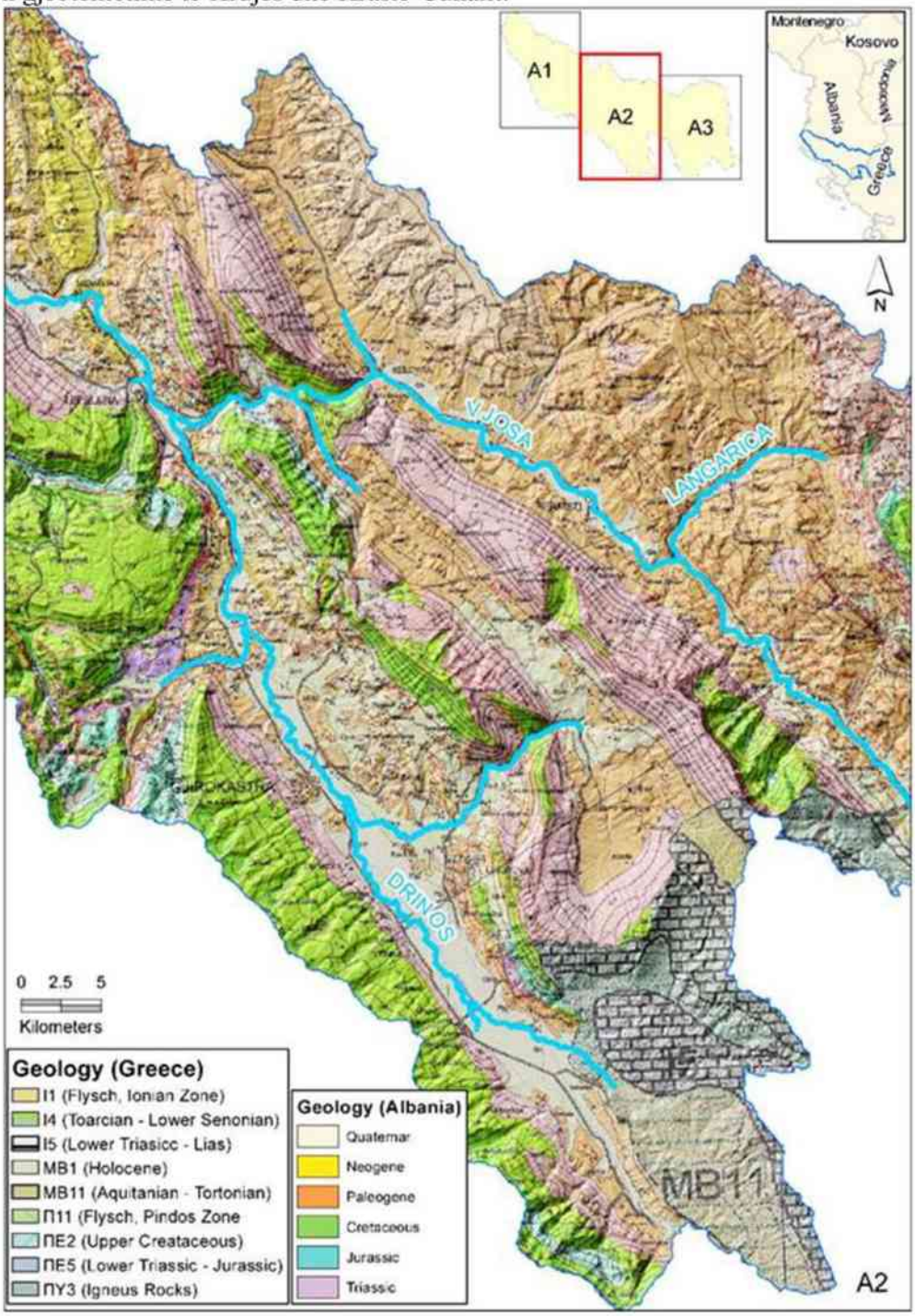


Figura II.2.4. Harta Gjeologjike e rrjedhjes së mesme të Lumit të Vjosës, (A2) . Shk. 1: 200000 (sipas Durmishi et.al., 2018).

Tektonika e Albanideve dhe evolucioni gjeodinamik i tyre janë mjaft të ndërlikuara. Struktura e përgjithshme e Albanideve është formuar nga një sërë proçesesh tektonike në tërheqje dhe një sërë tektogjenezash. Tektogjenezat e Jurasikut dhe të Jurasiko - Kretakut, dhe veçanërisht tektogjenezat terciare i kanë dhënë tiparet themelore Albanideve me rrudhosje intensive dhe një sërë mbulesash, ku gjatë Terciarit evidentohet qartë migrimi i fazave të tektogjenezës nga lindja në perëndim. Tektonika plio-kuaternare i ka dhënë tiparet e sotme relievit dhe fiziko-gjeografisë të rajonit të marrë në studim.

Zona gjeotektonike Jonike. Përfaqëson një platformë të gjerë me evaporite dhe karbonate të ujërave të cekta gjatë Triasikut deri në fillim të Liasikut dhe vazhdon me sedimente pelagjike karbonatike e silicore deri në Eocen të vonshëm. Depozitimet Flishore janë depozituar gjatë Oligocenit dhe Miocenit të hershëm.

Në zonën Jonike veçohen 3 nën/zona (ShGjSh 2002, Xhomo et al. 2003):

Nën/zona Lindore e Beratit - Shtrihet në pjesën lindore të zonës Jonike. Karakterizohet nga trashësi relativisht të mëdha të depozitimeve karbonateve kretake dhe flishore. Ne këto të fundit janë karakteristike prania e shumtë e horizonteve vithisëse. Në tërësinë e saj përfaqëson një njësi të madhe antiklinale me shtrirje juglindje - veriperëndim (130-160° me 310-340°). Tipar dallues është prania e strukturave me të zhvilluara në pjesën jugore, me amplitudë rrudhosje më të madhe, me depozitime me të vjetra në bërthamën e tyre në sipërfaqe, si dhe me shkëputje në krahët perëndimore. Strukturat e nën/zonës antiklinale të Beratit paraqiten në formën e vargjeve, që nuk ndjekin gjithë shtrirjen e saj.

Në pjesën më të madhe të shtrirjes të kësaj nën/zonë, duke filluar nga jugperëndimi vërehen dy vargje strukturore:

Vargu Bureto-Lunxheri-Goliko-Rehove, strukturat e të cilit janë më të zhvilluara në jug, me krah perëndimore me të pjerrët dhe të shkëputur tektonikisht.

Vargu Nëmërçkë-Terpan-Berat është vargu antiklinal më lindor i kësaj nënzonë, me struktura të plota dhe dimensione me të mëdha në pjesën jugore (struktura e Nëmërçkës 50 x 7 km) dhe më të zhytura e përmasa më të vogla drejt veriut (antiklinali Beratit 7 x 1km). Në veri të antiklinalit të Nëmërçkës vijon struktura e Trebeshinës në bërthamë të së cilës zhvishen depozitimet e Kretakut. Në lindje nëpërmjet vargut sinklinal të Përmetit bëhet kalimi për në zonën tektonike të Krujës. Sinklinali i Përmetit përfaqëson një zonë morfologjikisht të ulur, të mbushur kryesisht me depozitime flishore të Oligocenit.

Nën/zona Qendrore e Kurveleshit. Shtrihet në pjesën qendrore të zonës Jonike dhe përfaqëson pjesën më të thelluar të saj. Ndërtohet nga disa vargje strukturore antiklinal-sinklinal. Përfaqëson një rajon me depozitime karbonatike tipike pelagjike.

Duke filluar nga lumi Vjosë e më në jug bie në sy prania e strukturave antiklinale me dimensione të mëdha, shumë të ngritura morfologjikisht dhe me tektonike intensive e praninë e shpërthimeve evaporitike. Në tërësi, strukturat e nën/zonës së Kurveleshit kanë asimetri perëndimore, shoqërohen me shkëputje në krahët perëndimore, që në përgjithësi zbusin këndin e rënies me thellësinë. Në nën/zonën e Kurveleshit veçohen disa vargje strukturore si:

- Vargu sinklinal Shushicë-Vurg,
- Vargu antiklinal Amonicë-Gorisht-Cakran,
- Vargu antiklinal Fterë-Patos-Verbas,
- Vargu antiklinal Shendeniko-Delvinë-Gribë,Vargu antiklinal i Malit Gjerë,
- Vargu sinklinal i Memaliajt, vargu sinklinal Drinos-Lekel.

Nën/zona Perëndimore e Çikës. Kjo nënzonë ruan shtrirjen e përgjithshme të zonës Jonike, juglindje-veriperëndim me azimut 320°. Karakteristikë dalluese e saj është prania në pothuajse të gjitha strukturat e litofacies se "dolomiteve dhe gëlqeroreve me alge" të

Liasit të poshtëm-të mesëm, si dhe e litofacies "ammonitiko rosso" të Liasit të sipërm (Toarian), në vend të rreshpeve me possidonia që takohet në pjesët e tjera të zonës Jonike. Kjo nën/zonë përfshin brezin sinklinal të Dukatit dhe brezin antiklinal të Çikës.

II.2.3. Stratigrafia dhe Sedimentologjia e depozitimeve të formacioneve shkëmbore që përshkohen nga rrjeti hidrografik e rrjedhjes së mesme të lumit të Vjosës.

Depozitimet më kryesore gjeologjike që ndërtojnë zonën gjeotektonike Jonike dhe ndërpriten dhe furnizojnë me sedimente luginën e lumit të Vjosës i përkasin:

Depozitimet e periudhës së Permian - Triasik i poshtëm (P-T_1, 259-277Ma), janë kryesisht depozitimet Evaporitike. Përhapja e depozitimeve evaporitike, në zonën Jonike, lidhet me thyerjet e thella tektonike të strukturave antiklinale të Malit të Gjerë (Bistricë, Delvinë), Kurveleshit (Zhulat, Picar, Bashaj-Vermik, Gusmar), Buretos (Peshkopi), etj. Në rajonin e Picar-Kardhiqit, brenda formacionit halogjen takohen dhe fragmente shkëmbinjsh amfibolitike, kurse në Zhulat, Kaparjel- Gusmar dhe Bashaj-Vernik ndërmjet tyre takohen fragmente shkëmbinjsh efuzive të metamorfizuar. Depozitimet përbëhen nga përzierje gëlqerorësh, dolomite, ranorë, anhidride, gipse në trajtë brekcore dhe përzierie argjilore.

Depozitimet e periudhës së Triasikut të sipërm (T3, 237-201Ma), kanë përhapje vetëm në pjesën jug-perëndimore të zonës Jonike, që ndërtojnë bërthamat e strukturave antiklinale të Malit Gjerë, Fterës, Çikës, Tragjasit, etj. Litologjikisht përfaqësohen nga dolomite diagjenetike masive kristalore, në pjesën e poshtme të ndërthurura me dolomite brekcore e gëlqerore dolomitike. Në pjesën e sipërme predominojne dolomite e gëlqerore dolomitike shtresore. Në sipërfaqe shfaqet trashësia jo e plotë e ketyre depozitimeve.

Depozitimet e periudhës Jurasike janë veçuar në ato të epokës së *Jurasikut të poshtëm, të mesëm e të sipërm.*

Depozitimet e epokës së Jurasikut të poshtëm (J1, 201-174Ma). Në sipërfaqe këto depozitime dalin në pjesët kulmore të strukturave antiklinale të nënzonave të Beratit, Kurveleshit dhe Çikës. Në pjesën e poshtme, (Liasin e poshtëm-mesëm), në këto depozitime dallohen qartë dy litofacie:

1.a. *"Litofacia e dolomiteve dhe gëlqeroreve me stralle"*

2.b. *"Litofacia e dolomiteve dhe gëlqeroreve me alge"*

Në pjesën e sipërme (Liasi sipërm -Toariani) këto depozitime përfaqësohen nga dy litofacie ekuivalente:

2.a. **Litofacia e "gëlqerorëve të kuq me amonite'' ("Amonitico rosso")** përhapet në pjesën perëndimore të zonës Jonike (nën/zona e Cikës). Në këtë litofacie mbizotërojnë gëlqerorët argjilor pllakore me ngjyrë të kuqerremtë në të tullës.

2.b. **Litofacia e "shisteve me Posidonia"** ka përhapje kryesisht në pjesën qendrore të zonës Jonike. Ajo përfaqësohet nga argjila karbonatike, gëlqerore argjilore dhe mergele argjilore.

Depozitimet e epokës së Jurasikut të mesëm (J2-174-163Ma). Këto depozitime takohen pothuajse në të gjitha strukturat antiklinale të nënzonave të Kurveleshit dhe Çikës si dhe pjesërisht në atë të Beratit (Bureto, Goliko). Në këto depozitime janë dalluar litofacia e "pakos strallore të poshtme" dhe "gëlqerorëve gri kristalinë".

Depozitimet e epokës së Jurasikut të sipërm (J3-163-145Ma). Këto depozitime përhapen pothuajse në të gjitha strukturat karbonatike të zonës Jonike të nënzonave të Kurveleshit dhe Beratit. Në to dallohen qartë dy litofacie:

1. Litofacia e pakos strallore të sipërme që në pikëpamje litologjike është e përafërt me pakon strrallore të poshtme. Litologjikisht përfaqësohet kryesisht nga shtresa

silicorësh, të cilët predominojnë në prerje, të ndërthurur me argjila dhe me gëlqerorë mikritikë shtresë hollë.

2. Litofacia e gëlqerorëve mikritikë porcelanikë, e cila është karakteristike për gjithë strukturat e zonës Jonike dhe ka pothuajse të njëjtat tipare kudo, gëlqerorë shtresorë të bardhë që janë quajtur dhe gëlqerorë porcelanikë.

Depozitimet e periudhës së Kretakut (Cr). Depozitimet e Kretakut janë datuar në ato të *Kretakut të poshtëm, dhe të sipërm.*

Depozitimet e epokës së Kretakut të poshtëm (Cr1-145-100Ma) - Këto depozitime janë takuar në të gjitha strukturat karbonatike të Shqipërisë jugperëndimore. Në pjesën e poshtme ato përfaqësohen nga gëlqerorët mikritikë porcelanikë, nga gëlqerorë shtresë hollëmesëm, rrallë shtresë trashë me ndërthurje shtresash e thjerrëza silicore, si dhe gëlqerorë turbidikë. Litologjikisht përfaqësohen nga gëlqerorë argjilorë mikritikë, midis të cilëve takohen mergele, gëlqerorë shtresë-trashë turbiditikë dhe ndërthurje argjilash e silicorësh.

Depozitimet e epokës së Kretakut të sipërm (Cr_2) - Në zonën Jonike depozitimet e Kretakut të sipërm përhapen në të gjitha strukturat karbonatike, duke marrë pjesë në ndërtimin e krahëve dhe pjesërisht kulmeve të strukturave antiklinale. Këto depozitime përfaqësohen nga gëlqerorë mikritikë e biomikritikë dhe më rrallë bioklastikë të ndërthurur me stralle. Më sipër vazhdojnë gëlqerorë bioklastikë, të cilët mbizotërojnë në pjesën e sipërme. Në pjesën më të sipërme ato bëhen më shtresë trashë deri në masivë, me ndërthurje gëlqerorësh biomikritikë.

Depozitimet e epokës Paleocenike (Pg1 66-56Ma) - Depozitimet e Paleocenit vijojnë normalisht mbi ato të Kretakut të sipërm dhe përhapen në sipërfaqe në të gjitha strukturat karbonatike. Litologjikisht përfaqësohen nga gëlqerorë turbiditikë, masivë të ndërthurur me gëlqerorë pllakorë mikritikë e mikroshpatike. Midis tyre takohen thjerrëza e konkrecione silicorësh të rrallë.

Depozitimet e epokës Eocenike (Pg2-56-34Ma) - Këto depozitime përhapen në sipërfaqe në të gjitha strukturat karbonatike të zonës Jonike. Depozitimet e Eocenit vijojnë normalisht mbi ato të Paleocenit, duke ruajtur në pjesën e poshtme të tyre karakteristika të njëjta litologjike. Kështu, në fillim të prerjes vazhdojnë gëlqerorë turbiditikë, që gradualisht ja lënë vendin gëlqerorëve shtresorë biomikritikë e mikritikë, me përmbajtje argjilash mergelore.

Depozitimet e epokës Oligocenike (Pg_3-34-23Ma) - Depozitimet e Oligocenit në zonën Jonike janë kryesisht formacione shkëmbore flishore dhe janë datuar në ato të Oligocenit të poshtëm, të mesëm dhe të sipërm.

Depozitimet e Oligocenit të poshtëm (Pg_3^1) - Depozitimet e Oligocenit të poshtëm në sipërfaqe përhapen pothuajse në gjithë zonën Jonike, duke marrë pjesë në ndërtimin e krahëve dhe periklinaleve të strukturave brenda vargjeve antiklinale e sinklinale. Këto depozitime kudo vendosen normalisht mbi shkëmbinjtë karbonatikë të Eocenit të sipërm. Në nën/zonën e Beratit ato përfaqësohen nga flishi i ashpër me vidhisje nënujore të shumta, të shoqëruara me olistolite gëlqerorësh me përmasa deri 200m-300m. Kjo dukuri ndodh kryesisht në jug lindje të sinklinalit të Përmetit. Në nën/zonën e Kurveleshit e më në perëndim, mbi depozitimet e flishit të hollë argjilo-ranor vijon normalisht flishi argjilo-ranor, me shtresa gëlqerorësh ritëm hollë-mesëm (prerjet e Kremenarës, Sopikut, Sarandës etj).

Depozitimet e Oligocenit të mesëm (Pg_3^2) - Depozitimet e Oligocenit të mesëm takohen në të tre nën/zonat tektonike (Beratit, Kurveleshit dhe Çikës), duke marrë pjesë në ndërtimin e krahëve të strukturave antiklinale dhe sinklinale. Në rajonet e pjesës qëndrore të zonës Jonike këto depozitime përfaqësohen nga flishi argjilo-ranor kryesisht ritëm mesëm me shtresa gëlqerori mikritik, biomikritik e turbiditik. Karakteristikë dalluese është

rritja e shtresave gëlqerorë nga lindja në perëndim jo vetëm si numër por edhe si trashësi dhe zvogëlimi i komponentit ranor. Ndërsa në nën/zonën lindore të zonës Jonike këto depozitime përfaqësohen nga flish ranoro-argjilor me vithisje nënujore e me shtresa të rralla gëlqerorësh.

Depozitimet e Oligocenit të sipërm (Pg_3^3) - Depozitimet e Oligocenit të sipërm kanë përhapje më të kufizuar në krahasim me ato të Oligocenit të poshtëm dhe të mesëm. Ato marrin pjesë në ndërtimin e vargjeve sinklinale dhe vazhdimeve veriore të nënzonave të Beratit dhe Kurveleshit. Në pjesën lindore, në vargun sinklinal të Përmetit përfaqësohen nga ndërthurje argjiloro-alevrolito-ranorë, me ranorë masivë, vithisje nënujore dhe më rrallë shtresa gëlqerorësh. Më në perëndim, duke filluar nga vargu sinklinal i Memaliajt e më në perëndim vërehet prania e bollshme e shtesave të gëlqerorëve biomikritike. Nga lindja në perëndim vërehet dhe rritja e numrit të horizonteve vithisëse.

Depozitimet e periudhës Neogjenike (N) - Në zonën Jonike, depozitimet neogjenike përfaqësohen me ato të Miocenit dhe të Pliocenit. Studimet e kryera lejojnë të veçohen depozitimet e kateve Akuitanian, Burdigalian, Langian, Seravalian,Tortonian.

Depozitimet e katit Akuitanian (N_1^1a-23-20Ma) - Depozitimet e Akuitanianit përhapen nga lugina e Drinosit në Memaliaj, Allambrez, Cacabez e më në veriperëndim, duke mbushur kryesisht vargjet sinklinale. Këto depozitime në pjesën e poshtme përfaqësohen nga ndërthurje ranorësh të trashë deri masivë me shtresa të holla argjilash e alevrolite. Në luginën e lumit të Drinos, gjithë trashësia e ranorëve masivë është përfshirë në Akuitanian. Më lart në prerje vazhdojnë ndërthurje flishore ranoro-argjilore ritëm hollë-mesëm me horizonte vithisëse. Në vargun e Shushicës takohen dhe shtresa gëlqerorësh detritikë me material terrigjen e mergele. Karakteristike për depozitimet e pjesës së sipërme është prania e argjilave mergelore, të cilat gradualisht shtohen në prerje.

Depozitimet e katit Burdigalian (N_1^1b-20-16Ma) - Në zonën Jonike depozitimet e Burdigalianit takohen në vargjet sinklinale të Memaliajt, Shushicës dhe të Dukatit si dhe në vazhdimin verior të vargjeve antiklinale. Depozitimet e Burdigalianit përfaqësohen nga ndërthurje paketash mergelore, argjila mergelore, ranorësh dhe shtresa gëlqerorësh lithothamnikë. Në pjesën e poshtme prerja karakterizohet nga ndërthurje të paketave ranorike me ato argjilo-alevrolitore dhe horizonteve vithisëse. Mbi këtë prerje vazhdojnë ndërthurje me predominim të mergeleve, të cilët ndërtojnë pako të fuqishme. Horizontet vithisëse, të cilët janë me karakteristike për pjesën e poshtme të Burdigalianit, përbëhen kryesisht nga përzierje e materialit argjilor e argjiloro-alevrolitor me copëra e blloqe ranorësh të flishit si dhe zaje të shumtë gëlqerorësh e me pak të shkëmbinjve magmatike. Në rajonet më lindore të zonën Jonike (Drinos-Memaliaj) drejt atyre perëndimore, Kurvelesh e Shushicë vihet re shtimi i horizonteve vithisëse.

Depozitimet e katit Langian (N_1^2l-16-14Ma) - Në zonën Jonike këto depozitime takohen në vargjet sinklinale të Memaliajt, Shushicës njëkohësisht dhe në vazhdimin verior të vargjeve antiklinale të Kurveleshit dhe të Beratit. Litologjikisht depozitimet e Langianit përfaqësohen nga ndërthurje paketash mergelore, argjilave-mergelore dhe shtresave të ranorëve e gëlqerorëve bioklastikë. Mergelet takohen, kryesisht në pjesën e poshtme të prerjes. Në nivelet më të reja ato zëvendësohen gradualisht prej argjilave-mergelore deri në argjila. Gëlqerorët janë me ngjyrë gri në bezhë me copëra ose gravelitë deri zaje në bazë dhe gradualisht drejt tavanit kalojnë në mikritikë e mergele.

Depozitimet e katit Seravalian (N_1^2s-14-11Ma) - Në zonën Jonike depozitimet e Seravalianit, përhapen në vargjet sinklinale, kryesisht në atë të Memaliajt dhe Shushicës. Ato takohen gjithashtu në pjesën veriore të vargjeve antiklinale të nënzonës së Kurveleshit dhe të Beratit. Prerja litologjike e depozitimeve të katit Seravalian përfaqësohet kryesisht nga alternime ndërmjet pakove të argjilave dhe ranorëve me linza e shtresa gëlqerorësh litotamnikë.

Depozitimet e katit Tortonian (N_1^3t-11-7Ma) - Në zonën Jonike këto depozitime takohen në vargun sinklinal të Memaliajt dhe Shushicës. Në vargun sinklinal të Memaliajt ato mbushin qendrat e sinklinaleve të Memaliajt e Ngjeqar-Roskovecit, qendrën e sinklinalit të Velçanit dhe krahët e disa rrudhave neogjenike nga Donofrosa në Urën e Kuçit. Këto depozitime i takon edhe në nën/zonën e Kurveleshit, por në sipërfaqe tepër të kufizuara. Nga ana litologjike, kryesisht depozitimet e Tortonianit në gjithë rajonet e zonës Jonike përfaqësohen nga ndërthurje midis pakove të trasha ranorësh me argjila-alevrolite.

II.2.4. Njësia e rrjedhjes dhe rrjetit ujor të poshtëm.

Kjo njësi ushtron aktivitetin në territorin e Shqipërisë dhe përshkruan njësinë e depresionit Peri Adriatik dhe strukturat gjeologjike përkatëse. Kjo njësi e ka shtrirjen e saj nga territori Poçemit deri në vijën bregore të detit Adriatik, ku ujërat e lumit të Vjosës janë derdhur dhe derdhen aktualisht.

Në segmentin e luginës së Vjosës, e cila përshkruan depozitimet Neogjenike të Ultësirës Pranë Adriatike, kemi praninë e kontributorit të lumit të Shushicës me luginën e tij që kalon përgjatë depresionit të sinklinalit midis nën/zonës së Kurveleshit dhe nën/zonës së Çikës dhe derdhet në rrjetin kryesor të lumit të Vjosës.

Rrjedhja e poshtme e luginës së lumit të Vjosës karakterizohet nga:

Sistemi Neogenik - N. Depozitimet e sistemit neogjenik përhapen në pjesën lindore dhe jug-perëndimore të rajonit dhe përfaqësohen nga depozitimet e seksioneve të Miocenit dhe Pliocenit. Ato përbëjnë bazamentin ku vendosen depozitimet e kuaternarit.

Seksionit Miocen - Pliocen N_1-N_2. Depozitimet e këtij seksioni janë të përfaqësuar me depozitime të nën/seksionit të mesëm dhe të sipërm dhe përkatësisht të kateve Serravalian dhe Tortonian.

Kati Serravalian -N_1^2S. Në sipërfaqe takohet në rajonin e kodrave të Zvërnecit nga Kepi i Triportit në jug deri tek Kepi i Dajlanit në veri. Në rajon nuk zhvishet e gjithë prerja, mungojnë pjesa e poshtme dhe maja e saj, kalimi për në depozitimet e katit Tortonian (për efekt të pranisë së shkëputjes tektonike).

Litologjikisht përfaqësohen nga pjesa e poshtme me ranore masive deri shtresë trashë të ndërthurur nga shtresa të holla argjilash alevritike e mergelore. Ranorët paraqiten kokrriz vegjël e mesëm, rrallë kokrriz trashë e me madhësi gravelitike. Kanë ngjyrë hiri, e vende vende me nuanca të murme. Këto depozitime përmbajnë konkrecione diskoidale me diametër 0,4-0,5 deri 1.5-2 m. Më sipër vijon normalisht pako e argjilave dhe alevrolitëve të ndërthurura me shtresa të rralla ranorësh. Argjilat paraqiten alevritike e karbonatike dhe që kalojnë në mergele e alevrolitë. Kanë ngjyrë të murme në të gjelbër, kompakte, shtresor të ndryshëm. Në pjesën e sipërme të kësaj pakoje vërehen shtresa ranorësh të shkrifët ngjyrë hiri, në të murrme e në të verdhë.

Kati Tortonian – N_1^3t. Takohet në pjesën me lindore të kodrave të Zvërnecit dhe pikërisht pranë fshatit Zvërnec. Kontakti me depozitimet e nënshtrira është tektonik. Prerja përfaqësohet nga pako e ranorëve dhe gëlqerorëve ranorë litotamnike me ndërshtresa argjilash. Ranorët paraqiten kokrrizë vogël, tepër karbonate, ndërsa gëlqeror-ranorët litotamnike janë tepër alevritike e argjilore. Këto nivele litologjike ndërthuren nga argjila tepër karbonatike që kalojnë në mergele.

Kati Messinian – N_1^3m. Depozitimet mesiniane dalin në sipërfaqe në strukturën e Panajasë dhe në lindje të qytetit të Vlorës ku dhe vrojtohet trashësia me e madhe e tyre. Prerja e plotë e tyre në sipërfaqe nuk zhvishet, por është e hapur nga puset e kërkimit të shpuar në këtë rajon. Përfaqësohen në pjesën e poshtme nga ndërthurje të ranorëve me argjila hiri në të kaltër, me shtresëzime të qarta. Në vijushmeri, më lartë vrojtohet prerja

gipsmbajtëse ku dallohen dy paketa gipsesh të ndara nga një pako argjilo-alevritikë. Prerja e Messinianit mbyllet me një pako argjilash e alevrolitesh me ndërshtresa ranorësh.

Seksioni Pliocenik – N_2. Përhapjen sipërfaqësore depozitimet e seksionit pliocenik e kanë në pjesën lindore të rajonit dhe janë të përfaqësuara litologjikisht në dy litofacie të emërtuara suita Helmesi dhe Rrogozhina.

Suita Helmasi – H_2^H -Takohet në sipërfaqe në strukturënn e Panajasë dhe kodrat e Aliban-Akërnisë. Shtrihet mbi depozitimet mesiniane herë herë me transgresion. Ato janë të përfaqësuara nga argjila masive, të hirta e me nuanca të kaltërta që përmbajnë shtresa ranore dhe thjerzë konglomeratësh sidomos në pjesën e poshtme të cilët paraqiten jo shumë kompakt. Në pjesën më të sipërme të prerjes shtohet prania e alevrolitëve dhe ranorëve gradualisht për të kaluar në suitën Rrogozhina.

Suita Rrogozhina - $N_2^{Rr.}$. Depozitimet e suitës Rrogozhina kanë përhapje të madhe në strukturën e Frakullës dhe Panajasë. Në rajonin e Panajasë depozitimet përfaqësohen nga ndërthurje të ranorëve të hirtë e verdhacake, të shkrifët, kokrriz vogël, me argjila karbonatike e alevritike dhe që vende vende kalojnë në mergele. Në rajonet e strukturës së Frakullës depozitimet e suitës Rrogozhina janë të përfaqësuar në pjesën më të poshtme nga pako ranoro-alevrolito-argjilore të cilat paraqiten shtresore me trashësi të ndryshme deri dhe masive. Në rastin e ranorëve masive dallohen kalime për në gravelite e deri në konglomerate, por rrallë.

II.2.5. Roli i tektonikës së vonshme dhe neotektonikës ne individualizimin e Basenit Ujëmbledhës të Lumit të Vjosës.

Baseni ujë mbledhës i Lumit të Vjosës si rezultat i tektonikës së vonshme dhe neotektonikën përfshihet në lëvizjet dhe elementët morfostrukturore, të shfaqura në periudhat më të vonshme gjeologjike, me të cilën lidhet formimi i relievit të sotëm, me blloqe të larta malore dhe gropa ose ultësira ndarëse midis tyre, në shumicën e rasteve në trajtë vargmalesh antiklinale të ndara nga lugina sinklinale, si dhe me thyerje aktive, që bëhen shkas për lindjen e tërmeteve. Tektonika e vonshme e ka fillimin në Miocen të mesëm, ndërsa neotektonika i takon harkut kohor kryesisht plioceniko-kuaternar.

Deshmi të aktivitetit tektonik të vonshëm dhe neotektonik janë sipërfaqet e sheshimit dhe shpatet e thepisura midis tyre në blloqet malore, tarracat lumore. Lëvizjet kontraste neotektonike kanë çuar në formimin e shumë shkëputjeve të reja plio-kuaternare, në shumicën e rasteve aktive, të reflektuara edhe në reliev, që ndajnë blloqet antiklinale nga ato sinklinale. Lëvizjet kontraste neotektonike kanë çuar në ngritje të fuqishme duke formuar relieve të larta malore, në disa raste mbi 2000m, të ndërprera nga lugina të thella me shpate të thepisura, në disa raste edhe me taraca lumore të karakterit eroziv ose erozivo-akumulativ, të vendosura në lartësi të ndryshme.

Sipas Hartës Neotektonike të Shqipërisë në shkallë 1:200 000 (Aliaj, etj. 1996) dhe monografisë shoqëruese në Shqipëri janë dalluar dy treva me regjime të ndryshme neotektonike: treva e jashtme dhe treva e brendshme.

Baseni ujë mbledhës i Lumit të Vjosës, shrirjen më të madhe e ka në trevat e jashtme që i përket zonës tektonike Jonike. Ajo karakterizohet nga lëvizje të fuqishme shtypëse parapliocenike (sidomos në Miocen të mesëm), që deformuan rajonin në struktura antiklinale dhe sinklinale, me shtrirje juglindje-veriperëndim, të grupuara në trajtë nënzonash dhe vargjesh (ose linja), të ndara në shumicën e rasteve me shkëputje tektonike mbihipëse, deri mbulesore dhe me zhvendosje të masave drejt perëndim-jugperëndimit, për shkak të shtypjeve të shkaktuara nga afrimi i pllakave ose mikropllakave.

Gjatë etapës së mësipërme neotektonike, në këtë trevë, u krijua ansambli morfostrukturor në trajtën e vargjeve të larta malore, me lartësi deri 2000-2500m. (Nemercka, Tomorri, Cika, etj), që ngrihen mbi strukturat antiklinale me gëlqerore

mesozoike e të Paleocen-Eocenit, që u përfshinë nga ngritja intensive dhe në lugina ndarëse sinklinale me reliev të ulët dhe kodrinor midis tyre, të përbërë nga flishet dhe flishoidet terrigjene të Oligocen-Miocenit të poshtëm-mesëm, që u përfshinë nga lëvizje të dobëta dhe mesatare ngritëse. Luginat sinklinale janë asimetrike pranë kontaktit me blloqet malore antiklinale mbihipëse. Mbi krahun lindor të tyre, përmes shkëputjeve mbihipëse, ngrihet krahu perëndimor i antiklinaleve, që është tepër i thepisur, me gjeodinamike të sotme aktive, me brekçe të shumta gravitative ose të shpatit dhe përroska erozive aktive. Krahu perëndimor i luginave sinklinale ose ai lindor i vargjeve malore antiklinale është më i qetë, me pjerrësi më të butë, përjashto rastet kur rënia e shtresave bëhet më e madhe, ose kur ka shkëputje ose prapahipje (back-thrust).

Kontrasti në reliev midis vargjeve malore dhe i luginave sinklinale është më i theksuar midis vargjeve antiklinale të Beratit, Kurveleshit e Çikës- Tragjasit dhe vargjeve ndarëse sinklinale të Memaliajt dhe Shushicës. Ngritja e shpejtë e strukturave antiklinaleve i ka pasqyruar ato në një reliev të lartë formacionet karbonatike, pasi është eroduar flishi sipër tyre. Këto ngritje janë reflektuar edhe në zonat e fleksurave ose thyerjeve tërthore si ajo e Vlorë-Tepelenës, përgjatë së cilës relievi i lartë malor në jug të tyre thyhet përnjeherësh në veri për shkak të zhytjes së fortë të gëlqerorëve nën flishet terrigjene oligocenike. Kështu në trevën e jashtme dallohen disa njësi ose sektorë me regjime të ndryshme të tektonikës së vonshme dhe neotektonike:

1-Sektorët me rregjim në ngritje intensive e të vazhdueshme e shoqëruar me ripërtëritje edhe të kompresorëve sipas mbihipjeve të themeluara pas rrudhosjes intensive në Miocen të poshtëm e të mesëm. Këtu bëjnë pjesë vargjet malore, të ngritura mbi brezat antiklinale gëlqerore: Nemerçkë – Dhembel - Trebeshinës, të Lunxhëri - Buretos, të Kurveleshit, të Çikë Tragjasit, etj, të cilat në shumicën e rasteve karakterizohen me relieve të larta malore.

2-Sektorë me ngritje mesatare deri të dobët, të vendosura mbi brezat sinklinale, me relieve të ulët e kodrinore në trajtë luginash ndarëse, midis vargjeve antiklinale, si psh. lugina e Drinosit dhe ajo e Shushicës, e Vjosës në Përmet, etj, të përbëra nga flishet dhe flishoidet. Gjatë Miocenit të mesëm në tërësi vërehen ulje e ngritje intensive, por në kuadrin regjional dallohet ulja e fuqishme e pjesës veriore të zonës Jonike, e shprehur me formimin e Ultësirës Adriatike dhe mbushjen e saj me mollaset e Seravalianit e më të reja, të cilat në buzët me orogjenin e zonës Jonike e Kruja, vendosen transgresivisht mbi depozitimet më të vjetra.

Kapitulli II.3. SEDIMENTOLOGJIA E DEPOZITIMEVE TË KUATERNARIT DHE DEPOZITIMEVE TË SOTME TË LUGINËS DHE DELTËS SË LUMIT VJOSË.

II.3.1. Depozitimet e mjedisit Akullnajor dhe taracat lumore gjatë periudhës së Kuaternarit të basenit të mjedisit lumor të Vjosës.

II.3.1.a. Depozitimet e mjedisit Akullnajor.

Aktiviteti akullnajor gjatë epokës së Pleistocenit (të periudhës së Kuaternarit) ka transformuar regjimin e rrjedhjes dhe të sedimenteve të ngurta në një sërë sistemesh lumor në rajonin e Mesdheut. Vargjet malore të Mesdheut i janë nënshtruar disa herë akullnajizmit gjatë periudhës së Kuaternarit. Depozitimet akullnajore regjistrojnë akullnajizimin gjatë Pleistocenit të mesëm, mundet edhe pak më përpara, dhe kanë vazhduar me depozitime më të reja që datojnë të stadit të fundit të ftohet (stadi Wurmienit) dhe të Holocenit. Ndërsa në kohën e tanishme egzistojnë vetëm një numër i kufizuar cirqesh dhe luginash akullnajore, procese periakullnajore që janë gjithmonë aktive dhe paraqesin një process gjeomorfologjikë të rëndësishëm në rajonet e larta malore. Në disa rajone aktiviteti akullnajor dhe periakullnajor gjatë periudhës së Kuaternarit kanë formuar peisazhe erozionale dhe depozitime që janë ruajtur shumë mirë. Si pasojë, proceset akullnajore dhe periakullnajore të shoqëruar me sistemet lumore, mund të konsiderohen si një pjesë integrale e gjeomorfologjisë së zonave të larta të territorit të Mesdheut.

Studimet e kryera në rajonin Veri-Perëndim të Greqisë (*Lewin J. Maclin G.M., Woodward C.J., 1991)* kanë treguar kontraste kuptimplotë të volumit të akullit dhe të zgjatjes kohore midis stadit të një klime të ftohtë gjatë Pleistocenit të mesëm dhe atij të sipërm. Këto kantraste kanë modifikuar për një kohë të gjatë ujin e shkrirë të akujve dhe kushtet e furnizimit me sedimente në basenin lumoro-akullnajor. Studimet në basenin e lumit Voidomatis përfaqësojnë të dhëna të sakta për përcaktimin e epokës së Pliocenit të mesëm dhe të sipërm (ku janë realizuar mbi 40 datime radiometrike), për mjedisin e aktivitetit akullnajor dhe lumor.

Përsa më sipër, autorët e cituar më sipër, kanë propozuar një model të përgjigjes afatgjatë të lumit ndaj akullnajës për basenin e lumit Voidomatis që mund të ketë domethënie më të gjerë për basenet e pjerrët në Mesdhe. Transporti dhe depozitimi i sedimenteve lumore kokërr mëdha gjatë Pleistocenit të Sipërm u kushtëzua fuqimisht nga akullnajat e mëdhaja të Pleistocenit të Mesëm të MIS 12 dhe MIS 6. Akullnajat ishin shumë më të vogla. Gjatë fazës së fundit të ftohtë (MIS 5d në 2), përmbytjet e ujit të shkrirë akoma i butë dominuan fluksin e sedimenteve në suspesion gjatë gjithë kësaj periudhe.

Në mënyrë unike, baseni i lumit Voidomatis përmban sedimente të imëta të ujërave të ëmbla që regjistrojnë kalimin midis kushteve akullnajore dhe ndër-akullnajore në rajonin e Mesdheut në fund të fazës së fundit të ftohtë. Është një përcaktim unik, ky interpretim, për basenin lumor të Voidomatis që përmban sedimente të ujërave të butë me grimca të imëta dhe që regjistrojnë kalimin midis kushteve të mjedisit akullnajore dhe ndër akullnajore në rajonin e Mesdheut të stadit të fundit të klimës së ftohtë.

Të dhënat mbi burimet e sedimenteve që vijnë nga depozitimet e ujërave të ëmbla tregojnë një riorganizim relativisht të shpejtë hidrologjike dhe kushteve të furnizimit me sedimente në basenin e pjerrët midis segmentit kohor rreth 200 dhe 171.7 mijë vjetësh.

Këto depozitime lejuan të eksplorohet për herë të parë historia e përmbytjeve dhe dinamikës së burimeve të sedimenteve në suspension gjatë kësaj periudhe. Përdorimi i gjurmëve sasiore të sedimenteve në studimet paleo fluide ka çuar në një kuptim më të mirë të dinamikës afatgjatë të baseneve të pjerrët që nuk janë arritur akoma nga përdorimi i teknikave konvencionale.

Studimet e detajuara dhe hartografimi gjeomorfologjik në vargun malor të Pindit, në territorin e Greqisë (Philip D. Hughes 2004) kanë identifikuar praninë e madhe të depozitimeve Kuaternare akullnajore dhe të aktivitetit ndër akullnajor. Sekuencat depozituese akullnajore dhe ndër akullnajore janë nën ndarë sipas procedurave të stratigrafise absolute. Në rajonin e Malit Smolikas, janë evidentuar katër unitete morfologo-litostratigrafike në një formacion lugine të cirkut akullnajor, ndërsa në rajonin e Malit Tymphi dhe Malit Vasilitsa janë evidentuar një maksimum të tre uniteteve në një formacion lugine të cirkut akullnajor. Këto të dhëna janë interpretuar si përfaqësuese të katër fazave akullnajore dhe ndër akullnajore në Malin Smolikas dhe tre fazave në Malet e Tymphi dhe Vasilitsa.

Kronologjia e sekuencave akullnajore dhe ndërakullnajore janë përcaktuar duke përdorur teknikat radiometrike dhe moshës relative. Mosha e depozitimeve akullnajore në rajonin e Malit Tymphi është përcaktuar më e madhe se 350000 vjet. Në depozitimet e luginave të lartësive mesatare, mosha e ketyre depozitimeve korespondon me fazën e fundit ndër akullnajore në Greqi (127-111000 vjet BP). Sekuencat depozituese të Malit Smolikas përfaqësojnë aktivitetin akullnajor dhe ndër akullnajor dhe i përkasin ciklit të fundit akullnajor (14-10000 $_{14}$C vjet BP).

Në teritorin e Shqipërisë, gjeografi italian Roberto Almsgia (1918) dhe gjeologu Polak Ernest Nowack (1921), në raportet e para përshkruajnë fenomenin e pranisë së mjedisit akullnajor. Në punimet e mëvonshme, Louis (1926) ka dokumentuar prova të detajuara të akullnajizimit në vargun malor të Nëmënçkës (2495m), në kufi me Greqinë, dhe në malin e Lunxherisë (2200m) në jug-perëndim të qytetit të Gjirokastrës. Dëshmi dhe fakte të tjera janë identifikuar edhe në zonën verilindore dhe veriore të Shqipërisë, ku Palmentola et al. (1995) gjithashtu kanë gjetur praninë e depozitimeve akullnajore në lartësitë mbi 1700m të ndodhura në zona akullnajore me shtrirje më të madhe. Ata kanë sugjeruar se këto depozitime akullnajore mund të jenë të një moshe pas akullnajizimit të Wurmianit të vonshëm.

II.3.1.b. Depozitimet tarracore të mjedisit lumor në rrjedhën e sipërme dhe të mesme të lumit Vjosa.

Studimet e realizuara në lidhje me morfologjinë dhe kronostratigrafinë e tarracave lumore për lumenjtë e Shqipërisë dhe Greqisë Veriperëndimore janë realizuar nga sintetizimi i të dhënave të reja kronostratigrafike (Woodward J.C., 2001, 2008; Hamlin R.H.B., 2000; Hughes P.D. 2004; Lewin J., 1991). Koha e formimit për njëmbëdhjetë nivelet tarracore është përcaktuar në interval prej 200 mijë vjet në një kornizë koherente rajonale. Parë në konteksin e përcaktimeve të moshës përkatëse të niveleve të taracave të identifikuara, janë evidentuar:

- Dy tarraca lumore të Epokës së Holocenit **(T1 dhe T2);**
- Shtatë tarraca rajonale (**T3 deri T9**) të formuara deri në epokën e fundit të akullnajzimit (faza Tymphian);
- Tarraca **T10** datohet midis intervalit kohor 100 dhe 122 mijë vjet;
- Mosha minimale për tarracën më të vjetër **T11** përcaktohet 188.84 ± 18.54 mijë vjet, ndërsa mbetjet e tarracave më të vjetra ndoshta janë mbi 350 mijë vjet.

Në basenin e Lumit të Vjosës në territorin e Shqipërisë janë identifikuar reth 11 nivele taracash regjonale dhe vendosen vertikalisht gjatë gjithë gjatësisë së 6 lumenjeve kryesor

të Shqipërisë (Vjosa, Devolli, Osumi, Shkumbini, Erzeni, Mati), ndër të cilët, në Lumin e Shkumbinit dhe Devollit paraqesin një evidentim të plotë të 10 niveleve taracore (Aliaj et al. 2000, Woodward et al. 2001, 2008, Koçi 2007, Lewin et al. 1991, Carcaillet et al. 2009, Guzmán 2013). Shumica e niveleve më të vjetra kanë një trashësi 8-30m., ndërsa nivelet më të reja kanë një trashësi më të vogël (1-5m). Mosha e përcaktuar e këtyre niveleve evidenton se këto nivele kanë një moshë më të re se 300 mijë vjet.

Moshat e përcaktuara të taracave lumore në basenin e Lumit të Vjosës janë koherente me korelimin e moshave të tarracave lumore klimaterike të dokumentuara në një zonë të gjerë të Mesdheut. Mosha e nivelt T2 (8.2ka) përkon me një ngjarje klimaterike globale të ftohtë në Mesdheun oriental.

Depozitimet taracore në luginën e Vjosës janë të përhapura gati në të gjithë gjatësinë e saj dhe takohen disa tipe gjenetike depozitimesh, të cilat janë identifikuar në depozitimet Kuaternare të rrjedhjes së sipërm dhe pjesërisht ato në rrjedhjen e mesme (Oswaldo et. al., 2013).

Tipet gjenetike më të përhapura të depozitimeve Kuaternare janë ato aluviale e proluviale, depozitime të shpatit dhe të fundit të shpatit (glaciale).

Depozitimet aluviale më të vjetra janë të përqëndruara në disa nivele tarracore në rrjedhjen e sipërme dhe pjesërisht të mesme në luginën e Vjosës dhe janë koreluar me ekuivalentet e datuara të niveleve taracore të lumit të Voidomatis (rrjedhja e sipërme e lumit të Vjosës në territorin e Greqisë.

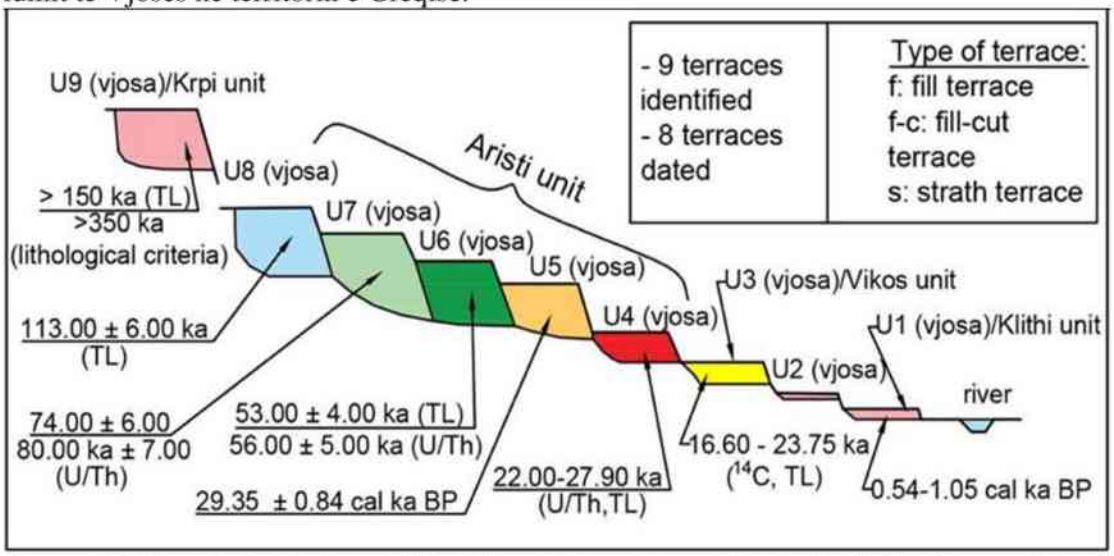


Figura II.3.1.1. Korelimi dhe unifikimi i niveleve taracor të Lumit të Vjosës me datimet kronostratigrafike të kryera në nivelet taracore të Lumit Voidimatis (degë e lumit Aoos-Vjosë), rrjedhja e sipërme në teritorin e Greqisë (Modifikuar nga Lewin et. al., 1991; Hamlin et. al., 2000; Woodward et. al., 2001. Indeksi i taracave të lumit të Vjosës është shënuar me gërmën U).

Niveli i parë dhe më i vjetër, takohet në formë fragmentesh në Qilarishte, Zleush dhe Kaludh. Karakteristikë e këtij niveli është se në vendin ku ai takohet ruhet mirë dhe është i çimentuar. Trashësia e tij nuk është e madhe dhe luhatet në 1-5 m. Përbërja litologjike ndryshon nga njëri pozicion në tjetrin. Në fragmentet që takohen në Kuqar, Zleushe e Kaludh lartësia e tyre nga niveli i lumit aktual luhatet në 160-165m. Ky nivel më dukshëm takohet në Kuqar. Depozitimet bëhet nga copat ranorike (flishore) 34-45%, copat gëlqerore 35-40% dhe ato magmatike në masën 15-25%. Copat në përgjithësi janë të rrumbullakosura me përmasa mesatare e të mëdha. Ky nivel duke e koleruar me nivelet tarracore të lumit Osum përkon me nivelin e parë tarracor të tij (140 m mbi nivelin aktual të lumit), që daton me moshë mbi 100000 vjeçare (para Wurmianit).

Niveli i dytë. Depozitimet e nivelit të dytë nuk i ndeshim në sektorin nga kufiri shqiptar deri në Petran. Ato takohen në mënyrë sporadike në hapësirën Petran-Kuqar Niveli i dytë ruhet mirë në hapësirën Kuqar deri pranë rrugës nacionale Përmet-Këlcyrë. Ky nivel ndodhet 94 m nga niveli aktual i lumit dhe trashësia arrin deri në 10 m. Ky nivel ndërtohet nga zaje e konglomerate me madhësi mesatare ku predominojnë ato flishore e gëlqerore, ndërsa ato magmatike takohen shumë rrallë. Kështu që, niveli i dytë duhet të jetë me moshë 50000 – 60000 vjeçare.

Niveli i tretë. Në luginën e lumit Vjosa depozitimet e nivelit të tretë takohen me ndërprerje në të dy anët e saj, në segmentin nga Kaludhi deri në Kuqar. Në rrjedhjen e sipërme në hapësirën Çarçovë-Këlcyrë ky nivel ndeshet i ruajtur shumë mirë pranë fshatit Gjinkar, në anën e majtë të Vjosës. Ky nivel në këtë pozicion zhvishet mirë pranë një kthese të lumit dhe ndodhet gati i bashkuar me nivelin më poshtë, por që dallohet prej tij nga lartësia e bazës. Ky nivel ndodhet 45 - 67 m nga niveli aktual i lumit. Trashësia e depozitimeve është shumë e ndryshueshme nga 1-2 m në 6-7 m, në përgjithësi janë të çimentuara. Zajet janë me madhësi mesatare, ku predominojne ato karbonatike e flishore, ndërsa zajet magmatike përbëjnë 10-15%. Përhapje të konsiderueshme kanë depozitimet e nivelit të tretë dhe në pjesën perëndimore të qytetit të Përmetit. Gjithashtu pranë bazës takohen dhe blloqe gëlqerore me madhësi të ndryshme, një nga të cilët ka madhësi të konsiderueshme (olistoliti 'Guri' i Përmetit). Niveli i tretë duhet të jetë me moshë rreth 40000 vjecare.

Niveli i katërt - është niveli me përhapje më të madhe se të parët. Ky nivel takohet me ndërprerje nga Çarçova deri në Pocem. Më shpesh takohet në segmentin Çarçovë-Këlcyrë. Në këtë segment ky nivel takohet në të dy anët e lumit Vjosa, por më shpesh e takojmë në anën e majtë dhe nga Petrani deri në Këlcyrë. Nga Këlcyra deri në Dragot ky nivel nuk takohet por shfaqet përsëri nga Tepelena në Memaliaj dhe vazhdon me ndërprerje deri në Poçem.Trashësia e këtij niveli luhatet në 2-3 m, baza e tyre është e rrafshët dhe ndodhet 23 m nga niveli aktual i lumit. Ky nivel kolerohet me një nivel që është takuar në lumin e Voidomatis, degë e Vjosës jashtë territorit tonë që ndodhet në lartësinë 26 m, nga shtrati i lumit dhe ka rezultuar me moshë 24 000±2 600 deri në 28 200±7 000 vjet. Bazuar në këto të dhëna niveli i katërt tarracor në lumin Vjosa duhet të ketë moshë rreth 30000 vjecare.

Niveli i pestë - Depozitimet aluviale që ndërtojnë nivelin e pestë janë mjaft të përhapura, si në shtrirje ashtu edhe në thellësi. Në shtrirje ato takohen përgjatë gjithë luginës dhe ndërpriten vetëm në sektorë të veçantë si në sektorin Draçovë-Petran, Kuqar, në grykën e Këlcyrës takohen me ndërprerje. Në gjerësi (tërthor luginës) përhapje më të madhe kanë në krahun e djathtë ku në disa raste gjerësia shkon nga disa metra deri 1000-1200 m. Në Këlcyrë trashësia e depozitimeve të nivelit të pestë shkon nga disa metra deri në 50-60 m, në Piskovë nga 2-3 m në 40-50 m, në Kosinë deri 70-80m. Karakteristikë dalluese e aluvioneve që ndërtojnë nivelin e pestë është se janë shumë të çimentuara dhe kanë pamje konglomerati, ndërkohë çimentimi dobësohet në pjesën e sipërme. Niveli i pestë ndërtohet nga popla e zaje dhe guraleca me përmasa 1-2 cm deri në 20-25 cm në raste të rralla me përmasa të mëdha, predominojne zajet me përmasa 2-10 cm. Në këtë nivel, në ndryshim nga nivelet e mësipërme mbizotërojnë copat gëlqerore e magmatike, pastaj renditen dhe ato flishore. Në disa raste, brenda depozitimeve të nivelit të pestë si në Piskove, Këlcyrë e Mezhgoran takohen copa e blloqe të mëdha me përbërje ranorike, pak të rrumbullakosura. Kjo dukuri është rezultat i ndërthurjes së veprimtarisë aluviale të lumit me ato proluviale të përrenjve. Në përfundim moshat e niveleve të pestë në lumin Vjosa duhet të jenë rreth 16000- 18000 vjecare.

Depozitimet aktuale të luginës aktuale përfaqësojnë sedimente me përbërje petrografike dhe spektër granulometrik të llojeve shkëmbore që ka gërryer, transportuar

dhe depozituar gjatë gjithë historisë së aktivitetit të lumit të Vjosës në basenin përkatës ujë mbledhës të tij. Formacionet shkëmbore që ndërtojnë basenin ujë mbledhës përfaqësohen në përqindje: formacionet magmatike 0.7%, formacionet karbonatike 25%, formacionet flishore, mollasike dhe kuaternare 74%. Sedimente dhe depozitimet e Kuaternarit përfaqësohen në raporte të ndryshme, përgjatë gjithë gjatësisë përkatëse të Lumit të Vjosës nga lloje, dimensione, granulometri, rumbullakësi shkëmbore magmatike, karbonatike, flishore, flishoidale dhe mollasike. Vlerësimi sedimentologjik i llojeve shkëmbore dhe karakteristikave përkatëse i luginës aktuale është realizuar në 15 stacione (Xhemali. Xh., Daja Sh.2000). Në rrjedhjen e sipërme stacioni V1 (Vllaho Psillotera; në rrjedhjen e mesme stacioni V2(Bual), V3 (Këlcyrë), V4 (Dragot), V5 (Tepelenë), V6(Vasjar), V7 (Kalivaç), V8 (Poçem); dhe në rrjedhjen e poshtme stacioni V9 (Romes), V10 (Urra e Mifolit). Gjithashtu janë realizuar stacionet V11(Paleokastër - L. Kardhiqit), V12 (Urra e Subashit - L. Drinos), V13 (Urra e Bençës - L. Bençës), V14 (Urra e Gjormit-L. Shushicës), V15 (Drashovicë - L. Shushicës). Stacioni V16, përfaqëson sedimentet e litoralit rëror aktual të Deltës së Vjosës.

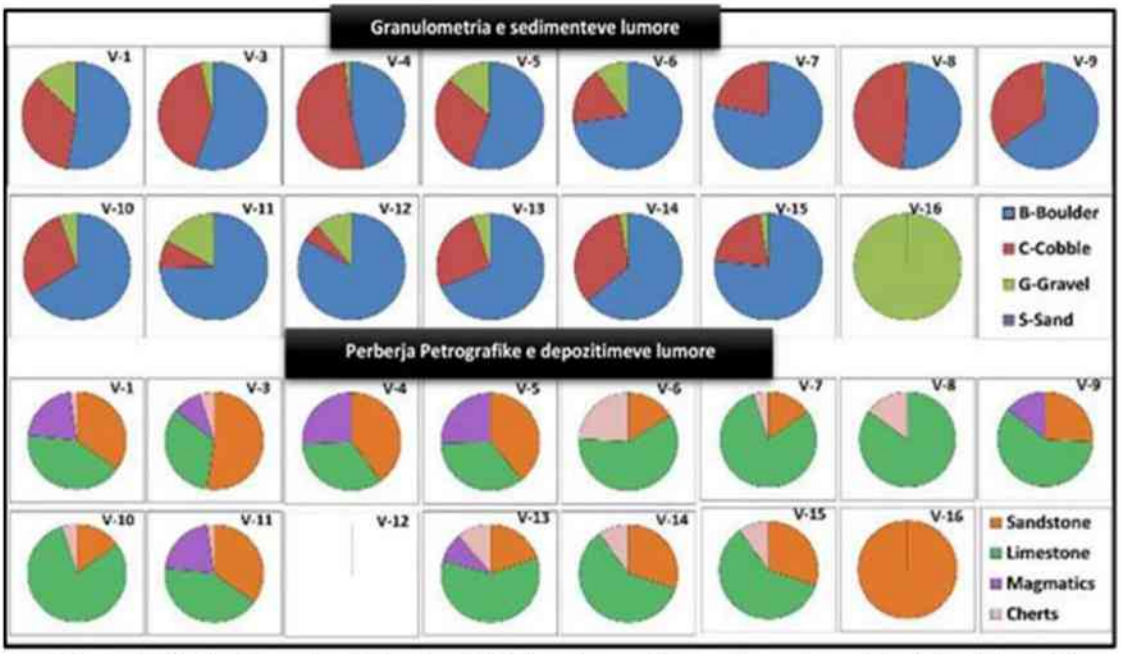


Figura II.3.1.2. Granulometria dhe përbërja petrografike e sedimenteve në luginën aktuale të Lumit Vjosa (Xhemali. Xh., Daja Sh., 2000).

II.3.2. Analiza sekuenciale sedimentologjike e depozitimeve të mjedisit detar dhe deltaik gjatë periudhës së Kuaternarit (Pleistocen dhe Holocen) dhe të sotme në rjedhjen e Poshtme të Lumit të Vjosës.

Depozitimet kuaternare dhe ato aktuale kanë një zhvillim gjatësor (V-J) prej 225 - 230 dhe një shtrirje prej 30 - 60 km në zonën kontinentale të Hapësirës bregdetare shqiptare. Ato janë shpërndarë kryesisht në depresionin Velipojë-Lezhë-Patok-Ishëm, zonën e ulët të Gjirit të Lalzit, depresionin Durrës-Vlorë, zonat e faneve aluvionale dhe ultësirat bregore midis Vlorës dhe Sarandës.

Depozitimet e kuaternarit të rajonit të marrë në studim, janë pjesë e zonimit gjenetik të hapësirës bregdetare Shqiptare Adriatike, dhe të depozituara në njësinë e Ultësirës Neogjenike Adriatike.

Aplikimet e para, të analizës sekuenciale sedimentologjike për depozitimet e Kuaternarit janë realizuar (Durmishi C. etj., (2005, 2010) në studimin e rajonit të Velipojës (delta dhe litorali i Lumit të Bunës, (figura II.3.2.2), rajonin Shëngjin-Lezhë-Laç (delta dhe litorali i lumenjve Drin, Mat, Ishëm (figura II.3.2.1)), në ultësirën grabenore të rajonit të Mursisi-Xarrë-Butrint dhe deltën e Lumit Pavllo.

Ky studim është realizuar në modelimin gjeo-elektrik të matjeve elektrometrike, për identifikimet dhe dëshifrimin litologo-faciale-sedimentologjike, identifikimin e bazamentit të depozitimeve Kuaternare, si dhe përcaktimin dhe përgatitjen e hartave gjeo-elektrike të facieve litologjike, format gjenetike të trupave sedimentar, sekuencat dhe megasekuencat depozituese.

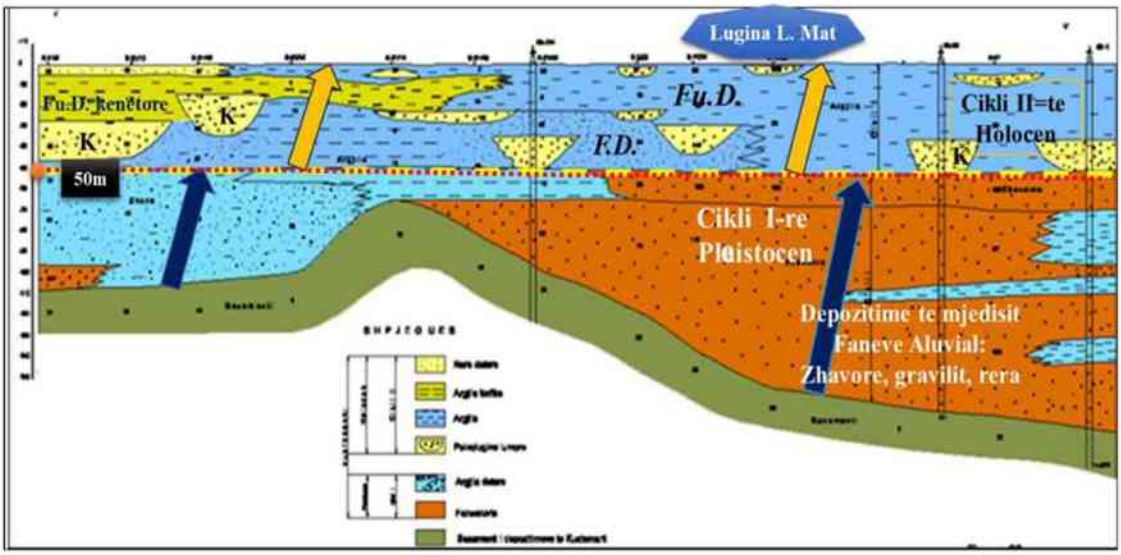


Figura II.3.2.1. Profili Sedimentologo-Gjeofizik i depozitimeve të Kuaternarit në rajonin: Lezhë-Milot-Patok-Ishëm (Durmishi et.al., 2005; 2010).

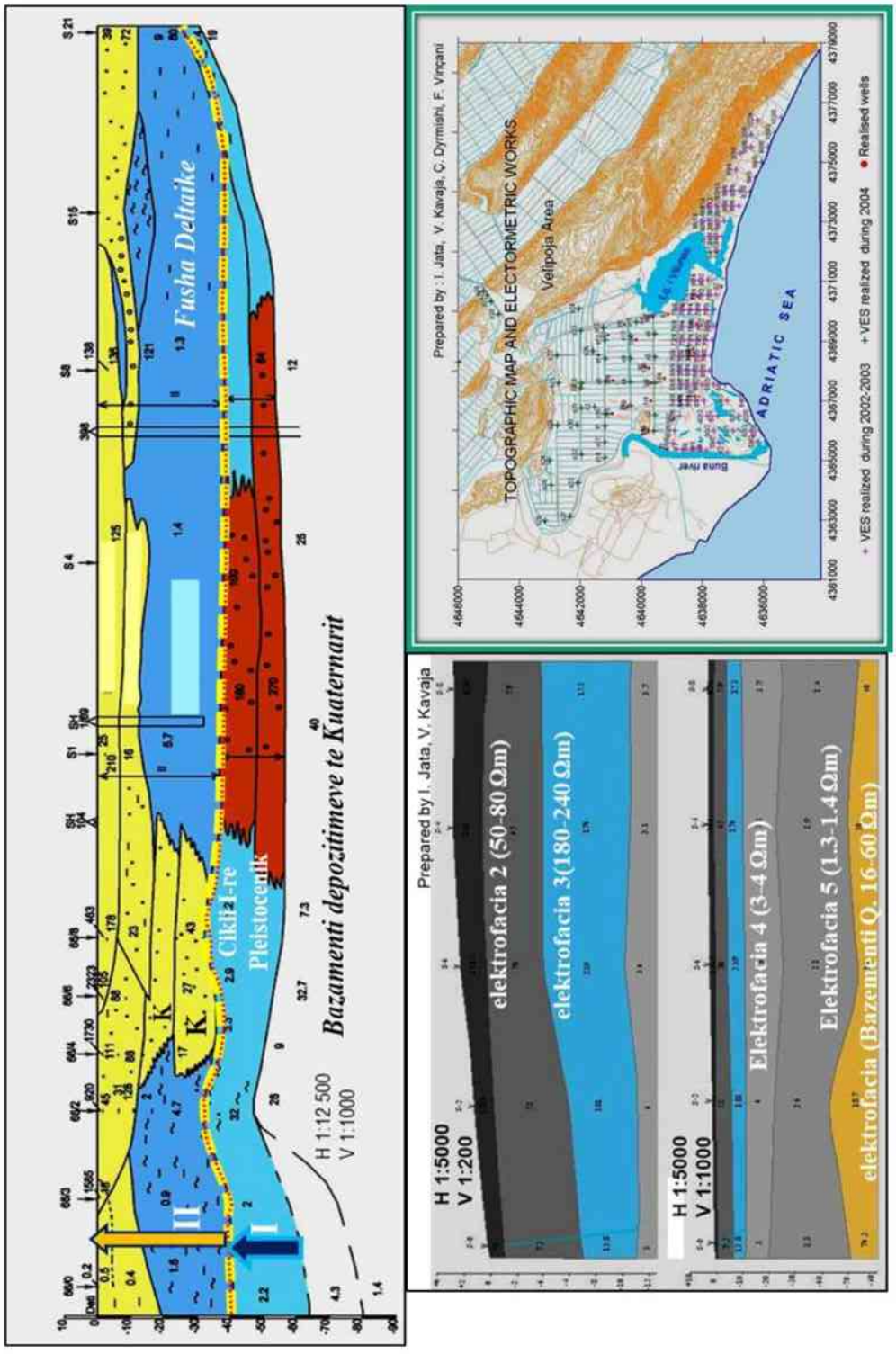


Figura II.3.2.2. Profili Elektro/Sedimentologo-Gjeofizik (Sondim Elektrik Vertikal - SEV) i depozitimeve të Kuaternarit në rajonin e deltës së lumit Bunë, Velipojë. (Durmishi C., etj., 2005, 2008).

II.3.2.a. Analiza sekuenciale sedimentologjike e depozitimeve të mjedisit detar dhe deltaik gjatë periudhës së Kuaternarit (Pleistocenit dhe Holocenit) dhe depozitimeve aktuale në rajonin e deltës dhe litoralit të Lumit Vjosë.

Për aplikimin e analizës sekuenciale sedimentologjike për rajonin e marrë në studim u shfrytëzuan dokumentimet gjeologjike të mbi 100 shpimeve të kryer në intervale të ndryshme kohore për qëllime hidrogjeologjike në shkallën 1:2500 (Lula et.al., 2001) dhe ekspeditave në terren për depozitimet e sotme të zonës së litoralit bregore dhe mjedisit aktual deltaik.

Mbi bazën e dokumentimit litologjikë të kolonave të puseve të shpuar (si e vetmja mundësi që mund të analizonim) u ndërtuan dhe u realizuan pikat e mëposhtme:

- Kolonat sedimentologjike të puseve përkatës në shk. 1: 1000,
- Identifikimi sekuencave reale,
- Identifikimi i formave gjenetike të trupave sedimentar: format gjenetike Kanalore dhe të Bareve, bazuar në sekuencat e parametrit litologjik dhe të trashësive përkatëse.
- Identifikimi i Megasekuencave dhe shkallëzimeve përkatëse, cikleve të sedimentimit në vertikalitet dhe bashkëlidhja e tyre në horizontalitet.
- Ndërtimi i profileve sedimentologjik perpendikular me drejtimin e ardhjes së sedimenteve dhe depozitimit në funksion të gjeometrisë dhe dinamikës së zhvillimit të mjediseve dhe nën/mjediseve përkatës si në verikalitet dhe në horizontalitet.
- Identifikimi i cikleve regjonal të dinamikës dhe hidrodinamizmit dhe bashkëlidhja sedimentologjike e Megaskuencave depozituese.
- Parashikimi dhe identifikimi i kufirit sedimentologjik (trasgresionit Holocenik) të depozitimeve të Pleistocenit me depozitimet e Holocenit.

- **Ndërtimi i hartave mbi bazën e kritereve sedimentologjik:**
  - **a.** Harta e trashësisë totale të depozitimeve të Kuaternarit dhe evidentimi i depoqendrave të parametrit të trashësisë së depozitimeve;
  - **b.** Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavorreve + rërave në intervalin >80metra dhe evidentimi i depoqendrave të parametrit të trashësisë;
  - **c.** Harta e trashësisë së termit litologjik të zhavorreve në intervalin 0-80 metra;
  - **d.** Harta e trashësisë së termit litologjik të zhavorreve në intervalin 0-50 metra;
  - **e.** Harta e trashësisë së termit litologjik të zhavorreve në intervalin 50-80 metra ;
  - **f.** Harta e trashësisë së termit litologjik të rërave në intervalin 0-80 metra;
  - **g.** Harta e trashësisë së termit litologjik të rërave në intervalin 0-50 metra;
  - **h.** Harta e trashësisë së termit litologjik të rërave në intervalin 50-80 metra;
  - **i.** Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavorreve + rërave në intervalin 0-80metra;
  - **j.** Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavorreve + rërave në intervalin 0-50 metra;
  - **k.** Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavorreve + rërave në intervalin 50-80 metra.



Figura II.3.2.3. Konturet fiziko-gjeografike të Deltës së Lumit të Vjosës dhe kufizimet në Jug me Litoralin e Gjirit të Vlorës në Veri me konturet e Deltës së Lumit të Semanit dhe në Lindje me ekosistemin Kodrinor të strukturave Neogjenike.



Figura II.3.2.4. Zonat e kryerjes së punimeve në terren. Ekosistemet përbërëse të deltës së lumit të Vjosës: 1. Ekosistemi kodrinor Neogjenik. 2. Fusha deltaike. 3. Kordonet rëror dunor të vijave bregore të hershme dhe të mbjellë me Pisha. 4. Litorali rëror i krahut të djathtë të grykëderdhjes së lumit - Fronti deltës. 5. Zona bregore dhe plazhi rëror. 6. Laguna e Nartës. 7. Lugina e abondonuar 'Lumi vdekur'. 9.Grykëderdhja aktuale e lumit. 10.Nën/mjedisi i Pro deltës.

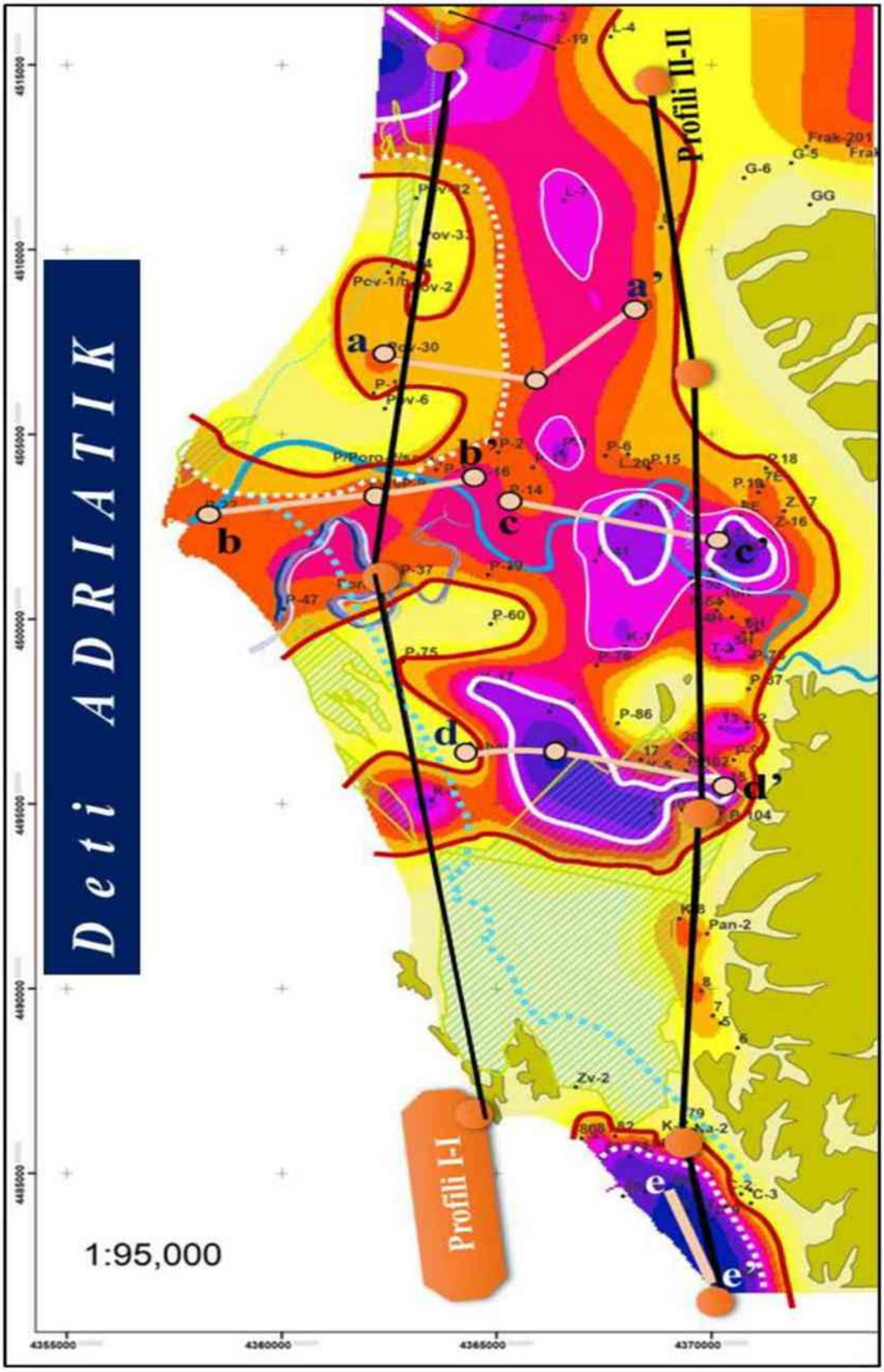


Figura II.3.2.5. Pozicioni i profileve sedimentologjik-Delta e Vjosës: profilet gjatësore (a-a';b-b';c-c';d-d'), profili tërthor lokal e-e' & profilet rajonal I-I dhe II-II.

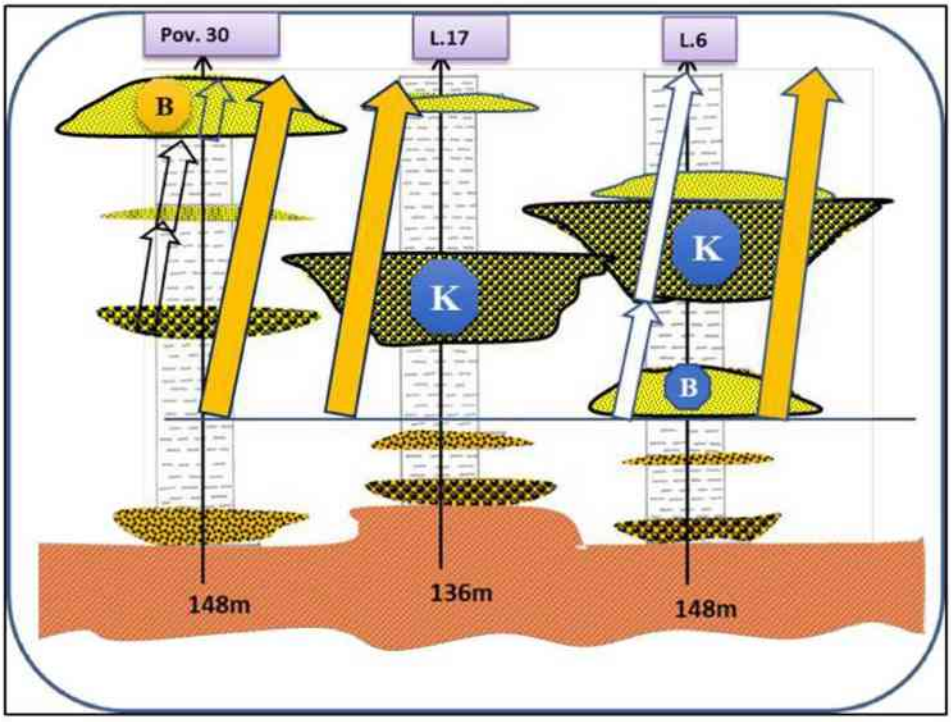


Figura II.3.2.6.A. Profili sedimentologjik a –a'. Ndërtimi i kolonave sedimentologjike, identifikimi i formave gjenetike, sekuencat depozituese kanalore (K) dhe të bareve (B).

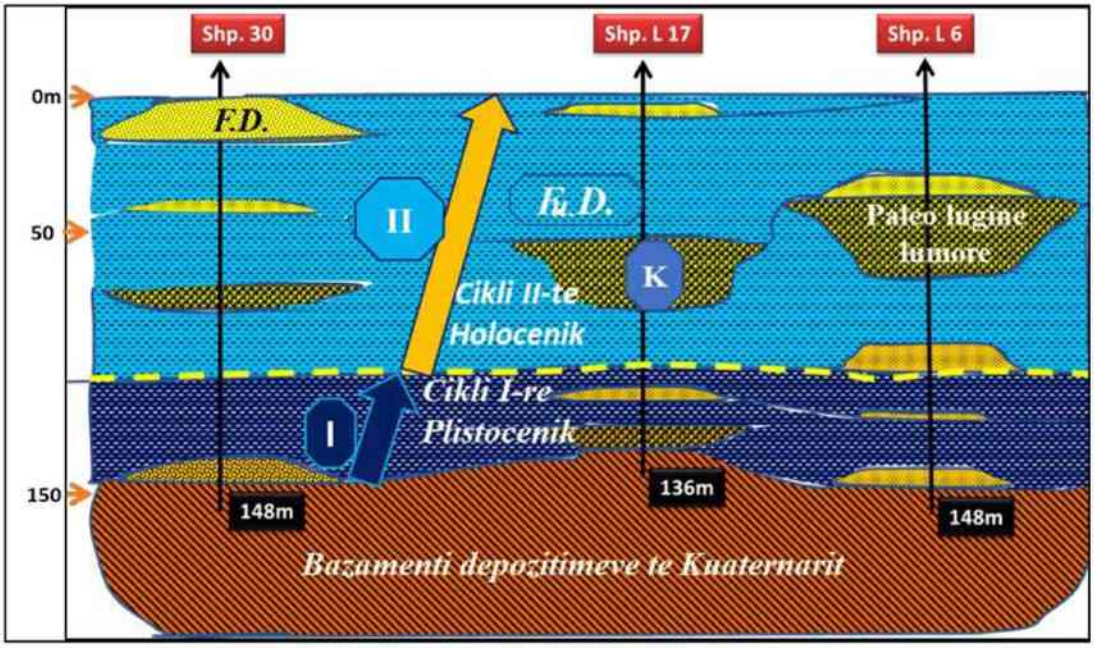


Figura II.3.2.6.B. Profili sedimentologjik gjatësor a-a'. F.D.-Front Deltaikë; Fu.D.-Fushë Deltaike.

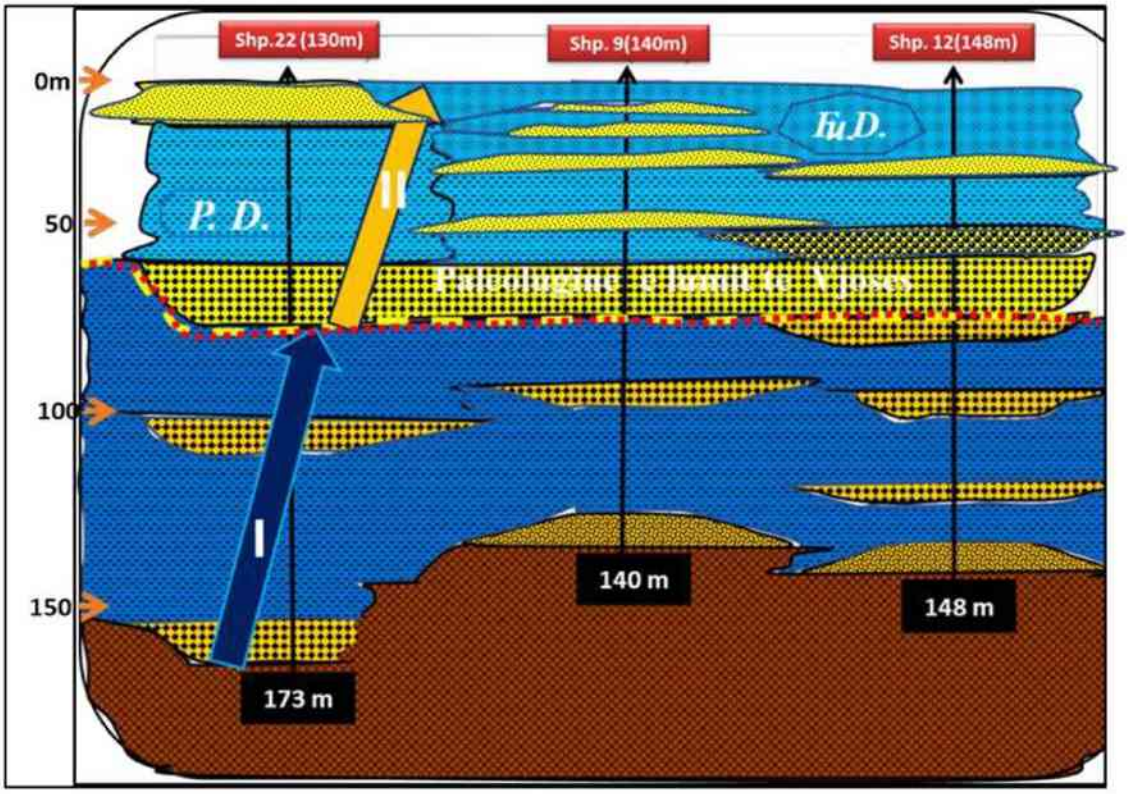


Figura II.3.2.7. Profili sedimentologjik gjatësor b-b'. (Fu.D.-nën/Mjedisi Fushës Deltaike; F.D. Front Delte; P.D. Pro Delta; K. paleo lugina lumore të lumit të Vjosës.

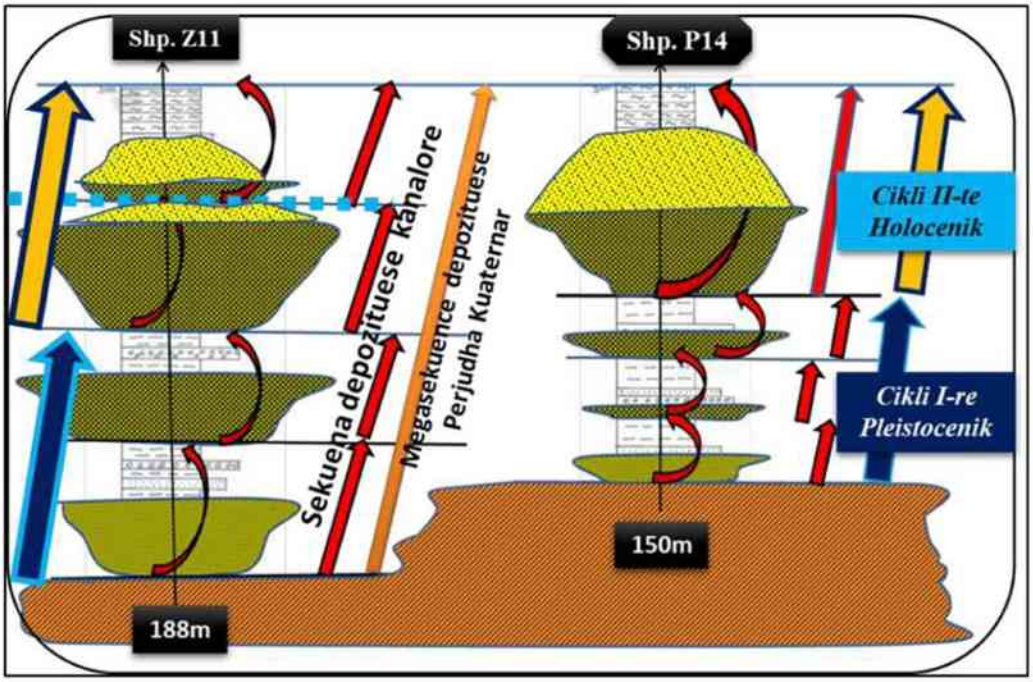


Figura II.3.2.8.A. Profili sedimentologjik gjatësor c-c'. Ndërtimi i kolonave sedimentologjike, identifikimi i formave gjenetike, sekuencat depozituese kanalore dhe e bareve rëror dhe shkallëzimet e cikleve sekuenciale dhe megasekuencial.

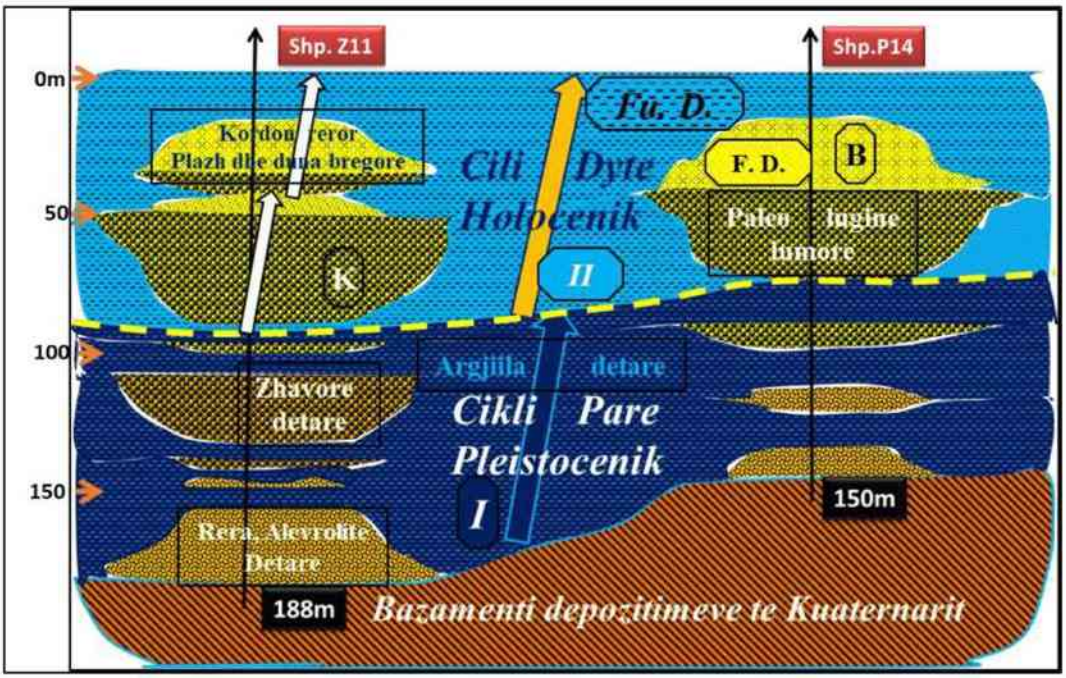


Figura II.3.2.8.B. Profili Sedimentologjik gjatësor (c-c') i dëshifrimit dhe interpretimit të cikleve të sedimentimit (I, II) për depozitimet Kuaternare: Kufiri sedimentologjik i Epokës së Pleistocenit me Epokën e Holocenit (transgresioni i Holocenit; Format gjenetike të trupave sedimentarë: K=Forma gjenetike kanalore, B= Format gjenetike të bareve; diferencimi i shkallëzimeve Megasekuenciale Nën/mjediset e Mjedisit Deltaik: Fu.D.= Fusha Deltaike, F.D.= Fronti i deltës, P.D.-Pro Delta (legjenda e kësaj figure shërben dhe për figurat pasuese).

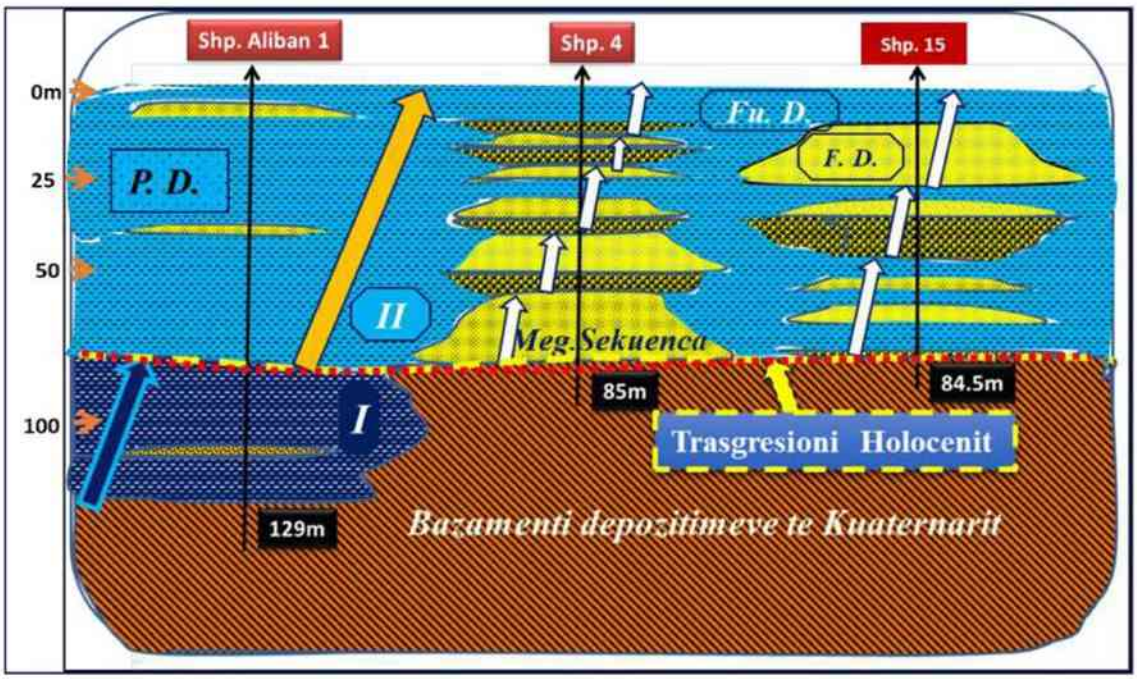


Figura II.3.2.9. Profili sedimentologjik d-d', evidentimi i Megasekuencave depozituese për ciklin e dytë Holocenik dhe kufiri sedimentologjik midis ciklit të parë me ciklin e dytë.

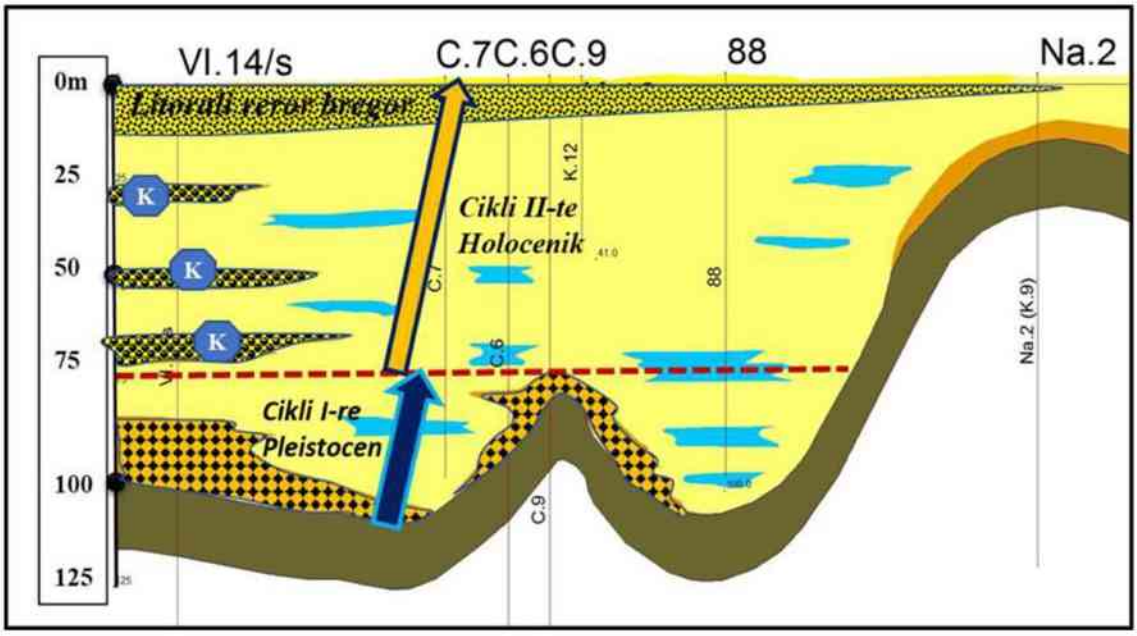


Figura II.3.2.10. Profili sedimentologjik tërthor e-e'. Prania e tre niveleve të paleo luginave lumore gjatë epokës së Holocenit, në rajonin Nartë – Vlorë.

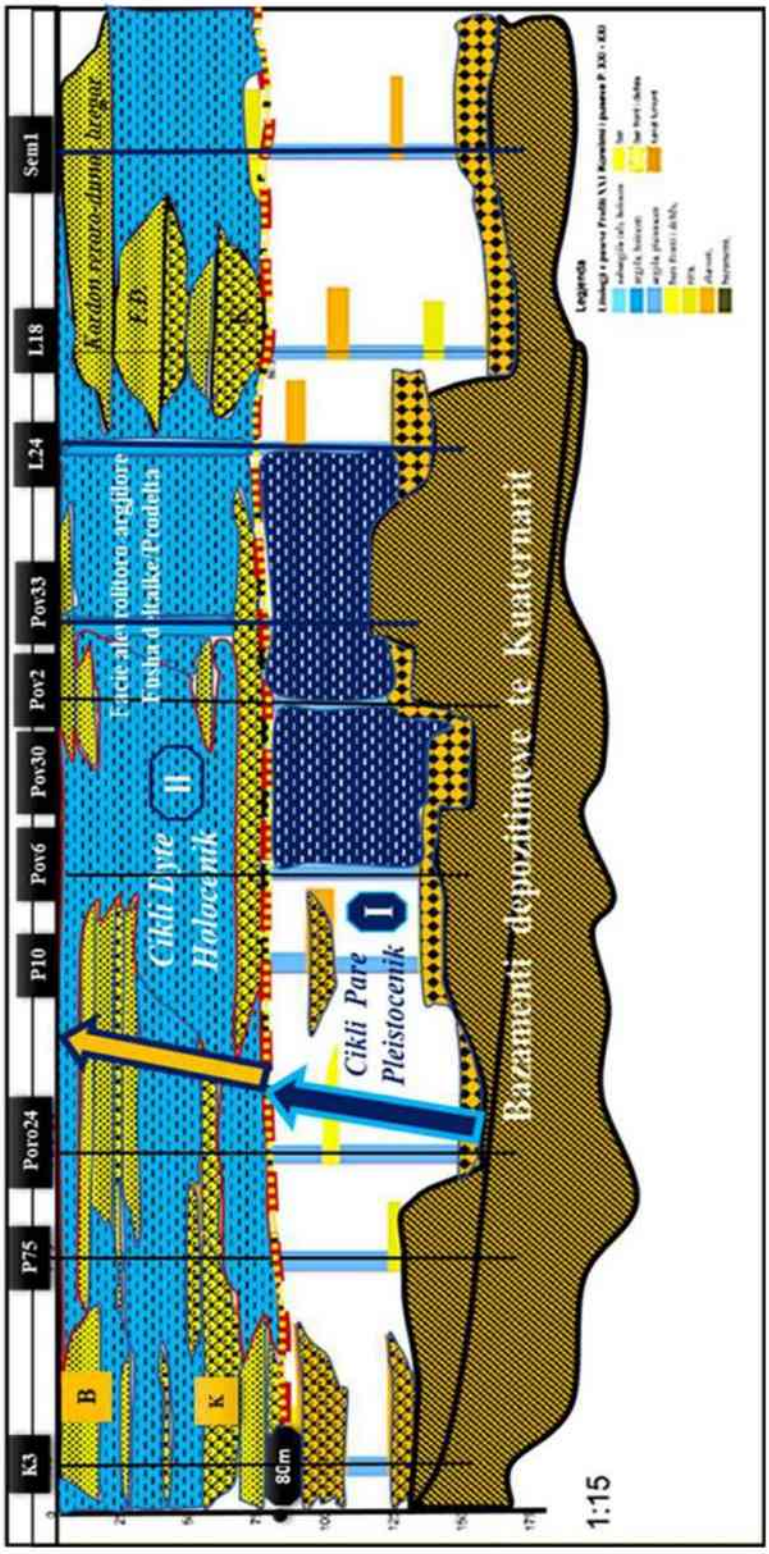


Figura II.3.2.11. Profil tërthor sedimentologjik I-I sipas trendit të rrjedhjes dhe Deltës së Lumit të Vjosës.

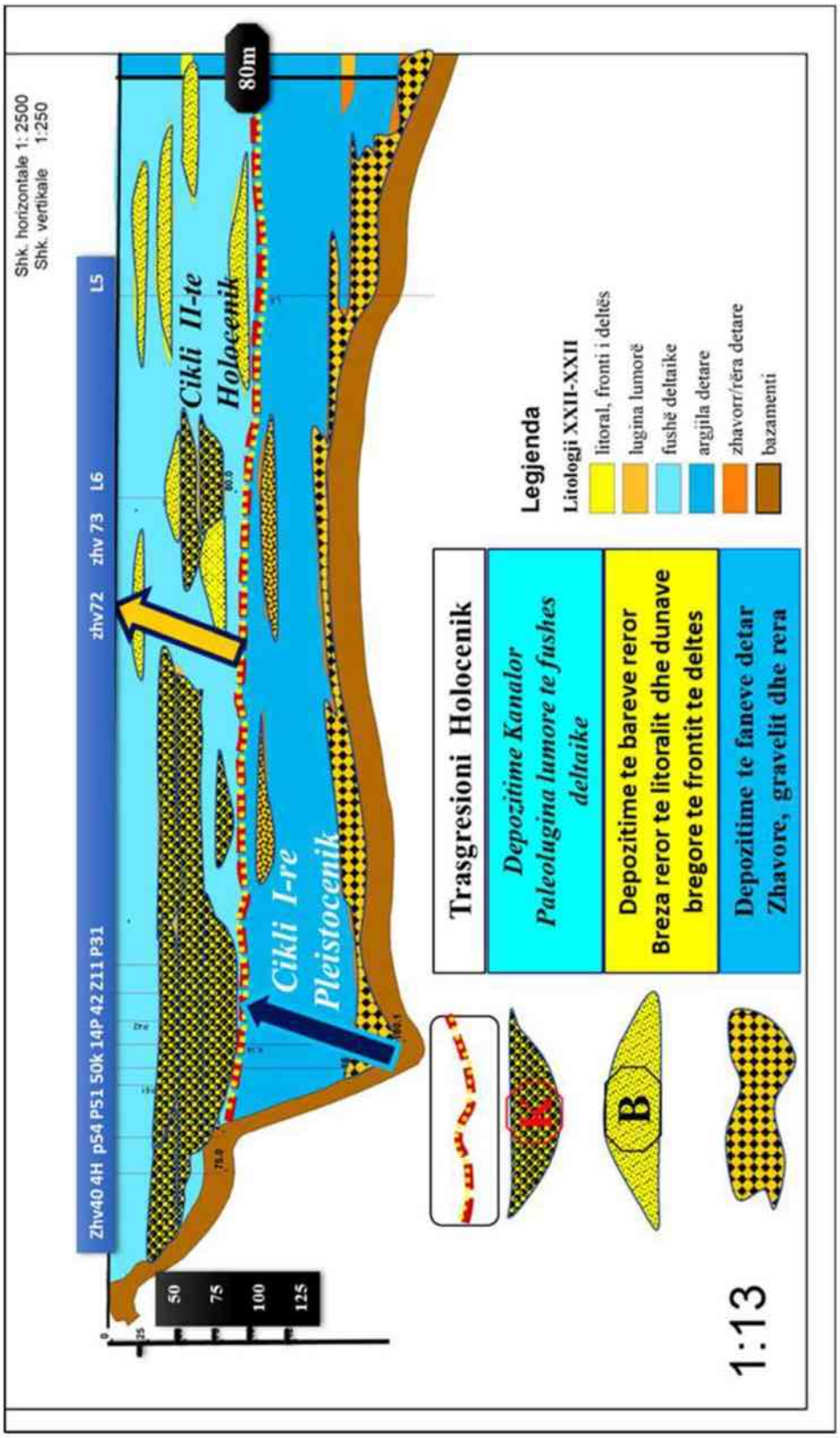


Figura II.3.2.12. Profili tërthor Sedimentologjik II-II sipas trendit të rrjedhjes dhe Deltës së Lumit të Vjosës.

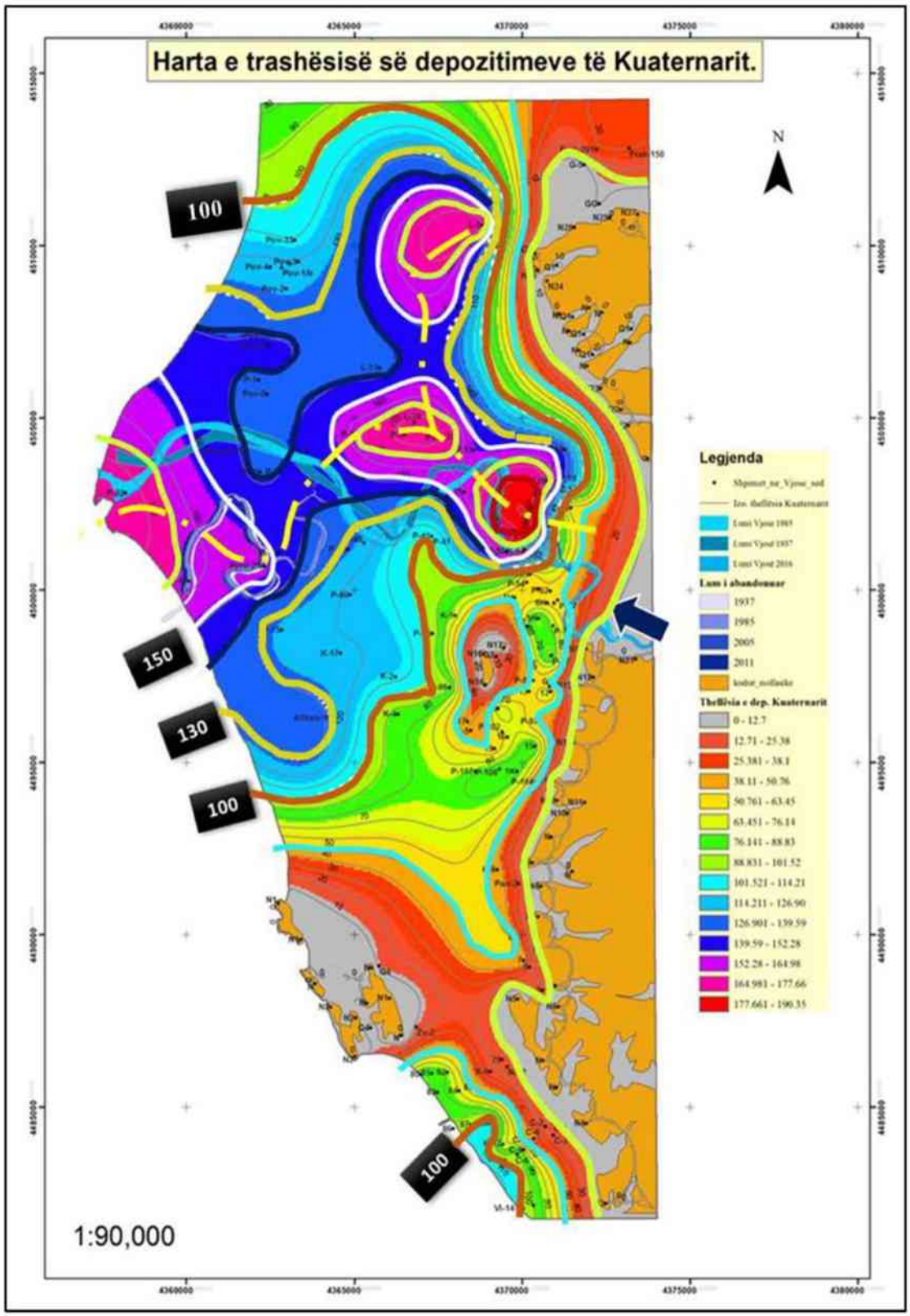


Figura II.3.2.13. Harta e trashësisë së depozitimeve të Kuaternarit. Rajoni i deltës së lumit Vjosë.

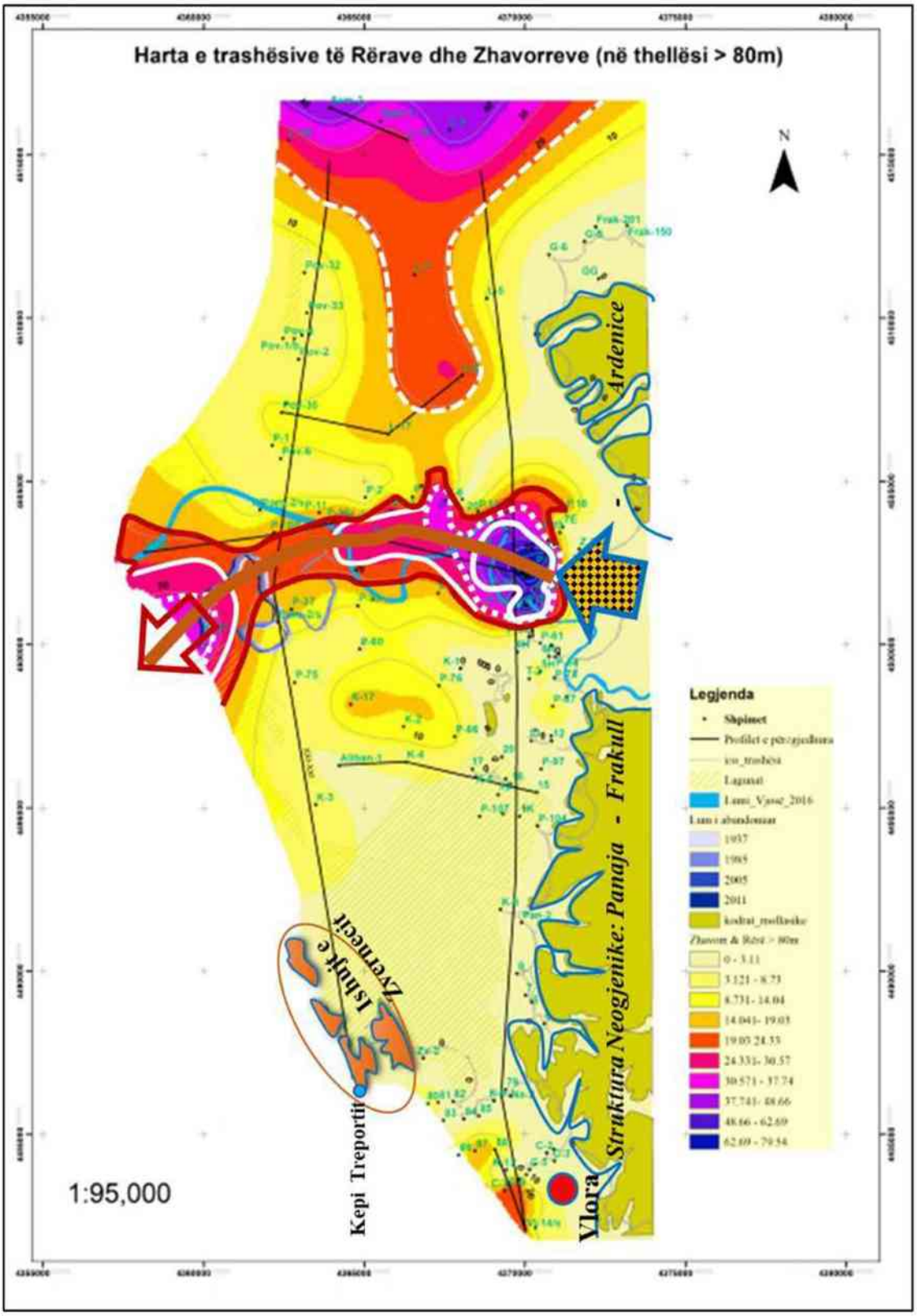


Figura II.3.2.14. Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavoreve + rërave në intervalin >80metra. Epoka e Pleistocenit.



Figura II.3.2.15.A. Harta e Gjirit të Vlorës në vitin 1573 (sipas Simon Pinargenti) dhe derdhja e një degëzimi të Lumit të Vjosës.

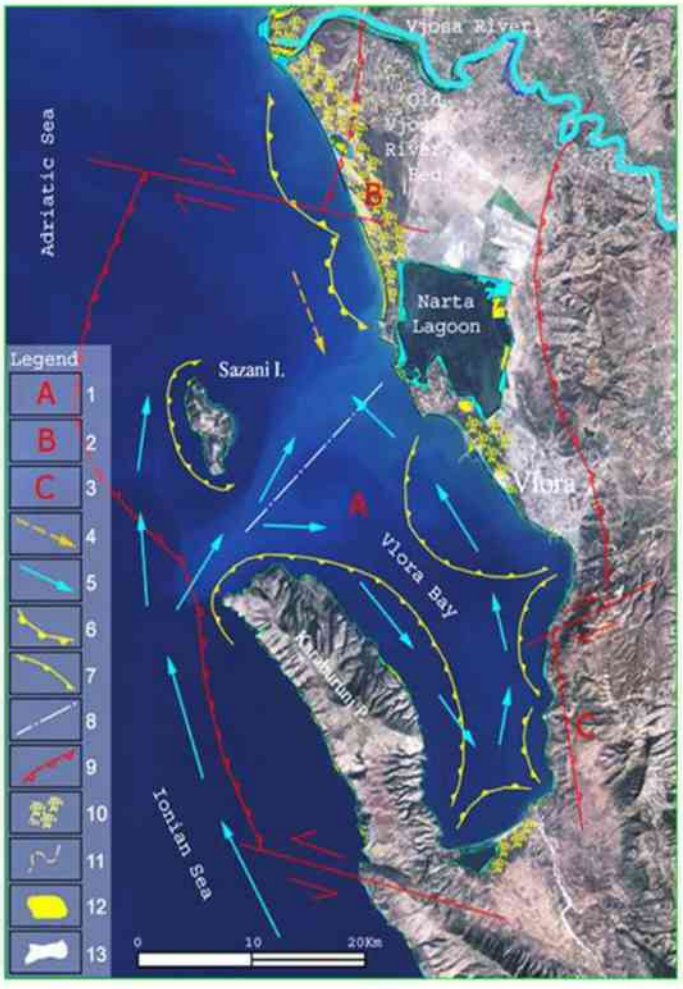


Figura II.3.3.15.B. Pamja e përgjithshme e Evolucionit të Gjirit të Vlorës dhe deltës së lumit Vjosë; sipas imazheve satelitore të periudhës gusht 1981 - Korrik 1989- Tetor 2001 (Objekti Global i Mbulesës së Tokës Landsat, 2005; Neotektonika thyerjet dhe shtytjet e kundërta aktive (sipas Aliaj et al. 2000). 1- Breza detare me depozitime rërore; 2- Bregdetar me plazhe rëre; 3- Vija bregdetare shkëmbore; 4- Fluks aluvionesh; 5- Drejtimi i rrymës detare; 6- Zona e akumulimit; 7- Zona e erozionit; 8- Skaji jugor i zhvendosjes të sedimentit; 9- Thyrje dhe shtytjet e kundërta aktive; 10- Rërë; 11- Shtrati i vjetër i lumit Vjosa; 12- Mbushja e vijës bregdetare; 13- Vija bregdetare e erozionit.

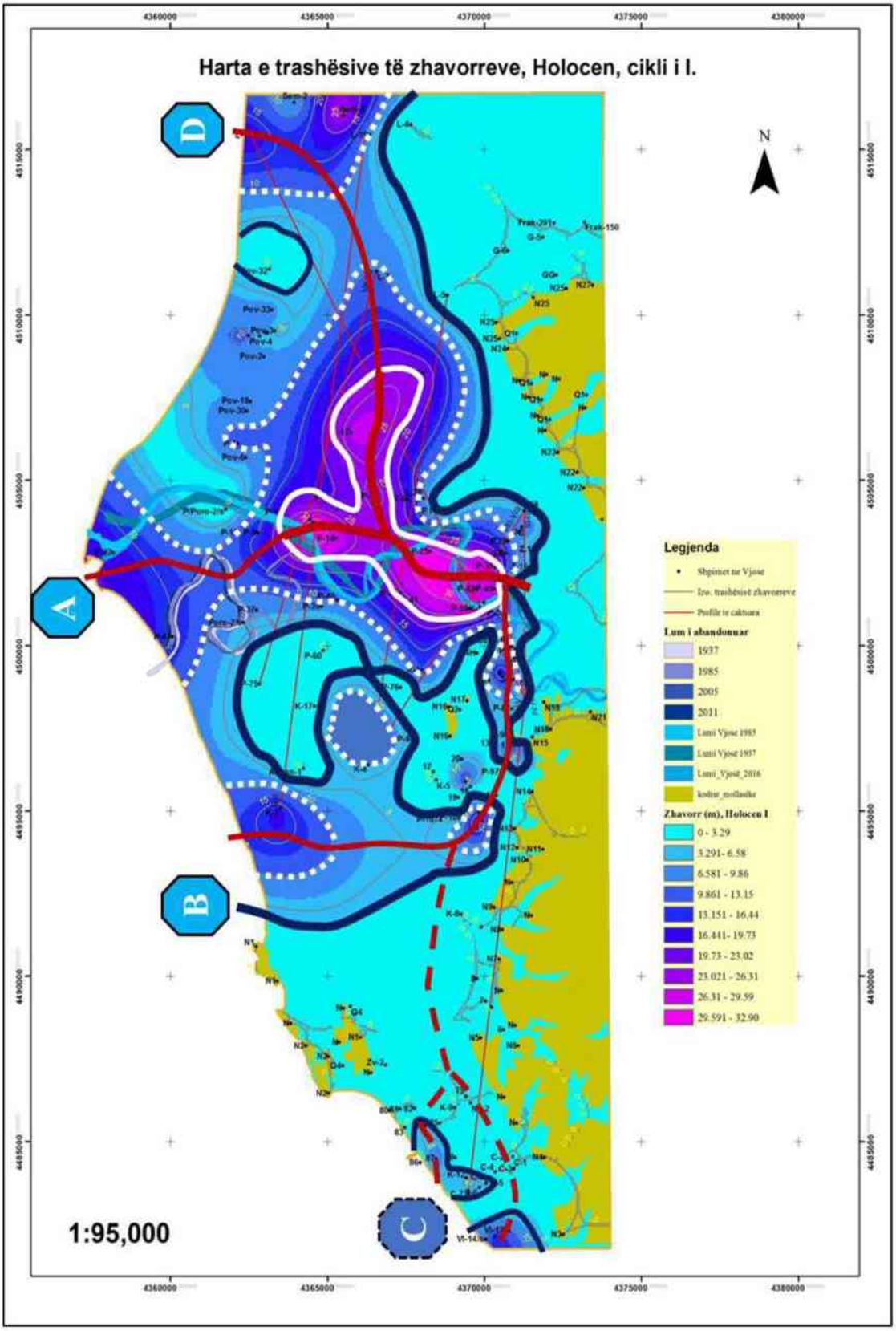


Figura II.3.2.16. Harta e trashësisë së termit litologjik të zhavorreve në intervalin 50-80 metra.

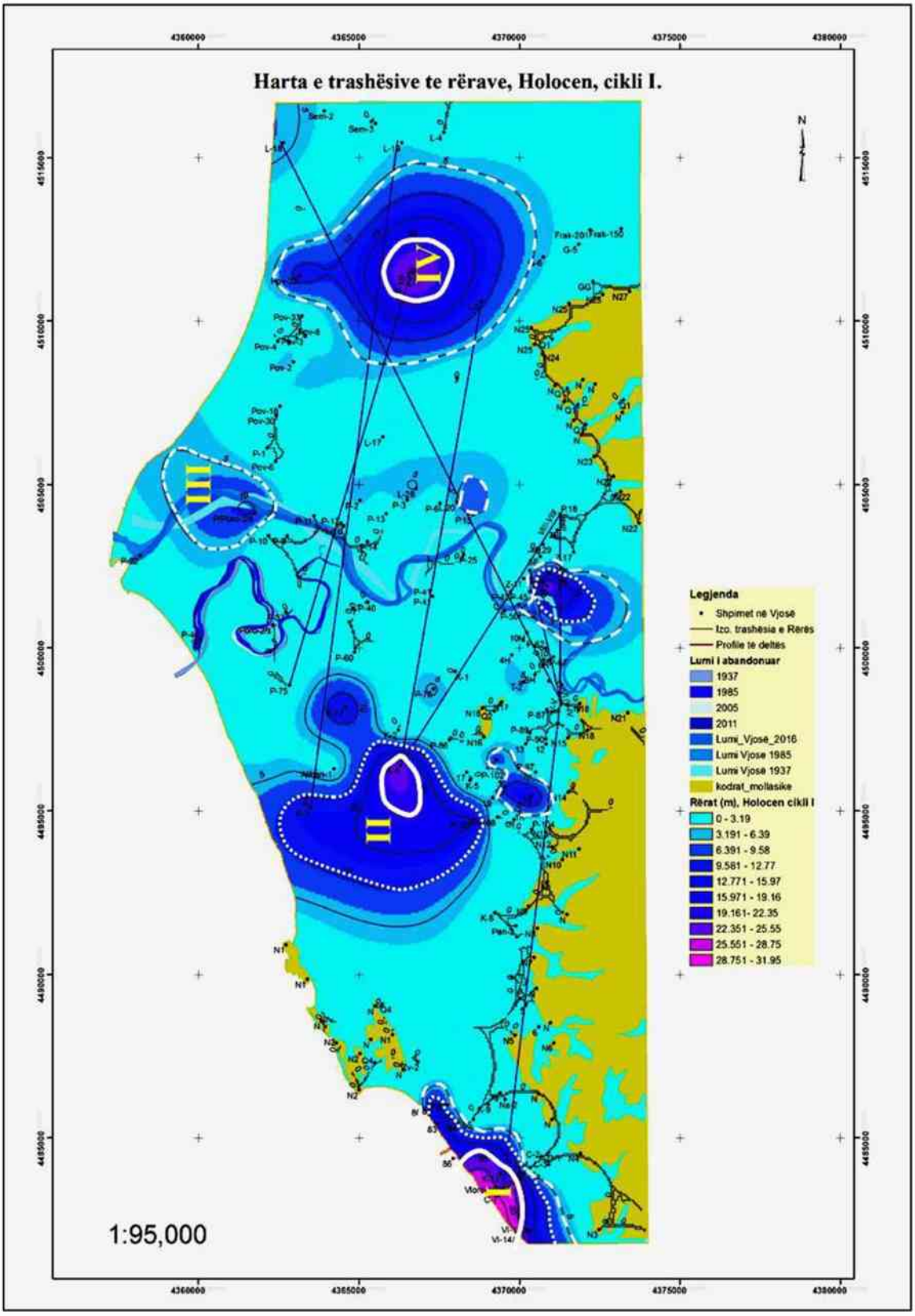


Figura II.3.2.17. Harta e trashësisë së termit litologjik të rërave në intervalin 50-80 metra.

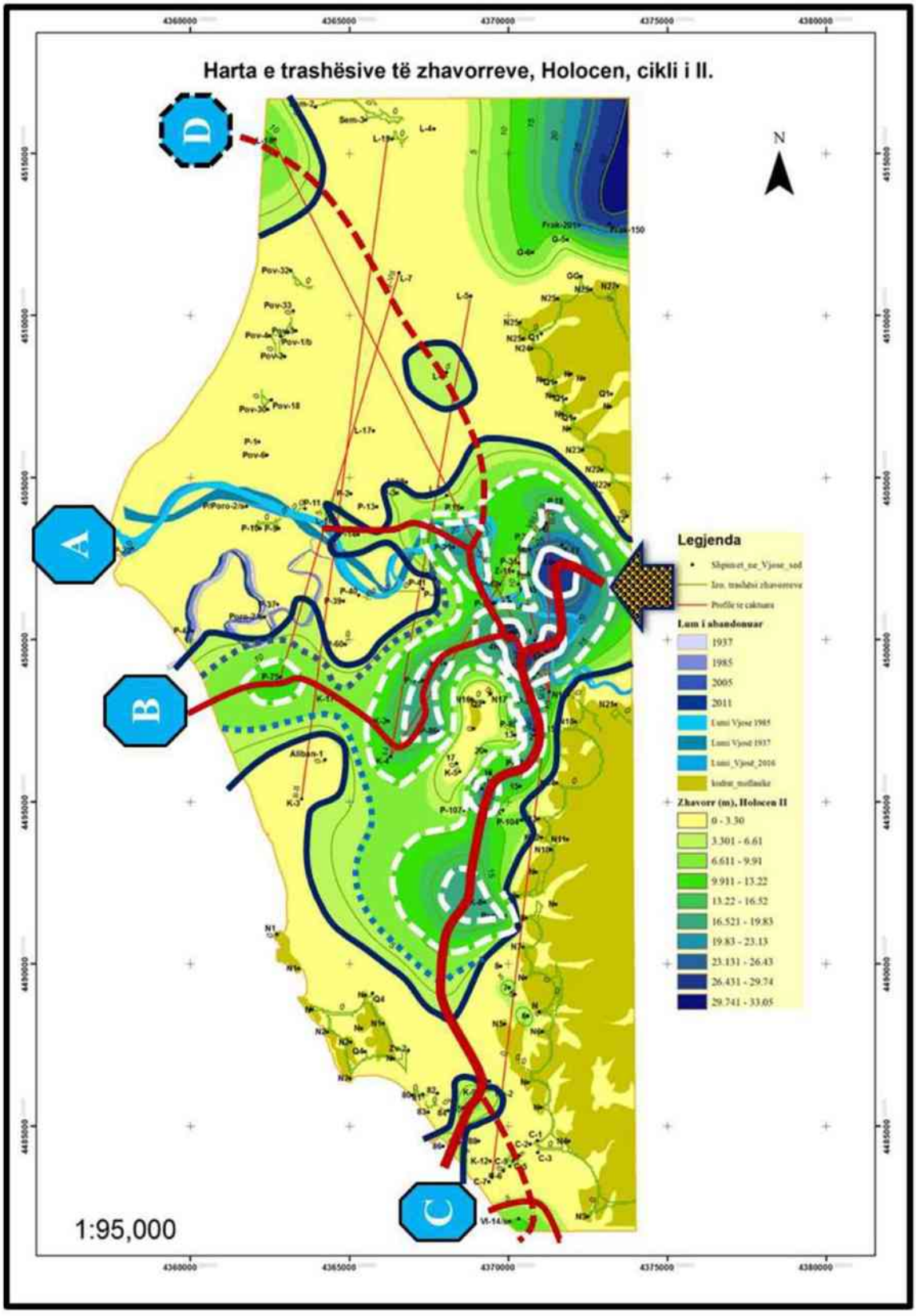


Figura II.3.2.18. Harta e trashësisë së termit litologjik të zhavoreve në intervalin 0-50 metra.

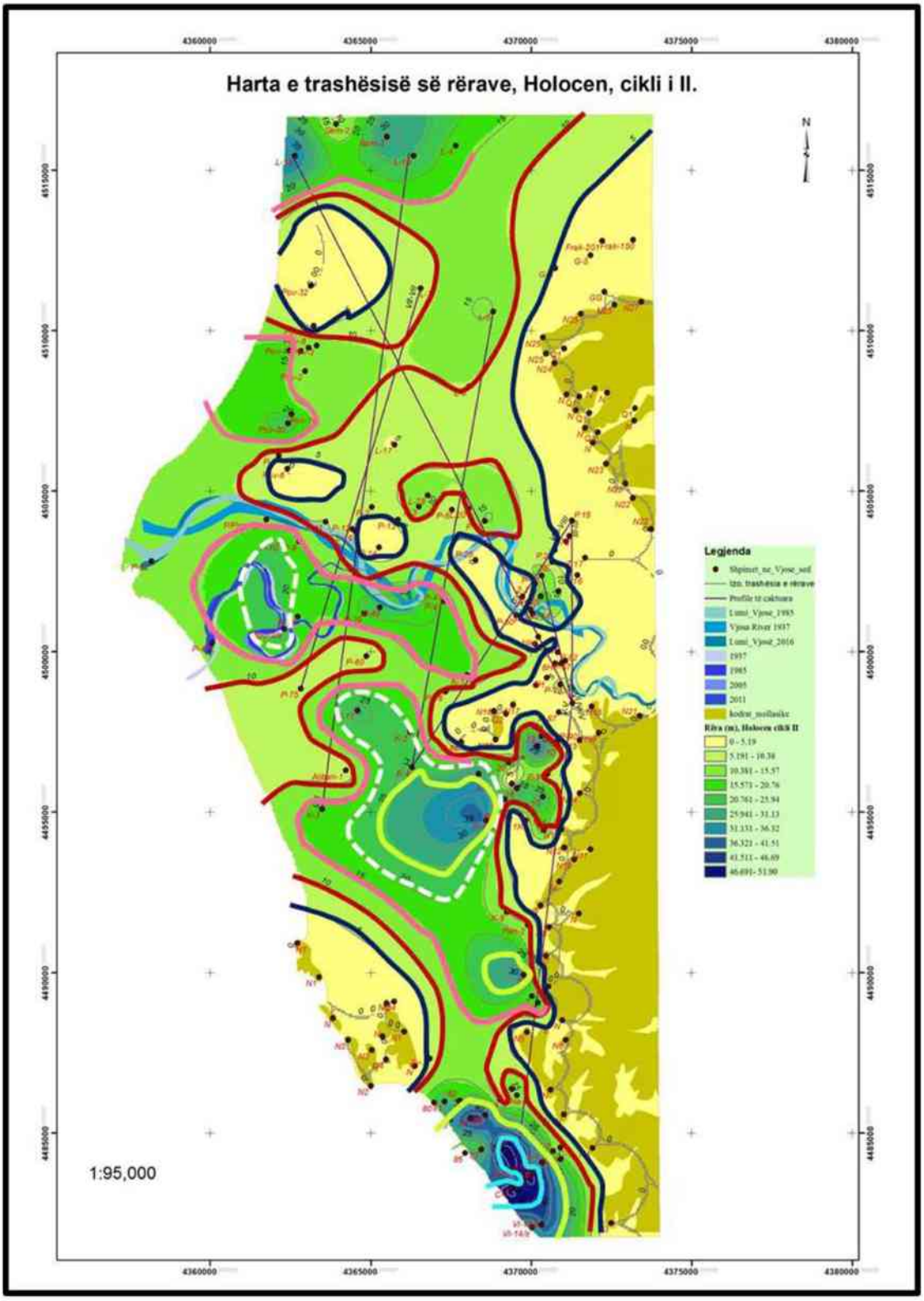


Figura II.3.2.19. Harta e trashësisë së termit litologjik të rërave në intervalin 0-50 metra.

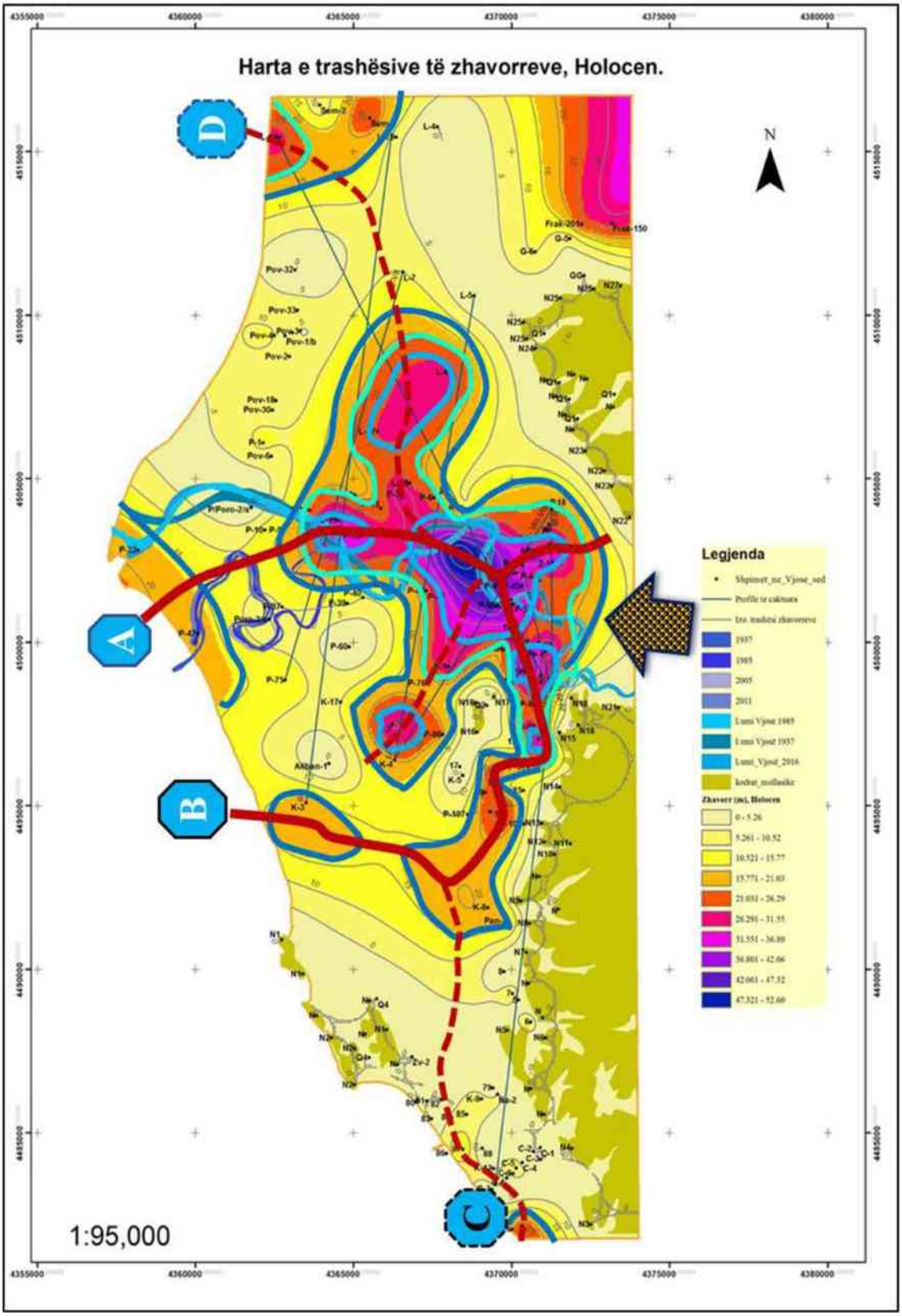


Figura II.3.2.20. Harta e trashësisë së termit litologjik të zhavoreve në intervalin 0-80 metra.

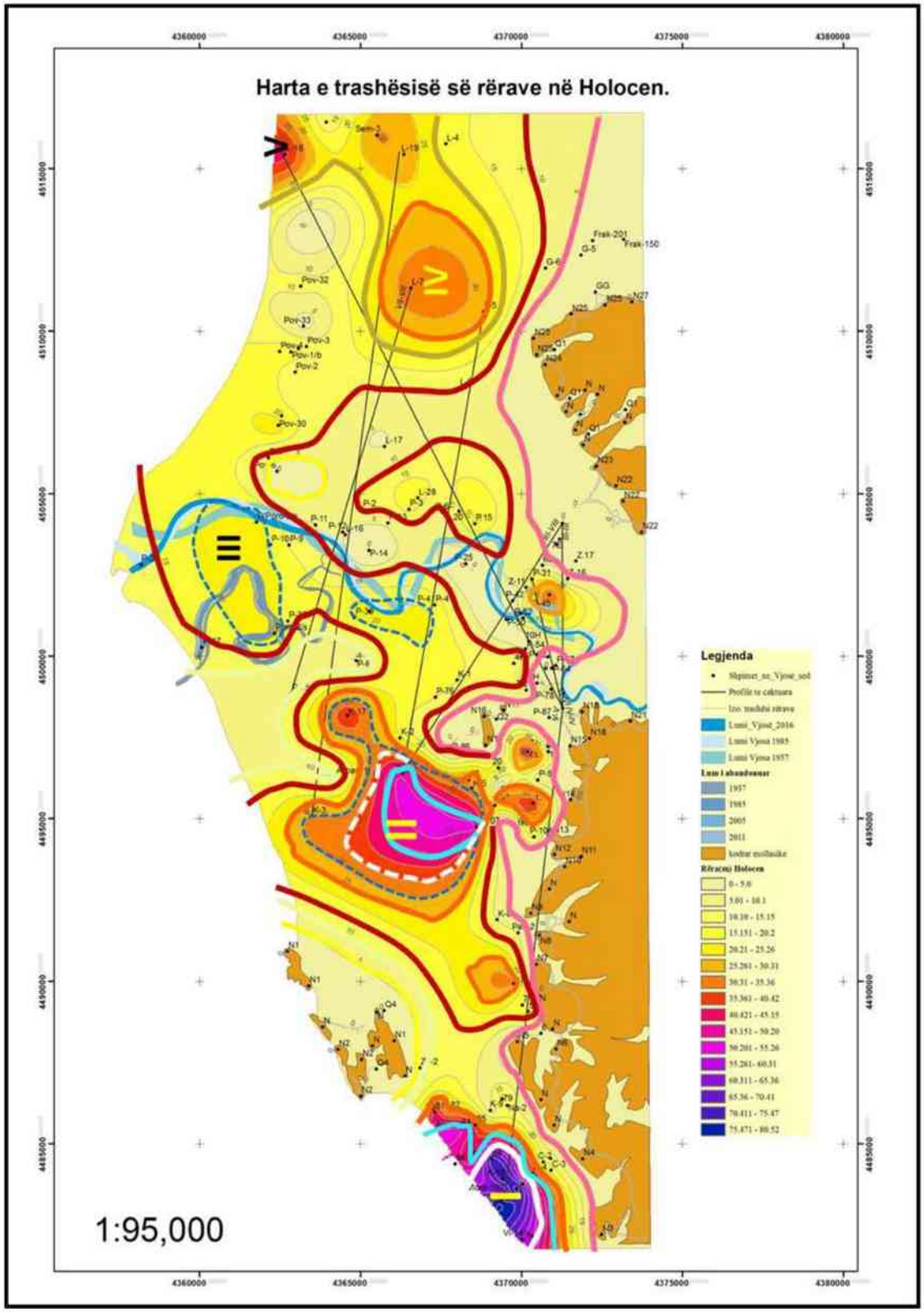


Figura II.3.2.21. Harta e trashësisë së termit litologjik të rërave në intervalin 0-80 metra.

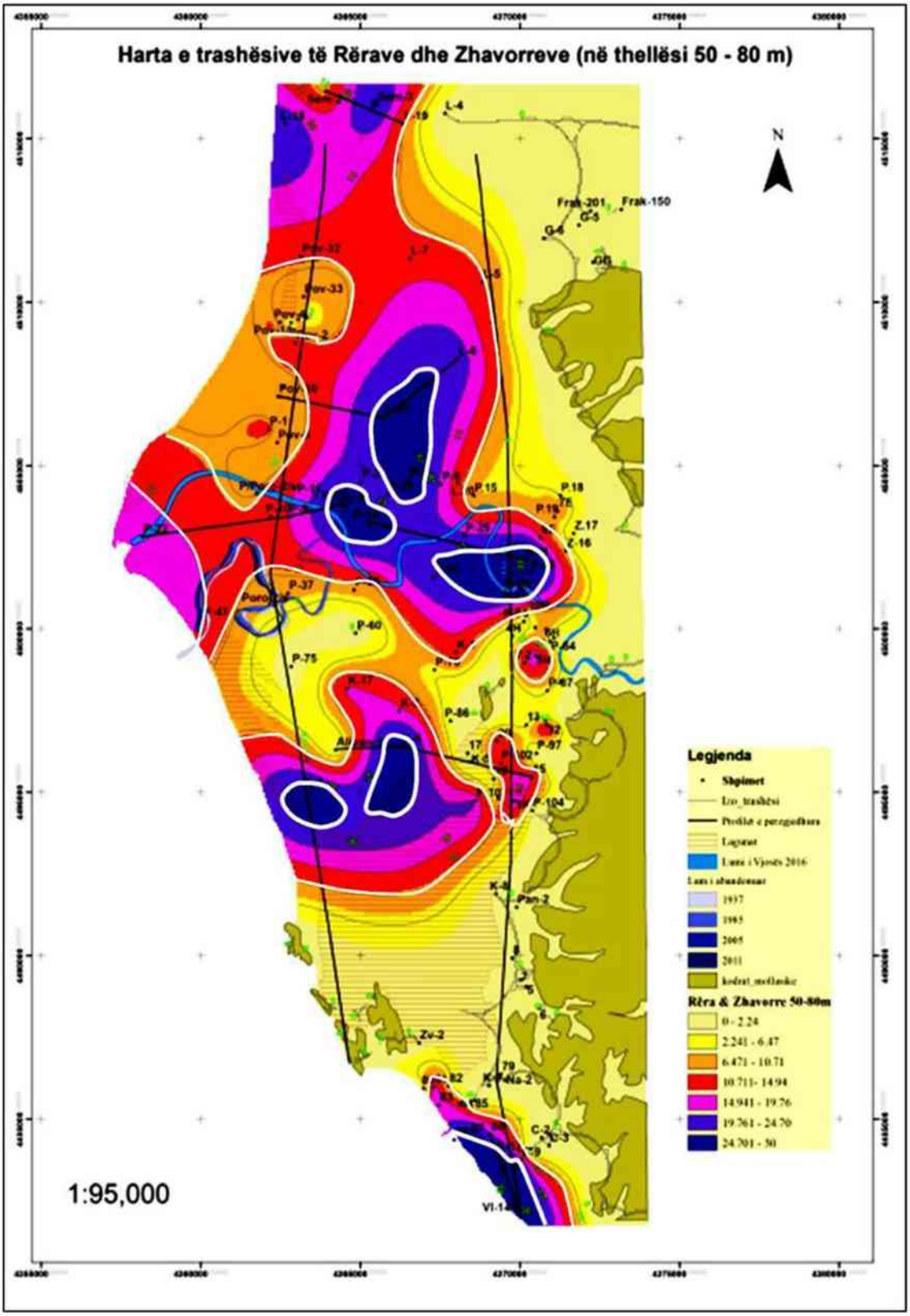


Figura II.3.2.22. Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavoreve + rërave në intervalin 50-80 metra.

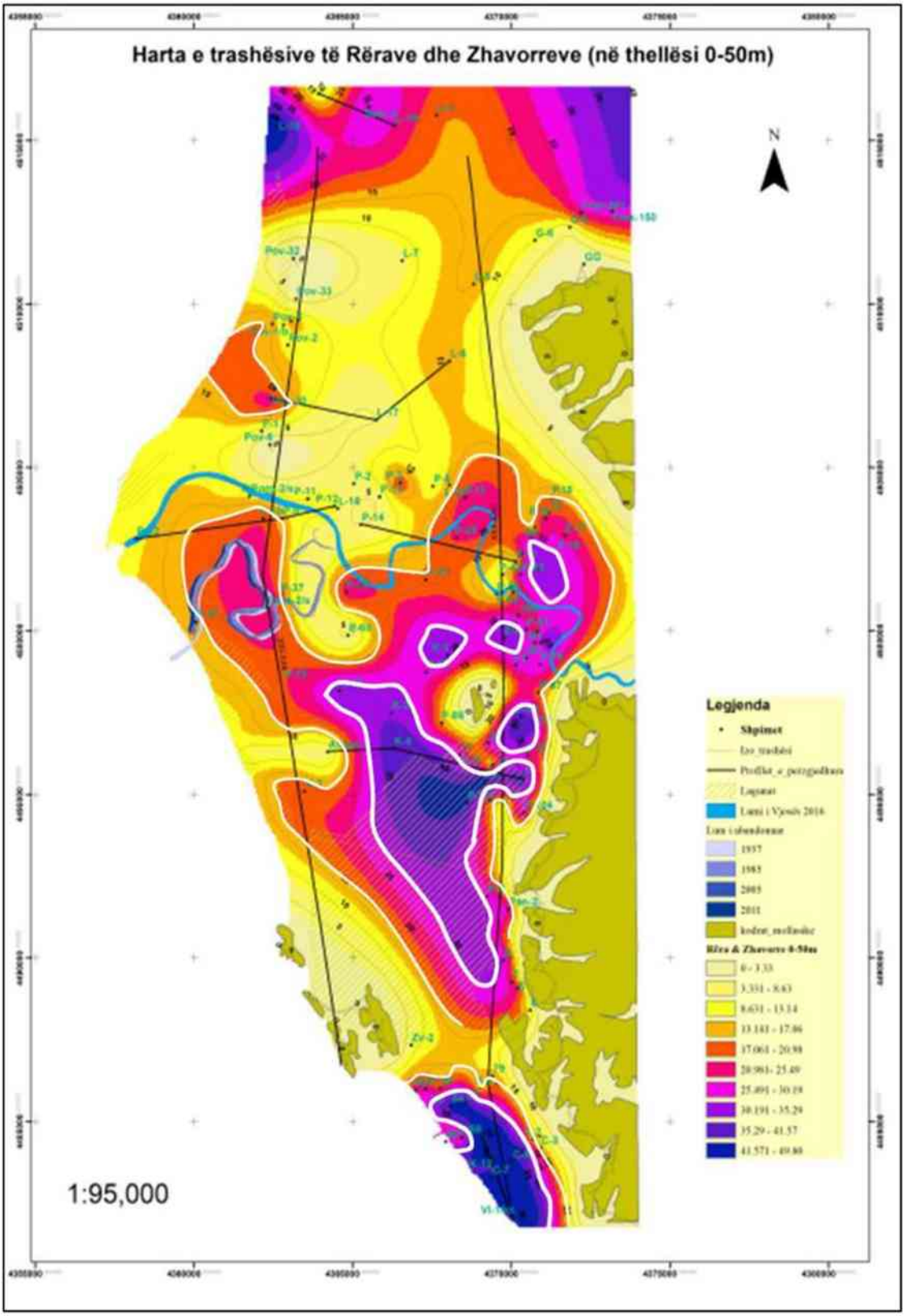


Figura II.3.2.23. Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavoreve + rërave në intervalin 0-50 metra.

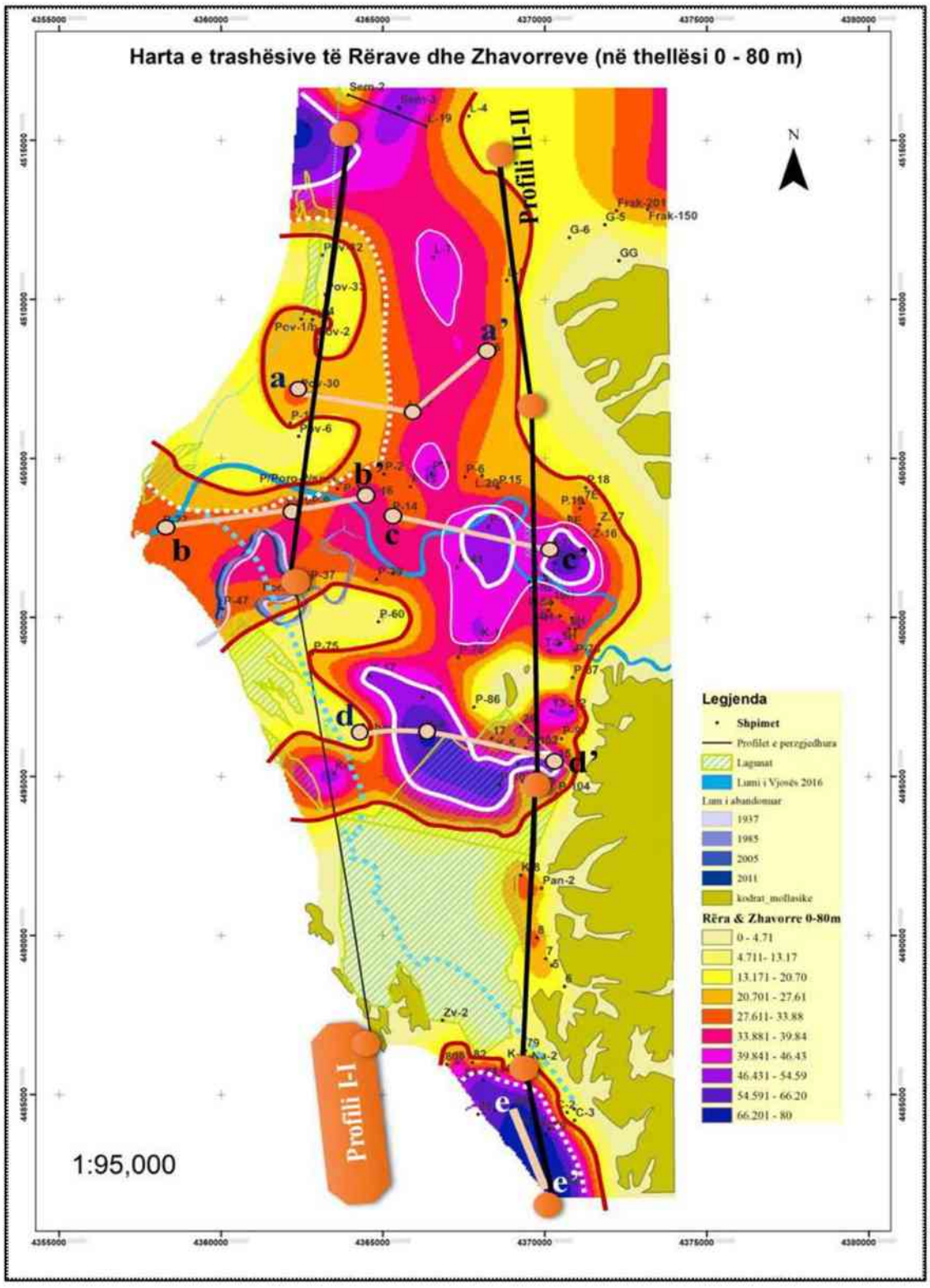


Figura II.3.2.24. Harta e trashësisë së termave litologjik të zhavoreve + rërave në intervalin 0-80 metra.

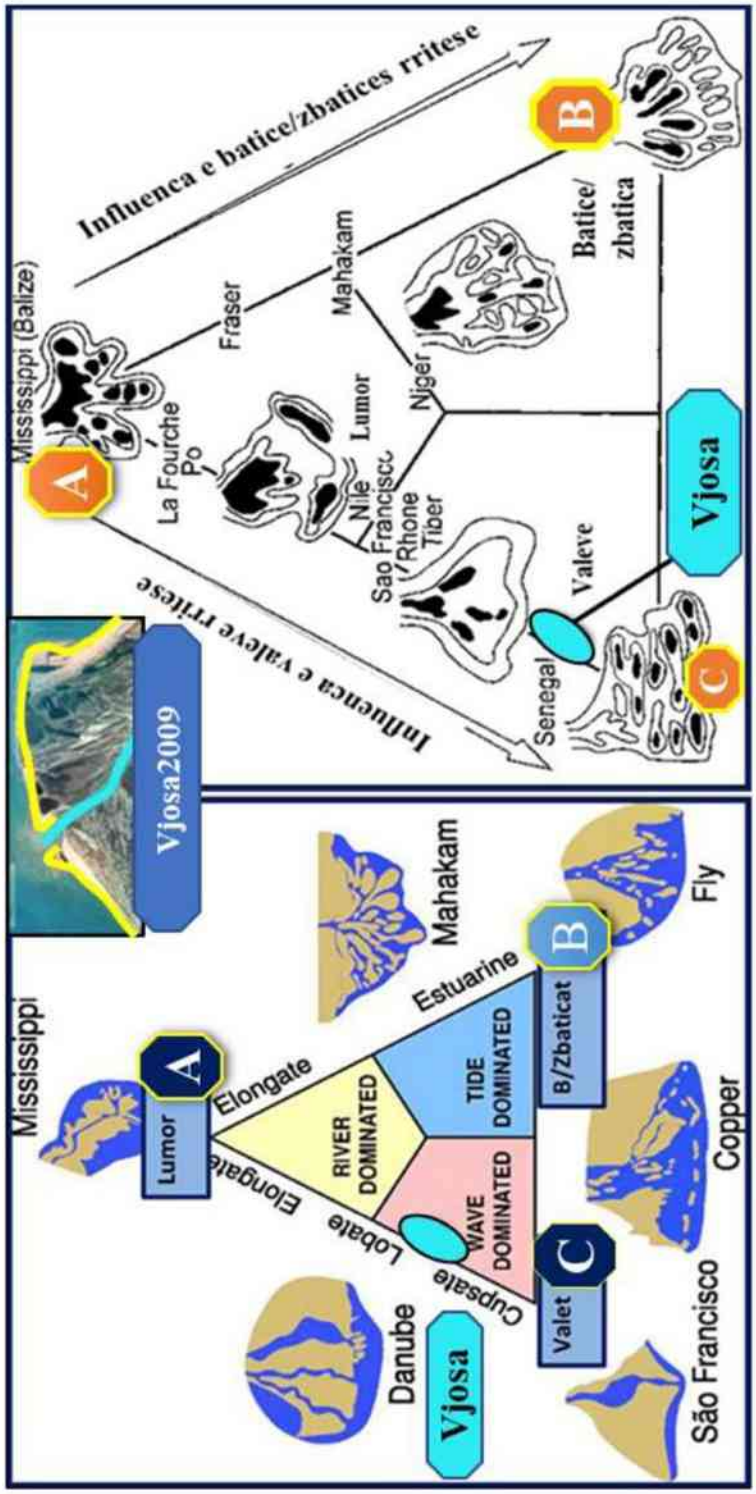


Figura II.3.2.25. Tipi gjenetik i deltës së lumit të Vjosës sipas klasifikimit të tipeve gjenetike të deltave (a) morfologjia dhe gjeometria e trupave sedimentar përkatëse (b): A.Delta me mbizotërim lumor (Rivers), B. Delta me mbizoterin të baticë-zbaticave (Tides), C. Delta me mbizotërim të valëve (Waves). (sipas Galloway, 1975).

II.3.2.b. Analizë dhe diskutim

Nga interpretimi i elementeve bazë të analizës sekuenciale sedimentologjikë të rezultateve të mësipërme kemi arritur në parashtrimet e mëposhtme:

Identifikimin e dy cikleve sedimentologjik regjonale:

- Cikli i parë i sedimentimit i formuar gjatë Epokës së Pleistocenit, i cili përfaqësohet nga ndërthurjet e facieseve zhavorore, gravelitore, rërë (fane aluvial) dhe ato alevrolitore, argjilore të shelfit detar.
- Cikli i dytë i formuar gjatë Epokës së Holocenit, i cili përfaqësohet kryesisht nga ndërthurja e facieve: rërore, zhavorrore, argjilore, torfishite dhe argjila të pasura me lëndë organike, të formuara në mjedise detare, deltaike, lumore, kënetore, lagunore dhe mjedise të litoralit rëror plazhor.

Kufiri kohor i diferencimit midis dy cikleve përkon me kufirin sedimentologjik të trasgresionit Holocenik, në limitin e trashësisë rreth 80metra.

Në ciklin e dytë evidentohen dhe janë analizuar tre nën/cikle mbi bazën e evolucionit të trashësisë së sekuencave depozituese të litologjisë së facieve zhavorore, rërore:

1. Nën/cikli 1 i depoqendrave të intervalit të trashësisë së depozitimeve Holocenike mbi 80m;
2. Nën/cikli 2 i depoqendrave të intervalit të trashësisë së depozitimeve Holocenike në intervalin 80-50metra;
3. Nën/cikli 3 i depoqendrave të intervalit të trashësisë së depozitimeve Holocenike në intervalin 50-0 metra.

Interpretimi i hartave të depoqendrave të facieve zhavorore për të tre nën/ciklet Holocenik, kanë evidentuar 4 degëzime kryesore të luginave dhe grykëderdhjet përkatëse:
- paleolugina dhe grykëderdhja në Gjirin eVlorës;
- paleolugina dhe grykëderdhja në Pishë Poro;
- paleolugina dhe grykëderdhja në Darrrë Zezë;
- lugina dhe grykëderdhja aktuale.

Interpretimi i hartave të depoqendrave të facies rërore për të tre nën/ciklet Holoceni kanë evidentuar tipet gjenetike të deltës së lumit të Vjosës, që fillimisht delta e Vjosës ka qënë deltë me predominim lumor dhe më vonë deri në deltën aktuale përfaqëson një deltë me predomonim të valëve.

II.3.3. Analiza granulometrike e sedimenteve rërore të depozitimeve aktuale të frontit të deltës dhe litoralit të Vjosës.

II.3.3.1. Analiza granulometrike e sedimenteve të marra në litoral dhe kordon dunor.

Siç duket edhe nga tabela nr.1 Aneksi 2, të gjitha kampionet konsistojnë në rëra. Vihet re një sasi e limituar e argjilës, deri në 3.7% në kampionin S.6, dhe një sasi e limituar e alevrolitit deri në 8.9% sërish në kampionin S.6. Fraksioni i rërës së trashë arrin në vlerën 7.69% (A2/49), niveli i poshtëm i kordonit dunor në profilin A. Lidhur me madhësinë e grimcave të sedimenteve të plazhit është e rëndësishme për të marrë në konsideratë distancën e transportit: sa më të vogla madhësitë e grimcave aq më e madhe distanca e transportit. Grafikët e granulomtrisë janë unimodale në natyrë për të gjitha kampionet. Rezultati i parametrave statistikorë si mesatarja (Mz), Sortimi (σI); Asimetria (Ski) dhe koificienti i mprehtësise së kurbës (K_G), bazuar në propozimin e Folk dhe Ward (1957) siç janë dhënë në figurën e mëposhtme.

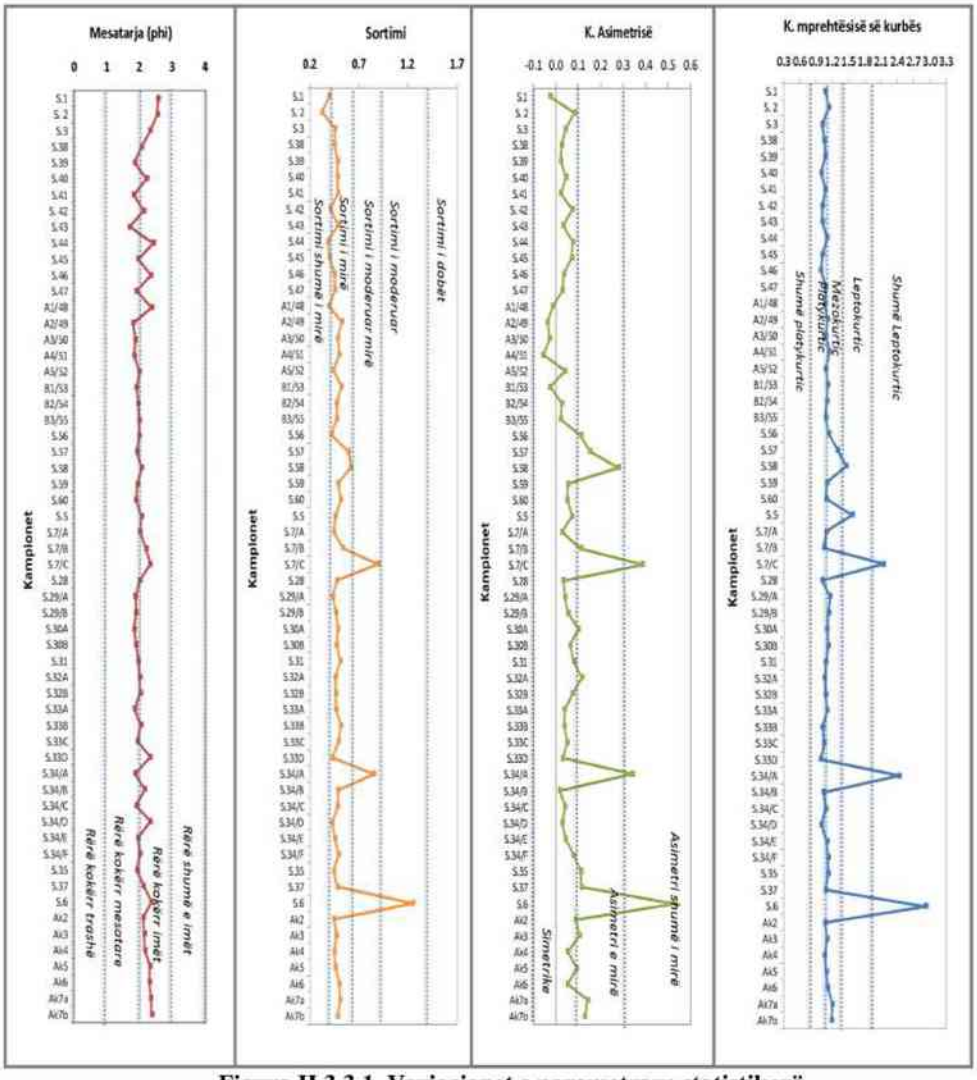


Figura II.3.3.1. Variacionet e parametrave statistikorë

- Mesatarja (Mz) tregon mesataren e madhësisë së grimcave dhe varet nga burimi i depozitimeve, mënyra e transportit dhe mjediset depozituese (Folk, 1966). Për këtë, mesatarja shpesh përdoret për të konstatuar fushën e energjisë. Kampionet shfaqen si rërë kokërr imët dhe mesatare, që tregon kushte të ulëta energjie të depozitimit, distancë të gjatë transporti dhe ndërhyrje nga aktiviteti i valëve. Më shumë se 55% e kampioneve janë rëra të imëta dhe 45% rëra mesatare, që tregojnë për kushte të energjisë së ulët të depozitimit, distancë të gjatë të transportit dhe ndërhyrje të aktivitetit të dallgëve.

- Sortimi (Devijimi standard σI) përdoret për të kuptuar maturimin e depozitimeve të sedimentit, ose për të konstatuar mënyrën e transportit të sedimentit nëse sedimentet janë zhvendosur (Woodroffe, 2002). Ky parametër është i rëndësishëm për matjen e kushteve hidrodinamike të energjisë. Sortimi tregon njëtrajtshmërinë e shpërndarjes së grimcave brenda kampioneve, dhe kjo varet nga shkëmbi burim, erozioni, distanca e transportit dhe ndryshimi i energjisë gjatë depozitimit (Folk and Ward, 1957). Vlerat standarde të sortimit variojnë nga 0.33Ø - 0.9Ø (ndërsa kampioni S.6 (1.25Ø). Kampionet karakterizohen nga sortimi shumë i mirë deri në sortimi i moderuar mirë, ndërsa kampioni S.6 ka sortim të moderuar. Një sortim i mirë tregon se një seleksion i mirë i grimcave kanë ndodhur gjatë transportit ose depozitimit, gjë që pasqyron kushte konstante të energjisë; ndërsa sortimi i moderuar dhe i moderuar mirë tregojnë ndikimin e ndryshimeve më të forta të energjisë përgjatë transportit.

- Asimetria (Ski) - Ky parametër tregon masën në të cilën shpërndarja është asimetrike, e cila mund të tregojë historinë e lëvizjeve, për shembull, diferencimin e rërës së dunës nga rëra e plazhit. Rërat e dunës tentojnë të kenë një skaj të hollë por i mungon sedimenti i trashë dhe kanë asimetri pozitive, ndërsa sedimentet e plazhit, në të cilën materiali është më i trashë, dhe asimetria është negative (Woodroffe, 2002). Dallohen tre grupe, konkretisht simetrike- 78%; asimetri e imët- 17%; asimetri shumë e imët- 5%. Shumica e sedimenteve hyjnë në kategorinë simetrike, gjë që tregon mungesën e kushteve ekstreme.

- Koificienti i mprehtësisë së kurbës (KG) është një masë e shkallës në të cilën kurba është rrafshuar ose e kulmuar (Folk, 1964). Ky parametër mat raportin e renditjes në ekstremitetet e shpërndarjes në krahasim me sortimin në pjesën qendrore, është gjithashtu një test i ndjeshëm dhe i vlefshëm i normalitetit të shpërndarjes (Folk et al., 1957). Grafiku i sfericitetit varion nga 0.98Ø (S.46) në 2.92Ø (S.6), duke dalluar tre grupe, konkretisht mesokurtik 72.5%; leptokurtik 20.7% dhe shumë leptokurtik 6.8%. Shumica e kampioneve shfaqin një shpërndarje normale, ndërsa kampionet (S.7C; S.34/A; S.6) me shpërndarje shumë leptokurtike të cilat janë indikatorë për depozitim në një mjedis lumor ose baticë.

Mesatarja dhe sortimi kanë një kovariancë (Tucker, 2003), që mund të shpjegohet me faktin se të dy parametrat kontrollohen hidraulikisht, d.m.th. në secilin mjedis sedimentet e renditura mirë kanë mesataren në rangun e madhësisë së imët. Rezultatet tregojnë se kampionet e deltës së lumit Vjosa janë më së shumti me një sortim të mirë dhe të moderuar mirë ndërsa madhësia e grimcave është i imët dhe mesatare. Kjo mund të lidhet me transportimin e gjatë të sedimenteve, si dhe vazhdon përpunimin e sedimenteve nga valët dhe rrymat. Delta e lumit Vjosa zotëroi 20 meanders në 1996 (Ciavola, 1999), të cilat mund të shpjegojnë këtë granulometri dhe renditje. Normalisht, ekziston një prirje e përgjithshme që vlerat e sortimit të rriten ndërsa rritet madhësia mesatare e grimcës. Lidhur me krahasimin e këtyre vlerave midis dy anëve të grykëderdhjes, është vrojtuar se nuk ka diferenca të mëdha. Ndryshime të evidentueshme vëmë re në kampionin S.2, i cili ka sortim shumë të mirë lokalizuar pranë grykëderdhjes në anën jugore, ndërsa kampioni S.6 ka sortim të dobët është lokalizuar në veri të grykëderdhjes.

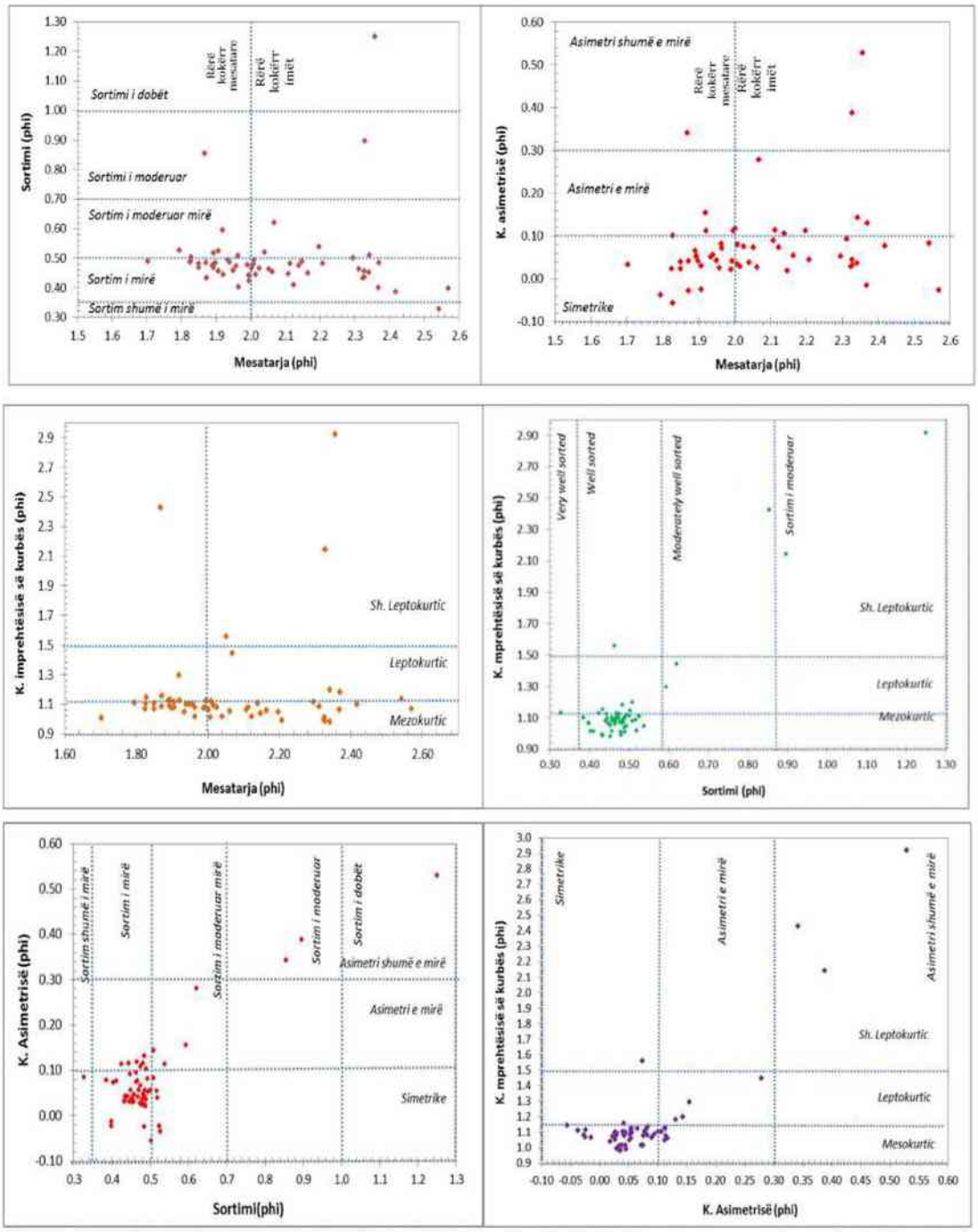


Figura II.3.3.2. Plotimet bivariate: a) Mesatarja vs Sortimi; b) Mesatarja vs Asimetri; c) Mesatarja vs Koif. mprehtësisë së kurbës; d) Sortimi vs Asimetri; e) Sortimi vs Koif. mprehtesise së kurbës; f) Asimetri vs Koif. mprehtësisë së kurbës.

Mesatarja vs Skewness tregojnë se kampionet janë pranë zonës simetrike dhe më pak për asimetri të mirë dhe shumë më pak për asimetri shumë të mirë për rërat e imëta dhe mësatare. Vetëm tre kampione kanë asimetri shumë të mirë (S.7/C në anën e poshtme të grykëderdhjes; S.34/A; S.6 në anën e sipërme të gryëderdhjes). Shumica e kampioneve janë mesokurtik ndjekur nga leptokurtik për rëra shumë të imëta dhe ato mesatare.

Sortimi vs Asimetri tregojnë se kampionet e deltës së Vjosës janë simetrike me sortim të mirë, ndjekur nga simetrike me sortim të moderuar mirë. S.7/C dhe S.34/A bien në fushën e asimetrisë shumë të mirë me sortim të moderuar, ndërsa kampioni S.6 në anën e sipërme shfaqet me sortim të dobët dhe asimetri shumë të mirë.

Sortimi vs kurtosis tregojnë për kampione të sortuara mirë dhe shpërndarje mezokurtike. Ndërsa disa kampione me sortim të moderuar mirë shfaqen gjithashtu me shpërndarje mezokurtike. S.7/C dhe S.34/A tregojnë për shpërndarje shumë leptokurtike dhe sortim të moderuar, ndërsa kampioni S.6 ka sortim të dobët dhe shpërndarje shumë leptokurtike. Rezultatet tregojnë që vlerat e koificientit të mprehtësisë së kurbës rriten me rritjen e sortimit të sedimenteve.

Asimetri vs koificienti i mprehtësise së kurbës përdoret për të përcakuar mjedisin e depozitimeve, rezultatet e të cilave tregojnë se kampionet janë më së shumti mesokurtik dhe me shpërndarje simetrike. Kjo tregon se shumica e kampioneve janë depozituar në një mjedis më energji të uët deri në mësatare. Të dhënat e përftuara nga shpërndarja e madhësisë së grimcave tregon dominancën e rërave të imëta në mesatare, shpërndarje unimodale, të cilat janë tregues për mjedise me energji të ulët. Parametrat teknike tregojnë që kampionet janë më së shumti me sortim të mirë që ndiqet nga sortimi i mirë i moderuar, dhe një asimetri simetrike dhe shpërndarje mesokurtik deri në shumë leptokurtik. Grafikët tregojnë se sedimentet janë depozituar në mjedise të qeta me energji të ulët, në mungesë të kushteve ekstreme, gjithashtu për një transport me distance të largët dhe në aktivitet të vazhdueshëm të valëve.

II.3.3.2. Funksionet linear diskriminante për kampionet e litoralit

Funksionet e propozuara nga Sahu (1964), janë përdorur për të klasifikuar dhe interpretuar proçeset dhe mjediset e depozitimit të sedimenteve. Funksionet janë Y1 (aeoliane, plazhe); Y2 (ujëra të cekëta; plazhi (backshore); Y3 (det i cekët; deltaikë); Y4 (turbidite dhe deltaike).

Ekuacionet e LDF janë si më poshtë, ku M - madhësia mesatare e grimcave; r - sortimi; Sk - asimetria; KG - sfericiteti (Baiyegunhi et al, 2017; Maity & Maiti, 2016; Rashedi & Siad, 2016; Gaafar et al., 2014);

$$Y1 = -3.5688M + 3.7016r^2 - 2.0766SK + 3.1135KG$$

(Y1 < -2.7411 – mjedisi klasifikohet si aeolian; si dhe Y1 > -2.7411 mjedisi klasifikohet si bregdet);

$$Y2 = 15.6534M + 65.7091\ r^2 + 18.1071SK + 18.5043KG$$

(Y2 < 65.365 – mjedisi klasifikohet si ujëra të cekëta dhe Y2 > 65.365, mjedisi konsiderohet bregdet /vija e pasme");

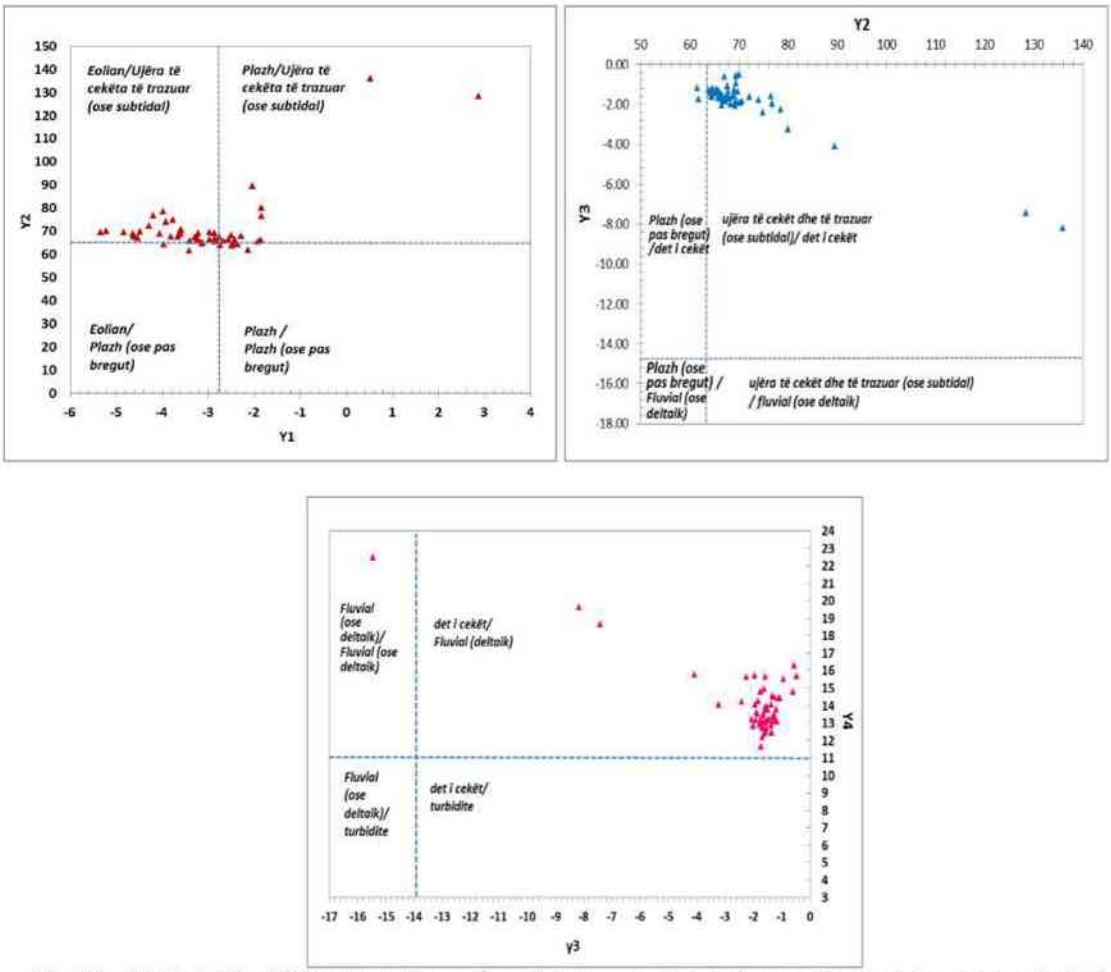
$$Y3 = 0.2852M - 8.7604r^2 - 4.8932SK + 0.0482KG$$

(Y3 < −7.419, mjedisi kasifikohet fluviale/deltaike, dhe Y3 > −7.419, mjedisi është 'det i cekët');

$$Y4 = 4.5129M - 1.2837r^2 + 3.5904SK + 4.1038KG$$

(Y4 < 9.8433, tregon depozitime të sotme turbidite dhe nëse Y4 > 9.8433, tregon për depozitime fluviale).

Funksionet lineare tregojnë që sedimentet janë depozituar më së shumti në kushtet e mjediseve të detit të cekët, të ripunuara nga proceset të dunës dhe të plazheve si dhe nga depozitime fluviale. Gjithashtu, kampionet janë depozituar më së shumti në kushtet e mjediseve të litoralit dhe mjedisit deltaike (nënmjedisi: fronti i deltës).



Grafiku II.3.3.3. Klasifikimi i mjediseve sipas fuksioneve diskriminante lineare (sipas propozimit të Sahu, 1964).

II.3.3.3. Diagrama Passega për kampionet e litoralit

Rrymat e shtratit për transportimin e sedimenteve (Passega, 1964) janë:

- Rrymat tërheqëse të cilat janë të afta të transportojnë ngarkesën e tyre qoftë me rrokullisje ose në pezullim.Lumenjtë, rrymat detare ku valët prekin shtratin janë rryma tërheqëse.
- Rrymat turbidite që zakonisht rrjedhin gjatë një kohe të kufizuar dhe që janë të shpejta sa nuk mund të ndiqen nga grimcat e rrokullisjes. Ngarkesa e tyre është tërësisht një ngarkesë në pezullim.

Diagrama CM përdoren për të dëshifruar forcat hidrodinamike që janë të pranishme gjatë depozitimit të sedimenteve (Passega, 1964). Siç shfaqet në figurën II.3.3.4.a, grafiku CM binar i parametrave C (vlera një përqind në mikron) përkundrejt vlerës mesatare (në mikron) pas një transformimi të probailitetit log, për të gjetur natyrën e sedimentevve transporti. Këto diagrame të propozuara nga Passega (1957) tregojnë një klasifikim me fushat e mëposhtme: Modeli bazë: 1, 4, 5; lumenjtë, rrymat tërheqëse; 2, 6a, 6b: turbidite; 3: pelagjik; 7: plazhi. Për më tepër, kampionet paraqiten kryesisht në zonën (4) d.m.th. në fushën e lumenjve dhe rrymave tërheqëse.

Diagrami tjetër i Passega (1964) tregon një klasifikim me fushat e mëposhtme: Rolling-NO; Rolling and Suspension-OP; pezullimi dhe rrotullimi-PQ; pezullimi i graduar-QR; pezullim uniform-RS; dhe pezullimi pelagjik-T. Në figurën II.3.3.4.b: Cr është madhësia më e lehtë për t'u rrokullisur, këto madhësi të ndërmjetme janë ato që janë shumë të mëdha për t'u transportuar si një pezullim i shkallëzuar dhe shumë të vogla për t'u mbështjellë lehtë; Cs, madhësia e grimcës më e madhe e transportuar si një pezullim i graduar; Cu - madhësia më e madhe e grimcës e transportuar si një pezullim uniform (Passega, 1964). Vizatimi i parametrave M kundrejt C në grafikun e propozuar nga Passega tregon se kampionet kryesisht komplotojnë në fushën 3, d.m.th. Pezullimi dhe Rrotullimi (PQ) dhe më pak në kategorinë Pezullimi i moderuara (QR). Prania e kampioneve të vizatuara në pezullimin e moderuar (QR) tregon që këto sedimente ripunohen nga veprimet e valëve.

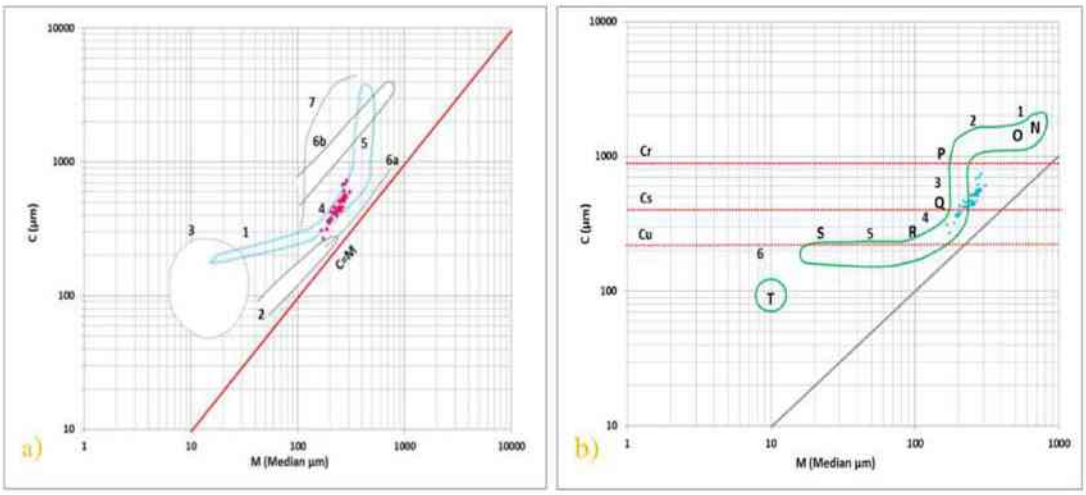


Figura II.3.3.4. Ilustrimi i diagramave a) Passega, 1957; b) Passega, 1964.

II.3.3.4. Granulometria e sedimenteve me metoden e sitisjes dhe krahasimi i saj me metodën e Laserit

Nisur nga rezultatet e përftuara dallojmë që kampionet e Deltës se Vjosës janë rëra kokërr imët deri në mesatare, të sortuara mirë deri në shumë mirë, me kurba simetrike deri në asimetri shumë të mirë, si dhe koifiçienti i mprehtësisë së kurbës bie në platykurtik deri në mesokurtik. Grafikët granulometrike të kësaj analize janë të paraqitura në Aneksin B.

Tabela II.3.3.1. Wt% e madhësisë së grimcave (metoda e sitisjes).

		Fraksionet në mikron										
Nr. Kamp	P. fillest.gr.	2000	1000	710	500	355	250	125	90	63	45	<45
P. 1	500	0	0	0.1	0.1	0.9	43.2	433.3	20	1.6	0.1	0.1
P. 2A	500	0	0	0	0.1	3.8	204.6	284.8	6	0.3	0	0
P. 2B	500	0	0	0.1	0.1	9	290.9	195.6	3.5	0.1	0	0
P.2C	500	0	0	0.1	0.5	14	242.7	236.9	4.3	0.6	0.1	0.1
P. 4	500	0	0	0.3	3.3	18	120.4	350	5.6	1.2	0.4	0
P. 5	500	0	0	0.1	0.1	3	123	367	5	0.8	0.2	0
P. 6	500	0	0	0.1	7.3	27	138.2	317.4	5.2	1.7	1	1.3
P. 7 A	500	0	0	0.7	2.3	3.3	108.2	377.8	6.4	0.6	0.1	0.1
P. 7 B	500	0	0	1	0.2	0.5	14.1	473.5	7.7	1.3	0.7	0.6
P. 7 C	489.7	0	0	0.3	9.6	11	63	379.9	13.8	4.8	3.4	1.8
P. 48	500	0	0	0.2	0.1	1.6	22.4	448.4	26.5	0.4	0	0
P. 49	473	0	0	0.1	0.2	7	149.1	313	2.8	0.4	0.1	0.1
P. 50	500	0	0	0.1	0.4	19	235.8	242.1	1.8	0.3	0	0
P. 51	500	0	0	0.1	0.2	8.7	233.6	253.4	2.9	0.4	0	0
P. 52	500	0	0	1	0.5	2.2	247.9	240.5	6.7	0.3	0	0
P. 53	395	0	0	0.1	0.1	8.1	154.4	229.7	2	0.3	0.1	0
P. 54	500	0	0	0.1	0.1	6	187.5	302.7	2.7	0.5	0.1	0.1
P. 55	500	0	0	0.1	0.3	13	250.3	234	1.8	0.2	0.1	0
P.Ak 1/A	500	0	0	0	0	0.3	11.1	479.1	7.5	0.8	0	0
P.Ak 1/B	500	0	0	0	0.1	0.8	23.6	469.3	5.1	0.5	0.1	0.1
P.Ak 2	503	0	0	0	1.1	4.4	117	375.1	4.1	0.2	0	0
P.Ak 3	500	0	0	0.2	0.2	4.2	122	367.7	4	0.7	0.2	0.2
P.Ak 4	500	0	0	0.4	1.7	6.1	74.3	412.8	3.3	0.2	0.1	0
P.Ak 5	500	0	0	0.1	0.1	1	30	460.3	5.9	0.8	0.2	0.2
P.Ak 6	500	0	0	0.1	0.1	1.4	30.1	459.5	7	0.9	0.3	0.4
P.Ak 7 A	500	0	0	0.4	0.1	0.5	15.8	472.2	7.7	1.3	0.5	0.5
P.Ak 7 B	500	0	0	1	0.2	0.5	14.1	473.5	7.7	1.3	0.7	0.6

II.3.3.5. Krahasimi i metodës së Sitisjes me Laser Diffraction Analysis (LDA)

Tabela II.3.3.2. Shpërndarja e madhësisë së grimcave, metoda e Sitisjes (WentWorth, 1922).

Nr.	< 3.9	3.9 - 63	63 - 125	125-250	250-500	500 - 1000	Argj+Alev (S)	Rërë (S)
Ak 2	0.00	0.00	0.86	74.73	24.19	0.22	0.00	100
Ak 3	0.00	0.08	0.9	73.63	25.31	0.08	0.08	99.92
Ak 4	0.00	0.02	0.7	82.74	16.12	0.42	0.02	99.98
Ak 5	0.00	0.08	1.34	92.32	6.22	0.04	0.08	99.92
Ak 6	0.00	0.14	1.58	91.94	6.3	0.04	0.14	99.86
Ak 7/a	0.00	0.2	1.8	94.63	3.27	0.1	0.20	99.8
Ak 7/b	0.00	0.26	1.8	94.78	2.92	0.24	0.26	99.74
S.1	0.00	0.04	4.33	86.74	8.85	0.04	0.04	99.96
S.5	0.00	0.04	1.16	73.52	25.24	0.04	0.04	99.96
S.6	0.00	0.46	1.38	63.65	33.03	1.48	0.46	99.54
S.7/A	0.00	0.04	1.4	75.64	22.32	0.6	0.04	99.96
S.7/B	0.00	0.04	7.7	81.59	10.63	0.04	0.04	99.96
S.7/C	0.00	1.07	3.81	77.91	15.18	2.03	1.07	98.93
A1/48	0.00	0.00	5.38	89.76	4.8	0.06	0.00	100
A2/49	0.00	0.04	0.68	66.2	33.02	0.06	0.04	99.96
A3/50	0.00	0.00	0.42	48.44	51.04	0.1	0.00	100
A4/51	0.00	0.00	0.66	50.75	48.53	0.06	0.00	100

A5/52	0.00	0.00	1.4	48.19	50.11	0.3	0.00	100
B1/53	0.00	0.03	0.58	58.18	41.16	0.05	0.03	99.97
B2/54	0.00	0.04	0.64	60.56	38.72	0.04	0.04	99.96
B3/55	0.00	0.02	0.4	46.86	52.64	0.08	0.02	99.98

Tabela II.3.3.3. Shpërndarja e madhësisë së grimcave, metoda e Laserit (WentWorth, 1922).

Nr.	< 3.9	3.9-63	63 - 125	125-250	250-500	500 - 1000	Argj+Alev (L)	Rërë (L)
Ak2	0.74	0.86	2.65	54.75	41.00	0.00	1.60	98.40
Ak3	1.12	1.26	3.02	55.60	39.00	0.00	2.38	97.62
Ak4	0.58	0.67	3.45	59.80	35.50	0.00	1.25	98.75
Ak5	0.90	1.27	6.23	66.60	25.00	0.00	2.17	97.83
Ak6	1.00	1.25	6.25	64.50	27.00	0.00	2.25	97.75
Ak7a	1.47	1.98	6.85	66.70	23.00	0.00	3.45	96.55
Ak7b	1.30	1.80	6.90	69.00	21.00	0.00	3.10	96.90
S.1	0.31	1.10	13.59	77.60	7.40	0.00	1.41	98.59
S.5	0.72	0.72	2.26	49.50	46.80	0.00	1.44	98.56
S.6	3.70	8.90	4.90	50.20	32.30	0.00	12.60	87.40
S.7/A	0.83	0.92	1.31	46.94	50.00	0.00	1.75	98.25
S.7/B	1.05	1.31	5.92	54.40	37.32	0.00	2.36	97.64
S.7/C	1.94	5.92	6.65	55.49	30.00	0.00	7.86	92.14
A1/48	0.61	1.15	4.19	76.55	17.50	0.00	1.76	98.24
A2/49	0.70	0.53	0.87	31.40	58.81	7.69	1.23	98.77
A3/50	0.70	0.47	0.93	37.40	56.00	4.50	1.17	98.83
A4/51	0.60	0.45	0.95	33.50	64.50	0.00	1.05	98.95
A5/52	0.56	0.42	2.10	44.92	52.00	0.00	0.98	99.02
B1/53	0.70	0.70	1.80	39.30	52.56	4.94	1.40	98.60
B2/54	0.70	0.65	1.65	42.50	53.02	1.48	1.35	98.65
B3/55	0.67	0.68	1.85	45.40	50.06	1.34	1.35	98.65

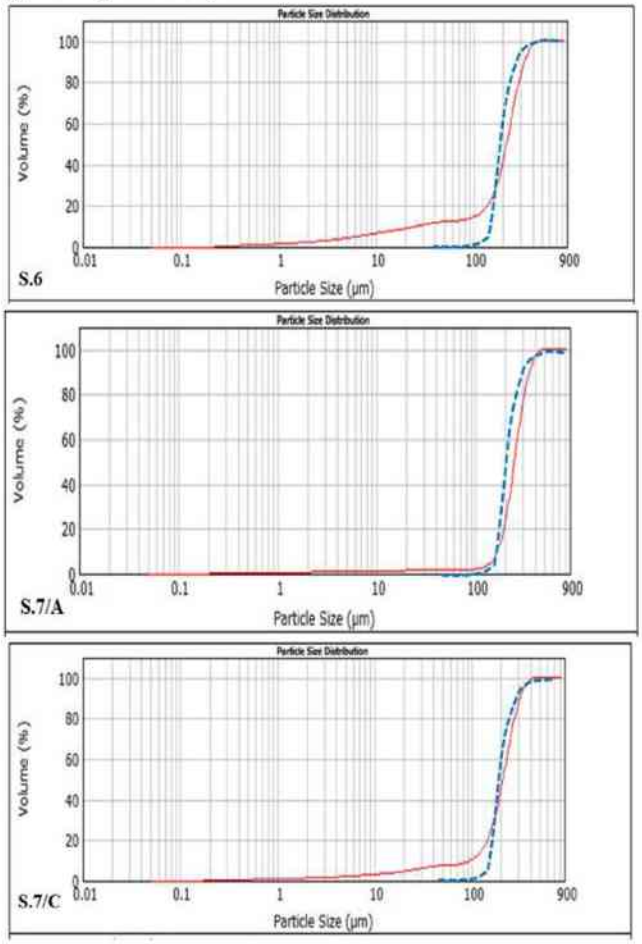
Tabela II.3.3.4: Parametrat nga matjet e grafikut (sipas Folk dhe Ward, 1957, Logaritmik).

	Sitisja							Laser						
Sample	Ø5	Ø16	Ø25	Ø50	Ø75	Ø84	Ø95	Ø5	Ø16	Ø25	Ø50	Ø75	Ø84	Ø95
Ak 2	1.59	1.83	2.03	2.36	2.71	2.83	2.98	1.44	1.68	1.82	2.09	2.40	2.55	2.94
Ak 3	1.59	1.83	2.00	2.35	2.70	2.80	2.98	1.43	1.69	1.83	2.12	2.43	2.61	3.05
Ak 4	1.62	2.00	2.11	2.42	2.74	2.84	2.98	1.47	1.73	1.87	2.16	2.46	2.61	2.98
Ak 5	1.92	2.12	2.20	2.49	2.77	2.85	2.98	1.62	1.87	2.01	2.30	2.61	2.77	3.20
Ak 6	1.92	2.12	2.21	2.51	2.77	2.86	2.98	1.49	1.82	1.97	2.29	2.61	2.78	3.22
Ak 7/a	2.01	2.12	2.23	2.51	2.76	2.87	2.98	1.66	1.86	2.04	2.33	2.64	2.84	3.42
Ak 7/b	2.04	2.18	2.25	2.53	2.80	2.87	3.01	1.68	1.93	2.07	2.35	2.66	2.83	3.38
S. 1	1.80	2.10	2.21	2.50	2.77	2.89	3.01	1.91	2.17	2.32	2.58	2.84	2.95	3.25
S. 5	1.59	1.83	2.00	2.35	2.70	2.84	2.98	1.32	1.61	1.92	2.04	2.33	2.51	2.91
S. 6	1.35	1.69	1.83	2.28	2.66	2.80	2.98	1.46	1.73	1.88	2.21	2.71	3.13	7.39
S. 7 / a	1.59	1.87	2.04	2.39	2.70	2.84	2.97	1.32	1.58	1.75	2.02	2.31	2.45	2.82
S. 7 / b	1.76	2.07	2.21	2.49	2.80	2.94	3.20	1.45	1.67	1.85	2.18	2.56	2.74	3.25
S. 7 / c	1.52	1.97	2.11	2.46	2.77	2.87	3.01	1.52	1.79	1.94	2.27	2.68	2.93	5.44
A 1 /48	2.04	2.14	2.25	2.53	2.80	2.91	3.05	1.70	1.98	2.12	2.37	2.64	2.75	3.05
A2 / 49	1.55	1.76	1.90	2.28	2.66	2.80	2.98	0.85	1.29	1.46	1.80	2.13	2.30	2.66
A 3/ 50	1.52	1.66	1.73	2.00	2.53	2.70	2.94	1.03	1.40	1.56	1.88	2.19	2.34	2.68
A4 / 51	1.55	1.66	1.76	2.04	2.56	2.73	2.94	0.92	1.34	1.53	1.84	2.15	2.30	2.65
A5 / 52	1.57	1.68	1.75	1.99	2.53	2.70	2.94	1.29	1.57	1.71	1.99	2.28	2.42	2.79
B1 / 53	1.55	1.70	1.81	2.17	2.61	2.76	2.93	0.99	1.40	1.58	1.91	2.24	2.41	2.79
B2 / 54	1.55	1.68	1.84	2.19	2.63	2.75	2.94	1.18	1.50	1.66	1.95	2.26	2.42	2.79
B3 / 55	1.52	1.63	1.74	1.99	2.50	2.68	2.94	1.21	1.52	1.69	1.99	2.30	2.46	2.83

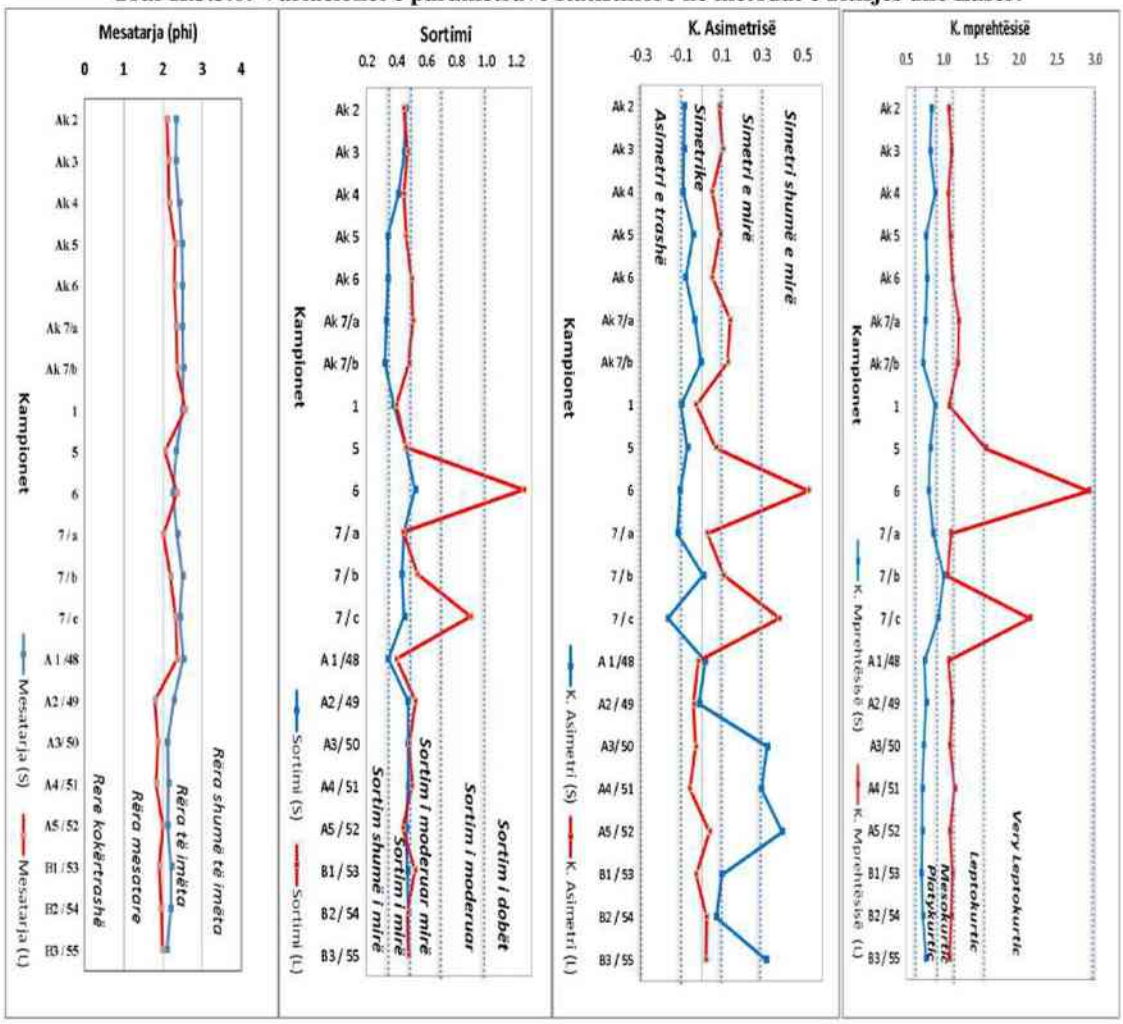
Tabela II.3.3.5. Parametrat statistikorë: Mesatarja, Sortimi, Koificienti i asimetrisë, Koif. Mprehtësisë së kurbës, sipas metodës së Sitisjes (S) dhe Laser (L).

Nr.	Mes (S)	Mes (L)	Sortimi (S)	Sortimi (L)	Asimetria (S)	Asimetria (L)	K. m.k. (S)	K.m.k (L)
Ak 2	2.34	2.11	0.46	0.45	-0.08	0.09	0.84	1.06
Ak 3	2.33	2.14	0.45	0.47	-0.09	0.11	0.82	1.10
Ak 4	2.42	2.16	0.41	0.45	-0.09	0.05	0.89	1.06
Ak 5	2.49	2.31	0.34	0.46	-0.04	0.09	0.76	1.09
Ak 6	2.50	2.29	0.34	0.50	-0.08	0.05	0.78	1.11
Ak 7/a	2.50	2.34	0.33	0.51	-0.03	0.14	0.75	1.20
Ak 7/b	2.53	2.37	0.32	0.48	0.00	0.13	0.72	1.18
S. 1	2.50	2.57	0.38	0.40	-0.10	-0.03	0.88	1.07
S. 5	2.34	2.05	0.46	0.46	-0.07	0.07	0.82	1.56
S. 6	2.26	2.36	0.52	1.25	-0.10	0.53	0.80	2.92
S. 7 / a	2.36	2.02	0.45	0.45	-0.12	0.03	0.86	1.09
S. 7 / b	2.50	2.20	0.43	0.54	0.01	0.11	1.00	1.05
S. 7 / c	2.43	2.33	0.45	0.90	-0.16	0.39	0.93	2.14
A 1 /48	2.53	2.37	0.34	0.40	0.02	-0.01	0.74	1.06
A2 / 49	2.28	1.79	0.48	0.53	-0.01	-0.04	0.76	1.11
A3/ 50	2.12	1.87	0.48	0.48	0.33	-0.03	0.73	1.08
A4 / 51	2.14	1.83	0.48	0.50	0.30	-0.06	0.71	1.14
A5 / 52	2.12	1.99	0.46	0.44	0.40	0.04	0.71	1.08
B1 / 53	2.21	1.91	0.47	0.52	0.10	-0.02	0.70	1.11
B2 / 54	2.21	1.96	0.48	0.47	0.07	0.03	0.72	1.10
B3 / 55	2.10	1.99	0.48	0.48	0.32	0.02	0.76	1.07

Figura II.3.3.5. Krahasimi i shpërndarjes së madhësisë së grimcave të përftuar nga Sitisja dhe Lazer. (ngjyra blu – Sitisja; ngjyra kuqe – Lazer).



Graf II.3.3.6: Variacionet e parametrave statistikore në metodat e Sitisjes dhe Laser.



Mesatarja - Është vrojtuar së ky parametër është në korrelacion pozitiv (R^2 = 0.63) ndërmjet dy metodave, kjo është lehtësisht e evidentueshme edhe nga vlerat e Ø16, Ø50, Ø84. Ky parametër shfaqet në vlera më të larta të (phi) në metodën e sitisjes. Në metodën e sitisjes, të gjitha kampionet konsistojnë në rëra të imëta, ndërsa në metodën e laserit ato janë 70% të imëta dhe 30% rëra me madhësi mesatare (vlerat në krahasime janë për kampionet e analizuara nga të dyja metodat). Lidhur me kampionet e S.1 dhe S.6, ky parametër është më i lartë në metodën e laserit, për shkak të vlerave të Ø16, Ø50 dhe Ø84 të cilat maten më saktë në metodën e laserit. Metoda e sitisjes konsiston për të përfshirë grafikun në vlerat mesatare, për shkak të matjes së grimcës në diamtrin e dytë të vogël. Të dyja metodat reflektojnë për kushte me energji të ulët të depozitimi, distancë të largët të transportit, si dhe ndërveprimin e aktivitetit të valëve.

Sortimi - është një parametër në varësi të koificientëve Ø5; Ø16; Ø25; Ø95, ku Ø95 ka një diferencë shumë të madhe midis dy metodave në kampionet me përmbajtje të konsiderueshmë të fraksionit argjilë dhe alevrolit, të cilat udhëheqin në interpretime të ndryshme. Metoda e sitisjes tregon një sortim më të mirë se metoda laser, sepse rezultatet e saj tentojnë të jenë uniforme në një madhësi grimcash mesatare, matja e saj konsiston më së shumti në matjen e gjerësisë së grimcës, si dhe <45 micron është e pamatur. Konkretisht 71% e kampioneve karakterizohen nga sortim i mirë, 23.8% sortim shumë i mirë, 4.76%

sortim i moderuar mirë, ndërsa në metodën e laserit 66.7% e kampioneve karakterizohen nga sortim i mirë, 23.8% sortim i moderuar mirë, kampioni S.7/C sortim të moderuar ndërsa kampioni S.6 sortim i dobët. Kampionet S.6 dhe S.7/C kanë vlera më të larta në metodën e laserit se në metodën e sitisjes. Sortimi nga njëra metodë në tjetrën ndryshon me një klasë në shumicën e kampioneve, po nuk shihen ndryshime të mëdha në interpretimet e rezultateve ndërsa në kampionet me përmbajtje të konsiderueshmë të fraksionit argjilë dhe alevrolit, ndryshimi është më i madh për shkak të ndryshimeve të Ø95, të cilat udhëheqin në interpretime të ndryshme, për kampionin S.6 (në metodën e sitisjes tregon për energji të ndryshme gjatë depozitimit, ndërsa në Lazer tregon për kushte me energji të fortë gjatë depozitimit). Sedimentet e renditura shumë mirë dhe të renditura mirë tregojnë se një përzgjedhje e mirë e grimcave ka ndodhur gjatë transportit ose depozitimit, e cila reflekton kushte mjaft të vazhdueshme të energjisë; ndërsa të renditura mesatarisht mirë dhe të renditura mesatarisht tregojnë ndikimin e variacioneve të energjisë. Sitisja tregon një klasifikim më të mirë se metoda lazer, sepse rezultatet e sitijes priren të jenë uniforme në një madhësi mesatare të grimcave si dhe madhësia <45µm është e pamatshme. Rezultatet e metodës së sitisjes për shumicën e kampioneve zbulojnë për transportin e gjatë të sedimenteve, kushtet konstante të energjisë, si dhe për ripunimin e vazhdueshëm të sedimenteve nga valët dhe rrymat. Ndërsa, rezultatet e metodës lazer për shumicën e kampioneve zbulojnë për transport të gjatë të sedimenteve nën ndikimin e kushteve konstante të energjisë, ndërsa për një pjesë të kampioneve tregon ndikimin e variacioneve të energjisë.

Koeficenti i asimetrise (Skφ) është parametër në varësi të Ø5; Ø16; Ø25; Ø50; Ø84; Ø75; Ø95. Në metodën e sitisjes, 62% e kampioneve karakterizohen nga shpërndarja simetrike, 23.8% asimetri shumë e mirë, 9.52% asimetri e mirë; 4.76% asimetri e trashë; ndërsa në metodën e lazerit 71.4% e kampioneve kanë shpërndarje simetrike; 9.52% asimetri shumë e mirë; 19% asimetri e mirë. Diferencat në rezultate për dy metodat vihen re në të gjitha kampionet, ndërkohë shpërndarja simetrike, është në përqindje të konsiderueshme për të dyja metodat, të cilat tregojnë për mungesën e kushteve ekstreme. Është e qartë se ndryshimet e evidentuara udhëheqin në interpretime të ndryshmë me së shumti në S.7/C, që jep dy interpretime: mungesën e kushteve ekstreme dhe mjedise me energji të lartë. Kjo më së shumti lidhet edhe me ndryshimet e mëdha të Ø95 e cila është e matur me saktësi në metodën e lazerit, ndërsa koificientët e tjerë si Ø5, Ø16, Ø50, Ø84, janë më të dukshme për kampionet A/50, A/51, A/52, B/55. Kampioni S. 6 tregon diferenca të mëdha për shkak të ndryshimeve në koificientët Ø84 dhe Ø95.

Koeficenti mprehtësisë së kurbës (KG) - Parametër i cili varet nga koificientët Ø5; Ø25; Ø75; Ø95. Në metodën e sitisjes 90.5% e kampioneve karakterizohen në shpërndarje platykurtic; 9.5% mesokurtic; ndërsa në metodën e Lazerit 52.4% e kampioneve karkakterizohen nga shpërndarje mesokurtic, 33.3% leptokurtic; 14.3% shumë leptokurtik. Referuar këtij parametri, ndryshimet dallohen në të gjitha kampionet, por për kampionet S.5; S.6 dhe S.7/C shfaqin vlera në ndryshime të mëdha, të cilat janë të lidhura më ndryshimin e parametrit Ø95, ku përmbajtja e argjilës dhe aevrolitit janë në sasi të konsiderueshme. Shpërndarja platykurtik e metodës së sitisjes lidhet me faktin se grafiku tenton të vendoset në vlerat 125-250 mikron siç duket edhe nga vlerat e tabelës së shpërndarjes së madhësisë së grimcave.

Rezultati i analizës do të jetë i ndryshëm në varësi të teknikës së përdorur, pasi çdo teknikë e përdorur ka një rezultat unik i ndryshëm nga teknika tjetër, kjo për faktin e

specifikave të secilës metodë. Lidhur me dy metodat e përdorura vëmë re këto dallime midis tyre.

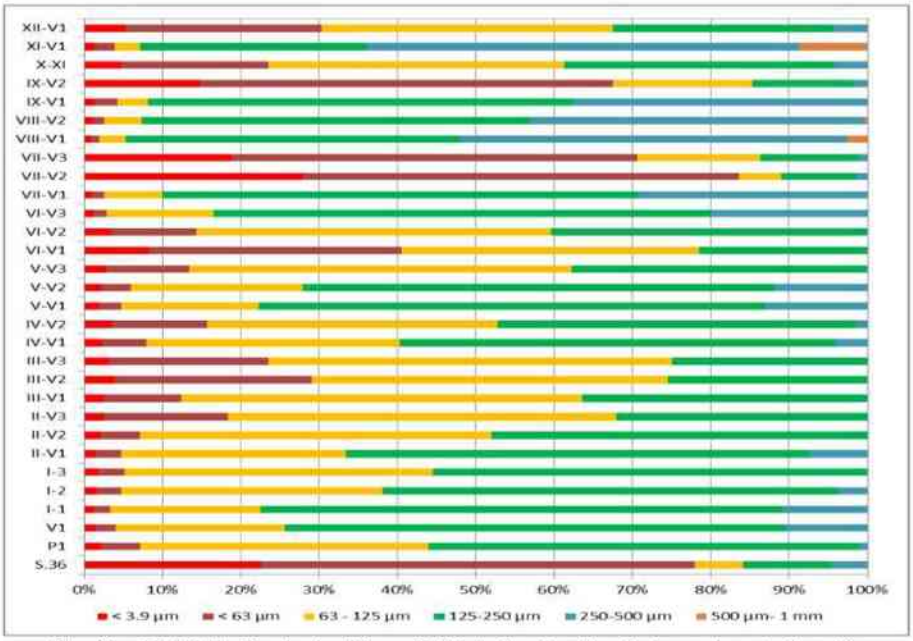
Tabela II.3.3.5. Ndryshimet kryesore të metodës së sitisjes me metodën e Laserit.

Krahasimet	Sitisja	Lazer
Pajisja/ Operimi	Kampion në sasi të madhe përfaqësuese	Kampion në sasi të vogël përfaqësuese
	Matja kryhet në kohëzgjatje të madhe	Matja kryhet në 15 sec.
	Një humbje e vogël e kampionit gjatë peshimit të sitave.	Nuk ka humbje në peshë.
	Përsëritja dhe riprodhueshmëria e rezutateve varet nga kushtet e sitave.	Përsëritja dhe riprodhueshmëria e rezutateve është më e mirë.
	Pajisje me kosto të ulët.	Pajisje me kosto të lartë.
	Kosto e lartë e operimit.	Kosto e ulët e operimit.
	Pastrimi i sitave kërkon një kohë relativisht të gjatë nga njëra matje në tjetrën.	Kohë e shkurtër e pastritmit nga njëri kampion tek tjetri.
	Zhurma akustike mesatare dhe vibrime	Zhurmë e ulët akustike
	Kërkon një hapësirë të konsiderueshme në laborator për pajisjet, sitat, kampionet, pajisjen e peshimit, librin e shënimeve.	Kërkon një hapësirë të vogël në laborator për pajisjen, kampionet, librin e shënimeve.
Rezultati i analizave	Rezultatet përftohen pas peshimit të fraksionit për çdo sitë.	Rezultatet përftohen në kohë reale.
	Ndërkohë sitisja përdoret në një rang të madhësisë 2000- 45 micron.	Instrumentet e reja të laserit kanë një limit të ulët të matjes përafërsisht 0.05 micron.
	Rezultatet tentojnë në rangun e 125-250 µm, rezultojnë në keqinterpretim të madhësië aktuale në një kampion.	Shpërndarja e kurbës është gjithëpërfshirëse.
	Performancë e dobët nën 45µm.	Performancë shumë e mirë në cdo madhësi, deri në <0.05µm.
	Madhësia e grimcave të trasha është më i madh sesa në metodën e Lazerit, ndërsa C (P99) ka vlerë më të ulët sesa në Lazer.	Madhësia e grimcave të trasha është më e vogël sesa në metodën e sitisjes, ndërsa C (P99) ka vlera më të larta sesa në sitisje.
	Grimcat tentojnë të reduktojnë madhësizë e tyre për shkak të gërryerjes dhe përplasjeve që cojnë në rezultate të pasakta që nuk reflektojnë shpërdarjen reale te grimcave.	Në metodën e lazerit, forma e grimcës është përafërsisht nga një rreth, gjatë regjistrimit madhësitë e mëdha mbulojnë madhësitë e vogla.
	Ø50 është më i lartë se tek Lazeri	Ø95 është më i lartë se sitisja.

II.3.3.6. Analiza granulometrike e sedimenteve të marra nën ujë

Sic duket edhe nga tabela nr. B5 Aneksi 2 dhe grafiku B2, kampionet e marra në thellësi kanë përbërje të lartë të fraksionit të rërës së imët dhe shumë të imët, ndërkohë:

- Sedimentet argjilore variojnë nga 1-28% (kampioni S.VII-V2 (27.9% argjilë);
- Sedimentet alevrolit variojnë nga 1-56%. Kampione alevrolitë janë S.36, VI-V1, VII-V2; VII-V3, IX-V2.
- Fraksioni i rërës së trashë është i limituar, maksimumi i saj arrihet në kampionin A2/49 (7.69% rërë e trashë). Kampioni A2/49 është niveli i poshtëm i kordonit dunor i hapur në profilin A.
- Pjesa më e madhe e kampioneve shfaqin shpërndarje unimodale, ndërsa kampionet VII-V3; VII-V2; IX-V2; S.36; XII-V2; VI-V1; shfaqin shpërndarje polimodale.



Grafiku II.3.3.7.: Variacioni i madhësisë së grimcës për kampionet nën ujë.

Mesatarja – rezultatet e grafikut të mesatares tregojnë se:

- Kampionet S.36, VI-V1, VII-V2; VII-V3, IX-V2 janë kampione alevrolitë
- 43% e kampioneve janë rëra të imëta;
- 33% e kampioneve janë rëra shumë të imëta;
- IX-V1 dhe VIII-V1, janë rëra mesatare.

Sortimi - rezultatet e grafikut të mesatares tregojnë se:

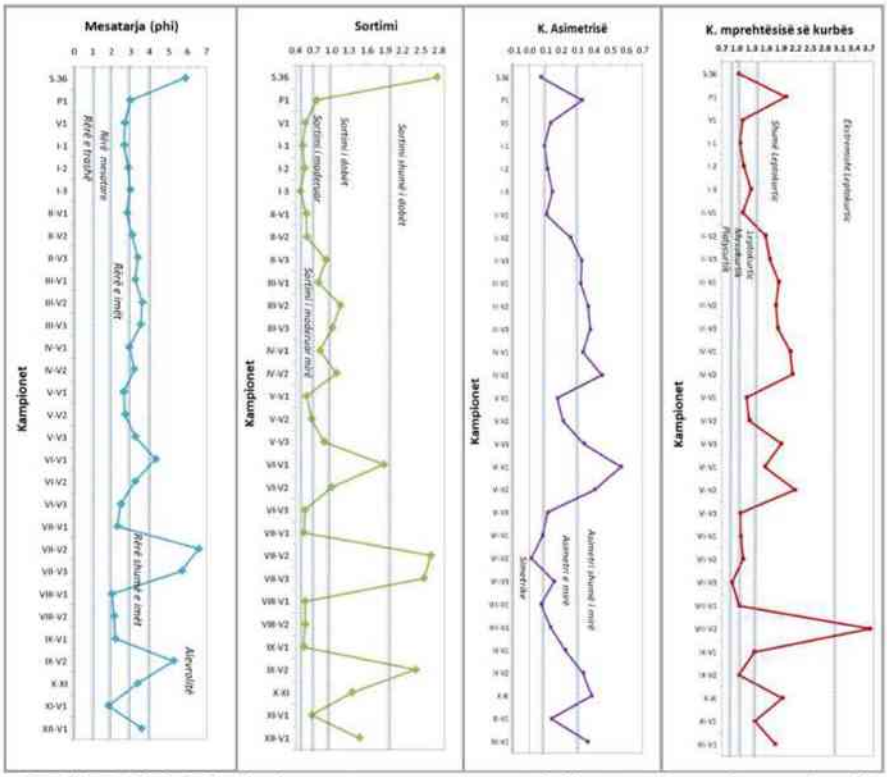
- Kampionet S.36, VI-V1, VII-V2; VII-V3, IX-V2 kanë sortim shumë të dobët
- III-V2; III-V3; IV-V2; VI-V1; VI-V2; X-XI; XII-V1; kanë sortim të dobët;
- I-V3 ka sortim të mirë
- P1; II-V3; III-V1; IV-V1; V-V3; kanë sortim të moderuar;
- V1; I-1; I-2; II-V1; II-V2; V-V1; V-V2; VI-V3; VII-V1; VIII-V1; VIII-V2; IX-V1; XI-V1; kanë sortim të moderuar.

Asimetria – rezultatet e grafikut të asimetrisë tregojnë se:

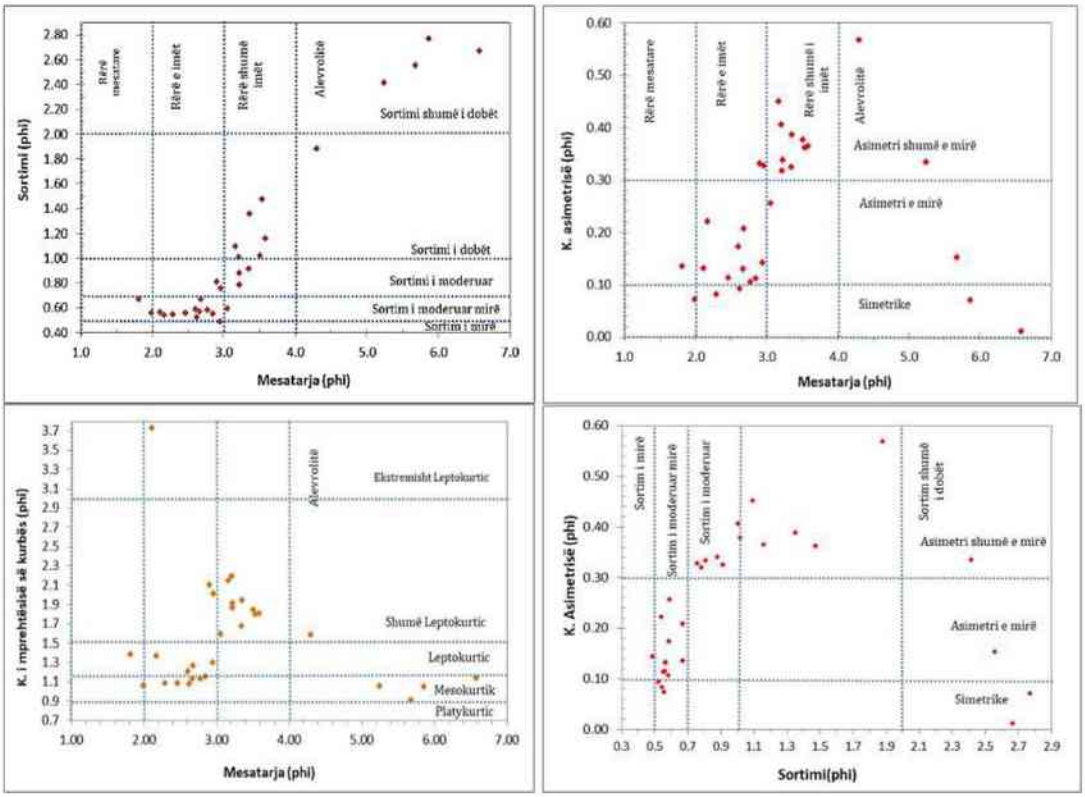
- kampionet P1; II-V3; III-V1; III-V2; III-V3; IV-V1; IV-V2; V-V1; VI-V1; VI-V2; IX-V2; X-XI; XII-V1; kanë asimteri shumë të mire;
- V1; I-I2; I-3; II-V1; II-V2; V-V1; V-V2; VI-V3; VII-V3; VIII-V2; IX-V1; XI-V1; kanë asimetri të mirë;
- S.36; I-1; VII-V1; VII-V2; VIII-V1; kanë shpërndarje simetrike;

Koif. mprehtësisë së kurbës – rezultate e grafikut tregojnë se:

- kampioni VIII-V2 ka shpërndarje ekstremisht leptokurtik;
- kampionet P1; II-V2; II-V3; III-V1; III-V2; III-V3; IV-V1; IV-V2; V-V3; VI-V1; VI-V2; X-XI; XII-V1; janë shumë leptokurtik;
- kampionet V1; I-1; I-2; I-3; II-V1; V-V1; V-V2; VII-V2; IX-V1; leptokurtik; dhe S36; VII-V1; VII-V3; VIII-V1; IX-V2; mezokurtik;



Grafiku II.3.3.8. Variacionet e parametrave statistikore për kampionet nën-ujë.



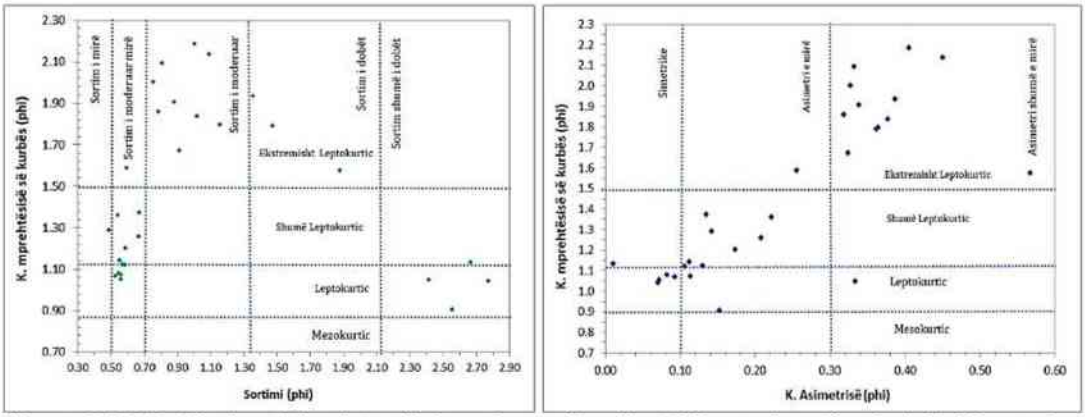


Figura II.3.3.9: Plotimet bivariate për kampionet nën ujë: a) Mesatarja vs Sortimi; b) Mesatarja vs Asimetri; c) Mesatarja vs Koif. mprehtësisë së kurbës; d) Sortimi vs Asimetri; e) Sortimi vs Koif. mprehtësisë së kurbës; f) Asimetri vs Koif. mprehtësisë së kurbës.

II.3.3.7. Funksionet linear diskriminante për kampionet nën ujë

Ekuacioni Y1 shfaqet në vlera që reflektojnë si kampione të mjediseve aeoliane dhe të plazhit; Ekuacioni Y2 tregon se 100% e kampioneve karakterizohen të depozituara në mjedise të ujërave të cekëta të trazuar (subtidale); Ekuacioni i Y3 reflekton vlera për mjedise të detit të cekët (57% të kampioneve); dhe 43% e kampioneve janë lumor/deltaike (S.36; II-V3; III-V2; III-V3; IV-V2; V-V3; VI-V1; VI-V2; VII-V2; VII-V3; IX-V2; X-XI; XII-V1); Ekuacioni Y4 tregon se 100% e kampioneve janë depozitime Lumore.

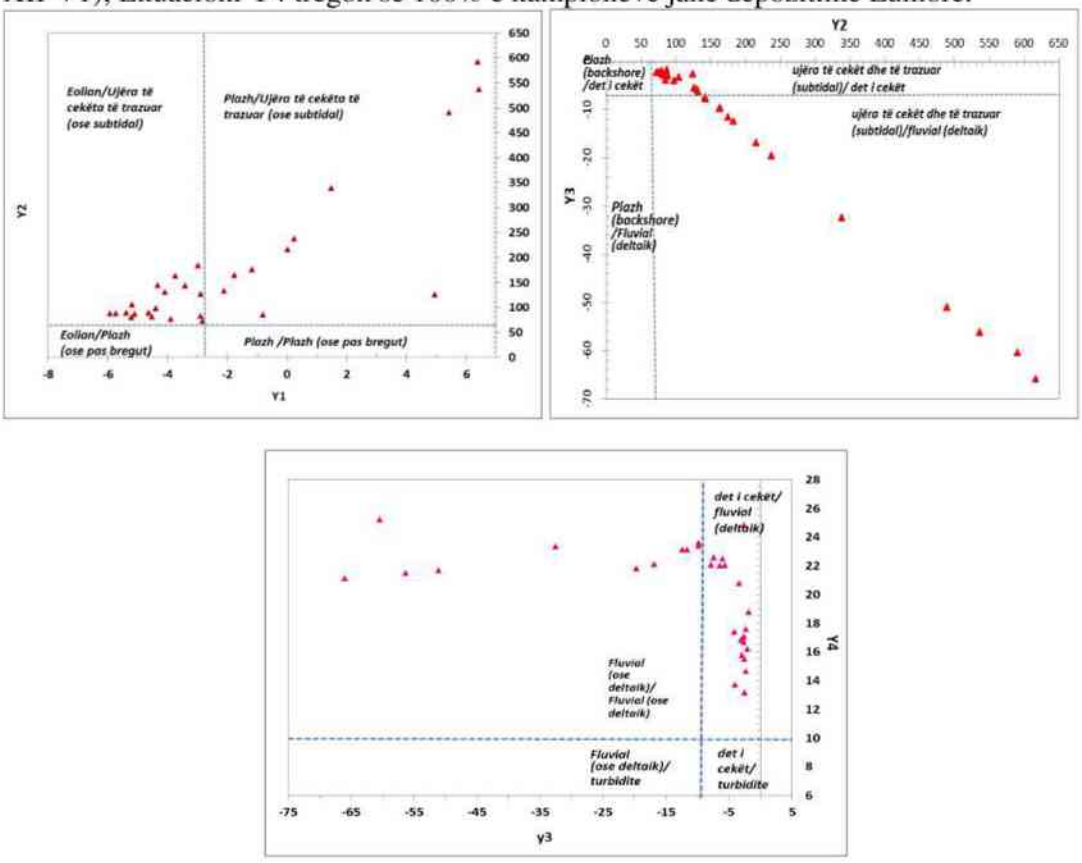


Figura II.3.3.10. Grafikët sipas fuksioneve lineare diskriminante për kampionet nën ujë (sipas propozimit të Sahu, 1964).

II.3.3.8. Diagrama Passega për kampionet nën ujë

Diagrama Passega (1957) tregon se kampionet vendosen në fushën 1 & 4: depozitime të rrymave tërheqëse (transporti i ngarkesës me rrokullisje ose pezull).

Diagrama Passega (1964) tregon se shumica e kampioneve kanë shpërdarje të sedimenteve në segmentin: **QR** (nga proceset e pezull/ suspensionit të moderuar).

- Një pjesë e kampioneve shfaqen në segmentin **PQ** - sedimente të transportuara më së shumti pezull me rrokullisje (XI-V1; VIII-V1; VIII-V2; VII-V1; IX-V1);
- Një pjesë e kampioneve shfaqen në segmentin **RS** - sedimente të trasportuara si pezull uniform (VII-V2; S.36; VII-V3; IX-V2; VI-V1; III-V2; III-V3, të cilat kanë sortim të dobët deri në sortim shumë të dobët, alevrolite ose rëra shumë të imëta).

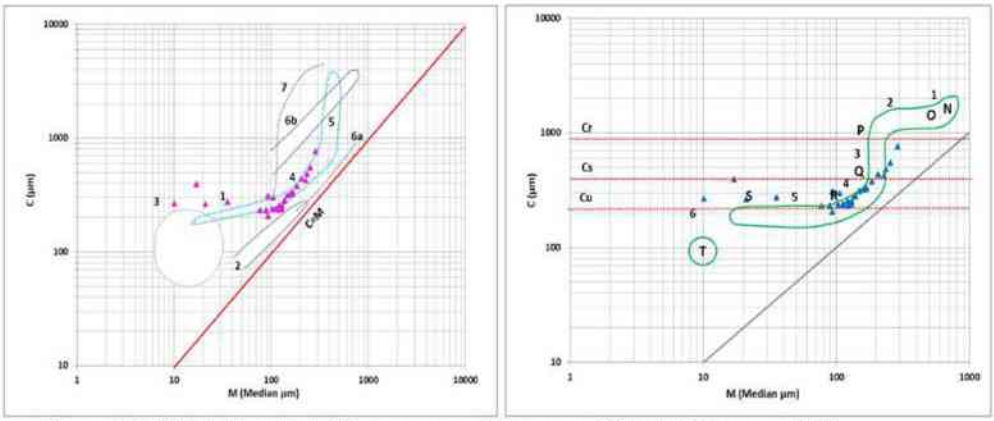


Figura II.3.3.11. Ilustrimi i diagramave a) Passega, 1957; b) Passega, 1964.

II.3.4 Dinamika e lëvizjes së vijës bregore të deltës së lumit të Vjosës për periudhën kohore 1870, 1918, 1937, 1957, 1988, 2007, 2011, 2016. Dukuritë erozive dhe akumulative të zonës bregore.

II.3.4.1 Ndryshimet e kursit të deltës së Vjosës dhe lëvizjeve bregore përgjatë viteve. Studimet ekzistuese.

Kombinimi i karakterit fizik të vijës bregdetare, proceseve gjeotektonike, sedimentologjike, gjeomorfologjike dhe oqeanografike, janë faktorët kryesore në zhvendosjen e shpeshtë të deltave të lumenjve.

Ndërkohë, në konfirgurimin e vijës bregdetare ndikojnë faktorët si më poshtë:

- ndërhyrjet njerëzore (ndërtimi i digave në lumenj; gërryerja e rërës dhe zhavorreve në shtratime të lumenjve pranë zonës bregdetare, modifikimet në gjire të bregdetit si dhe nxjerrja e fluideve nëntokësore të cilat çojnë në subsidencë të bregdetit).
- dinamika dhe evolucioni i deltës; tiparet fizike të lumit dhe sedimenteve të transportuara;
- bashkëpunimi i proceseve detare, energjia e valëve, drejtimet mbizotëruese të erës, rrymat, shelfi, me gjeometrinë dhe gjeomorfologjinë e deltës së Vjosës: delta e sipërme, e poshtme dhe nënujore, kanale të gërshetuara dhe gjarpëruese, depozitimet e mbushjes së gjireve, depozitimet e shpërndara të braktisura, baret. (Durmishi, 2013).

Delta e Lumit të Vjosës në Shqipëri është objekt i këtij studimi përsa i përket vlerësimit statistikor mbi erozionin dhe akumulimin përgjatë një kohë më të gjatë se një shekull, dinamikës dhe evolucionit të grykëderdhjes së këtij lumi. Kjo zonë karakterizohet nga bare me rërë, këneta kripe, kallamishte, laguna të vogla, duna rëre, kanale të braktisur, si dhe këneta të përkohshme. Orientimi tektonik i kodrave mollasike neogjenike Panaja dhe Frakulla kanë kushtëzuar gjeomorfologjinë e deltës së lumit Vjosa. Kjo zonë karakterizohet nga një erozion intensiv i vijës bregdetare, i ndikuar nga veprimtaria e rrjedhave të lumit Vjosa dhe aktiviteti i valëve të Detit Adriatik.

Modelet hapësinore të Deltës së Vjosës janë rezultat i proceseve fluviale dhe detare të kontrolluara kryesisht nga uji dhe shkarkimet e ngurta si dhe kushtet oqeanografike gjatë periudhës kohore që nga fillimi i Holocenit deri në ditët e sotme (Durmishi et. al., 2018).

Delta e Vjosës përfaqëson një formacion të dominuar nga valët, të karakterizuara nga baret e rërës, rrafshinat e baltës, kënetat e kripës, kallamishte, lagunat e vogla dhe kënetat e përkohshme. Afersisht 2/3 e Deltës së Vjosës është rezultat i progresit të deltës, gjatë një periudhe kohore prej 500 vjetësh (Fouache et al. 2001). Studimet e mëparshme dhe arkeologjike tregojnë zhvendosjen e deltës së Vjosës në jug të vendndodhjes së saj aktuale në Gjirin e Vlorës (aty ku u krijua Laguna e Nartës) si dhe në veri të saj përgjatë këmbës së kreshtës së strukturës së Frakulla, më pak se 1 km në jugperëndim të qytetit të lashtë të Apollonisë (Durmishi et. al., 2018).

Bazuar në klasifikimin e Galloway (1975), gjatë viteve 1870 – 2016 delta e Vjosës përfaqëson një deltë me mbizotërim nga valët, si dhe ka mbajtur morfologjinë e saj unifrome, me një formë të mirë "cuspate". Forma e saj si kep, vepron si një pikë divergjente për lëvizjet përgjatë bregut (Mathers et.al., 1999). Modelet hapësinore të Deltës së Vjosës janë rezultat i proceseve lumore dhe detare të kontrolluara kryesisht nga uji dhe shkarkimet e ngurta, si dhe nga kushtet oqeanografike gjatë periudhës kohore nga fillimi i Holocenit deri më sot (Durmishi et.al. 2018). Morfologjia e vijës bregdetare dhe e deltës së lumenjve lidhet ngushtë me depozitimet aluviale të sjella nga lumenjtë. Depozitimet aluviale të lumit, përbëhen kryesisht nga zhavorre, rëra dhe argjila që shpesh

ndërlidhen me torfe të formuara në liqene të vegjël në rrafshinën e përmbytjes. Njësia rrjedhëse formon një vendkalim që ndjek lumi që mbulojnë 30 km^2 (Ciavola et.al. 1999). Shkarkimi i përgjithshëm i sedimenteve të lumit Vjosa në Detin Adriatik është wt=7.5x10^6 ton/vit. Shkarkim i lumit është burimi kryesor i sedimenteve bregdetare në Gjirin e Vlorës (Pano, 1984). Nga rilevimet e 1870 (Austrian Navy 1872) janë matur 12 meandra përgjatë shtrirjes së Vjosës, në vitin 1950 janë matur 13 meandra, 1979 janë matur 14 meandra, 1986 (19 meandra) si dhe 1996 (20 meandra), e cila mbetet e njëjtë në numër me meandrat e 2016. Ciavola (1999) ka dhënë disa të dhëna në shkarkimet mesatare të ujit bazuar në rrezen e meandrave, të cilat tentojnë në ulje të vlerave në 1950, më pas shënojnë një rritje në 1979, si dhe ulen në 1986 sërish.

Njësia rrjedhëse eshtë i kufizuar me kanale, i cili ka bimësi të dobët dhe kultivohet rrallë. Këto depozitime përqëndrohen përgjatë bregdetit duke fomuar një lob sedimenti. Në të dy anët e këtyre lobeve, shufrat e rërës ndërtohen nën efektin e rrjedhës së gjatë të bregut. Sapo braktiset një grykëderdhje, procesi i akumulimit të sedimenteve ndalet, për të filluar procesin e rregullimit të vijës bregdetare, gjë që çon në regresion të shpejtë të vijës bregdetare rreth grykëderdhjes së braktisur. Brenda kontekstit gjeomorfologjik të një bregdeti të ulët, me bare me rërë, evolucioni i bregdetit është i shpejtë dhe shumë i ndjeshëm për variacione në depozitimet sedimentare, veçanërisht kur braktiset një grykëderdhje lumi (Nikolli, 1994).

Vija bregore përgjithësisht ka të bëjë me plazhe rërore dhe shtrihet në drejtimin VVL - JJP. Zona e studimit është ndërtuar nga depozitime aluviale dhe detare, që nga periudha e Kuaternarit e deri në ditët e sotme me një trashësi e cila varion nga 180-200m. Depozitimet aluviale janë kryesisht gravelite, rëra dhe argjila shpesh të ndërthurura me forma torfike në liqene të vogla dhe fusha përmbytëse. Depozitimet detare zënë shumicën e zonës bregdetare dhe janë kryesisht rërë dhe alevrolitë me përqëndrime lokale gravelite (Durmishi, 2013).



Figura II.3.4.1.Evolucioni i vijës bregdetare në deltën e Lumit Vjosë.



Figura II.3.4.2. Evolucioni i vijës bregore në krahun e djathtë të grykëderdhjes së Vjosës.

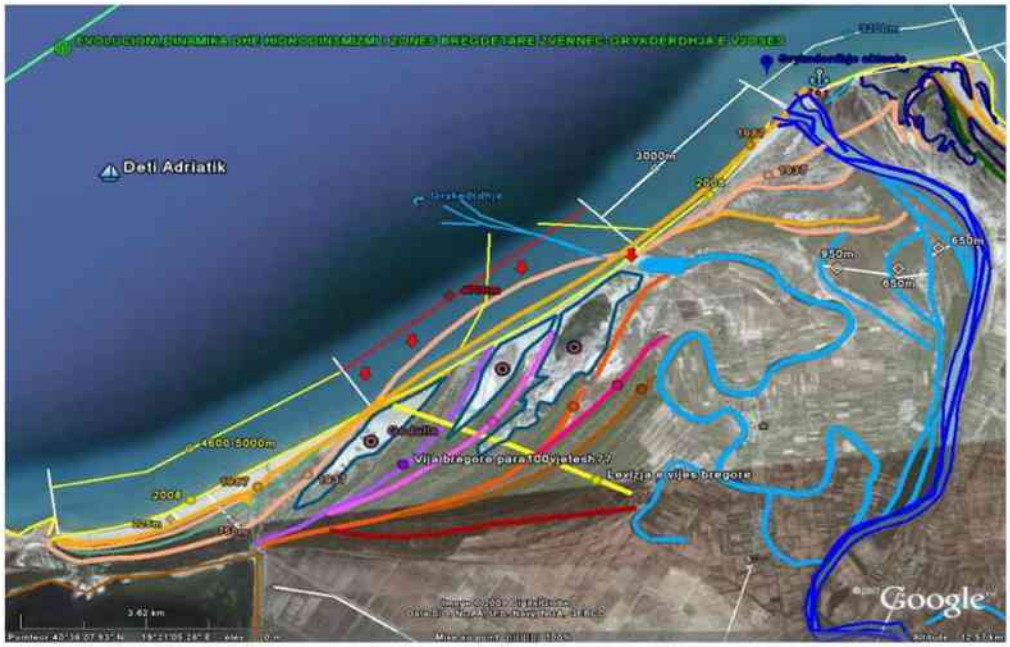


Figura II.3.4.3. Evolucioni i vijës bregore në krahun e majtë të grykëderdhjes së Vjosës.

Nga vlerësimi i evolucionit historik në 20 vitet e fundit përreth grykëderdhjes së Vjosës janë gërryer rreth 285 hektare dhe janë shtuar rreth 55 hektarë në zonën e plazhit të kepit të Dajlanit.

Segmente të zonës bregdetare nën influencën e erozionit kritik (Xhaferri et.al., 2012):

- Plazhi rëror i Povelçës me gjatësi prej 4.8km. dhe gjerësi të plazhit në vlerat 40-150-200m
- Plazhi rëror i krahut të majtë të grykëderdhjes aktuale të deltës së lumit të Vjosës deri në grykëderdhjen e vjetër, me gjatësi prej 3.0 km. dhe gjerësi të plazhit në vlerat 190-30-10-0m.
- Plazhi rëror i Pish Poros me gjatësi 3.7km. dhe gjerësi në vlerat 45-60-10-0-10m.

II.3.4.2. Përpunimi i të dhënave hartografike, fotografive satelitore në sistemin GIS.

Përpunimi statistikor i fenomenit sasior të erozion/akumulimit është kryer me anë të teknologjisë GIS duke përdorur informacionin e hartave topografike të zonës, studimet dhe raportet ekzistuese si dhe informacionin e ekstratuar nga Google Earth për periudhën 1870-2016. Këto studime janë të rëndësishme për master planet e zhvillimit turistik, ndërtimeve dhe infrastrukturës.

Gjatë trajtimit të studimeve të mëparshme si dhe interpretimit të hartave topografike janë evidentuar ndryshimet e shtrateve të lumit të Vjosës si dhe zhvendosjet e vazhdueshme të grykëderdhjes përgjatë Holocenit deri në fillimin e drenazhimit në 1950. Vijat e bregut për një periudhë gati 150 vjecare janë përdorur për të studiuar vijën bregdetare dhe evolucionin dinamik të deltës së lumit Vjosë. Për të përcaktuar sipërfaqet e eroduara të bregdetit të zonës së studimit janë përdorur hartat topografike 1:25000 të deltës së Vjosës, si dhe imazheve satelitore të ekstratuara nga Google Earth.

Analiza dinamike e vijës bregore, që korrespondon me vitet 1870, 1918, 1937, 1957, 1988, 2007, 2011, 20012, 2015 dhe 2016, tregon luhatje të pozicionit bregdetar. Rezultatet sasiore të erozionit/akumulimit korrespondojnë me intervalet kohore ndërmjet viteve të sipërmendura. Llogaritja e fenomeneve të depozitimit/akumulimit dhe erozionit është analizuar duke përdorur programin inxhinierik GIS.

Për të llogaritur sipërfaqet e gërryera dhe akumulimin me kalimin e viteve, informacionet e ndryshme në raportet dhe studimet ekzistuese janë gjeoreferencuar dhe më pas janë dixhitalizuar. Vijat bregore të viteve të ndryshme janë vendosur në sipërfaqe poligon për të mundësuar llogaritjen në sipërfaqe për çdo dy vite sipas përzgjedhjes së caktuar. Hedhja e vijave bregore të mësipërme ndihmon për të vëzhguar ndryshimet në vite të bregut si dhe avancimin e deltës së Vjosës herë në drejtim të lindjes dhe herë në perëndim.

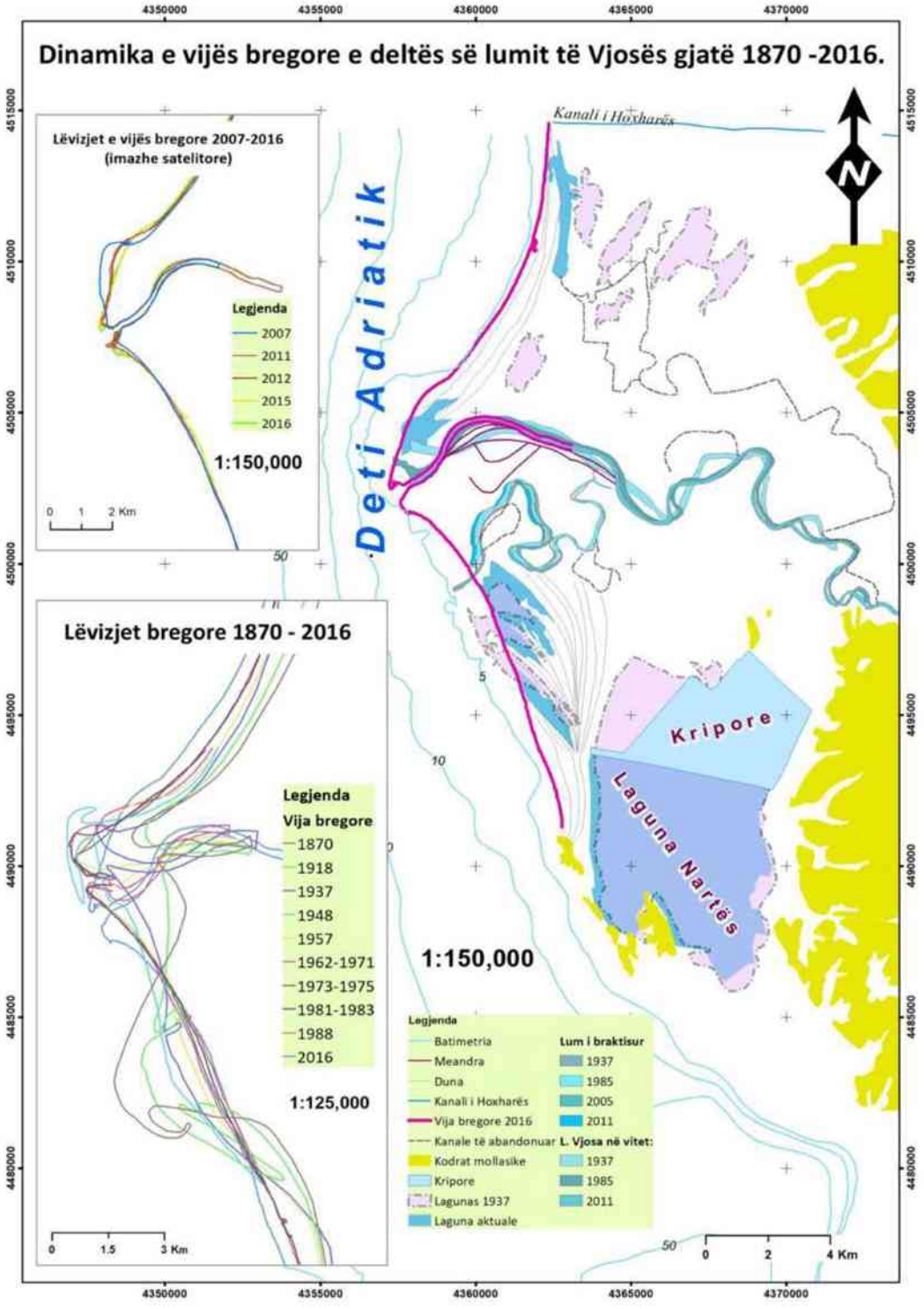


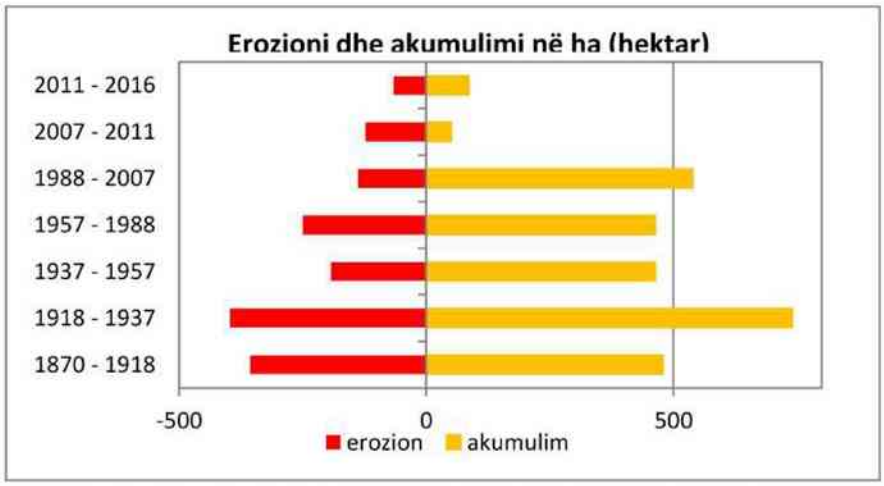
Figura II.3.4.4. Dinamika e vijës bregore e deltës së lumit të Vjosës gjatë 1870-2016.

Figura II.3.4.5. Dinamika e vijës bregore e deltës së lumit të Vjosës gjatë 1870-2016 (sip. e akumulimit dhe erodimit).

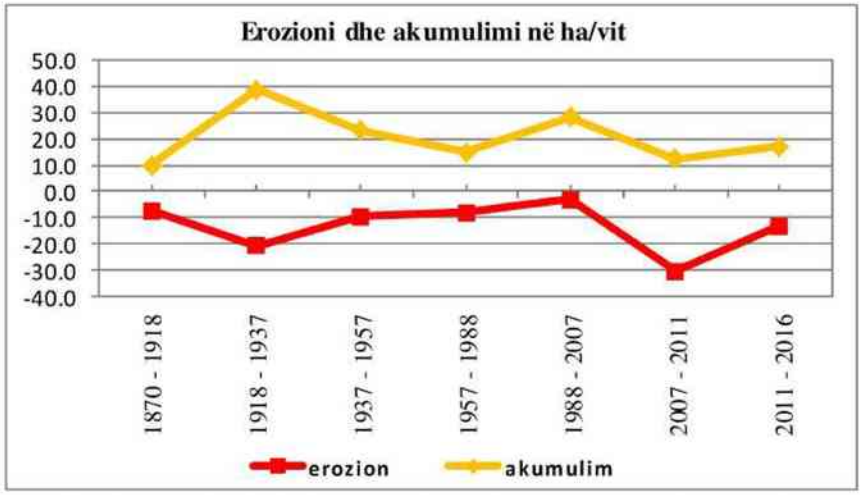
II.3.4.3. Përpunimi statistikor i fenomenit sasior të erozion/akumulimit.

Nga viti 1870-1918, grykëderdhja e Vjosës është zhvendosur nga lindja ndërkohë nga 1918 e në vazhdim ka përparuar drejt perëndimit. Gjatë viteve 1870-1937, gryka e lumit ka përparuar në drejtim të perëndimit, pjesa e sipërme e grykëderdhjes ka përparuar me 900 metra ndërsa pjesa e poshtme me 1350 metra. Ndërkohë, pranë Kanalit të Hoxharës ajo ka përparuar me një mesatare prej 400 m në perëndim (akumulim), ndërsa në pjesën e poshtme pranë ish grykëderdhjes ka përparuar me 1500m në lindje (erodim), e më pas pranë Lagunës së Nartës përparon në perëndim për të akumuluar. Gjatë viteve 1937-1957, grykëderdhja e Vjosës tenton sërish të përparojë në perëndim. Përgjatë viteve 1957-1985 grykëderdhja ka avancuar për në perëndim me lëvizje më të reduktuara.

Ndërkohë, pas 1985, goja e lumit ka tentuar të përparojë në jug të grykëderdhjes së saj. Gjatë viteve 1985 deri në 2016, gryka e lumit ka përparuar nga perëndimi dhe drejtohet për nga pjesa e poshtme e gojës. Vija bregdetare e pjesës së sipërme ka përparuar me 370 m në perëndim, dhe 120 m në lindje në pjesën e poshtme pranë ish grykëderdhjes. Ndërsa afër lagunës së Nartës përparimi ndryshon në lindje me 350 m.



Grafiku II.3.4.6. Sipërfaqet e erodimit dhe akumulimit në hektar.



Grafiku II.3.4.7. Sipërfaqet e erodimit dhe akumulimit në hektar/vit.

Në total, nga 1870 deri në 2016 proceset dinamike rezultuan në një sipërfaqe akumuluese prej rreth 21,7 km^2 dhe një sipërfaqe të gërryer rreth 7.5 km^2, e verejtur më së shumti në jug të grykëderdhjes së lumit. Përsa i përket vlerave të erodimit për vit, vihet re një shkallë e lartë e erozionit përgjatë 2007-2011 me një vlerë të 30ha/vit, ndërsa akumulimi më i lartë ka ndodhur përgjatë 1918-1937 me një vlerë 39 ha/vit. Rezultatet e tabelës së mëposhtme reflektojnë dominim të sipërfaqes së akumulimit kundrejt sipërfaqeve të erozionit i cili zvogëlohet pas 2007. Ndërkohë, në 2007-2016 reflektohet një dominim i sipërfaqeve të erozionit kundrejt sipërfaqeve të akumulimit. Kjo reflekton një tendencë që çon në erozion në të ardhmen.

Erozioni më intensiv i vijës bregdetare kushtëzohet drejtpërdrejt nga aktiviteti i valëve dhe ndodh në grykat e lumenjve dhe degët e braktisura. Sikurse theksuam më lartë, duke filluar pas viteve 1985, grykëderdhja është spostuar drejt jugut. Ndryshimet në deltën e Vjosës, kanë ndodhur si një rezultat i një akumulimi intensiv në grykëderdhjen e deltës, duke ngritur nivelin e shtratit të lumit dhe pasi cektohet ndodh zhvendosja për nga rajonet më të ulëta. Fenomeni i ndryshimit të drejtimit të gojës së lumit sjell edhe lëvizjen bregore në veri dhe jug të saj. Në këto fenomene ndikojnë edhe proceset gërryese, të cilat janë të ndryshme në kohë dhe në madhësi dhe janë në varësi të faktorëve atmosferike.

Ndryshimet në grykëderdhjen e Vjosës kanë tentuar për ta spostuar drejt jugut, gjë e cila shpjegohet nga predominimi i proçeseve gërryese dhe më pas transportimi i sedimenteve për në det, duke krijuar në grykëderdhje, kushtet për mbizotërimin e proceseve të akumulimit, e cila përkthehet në lëvizje dinamike të vazhdueshme. Meandrimet, vërshimet e lumenjve dhe lëvizjet tektonike bëjnë që në sektorë të veçantë në perëndim të bregdetit të kryhet shndërrimi i gjireve detare në laguna deri në këneta të reja dhe madje në tharjen e atyre ekzistuese. Në Lagunën e Nartës (siç përmendin njërëzit që banojnë në këtë zonë), në verën e 1998 niveli i ujit u ul ndjeshëm dhe po kalonte në proces tharje, por ndërhyrjet nëpërmjet kanalit të Dajlanit e eleminuan këtë proces natyror. (Lula F., et.al., 2001).

KAPITULLI II.4. MINERALOGJIA E MINERALEVE TË RËNDË TË SEDIMENTEVE AKTUALE TË DELTËS SË LUMIT TË VJOSËS DHE DELTËS SË MATIT.

II.4.1. Rëndësia e studimit të mineraleve të rëndë

Studimi i mineraleve të rëndë ka dhënë një kontribut të rëndësishëm në fushën e shkencave të tokës duke e pasuruar me të dhëna të rëndësishme për një kohë të gjatë. Metodat e përdorura për studimin e mineraleve të rënda kanë qenë të shumta me potencial për integrimin me gjeologjinë e aplikuar dhe kërkimeve ndërdisiplinore. Përdorimi i mineraleve të rënda për të gjetur prejardhjen e sedimenteve, burimeve litologjike dhe të paleotransportit u njoh herët, ndërsa gama e aplikimeve të mineraleve të rënda u rritën në mënyrë progresive nga mesi i shekullit të 20-të deri në ditët e sotme, krahas modernizimit të teknologjisë (Mange & Maurer, 2007). Ato janë përdorur si një mjet i rëndësishëm për të kuptuar proceset sedimentare dhe për të identifikuar faktorët që kontrollojnë mjediset depozituese (Morton dhe Hallsworth, 1999). Fraksionet e mineraleve të rënda në sedimente shpesh përbëhen nga lloje të ndryshme mineralesh, në të cilat secila grimcë përcjell historinë e saj. Është detyra e petrologut sedimentar të dëshifrojë mesazhin e koduar në shoqërimet e mineraleve të rënda, duke lejuar që të përcaktojë: 1) origjinën; 2) rrugët e transportit të sedimenteve; 3) shpërndarjen e sedimenteve në një zonë; 4) provincat sedimentare petrologjike; 5) korrelon trupa të ndryshëm rëre; 6) veprimin e regjimeve të veçanta hidraulike dhe proceset e koncentrimit; 7) lokalizimin e depozitimeve të mundshme ekonomike (Mange dhe Mauer, 2007).

Bashkëshoqërimet e mineraleve të rënda ndikohen nga vetitë fizike si: madhësia, dendësia dhe forma të cilat ndikojnë në sortimin selektiv për shkak të efekteve hidraulike. Çdo bashkëshoqërim përmban minerale të rënda të ndryshme që përcjellin historinë e formimit të tij. Kompleksi i mineraleve në një bashkëshoqërim të mineraleve të rënda ndikohet nga shkëmbinjë e pranishëm në zonën e ushqimit, kushtet fiziko-gjeografike, faktorët hidraulikë, pH dhe diagjeneza (Garzanti et al., 2013, Etimita dhe Beka, 2019).

II.4.2. Studimi i MR nga autorë të ndryshëm

Li dhe Komar (1992) kanë kryer eksperimente të ndryshme për të sqaruar parametrat e transportit të diferencuar të rërës nga grykëderdhja e lumit Kolumbia (në bregu VP i SHBA). Studimi i tyre dokumentoi sortimin e grimcave dhe transportin e sedimenteve përgjatë bregut larg lumit Kolumbia, duke lënë rërë të zezë pranë grykëderdhjes së lumit.

Hamilton dhe Collins (1998) studiuan depozitimet e Minninup në Australinë Perëndimore.

Ata përshkruajnë proceset e ngarkimit dhe transportit diferencial të grimcave, si dhe sortimin e tyre brenda trupave të shkrifërimeve të Minninup. Ata kanë paraqitur një model të formimit të depozitimeve, bazuar në konceptet gjeomorfologjike, të cilat mund të ndihmojnë në kërkimin e burimeve të reja ekonomike. Në zonën e tyre të studimit kanë vrojtuar se në kampionet e plazhit përmbajtja e ilmenitit arrin 89.5% dhe 75.3% në kampionet e dunës. Minerale të tjerë brenda këtyre depozitimeve ishin leukokseni (përkatësisht 1.7% dhe 2.3%), zirkoni (përkatësisht 4.7% dhe 4.9%), monaziti (respektivisht 0.8% dhe 0.2%) dhe granati (përkatësisht 3.3% dhe 17.2%). Sedimentet janë të renditura mirë dhe madhësitë mesatare të grimcave ndryshojnë rreth 150 μm për ilmenitin, 100μm për zirkonin dhe 200μm për granatin.

Lotfy (1999) shqyrtoi shpërndarjen e madhësisë së mineraleve të rëndë, teksturën dhe përbërjen e rërave në katër mjedise të ndryshme të Deltës së Nilit (në mjedisin lumor, kordon i dunave bregdetare, plazhit dhe detar). Analiza strukturore e kampioneve të pandara tregon se katër llojet e rërave të shqyrtuara ndryshonin për nga madhësia mesatare e grimcave dhe sortimit. Shpërndarja e mineraleve të rënda në rërat bregdetare të deltës së Nilit varet nga: madhësia e grimcave në secilin kampion, disponueshmëria relative e mineraleve të rënda në secilën shkallë të madhësisë së kampionit, peshës specifike e mineraleve që përmbajnë këto rëra dhe ndonjë faktor tjetër i panjohur. Shoqërime të mineraleve të rënda në lumin Nil, plazhit, dunat bregdetare dhe zona pranë bregut përfshijnë: biotit, turmalinë, hornblende, augit, epidot, granat, rutile, zirkon, magnetit, ilmenit dhe monacit.

Komar (2007) shqyrtoi karakteristikat hidrodinamike (densiteti, diametri dhe format) e grimcave të mineraleve të rënda duke i krahasuar ato me karakteristikat e grimcave të kuarcit dhe feldspatit. Ai arriti në përfundimin se sortimi hidrodinamik në mënyrë të dukshme ndan mineralet e rënda nga mineralet e lehta, duke prodhuar koncentrime të rërës së zezë të MR dhe në disa raste shkrifërime të vlefshëm. Komar (2007) shpjegoi ngarkimin, transportin dhe sortimin e mineraleve të rënda nga valët dhe rrymat, kryesisht në kontekstin e formimit të shkrifërimeve që gjenden në lumenj, plazhe dhe rëra të shelfit kontinentale. Ai arriti në përfundimin se një kuptim më i mirë i proceseve fizike që kontrollojnë renditjen e mineraleve është i nevojshëm për të ndihmuar në interpretimet e prejardhjes të analizave të mineraleve të rënda. Përparime të rëndësishme janë bërë në të kuptuarin e formimeve të përqendrimeve të mineraleve të rërave të zezë në plazhe, duke demonstruar se dukuritë në zonën e shpëlarjes janë kryesisht për shkak të ngarkimit selektiv dhe transportit të shtratit, ndërsa grimcat pezull nga valëzimet dhe thyerja e valëve mund të ketë një efekt kundër homogjenizimit të mineraleve. Proceset e valëve dhe rrymave në këto mjedise detare, në shumicën e rasteve shpjegojnë modelet e sortimit, ndërsa transporti i rërës përgjatë bregut çon në një përqëndrim të mineraleve të rënda ngjitur me një burim të grykëderdhjes ose pranë një kepi, ose valët mund të përqëndrojnë minerale të rënda në plazhe (Komar, 2007).

Cascalho dhe Fradique (2007) trajtuan burimet dhe renditjen hidraulike të mineraleve të rënda në kufijtë kontinentale të Portugalisë veriore. Ata studiuan 358 kampione të shelfit dhe 146 kampione nga lumenjtë kryesorë. Shoqërimet kryesore përbëhen nga biotiti (deri në 81%), andaluziti (deri në 21%), turmalina (deri në 15%), amfiboli (deri në 17%), granati (19% në shelf; 3% në lumenj), stavroliti (deri në 7%), zirkoni (deri në 7%) dhe apatiti (deri në 4%). Këto minerale kanë burim shkëmbinj metamorfik dhe magmatik (kryesisht granit, gneise dhe shiste), të cilat janë të përhapura në basenet e lumenjve në veri të Portugalisë. Sasitë e vogla të ortopiroksenit, klinopiroksenit dhe olivinës, të takuar në shlihot e shelfit duhet të jenë gjeneruar nga shkëmbinjtë magmatikë, që ndodhen në shelf ose në shpatin e sipërm, në jug të kanionit të Portos.

Setiady dhe Aryanto (2009) studiuan shpërndarjen e mineraleve të rënda në shkrifërime në ujërat Singkawang, në Kalimantan në perëndim, të cilat zakonisht buronin nga shkëmbinjtë felsikë dhe ishin depozituar në shtratimet detare. Ata analizuan 36 kampione në mikroskop dhe kategorizuan mineralet e rënda në okside, hidrokside dhe sulfure. Mineralet konsistonin në magnetit, kasiderit (deri në 15%), hematit (deri në 60%) ilmenit (deri në 45%), silikate (zirkon deri në 4,5%), turmalinë (deri në 15%), topaz (deri në 5,5%) epidoti (deri në 4%), sulfide (pirit deri në 4.2%) dhe grupe karbonatesh.

Pupienis etj. (2011) kanë studiuar shpërndarjen e përqendrimeve të mineraleve të rënda përgjatë bregdetit juglindor të detit baltik, ku rërat e pasura me kuarc dhe feldshpate përmbajnë sasi të ndryshueshme (1-8%) të mineraleve të rënda si granat, rutil, zirkon, magnetit, ilmenit, hornblende, dhe minerale të tjera aksesor. Gjithashtu, ata dokumentuan

ndryshimet litologjike midis përqendrimeve të mineraleve të rënda dhe rërave të pasura me kuarc në mjediset bregdetare me regjime të ndryshme sedimentare.

Prania e mineraleve të rënda në bregdetin Adriatik përmendet në shumë studime, ku vëmendja kryesore i kushtohet shpërndarjes së tyre, në shkrifërimet më interesantë dhe interpretimit të prejardhjes së këtyre mineraleve. Më herët, shumë studime janë përqëndruar në shkrifërimet e bregdetit, për eksplorimin e depozitimeve të metaleve (Sinoimeri, 1966; Sinoimeri et al., 1966; 1970; Ostrosi, 1977; Ostrosi et al., 1998). Në vitin 1964 një impiant pilot u krijua në Durrës, i cili prodhonte mesatarisht 10,000 ton koncentrat të mineraleve të rënda në vit. Impianti ka vazhduar aktivitetin deri në 1994 me një fitim të madh ekonomik, duke prodhuar zirkon, rutil, ilmenit, kromit, magnetit, granate etj. Sinoimeri (1966) identifikoi tre tipe të ndryshme të depozitimeve: d.m.th. shkrifërimet e bregut, e dunave dhe atyre nënujore. Ostrosi etj. (1998) kanë studiuar shkrifërimet e mineraleve të rënda përgjatë bregut të detit Adriatik, tipet gjenetike të shkrifërimeve, përbërjen e tyre mineralogjike dhe rëndësinë ekonomike. Sidoqoftë, studimet e fundit janë të pakta dhe pikëpyetjet në lidhje me përbërjen dhe origjinën e mineraleve të fraksioneve të rënda nuk kanë gjetur ende një përgjigje definitive.

Në këtë studim paraqiten përbërjet mineralogjike të koncentrateve të mineraleve të rënda nga kampionet e marra në sedimentet e deltave të Vjosës dhe Matit, ku vrojtimet mikroskopike shoqërohen edhe me analiza difraktometrike të rrezeve-X (XRD) dhe me metodën e plazmës (ICP OES). Këto analiza na lejojnë të bëjmë një krahasim midis përbërjeve mineralogjike të kampioneve nga të dy deltat, si edhe të bëjmë një vlerësim mbi prejardhjen e mineraleve të rënda.

II.4.3. Proceset e formimit të shkrifërimeve të mineraleve të rënda

Mineralet e rënda në momentin e çlirimit nga shkëmbi mëmë, janë subjekt i një seri procesesh mekanike dhe erozionit i cili vazhdon deri kur këto minerale nxirren nga sedimenti për tu studiuar. Proceset mekanike dhe erozioni shpien fillimisht në grumbullimin e përkohshëm të mineraleve në afërsi të shkëmbinjve mëmë. Pasi fillon ngarkimi i mineraleve të rënda hyjnë në ciklin sedimentar dhe janë subjekt i efekteve të transportit të sedimenteve. Sedimentet e transportuara shfaqin trende hapësinore mineralogjike që shkaktohen nga proceset hidraulike (Maria & Mange 2007).

Komar (2007) duke shqyrtuar tiparet hidrodinamike të mineraleve të rënda dhe grimcave të kuarcit e feldshpateve në lidhje me ndryshimet në madhësinë dhe formën e grimcave, arrin të ndërtojë modele depozitimi që shprehin shkallën e diferencimit në funksion të karakteristikave morfologjike të grimcave.

Frihy (2007) ka shqyrtuar proceset moderne fizike, në të cilën valët dhe rrymat sortojnë dhe koncentrojnë grimcat e mineraleve të rënda sipas densitetit, madhësive dhe formës së tyre gjatë transportit në rërat e plazheve midis erodimit dhe përfshirjes së vijës bregore përgjatë deltës së Nilit. Këto dy mjedise kanë shoqërime të dallueshme të mineraleve të rënda, me granate, zirkone që zvogëlohen eksponencialisht me distancën nga vendi i erozionit në deltën e lumit, ndërsa augiti dhe hornoblenda tregojnë një trend të kundërt. Tërthor bregut janë përcaktuar modele të ndryshme të koncentrimit të mineraleve të rënda. Përqendrimet kryesore të mineraleve të rënda janë formuar në zonën e brendshme të dallgëve ndërsa vërehet rënie në koncentrim drejt zhytjes së sedimenteve të shpërndarë në offshore që mund të jenë pothuajse tërësisht të lira nga mineralet e rënda detritale. Kështu mineralet e rënda në rërat e deltave në plazhe mund të përdoren si gjurmues të lëvizjes së rërave që lidhen me ndryshimin e vijës bregdetare në shkallë të madhe.

Grimcat e mineraleve të rënda kanë cilësi hidrodinamike që ndryshojnë nga mineraleve të lehta të zakonshme si kuarci dhe feldshpati. Nisur nga kjo, mineralet reagojnë ndryshe ndaj veprimeve të valëve dhe rrymave, mineralet e rënda kanë tendencë të jenë më të vështirë për tu ngarkuar nga rrjedha e ujit e cila mund të çojë në depozitime të izoluar, ndërsa mineralet e rënda transportohen në mënyrë selektive më larg. Ky sortim vazhdon edhe gjatë transportit. Transporti i mineraleve të rëndë zhvillohet pranë shtratit të lumit, ku shpejtësitë e rrjedhjes janë më të ulëta. Sortimi selektiv i grimcave ndodh edhe brenda gamës së mineraleve të rënda për shkak të diferencave në densitet, madhësi dhe formë të grimcave (Komar, 2007).

II.4.4. Karakteristikat e grimcave: densiteti, diametri dhe forma

Sjellja hidraulike varet kryesisht nga densiteti, madhësia dhe forma. Për sa i përket densitetit, në mineralet e rënda përfshihen mineralet me densitetet >2.9g/cm^3, për të lënë mënjanë minerale si kuarci (2.65g/cm3) dhe feldshpati (2.52-2.74g/cm3), për rrjedhim mineralet e rënda tentojnë të jenë më të imëta në krahasim me grimcat e kuarcit dhe feldshpatit. Kjo lidhet me efektin e sortimit hidraulik përgjatë rrugëtimit për tek vendi i depozitimit, si dhe si rezultat i thyerjes përgjatë planeve të copëtimit gjatë transportit.

Gjithashtu, ekziston madhësia dhe forma e grimcave e trashëguar që do të thotë se disa minerale të rënda kanë një prirje në madhësinë dhe formë të caktuar të grimcës, faktor që kontrollohet nga kushtet e kristalizimit. Prandaj, shumë minerale të rënda hyjnë në ciklin sedimentar me madhësinë dhe formën e trashëguar të tyre. Gjatë ciklit sedimentar, një shumëllojshmëri e proceseve modifikon madhësinë dhe formën origjinale të grimcave, duke marrë një madhësi dhe formë të fituar të grimcës.

Diferencimi midis karakteristikave të trashëguara dhe të fituara mund të jetë e mundur duke analizuar gjurmët e proceseve përgjegjëse për madhësinë dhe formën e grimcave, ndërsa tekstura e sipërfaqes së grimcave mund të prodhojë informacion të dobishëm për rindërtimin e mjedisit të transportit (Maria & Mange, 2007). Zirkoni zakonisht shfaqet kokërr vogël, shpesh, grimcë euhedrale, ndërsa stavroliti, topazi, granati, turmalina dhe pirokseni shfaqen si grimca të mëdha me formë të ndryshme. Ndërkohë, është vrojtuar se abrazioni e modifikon formën dhe madhësinë e grimcës e cila përcakton vetitë hidraulike, efektet e sortimit, të cilat varen nga mjedisi i transportit (Komar, 2007).

II.4.5. Proceset fizike të sortimit të MR dhe formimi i shkrifërimeve

Proceset e fizike sortimit të grimcave janë identifikuar dhe trajtuar nga Slingerland & Smith (1986), Komar (1989) dhe Li (1991) dhe janë përshkruar si më poshtë (figura II.4.1):

- Shpejtësi të ndryshme të sedimentimit
- Ngarkimi selektiv
- Transporti diferencial
- Ekuivalenca e presionit të shpërndarjes

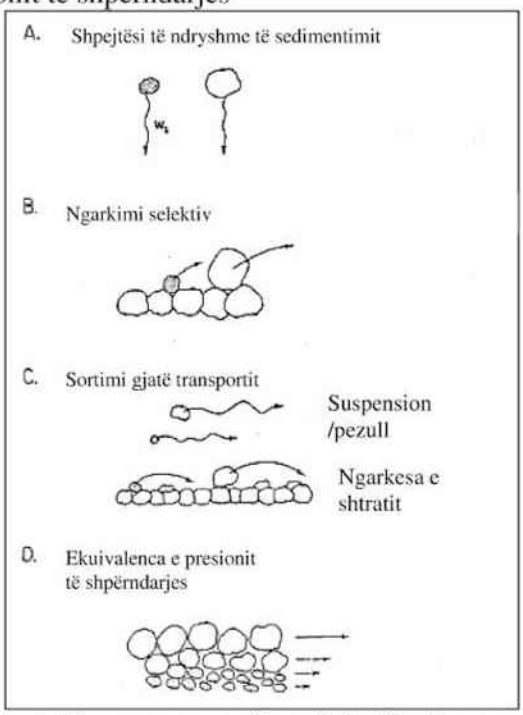


Figura II.4.1. Diagrama skematike e proceseve të sortimit të grimcave që shkaktojnë zhvillimin e shkrifërimeve të MR. (grimcat gri janë MR, grimcat e bardha ML, sipas Li (1992)).

Shpejtësi të ndryshme të sedimentimit

Grimcat me madhësi, dendësi dhe forma të ndryshme bien përmes një fluidi në shpejtësi të ndryshme. Shprehja matematikore që përshkruan këtë sjellje është ekuacioni i Stokes për vendosjen e grimcave. Vendosja e mineraleve të rënda promovohet nga dendësia dhe diametri më i vogël. Një pasqyrë e disa mineraleve dhe shpejtësia e tyre e vendosjes së grimcave paraqitet në figurën II.4.2.

$$v = \frac{d^2 (p-L) \times g}{18\, n}$$

ku: V- shkalla e sedimetimit ose shpejtësia e sferës
d- diametri i sferës
p- densiteti i grimcës sferike
L- densiteti mesatar
Ŋ- vizskoziteti mesatar
g- forca e gravitetit

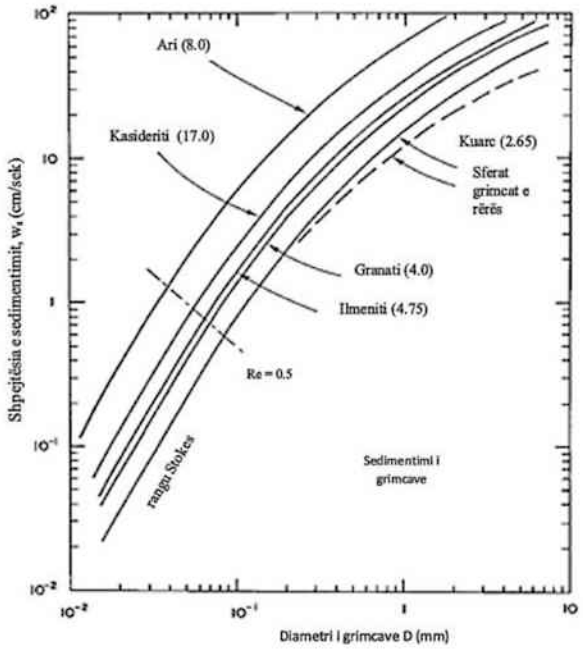


Figura II.4.2. Kurbat për shpejtësitë e zhvendosjes së kuarcit dhe mineraleve përfaqësues nga mineralet e rënda me gravitet specifikë në kllapa, (sipas Komar, 2007).

Ngarkimi selektiv

Formimi i shkrifërimeve të mineraleve të rënda përfshijnë proceset e ngarkimit selektiv të udhëhequr nga densiteti dhe madhësia e grimcave. Procesi i ngarkimit, është procesi kryesor i sortimit në formimin e shkrifërimeve, i cili përfshin zhvendosjen e grimcës nga pozicioni i saj i pushimit. Grimcat më të vogla të mineraleve të rënda ka një kënd F më të madh të rrotullimit sesa grimca e kuarcit, një faktor që do të rrisë rezistencën e saj për tu ngarkuar.

Ngarkimi varet nga:

- Madhësia e grimcave (madhësia e vogël ndikon në reduktimin e lëvizshmërisë së grimcës);
- Densiteti i grimcave (kanë rezistencë më të lartë të ngarkimit);
- Këndi i rrotullimit të grimcës në shtratin e grimcave (figura II.4.3).

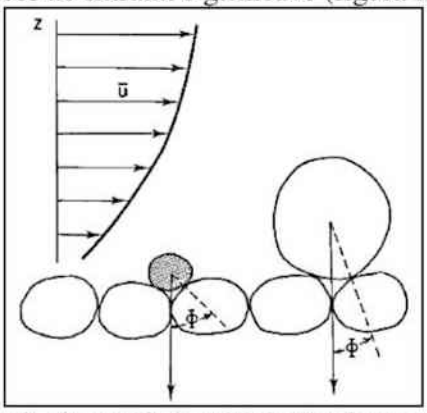


Figura II.4.3. Këndet e rrotullimit në ngarkimin selektiv të grimcave nga një depozitim i miksuar e madhësisë dhe densitetit të grimcave (grimca me ngjyrë gri - minerale të rënda; grimcat e bardha – minerale të lehta. Shpejtësia "u" është shpejtësia e rrjedhjes (sipas Komar, 2007).

Me rritjen e ekspozimit ndaj rrjedhjes dhe këndit të vogël të rrotullimit të grimcës së madhe të kuarcit është e mundur ngarkimi i saj në krahasim me grimcat e mineraleve të rënda, ndërsa ilmeniti është më i vështirë për tu ngarkuar për shkat të densitetit të lartë dhe madhësisë së imët të grimcës. Hornoblenda nga mineralet e rënda është më i lehtë për tu ngarkuar duke qënë se ka densitet më të ulët në krahasim me ilmenitin. Në një depozitim të grimcave të ndryshme, një rrymë mund të jetë në gjendje të ngarkoj dhe të transportoj mineralet e lehta, duke lënë pas mineralet e rënda që janë më rezistente ndaj lëvizjes për shkak të densiteteve të tyre të larta, ekspozimet më të ulëta në rrjedhje dhe kënde më të mëdha të rrotullimit.

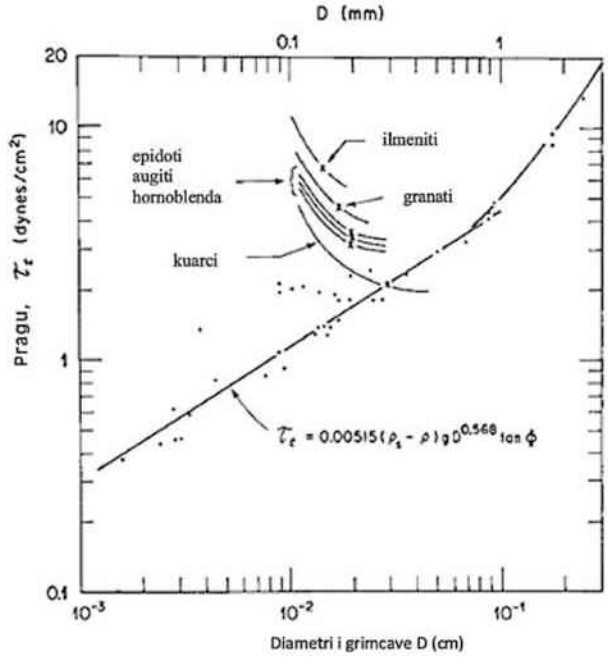


Figura II.4.4. Kurbat e vlerave të pragut për ngarkimin e grimcave me madhësi të ndryshme të shkrifërimeve në plazhin e Oregonit (pas Komar, 2007).

Transporti i diferencuar

Sortimi i transportit shfaqet kur një fraksion me madhësi ose densitet të ndryshëm në materiale të përziera transportohen në norma të ndryshme se fraksionet e tjera, dhe kështu depozitohen në vende të ndryshme. Në një ngarkesë pezull, lëvizja kushtëzohet nga shpejtësia e zhvendosjes ndërsa lëvizja e ngarkesës së shtratit kushtëzohet nga ngarkimi i përsëritur (Li, 1992).

Sortimi prerës i grimcave minerale

Kur transportohen grimca me madhësi të ndryshme, presioni shpërndarës i krijuar nga ndërveprimi i grimcave është më i madh në grimcat e mëdha (Bagnold, 1954). Kështu, grimcat e rënda lëvizin ose rrokullisen në bazën e shtratit kurse ato të lehta lëvizin më shpejt në një nivel më sipër. Kjo sjell koncentrimin e mineraleve të rëndë në bazamentin e shtresëzës (Li, 1992).

Këto kreshta më së shumti zhvillohen në plazhe dhe veçanërisht në zonat e prekura nga lagia dhe tërheqja e valës. Ky mikroshtresëzim mund të theksohet gjatë shtërngatave, kur shtresat me minerale të rëndë ripërpunohen dhe grimcat e mineraleve të rëndë kanë tendencë të përqëndrohen në pjesën e poshtme të shtresëzës ndërsa mineralet e lehtë ngrihen në drejtim të sipërfaqes ose ngarkohen dhe transportohen më tej (Komar, 2007).

II.4.6. Sortimi i sedimenteve në format e shtratit

Transporti i sedimenteve mund të shkaktojë një shumëllojshmëri të formave të shtratimeve siç janë valëzimet dhe dunat. Është vërejtur që një sortim lokal i mineraleve sipas densitetit dhe madhësisë së grimcave mund të zhvillohet edhe brenda shtratimeve. McQuivey dhe Keefer (1969) kanë treguar se grimcat e magnetitit në një shtratim rëror me predominim të kuarcit, kanë tendencë të përqëndrohen vetëm në rrjedhën e sipërme të kreshtës së valëve siç ilustrohet në Figurën II.4.5. Grimcat e kuarcit vendosen në mënyrë preferenciale mbi kreshtë dhe poshtë në faqen e rrëshqitjes, ndërsa magnetiti depozitohet në majë të kreshtës. Brady dhe Jobson (1973) gjetën akumulime të ngjashme të magnetitit në duna.

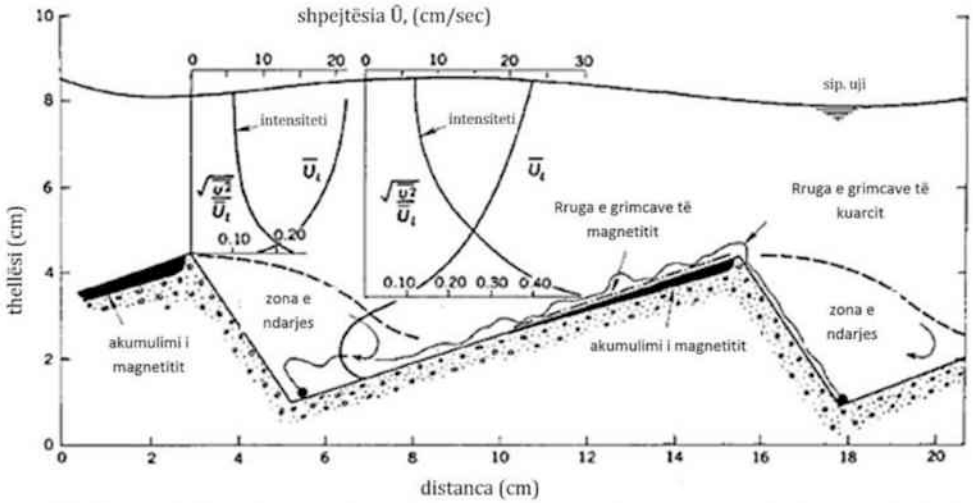


Figura II.4.5. Koncentrimi i MR në kreshtat e valëzimeve si pasojë e variacioneve në shpejtësinë e rrjedhjes dhe intensitetit të turbulencës përmes profilit të valëve (sipas McQuivey dhe Keefer, 1969).

E rëndësishme për modelin e sortimit të mineraleve në valëzimet e dunave, është shfaqja e një zone të shkëputjes së rrjedhës në pjesën e prapme të kreshtës së valëzimit, pasi ajo kontrollon shpërndarjen e turbulencës dhe modelin e sforcimeve mesatare të shtratit. Rëndësia e kësaj shkëputje në koncentrimin e mineraleve të rënda u trajtuan nga Best dhe Brayshaw (1985), duke demostruar në mënyrë eksperimentale formimin e përqëndrimeve të mineraleve të rënda përreth një pengese hemisferike të izoluar të vendosur në shtrat. Sortimi i shoqëruar me bashkimin e dy kanaleve shpie në një zonë të ndarjes së rrjedhës që varet nga shkarkimet relative të ujit në të dy kanalet. Këto eksperimente tregojnë për rëndësinë e ndarjes së rrjedhës në sortimin e mineraleve në lumenj, duke përfshirë baret migrues, pikat e konvergjencës së rrjedhës brenda një kanali të gërshetuar, dhe lokacione ku kanali befas zgjerohet.

II.4.7. Sortimi i mineraleve nga veprimi i valëve në plazhe

Përqëndrimet e mineraleve të rënda në plazhe janë lehtësisht të dukshme për shkak të ngjyrimit të tyre të errët. Në saj të procesit të transportit preferencial, mineralet e lehta janë larguar nga zona e shkrifërimeve, ndërsa në zonën e parabregut apo zonën e lagies janë vendosur mineralet e rënda. Komar dhe Wang (1984), kanë vënë në dukje rëndësinë e erozionit në plazhe apo një episodi të shkurtër si stuhitë, të cilat lënë pas depozitime të mineraleve të rënda në formë lentesh ose erozion i vazhdueshëm duke formuar shkrifërimet e mineraleve të rënda. Gjithashtu, këta autorë kanë dokumentuar proceset e

përqëndrimit në zonën e lagies në faqen e plazhit, ku janë formuar depozitime të vogla të rërës përgjatë një ngjarje të vetme të stuhive. Pasurimi kryhet kryesisht nga asimetria midis një ngritjeje më të fortë tokësore dhe një shpëlarje më të dobët, një dukuri mjaft e fortë për të mbartur kuarcin, feldspatin dhe kalcitin, por duke lënë pas mineralet e rënda. Hand (1967) ka dokumentuar se mineralet e rënda vendosen më ngadalë se sa ishte parashikuar nga vendosja ekuivalente e kuarcit të shoqëruar me to.

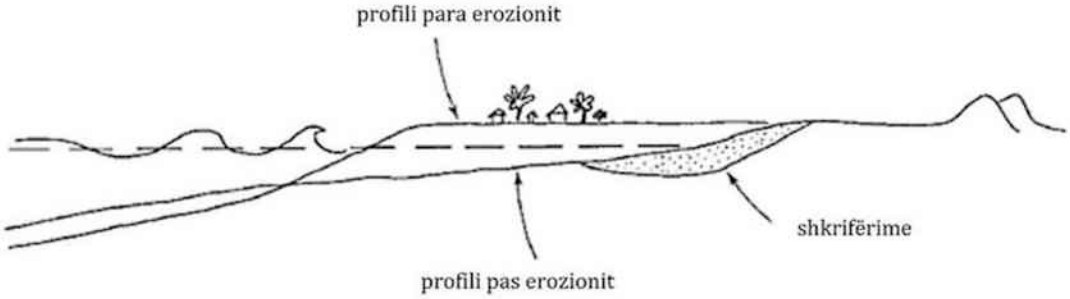


Figura II.4.6. Formimi i shkrifërimeve në saj të veprimit të erozionit në plazhe (Sipas Rao, 1957).

Eksperimentet e Saks (1978) kanë treguar se sortimi mund të ndodhë edhe si rezultat i transportit të diferencuar në drejtim të tokës. Kur valët thyhen duke formuar një kënd me bregun ata shkaktojnë një transport longshore të rërës në plazh duke mbuluar një zonë bregore prej disa kilometrash.

Li dhe Komar (1992) kanë vrojtuar një ndryshim të dukshëm të përqëndrimeve të mineraleve të rënda në bregdetin pranë grykëderdhjes së lumit Kolumbia. Përqendrimet e mineraleve të rëndë arrinë 60-70% në rërat e plazhit verior pranë grykëderdhjes ndërsa në plazhin e erodur dimëror arrinë në 100%. 20 km larg grykëderdhjes, si në veri ashtu edhe në jug, përqëndrimi ulet deri në <2%.

Në mënyrë të ngjashme edhe në det të hapur transporti i mineraleve të rënda karakterizohet nga një rënie e ndjeshme e përqëndrimit të tyre me rritjen e distancës nga bregu drejt detit.

Në kampionet e marra në shkrifërimet e zonës së lagies, përqëndrimet e mineraleve të rëndë arrinë në 96% ndërsa në kampionet në brendësi të detit në 54m larg nga bregu përbajtja e mineraleve të rëndë rezulton vetëm 6%.

Përqëndrimi i mineralit në shkrifërime rritet me rritjen e densitetit të grimcës dhe rënien e diametrit (figura II.4.7). Shkalla më e lartë e përqëndrimit shfaqet tek minerali i ilmenitit (sepse ai ka densitet më të lartë dhe është më i imët), më tej vazhdon me zirkonin. Kjo bën që këto minerale të mbeten në shkrifërime dhe të mos mbarten në det të hapur. Ndërsa, hornoblenda ka shkallën më të ulët të përqendrimit nga MR (ka dendësinë më të ulët dhe diametrin më të madh brenda suitës së MR), e cila nënkupton se ky mineral e ka mundësinë të mbetet në vendformim, por procesi i përqëndrimit është më pak efikas dhe hornblenda tenton të lëviz në det të hapur. Ndërsa kuarci ka përqëndrimin më të vogël, dhe ka prirje që të zhvendoset në det të hapur. Gjithashtu, për çdo mineral të rëndë ose të lehtë është arritur të evidentohet se diametri mesatar është më i madh në kampionet në det të hapur sesa në shkrifërime. (Komar dhe Wang, 1984).

Pavarësisht shumë faktorëve të sipërmendur, rolin kryesor në sortimin dhe koncentrimin e mineraleve të rënda e ka ngarkimi selektiv i grimcave dhe transporti i tyre (Komar, 2007). Densiteti i lartë dhe diametri i vogël i grimcave të ilmenitit rrisin vështirësinë e tyre për tu ngarkuar, ndërsa hornoblenda është ekstremi tjetër në shoqërimin e mineraleve të rënda. Ajo ka densitet më të ulët dhe madhësi mesatare më të madhe të grimcës, dhe për këtë arsye ka vështirësi më të ulët për tu ngarkuar dhe transportuar,

kështu që priret për tu mbartur më larg në det të hapur edhe e shoqëruar me mineralet e lehta. Kuarci vazhdon këtë prirje, figura II.4.7., duke qenë më i lehtë për tu ngarkuar, kështu që transportohet më lehtë në det të hapur dhe më pak në rërën e zezë.

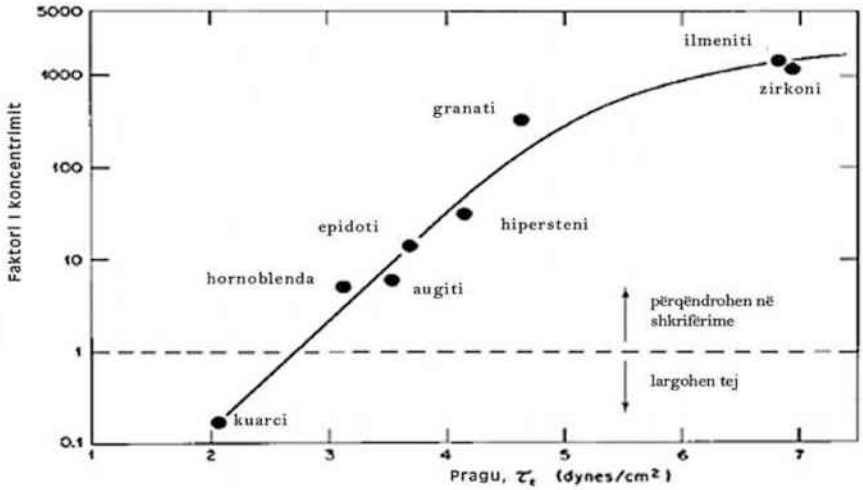


Figura II.4.7: Faktorët e përqëndrimit të mineraleve në rërat e zeza të plazhit Oregon të paraqitura kundër stresit të kërkuar për ngarkimin e tyre (sipas Komar, 2007).

Disa studime në terren kanë treguar se burimet në det të hapur mund të kontribuojnë në sedimentet e plazheve. Lidhur me këtë janë kryer edhe disa eksperimente për të kontrolluar mekanizmat e transportit të sedimenteve në drejtim të tokës dhe sortimit të tyre. Eksperimentet e May (1973) të cilat treguan se mineralet e rënda lëvizin drejt bregut me ritme më të shpejta se sa mineralet e lehta, gjë që shpjegohet me asimetrinë e lëvizjes së valëve (fig. II.4.8). Një konstatim të tillë e gjejmë edhe tek Kudrass (1987).

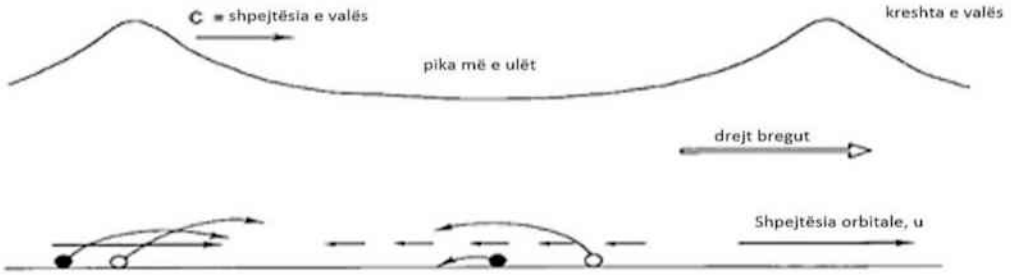


Figura II.4.8. Transporti selektiv i grimcave nën lëvizjen asimetrike orbitale të valëve. Mineralet e rënda (të zeza) kanë një transport më të lartë në drejtim të tokës nën kreshtën e valës sesa në drejtim të detit. Mineralet e lehta (rrethi i bardhë) lëvizin në distanca të barabarta (sipas Komar, 2007).

Forma sipërfaqësore e valës reflektohet në lëvizjen orbitale të ujit, siç tregohet në figurën II.4.8. Këto pasqyrohen nga lëvizjet orbitale që arrijnë shpejtësi të larta të lëvizjes së grimcave të rënda nën kreshtat e valëve për një kohëzgjatje të shkurtër dhe shpejtësi më të ulët të kthimit në drejtim të detit me një kohëzgjatje më të gjatë. Kjo asimetri rezulton në sortimin e sedimenteve në drejtim kryq-bregut.

II.4.8. Proçeset që kontrollojnë shoqërimet e mineraleve të rënda

Shoqërimet e mineraleve të rënda nuk janë kontrolluar vetëm nga përbërja mineralogjike e burimit. Karakteristikat origjinale të mineraleve modifikohen nga proceset

e transportit dhe sedimentimit dhe nuk reflektojnë vetëm përbërjen e shkëmbinjve mëmë. Shoqërimet e mineraleve të rënda ndikohen nga tre procese (Morton & Halsworth (1999):

- Sortimi fizik (që zhvillohet si rezultat i kushteve hidrodinamike gjatë transportit dhe depozitimit dhe kontrollojnë sasinë relative dhe absolute të mineraleve të rënda);

- Abrazioni mekanik (zhvillohet përgjatë transportit dhe shkakton zvogëlimin në madhësi të grimcave, nga kombinimi i frakturimit dhe rrumbullakosjes);

- Tretja (që shkakton humbjen pjesërisht ose komplet të mineraleve të rënda).

Në figurën II.4.9, jepet diagrama që tregon proceset që kontrollojnë mineralet e rënda në ranorët.

Rruga nga mineralet aksesorë në shkrifërime

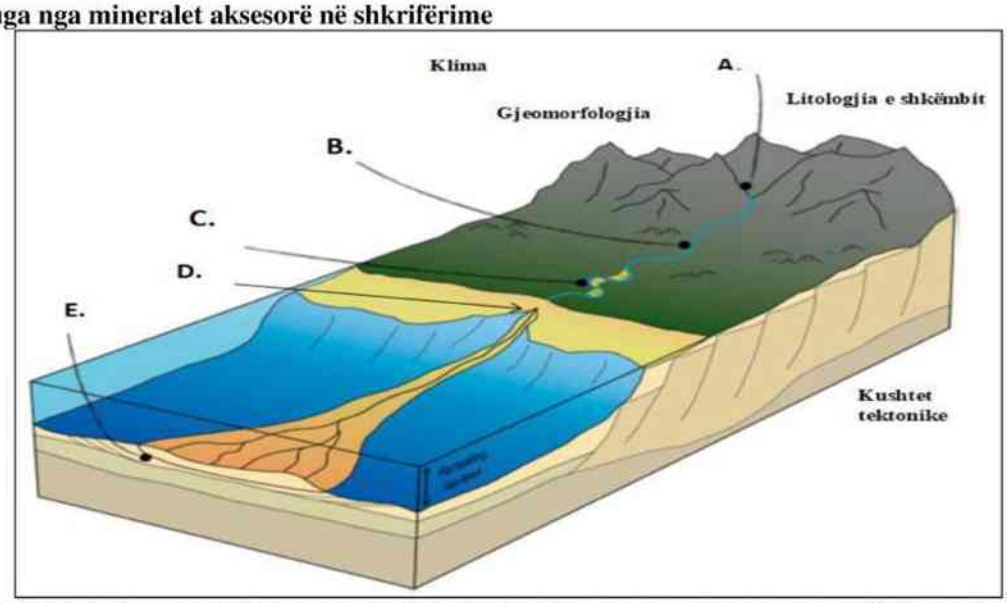


Figura II.4.9: Diagrama që tregon proceset që kontrollon shoqërimet e mineraleve të rënda në ranorët (Morton et. Al., 1999, & Nauton-Fourteu et,al., 2020). A) Gërryerja mekanike dhe kimike në burim; B) Abrazioni dhe hidrodinamika përgjatë transportit (gërryerja mekanike dhe kimike, sortimi hidraulik); C) Gërryerja kimike gjatë ruajtjes aluviale në fushën e përmbytur; D) Hidrodinamika në kohën e depozitimit (e trajtuar më sipër); E) Groposja dhe diagjenza.

II.4.8.A. Gërryerja e shkëmbinjve mëmë

Shpejtësia me të cilën hiqet materiali i gërryer kushtëzon edhe shpejtësinë e alterimit të shkëmbit. Kur errozioni është i shpejt, atëherë ndikimi i proceseve kimike në modifikimin e mineraleve është minimal. Në të kundërt mund të ndodhë një modifikim i thellë i mineraleve të rënda.

Sipas Kennedy (2018), shkalla në të cilën shoqërimet e mineraleve të rënda janë modifikuar nga alterimi i shkëmbinjve mëmë varet nga faktorët e mëposhtëm:

- përbërja e suitës së mineraleve të rënda që kontrollohet nga litologjia e shkëmbit mëmë – Shkëmbinjtë ultrabazikë konsistojë në minerale të paqëndrueshme nga erozioni (olivina dhe pirokseni), granitet e tipit-S konsistojnë në minerale të qëndrueshme (zirkoni, monaziti).

- kushtet fizikografike ose gjeomorfologjia – Nëse procesi i trasportit është i shpejtë (reliev i thyer) atëherë materialet largohen pa modifikime domethënëse nga proceset kimike. Për një transport të ngadaltë (reliev të rrafshët), produktet nga gërryerja kanë një

kohë më të gjatë për të reaguar me solucionet e ndryshme ujore. Në këtë situatë, mineralet e rëndë mund të shfaqin modifikime të thella përpara se të transportohen.

- klima - Një numër i MR janë të paqëndrueshem përgjatë proceseve të formimit të dherave. Studimet e deri tanishme tregojnë që alterimi i shkëmbinjve mëmë shoqërohet edhe me procese të tjera që përcaktojnë larminë e mineraleve përpara se ato të përfshihen në proceset e transportit të sedimenteve. Psh. klima tropikale në shkëmbinjtë me një përmbajtje të lartë të mineralizimeve sulfure, çon në gjenerimin e ujërave acide të cilat shkaktojnë tretjen e mineraleve të rëndë të paqëndrueshëm (apatiti, monaziti apo vetë sulfuret) (Morton 1985). Klima aride shkakton tjetërsimin, madje deri tretjen e mineraleve hekuroro - magnezialë sikurse janë olivina dhe pirokseni. Sikurse shikohet edhe në tabelën II.4.1, autorë të ndryshëm japin rradhë të qëndrueshmërisë së mineraleve që ndryshojnë pak nga njera tjetra dhe në krye të të gjithë klasifikimeve qëndron çifti zirkon-rutil.

Tabela II.4.1. Stabiliteti kimik i MR (sipas Maria et.al, 1992, & Haredy, 2003).

Qëndrueshëm	**Pettijohn (1941)**	**Pettijohn et al., 1973**	**Acid leaching Morton (1985)**	**Groposje e thellë dhe tretësira alkaline apo kripshmëri të lartë, Morton (1985)**
	Rutili	Rutili	Zirkoni, Rutili, Turmalina	Zirkoni, Rutili, Turmalina
	Turmalina	Zirkoni	Andaluziti, Silimaniti	Apatiti, Kloritoid, Shpinel
	Zirkoni	Turmalina	Kianiti	Granati
	Granati	Anatazi	Stavroliti	Stavroliti
	Apatiti	Apatiti	Kloritoid, Shpinel	Kianiti
	Ksenotina	Granate (të varfëra me Fe)	Epidoti, Granati	Sfene
	Monaciti	Stavroliti	Apatiti	Epidoti
	Stavroliti	Monaziti	Sfene	Amfiboli
	Kianiti	Epidoti	Amfiboli	Andaluziti, Silimaniti
	Epidoti	Kianiti	Olivina, Pirokseni	
	Ca-Amfibol	Granate (të pasura me Fe)		
	Andaluziti	Silimaniti		
	Sfene	Sfene		
	Pirokseni	Coisite		
	Silimaniti	Hornblenda		
	Olivina	Aktinoliti		
		Augiti		
		Diopsidi		
		Hiperstene		
		Andaluziti		
Paqëndrueshëm		Olivina		

Në studimin e tij Nickel (1973) lidhur me qëndrueshmërinë e mineraleve të ndryshëm kundrejt tretësirave me aciditet të ndryshëm (tabela II.4.2), bie në sy paqëndrueshmëria e turmalinës dhe epidotit si edhe qëndrueshmëria e lartë e granateve dhe apatitit në pH alkalin. Nga ana tjetër, granatet dhe epidoti rrezultojnë më delikatë në pH acid.

Tabela II.4.2. Renditja e stabilitetit relative të mineraleve në kushte të ndryshme të pH (Nickel, 1973).

Qëndrueshëm	**pH 3.6**	**pH 5.6**	**pH 10.6**
	Zirkoni, Rutili	Zirkoni, Rutili	Zirkoni, Rutili
	Hornblenda	Sfene	Stavroliti
	Sfene	Turmalina,	Granati
	Stavroliti	Stavroliti	Hornblenda
	Turmalina	Epidoti	Apatiti
	Epidoti	Hornblenda	Sfene
	Granati	Granati	Turmalina
Paqëndrueshëm	Apatiti	Apatiti	Epidoti

II.4.8.B. Abrazioni Mekanik

Ky proces zhvillohet përgjatë transportit duke shkaktuar një zvogëlim në madhësitë e grimcave përmes frakturimit apo rrumbullakosjes. Studimet lidhur me këtë proces janë kryer shumë vjet më parë dhe kanë nxjerrë rezultate shpesh kontradiktore me njeri tjetrin (tabela II.4.3). Kështu, ndërsa Friese (1931) dhe Thiel (1947) e paraqesin zirkonin si një mineral mesatarisht të qëndrueshëm, Dietz (1973) konkludon se zirkoni është minerali më i qëndrueshëm midis mineraleve kryesore të fraksionit të rëndë. Sipas Friese (1931) minerali me qëndrueshmëri mekanike më të ulët është monaziti, ndërsa Thiel (1945) ka vendosur kianitin në fund të klasifikimit. Megjithatë, ende nuk ka evidenca nga sistemi i lumenjve me distancë të gjatë që të tregojnë se diversiteti i mineraleve të rënda ulet në rrjedhën e poshtme përmes abrasionit mekanik. Por ky proces mund të ketë efekt vetëm në kushtet e transportit me energji të lartë, si në rastet e ambienteve akullnajore apo rërat eoliane (Folk, 1975 & Cormier, 1998).

Tabela II.4.3. Renditja e stabilitetit mekanik i mineraleve (sipas Freise 1931, Thiel 1945, Dietz, 1973).

	Freise (1931)	Thiel (1945)	Dietz (1973)
Qëndrueshëm	Turmalina	Turmalina	
	Korundum		
	Kromi shpineli		
	Rutili		
	Stavroliti	Stavroliti	
	Augiti		Zirkoni
		Titaniti	Kianiti
	Topazi		
	Granati	Granati	Granati
	Epidoti	Epidoti	
	Apatiti		
	Zirkoni	Zirkon	
		Ca-Amfiboli	
		Rutili	Rutili
			Stavroliti
			Turmalina
		Ortopirokseni	
		Apatiti	
		Augiti	
	Kianiti	Kianiti	
	Olivina		
	Andaluziti		
	Diopsidi		
Paqëndrueshëm	Monaziti		

II.4.8.C. Erozioni/gërryerja përgjatë ruajtjes aluviale në fushat e përmbytura

Gërryerja e materialeve mund të ndodhë edhe gjatë ruajtjes së përkohshme aluviale për shkak të formimit të fushave të përmbytura në zonat pranë grykëderdhjes së lumenjve, të cilat mund të ndikojnë në eliminimin e mineraleve të pranishëm. Këto fusha të përmbytjes si dhe lëvizja e kanaleve të braktisur mund të ndikojnë në modifikimin e bashkëshoqërimeve të MR.

II.4.8.E. Diagjeneza

Marrëdhënia midis thellësisë së groposjes dhe tretjes vjen kryesisht nga rritja e temperaturës së fluideve të poreve si një rezultat i gradientit gjeotermal. Shpejtësia e tretjes së mineraleve të rënda lidhet me shpejtësinë e lëvizjes së fluideve përmes shkëmbit. Shkëmbinjtë e ndikuar më pak nga qarkullimi i fluideve nëpër pore (për shkak të çimentimit më të mirë apo porozitetit shumë të ulët), shpesh përmbajnë më shumë lloje të mineraleve të rënda (Morton & Hallsworth, 1999). E kundërta ndodh kur qarkullimi i

fluideve është më i madh, varieteti i mineraleve në fraksionin e rëndë reduktohet për shkak të tretjes së mineraleve.

Të parët që tentojnë të zhduken janë amfiboli kalciumor, i pasuar nga epidoti, sfeni, kianiti dhe stavroliti. Granatet mund të zhduken në thellësitë 3500m, ndërsa në thellësi më të vogla këto minerale mund të pakësohen në numër, ose mund të ndryshojë përbërjen e tyre kimike për shkak të shpërbërjes preferenciale të varieteteve të pasura me kalcium (grupi i ugranditeve). Sidoqoftë, sipas Morton & Hallsworth (1999) granatet janë mineralet më të qëndrueshëm ndërsa më delikatet janë amfibolet kalciumore.

Modelet e qëndrueshmërisë dhe thellësia e groposjes në të cilat mineralet e rënda zhduken apo modifikohen ndryshon nga baseni në basen. Për këtë arsye modelet varen nga aktiviteti dhe kimizmi i fluideve.

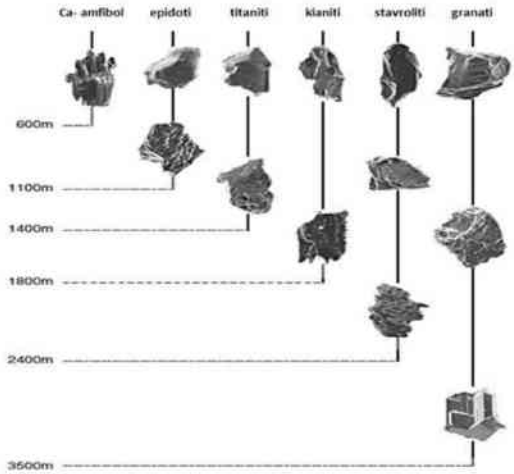


Figura II.4.10. Zvogëlimi i diversitetit mineral me thellësinë e varrosjes që rezultojnë nga shpërbërja progresive (studimi i rastit në ranorët e Paleocenit të sipërm të Detit të Veriut, sipas Morton & Hallsworth, 1999).

Morton & Hallsworth (1999) paraqesin edhe një model të qëndrueshmërisë së grimcave minerale në funksion të thellësisë së groposjes dhe moshës gjeologjike, e krahasuar kjo edhe me qendrueshmërinë ndaj aciditetit, e cila përputhet mjaft mirë me konkluzionet e Nickel (1973).

Tabela II.4.4. Qëndrueshmëria e mineraleve në funksion të aciditetit të ujërave të drenazhuar, diagjenezës së thellë të groposjes dhe moshës gjeologjike (sipas Morton & Hallsworth, 1999).

Qëndrueshëm	**Modeli i qëndrueshmërisë nga gërryerja acide**	**Modeli i qëndrueshmërisë nga groposja e thellë**	**Renditja e qëndrueshmërisë, me rritjen e moshës gjeologjike**
	Mineralet TiO2	Apatiti, Monaziti, Shpinel, mineralet TiO2, Turmalina, Zirkon	Mineralet TiO2
	Zirkoni	Kloritoid	Zirkoni
	Turmalina	Granati	Turmalina
	Silimaniti	Stavroliti	Monaziti
	Andaluziti	Kianiti	Granati
	Kianiti	Titaniti	Apatiti
	Stavroliti	Epidoti	Stavroliti
	Topaz	Ca-Amfibol	Kianiti
	Titaniti	Andaluziti, Silimaniti	Epidoti
	Monaziti	Pirokseni	Ca-Amfibol
	Granati	Olivina	Andaluziti
	Epidoti		Topazi
	Ca-Amfibol		Titaniti
	Pirokseni		Klino-Pirokseni
	Olivina		Orto-Pirokseni
Paqëndrueshëm	Apatiti		Olivina

II.4.9. Sortimi i mineraleve të rënda në deltën e Vjosës dhe Matit

Depozitimet e shkrifërimeve të mineraleve të rënda në deltat shqiptare përbëhen nga depozitime me shtrirje paralele me zhytjet bregdetare. Shtresa të pasura në minerale të rënda deri në disa cm janë vënë re në sedimentet pranë grykëderdhjeve të lumenjve. Gjatë kampionimit u vrojtuan poceset e sortimit të mineraleve të rënda në litoral. Gjatë aktivitetit të valëve të detit vërehen depozitimet e mineraleve të rënda në kreshtën e plazhit meqenëse në kthim, vala ka energji të ulët dhe tërheq vetëm mineralet e lehtë.

Gjatë punimeve në terren, në shkrifërimet e deltës së lumit të Vjosës dhe Matit (të cilat janë pjesë e këtij studimi) janë vrojtuar kalime të shpeshta midis shtresave me ngjyra të lehta dhe të errëta. Depozitime të dallueshme u vunë re në zonat që kanë qenë nën erozion të vazhdueshëm si psh. ish-grykëderdhja jugore e lumit Vjosë (kampionet S.38-S.60). Shtresat e njëpasnjëshme shumë të pasuruara dhe më pak të pasuruara në minerale të rënda, siç vërehen në S.33 (A-D) dhe S.34 (A-F) përbëjnë një reper relativisht të qëndrueshëm dhe përfaqësojnë faza të njëpasnjëshme të erozionit dhe depozitimit. Ndërkohë, në kampionet e marra në largësi të grykëderdhjes, pranë plazhit të Akërnisë (jug të grykëderdhjes), si dhe për kampionet në largësi në veri të grykëderdhjes (S.4-S.6) nuk u gjenden depozitime të pasura në MR. Kufizimi i shpërndarjes së mineraleve të rënda pranë grykëderdhjes së sotme apo edhe ish grykëderdhjes në jug, tregon se hyrja e mineraleve të rënda nga deltat e tjera më të distancuara është e kufizuar, gjë që konfirmon konkluzionet e Li dhe Komar (1992) të cilët argumentojnë transportin e kufizuar të mineraleve të rënda si ilmeniti, magnetiti, kromiti etj. sipas linjës bregore.

Proceset e përqëndrimit ndodhin në grykëderdhjen e lumit (pas zvogëlimit të energjisë së lumit, bie ngarkesa e saj e pezulluar me MR, të cilat në mënyrë preferenciale depozitohen të parët). Sortimi prerës në ngarkesën e shtratit ka sjellë laminime në shtratin e lumit. Pjesa më e madhe e depozitimeve zhyten drejt vijës bregdetare. Depozitimet e ekspozuara në kreshtat e dunave të plazhit me shtresat që zhyten në drejtim të detit me kënde që arrijnë 30° (S.18) dëshmojnë për ngjarje me energji të lartë si stuhitë, ndërsa në drejtim të tokës pak më larg bregut në S.60, shtresat e pasuruara kanë zhytje më pak të pjerrëta, gjë që tregon për energji relativisht më të ulët të valëve.

II.4.10. Përshkrim i përgjithshëm i deltave të grykëderdhjes së lumit Vjosë dhe Matit

Vija bregdetare shqiptare përfshin rreth 454 km plazhe shkëmborë dhe rëre përgjatë detit Adriatik dhe skarpata shkëmbore përgjatë vijës bregore të detit Jon (Durmishi et al., 2005). Vija bregdetare e Adriatikut përmban disa sisteme të deltave të lumenjve dhe plazhe me rërë të karakterizuara nga prezenca e përqendrimeve të MR me ngjyrë të errët në sedimentet e saj. Ky studim është përqëndruar në përcaktimin e mineralogjisë së sedimenteve së deltave të lumit Vjosë dhe Mat.

Lumi Vjosa ka një gjatësi prej 272 km, nga të cilat 80 km e para janë në Greqi dhe pjesa tjetër 192 km në Shqipëri. Baseni drenazhues i Vjosës mbulon një sipërfaqe prej 6706 km^2, ku pjesa me erozion më aktiv zhvillohet në Malet Pindos në Greqi (me emrin Aoos). Sipërfaqja e deltës së Vjosës është 317 km^2. Ajo shtrihet nga kanali Hoxharës deri në lagunën e Nartës, duke formuar një litoral me një gjatësi prej 22 km. Delta kryesisht përbëhet nga sedimente ranore; disa plazhe të vegjël u formuan nga lëvizjet dinamike të grykëderdhjes së lumit Vjosa gjatë periudhës së Holocenit (Durmishi et al., 2018). Në këtë deltë identifikohen disa shtresa sedimentare të pasura me MR. Këto sedimente deltaike

karakterizohen nga një variacion i madh në përmbajtjen e mineraleve. Në këto shkrifërime janë vrojtuar kromiti, mineralet shkëmb formuese si pirokseni, amfiboli, olivina dhe epidoti, gjithashtu minerale si ilmeniti, zirkoni, rutili, granatet etj. (Xhaferri et al., 2020 & 2014). Kjo deltë është me interes të veçantë sepse sedimentet e saj lidhen me larminë e madhe të formacioneve shkëmbore, të moshës së Triasikut deri Kuaternare dhe që shpëlahen nga lumi i Vjosës. Baseni i Vjosës është vendosur në veriperëndim të Greqisë dhe Shqipërisë së Jugut. Konfigurimi aktual i pellgut është kushtëzuar nga evolucioni paleogeografik dhe gjeodinamik i Albanideve dhe Hellenideve nga Mesozoi deri në ditët e sotme (ShGjSh 1985, Ntokos 2017).

Baseni i lumit Mat gjendet në veri të Shqipërisë dhe delta e tij është e vendosur afër Gjirit të Rodonit. Burimet e tij ndodhen në rrethet Mirditës dhe Bulqizës (Fig. II.4.11). Ky lum përbëhet nga 2 degë kryesore, Mati dhe Fani, ka një gjatësi të përgjithshme prej 115 km dhe baseni përfshin një sipërfaqe prej 2450 km^2. Delta e lumit është e përbërë nga sedimente rërore dhe disa plazhe që gjenden në të. Në depozitimet e deltës së Matit, janë evidentuar disa shtresa sedimentesh me ngjyrë të zezë, të pasura me kromit, magnetit, ilmenit, rutil, granate, piroksene, amfibole, epidot etj. (Xhaferri et al., 2020 & 2014).

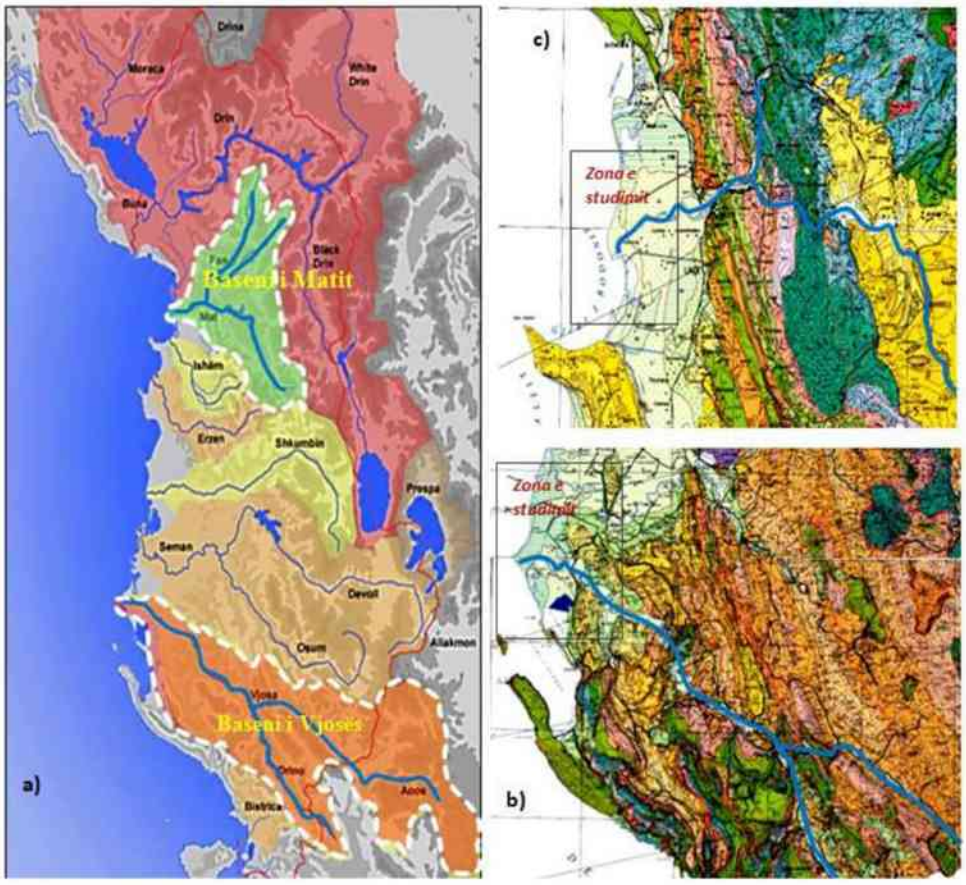


Figura II.4.11: a) Harta e baseneve drenazhes të lumenjve Vjosa dhe Mati; b and c) Harta gjeologjike e lumit Vjosa dhe Mati, respektivisht (ISPGJ-IGJN, 1983).

Shkëmbinjtë magmatikë, karbonatet, sedimentet klastike dhe disa formacione ofiolitike (kryesisht ultramafike), janë të ekspozuar në dalje spektakolare që aktualisht i nënshtrohen aktivitetit eroziv të lumit Vjosa. Në basenin e saj takohen mjaft depozitime flishore dhe mollasike të zhvilluara në disa nën-basene dhe që ndërtohen nga minerale,

origjina e të cilave nuk është gjithnjë e sqaruar. Këto materiale të gërryera, të transportuara dhe të depozituara në breg, përbëhen nga zhavorre, rërë, alevrolit dhe argjila, shumica e të cilave reflektojnë aktivitet hidraulik relativisht të lartë (Durmishi et al., 2018).

Mollaset e Miocenit dhe Pliocenit të depresionit Peri-Adriatik përbëjnë pjesën e poshtme të pellgut kullues, të cilat janë të mbuluara nga depozitimet Kuaternare. Pasojnë shkëmbinjtë në perëndim të zonës tektonike Jonike, të përbërë nga flish, karbonate në formë antiklinale, karbonate me ndërthurje radiolarite dhe depozitime dolomiti. Pastaj, vijon një depozitë më e ulët prerëse flishi, karbonati dhe dolomiti e zonës tektonike Kruja. Më pas, lumi gërryen shkëmbinjtë e zonës tektonike të Krastës, e cila përbëhet nga depozitime karbonati dhe flishi. Më në lindje Vjosa kullon zonën tektonike Mirdita të përbërë nga formacione ofiolitike (kryesisht peridotite dhe serpentinite) të shoqëruara nga silicore radiolaritike, karbonate, sedimente turbidite dhe njësitë melanzh. Shkëmbinjtë melanzh janë protoliti i tabanit metamorfik, duke rezultuar në shkëmb metabazik dhe metadimentarë të amfibolitit deri te faciet e shisteve të gjelbër.

Lumi i Matit përshkon mollasat e depresionit Peri-Adriatik dhe depozitimet flishore dhe karbonatike të zonave tektonike Kruja dhe Krasta, në pjesën perëndimore (Fig. II.4.12). Më tej në rrjedhën e sipërme kryqëzohet me ofiolitët e zonës tektonike Mirdita dhe një melanzh shoqërues. Shtresat tektonike të Mirditës janë të ekspozuara mbi një brez të gjerë që përbën një pjesë të konsiderueshme të pellgut kullues të Matit. Ky brez përfaqëson një strukturë sinform (Nicolas et al., 1999) me dy vargje masivi ultrabazik në anët perëndimore dhe lindore, me shtrirje afërsisht veri jug, të quajtur si brezat ultrabazikë perëndimorë dhe lindorë, ndërsa në pjesën qëndrore janë zhvilluar sekuencat e kores oqeanike, apo të baseneve pas harkore.

Ofiolitet lindorë përbëhen nga harzburgite tektonite të trasha, të ndjekura nga kumulatet dunitike dhe piroksenitet, gabrot dhe plagjiogranite, kompleksi i dajkave paralele dhe sekuenca vullkanike që përbëhet nga bazalte me Ti të ulët, si dhe andezite, dacite dhe riodacite. Ofiolitet perëndimorë janë të përbërë nga harzburgitet dhe lherzolitet tektonite, si dhe kumulatet lherzolitike dhe dunitet plagjioklazike. Lumi i Matit përshkon si ofiolitet lindore ashtu edhe ato perëndimore. Më tej në lindje, Mati përshkon mollaset e basenit të Burrelit të vendosur mbi ofiolite. Një kontribut shumë të madh në sedimentet e Matit jep lumi i Fanit i cili përshkon shkëmbinjtë vullkanikë me vendburimet më të rëndësishme të sulfureve të bakrit (Milushi, 2015).



Figura II.4.12: Harta tektonike e Shqipërisë, me zgjatimin në jugperëndim në kufi me Greqinë (sipas Velaj, 2015).

KAPITULLI II.5: REZULTATE DHE DISKUTIME

II.5.1. Depozitimet e mineraleve të rënda në deltat e Vjosës dhe Matit

Depozitimet e mineraleve të rënda në këto delta përbëhen nga depozitime të cilat janë gati paralele me zhytjen e bregut. Energjia e ulët e valës në kthim nuk mund të tërheqë MR të depozituara. Shtresat e këtyre depozitimeve në minerale të rënda shkojnë deri në disa cm. Dallohen shtresa me ngjyra të lehta dhe të errëta në mënyrë të njëpasnjëshme. Përqëndrimi i mineraleve të rënda krijohen në grykëderdhje si rezultat i zvogëlimit të energjisë aktuale të lumit, dhe pjesërisht bie ngarkesa e pezulluar, me minerale të rënda që depozitohen në fillim në mënyrë preferenciale. Sortimi në ngarkesën e shtratit mund të rezultojë në formimin e laminimeve. Pasi braktiset kanali, përqëndrimet pasurohen më tej.

Përqëndrimet e mineraleve të rënda janë vrojtuar në valëzimet e erës në kordon dunor. Këto depozitime të mineraleve të rënda tregojnë për energji të lartë si stuhitë.

Shtresat e pasurimit me minerale të rënda dalohen qartazi për nga ngjyra e zezë e tyre, në disa kampione vëmë re që errësimi i shtresës është më i lehtë, ndërsa shtresat të cilat kanë mungesë të mineraleve të rënda dallohen me ngjyrë bezhë.

Gjatë punës në terren, u vërejt se shtresat që kanë prani të konsiderueshme të mineraleve të rënda në depozitat deltaike të Vjosës kanë ngjyrë të zezë, ndërsa në depozitimet e Matit këto shtresa janë pothuajse në ngjyrë të gjelbërt të errët. Shtresat e shkrifërimeve në deltën e Vjosës janë më të trasha se ato në detën e Matit.

II.5.2. Rezultatet e ndarjes së densitetit

Ndarja e fraksionit të rëndë nga fraksioni i lehtë është kryer në pjesën më të madhe të kampioneve për të vlerësuar koncentrimet e mineraleve të rënda, për të krahasuar pasurimin midis dy krahëve të grykëderdhjes së Vjosës, si dhe një krahasim të përgjithshëm me deltën e Matit në veri. Përqëndrimet e mineraleve të rënda të shtresave të njëpasnjëshme në një lokacion të vetëm mund të japë një indikacion në veprimin e proceseve të koncentrimit. Ndarja e densitetit tregon një përqindje shumë të lartë të koncentrimit të mineraleve të rënda në shtresat e errëta në krahasim me shtresat më të çelëta. Përqindjet në peshë të fraksionit të rëndë tregojnë për përqindje të konsiderueshme të mineraleve të rënda në një pjesë të madhe të kampioneve. Për deltën e Vjosës, gjatë trajtimit të kampioneve u vu re se madhësia e grimcave nuk i kalon 425 µm, me përjashtim të 4 kampioneve ku maksimumi arrin në 0.39% në kampionin S.43, i cili ka përqindjen më të ulët të fraksionit të rëndë. Granulometria e imët mund të shpjegohet me distancën e gjatë që lumi i Vjosës kalon në rrjedhën e poshtme të tij. Si pasojë, renditja hidrodinamike udhëheq në fraksione me madhësi të imëta të grimcave që mund të arrijnë në deltë.

Tabela II.5.1: Peshat në përqindje: fraksionit të tretur; fraksionit të rëndë (F.R); fraksionit të lehtë (F.L); fraksionit > 425 µm (delta e Vjosës).

Kamp.	wt% F. R	wt% F. L	wt% tretur	wt% > 425 µm
1	95.45	1.55	3.00	0
7A	9.29	47.51	43.19	0
7B	60.25	21.43	18.32	0
7C	11.88	47.16	40.96	0
28	23.34	37.26	39.4	0
29A	19.48	35.53	44.99	0
29B	24.49	33.27	42.24	0
32B	21.25	39.27	39.48	0
33A	27.08	31.16	41.42	0.35

33B	67.86	13.27	18.86	0
33C	48.03	22.21	29.77	0
33D	90.99	2.65	6.35	0
34A	19.9	37.72	42.38	0
34B	80.49	6.79	12.72	0
34C	47.37	21.46	31.17	0
34D	90.16	2.8	7.04	0
34E	29.1	33.7	37.2	0
34F	43.56	23.09	33.35	0
35	17.34	39.58	43.08	0
37	45.2	21.21	33.59	0
38	30.13	43.11	26.76	0
39	3.74	49.46	46.8	0
40	76.12	8.63	15.25	0
41	4.45	50.71	44.84	0
42	63.01	20.42	16.57	0
43	1.24	57.87	40.5	0.39
44	94.29	1.95	3.75	0
45	26.96	28.48	44.56	0
46	87.69	3.99	8.32	0
47	2.99	50.52	46.49	0
48	92.15	2.9	4.96	0
49	2.86	50.58	46.56	0
50	4.57	51.37	44.06	0
51	7.01	44.65	48.34	0
56	9.97	48.7	41.33	0
57	10.19	43.77	46.05	0
58	7.15	48.6	44.16	0.09
59	11.86	42.77	45.2	0.17
60	34.68	28.86	36.46	0

Shkrifërimet janë vërejtur në zonat me erozion të vazhdueshëm të vijës bregdetare, të cilat janë në linjë me konstatimin e Komar (2007), që vija bregdetare mund të tërhiqet pas grykës së lumit dhe të krijojë kushte ideale për akumulimin e mineraleve të rëndë. Sa më e lartë të jetë shkalla e erozionit, aq më i lartë është përqëndrimi i mineraleve të rënda dhe aq më i imët është madhësia mesatare e grimcave të rërës. Shkrifërime të dukshme janë vënë re pranë grykëderdhjes së vjetër të Vjosës, kampionet e marra në këtë zonë: S.40-S.60. Anasjelltas, në kampionin S.28 në anën e djathtë të grykëderdhjes nuk janë gjendur depozitime të dukshme, lokacion i cili përjeton akumulim.

Në zonat me shkrifërime të mëdha, proceset bregdetare kanë hequr në mënyrë selektive grimcat me densitet më të ulët dhe madhësi të trashë, duke lënë pas grimca me densitet të lartë dhe madhësi më të vogël; rezultati përfundimtar i proceseve të tilla është formimi i depozitimeve të shkrifërimeve të rërave të zeza (Frihy, 2007). Gjatë ekspeditës në terren u vunë re fazat alternative ndërmjet shtresave të pasuruara në MR me ngjyrë të zezë dhe më pak të pasuruara në ngjyrë të celët në gri 7A-7C; 33A-33D; 34A-34F; 39-47; të cilat tregojnë fazat e njëpasnjëshme të erozionit dhe depozitimit. Fraksioni i lehtë është në korrelacion pozitiv me fraksionin e tretur, dhe negativ në lidhje me fraksionin e rëndë.

Në foton e mëposhtme paraqitet profili D me kampionet S.37-S.47. Procesi i koncentrimit është lehtësisht i evidentueshëm në këto kampione, një shtresë është me ngjyrë të celët të cilës i mbivendoset shtresa me ngjyrë të errët, pra varion nga shtresa të varfëra në shtresa të pasura me minerale të rënda. Kjo është me interes për të kuptuar se në breg aty ku valët janë të pranishme, kemi një kufizim të depozitimeve të zgjatura. Ndërkohë, tregon për procese të njëpasnjëshëm të erozionit dhe akumulimit.



Figura II.5.1. Cikël i njëpasnjëshëm i depozitimeve me shtresa të pasura në minerale të lehtë dhe minerale të rëndë.

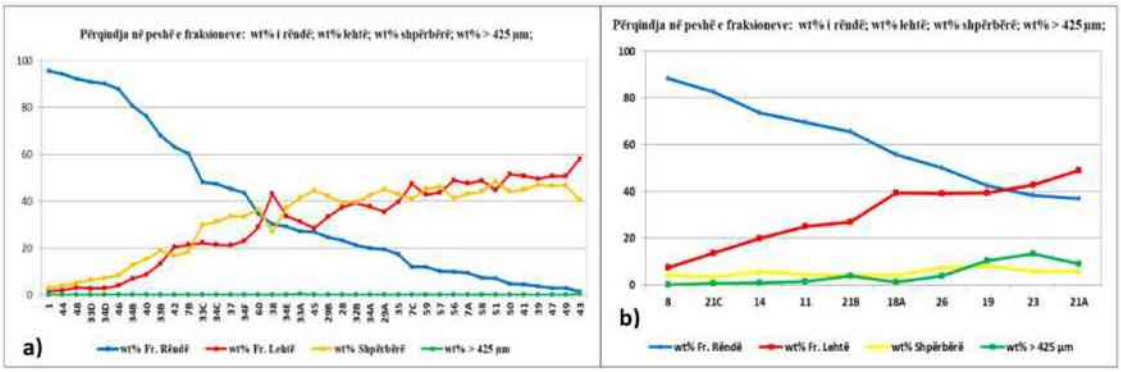
Tabela II.5.2. Peshat në përqindje: fraksionit të tretur; fraksionit të rëndë (F.R); fraksioni i lehtë (F.L); fraksioni > 425 µm (delta e Matit).

Delta e Matit					
Kampionet e Matit		wt% F.R	wt% F.L	wt% tretur	wt% > 425 µm
1	**8**	88.17	7.39	4.44	0.00
2	**10**	54.14	40.61	4.86	0.39
3	**11**	69.43	24.87	4.30	1.40
4	**14**	73.67	19.89	5.71	0.73
5	**18A**	55.61	39.29	4.14	0.96
6	**18B**	81.45	15.35	2.60	0.60
7	**18C**	85.94	11.50	2.56	0.00
8	**19**	42.41	39.42	7.99	10.17
9	**20**	55.93	34.29	8.13	1.65
10	**21A**	36.83	48.76	5.56	8.85
11	**21B**	65.52	26.78	3.96	3.74
12	**21C**	82.65	13.53	3.20	0.62
13	**23**	38.29	42.65	5.80	13.26
14	**26**	49.95	39.05	7.16	3.83

II.5.3. Krahasimi i rezultateve të ndarjes së densitetit të Vjosës dhe Matit

Granulometria e rërave të deltës së Vjosës është më e imët se ajo e rërave të Matit. Granulometria më e imët e Vjosës vjen si rezultat i distancës së gjatë që ky lum rrjedh në një terren të poshtëm.

Ndërkohë, gjatësia e poshtme e lumit Mat është më e shkurtër dhe për këtë arsye më pak efektive për të krijuar një granulometri të imët. Si rrjedhim, sortimi nuk është aq i mirë sa në deltën e Vjosës.



Grafiku II.5.2. Përqindjet në peshë të fraksionit të tretur, > 425 µm, të rëndë (425-63 µm) dhe të lehtë (425-63 µm), për deltën e Vjosës (a) dhe Matit (b).

Kampionet e deltës së lumit Vjosa tregojnë përqindje të lartë të materialeve të tretura, duke treguar një kontribut më të lartë të grimcave karbonatike. Kjo lidhet me praninë e formacioneve gëlqerore në antiklinalet dhe sinklinalet e zonave tektonike Jonike dhe Kruja, mbi të cilat është zhvilluar rrjeti drenazhues i lumit Vjosa. Siç tregohet në Grafikun II.5.2, pas trajtimit të HCl (5%), përqindjet e materialeve të tretura dhe të fraksionit të lehtë janë në lidhje pozitive në të gjitha kampionet. Situata është plotësisht e ndryshme për kampionet e deltës së lumit të Matit. Përqindja totale e materialeve të tretura është shumë e ulët dhe nuk ekziston asnjë marrëdhënie midis përqindjeve të materialeve të tretura dhe fraksionit të lehtë. Ndërkohë, vërehet një marrëdhënie e mirë midis përqindjeve të fraksionit të lehtë dhe fraksionit të trashë (>425µm). Përqindja e ulët e fraksionit të tretur ka të bëjë me prezencën e kufizuar të formacioneve gëlqerore në zonën tektonike Kruja pranë me deltën e lumit të Matit.

II.5.4. Rezultatet e përftuara nga ndarja magnetike

Kampionet janë situr në sitën 250 µm dhe 125 µm për të përfitur 3 fraksione: >250 µm; 125-250 µm; <125 µm. Më pas secila nga këto ndarje të kampionit është ndarë në 5 klasa të ndryshme të fushës magnetike si: magneti i dorës 0; <0.4; 0.4-0.8; 0.8-1.7; >1.7 A/m.

Tabela II.5.3. Përqindja në peshë (wt%) e fraksioneve >250 µm; 125-250 µm; <125 µm. (Kampionet në anën e djathtë të grykëderdhjes së Vjosës).

Nr. Kamp.	Mes.	7/A	7/B	7/C	28	29/a	29/b	32/B	33/A	33/B	34/A	34/B	34/C	34/D	34/E	34/F	35
>250µm	7.20	3.82	2.38	2.41	4.98	12.96	11.08	5.74	11.30	7.37	14.76	5.05	12.52	2.16	6.11	7.07	5.27
125-250µm	82.30	82.86	78.65	78.94	82.21	83.03	82.61	86.15	83.24	85.36	79.82	88.13	79.43	88.53	86.19	83.48	84.11
<125µm	9.43	13.21	18.79	18.59	12.73	3.91	6.30	8.10	5.31	7.16	5.34	6.79	7.85	9.18	7.59	9.43	10.60
humbje	0.09	0.11	0.18	0.06	0.08	0.10	0.01	0.01	0.15	0.11	0.08	0.03	0.20	0.13	0.11	0.02	0.02

Tabela II.5.4. Përqindja në peshë (wt%) e fraksioneve >250 µm; 125-250 µm; <125 µm. (Kampionet në anën e majtë të grykëderdhjes së Vjosës).

Nr. Kamp.	Mes.	1	38	39	40	41	42	43	44	47	48	50	51	56	57	58	59	60
>250µm	8.10	0.41	4.96	13.9	2.56	11.16	3.88	25.36	1.02	10.00	1.12	10.00	14.82	5.75	9.11	6.94	9.60	7.01
125-250µm	81.20	76.25	83.41	75.86	88.50	82.85	87.06	69.64	87.72	81.43	90.47	78.9	77.35	80.92	78.77	77.18	79.4	83.73
<125µm	10.72	23.30	11.62	10.23	8.80	5.93	8.93	5.00	11.20	8.57	8.32	11.10	7.81	13.33	12.03	15.88	11.00	9.13
humbje	0.05	0.04	0.01	0.01	0.14	0.06	0.13	0.00	0.06	0.00	0.09	0.00	0.02	0.00	0.09	0.00	0.00	0.13

Tabela II.5.5. Përqindja në peshë e fraksioneve në fusha të ndryshme magnetike. (Kampionet në anën e djathtë të grykëderdhjes së Vjosës).

µm	Fraksion Magnetik (A/m)	7/a	7/b	7/c	28	29/a	29/b	32/B	33/A	33/B	34/A	34/B	34/C	34/D	34/E	34/F	35
> 250µm	Fr. Magnet	0.25	0.18	0.2	0.34	0.80	0.73	0.43	0.80	0.51	0.88	0.56	0.89	0.18	0.36	0.52	0.40
	Fr. < 0,4	0.30	0.17	0.16	0.44	1.07	0.90	0.63	0.82	0.75	1.28	0.76	0.92	0.26	0.54	0.70	0.40
	Fr. 0,4-0,8	1.71	1.12	1.04	2.20	6.68	5.28	2.94	5.31	2.87	6.08	1.91	5.27	0.81	2.71	2.88	2.57
	Fr. 0,8-1,7	1.21	0.69	0.76	1.50	3.48	3.20	1.43	3.61	2.05	4.66	0.95	3.50	0.59	1.77	1.98	1.57
	Fr. >1,7	0.35	0.17	0.2	0.44	0.90	0.78	0.23	0.62	1.08	1.42	0.32	1.84	0.18	0.44	0.87	0.33
125-250µm	Fr. Magnet	7.56	11.33	9.64	10.81	10.15	9.75	14.28	12.69	17.24	9.22	19.74	13.5	19.3	10.6	14.42	8.94
	Fr. < 0,4	9.88	19.07	10.69	11.75	13.55	15.8	17.58	16.66	21.47	13.04	26.05	15.81	26.21	15.06	17.76	20.51
	Fr. 0,4-0,8	41.9	35.66	38.00	40.69	39.56	40.08	39.46	38.36	37.73	39.38	35.96	36.34	36.00	43.98	36.03	36.77
	Fr. 0,8-1,7	21.13	9.83	17.75	14.36	17.36	14.94	11.92	13.05	5.50	16.55	3.88	9.37	4.25	13.29	10.58	14.67
	Fr. >1,7	2.22	2.67	2.66	4.40	1.29	1.83	2.36	2.39	3.24	1.82	1.81	4.17	1.90	2.81	3.85	2.56
<125µm	Fr. Magnet	2.57	4.24	3.53	3.70	0.87	1.63	2.44	1.50	2.17	1.25	2.10	2.34	2.63	1.84	2.79	2.41
	Fr. < 0,4	2.97	5.34	6.16	2.91	1.44	1.78	2.50	1.20	1.60	1.46	1.41	2.01	2.49	1.80	2.10	2.47
	Fr. 0,4-0,8	5.89	8.12	6.0	4.08	0.90	2.45	2.54	2.2	2.81	2.03	2.82	2.91	3.38	3.29	3.85	4.68
	Fr. 0,8-1,7	0.91	0.13	0.85	0.70	0.17	0.15	0.23	0.12	0.05	0.20	0.03	0.05	0.02	0.16	0.13	0.23
	Fr. >1,7	0.60	0.80	0.77	0.54	0.17	0.25	0.33	0.22	0.42	0.17	0.30	0.43	0.19	0.28	0.44	0.47
	H. ndarja	0.44	0.30	1.53	1.06	1.50	0.44	0.69	0.3	0.40	0.48	1.37	0.45	1.48	0.96	1.08	1.00
	H. sitisja	0.11	0.18	0.06	0.08	0.10	0.01	0.01	0.15	0.11	0.08	0.03	0.20	0.13	0.11	0.02	0.02

Tabela II.5.6. Përqindja në peshë e fraksioneve në fusha të ndryshme të fushës magnetike. (Kampionet në anën e majtë të grykëderdhjes së Vjosës).

µm	F. Magnetik (A/m)	1	38	39	40	41	42	43	44	47	48	50	51	56	57	58	59	S.60
> 250µm	Fr.Magnet	0.21	0.26	1.11	0.18	0.81	0.24	2.62	0.10	0.86	0.13	1.00	0.87	0.38	0.59	4.12	0.72	0.46
	Fr. < 0,4	0.03	0.32	1.11	0.24	1.01	0.45	1.87	0.20	0.86	0.20	0.60	1.34	0.50	0.71	0.29	0.68	0.58
	Fr. 0,4-0,8	0.06	1.62	6.67	0.76	5.65	1.20	11.23	0.37	5.03	0.41	5.00	7.35	2.88	4.51	1.94	4.72	2.64
	Fr. 0,8-1,7	0.03	1.12	4.45	0.60	3.43	0.71	7.11	0.23	2.73	0.16	3.30	4.87	1.79	2.97	0.59	3.20	1.80
	Fr. >1,7	0.06	1.64	0.56	0.80	0.00	1.16	1.12	0.10	0.00	0.18	0.00	0.33	0.21	0.25	0.00	0.24	1.52
125-250µm	Fr.Magnet	20.4	7.32	5.96	13.55	8.77	12.14	5.36	16.75	5.92	17.39	5.38	5.62	7.66	8.78	6.21	7.62	14.46
	Fr. < 0,4	21.92	12.75	8.10	26.25	15.12	18.85	6.07	30.00	7.08	29.5	7.91	8.09	14.65	16.97	8.88	10.26	19.28
	Fr. 0,4-0,8	29.17	35.95	42.52	38.54	40.33	37.7	40.01	35.52	45.34	39.39	45.56	42.52	39.72	30.84	43.14	41.97	37.73
	Fr. 0,8-1,7	1.95	13.75	17.77	5.40	16.84	9.88	17.86	2.65	18.63	1.65	16.95	19.79	16.20	19.25	16.63	16.67	7.58
	Fr. >1,7	2.06	13.37	1.12	4.38	1.71	8.23	0.00	1.60	4.19	1.84	2.64	1.27	2.47	2.07	2.07	2.15	4.49
<125µm	Fr.Magnet	6.49	2.24	1.89	2.03	1.31	2.15	0.71	2.84	1.29	2.25	2.20	1.47	2.46	2.63	2.54	2.29	2.47
	Fr. < 0,4	6.31	2.84	2.22	2.27	1.51	2.32	1.07	2.66	1.43	2.25	2.10	1.94	3.04	4.22	3.49	3.25	2.79
	Fr. 0,4-0,8	8.94	4.94	5.01	3.85	2.62	3.78	2.14	5.05	4.29	3.26	5.30	3.47	6.59	3.93	7.68	4.21	3.21
	Fr. 0,8-1,7	0.06	0.38	1.11	0.07	0.00	0.11	1.07	0.03	1.43	0.00	0.90	0.53	0.54	0.63	1.12	0.56	0.10
	Fr. >1,7	1.31	1.12	0.00	0.45	0.00	0.55	0.00	0.40	0.00	0.36	0.50	0.33	0.58	0.50	0.59	0.40	0.42
	H. ndarja	0.96	0.37	0.39	0.33	0.83	0.40	1.76	1.44	0.92	0.94	0.66	0.19	0.33	1.08	0.71	1.06	0.34
	H. sitisja	0.04	0.01	0.01	0.30	0.06	0.13	0.00	0.06	0.00	0.09	0.00	0.02	0.00	0.07	0.00	0.00	0.13

- Për deltën e Vjosës, rezultatet e sitisjes së fraksionit të rëndë tregojnë se fraksioni i madhësisë mesatare 125-250 µm prevalon me dy fraksionet e tjera të > 250µm dhe <125µm.
- Rezultatet e sitisjes tregojnë se nuk vihen re ndryshime thelbësore midis kampioneve të dy anëve të grykëderdhjes. Kampionet në anën e majtë të grykëderdhjes shfaqin vlera pak më të larta për fraksionet 125-250µm dhe <125µm se ato në anën e djathtë të grykëderdhjes, ndërsa këto të fundit shfaqin vlera pak më të larta në fraksionin >250µm. Kjo mund të shpjegohet pasi erozioni në anën e djathtë nuk është i lartë sa në

anën e majtë.

- Rërat me madhësi > 250μm e rërave është më e lartë në përqindje se fraksioni <125μm në ato kampione ku përqindja e fraksionit të rëndë është më e vogël.
- Fraksioni < 125μm është në vlera më të larta në ato kampione ku përqindja e fraksionit të rëndë është më e madhe, si dhe fraksioni i lehtë është më i vogël.
- Kampioni S.43 në anën e poshtme të grykëderdhjes dallohet për përqindjen më të lartë të madhësisë 250 mikron, ky kampion ka përqindjen më të ulët të fraksionit të rëndë 1.24%.
- Ndërkohë, kampioni S.1 në anën e majtë të grykëderdhjes dallohet për përqindjen më të lartë të madhësisë <125μm deri në 23.3%, ndërkohë ka përqindje më të lartë të fraksionit të rëndë (63-425μm) deri në 95.45%.
- Kampioni S.7/B në anën e djathtë ka përqindje më të lartë të fraksionit <125μm në krahun që ndodhet kampioni deri në 18.79%, ndërkohë fraksioni i rëndë është 60.25%.
- Kampioni S.34/A në anën e djathtë ka përqindje më të lartë të fraksionit >250μm në vlerën 14.76%, ndërkohë fraksioni i rëndë 19.9%.
- Lidhur me rezultatet e mësipërme, vëme re se fraksioni i rëndë koncentrohet në madhësi të vogla të grimcave, ndërkohë fraksioni i lehtë tenton në madhësi më të vogla.
- Kampionet të cilat përbëjnë cikle të njëpasnjëshme të depozitimit si: 33A-33D; 34A-34F; 39-47; 57-60 qartësojnë efektin e proceseve të sortimit. Shtresat më të errëta shfaqen në vlerat më të larta për fraksionin e imët <125μm, ndërsa shtresat më të celëta shfaqin vlera në të larta në fraksionin më të trashë >250μm. Me këtë shjegohen proceset e sortimit, për fitimin e fraksionit të lehtë me madhësi më të trashë dhe lënia pas e fraksionit të rëndë me madhësi të vogël sikurse janë grimcat e magnetiti, kromitit dhe ilmenitit.

- Në fraksionin >250μm, përqindje më të larta vërehen në intervalin e fushës prej 0.4-0.8 A/m (Ampèr/metër) ku shfaqen akumulimet më të larta të HM. Pas 0.4-0.8A/m, vazhdon me rangun e rrymës të 0.8-1.7 A/m, pothuajse për të gjithë kampionet, me përjashtim të disa kampione në anën e majtë të gryëderdhjes, që vazhdojnë me fraksionin >1.7m konkretisht S. 38; S.40; S.42; S.48.
- Ndërkohë ana e djathtë e deltës shfaqet me perqindje me të lartë të fushës >1.7, ndërsa ana e majtë shfaqet në përqindje më të lartë në fraksionin e magnetit të dorës.
- Në fraksionin 125-250 μm, MR janë përqëndruar kryesisht në rangun fushor prej 0.4-0.8 A/m.
- Në fraksionin <125 μm, MR gjenden në përqëndrime më të larta në rangun e fushës prej 0.4-0.8 A/m dhe në sasi të konsiderueshme në rangun fushor <0,4 A/m dhe fraksionit të magnetit të dorës.

Tabela II.5.7. Përqindja në peshë (wt%) e fraksioneve >250 μm; 125-250 μm; <125 μm. (Kampionet në deltën e lumit Mat).

Nr. Kamp.	Mes.	8	11	14	18/a	19	21/a	21/b	21/c	23	26
>250μm	20.03	14.21	12.59	19.02	11.07	23.65	23.93	22.78	14.21	38.01	20.72
125-250μm	75.16	79.96	82.09	75.01	82.96	70.52	72.76	73.36	79.96	59.98	75.04
<125μm	4.72	5.73	5.23	5.85	5.9	5.71	3.21	3.78	5.73	1.9	4.16
humbje	0.1	0.10	0.09	0.12	0.07	0.12	0.1	0.08	0.1	0.11	0.08

Është vrojtuar se fraksioni i madhësisë mesatare (125-250 μm) mbizotëron në sedimentet e dy deltave. Në vazhdim të këtij konstatimi, kjo pjesë duhet të jetë më e pasur në MR. Sidoqoftë, vërehen dallime midis depozitimeve të këtyre deltave. Pjesa më e trashë (> 250 μm) e rërave nga Vjosa tregon përqindje më të ulët dhe kështu përqëndrim

më të ulët të fraksionit të rëndë, ndërsa në lumin Mat përqëndrimi më i ulët i fraksionit të rëndë ekziston në fraksionin më të imët (<125 μm). Kjo e fundit ka të ngjarë të ketë lidhje me praninë e gjërë të formacioneve shkëmbore ofiolitike në pellgun kullues të lumit të Matit; shkëmbinj të tillë janë më rezistentë ndaj kushteve mekanike.

Tabela II.5.8. Përqindja në peshë e fraksioneve në fusha të ndryshme të fushës magnetike. (Kampionet në deltën e lumit Mat).

μm	Fraksion magnetik (A/m)	8	11	14	18/a	19	21/a	21/b	21/c	23	26
> 250μm	Fr:Magnet	1.8	1.61	2.56	1.66	3.62	4.12	3.41	1.74	5.46	3.13
	Fr:< 0,4	2.26	2.02	3.03	1.61	3.86	3.83	3.67	2.08	6.57	3.17
	Fr:0,4-0,8	6.41	5.75	8.37	4.51	10.99	11.26	9.66	6.7	18.85	9.71
	Fr:0,8-1,7	2.48	2.19	3.52	1.78	4.36	4.03	3.91	2.57	6.27	3.53
	Fr:>1,7	1.08	0.94	1.27	1.15	0.53	0.19	1.85	0.99	0.23	0.91
125-250μm	Fr:Magnet	34.97	24.07	15.17	17.72	18.53	15.05	20.13	12.12	17.99	17.27
	Fr:< 0,4	14.32	14.53	10.98	10.96	14.08	11.14	13.99	12.42	9.51	12.1
	Fr:0,4-0,8	24.95	33.13	35.03	39.14	28	35.45	28.09	41.03	25.29	34.18
	Fr:0,8-1,7	4.12	8.44	10.92	11.19	7.97	10.39	8.67	11.19	6.05	9.37
	Fr:>1,7	0.55	1.32	2.6	3.43	1.27	0.39	1.96	2.98	0.35	1.83
<125μm	Fr:Magnet	2.2	2.6	3.39	2.76	3.2	1.74	2	2.2	1.01	1.81
	Fr:< 0,4	1.72	0.73	1.02	0.89	1	0.53	0.75	1.39	0.32	0.77
	Fr:0,4-0,8	1.56	0.9	1.21	1.7	1.19	0.79	0.79	1.82	0.45	1.18
	Fr:0,8-1,7	0.08	0.08	0.08	0.24	0.12	0.12	0.07	0.19	0.04	0.16
	Fr:>1,7	0.08	0.07	0.03	0.1	0.03	0.03	0.04	0.07	0	0.06
	Humbje sitisja	0.1	0.09	0.12	0.07	0.12	0.1	0.08	0.1	0.11	0.08
	Humbje ndarja	1.32	1.53	0.7	1.09	1.13	0.84	0.93	0.41	1.5	0.74

Nga ndarja magnetike nën fushë të ndryshme magnetike, nxirren përfundimet e mëposhtme:

- Në fraksionin >250 μm nga sedimentet e dy deltave, përqindje më të larta vërehen në intervalin e fushës magnetike prej 0.4-0.8 A/m (Ampères/metër).
- Në fraksionin 125-250 μm nga sedimentet e dy deltave, fraksioni i rëndë përqëndrohet kryesisht në rangun fushor prej 0.4-0.8 A/m dhe në përqindje domethënëse në rangun fushor të <0.4 A/m dhe fraksionit të magnetit të dorës.
- Në fraksionin <125 μm të kampioneve të Vjosës, fraksioni i rëndë gjendet në përqendrime më të larta në rangun e fushës prej 0.4-0.8 A/m dhe në sasi të konsiderueshme në rangun fushor <0,4 A/m dhe fraksioni i magnetit të dorës.
- Në fraksionin <125 μm të kampioneve të Matit, fraksioni i rëndë gjenden në përqëndrime më të larta në fraksionin e magnetit të dorës.

II.5.5. Mineralogjia

Identifikimi mikroskopik është performuar me mikroskop Zeiss Stereo Discovery V8 Zoom me dritë të përshkruar dhe të reflektuar. Mineralet si magnetiti, kromiti dhe ilmeniti tentojnë në grimca me madhësi të vogla, prandaj dhe vrojtimi dhe vlerësimi i tyre sasior është i vështirë për arsye të prezencës së kromiteve të magnetizuar në fraksionin magnet, si dhe ngjyrimit të këtyre mineraleve i cili është i njëjtë.

Grimcat e magnetitit, kromit, ilmenitit, që kanë dendësinë më të madhe koncentrohen kryesisht në fraksionin <125μm dhe 125-250 μm, duke konfirmuar vëzhgimin e Mange dhe Maurer (1992), se shumë grimca të mineraleve të rënda kanë tendencë të shfaqin një madhësi më të vogël të grimcave në sedimente. Të dyja, dendësia e tyre e madhe dhe madhësia e vogël do të provojnë të jenë të dobishme për pasurimin e tyre në fraksionin e rëndë, veçanërisht në krahasim me piroksenet dhe amfibolat më të lehta.

- Fraksion i magnetit të dorës - sedimentet e dy deltave përbëhen kryesisht nga magnetiti, lehtësisht i dallueshëm nga ngjyra e tij e zezë dhe shkëlqimi metalik dhe nga grimcat e saj të nën-rrumbullakosura. Me tepricë gjenden në fraksionet <125 µm dhe 125-250µm. Disa grimca janë të mbuluar nga hematiti, ndërkohë janë vërejtur grimca të kromitit të magnetizuar. Për më tepër, një sasi e madhe e mineraleve shkëmb formuese (veçanërisht në fraksionin e trashë) si dhe grimca të kromitit dhe ilmenit janë gjithashtu të pranishme.

- Fraksioni i fushës magnetike (<0,4 A/m) karakterizohet nga prezenca e lartë e kromitit më së shumti në kampionet të cilat kanë përqindje të lartë të fraksionit të rëndë. Këto grimca dallohen nga kristalet oktahedrale me shkëlqim gjysëm-metalik. Në sasi të vogla dallohet ilmeniti dhe hematiti. Grimcat e granatit nga sedimentet e Vjosës paraqesin ndjeshmëri më të lartë magnetike në krahasim me ato të Matit, si dhe vërehen në fraksionin e imët dhe mesatar. Gjithashtu përfshihen olivina, pirokseni, epidoti, hematiti me grimca te kuqe dhe submetalike në fraksionin e trashë dhe mesatar.

-Fraksioni i fushës magnetike 0.4-0.8 A/m kanë një përqindje të lartë të kromitit. Përqendrimi më i lartë i kromitit në sedimentet e Vjosë gjenden në fraksionin e fushës magnetike 0.4-0.8 A/m, i cili nuk është aq i dukshëm në depozitimet e Matit. Kjo ka të ngjarë të reflektojë një ndryshim në praninë e kromit në shkëmbinjtë mëmë të baseneve kullues të lumenjve Vjosa dhe Mati. Ky fraksion përmban kryesisht amfibol dhe piroksene të pasura me Fe (augite-hedenbergite-dioside). Dallohen hornblenda, kromitet, epidoti si dhe grimca të rralla të rutilit dhe hematitit (jo në të gjitha kampionet).

-Fraksioni i fushës magnetike prej 0.8-1.7 A/m është i përbërë nga mineralet shkëmb-formuese si piroksenet dhe amfibolet (më së shumti në fraksionin e trashë dhe mesatar), më pak olivinë dhe rutile (më së shumti në fraksionin e imët dhe të mesëm), dhe rrallë disa grimca zirkoni dhe hematiti. Në depozitimet e Vjosës disa kromite janë akoma të pranishëm, me siguri për shkak të përmbajtjes së ulët të Fe.

-Fraksioni i fushës magnetike > 1.7 A/m përmban minerale diamagnetike, sic janë grimcat e zirkonit dhe rutilit, si dhe mineralet e grupit piroksen. Rutili dhe zirkoni janë përqëndruar në këtë fraksion për sedimentet e dy deltave. Sidoqoftë, në depozitimet e Vjosës përmbajtja e zirkonit është më e lartë sesa në kampionet e deltës së Matit. Për më tepër, në këtë fraksion janë gjetur disa grimca karbonatike dhe kuarcit që do të thotë se trajtimi me acid HCl (5%) dhe përpunimi i rëndë i lëngjeve ka qënë jo i plotë 100%.

Grimca të rralla të zirkonit me inkluzione janë gjetur edhe në fraksionin >250 mikron.

Në fraksionin >250µm është vënë re se grimcat e magnetiti, kromitit, ilmenitit, granatit, zirkoni, janë vënë re në sasi të vogla ose në mungesë. Mineralet shkëmbformuese dallohen gjerësisht duke zënë një pjesë të gjerë në disa fraksione.

II.5.6. Rezultatet gjysëm sasiore të XRD

Kuantifikimi i mineraleve prezente në fraksionin e rëndë 63-425µm është kryer me anë të analizës XRD për disa kampione në anën e djathtë dhe të majtë të grykëderdhjes si dhe për 10 kampione të deltës së Matit. Analiza Rietveld është një analizë e vështirë, sidomos kur kemi një numër të madh mineralesh prezentë, disa prej të cilave tregojnë kulme të mbivendosura. Në këtë rast për analizën e XRD është përdorur si standart oksidi i zinkut, por rutili ka të njëjtin pikë me zinkitin, ndërsa almandina dhe spesartina shfaqin mbivendosje. Magnetiti dhe kromiti janë të vështira të kuantifikohen, ku kulmet e intensiteti të lartë tregojnë mbivendosje të njeri-tjetrit. Ndërkohë, përsa i përket Kuarcit, Titanit, Vesuvianiti, Sfaleriti, Klinoklori, Dolomiti, Kalciti, Ankeriti, Kaoliniti 1A, Albiti High janë grupuar si fraksion të tjera, të cilët shfaqen jo në të gjitha kampionet dhe në sasi të vogla. Rezultatet e kësaj analize janë të paraqitura në Tabelën nr. II.5.9 dhe II.5.10, ku

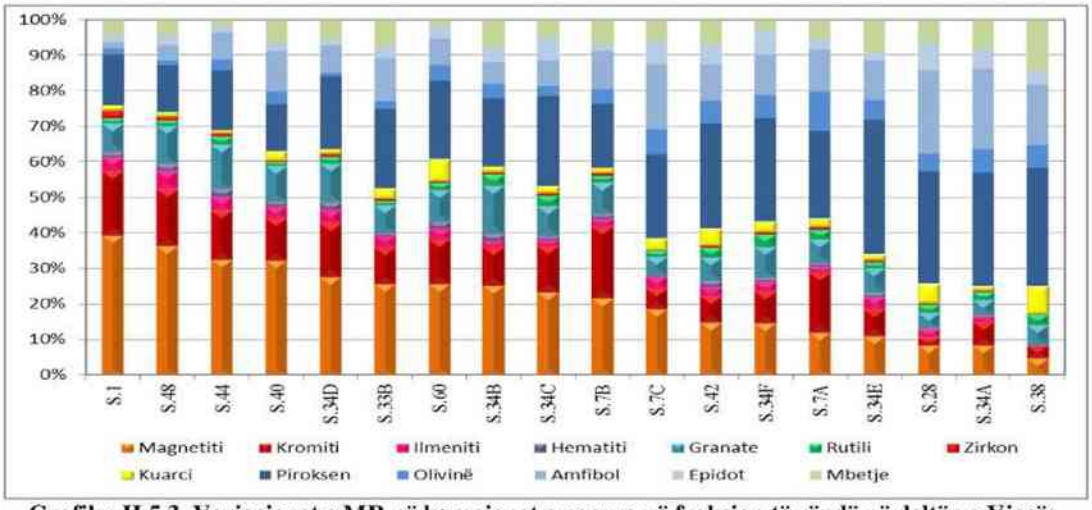
jipen përqindjet e mineraleve prezentë në fraksionin e rëndë të prezantuara në grupe të mineraleve (ilustruar me grafikët II.5.3 dhe II.5.4). Rezultatet e analizës XRD tregojnë një larmi të madhe të mineraleve të pranishme në kampionet e deltave, të cilat mund t'i atribuohen shumëllojshmërisë së gjerë të zonave gjeologjike dhe litologjive që kryqëzohen nga lumenjtë Vjosa dhe Mati. Duke pasur parasysh faktin se të dy ujëmbledhësit janë zhvilluar në formacione të ngjashme të ekspozuara në Zonën Ofiolite Mirdita dhe Zonën Ophiolite Pindos, mund të shpjegohet ngjashmëria e MR. Për më tepër, të dy ujëmbledhësit përmbajnë disa formacione karbonatike, produktet e erozionit e të cilave përbëjnë një pjesë të konsiderueshme të sedimenteve të deltave. Sidoqoftë, ato u tretën gjatë përpunimit të kampioneve. Dallimet në kontributin relativ të mineraleve pasqyrojnë litologjitë e burimit në basenet e dy lumenjve.

Tabela II.5.9. Përbërja mineralogjike (wt%) e fraksionit të rëndë 63-425 µm (sedimentet e deltës së Vjosës), nga rezultatet gjysëm sasiore të XRD.

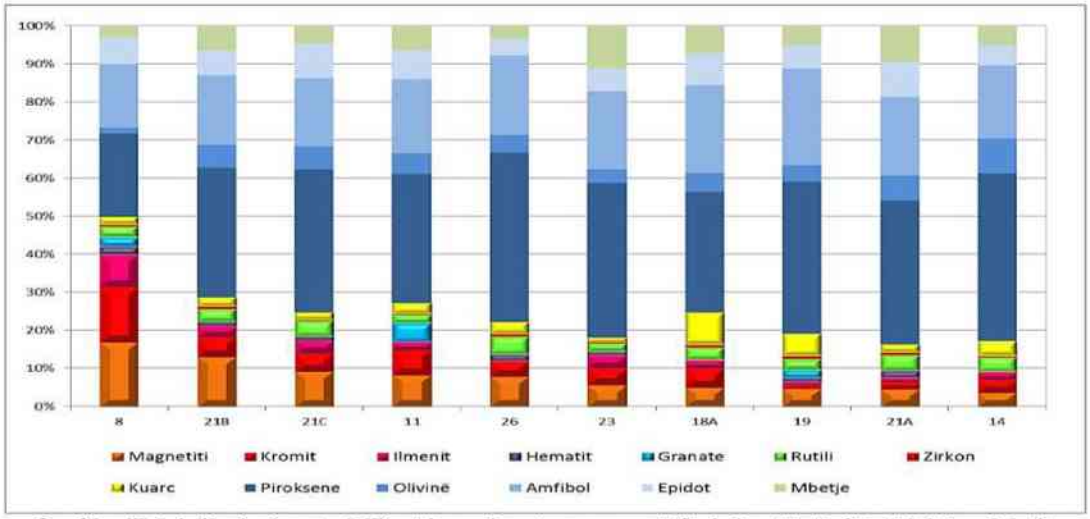
% e Fraksionit të rëndë	Nr. kamp.	Magnetiti	Kromiti	Ilmeniti	Hematiti	Pirokseni	Olivina	Amfibol	Epidot	Granate	Rutili	Zirkon	Kuarc	Mbetje
95.45	S.1	39.38	18.05	3.78	1.66	14.29	1.75	1.73	2.04	8.03	1.49	2.12	1.36	4.32
30.31	S.38	4.95	3.61	0.00	0.00	33.27	6.28	17.19	3.59	5.67	3.03	0.25	7.56	14.61
70.16	S.40	32.28	11.98	3.21	1.41	13.28	3.48	11.44	2.22	10.12	0.98	0.51	2.50	6.59
63.01	S.42	14.85	7.42	2.73	1.58	29.47	6.54	10.18	5.49	6.53	2.76	0.70	4.75	7.00
94.29	S.44	32.59	13.88	3.81	2.05	17.00	2.94	7.66	1.65	12.64	2.30	0.75	0.83	1.9
92.15	S.48	36.31	16.03	5.06	1.88	13.32	1.29	4.27	3.09	10.92	1.54	1.06	1.14	4.07
34.68	S.60	25.72	12.60	3.06	1.83	21.91	4.35	7.39	3.46	8.87	2.26	0.41	6.20	1.93
9.29	**S.7A**	12.24	16.80	1.67	0.78	24.74	11.04	11.90	2.95	6.90	2.60	0.89	2.09	5.4
60.25	**S.7B**	21.82	20.21	1.92	1.45	17.93	4.22	10.83	1.59	8.90	1.82	0.95	1.30	7.06
11.88	**S.7C**	18.81	5.77	3.40	0.00	23.62	7.06	18.23	6.60	5.38	1.67	0.36	3.19	5.91
23.34	**S.28**	8.49	2.31	2.30	0.00	31.53	5.06	23.29	7.80	4.63	2.37	0.36	5.35	6.51
67.86	**S.33B**	25.78	10.21	3.45	0.62	22.41	1.97	12.28	3.33	7.73	1.34	0.59	2.86	7.43
19.9	**S.34A**	8.49	6.67	1.57	0.41	31.80	6.70	22.54	5.20	4.21	2.23	0.42	1.22	8.54
80.49	**S.34B**	25.39	10.85	1.70	1.84	19.22	3.93	6.18	4.50	13.60	3.26	0.62	1.45	7.44
47.37	**S.34C**	23.36	13.08	1.69	1.03	25.33	2.64	7.25	6.50	8.58	2.97	0.63	1.90	5.03
90.16	**S.34D**	27.56	15.19	3.78	2.11	20.34	1.21	7.70	1.59	10.81	2.08	0.86	1.17	5.54
29.1	**S.34E**	11.04	7.77	3.42	1.01	37.71	5.60	11.01	2.39	7.07	1.72	0.60	1.49	9.17
43.56	**S.34F**	14.63	9.06	2.77	0.99	29.17	6.44	11.39	6.92	8.64	3.75	0.51	2.79	2.94
	Mbetje: (magneziti, titaniti, klinoklori, sfaleriti, dolomiti, kalciti dhe ankeriti).													

Tabela II.5.10. Përbërja mineralogjike (wt%) e fraksionit të rëndë 63-425 µm (sedimentet e deltës së Matit), nga rezultatet gjysëm sasiore të XRD.

% e Fraks. të rëndë	Nr. kamp.	Magnetiti	Kromiti	Ilmeniti	Hematiti	Pirokseni	Olivina	Amfibol	Epidot	Granate	Rutili	Zirkon	Kuarc	Mbetje
88.17	**8**	16.8	14.6	8.3	2.2	22.0	1.5	16.7	7.0	2.5	2.8	0.6	2.0	3.0
69.43	**11**	8.2	6.6	2.2	0.0	33.9	5.4	19.5	7.6	4.9	2.3	0.3	2.8	6.3
73.67	**14**	3.7	3.3	2.1	0.0	44.2	9.0	19.3	5.1	0.0	3.9	0.4	3.8	5.2
55.61	**18A**	5.0	5.0	2.2	0.0	31.8	5.0	22.9	8.6	0.0	3.3	0.9	8.3	7.0
42.41	**19**	4.8	0.8	0.9	1.0	40.0	4.4	25.4	6.0	2.1	3.0	0.8	5.7	5.1
36.83	**21A**	4.6	1.8	1.1	1.9	37.9	6.6	20.5	9.4	0.0	4.2	0.7	2.0	9.3
65.52	**21B**	13.0	5.3	2.8	1.2	34.1	6.0	18.3	6.4	0.0	3.3	0.8	2.3	6.5
82.65	**21C**	9.2	4.7	3.3	1.2	37.6	6.0	17.9	9.2	0.0	4.1	0.3	2.0	4.5
38.29	**23**	5.6	4.4	3.4	1.1	40.7	3.6	20.4	6.0	0.0	2.1	0.5	1.0	11.2
49.95	**26**	7.9	4.0	0.0	1.8	44.6	4.7	20.7	4.5	0.0	4.7	0.7	3.1	3.3
	Mbetje: (magneziti, titaniti, klinoklor, sfaleriti, dolomiti, kalciti dhe ankeriti).													



Grafiku II.5.3. Variacionet e MR në kampionet e pasura në fraksion të rëndë në deltën e Vjosës.



Grafiku II.5.4. Variacionet e MR në kampionet e pasura në fraksion të rëndë në deltën e Matit.

Ndërkohë, vihen re sasi të mëdha të MR si: magnetiti (magmatikë, metamorfikë), kromiti (peridotitë, ofiolite), ilmeniti (magmatikë, metamorfikë), olivina (mafikë, ultramafikë, bazalte, gabro, peridotitë), pirokseni: diopsidi, augiti, enstatiti, hypersthene, hedenbergiti (peridotite, piroksenite, harzburgit, lercolit, serpentinë), amfibol: hornoblendë, pargasiti, aktinoliti (produkte të metamorfizmit të dolomiteve silicore) rutili (shiste, gnejse dhe amfiboliti), si dhe zirkoni. Në deltën e Vjosës dallojmë përqindje të larta të magnetitit dhe kromitit, prezenca e pirokseneve kalojnë vlerën e olivinës. Titaniti është vetëm në kampionet sipër grykëderdhjes, kalciti është vetëm në kampionin S.38 të valëzimeve të erës, ndërsa përqindjet në minerale të kampioneve S.28 dhe S.34A janë pothuajse të njëjta.

Zirkoni dhe granati (mineralet aksesorë në shkëmbinjtë vulkanikë dhe metamorfikë), janë të pranishme në sasi të më të madhe në kampionet e Vjosës në krahasim me kampionet e Matit. Këto minerale janë në korrelacion pozitiv me njëri tjetrin për kampionet e deltës së Vjosës, ndërsa për kampionet e Matit korrelacioni nuk është i mirë. Shkëmbinjtë mëmë të zonës ujëmbledhëse të drenazhuar nga ky lum përfshijnë shkëmbinj ofiolitikë, flish dhe mollase. Nga erozioni i këtyre shkëmbinjve, kristalet e vogla të zirkonit dhe të granateve mund të shkëputen, transportohen dhe shpërndahen në deltën e lumit me produkte të tjerë të erozionit.

Nga erozioni i këtyre shkëmbinjve, kristalet e vogla të zirkonit dhe të granateve mund të shkëputen, transportohen dhe shpërndahen në deltën e lumit me produkte të tjerë të erozionit. Në grykën e lumit Rosetta (gjeometria e kësaj goje të lumit është e ngjashme me Vjosën) u konstatua që përqëndrimet e zirkonit, rutilit dhe granateve zvogëlohen në mënyrë eksponenciale me distancë të gjatë nga grykëderdhja e lumit, ndërsa augiti (piroksenI) dhe hornblenda (amfibol) rriten në mënyrë eksponenciale në zonat bregdetare që po grumbullohen (Frihy, 2007). Në deltën e Vjosës ky konkluzion është më i dukshëm për mineralet amfibol dhe piroksen sesa për mineralet e qëndrueshme dhe ekstreme të tilla si granatet, rutili dhe zirkoni. Kjo konstatim mund të shpjegohet me faktin se kampionet që kemi analizuar janë mbledhur kryesisht nga shtresat e sedimenteve të pasuruar në MR, të cilat kanë qenë nën erozion për shumë vite dhe padyshim që ato shfaqin përqindje të ngjashme me mineralet e përmendura më sipër të bregdetit. Ngjyra e zezë e shtresave të pasura me HM është shkaktuar nga grimcat e kromit dhe magnetit.

Magnetiti, kromi dhe ilmeniti janë të pranishëm në pothuajse të gjitha kampionet e sedimenteve të deltave të Vjosës (ilmeniti mungon në kampionin S. 38 te marre nga valëzimet e erës në kordonin dunor) dhe Matit. Ngjyra e zezë e shtresave të pasura me minerale të rënda është shkaktuar nga grimcat e kromit dhe magnetit. Ekzistojnë ndryshime të rëndësishme midis përmbajtjes së kromit në sedimentet e dy deltave. Raporti i kromitit/mineraleve shkëmb formuese në sedimentet e Vjosës është mesatarisht 0.33 (raporti maksimal 0.9 në kampionin nr. 1 e grykëderdhjes) ndërsa në depozitimet e Matit ky raport është 0.09 (raporti maksimal 0.4 në kampionin nr. 8, pranë grykëderdhjes). Prania e magnetitit, ilmenitit dhe kromit justifikohet nga prania e gjerë e ofiolitëve dhe peridotitëve në basenet e tyre. Këto minerale janë në korrelacion pozitiv me njëri tjetrin për të gjitha kampionet e të dy deltave.

Piroksenët, amfibolet, olivina dhe epidoti janë mineralet kryesore shkëmbformuese që përbëjnë shumicën e fraksioneve të mineraleve në të dy deltat. Ato janë më mbizotëruese në sedimentet e deltës së Matit ku 90% e kampioneve përbëhen nga > 55% minerale shkëmb-formuese, ndërsa në depozitimet e deltës së Vjosës vetëm 25% e kampioneve përmbajnë një shoqërim të tillë. Përqindjet e larta të mineraleve shkëmb formuese janë më të dukshme në depozitimet e Mati pasi ky lum shplan shkëmbinj mafik dhe ultramafik të basenit të tij. Këto përqindje të larta shpjegojnë mungesën e shtresave me ngjyrë të zezë në sedimentet e deltës së Matit në krahasim me ato të Vjosës. Prania më e lartë e epidotit dhe amfibolave në depozitimet e deltës së Matit është për shkak të larmisë së madhe të shkëmbinjve ofiolitikë dhe metamorfikë të pranishëm në zonën ujëmbledhëse që shtrihet në disa qindra kilometra katrorë. Përkundrazi, lumi Vjosa shplan disa shkëmbinj magmatikë vetëm në pjesën e sipërme të basenit.

Granatet janë më të bollshme në sedimentet e deltës së Vjosës (deri në 13.6% të fraksionit të rëndë me një mesatare 7.8%) në krahasim me kampionet e Matit. Depozitimet e flishit që egzistojnë gjerësisht në zonën ujëmbledhëse të Vjosës mund të konsiderohen si shkëmbinj mëmë. Sipas analizave të XRD, shumica e granateve posedojnë një mineralogji almandine (deri në 7.7%) ose spessartine (deri në 8%). Granatet vërehen në sasi të vogla (deri në 5% të fraksionit të rëndë) ose mungon në sedimentet e deltës së Matit, gjë që shpjegohet nga prania e kufizuar e shkëmbinjve metamorfikë dhe fishit në basenin e Matit.

Rutili është i pranishëm në të gjitha kampionet e depozitimeve të Vjosës (deri në 3.8% të fraksionit të rëndë me mesatare 2.3%) dhe në të gjitha kampionet e depozitimeve të Matit (deri në 4.7% të fraksionit të rëndë me mesatare 3.4%). Kjo prani mund të jetë e lidhur me shfaqjen e shkëmbinjve vullkanike dhe shisteve të pellgjeve kullues të të dy lumenjve.

Zirkoni është i gjithëpranishëm, por gjendet në sasi më të larta në depozitimet e deltës së Vjosës, me një maksimum prej 2.1% në fraksionin e rëndë të kampionit S.1,

ndërsa sasia më e lartë e zirkonit të zbuluar në depozitimet e deltës së Matit është 0.9% në fraksionin e rëndë të kampionit nr. 18A. Prania e zirkonit në sedimentet e deltës së Vjosës ka të bëjë me depozitimet e flishit të zonës ujëmbledhëse të saj. Zirkoni në depozitimet e deltës së Matit ka të bëjë me shkëmbinjtë plagjogranitikë dhe sekuencat ofiolitike të pellgut të saj të kullimit. Për më tepër, prania e grimcave të arit, turmalinës dhe piritit janë vënë re në sedimentet e deltës së Vjosës.

Tabela II.5.11. Përmbledhje e ngjashmërive dhe ndryshimeve midis sedimenteve të dy deltave të lumit. (Xhaferri et al., 2020).

	Ngjashmëritë	**Diferenca**	
	Vjosa dhe Mati	**Vjosa**	**Mati**
Vrojtimet e terrenit	-shtresat e pasura MR; -kanale të abandonuar të dukshme; -shtresa të njëpasnjëshme;	-shtresa me ngjyrë të zezë; -shtresa të pasura të trasha;	-shtresa të ngjyrosura në jeshile të errëta; -shtresa të pasura më të holla;
Vrojtime të rezultateve	-Wt% të lartë të MR; -Wt% e konsiderueshme F.L; -Wt% e lartë e 125-250µm;	-Wt% e lartë e tretjes; -Wt% e >425 µm = 0; -Wt% e konsiderueshme e <125 µm;	-Wt% e ulët e materialeve të tretura; -Wt% e >425 µm > 0; -Wt% e konsiderueshme e >250µm; -madhësi më e trashë e sedimenteve;
	-Dominon fusha magnetike mesatare për grimcat >125 µm;	-Dominon fusha magnetike mesatare për grimcat <125 µm;	-Dominon fraksioni i magnetitit të dorës për grimcat <125µm;
	-Prezenca e mineraleve shkëmb formues; mesatarja e olivinës dhe epidotit është e ngjashme; -Magnetiti dhe Kromiti; -Ilmeniti dhe hematiti posedojnë përqëndrime mesatare të barabarta;	-Përqindje të ulët të piroksenit dhe amfibolit; - Përqindje e ulët e mineraleve shkëmb formuese; -Përqindje të lartë të granateve dhe të ulët të rutilit;	- Përqindje të lartë të piroksenit dhe amfibolitit; -Përqindje e lartë e mineraleve shkëmb formuese; -Përqindje e ulët ose mungesë e granateve dhe përqindje e lartë e rutilit;
Basenet drenazhuese	-Mollase të depresionit Peri-Adriatik; -Ofiolite homolog; -Depozitime të flishit, karbonate dhe dolomiti të Zonës Kruja; -Depozitime karbonatike dhe flishore të Zonës Krasta;	-Dy zona ofiolite të ndarë; -Ofiolitet e zonës Kolonja që përmbajnë bllok apo shkëmbinj ultramafikë; -Kompleksi i ofiolitëve Pindos në Greqi (shtresat e ndërthurura me karbonate, turbidite dhe njësitë melanzh; -Shkëmbinj ultramafik dhe mafikë; -Tektonitet e mantelit të harzburgitit me piroksene; -Peridotiti i mbivendosur nga kumulate ultramafike; -Shkembijtë melanzh; -Një pjesë e konsiderueshme e pellgut kullues ndodh në zonat Jon, Kruja dhe Krasta; -Prezencë e limituar e depresionit Albania-Thesali;	- Shtrirje e gjerë e Zonës së Mirditës (2 lloje ofiolitësh që përmbajnë një masiv të madh peridotiti të përbërë nga plagjoklazë dhe lerzolite plagjoklazë-shpinel deri te harzburgitë shpinel); -Ultramafik dhe gabrot; - Extruziv vullkanik (basalte, andezit, dacit, riolite); -Shkëmbij të limituar magmatikë felsikë; -Shkëmbij plutonikë (piroksenite, gabro, kuartz diorit, intruzione të plagjogranite, amfibole gabro); -Shkëmbinj metamorfikë (amfibolite, shiste të gjelbra dhe mikashiste); -Mollaset e Albania-Thesali; -Prezencë e limituar e zonave Kruja dhe Krastës; -Mungon zona Jonike.

II.5.7. Mineralet e rënda në bregdetin Shqiptar

Shkrifërimet e bregdetit Adriatik më herët kanë qënë studiuar si depozitime të rëndësishme përsa i përket potencialit ekonomik. Në 1964 një pajisje pilot u ndërtua në Durrës e cila përpunonte rreth 10,000 ton në minerale të rënda në vit. Kjo pajisje ka punuar deri në 1994 me një përfitim ekonomik duke prodhuar përqëndrime të zirkonit, rutilit, ilmenitit, titanomagnetitit, kromitit, magnetitit, granateve dhe baritit (Ostrosi et al., 1998).

Ostrosi et, al., (1998) ka raportuar se shkrifërimet ndodhen në rërat Kuaternare të bregdetit të Adriatikut, me një gjatësi prej 200 km nga Buna në Veri deri në Vlorë në Jug. Autorët kanë vlerësuar se fraksioni i rëndë përbën 8-16% të masës së rërës, ndërsa fraksioni i lehtë përbën 84-92% ku dallohen kuarci, karbonatet, feldshpati, serpeniti, mika dhe kalciti.

- Përbërja mineralogjike e sedimenteve të lumit të Matit vlerësohet në 43.6% titan-magnetit, 10.5% kromit, 4.2% ilmenit, 0.06 % zirkon, 0,07% rutil, 0,9% granate, 0.25% leukoksene dhe 0.01% bariti.
- Përbërja e sedimenteve të lumit Erzen përbëhet nga 0,5% titan-magnetiti, 12,5% kromiti, 7,7% ilmeniti, 0.6% zirkon, 0.6% rutil, 10,7% granat, 0.6% leukoksen dhe 0.1% bariti.
- Sedimentet e lumit Shkumbin konsistojnë në 2.6% titan - magnetiti, 16.6% kromiti, 5.0% ilmeniti, 0.2% , 0.3% rutili, 6.9% granat, 0,3% leukoksen dhe 0,1% bariti.
- Ndërsa sedimentet e lumit të Vjosës përmbajnë: 2.8% titan-magnetiti, 26.6% kromiti, 5.2% ilmeniti, 0.41% zirkon, 0.77% rutil, 10.65% granat, 0.82% leukoksene dhe 0.91% bariti.

Në plazhet veriore minerali i titanit është gjendur si titanomagnetit, ndërsa në plazhet qendrorë dhe jugorë, është gjendur si ilmeniti, rutili dhe leukoksen. Mineralet e fraksionit të rëndë të shkrifërimeve të Adriatikut shoqërohen me minerale si pirokseni, epidoti, amfiboli, turmalina, kianiti, piriti, limoniti, si dhe sasi të vogla monaziti (Ostrosi, 1977). Ostrosi et al., (1998) vëzhgoi se mineralet kryesore në plazhet në veri janë kromiti dhe titan-magnetiti, kuarci dhe feldshpatet janë të pranishme në sasi të vogla ndërsa pjesa kryesore bëhet nga serpentinë - kloriti e cila i jep rërës një ngjyrë gri në jeshile. Ndërkohë në plazhet qendrorë dhe jugore dominues janë kromiti, zirkoni, rutili, ilmeniti dhe granatet, gjithashtu sasi të konsiderueshme e kuarcit dhe karbonate. Mineralet e fraksionit të rëndë kanë diametër me një mesatare prej 0.22 mm (në veri), 0.19mm (qendër) dhe 0.17mm (në jug) (Ostrosi et. al., 1998). Diametri i pjesës më të madhe të MR ndryshon midis 0.4 - 0.11 mm (Sinojmeri, 1966).

Shkrifërimet bregdetare janë formuar nga shpëlarja dhe transportimi i shkëmbinjve të copëtuar të Albanideve nëpërmjet rrjetit hidrografik të lumenjve. Burimi i parë janë shkëmbinjtë magmatikë ofiolitikë dhe prania e tyre u konfirmua nga përmbajtja e lartë e titano-magnetitit dhe kromitit në plazhet veriore, ku lumenjtë shpëlajnë këto lloj shkëmbinjsh (Sinojmeri, 1970). Burimi i dytë janë mineralet aksesore të shkëmbinjve të copëtuara nga Paleozoiku deri në shkëmbinjtë e Tertiarit. Këto sedimente përmbajnë gjithashtu minerale që vijnë nga shkëmbinjtë e masivit qëndror të Balkanit. Kjo dëshmohet nga përqendrimi i lartë i zirkonit, rutilit në rërat e kuarcore të Permo-Triasikut në zonën e Korabit ose shkrifërimet e vjetra në rërat Tortoniane në basenet e ultësirës së Adriatikut, të cilat kanë të njëjtën përbërje si shkrifërimet aktuale të bregdetit (Ostrosi et. al., 1998).

Në lidhje me kampionet e këtij studimi, titaniti është i pranishëm vetëm në disa kampione, konkretisht në kampionet e Vjosës: S.7A, S.7C, S.34A dhe S.34E deri në 2.8%, ndërsa në kampionet e Matit: S.23 dhe S.21C të Matit, arrijnë deri në 5.0%. Vihet re se leukokseni dhe bariti nuk janë marrë parasysh në studimin tonë. Vlerësimi i përbërjes mineralogjike të të dy deltave është kryer për fraksionin e rëndë të kampioneve që kemi zgjedhur si më të rëndësishëm, të cilat përqëndrohen në shtresat e përqëndruara. Ndërsa në Ostrosi et al. (1998) rasti duket se vlerësimi është bërë për rërën totale të përdorur për eksplorim, përfshirë dunat, brigjet dhe shkrifërimet detare. Kjo mund të shpjegojë ndryshimet e hasura, për shkak të qëllimeve të ndryshme të studimit (Xhaferri et. al., 2020).

Duke marrë parasysh njësitë tektonike që kryqëzojnë pellgjet e lumenjve të Matit dhe Vjosës dhe faktin se pellgu i Vjosës shtrihet në Greqi, janë marrë në konsideratë kërkime të tjera mbi MR të sedimenteve shqiptare dhe greke.

Faupl et al. (2007) kanë sintetizuar rezultatet e MR nga studimet e kryera në vargjet flishore në njësitë e ndryshme tektonike të Helenideve për t'i përfshirë ato në modelin gjeodinamik të orogjenit helen. Njësitë tektonike të studiuara Hellenide ishin: Pelagonian; Parnassos-Ghiona; Pindos (që korrespondon me Zonën Krasta-Çukali Shqiptare) dhe Joniane-Gavrovo (që korrespondon me zonat Shqiptare atë Jonike dhe Krujës). Për secilën njësi është dhënë një përbërje mesatare e MR e sedimenteve të analizuara. Zirkoni, turmalina, rutili, apatiti, granati dhe krom shpineli vërehen si përbërës të shpeshtë në ranorët e vargjeve flishore helene. Stavroliti, kloritoidi, epidoti, amfiboli dhe piroksenet shfaqen në sasi të ulëta, ndonjëherë si gjurmë (1 ose 2 grimca/200). Autorët treguan praninë e varieteteve amfiboleve jeshile dhe blu. Për më tepër, ata aplikuan diagrame trekëndëshe për të ilustruar përbërjen e MR, duke përcaktuar prejardhjen të kontrolluara nga suitat gjenetike d.m.th grupi ultra i qëndrueshëm (zirkon-turmalinë-rutile), grupi metamorfik (granat, stavroliti, kloritoidi, amfibol blu) dhe grupi ofiolit (krom shpinel, piroksen), duke përjashtuar apatitin dhe epidotin për shkak të përqindjes së gjerë të tyre si aksesor në tipe të ndryshme shkëmbi. Në zonën Krasta-Çukali (zona Pindos në Greqi), MR brenda vargut flishor më të vjetra se Eoceni i mesëm paraqesin shpërndarje relative uniforme, me një mbizotërim të granateve, i shoqëruar ndonjëherë me amfibol blu dhe sasi të ulët të kromitit. Në kampionet nga kontinenti, të moshës së Eocenit të Mesëm deri në Oligocenit e vonë, një ndryshim i rëndësishëm ka ndodhur në shoqërimin e MR me rritjen e formacioneve ofiolitike dhe një zbritje të shkëmbinjve metamorfike.

Kjo tregon fillimin e aktivitetit tektonik dhe vendosjes së ofiolitit, i cili më vonë formoi 'napën ofiolite' të zgjatur të Zonës Pindos. Në zonat Jonike dhe Kruja (Zona Gavrovo-Tripolitza në Greqi), faza e flishit filloi në Eocenin e vonë, me shoqërime të mbizotëruara nga granatet. Në zonën Jonike, në kontrast me zonën Gavrovo-Tripolitza, në disa kampione mund të vërehet një fluks i mineraleve ofiolite. Materiali sedimentar i rradhës flishore të depozituar në pellgun Jonian - Gavrovo, u mor në një masë të madhe nga erozioni i kompleksit të sapoformuar të napës në lindje. Faupl et al. (2007) propozoi ripërpunimin e flisheve të Pindos; kjo shpjegohet me shoqërimet e MR. Shoqërimet e MR të pasura me granate, karakteristikë e flisheve të Pindos, janë gjithashtu tipike për flishet e zonave Gavrovo-Tripolitza dhe Jonike. Edhe amfibolet blu detritale, të njohura nga flishet e Pindos, janë të pranishme në sasi gjurmë në pellgun e ri të kepit.

Autorët kanë dëshmuar se prejardhja e flisheve të Pindos është nga bazamenti metamorfik, formacione të nxjerra të ofiolitëve dhe dalja e shisteve blu. Ata kanë arritur në përfundimin se përbërës të konsiderueshëm të fisheve të Gavrovo-Tripolitza janë

ricikluar nga flishet e Pindos. Flishi Jonian i Oligocenit deri te Mioceni i hershëm tregon karakteristika të ngjashme me atë të zonës Gavrovo-Tripolitza, por ndikimi i trupave ofiolitikë bëhet më i rëndësishëm drejt niveleve më të larta stratigrafike (Faupl et al., 2007). Kontributi i mineraleve të grupit ultra të qëndrueshëm dhe granateve në flishe lidhet me granatet e bollshme dhe formacionet granitoide që janë ekspozuar në lindje të Shqipërisë. Kontribut shtesë të granateve mund të jepen nga shkëmbinjtë metamorfik të bazamentit, por prania e flishit greke me granate të bollshme dhe sasi të vogla të kromit duket se tregon granate të derivuara jo-ofiolitike, sepse shkëmbinjtë e bazamentit dhe ultramafikë sigurojnë një hyrje të njëkohshme të granateve dhe kromitit.

MR të paraqitura në kampionët e studiuar të deltës së lumit Vjosa dhe Matit tregojnë një shoqërim të pasur të mineraleve të rrjedhur nga shkëmbinjtë granitoid, metamorfike dhe ofiolitikë. Zirkoni dhe granati treguan një ndryshueshmëri të theksuar e cila supozohet të jetë së paku pjesërisht e rrjedhur nga sedimentet flishore dhe mollasike në pjesën e poshtme të lumit Vjosa të cilat më vonë u përqëndruan në shkrifërimet e plazhit. Mbizotërimi i inputeve të ditës së sotme nga ofiolitët e Mirditës dhe Pindos ka të ngjarë të pasqyrojnë një përbërës të mundshëm të rrjedhës ofiolitike në sedimentet flishore dhe mollasike. Për shkak të metamorfizmit të kufizuar të zonës së Korabit në Shqipëri, ka të ngjarë të jetë një zonë me prejardhje të brendshme. Literaturat në terrenin Pelagonian lejon të shpjegojë karakteristikat e vëzhguara si të zirkoneve, ashtu edhe të granateve, ndërkohë që në të njëjtën kohë siguron material të mjaftueshëm siliklastik për të përbërë depozitimet e trasha flishore dhe mollasike. Këto burime proksimale deri në distale mund të sigurojnë flishin me minerale të tjera të vëzhguara si rutili, stavroliti dhe turmalina. Shoqërimet e MR të përcaktuara për depozitimet përkatëse flishore greke në jug (Faupl et al., 2007) konfirmojnë interpretimin e një përbërësi të rëndësishëm të granatit dhe të zirkonit në sedimentet flishore.

II.5.8. Të dhënat gjeokimike nga ICP-OES

Rezultatet e kësaj analize janë paraqitur në tabelën nr. II.5.12 dhe II.5.13, të cilat tregojnë përbërjen kimike të kampioneve të deltës së Vjosës dhe Matit. Nisur nga rezutatet, jo të gjitha kampionet kanë vlerë 100% të totalit të oksideve, kjo për arsye të mungesës së shpërbërjes totale të kampioneve sipas metodave të përshkruara në kapitullin e metodologjisë ose të humbjes nga ndezja (LOI). Lidhur me mungesën e tretjes së plotë, nga një kontroll me XRF, u konfirmua prania e Cr, Ti dhe Fe në copëzat e zeza të patretura. Fakti që në ICP OES kemi analizuar vetëm fraksionin e rëndë të mineraleve është e pranueshme që jo i gjithë kampioni do të shpërbëhet për arsye të sasisë së madhe të magnetitit, kromitit, ilmenitit, etj. Lidhur me kampionin nr. 36 të deltës së Vjosës, arsyeja e mos plotësimit të 100% të oksideve është për faktin e prezencës së argjilës, kështu një përqindje e konsiderueshmë është vendosur si humbja e materialit nga ndezja (loss of ignition).

Në kampionet me wt% të lartë të MR dallojmë përqindje më të lartë të: Fe_2O_3, Cr_2O_3, TiO_2, ZrO_2, Al_2O_3, në krahasim me shtresat e varfëra në minerale të rënda. Në kampionet me wt% të ulët të fraksionit të rëndë të mineraleve të rënda dallojmë përqindje më të lartë të: SiO_2, MgO, CaO, në krahasim me shtresat e pasura në minerale të rënda. Disa kampione hasin vështirësi në tretje totale të kampionit,që na jep një vlerë > ±2% nga 100%, kjo gjë nuk ishte për shkak të LOI (pasi e testuam për këtë shkak). Nga verifikimi në XRF ka rezultuar se pjesa e patretur konsiston në Cr, Fe, dhe Ti. Kjo ishte e dukshme

në kampionet S.1, S.34D; S.44, S.46, S.48 ku fraksioni i rëndë > 90%, dhe vlerat e magnetitit, kromitit, ilmenitit dhe rutilit >50% të mineraleve të rëndë.

Për Matin, në kampionet me wt% të lartë të FR dallojmë përqindje më të lartë të: Fe_2O_3, TiO_2, në krahasim me shtresat e varfëra në minerale të rënda. Në kampionet me wt% të ulët të fraksionit të rëndë të MR dallojmë përqindje më të lartë të: CaO në krahasim me shtresat e pasura në MR. Ndërkohë, wt% e MgO, SiO_2, Al_2O_3 nuk shfaqin diferenca të dukshme midis kampioneve me wt% të lartë apo të ulët të fraksionit të rëndë. Lidhur me sa më sipër, mundet që të jetë e lidhur me faktin se fraksioni i rëndë i kampioneve të Matit ka një përqindje të lartë të mineraleve shkëmb formuese. Në krahasim me kampionet e deltës së Vjosës, kampionet e Matit dallohen për mesatare më të lartë të wt% e Fe_2O_3, SiO_2, TiO_2. Mesatarja e wt% e Cr_2O_3 nuk i kalon 5.5% në kampionet e deltës së Matit, ndërkohë mesatarja e wt% e MgO është e njëjtë për kampionet e dy deltave. Në krahasim me kampionet e deltës së Matit, kampionet e deltës së Vjosës kanë mesatare të lartë të wt% e Al_2O_3, Cr_2O_3, ZrO_2. Oksidet Fe_2O_3, Cr_2O_3, TiO_2 janë në korrelacion pozitiv për të gjitha kampionet e të dy deltave.

Tabela II.5.12. Përbërja kimike e fraksionit të rëndë në kampionet e deltës së Vjosës (wt%).

	% oksi.	Al_2O_3	BaO	CaO	CoO	Cr_2O_3	CuO	Fe_2O_3 (tot)	K_2O	MgO	MnO	Na_2O	NiO	P_2O_5	SiO_2	SrO	TiO_2	VO_2	Y_2O_3	ZnO	ZrO_2
S.7/A	*100.8*	11.6	0.004	9.0	0.021	7.19	0.011	17.3	0.15	15.4	0.43	0.38	0.081	0.034	34.5	0.013	4.42	0.091	0.006	0.055	0.113
S.7/B	*98.0*	14.211	0.005	5.90	0.033	10.500		24.80	0.217	11.552	0.636	0.427	0.086	0.047	22.500	0.008	5.525	0.144	0.008	0.105	0.330
S.7/C	*99.9*	11.9	0.004	8.4	0.021	7.63	0.002	17.9	0.15	14.6	0.45	0.39	0.077	0.017	33.5	0.012	4.57	0.097	0.006	0.056	0.120
S.28	*99.9*	10.592	0.012	8.994	0.014	7.064	<0,005	15.689	0.174	15.242	0.358	0.618	0.084	0.053	37.521	0.011	3.252	0.076	0.005	0.047	0.082
S.29A	*101.7*	9.82	0.00	11.56	0.01	2.84	0.00	13.03	0.14	17.29	0.26	0.73	0.07	0.05	43.44	0.01	2.29	0.06	0.00	0.03	0.02
S.29B	*100.5*	10.547	0.003	10.446	0.016	5.009	0.001	15.368	0.097	16.092	0.343	0.519	0.075	0.037	38.668	0.012	3.088	0.074	0.005	0.042	0.039
S.32B	*99.0*	12.696	0.012	6.938	0.025	11.247	0.007	22.642	0.094	13.478	0.503	0.326	0.085	0.030	26.205	0.009	4.289	0.122	0.006	0.088	0.195
S.33A	*98.2*	11.277	0.005	9.332	0.018	5.977	0.002	16.632	0.117	14.698	0.400	0.443	0.074	0.049	35.386	0.012	3.561	0.086	0.005	0.048	0.052
S.33B	*98.65*	13.955	0.012	4.735	0.036	16.792	0.005	25.900	0.210	10.100	0.600	0.474	0.078	0.061	20.700	0.005	4.440	0.148	0.006	0.127	0.270
S.33C	*99.87*	14.394	0.863	4.231	0.038	19.117	<0,005	26.860	0.263	10.080	0.618	0.540	0.078	0.069	17.412	0.007	4.758	0.157	0.006	0.127	0.254
S.33D	*98.0*	14.993	0.009	2.320	0.046	21.518	0.035	29.805	0.130	8.991	0.661	0.070	0.074	0.035	13.748	0.003	4.881	0.176	0.007	0.133	0.330
S.34A	*102.10*	11.198	0.007	9.945	0.019	6.423	0.001	16.696	0.144	15.807	0.364	0.465	0.077	0.052	37.410	0.012	3.268	0.085	0.005	0.046	0.072
S.34B	*100.32*	15.289	0.009	4.906	0.033	16.194	<0,005	25.508	0.193	10.336	0.680	0.251	0.080	0.036	21.119	0.005	5.290	0.143	0.007	0.112	0.129
S.34C	*100.11*	13.768	0.012	4.864	0.038	17.306	<0.005	26.188	0.120	10.000	0.573	0.231	0.078	0.135	21.900	0.005	4.316	0.151	0.006	0.109	0.310
S.34E	*98.19*	11.913	0.008	7.140	0.025	11.024	0.003	20.731	0.123	13.359	0.462	0.334	0.081	0.038	28.398	0.009	4.163	0.113	0.006	0.075	0.182
S.34F	*99.69*	12.746	0.013	6.504	0.026	12.451	<0,005	22.384	0.243	12.212	0.515	0.421	0.088	0.065	27.322	0.008	4.284	0.120	0.006	0.087	0.193
S.35	*101.50*	11.20	0.014	8.70	0.021	10.0	<0,005	18.7	0.17	14.8	0.42	0.62	0.09	0.079	32.8	0.010	3.6	0.092	0.006	0.067	0.14
S.36	*91.91*	8.20	0.020	16.2	0.005	0.30	0.004	5.10	1.38	7.50	0.12	2.00	0.04	0.119	50.3	0.027	0.5	0.014	0.002	0.009	0.01
S.37	*101.54*	12.264	0.012	8.140	0.021	7.463	0.002	18.289	0.178	13.270	0.454	0.460	0.067	0.039	36.419	0.011	4.196	0.102	0.005	0.059	0.090
S.38	*98.98*	9.645	0.006	10.512	0.016	5.428	0.005	14.485	0.250	13.882	0.329	0.592	0.074	0.105	40.439	0.013	3.007	0.071	0.005	0.041	0.075
S.42	*100.57*	12.128	0.007	9.500	0.021	9.595	0.005	19.800	0.240	11.500	0.496	0.641	0.077	0.062	32.000	0.012	4.199	0.101	0.006	0.079	0.100
S.47	*100.43*	9.624	0.005	10.537	0.011	3.725	<0,005	13.661	0.276	17.213	0.275	1.001	0.089	0.091	40.983	0.012	2.755	0.059	0.004	0.038	0.072
S.50	*101.99*	9.425	0.009	10.249	0.015	3.875	<0,005	14.216	0.175	17.696	0.292	0.770	0.086	0.060	42.193	0.013	2.725	0.062	0.005	0.033	0.093
S.51	*100.25*	9.959	0.007	9.847	0.016	4.514	<0,005	15.225	0.124	16.581	0.325	0.602	0.084	0.039	39.664	0.013	3.030	0.071	0.005	0.036	0.109
S.58	*98.0*	10.633	0.015	7.909	0.019	9.648	0.004	17.603	0.159	15.362	0.404	0.376	0.087	0.055	31.189	0.011	3.860	0.089	0.006	0.059	0.264
S.59	*98.49*	10.395	0.007	9.300	0.030	6.190	<0,005	15.881	0.130	16.500	0.364	0.443	0.086	0.047	35.500	0.013	3.364	0.078	0.005	0.044	0.110
S.60	*98.50*	13.451	0.005	4.414	0.033	17.454	<0,005	24.223	0.140	10.412	0.545	0.198	0.076	0.038	22.615	0.005	4.355	0.142	0.005	0.104	0.286

Tabela II.5.13. Përbërja kimike e fraksionit të rëndë në kampionet e deltës së Matit (wt%).

	% oxides	Al_2O_3	BaO	CaO	CoO	Cr_2O_3	CuO	Fe_2O_3 (tot)	K_2O	MgO	MnO	Na_2O	NiO	P_2O_5	SiO_2	SrO	TiO_2	VO_2	Y_2O_3	ZnO	ZrO_2
S.8	*99.57*	7.670	0.002	6.613	0.025	5.471	<0.005	37.108	0.057	9.215	0.549	0.291	0.050	0.030	24.076	0.004	8.006	0.280	0.003	0.056	0.065
S.10	*98.02*	7.988	0.002	10.585	0.011	2.402	0.050	18.313	0.065	13.384	0.340	0.556	0.051	0.042	40.575	0.008	3.599	0.000	0.003	0.026	0.020
S.11	*98.30*	7.940	0.002	8.801	0.019	3.347	0.019	24.743	0.084	11.483	0.423	0.479	0.046	0.046	34.838	0.006	5.783	0.166	0.004	0.034	0.035
S.14	*100.98*	8.116	0.001	10.103	0.015	2.686	0.004	18.643	0.112	14.162	0.337	0.554	0.056	0.031	42.113	0.008	3.880	0.107	0.003	0.025	0.019
S.18A	*100.24*	7.961	0.002	11.448	0.011	1.379	0.003	13.925	0.144	14.880	0.253	0.747	0.055	0.041	47.212	0.008	2.078	0.068	0.003	0.015	0.009
S.19	*102.23*	8.395	0.001	11.448	0.012	1.917	0.015	15.640	0.119	14.614	0.279	0.731	0.047	0.037	46.242	0.008	2.610	0.081	0.003	0.018	0.007
S.20	*100.38*	7.506	0.001	11.187	0.013	2.314	0.002	18.630	0.086	14.488	0.303	0.486	0.050	0.029	41.906	0.008	3.220	0.111	0.003	0.021	0.012
S.21A	*100.61*	8.207	0.001	11.078	0.013	2.552	0.003	16.865	0.090	14.996	0.296	0.649	0.055	0.049	42.857	0.008	2.763	0.088	0.003	0.021	0.015
S.21B	*98.56*	8.386	0.001	8.319	0.020	4.082	0.002	24.429	0.100	12.367	0.456	0.451	0.058	0.053	33.707	0.006	5.892	0.162	0.003	0.037	0.031
S.21C	*99.89*	7.745	0.001	9.059	0.019	3.256	0.002	25.165	0.082	13.134	0.425	0.372	0.064	0.047	34.808	0.007	5.489	0.167	0.003	0.033	0.017
S.23	*99.61*	8.270	0.001	9.951	0.018	3.592	0.008	22.395	0.071	13.071	0.403	0.484	0.053	0.046	36.032	0.007	5.007	0.142	0.003	0.032	0.020
S.26	*101.13*	8.017	0.001	10.080	0.016	3.320	0.028	21.147	0.099	13.463	0.350	0.555	0.051	0.042	39.714	0.007	4.060	0.129	0.003	0.029	0.017

II.5.9. Rezultatet e tipologjisë së zirkonit

Në kampionet e deltës së lumit Vjosë, dallohen grimca të zirkonit të rrumbullakosura mirë dhe të nën-rrumbullakosura (përfaqësojnë fraksionin më pak të përpunuar). Është vrojtuar një sasi e konsiderueshme e grimcave të cilat kanë fraktura dhe çarje. Grimcat euhedrale janë gjithashtu prezente por janë në një përqindje të limituar, ndërkohë grimcat të rralla binjake të zirkonit janë vrojtuar në këto shkrifërime. Përsa i përket tipologjisë sipas Pupin, kjo është përcaktuar vetëm për grimcat euhedrale të zirkonit, të cilat përfaqësojnë vetëm një pjesë të zirkonëve prezentë në shkrifërime.

Mesatarja e grimcave euhedrale, të rrumbullakosura, të thyera, në kampionet e Vjosës:

- Grimca këndore me faqe të pastra ≈ 20 % të grimcave totale.
- Fragmente të thyera ≈ 30 % të grimcave totale.
- Grimca të rrumbullakosura ≈ 30 % të grimcave totale.
- Grimca me skaje të rrumbullakosura ≈ 20 % të grimcave totale.

II.5.10.Tipologjia e Zirkonit sipas Pupin

Në tabelën II.5.14, janë paraqitur rezultatet e shpërndarjes së grimcave sipas tipologjisë së Pupin (1980). Në një pjesë të grimcave euhedrale ishte e pamundur përcaktimi i tipologjisë për shkak të goditjeve apo thyerjeve të grimcës në skaje, të gërryerjes së faqeve, të cilat pegojnë identifikimin e faqeve të grimcave.

Tabela II.5.14. Shpërndarja e grimcave sipas tipologjisë Pupin.

Kampioni 7B	**Nr. grimcave**	**Kampioni 33B;**	**Nr. grimcave**
• P1; S7-S8; S8-S13; G1; S7; • P4; P5; S18; S14; S23; S19; • P3; • P2; D; S12; • S13;	1-2 grimca 3-4 grimca 5-6 grimca 7-9 grimca mbi 10 grimca	• S11; S9; S14; P5; P4; • S18; S19; P1; • P2; D; • S12; S1	1-2 grimca 3-4 grimca 5-6 grimca 7-9 grimca
Kampioni nr. 56		**Kampioni 34D;**	
• G1; S10; S7; P3; P2; • P4; S13; S14; S9; P1; S8; • S17; S19; S18; • D; S12; • GrupP;	1-2 grimca 3-4 grimca 5-6 grimca 7-9 grimca mbi 10 grimca	• S9; S19; P2; S25; • S8; S24; P; D • S18; S12; • S13;	1-2 grimca 3-4 grimca 5-6 grimca 7-9 grimca
Kampioni 29B;		**Kampioni 44**	
• G1; S10; P2; S23; S11; P4; • S12; P1; P2: • S14; S13; S19; • D; • S18;	1-2 grimca 3-4 grimca 5-6 grimca 7-9 grimca mbi 10 grimca	• P2; S15; S25; P4; P5; P3; • S12; S17; S8; S11; • S19; D; S13; • S18;	1-2 grimca 3-4 grimca 5-6 grimca 7-9 grimca

Lidhur me tipologjinë sipas Pupin, duket se grimcat euhedrale të pranishme në shkrifërimet e Vjosës ndahen në tre grupet e mëposhtme:

- Grup I: Index A të ulët deri në mesatare, kombinime të ndryshme të formave me prani të spikatur të {211}. Lokalizohet në fushën e graniteve aluminore të tipit S (tipike të kores kontinentale), ose në migmatite në rastin e shkëmbinjve jo granit (burimi i tyre mund të jetë nga masivi serbo maqedonas).
- Grupi II: Indeks A të lartë dhe temperaturave të larta me predominim të {101} dhe {100}, lokalizohet në fushën e graniteve alkaline të tipit "I" (granite të origjinës së mantelit). Ky grup karakterizohet nga një shkallë e ulët e rrumbullakosjes.

- Grupi III: me index A mesatare dhe të temperaturave të larta, konsiston drejt graniteve me përbërje peralkaline të tipit I (granite të origjinës së kores kontinentale dhe të mantelit). Format e spikatur {100} > {110} dhe {101}>{211}.

Ndërkohë, janë vrojtuar grimcat e thyera apo shumë të dëmtuara, në kampionet e dy anëve të grykëderdhjes. Duke qënë se Vjosa drenazhon sedimentet e flishit, zirkonët kanë pësuar dy ciklet e sedimentimit dhe ka të ngjarë të kenë pësuar më shumë ndikim të gerryerjes dhe diagjenezës. Gjithashtu, prezente janë edhe grimca të rrumbullakosura, morfologjitë e rrumbullakosura mund të jenë trashëguar nga shkëmbinjtë burim, që rezultojnë nga efektet magmatikë ose metamorfikë, ose të jenë furnizuar kryesisht nga sedimentet flishoidale.

II.5.11.Ngjyra e grimcave të zirkonit

Përgjithësisht ngjyrat lidhen me jonet e uraniumit prezente në grimca si edhe nga dëmtimet e rrezatimit. Ndërkohë zirkonet që nuk kanë ngjyrë duhet të kenë një përmbajtje të ulët të uraniumit. Ndryshimet në ngjyrë të zirkonit mendohet të jetë si shkak i zevëndësimeve të ndryshme dhe si rezultat i kimisë së ndryshme të kristalizimit. Një pjesë e grimcave të zirkonit paraqiten si transparente pa ngjyrë. Në grimcat e rrumbullakosura është vënë re ngjyra rozë me sipërfaqe me shkëlqim (të cilat mund të përfaqësojnë një burim tjetër të paidentifikuar). Dallohen edhe grimca në ngjyrë kafe në formë euhedrale, në kampionet e të dy anëve të grykëderdhjes (duhet të jenë të llojit mallakon, me ngjyra të modifikuar nga prania e elementëve radioaktive). Gjithashtu, vihen re grimca të rralla binjake të zirkonit, të cilat mund të kenë origjinë nga shkëmbinjtë felsikë siç janë granitet anatektikë.

II.5.12. Rezultate nga CL

Disa kampione janë vrojtuar për cilësitë e katodoluminishencës. Në disa grimca vihen re inkluzionet të cilat në disa raste kanë luminishencë të zëzë si pasojë e pranisë së hekurit, dhe luminishencë me ngjyrë jo të zezë që tregon praninë e mineraleve të ndryshme. Një pjesë e mirë e kampioneve janë jo luminishente ose luminishencë e verdhë e zbehtë deri në të gjelbërt. Në kampionin S.1 dallohet grimca me luminishencë blu e çelët me inkluzion shumë të dukshme me luminishencë të errët. Luminishenca blu e celët janë vrojtuar në grimca euhedrale dhe të rrumbullakosura, por edhe në fragmente grimcash. Grimcë me luminishence blu në lejla të hapur janë vrojtuar në kampionet S.34F, S.40, S.7B, S.44, S.33B, S.48, S.60. Ka grimca të thyera apo fragmente që kanë një luminishencë shumë të fortë që ndriçojnë edhe grimcat e tjera pranë. Kampioni i valëzimeve të erës në kordonin dunor dallohet për një sasi të kufizuar të grimcave të zirkonit, gjithsesi është vrojtuar luminishencë me ngjyra e verdhë e çelët dhe blu e çelët. Gjithashtu, edhe në kampionin 34B dallojmë luminishencë të verdhë të çelët dhe blu të çelët. Të gjitha këto diferenca në luminishencë tregon për ndryshueshmëri në shkëmbinjtë burim, në kushtet e kristalizimit apo praninë e elementëve të rrallë.

Njëjtë me publikimet e Philander 1999 dhe Richter et. al, 2003 të cilët kanë klasifikuar grimcat e zirkonit sipas cilësive të CL në 7 dhe 4 tipe respektivisht, në kampionet e deltës së Vjosës dallojmë 6 tipe, si më poshtë ilustruar si në figurën II.5.5:

1. Grimca me luminishencë homogjene në ngjyrë të verdhë për grimcat euhedrale dhe të rrumbullakosura (për shkak të pranisë Ti4+ ose U4+);

2. Grimca me luminishencë homogjene në gjyrë blu dhe deri në lejla të zbehtë, më së shumti në grimca të rrumbullakosura pak, fragmente apo grimca të thyera (për shkak të pranisë Y3+);
3. Grimca të zirkonit me luminishencë të verdhë të zbehtë deri në të gjelbër, ndërsa në skajet, dëmtimet dhe inkluzione kanë luminishencë të verdhë të ndritshme si për grimcat euhedrale dhe të rrumbullakosura; disa inkluzione kanë luminishencë në kafe apo të zezë (prania e hekurit);
4. Grimca të rrumbullakosura mirë me një strukturë të brendshme të parregullt që tregon CL të verdhë të ndritshme ose të zbehtë;
5. Zirkone me luminishencë shumë të fortë në të verdhë apo bojëqiell, që nuk jep informacion lidhur me grimcën;
6. Grimca në formë gjilpëre me luminishencë në blu të ndritshme.

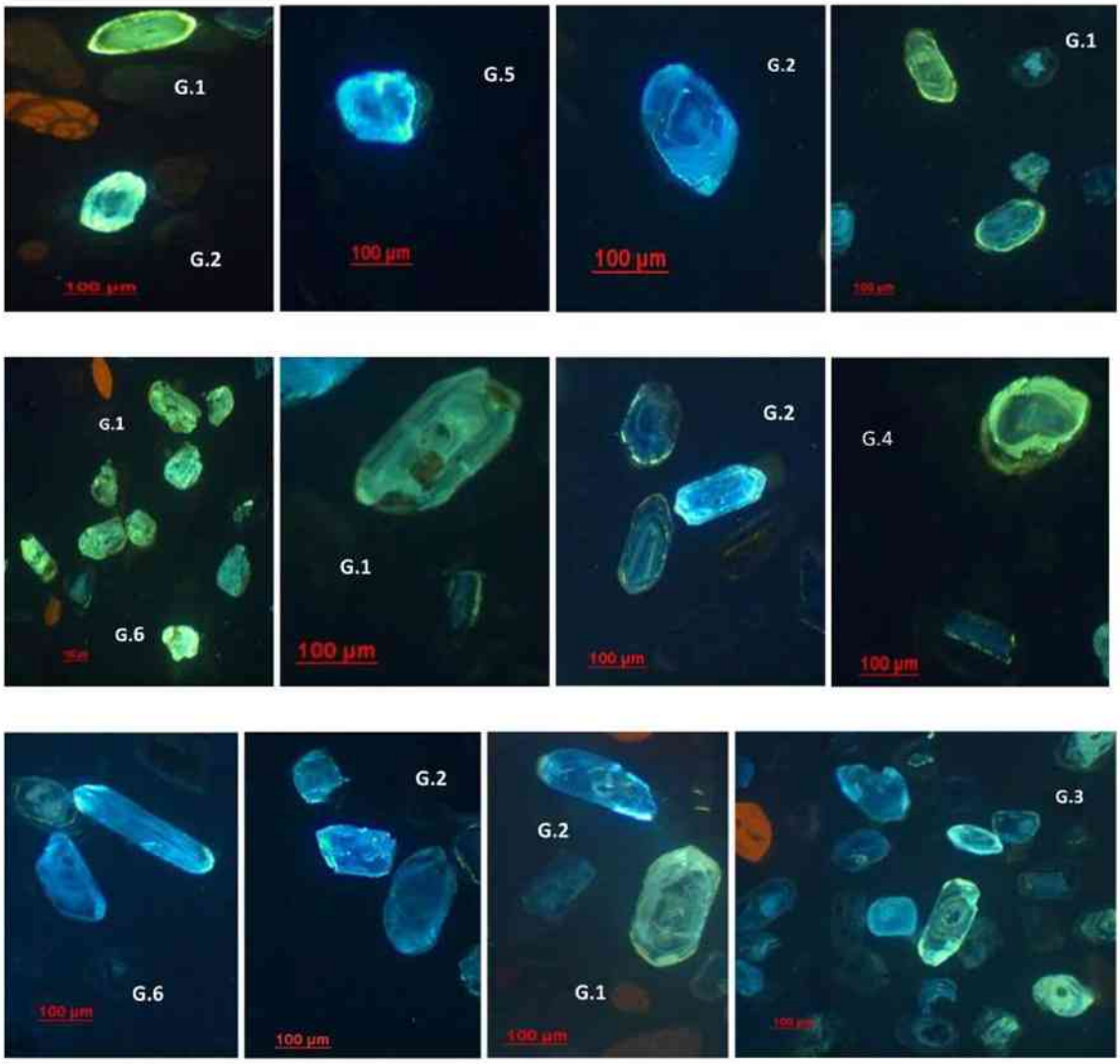


Figura II.5.5. Foto të grimcave të zirkonit në CL sipas grupeve të luminishencës.

II. 5.13. Rezultatet e CL mbi zonimin e grimcave të zirkonit

Nisur nga cilësitë e luminishencës së zirkonit, kampionet e Vjosës janë grupuar si më poshtë, lidhur me zonime të zhvillimit të rritjes të grimcave të zirkonit, ilustruar me figurën II.5.6:

1. Zonime të rritjes në grimca euhedrale pa luminishencë (grimca të pastra, pa praninë e elementëve gjurmë);
2. Zonime të zhvillimit të rritjes në grimca me luminishence të verdhë në skaje dhe në një pjesë të grimcës, apo edhe komplet grimcë me luminishencë të verdhë (për shkak të pranisë Ti4+ ose U4+) ;
3. Zirkon me luminishencë të verdhë në skaje dhe në disa pika të grimcës e cila ndërpret zonimin (këto pika mund të tregojnë për një ri-kristalizim lokal të grimcës).
4. Grimca të zirkonit që kanë një rritje të grimcës në skaje/buzë, disa prej të cilave mund të jenë thyer me vonë.

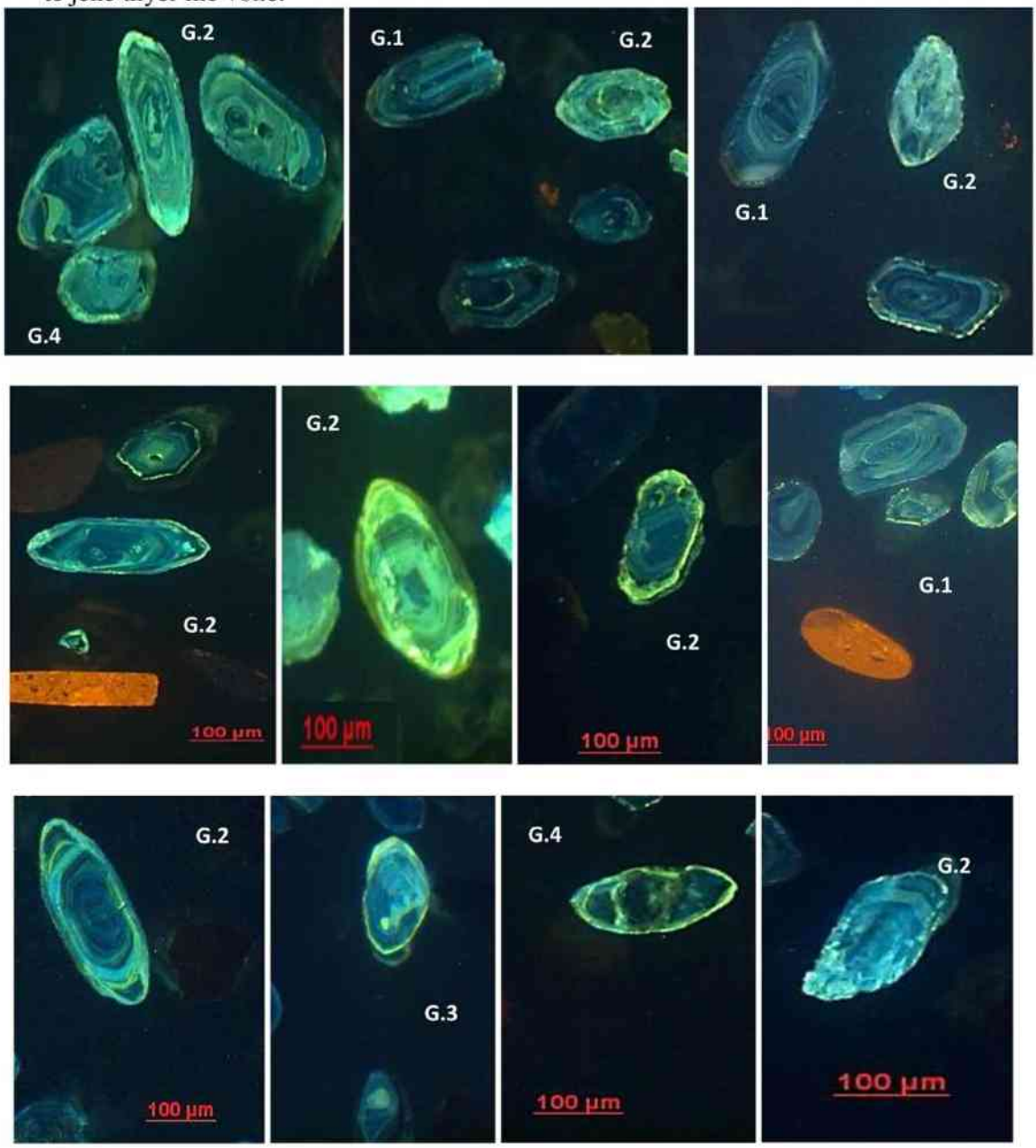
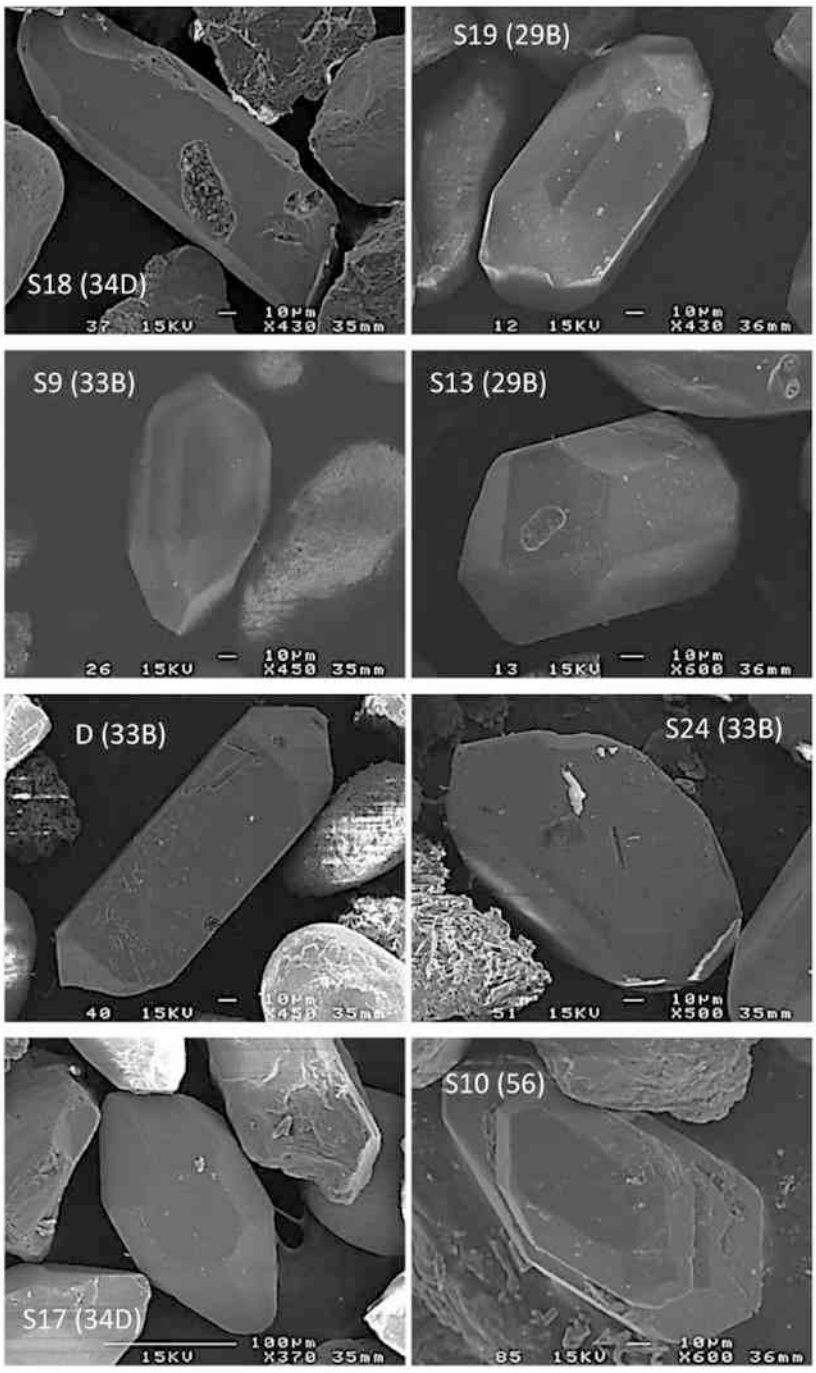


Figura II.5.6. Foto të grimcave të zirkonit në CL sipas grupeve të zonimit.

II.5.14. Rezultate nga SEM

Në figurën II.5.7 dhe II.5.8. dallohen qartë morfologjitë e grimcave të zirkonit, duke dalluar frakturat e çdo grimce, skajet e thyera të kristaleve euhedrale nga dëmtimet mekanike që atribuohen ndarjeve të grimcave, gjithashtu grimca të copëtuara dhe të këputura.



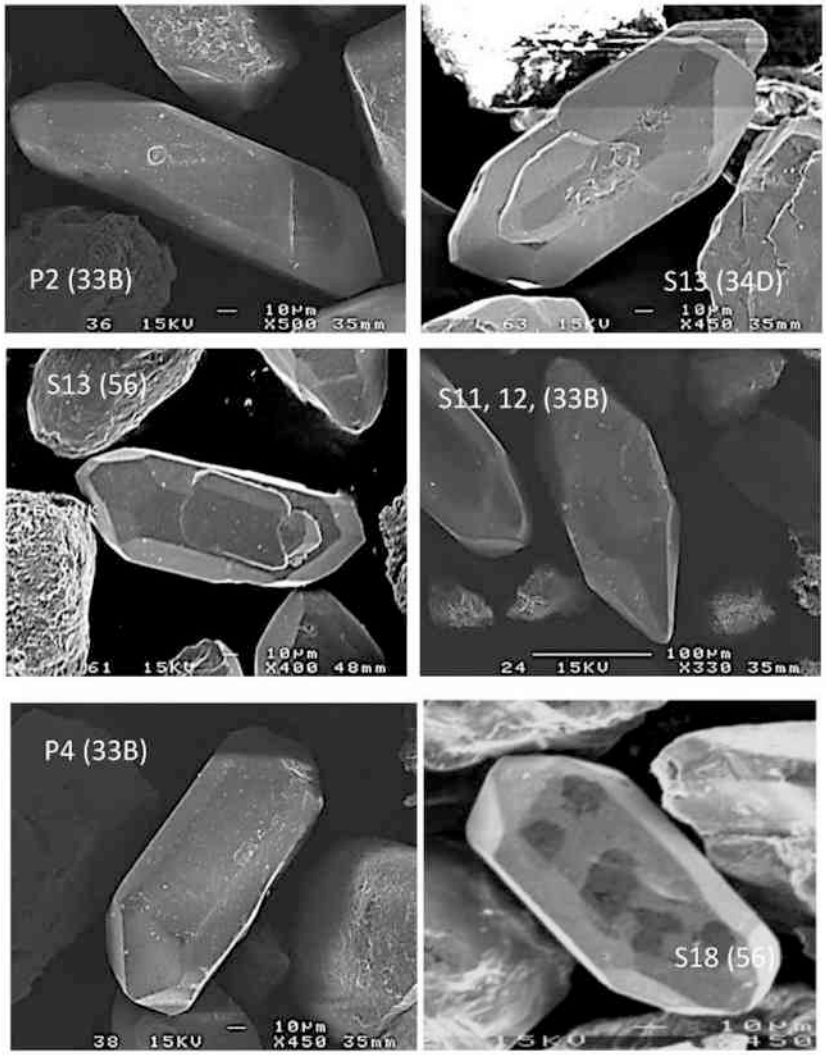
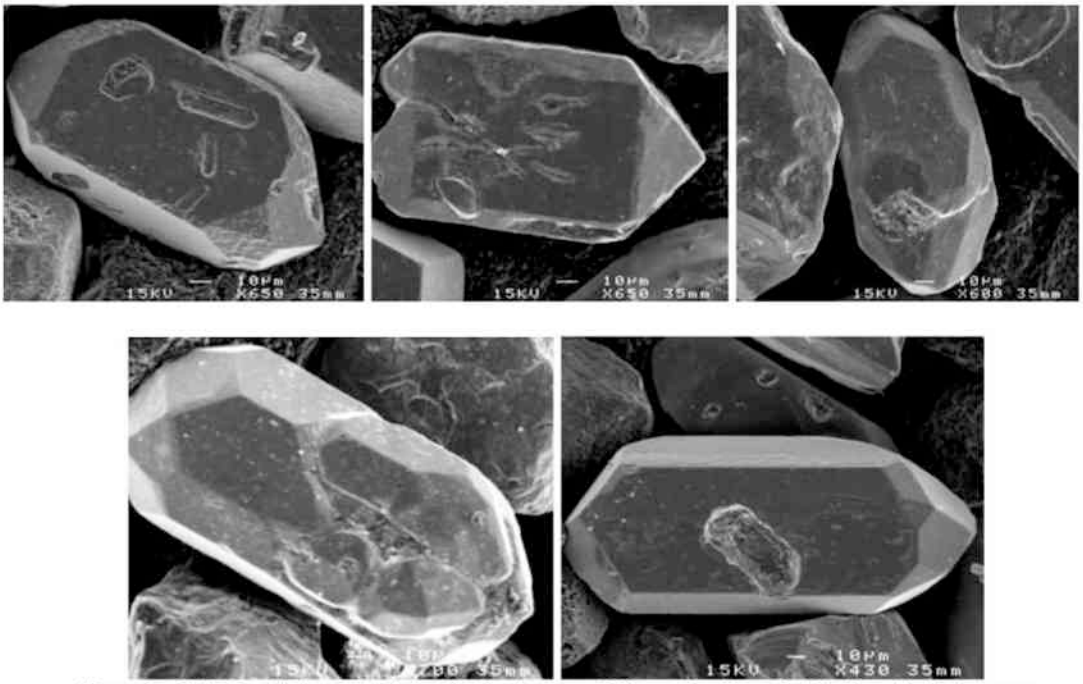


Figura II.5.7: Foto të grimcave të zirkonit në SEM.

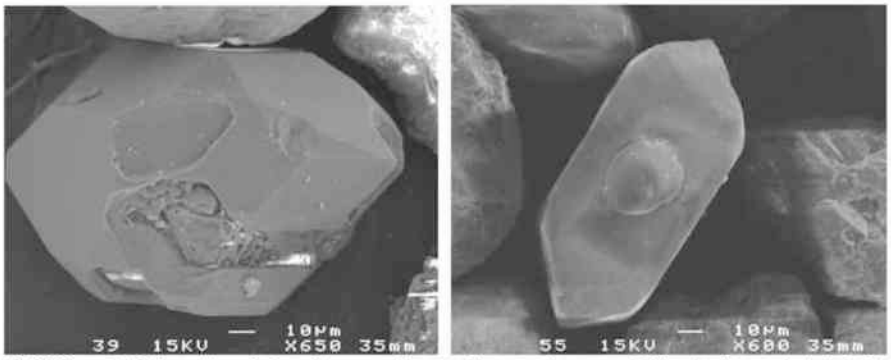
Figura II.5.8. Ilustrime të ndryshme të grimcave të zirkonit të thyera dhe me fraktura.



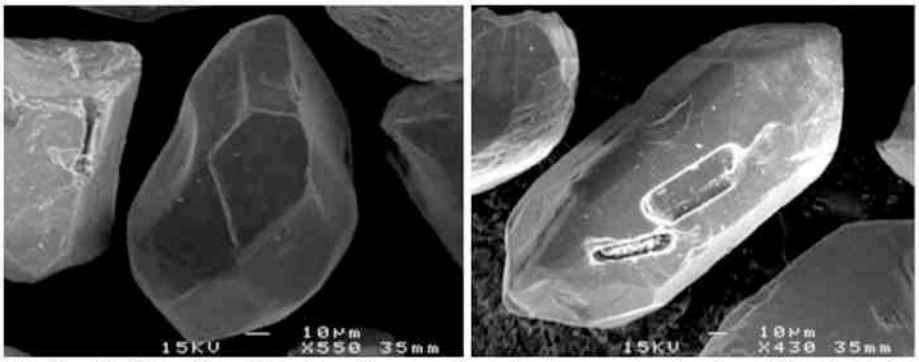
Kampioni S. 7B - a) Një fushëpamje e kampionit që është insertuar në pajisje për vëzhgim. b) grimcë zirkoni e ndarë në mes, e pakëputur. Në sipërfaqën e sipërme dallojmë gërryerje të grimcës. c) grimcë e zirkonit e këputur, pasi ka pësuar një ndarje diagonale.



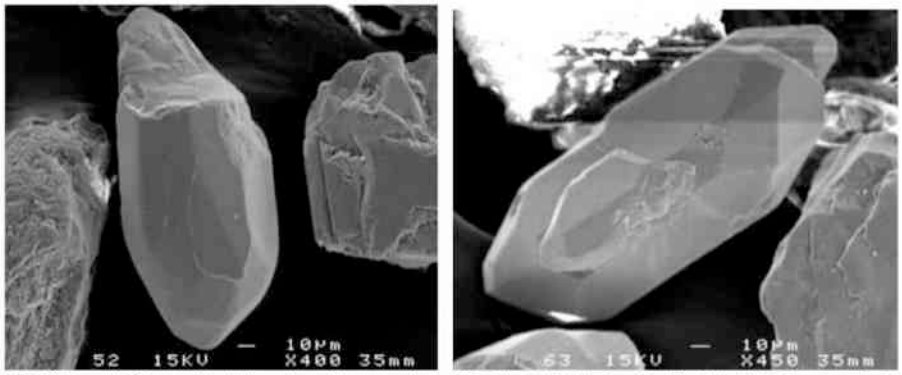
Kampioni S.7B - Grimca të zirkonit të gërryer, si dhe grimcë me inkluzion të shkëputur.



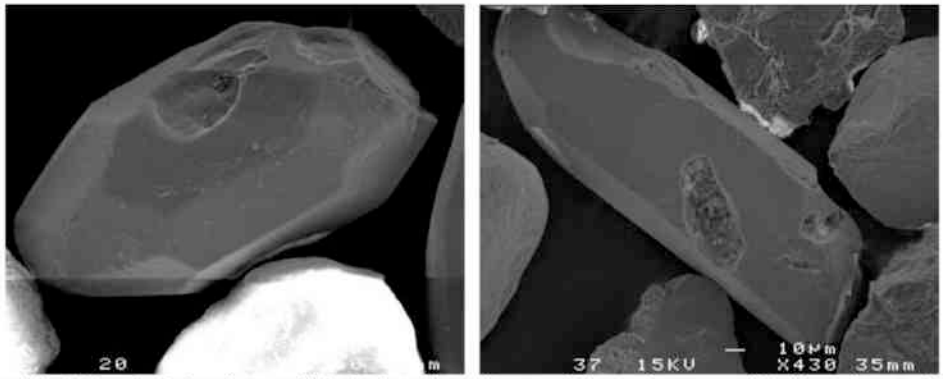
Kampioni S.33B - a) Grimcë e zirkonit e copëtuar dhe e gërryer. Një pjesë e mirë është shkëputur edhe në kulmin e kësaj grimce nga ana e brendshme; b) Grimcë e zirkonit e gërryer në njërën anë duke pësuar shkurtimin e njërit kulm, si dhe një mineral i cili është i ngjitur në trupin e kësaj grimcë.



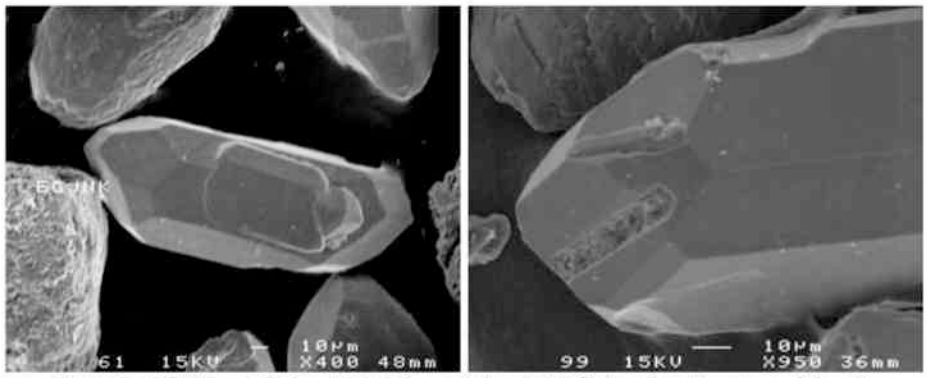
Kampioni S.44 - b) Grimcë e zirkonit e gërryer dhe e sheshuar; c) grimcë e zirkonit ku dallohen dy inkluzione.



Kampioni S.34D - a) Girmcë e këputur dhe me faqe të sheshtë, kulmi i së cilës është rrumbullakosur. b) Grimcë e zirkonit e cila duket si binjake.



Kampioni S. 34D - a) Grimcë me njërin kulm të copëtuar, në faqen kryesore është copëtuar një pjesë e grimcës të cilat më pas janë gërryer dhe larguar. b) Grimcë e copëtuar e zirkonit në njërin kulm, ndërsa kulmi tjetër mungon, dallohet dhe gërryerje të kësaj grimce.



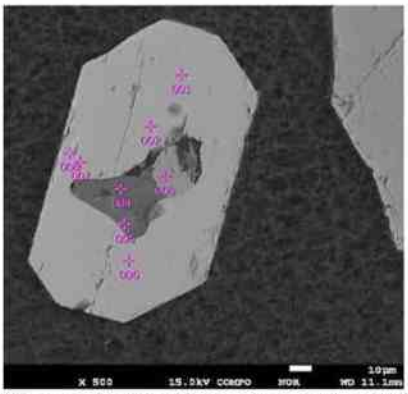
Kampioni S.56 - a) Grimcë binjake e zirkonit b) Grimcë e gërryer e zirkonit.

II.5.15. Rezultatet nga EPMA lidhur me inkluzionet e grimcave të zirkonit

Marrëdhëniet midis zirkonit dhe inkluzioneve të tij, ose në të cilin është i përfshirë ose rritet, mund të japin të dhëna të rëndësishme në lidhje me kushtet e kristalizimit dhe shoqërimet paragjenetike. Kristalet e zirkonit zakonisht përmbajnë përfshirje të mineraleve të tjerë sidomos të mineraleve kryesorë që formojnë shkëmbinjtë si biotiti, kuarci dhe feldshpati, por bollëku i tyre relativisht ndryshon shumë midis popullimeve të ndryshme. Një sasi e madhe e grimcave të zirkonit shfaqin inkluzione të mineraleve apo okside të ndryshme të studiuara në EPMA. Inkluzionet më së shumti shfaqen tek grimcat e zgjatura, por gjithashtu janë vënë re edhe tek grimcat e rrumbullakosura të zirkonit. Përsa i përket

mineraleve të cilat janë ndërfutur në mineralin e zirkonit janë arritur të njihen duke përdorur teknologjinë EPMA. Rezultatet kanë treguar se në grimcat e zirkonit janë ndërfutur mineralet e mëposhtme: Kuarc, Zirkon, oksid kalciumi, biotiti, feldshpate, etjer. Në tabelën II.5.15 dhe II.5.16 jepen rezultatet e EPMA mbi përbërja kimike të ikluzioneve të përfshira në grimcën e zirkonit (wt% okside) dhe (wt% elementëve).

Më poshtë, një ilustrim mbi marrjen e të dhënave nga EMPA, në figurën II.5.9, grimcë e zirkonit me inkluzione, mbi të cilin kemi vendosur pikat për të cilat duam të dhënat mbi përbërjen kimike, ndërsa në të djathtë tabela me informacionin mbi elementët kimikë apo oksidet e pranishme në pikat e kërkuara.



	O	Al2O3	SiO2	K2O	TiO2	Cr2O3	FeO	ZrO2		
001	0.00		29.49					70.51		
002	0.00		29.42					70.58		
003	0.00				52.96	1.77	45.26			
004	0.00		100.00							
005	0.00	18.48	65.57	15.95						
006	0.00		29.50					70.50		
007	0.00		29.75					70.25		
008	0.00		29.08					70.92		
Average	0.00	18.48	44.69	15.95	52.96	1.77	45.26	70.55		
Standard deviation	0.00	0.00	5.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16		

	Fe	K	O	Al	Si	Ti	Cr	Zr
001			33.66		13.85			52.49
002			33.52		13.84			52.63
003	34.11		33.92			30.79	1.18	
004			57.37		42.63			
005		12.82	47.90	9.53	29.75			
006			34.22		13.75			52.03
007			34.04		13.92			52.04
008			29.29		14.46			56.25
Average	34.11	12.82	37.99	9.53	20.31	30.79	1.18	53.09
Standard deviation	0.00	0.00	3.08	0.00	2.21	0.00	0.00	1.41

Figura II.5.9. Grimcë e zirkonit (S. 33D), e testuar në EMPA, si dhe tabela e gjeneruar nga programi me informacionin lidhur me përqindjet e elementëve kimike dhe oksideve në inkluzionet.

Tabela II.5.15: Përbërja kimike e inkluzioneve të përfshira në grimcat e zirkonit (wt% e oksideve).

Kampioni 1	wt % e oksideve	Kampioni 7B	wt % e oksideve	Inkluzioni 23	wt % e oksideve
Inkluzioni 1		**Inkluzioni 13**		MgO	14.45
MgO	1.21	SiO2	100	Al2O3	12.23
Al2O3	2.23	**Inkluzioni 14**		SiO2	57.58
SiO2	96.56	MgO	16.62	K2O	1.12
Inkluzioni 2		Al2O3	18.44	TiO2	1.17
SiO2	3.87	SiO2	37.49	FeO	13.44
TiO2	88.09	FeO	27.45	**Kampioni 34B**	
ZrO2	8.04	**Inkluzioni 15**		**Inkluzioni 24**	
Inkluzioni 3		Al2O3	18.80	MgO	12.54
Al2O3	10.23	SiO2	66.08	Al2O3	18.10
SiO2	13.36	K2O	15.12	SiO2	39.68
K2O	2.54	**Inkluzioni 16**		K2O	9.96
TiO2	73.87	Al2O3	25.93	FeO	19.72
Inkluzioni 4		SiO2	49.49	**Inkluzioni 25**	
MgO	19.92	K2O	10.17	CaO	51.26
Al2O3	15.73	TiO2	1.95	F	3.70
SiO2	41.40	FeO	12.45	P2O5	38.06
TiO2	5.08	**Inkluzioni 17**		ZrO2	6.98
FeO	17.86	Na2O	3.20	**Inkluzioni 26**	
Inkluzioni 5		Al2O3	20.71	CaO	100
SiO2	100	SiO2	65.35	**Inkluzioni 27**	
Inkluzioni 6		K2O	10.73	CaO	38.40
Al2O3	22.31	**Inkluzioni 18**		SiO2	9.47
SiO2	52.43	Al2O3	8.23	P2O5	26.04
FeO	25.26	SiO2	44.03	ZrO2	26.09
Inkluzioni 7		FeO	10.05	**Inkluzioni 28**	
Na2O	9.24	ZrO2	37.69	CaO	51.25
Al2O3	18.94	**Kampioni 40**		F	2.84
SiO2	71.83	**Inkluzioni 19**		P2O5	38.95
Inkluzioni 8		Al2O3	22.04	ZrO2	6.96
SiO2	98.23	SiO2	46.32	**Inkluzioni 29**	
TiO2	1.77	K2O	11.01	CaO	3.64
Inkluzioni 9		FeO	20.63	Na2O	6.21
CaO	13.15	**Inkluzioni 20**		Al2O3	15.78
SiO2	44.36	CaO	5.19	SiO2	74.36
ZrO2	42.49	MgO	9.63	**Kampioni 33D**	
Inkluzioni 10		Al2O3	10.52	**Inkluzioni 30**	
SiO2	100	SiO2	53.61	TiO2	52.96
Inkluzioni 11		FeO	15.19	Cr2O3	1.77
MgO	12.26	ZrO2	5.86	FeO	45.26
Al2O3	7.71	**Inkluzioni 21**		**Inkluzioni 31**	
SiO2	56.31	CaO	2.76	SiO2	
As2O3	10.19	SiO2	28.62	**Inkluzioni 32**	
ZrO2	13.53	ZrO2	68.61	Al2O3	18.48
Inkluzioni 12		**Inkluzioni 22**		SiO2	65.57
Al2O3	92.47	MgO	5.57	K2O	15.95
SiO2	3.18	Al2O3	3.54		
TiO2	1.69	SiO2	83.77		
ZrO2	2.66	FeO	7.12		

Tabela II.5.16: Përbërja kimike e inkluzioneve të përfshira në grimcat e zirkonit (wt% e elementëve)

Kampioni 1	**wt % e E.**	**Kampioni 7B**	**wt % e E.**	**Inkluzioni 23**	**wt % e E.**
Inkluzioni 1		**Inkluzioni 13**		O	52.58
O	55.85	O	48.76	Mg	7.75
Mg	0.69	Si	51.24	Al	5.68
Al	1.11	**Inkluzioni 14**		Si	23.42
Si	42.35	O	27.17	K	0.81
Inkluzioni 2		Mg	12.20	Ti	0.61
O	40.76	Al	12.16	Fe	9.14
Si	1.77	Si	22.17	**Inkluzion 24**	
Ti	51.65	Fe	26.31	O	43.62
Zr	5.82	**Inkluzioni 15**		Ti	56.38
Inkluzioni 3		O	48.52	**Kampioni 34B**	
O	45.12	Al	9.63	**Inkluzioni 24**	
Al	5.12	Si	29.78	O	44.17
Si	5.89	K	12.07	Mg	7.17
K	1.99	**Inkluzioni 16**		Al	9.03
Ti	41.88	O	47.65	Si	17.41
Inkluzioni 4		Al	12.87	K	7.77
O	47.12	Si	21.52	Fe	14.45
Mg	11.31	K	7.85	**Inkluzioni 25**	
Al	7.77	Ti	1.09	O	36.69
Si	17.99	Fe	9.03	Ca	37.37
Ti	2.85	**Inkluzioni 17**		F	3.75
Fe	12.98	O	43.76	P2	16.92
Inkluzioni 5		Na	2.49	Zr	5.26
O	58.48	Al	11.60	**Inkluzioni 26**	
Si	41.52	Si	32.60	O	50.40
Inkluzioni 6		K	9.56	Ca	49.60
O	47.37	**Inkluzioni 18**		**Inkluzioni 27**	
Al	11.14	O	46.11	O	37.44
Si	22.99	Fe	6.98	Ca	27.45
Fe	18.49	Al	3.92	Si	4.43
Inkluzioni 7		Si	18.40	P2	11.37
O	50.93	Zr	24.60	Zr	19.32
Na	6.71	**Kampioni 40**		**Inkluzioni 28**	
Al	9.76	**Inkluzioni 19**		O	38.13
Si	32.60	O	48.97	Ca	36.78
Inkluzioni 8		Al	10.26	F	2.85
Si	98.23	Si	18.81	P2	17.07
Ti	1.77	K	7.94	Zr	5.18
Inkluzioni 9		Fe	14.02	**Inkluzioni 29**	
O	50.98	**Inkluzioni 20**		O	33.61
Si	16.83	O	35.70	Ca	3.57
Ca	7.39	Ca	4.26	Na	5.61
Zr	24.80	Mg	6.52	Al	10.77
Inkluzioni 10		Al	6.32	Si	46.45
O	58.04	Si	28.68	**Kampioni 33D**	
Si	41.96	Fe	13.45	**Inkluzioni 30**	
Inkluzioni 11		Zr	5.06	O	33.92
O	32.22	**Inkluzioni 21**		Ti	30.79
Mg	8.64	O	38.68	Cr	1.18
Al	4.96	Ca	1.82	Fe	34.11
Si	32.41	Si	12.48	**Inkluzioni 31**	
As	9.04	Zr	47.02	O	57.37
Zr	12.73	**Inkluzioni 22**		Si	42.63
Inkluzioni 12		O	53.82	**Inkluzioni 32**	
O	54.91	Mg	3.14	O	47.90
Al	41.50	Al	1.74	Al	9.53
Si	1.18	Si	36.20	Si	29.75
Ti	0.83	Fe	5.10	K	12.82
Zr	1.85				

II.5.16. Rezultate nga Mikroskopi

Inkluzione të ndryshme janë vrojtuar në grimcat e zgjatura të zirkonit, por ato janë prezente edhe në grimcat e nën rrumbullakosura apo të rrumbullakosura (figura II.5.10).

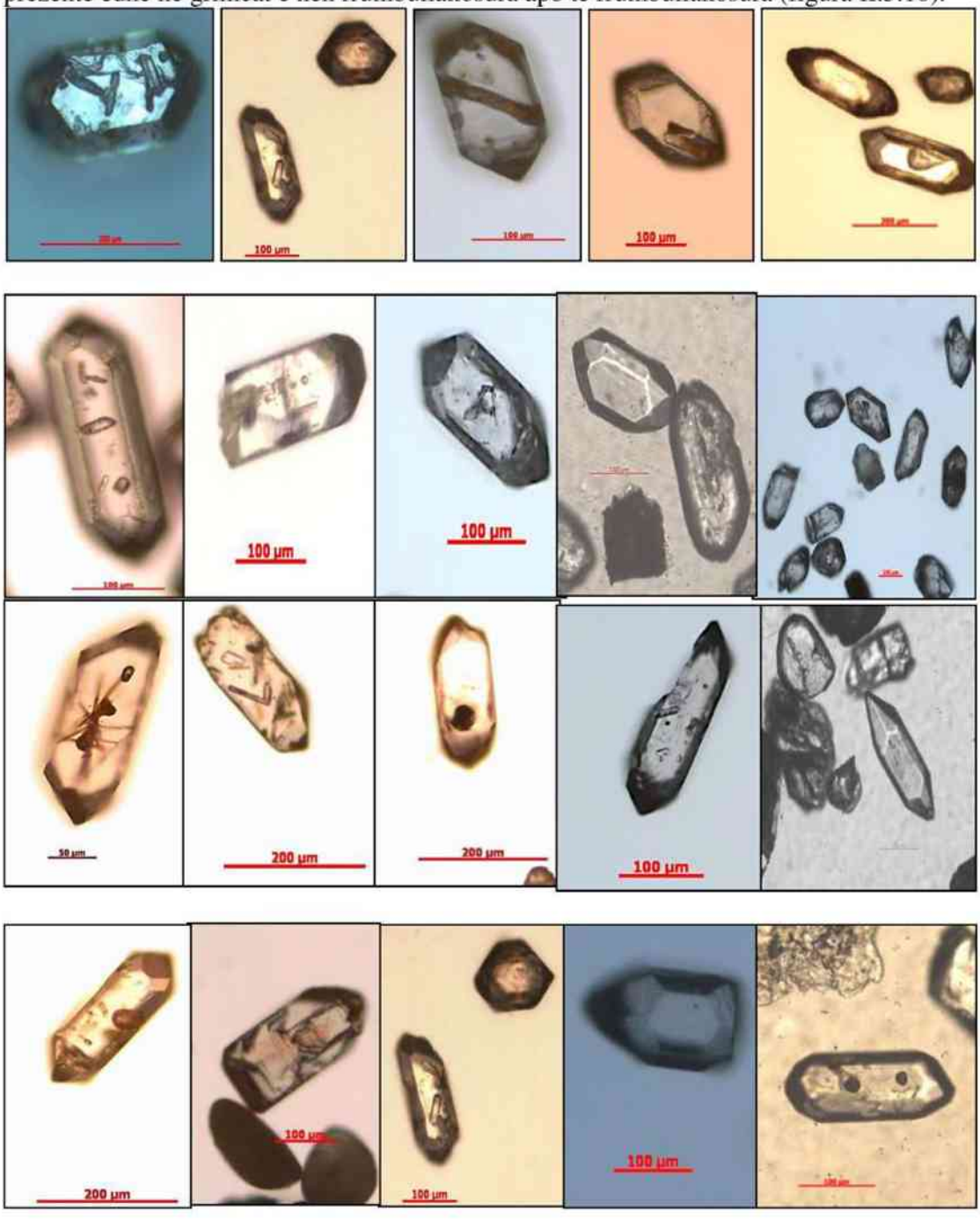
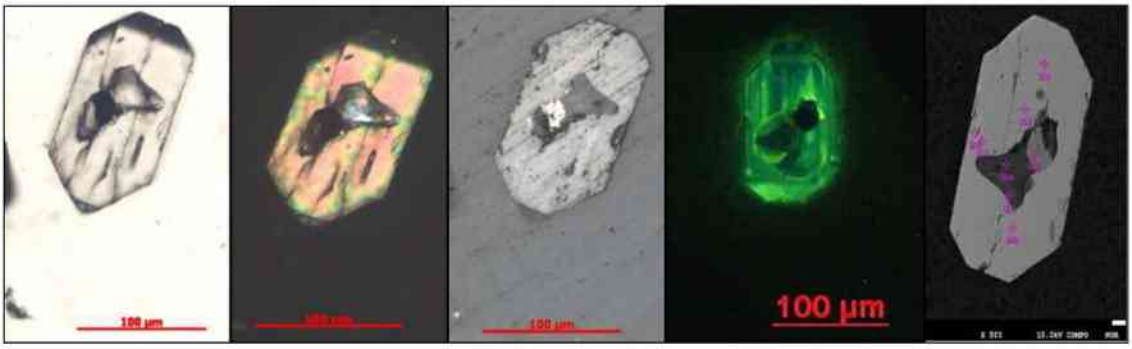


Figura II.5.10. Ilustrime të grimcave të zirkonit me inkluzione në përmasa dhe forma të ndryshme.



Figurë II.5.11. Metoda të ndryshme të përdora në grimcën e mineralit të Zirkonit. Mikroskop 1) me dritë të transmetuar; 2. dritë e polarizuar; 3. dritë e reflektuar; 4. katodoluminishenca; 5. EPMA.

KONKLUZIONE DHE PËRFUNDIME

- Vrojtimet dhe studimet sedimentologjike kanë konstatuar se Ultësira e sotme e Kuaternarit është formuar kryesisht nga evolucioni i mjediseve lumor dhe atij deltaik në bashkëveprim me faktorët oqeanografik të mjedisit detar, ku mjediset lumore kanë luajtur rolin kryesor duke transportuar sedimente, që derdheshin dhe depozitoheshin në mjediset detare.
- Segmentet nën influencën e erozionit kritik janë: Plazhi rëror i Povelçës; Plazhi rëror i krahut të majtë të grykëderdhjes aktuale të deltës së lumit të Vjosës deri në grykëderdhjen e vjetër; Plazhi rëror i Poros.
- Në këtë hapësirë bregdetare janë të pranishëm aktivitetet e 7 lumenjve kryesor, ku në rjedhjet e tyre të poshtme kanë krijuar mjedise të përfaqësuara nga mjediset deltaike përkatëse, në funksion të karakteristave përkatëse të dinamikës dhe sedimenteve transportuese në grykëderdhjet përkatëse.
- Në hapësirën bregdetare deltaike të detit Adriatik janë evidentuar 9 zona gjenetike në shk. 1: 200000 dhe konkretisht: A.Zona gjenetike bregdetare e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Bunës; B. Zona gjenetike bregdetare e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Drinit; C. Zona gjenetike e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit Mat; D. Zona gjenetike bregdetare e depresionit Tiranë-Ishëm dhe luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Ishmit; E. Zona gjenetike e gjirit të Lalzit, Zona gjenetike bregdetare e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit të Ishmit; F. Zona gjenetike bregdetare e Gjirit të Durrësit; G. Zona gjenetike bregdetare e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit Shkumbin; H. Zona gjenetike e luginës aluviale, deltës dhe litoralit të lumit Seman; K. Zona gjenetike e luginës aluviale deltës dhe litoralit të lumit Vjosë.
- Përsa i përket studimit të depozitimeve të Kuaternarit në Deltën e Vjosës, janë kryer vrojtime dhe dokumentimeve ne terren, si dhe përpunimi i dhënave të shpimeve.
- Nga interpretimi i elementeve bazë të analizës sekuenciale sedimentologjikë të rezultateve të mësipërme, janë identifikuar dy cikle sedimentologjik regjionale:
- Cikli i parë i sedimentimit i formuar gjatë Epokës së Pleistocenit, i cili përfaqësohet nga ndërthurjet e facieve zhavorore, gravelitore, rërë (fane aluvial) dhe ato alevrolitore, argjilore të shelfit detar.
- Cikli i dytë i formuar gjatë Epokës së Holocenit, i cili përfaqësohet kryesisht nga ndërthurja e facieve: rërore, zhavorrore, argjilore, torfishite dhe argjila të pasura me lëndë organike, të formuara në mjedise detare, deltaike, lumore, kënetore, lagunore dhe mjedise të litoralit rëror plazhor.
- Kufiri kohor i diferencimit midis dy cikleve përkon me kufirin sedimentologjik të trasgresionit Holocenik, në limitin e trashësisë rreth 80metra.
- Interpretimi i hartave të depoqendrave të facieve zhavorore për të tre nën/ciklet Holocenik, kanë evidentuar 4 degëzime kryesore të luginave dhe gyrkëderdhjet përkatëse:
  -paleolugina dhe grykëderdhja në Gjirin eVlorës;
  -paleolugina dhe grykëderdhja në Pishë Poro;
  -paleolugina dhe grykëderdhja në Darrrë Zezë;
  -Lugina dhe grykëderdhja aktuale.
- Interpretimi i hartave të depoqendrave të facies rërore për të tre nën/ciklet e Holocenit kanë evidentuar tipet gjenetike të deltës së lumit të Vjosës, që fillimisht delta e Vjosës ka qënë deltë me predominim lumor dhe më vonë deri në deltën aktuale përfaqëson një deltë me predominim të valëve.

- Studimet dhe vëzhgimet e hartave në kohë të ndryshme dhe monitorimet eventuale të kryera duke u krahasuar me hartat e vjetra, rezultojnë se vija bregore nuk është e qëndrueshme.
- 2/3 e Deltës së Vjosës është rezultat i progresit të deltës, gjatë një periudhe kohore prej 500 vjetësh. Studimet e mëparshme dhe arkeologjike tregojnë zhvendosjen e deltës së Vjosës në jug të vendndodhjes së saj aktuale në Gjirin e Vlorës (aty ku u krijua Laguna e Nartës) si dhe në veri të saj përgjatë këmbës së kreshtës së strukturës së Frakulla, më pak se 1 km në jugperëndim të qytetit të lashtë të Apollonisë.
- Gjatë ekspeditës në terren, janë vrojtuar shtresa me ngjyrë të zezë, të pasura me minerale të rënda (MR), ngjyra e zezë e të cilave është shkaktuar nga prania e kromitit dhe magnetitit për deltën e Vjosës. Ndërkohë, shtresat e pasura në MR në deltën e lumit Mat janë vrojtuar në ngjyrë jeshile të errët për shkak të koncentrimit të lartë të mineraleve shkëmbformuese me ngjyrë jeshile sikurse janë pirokseni, amfiboli dhe olivina.
- Përmbajtja e MR në fraksionin e rëndë 63-425 është studiuar në bazë të fraksioneve të ndryshme të fushës magnetike, analizës XRD dhe metodës së plazmës, për kampionet e deltave të Vjosës dhe Matit.
- Përqindja e lartë e materialeve të tretura në depozitimet e Vjosës tregon praninë e konsiderueshme të përbërësve karbonatikë. Kjo ka të bëjë me praninë e zgjeruar të shkëmbinjve karbonatikë të zonave tektonike Jonike dhe Kruja në të cilat është zhvilluar rrjeti hidrografik i lumit Vjosa. Përqindja e vogël e materialeve të tretura në depozitimet e Matit reflektojnë prezencën e limituar të shkëmbinjve karbonatik të Zonës Kruja, pranë grykëderdhjes.
- Granulometria më e vogël e sedimenteve të deltës së Vjosës mund t'i atribuohet distancës më të madhe që lumi rrjedh në rrjedhën e poshtme të një terreni të rrafshët. Granulometria më e madhe e depozitimeve të Matit lidhet me prezencën e ofiolitëve në basenin e Matit dhe rezistencës së tyre ndaj erozionit mekanik.
- Akumulimi i MR ndodh kryesisht në fraksionin prej 125-250 μm në sedimentet e këtyre deltave. MR dominojnë në fushën magnetike prej 0.4-0.8 A/m.
- Analiza XRD e fraksionit 63-425 μm tregoi se mineralet e pranishëm në sedimentet e deltës janë të shumtë të cilat mund t'i atribuohen një larmie të madhe të formacioneve litologjike të cilat kryqëzohen nga lumi Vjosa dhe Mati. Zonat ujëmbledhëse përbëhen në një masë të madhe të formacioneve të ngjashme si Zona Ofiolite e Mirditës dhe Kompleksi Ofiolitik i Pindos, duke siguruar kështu MR të ngjashme në të dy deltat. Mineralet që tregojnë bollëk të dukshëm më të lartë pasqyrojnë praninë e gjerë në basenin e shkëmbinjve mëmë që janë të pasura me këto minerale dhe më të prekshme nga erozioni.
- Për deltën e Vjosës: Në shtresat me wt% të lartë të MR dallojmë përqindje më të lartë të: Fe_2O_3, Cr_2O_3, TiO_2, ZrO_2, Al_2O_3, në krahasim me shtresat e varfëra në MR. Në shtresat me wt% të ulët të fraksionit të rëndë të MR dallojmë përqindje më të lartë të: SiO_2, MgO, CaO, në krahasim me shtresat e pasura në MR.
- Morfologjia e grimcave të zirkonit përfshijnë vrojtimin e grimcave euhedrale, e cila përbën vetëm një pjesë të shoqërimeve të MR, të cilat grupohen si më poshtë:
  - Grup I: Index A të ulët deri në mesatare, kombinime të ndryshme të formave me prani të spikatur të {211}. Lokalizohet në fushën e graniteve aluminore te tipit S (tipike të kores kontinentale), ose në migmatite në rastin e shkëmbinjve jo granit (mendohet të kenë rrjedhur nga Masivi Serbo Maqedonas).
  - Grupi II: Indeks A të lartë dhe temperaturave të larta me predominim të {101} dhe {100}, lokalizohet në fushën e graniteve alkaline të tipit "I" (granite të origjinës së mantelit). Ky grup karakterizohet nga një shkallë e ulët e rrumbullakosjes.

  - Grupi III: me index A mesatare dhe të temperaturave të larta, konsiston drejt graniteve me përbërje peralkaline të tipit I (granite të origjinës së kores kontinentale dhe të mantelit). Format e spikatur {100} > {110} dhe {101}>{211}.
- Grimcat rozë në lejla që u shfaqen në grimca të rrumbullakosura ovale, mund të përfaqësojnë një burim tjetër të paidentifikuar.
- Grimcat euhedrale të zirkonit ngjyrë kafe, të takuara në grupet e mësipërme, duhet të jenë të llojit mallakon, me ngjyra të modifikuara nga prania e elementëve radioaktive.
- Dallohen grimca të rralla binjake të zirkonit me sa duket me origjinë nga shkëmbinj felsikë siç janë granitet anatektikë.
- Grimca të rralla të zirkonit shumë të zgjatur dhe në formë gjilpëre janë të zakonshme në intruzionet e kristalizuara me shpejtësi (granitet e niveleve të larta).
- Vrojtimet mikroskopike kanë evidentuar praninë e inkluzioneve të kuarcit, zirkonit, karbonateve, biotitit, feldshpateve, etj. në grimcat e zirkonit.
- Luminishenca e zirkonit varion nga ngjyra e verdhë e ndritshme deri në të gjelbër si dhe nga blu deri në lejla e çelët dhe blu e çelët, në grimca të rrumbullakosura dhe euhedrale, çka tregon për origjinë të ndryshme të këtij minerali.
- Duke marrë parasysh që delta e Vjosës drenazhon sedimente flishore, atëherë zirkoni duhet të ketë kaluar të paktën dy cikle të sedimentimit, dhe për këtë ka pësuar gërryerjet të cilat janë vrojtuar në një pjesë shumë të madhe të grimcave.
- Lidhur me zirkonet të cilat paraqiten si grimca të rrumbullakëta mendohet që këto tipe morfologjish të jenë trashëguar nga shkëmbi mëmë. Një mundësi tjetër mund të jetë që këto grimca të rrumbullakosura të zirkonit të jenë furnizuar nga sedimentet flishoidale.
- Duke qenë se prania e shkëmbinjve acidë në rrjedhën e lumit Vjosa është e kufizuar, atëherë pjesa më e madhe e këtyre grimcave duhet të jenë të ri-depozituara nga tjetërsimi i shkëmbinjve ranorikë, që janë furnizuar nga Masivi Serbo Maqedonas. Formacionet flishore e mollasike të pranishëm gjerësisht në rrjedhën e mesme dhe të poshtme të Vjosës, janë mjaft të pasur me materiale të ardhura nga ky masiv.

REFERENCA

1. Aliaj, Sh., Ç. Durmishi, etj (2001) – Impact of tectonic slow land subsidence on cultural heritage monuments: Butrinti case study, Albania. Sofia, Bulgaria.
2. Aliaj, Sh.(2000). Neotectonic structure of Albania. In Meco S, Aliaj S. Turku J (eds)Geology of Albania.Gebruder Borntrager,Berlin.Beitrage zur regionalen Geologie der Erde 28:135-178.
3. Aliaj Sh., 2000. Map of the active faults in Albania, at scale 1:200 000. Seismological Institute, Academy of Sciences, Tirana.
4. Aliaj, Sh., Melo, V., Hyseni, A., etj. (1996) Struktura Neotektonike e Shqipërisë dhe Evolucioni Gjeodinamik i saj (tekst shpjegues i hartës neotektonike të Shqipërisë në shkallën 1: 200000). 497 faqe. Projekt i Komitetit të Shkëncës dhe Teknologjisë 1992-1995.
5. Aliaj Sh., 1998. Neotectonic structure of Albania. The Albanian Journal of Natural & Technical Sciences, Nor. 4, pp. 79-97.
6. Almagia, R. (1918). Traccie glaciali nelle montagne dell'Albania.Riv. G. Italiana 25, pages 85-95.
7. Bagnold, R.A. (1954). Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. Proceedings of the Royal Society of London, Series A 225, 49–63.
8. Baiyegunhi, C., Kuiwu, L., Gwavava, O. (2017). Grain size statistics and depositional pattern of the Ecca Group sandstones, Karoo Super group in the Eastern Cape Province, South Africa. Open Geosci. 2017; 9:554–576.
9. Best, J.L., Brayshaw, A.C. (1985). Flow separation—a physical process for the concentration of heavy minerals within alluvial channels. Journal of the Geological Society of London 142, 747–755.
10. Boggs, S. (1995). Principles of sedimentology and stratigraphy, 2nd ed., Prentice Hall, Upper Saddle River.
11. Boci S. (1994). Evoluzione e problematiche ambientali del litorale Albanese. Boll.Soc.Geol.Italy.
12. Brady, L.L., Jobson, H.E. (1973). An experimental study of heavy-mineral segregation under alluvial-flow conditions. U.S. Geological Survey, Professional Paper 562-K, 38pp.
13. Buhrke, V., Jenkins, R., and Smith, D., (1998). A Practical Guide for the Preparation of Specimens for X-ray Fluorescence and X-ray Diffraction Analysis. John Wiley and Sons, New York, 333 p.
14. Carcaillet, J., Mugnier, J-L., Koçi, R., Juanne, F. (2009). Uplift active tectonics of southern Albania inferred from incision of alluvial terraces. Quaternary research 71(3): 465-476.
15. Carroll, D. (1953) Weatherability of Zircon. Journal of Sedimentary Petrology, 23-2, 106-116.
16. Cascalho, J., and Fradique, C. (2007). The sources and hydraulic sorting of heavy minerals on the northern Portuguese continental margin. In: Mange, M.A., Wright, D.T., (Eds.), Heavy Minerals in Use, Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology, 58, 75-110, doi:10.1016/S0070-4571(07)58003-9.
17. Ciavola, P., Mantovini, F., Simeoni, U., Tessari, U. (1999). Relation between river dynamics and coastal changes in Albania: An assessment integrating satellite imagery with historical data. International Journal of Remote Sensing. 20-3, 561- 584.
18. C.I.S.M. (2006-2008). Progeto Di Assistenca Tecnica Alla Realizzaione Ed Alla Gestione Di Un Centro Internazionale Di Scienza Del Mare In Albania.
19. Coelho, A. (2007). Topas-Academic, 4.1. http://www.topas-academic.net/
20. Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P. (2003). Atlas of Zircon Textures. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53 (1): 469–500. https://doi.org/10.2113/0530469
21. Corijn, R. (2012). Study of the heavy mineral assemblage in the delta sediments of the Vjosa River (Central Albania). Masterthesis. In press or personnal comunication.
22. Cormier, E. (1998). The influence of Environment and of Weathering on Chattermarked garnets. Interterm Project Geo 235j: SEM and X-Ray Microanalysis.
23. Dietz, V. (1973). Experiments on the influence of trasport on shape and roundness of heavy mierals. Contribution in Sedimentology 1, 103-125.
24. Durmishi Ç., Beshku H., Melo V. & Moisiu L. (2004). Studimi gjeologo-sedimentologjik-Gjeofizik dhe monitorimi i hapësirës bregdetare shqiptare. Impaktet në zhvillimin mjedisor,

infrastrukturor, urban dhe turistik. Arkivi Qendror i Shërbimit Gjeologjik Shqiptar. Tiranë, Albania.

25. Durmishi, Ç., Kapsimalis, V., (2004-2005). Impakti human në evolucionin e zonës bregdetare që shtrihet midis lumenjeve Pavllo-Butrint (Shqiperi) dhe Kalamas (Greqi). Projekt bilateral midis SH.Gj.Sh. dhe Qendrës së Kërkimeve Detare Greqi (H.M.C.R).
26. Durmishi, Ç., Beshku, H., Moisiu, L., and Kavaja, V. (2005). Sedimentological and Geophysical study and monitoring of Albania coast area: Impacts in environment, infrastructure and tourism. Final report of Albanian Geological Survey (AGS) Archive, Tirana, Albania, 450 p.
27. Durmishi Ç. etj.(2005). Genetic zoning of Albanian coastal space on the basis of natural ecosystems: fundamental for integration and sustainable management. Konferenca kombëtare për mjedisin detar, Tiranë.
28. Durmishi..Ç etj.,(2007-2009).Vlerësimi, monitorimi, studimi kompleks i dukurive dhe fenomeneve negative gjeodinamike, erozioni lumor dhe detar, lëvizjeve të grykderdhjeve të lumenjeve dhe vijës bregore, rrëshqitjeve masive, dhe parashikimi i masave mbrojtëse inxhinierike ndaj tyre, në rajonin e hapësirës bregdetare- Gjiri Vlorës-Gjiri Drinit. M.A.SH. Programi i Kërkim Zhvillimit.
29. Durmishi Ç, et.al. (2008). Sedimentological and geophysical study of quaternary deposits (Holocen-Pleistocen) of Albanian coastal area. Oral; a changing coast: 9th International Conference Littoral 2008,Venice Italy.
30. Durmishi, Ç., et.al. (2008). Geo-Environmental Units Zoning of Albania Coast at 1:200000 scale. Poster, a changing coast: 9th International Conference Littoral 2008,Venice Italy.
31. Durmishi, Ç. (2013). Morphological and sedimentological evaluation of coastal area Rradhimë-Vlorë-Nartë-Novoselë and division in geoenvironmental subunits. Information Sources and Bibliography.
32. Durmishi, Ç., Sinojmeri, A., Daja, Sh., Moisiu, L., Qorri, A., (2012). Coastal Dynamics and Geomorphology of Deltaic Environment of Vjosa and Seman Rivers in Albania.
33. Durmishi, Ç., Daja, Sh., Ago, B., Dindi, E., Sinojmeri, A., Nazaj Sh., Qorri A., and Muçi, R. (2018). Synthesis of geological, hydrogeological, and geo-touristic features of the Vjosa Watershed. Acta ZooBot Austria, 155, 41-61.
34. Durmishi. Ç. "Bazat e Sedimentologjisë, tekst, 300 faqe, SH.B.U-Tiranë.
35. Durmishi Ç., Melo V. etj (2001-2003). Administrimi i Territorit dhe Burimeve Natyrore të Rajonit Tiranë –Durrës – Kavajë – Gjeoturizmi dhe gjeotrashëgimia. Raport studimor, Vol I-II, Fondi i Sh.Gj.Sh Tiranë.
36. Durmishi Ç., Melo.V.etj, (1999-2001). - Identifikimi dhe Vlerësimi i Potencialeve Unikale të Gjeotrashëgimisë dhe Menaxhimi i Vlerave të tyre Gjeoturistike Lokale, Kombëtare dhe Ndërkombëtare të Shqipërisë – Studim, Programi Kombëtar, Ministria e Arsimit dhe Shkencës, Tiranë.
37. Etimita, O.O., and Beka, F.Th. (2019). Heavy mineral analysis of Eocene sands and sandstones of Nanka Formation, Cenozoic Niger Delta petroleum province. Geology, Ecology, and Landscapes, 1-6, https://doi.org/10.1080/24749508.2019.16332188.
38. Eshel, G., Levy, G.J., Mingelgrin, U., Singer, M. J. (2014). Critical Evaluation of the Use of Laser Diffraction for Particle-Size Distribution Analysis. Soil Science Society of America Journal. pg. 736-743.
39. Faupl, P., Pavlopoulos, A., and Migiros, G. (2007). Provenance of Flysch Sediments and the Palaeogene-Early Miocene Geodynamic Evolution of the Hellenides: a contribution from heavy mineral investigations. Developments in Sedimentology, 58, 765-788, doi:10.1016/S0070-4571(07)58030-1.
40. Frashëri A., Çermak V., Doracaj M., Liço R., Safanda J., Bakalli F., Kresl M., Kapedani N.,Stulc P., Halimi H., Malasi E., Vokopola E., Kuçerova L., Çanga B. & Jareci E., (2004). Atlasi i burimeve gjeotermale në Shqipëri. Fakulteti i Gjeologjisë dhe i Minierave. Tiranë.
41. Fowler, A., Prokoph, A., Stern, R., Dupuis, C. (2002). Organization of oscillatory zoning in zircon: Analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. Geochim Cosmochim Acta 66:311-328.

42. Folk R.L., Ward W., (1957). Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 1957, 27, 3-26.

43. Folk, R.L. (1975). Glacial deposits identified by chattermarked trails in detrital garnets. Geology, 3, 473-475.

44. Folk R.L., (1966). A review of grain-size parameters. Sedimentology 6, 73-9.

45. Fouache, E., Gruda, Gj., Mucaj, S., Nikolli, A. (2001). Recent Geomorphological Evolution of the Deltas of the Rivers of the Seman and Vjosa, Albania. Earth Surface Processes and Landforms (Earth Surf Process Landf). Vol. 26 (7), 793-802. https://doi.org/10.1002/esp.222.

46. Frashëri, A., Pano, N. The climate change in Albania, its impact on hydrographic system and Adriatic coastline.

47. Frihy, O. (2007). The Nile Delta: Processes of Heavy Mineral sorting and depositional patterns. Developments in Sedimentology, 58, 49-74, doi:10.1016/S0070-4571(07)58002-7.

48. Ewing, R.C., Meldrum, A., Wang, L., Weber, W.J., Corrales, L.R. (2003). Radiation effects in zircon. Reviews in Mineralogy, 53, 387-425.

49. Friese, F.W. (1931). Untersuchung von mineralen auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung im 912 Wasser: Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, v. 41, p. 1-7.

50. Gaafar, G.R., Altunbay, M. M., Bal, A., Anuar N.B. (2014). Ascendancy of Continuous Profiles of Grain-Size Distribution for Depositional Environment Studies. International Conference & Exhibition, Istanbul, Turkey.

51. Galloway, W.E. (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Deltas, Models for Exploration (Ed. M.L. Broussard), pp. 87–98. Houston Geological Society, Houston, TX.

52. Garzanti, E., Padoan, M., Andò, S., Resentini, A.,Vezzoli, G., and Lustrino, M. (2013). Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: Sand petrology and geochemistry in the East African Rift. The Journal of Geology, 121/6, 547-580, DOI: 10.1086/673259.

53. Gee, G.W., and Bauder J.W. (1986). Particle Size Analysis. In: Methods of Soil Analysis, Part A. Klute (ed.). 2nd Ed., Vol. 9 nd . Am. Soc. Agron., Madison, WI, pp: 383-411.

54. Grup Autorësh, (1995). Albanian Coastal Zone Menagement Plan – Phaze One Albanian Coastal Zone Menageent Plan – Final Raport – Phaze Two.

55. Grup Autorësh, (2002). The Changing Coast – Lithoral 2002, Vol. I, II, III, 6-th International Symbosium – Porto – Portugali, 2002.

56. Grup Autorësh, (2004). The Changing Coast – Lithoral 2004, Vol. I, II, III, 7-th International Symbosium – Aberdin – Skoci, 2004.

57. Guzmán, O., Mugnier J-L., Vassallo, R., Koçi, R.. Jouanne, F. (2013). Vertical slip rates of active faults of southern Albania inferred from river terraces. Annals of Geophysics 56 (6). DOI:10.441/ag-6218.

58. Hallaçi, H., Durmishi, Ç., etj. (1999-2001) - Veçoritë gjeologo-gjeofozike-sedimentologjike hidrogjeologjike-neotektonike të rajonit të Butrintit. Raport studimor, fondi Sh.Gj.Sh Tiranë.

59. Hand, B.M. (1967). Differentiation of beach and dune sands, using settling velocities of light and heavy minerals. Journal of Sedimentary Petrology 37, 514–520.

60. Hamillton, N., and Collins, L.B. (1998). Placer formation in a Holocene barrier system, Southwestern Australia. Journal of Coastal Research, 14/1, 240-255, https://www.jstor.org/stable/4298773.

61. Hamlin, R.B.H., Woodward, J.C. Black, S., Macklin, M.G. (2000). Sediment fingerprinting as a tool for interpreting long term river activity: The Voidomatics basin, NW Greece. In: Foster, I.D.L (Ed), Tracers in Geomorphology. Wiley, Chichester, pp. 473-501.

62. Haredy, R.A. (2003). Distributin and provenance of heavy minerals in the surficial sediments of the Minnamurra estuary and the adjacent shelf between Minnamurra and bass point new south Wales-Australia. Master of Science-Research thesis, School of Geosciences, University of Wollongong, 2003.

63. Harta Gjeologjike e Shqipërisë në shkallën 1 : 200000 - Botim i vitit 2004.

64. Harta Tektonike e Shqipërisë në shkallën 1 : 200000.

65. Harta Hidrogjeologjike e Shqipërisë në shkallën 1 : 200000.

66. Ijlst, L. (1973). A laboratory overflow centrifuge for heavy liquid mineral separation. American Mineralogist, 58, 1088-1093.
67. ICCCM'05. (2005). Book of Abstracts – International conference on coastal conservation and management in the Atlantic and Mediterranean – *Tavira, Portugali.*
68. ISPGJ-IGJN, (1983). Geological Map of Albania, scale 1:200,000. Tirana, Albania.
69. Kennedy, N. (2018). Heavy minerals (HM) in provenance study. Power Point presentation.
70. Koçi, R. (2007). Pasqyrimi i lëvizjeve të reja tekntoike në tarracat e disa lumenjve të vendit tonë". Doktoraturë në FGJM.
71. Komar, P.D. (2007). The entrainment, transport and sorting of heavy minerals by waves and currents In: Mange, M.A., Wright, D.T., (Eds.), Heavy Minerals in Use, Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology, 58, 3-48, doi:10.1016/S0070-4571(07)58001-5.
72. Komar, P.D., Wang, C. (1984). Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches. Journal of Geology 92, 637–655.
73. Kovaleva, E. (2020). Textural Identification of Polycrystalline Magmatic, Tectonically-Deformed, and Shock-Related Zircon Aggregates. Minerals 10/5: 469.
74. Kudrass, H.R. (1987). Sedimentary models to estimate the heavy-mineral potential of shelf sediments. In: Teleki, P.G., et al. (Eds.), Marine Minerals: Advances in Research and Resource Assessment. NATO Advanced Study Institutes Series, Series C, Mathematical and Physical Sciences, 588pp.
75. Leontaritis, AD., and Baltas, E., (2014) 'Hydrological Analysis of the Aoos (Vjosë) – Voidomatis Hydrosystem in Greece'. Austin Journal of Hydrology.
76. Lewin J. Maclin G.M., Woodward C.J (1991) Late Quaternary Fluvial Sedimentation in the Voidomatis Basin Epirus, Northwest Greece. Quaternary Research 35, 103-115.
77. Li, M.Zh., and Komar, P.D. (1992). Selective entrainment and transport of mixed size and density sands: flume experiments simulating the formation of black-sand placers. Journal of Sedimentary Research, 62/4, 584-590, DOI: 10.2110/jsr.62.584.
78. Lotfy, M.F., (1999). Size distribution of heavy mineral grains in some modern Nile delta coastal sands, Egypt. Pakistan Journal of Marine Sciences, 8/1, 11-20.
79. Louis, H. (1926). Glazialmorphologishche Beobactugen im albanischen Epirus. Erde. 398-409.
80. Lula F., Prillo S., Fejzullaj F., Koçi R., Sina M. (2001). Studimi gjeologjik i depozitimeve të Kuaternarit në rajonin Seman-Vlorë. Qendra Kombetare Shkencore e Hidrokarbureve, Fier. In press.or personnal comunication.
81. Maity K. S., Maiti R., (2016). Analysis of sedimentation in connection to grain size and shear stress at lower reach of the Rupnarayan river, West Bengal, India. Indian Journal of Geo-Marine Sciences, Vol 45(9), 1128-1137.
82. Mange, M.A., and Maurer, H.F.W. (1992). Heavy minerals in colour. London, Chapman and Hall, 147 p. https://doi.org/10.1007/978-94-011-2308-2.
83. Mange, M.A., and Wright, D.T. (2007). Heavy mineral in use. Development in Sedimentology, 58, 1328 p.
84. May, J.P. (1973). Selective transport of heavy minerals by shoaling waves. Sedimentology 20, 203–211.
85. Mao, H., Hieftje, G. (1989). Simultaneous measurement of spatially resolved electron temperatures, electron number densities and gas temperatures by laser light scattering from the ICP. Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy, 44(8), 739-749.
86. Mathers, S., Brew, D. S., Arthurton R.S. (1999). Rapid Holocene evolution and Neotectonics of the Albanian Adriatic Coastline, Journal of Coastal Research. Vol. 15, No.2. 345-354.
87. McQuivey, R.S., Keefer, T.N. (1969). The relation of turbulence to deposition of magnetite over ripples. U.S. Geologic Survey, Professional Paper 650-D, pp. D244–D247.
88. Milushi, I. (2015). An Overview of the Albanian Ophiolite and Related Ore Minerals. Acta Geologica Sinica, 89/2, 61-64, https://doi.org/10.1111/1755-6724.12308_39
89. Moisiu L., Durmishi Ç.,et.al. (2008) Geo-Environmental Sub-Units Zoning of Saranda Coastal area at 1:50000 scale. Poster, a changing coast: 9th International Conference Littoral 2008,Venice Italy.

90. Moisiu, L. (2015). Studimi Gjeologo-sedimentologjik i Zonës bregdetare të Sarandës në kuadër të menaxhimit të integruar të zonave bregdetare (MIZB). Disertacion, Tiranë, Albania.
91. Morton, A.C. (1985). Heavy Minerals in Provenance Studies. In: Zuffa G.G. (Ed.) Provenance of Arenites, NATO ASI Series (series c: mathematical and physical sciences), Springer, Dordrecht, 148, 249-277, https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_12.
92. Morton, A.C., and Hallsworth, C.R. (1999). Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. Sedimentary Geology, 124, 3-29, http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00118-3
93. Nicolas, A., Boudier, F., and Meshi, A. (1999). Slow spreading accretion and mantle denudation in the Mirdita ophiolite (Albania). Journal of Geophysical Research, 104, 15155-15167, https://doi.org/10.1029/1999JB900126
94. Nickel, E. (1973). Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal dissolution. Contributions to Sedimentology 1, 1–68.
95. Nowack, E., (1921). A contribution to the Geography of Albania. Geographical Review, Vol 11. No.4, pages 503-540.
96. Nauton-Fourteu, M., Tyrrell, S., Morton, A., Heavy mineral variations in mid-Carboniferous deltaic sandstones: Records of a pre-depositional sediment history. Depositional Rec.2021;7:52–63. https://doi.org/10.1002/dep2.128
97. Nikolli P. 1994. Studim mbi dinamikën e bregdetit në zonën Seman-Shkumbin. Disertacion, Tiranë, Albania.
98. Ntokos, D. (2017). Synthesis of Literature and Field Work Data Leading to the Compilation of a New Geological Map—A Review of Geology of Northwestern Greece. International Journal of Geosciences, 8, 205-236. doi: 10.4236/ijg.2017.82009.
99. Oberteuffer, J.A. (1974). Magnetic separation: a review of principles, devices, and applications. IEEE, Transactions on magnetics, 10/2, 223-238, DOI: 10.1109/TMAG.1974.1058315.
100. Ohnenstetter, M., Ohnenstetter, D., Vidal, PH., Cornichet, J. Hermitte, D., Mace, J. (1981). Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites: consequences for oceanic expansion in Jurassic times. Earth and Planetary Science Letters, 54-3, 495-408.
101. Ostrosi, B. (1977). Shore placers of Adriatic Sea and its prospecting contribution. Faculty of Geology and Mining, 270 p.
102. Ostrosi, B., Qirici, V., and Grazhdani, A. (1998). The heavy minerals shore placers of Adriatic Sea in Albania. Bul. Geol. Soc. Greece, XXXII/3, 173-177.
103. Palmentola, G., Baboci, K., Gruda, G.J., Zito, G. (1995). A note o rock glaciers in the Albanian Alps. Permafrost and Periglacial Processes. Volume 6, Issues 3, pages 251-257.
104. Pano N., Lazaridou M., Frashëri A. (2005). Coastal management of the ecosystem Vlora Bay- Narta Lagoon-Vjosa River mouth, 141-157.
105. Pano N. (1984). Principals particularities du bilance d'eau et des transports solides du bassin versant du reseau hydrographique de l'Albanie. French), "Hydrometeorological Studies". No.1 [6]
106. Pano N. Avdyli B. (1984). Hydrology of Albania. Monograph. Institute of Hydrometeorology, Academy of Sciences, Tirana.
107. Pano, N. (1994). Dinamica del littoralli Albanessi. Atti del 10 Congresso A.I.O.L. Genova, Italy.
108. Pano N. 1995. A way to calculate the discharge of Buna river. International Center for Theoretical Physics, Trieste.
109. Passega R. (1964). Grain size representation by C-M pattern as a geological tool. Journal of Sedimentary Petrology, 1964, 34, 830- 847.
110. Passega R. (1957). Texture as characteristics of clastic deposition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 41, 1952-1984.
111. Peucat, J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, JI., Dallmeyer, RD., Menot, RP., Cornichet, J., Iglesias Ponce de León M. (1990). Geochemical and geochronological cross-section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal highpressure nappe (northwestern Spain). Tectonophysics 177:263-292.

112. Pettijohn, F.J. (1941). Persistence of heavy minerals and geologic age. Journal of Geology 49, 610-625.
113. Pettijohn, F.J. Potter, P.E., Siever, R. (1973). Sand and Sandstone. New York, Springer Verlag.
114. Philander, C., Rozendaal, A., Meljer, R.J. (1999). Characteristics of zircon in placer deposits along the west coast of South Africa. South African Journal of Science 95, 381-386.
115. Hughes, P.D. (2001-2004). Quaternary glaciation in the Pindus Mountains, Norwest Greece". Phd. Geography. University of Cambridge.
116. Papanikolaou D. & Royden L., 2007: Disruption of the Hellenic arc: Late Miocene extensional detachment faults and steep Pliocene-Quaternary normal faults – Or what happened at Corinth? Tectonics, 26 (5).
117. Pupin, J.P. (1980). Zircon and Granite Petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology, 73, 207-220.
118. Pupienis, D., Buynevich, I.V., and Bitinas, A. (2011). Distribution and significance of heavy-mineral concentrations along the southeast Baltic Sea coast. Journal of Coastal Research, SI 64, 1984-1988.
119. Rashedi, S., Siad, A. (2016). Grain size analysis and depositional environment for beach sediments along Abu Dhabi coast, United Arab Emirates. International journal of scientific & technology research Volume 5, issue 07, 106-115.
120. Richter, D. K., Götte, TH., Götze, J., Neuser, R.D. (2003). Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. Mineralogy and Petrology, 79, 127-166.
121. Rosenblum, S. and Brownfield, I., 1999. Magnetic susceptibilities of minerals. U.S.G.S., Open-File Report 99-529, https://doi.org/10.3133/ofr99529.
122. Sahu B.K. (1964) Depositional mechanism from the size analysis of elastic sediments. Journal of Sedimentary petrology, 1964, 34(1), 73-83.
123. Saks, S.Ye. (1978). Experimental study of the processes of beach placer formation. Litologiya i Poleznye Iskopaemye 13, 101–107.
124. Savini A. Corselli C. Durmishi Ç.etj. (2011). Geomorphology of the Vlora Gulf Seafloor: Results Multibeam and High-Resoluion Seismic Data. Journal of Coastal Research, special Issue 58: Coastal Research in Albania: Vlora Gulf.
125. Setiady, D., and Aryanto, N. (2009). Heavy minerals in placer deposit in Singkawang waters, west Kalimantan, related to felsic source rock of its coastal area. Bulletin of the Marine Geology, 25/1, 13-21, DOI: 10.32693/bomg.25.1.2010.21.
126. ShGjSh, 1985: Harta Tektonike e Republikes se Shqiperise, Shk.1;200000. Shërbimi Geologjik Shqiptar, Tirane, Albania.
127. ShGjSh, 2002: Harta Gjeologjike e Shqipërisë, Shk. 1:200000. Shërbimi Geologjik Shqiptar. Tirane, Albania.
128. ShGjSh, 2015: Harta Hidrogjeologjike e Shqipërisë, Shk. 1:200000. Sherbimi Geologjik Shqiptar, Tirane, Albania.
129. Sinoimeri, Z. (1966). Types of placers of Adriatic Sea. Stud. Gjeol. UT, Nr. 3, 140-162.
130. Sinoimeri, Z. (1970). Genesis of the placers of Adriatic Sea. Bul. USHT Set. Shk. Nat. Nr. 2.
131. Sinoimeri, Z., Ostrosi, B., Qirici, V., Grazhdani, A. (1966). Shore placers of Adriatic Sea (monograph). Publ. UT. 600 p.
132. Slingerland, R., Smith, N.D. (1986). Occurance and formation of Water-Laid placers. Annual review of earth and planetary sciences, 14, 113-147.
133. Speer, JA. (1982). Zircon. Rev Mineral 5(2nd edn): 67-112.
134. Sturm, R. (2007). Insight into the fascinating world of magmatic crystals- Light and electro microscopy of accessory zircon.
Website: http://www.microscopy-uk.org.uk/mag/indexmag.htML?http://www.microscopy-uk.org.uk/mag/artjun07/rs-zircon.htML.
135. Sturm, R. (2010). Morphology and growth trends of accessory zircons from various granitoids of the South-Western Bohemian Massif (Moldanubicum, Austria). Chemie der Erde, 70, 185-196

136. Sturm, R. (2007). Microscopic analysis of magmatic crystals – Part 2: A SEM study of the stability of accessory zircon under increasing metamorphic conditions. Microscopy Today, 15/5: 36-39.
137. Tucker, M.E. (2003). Sedimentary Rocks in the Field, Third edition. Wiley, 67-82.
138. Thiel, G.A. (1945). Mechanical effects of stream transportation in mineral grains of sand 1160 size: Geological Society of America, Bulletin, v. 56, p. 1207.
139. Velaj, T. (2015). New ideas on the tectonic of the Kurveleshi anticlinal belt in Albania, and the perspective for exploration in its subthrust. Petroleum, 1/4, 269-288, doi.org/10.1016/j.petlm.2015.10.013.
140. Vitkienė, E. (2002). Rekreacija (Rekreacijos marketinga tyrimai). Monografija. Klaipėda: KU.
141. Webster, J.R., Kight, R.P., Winburn, R.S., and Cool, C.A. (2003). Heavy mineral analysis of sandstones by Rietveld analysis. Advances in X-ray Analysis, 46, 198-203.
142. Wang, X., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Zhou, X.M., XU, X.S., Jackson, S.E., Pearson, N.J. (2002). Mineralogical magazine, 66 – 2, 235-251.
143. Wentworth, C.K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. The Journal of Geology Vol. 30, No.5, pp. 377-392.
144. Woodward, J.C., Hamlin, R.B.H., Maklin, M.G., Karkanas, P., Kotjabopoulou, E., 2001. Quantitative sourcing of slackwater deposits at Boila rockshelter: a record of late-glacial flooeding and paleolithic settlement in the Pindus Mountains, Northern Greece, Geoarchaeology 16(5), 501-536.
145. Woodroffe, C. D. (2002). Coasts: Form, Process and Evolution. 1st edition. Printed in UK at University Press, Cambridge. pg.71.
146. Xhaferri E., Durmishi Ç., Daja Sh. (2013). Zonimi Gjenetik i ekosistemeve Natyrore të Rajonit të Vlorës, Për një Zhvillim të Qëndrueshëm Urban, Social-Ekonomik, Infrastrukturor dhe Turistik. Science Bulletin. Universiteti "Ismail Qemali" Vlorë, Nr. 1, Volume 2, 2013.
147. Xhaferri, E., Swennen, R., Corijn, R., Durmishi, Ç., Sinojmeri, A., and Alimeta, L. (2014). Mineral sediment composition of Mati and Vjosa river (Albania) deltaic deposits. Proc. XX Congress Carpathian Balkan Geological Association, 243-246.
148. Xhaferri, E., Corijn, R, Sinojmeri, A., Swennen, R., and Durmishi, C. (2020). Study of Heavy Minerals from the Vjosa and Mati River Delta Sediments in Albania. Bulletin Geological Society of Greece, 56, 223-250. DOI: https://doi.org/10.12681/bgsg.22989.
149. Xhaferri, E. (2020). The application of laser diffraction analysis for grain size determination of current deposits of Vjosa river delta littoral (Albania). IJEES 10/2, page 317-330. DOI: https://doi.org/10.31407/ijees10.211.
150. Xhaferri, E. (2020). The Laser Diffraction Analysis Application on the Grain Size Analysis of Mati River Delta Sediments (Albania). IJSR 9/3, 625-630.
151. Xhemali, Xh., Daja, Sh., Lipo, S., Mukeli, P. (2000). The assessment of Shkumbini and Vjosa Watershed (Geomorphologic Studies). Polytechnic University of Tirana. Facullty of Geology and Mining. Study Report. Prepared by Albania Watershed Assessment Project. 99pp+maps and figures, Tirana. Albania.
152. Xhomo A., Kodra A., Vranaj A., Shallo M. & Yzeiri D., 2003: Harta Gjeologjike e Shqipërisë në Shk. 1: 200.000 dhe Teksti shpjegues. Tiranë.
153. Zárybnická, M., Pospíšil, J., Špiláček, M. (2012). Comparison of sieve analysis and laser diffraction for size distribution of fine ash particles. Setkání Kateder Mechaniky Tekutin a Termomechaniky.
154. Żegleń, K., Grygier, D., Ambroziak, A., Tulej, M. (2016). Particle size distribution determination methods comparison based on sieve analysis and laser method. Interdisciplinary Journal of Engineering Sciences. IV/1.
155. https://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/XRD.htML#:~:text=X%2Dray%20powder%20diffraction%20(XRD)%20is%20a%20rapid%20analytical,average%20bulk%20composition%20is%20determined
156. https://microscopy.uark.edu/xrd-1/
157. (http://info.teledyneleemanlabs.com/blog/what-is-cold-vapor-atomic-absorption-cvaa-spectroscopy

158. https://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/SEM.htML
159. https://www.mtm.kuleuven.be/english/Equipment/Sheets/field-emission-microprobe-jxa-8530f
160. http://www.microscopy-uk.org.uk/mag/artjun07/rs-zircon.htML
161. https://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/SEM.htML
162. https://www.mtm.kuleuven.be/english/Equipment/Sheets/field-emission-microprobe-jxa-8530f

Aneksi A: Kampionimi

Tabela A.1. Vendndodhja e kampioneve të marra në deltën e lumit të Vjosës, koordinatat, numri i kampioneve si dhe përshkrim i shkurtër i tyre.

Nr.	Y	X	N-terren	E-terren	Stop	Kamp.	Përshkrim i shkurtër
1	40.61422	19.34717	40°36'51.2"	19°20'49.8"	1		
2	40.61469	19.34683	40°36'52.9"	19°20'48.6"	2		
3	40.61572	19.34575	40°36'56.6"	19°20'44.7"	3		
4	40.61831	19.34350	40°37'05.9"	19°20'36.6"	4		Grykëderdhja e vjetër- Ana e majtë
5	40.61847	19.34342	40°37'06.5"	19°20'36.3"	4		Delta e vjetër- Ana e djathtë
6	40.61919	19.34306	40°37'09.1"	19°20'35.0"	5		
7	40.62106	19.34194	40°37'15.8"	19°20'31.0"	6		
8	40.62169	19.34133	40°37'18.1"	19°20'28.8"	7		
9	40.62317	19.34003	40°37'23.4"	19°20'24.1"	8		
10	40.62650	19.33756	40°37'35.4"	19°20'15.2"	9		
11	40.62733	19.33664	40°37'38.4"	19°20'11.9"	10		
12	40.62842	19.33547	40°37'42.3"	19°20'07.7"	11		
13	40.62861	19.33575	40°37'43.0"	19°20'08.7"	11		
14	40.62978	19.33414	40°37'47.2"	19°20'02.9"	12		
15	40.63283	19.33036	40°37'58.2"	19°19'49.3"	13		
16	40.63381	19.32900	40°38'01.7"	19°19'44.4"	14		
17	40.63500	19.32697	40°38'06.0"	19°19'37.1"	15		
18	40.65350	19.32397	40°38'12.6"	19°19'26.3"	16		
19	40.63819	19.32164	40°38'17.5"	19°19'17.9"	17		
20	40.63919	19.31811	40°38'21.1"	19°19'05.2"	18		
21	40.63936	19.31811	40°38'21.7"	19°19'05.2"	19		
22	40.63917	19.31669	40°38'21.0"	19°19'00.1"	20		
23	40.63928	19.33189	40°38'21.4"	19°18'54.8"	21		
24	40.64006	19.31500	40°38'24.2"	19°18'54.0"	22		
25	40.64069	19.31450	40°38'24.5"	19°18'58.2"	23		
26	40.64006	19.31500	40°38'24.22"	19°18'54.7"	24	S. 1	Ana e majtë e deltës - Kampioni është marrë pranë grykëderdhjes së sotme të deltës së Vjosës në thellësi rreth 20cm. Shkrifërimet këtu janë të nivelit tepër të lartë. Ky kampion është tërhequr në të gjitha nivelet e shtresave.
27	40.63833	19.32136	40°38'18.0"	19°19'16.9"	25	S. 2 (A, B, C)	Është marrë në distancë 1.5-2 metra nga bregu. Janë marrë tre kampione në këtë vend. Dallohet qartë ngjyra e errët e rërës. Në saj të erozionit këto shtresa janë të ekspozuara. Në shtresën e sipërme dallohen valëzimet nga valët.
28	40.62103	19.34197	40°37'15.7"	19°20'31.1"	26	S. 3 (A, B, C, D)	Janë marrë tre kampione në këtë pozicion. Kampionimi është marrë duke nisur emërtimin nga a - niveli i poshtëm, d - niveli i sipërm.
29	40.68672	19.34444	40°41'12.2"	19°20'40.0"			Ana e djathtë e Deltës së Vjosës.
30	40.68603	19.34386	40°41'09.7"	19°20'37.9"	2	S. 4	Kampioni është marrë në një distancë 1.5 – 2 metra nga bregu i detit në thellësi 20 cm. Rëra është me ngjyrë të çelët.
31	40.68567	19.34528	40°41'08.4"	19°20'43.0"	3	S. 5	Niveli II dunave. Kampioni është marrë në një dunë e cila ndodhet larg nga bregu. Dallohen shtresa me ngjyrë të çelët.
32	40.68592	19.34686	40°41'09.3"	19°20'48.7"	4	S. 6	Kampion i marrë në fund të rrugës që të çon në plazh.
33	40.67719	19.35203	40°40'37.9"	19°21'07.3"	5	S. 7 (A, B, C)	Shkrifërime në të majtë të rrugës. Kampioni është marrë në një distancë të largët nga bregu përafërsisht 1km. Në këtë pozicion janë marrë tre kampione në nivele të ndryshme. A: Kampioni i marrë në shtresën e mëposhtme, e cila dallohet për shtresa të holla me ngjyrë të errët. B. Kampioni i marrë në shtresën e mesit, e cila dallohet që është e pasur me shkrifërime. C. Kampioni i marrë në shtresën e

							sipërme, dallohet prania e guaskave.
80	40.64561	19.31483	40°38'44.2"	19°18'53.4"			Ana e djathtë e deltës së Vjosës
81	40.64544	19.31372	40°38'43.6"	19°18'49.4"	2		
82	40.64561	19.31317	40°38'44.2"	19°18'47.4"	3	**S. 28**	Kampion i marrë përgjatë një seksioni të ngritur paralel me bregun. Kampioni u morr në thellësi të plotë.
83	40.64639	19.31317	40°38'47.0"	19°18'47.4"	4		
84	40.64758	19.31347	40°38'51.3"	19°18'48.5"	5		
85	40.64758	19.31431	40°38'51.3"	19°18'51.5"	6		
86	40.64761	19.31419	40°38'51.4"	19°18'51.1"	7		Vija bregore e vjetër.
87	40.64875	19.31467	40°38'55.5"	19°18'52.8"	8	**S. 29 (A,B)**	Kampionet janë marrë në dy nivele të ndryshme të një kreshte rëre me lartësi mbi 1.5metra dhe një largësi 6 metra nga bregu. A. Kampioni i marrë në shtresat e poshtme të cilat kanë ngjyrë të çelët. B. Kampioni i marrë në shtresat e sipërme të pasura në depozitimet e sipërme.
88	40.64919	19.31475	40°38'57.1"	19°18'53.1"	9		Në të majtë të deltës së vjetër.
89	40.64933	19.31406	40°38'57.6"	19°18'50.6"	10		
90	40.65194	19.31506	40°39'07.0"	19°18'54.2"	11		
91	40.65314	19.31539	40°39'11.3"	19°18'55.4"	12		Në të djathtë të deltës së vjetër.
92	40.65331	19.31542	40°39'11.9"	19°18'55.5"	13	**S. 30 (A,B)**	Kampionet janë marrë disa metra nga bregu në një kreshtë rërë e cila u pastrua për kampion marrje. Lartësia e kësaj kreshte varion 70-80 cm dhe marrja e kampioneve është marrë mbi 50 cm. A. Eshte marrë në pjesën e poshtme, shtresat e pasura me ngjyrë të errët shkojnë deri në 1cm. B. Eshte marrë në pjesën e sipërme, me shtresa të pasura të çrregullta.
93	40.65692	19.31572	40°39'24.9"	19°18'56.6"	14	**S. 31**	Një kampion i marrë në një ekspozim rreth 30 cm përgjatë bregut të plazhit. Dallohen shtresa të holla më ngjyrë të errët rreth 0.5mm.
94	40.65875	19.31572	40°39'31.5"	19°18'56.6"	15	**S. 32 (A,B)**	Janë tërhequr dy kampione, A. Kampion i marrë në shtresat me ngjyrë të çelët B. Kampion i marrë në nivelin e shtresave më ngjyrë të errët.
95	40.66089	19.31586	40°39'39.2"	19°18'57.1"	16		
96	40.66156	19.31575	40°39'41.6"	19°18'56.7"	17		
97	40.66200	19.31558	40°39'43.2"	19°18'56.1"	18		
98	40.66247	19.31558	40°39'44.9"	19°18'56.1"	19	**S. 33 (A,B, C,D)**	Janë marrë katër kampione në pjesën e bregut të gërryer. a- niveli i poshtëm, d – niveli i sipërm.
99	40.66358	19.31603	40°39'48.9"	19°18'57.7"	20		
100	40.66486	19.31642	40°39'53.5"	19°18'59.1"	21		
101	40.66519	19.31650	40°39'54.7"	19°18'59.4"	22	**S. 34 (A,B,C, D,E,F)**	Kampionet janë marrë në një seksion të ngritur paralel me bregun me shtresa të pasura të cilat alternohen më shtresa me ngjyrë më të çelët. Gjithsej janë marrë 6 kampione në nivele të ndryshme. A. Kampioni i marrë në shtresën më të poshtme me ngjyrë të çelët dhe disa shtresa me ngjyrë të errët të holla. B. Është marrë në një shtresë të pasur me trashësi 5cm. C. Kampioni i marrë në shtresë më ngjyrë të çelët. D. Kampion i marrë në një seksion i pasur me një trashësi afërsisht 20 cm. Këto shtresa janë të alternuara me shtresa me ngjyrë të çelët shumë të holla. E. Është marrë në një shtresë të çelët. F. Kampion i marrë në shtresa të pasura të cilat alternohen me shtresa me ngjyrë të çelët.
102	40.66567	19.31672	40°39'56.4"	19°19'00.2"	23	**S. 35 S.36**	Kampioni S. 35 është marrë në shtresa me ngjyrë të çelët. Kampioni 36 është alevrolit i marrë

							poshtë kampionit me S. 35.
103	40.66611	19.31700	40°39'58.0"	19°19'01.2"	24		
104	40.66678	19.31708	40°40'00.4"	19°19'01.5"	25		
105	40.66803	19.31781	40°40'04.9"	19°19'04.1"	26		
106	40.66822	19.31806	40°40'05.6"	19°19'05.0"	27		
107	40.66836	19.31814	40°40'06.1"	19°19'05.3"	28	**S. 37**	Kampioni është marrë në një seksion paralel bregut të plazhit të eroduar i cili u pastrua për kampionmarrje. Shtresa e sipërme është i pasur me MR. Pjesa e mesme dallohet për shtresa jo të rregullta.
108	40.66989	19.31950	40°40'11.6"	19°19'10.2"	29		
109	40.67072	19.32067	40°40'14.6"	19°19'14.4"	30		
110	40.67172	19.32278	40°40'18.2"	19°19'22.0"	31		
111	40.67200	19.32419	40°40'19.2"	19°19'27.1"	32		
112	40.67267	19.32589	40°40'21.6"	19°19'33.2"	33		
113	40.67339	19.32781	40°40'24.2"	19°19'40.1"	34		
114	40.67417	19.32939	40°40'27.0"	19°19'45.8"	35		
115	40.67444	19.33031	40°40'28.0"	19°19'49.1"	36		
116	40.67578	19.33267	40°40'32.8"	19°19'57.6"	37		
117	40.67650	19.33397	40°40'35.4"	19°20'02.3"	38		
118	40.67722	19.33472	40°40'38.0"	19°20'05.0"	39		
119	40.67919	19.33711	40°40'45.1"	19°20'13.6"	40		
120	40.67989	19.33767	40°40'47.6"	19°20'15.6"	41		
121	40.68067	19.33872	40°40'50.4"	19°20'19.4"	42		
122	40.68058	19.33900	40°40'50.1"	19°20'20.4"	43		
123	40.68042	19.33947	40°40'49.5"	19°20'22.1"	44		
124	40.62097	19.34189	40°37'15.9"	19°20'30.8"	Stop 1	**S.38**	Kampioni është marrë nga shkrifërimet nga valëzimet e rërës në dunë.
						(Trashe ja D)	Në mënyrë të pjerrët me bregun një seksion më gjatësi 5m është gërmuar për të zbuluar shtresa të pasurimit me MR. Dallohen dy njësi të ndryshme të depozitimit të MR. Në njësinë e poshtme, shtresat shkurtohet në pjesën e ngritur të plazhit që aktualisht po përjeton erozion dhe tregon një kreshtë të ekspozuar prej 50cm të lartë.
						S. 39-42 (Trashe ja D)	Gjithsej janë marrë 4 kampione në shtresa të ndryshme të depozitimit, të cilat vijnë në mbyllje të tyre në drejtim të dunës. Dallohen dy shtresa të mëdha të depozitimit të pasuruara me ngjyrë të errët njëra e cila bie në kënd zhytje me 30° dhe shtresa e sipërme me 15°.
						S. 43-47 (Trashe ja D)	Janë marrë 5 kampione si në shtresat me ngjyrë të errët ashtu edhe në shtresat me ngjyrë të çelët. Shtresat e pasura në MR janë më pak të zhytura me afërsi 5° dhe janë të rregullta.
	40.62119	19.34181	40°37'16.3"	19°20'30.5"	2	**S.48-52 (Trashe ja A)**	Gjatë lartësisë së dunës janë marrë katër kampione në shtresa të ndryshme. Në këto shtresa nuk vihen re shtresa të pasuruara me ngjyrë të errët. Kampioni 48 është marrë në shtresat e poshtme me ngjyrë të errët.
126	40.62131	19.34172	40°37'16.7"	19°20'30.2"	3	**S.53-55 (Trashe ja B)**	Gjatë lartësisë së dunës janë marrë tre kampione në shtresa të ndryshme. Në këto shtresa nuk vihen re shtresa me ngjyrë të errët.
127	40.62131	19.34172	40°37'17.0"	19°20'29.9"	4	**S.56 (Trashe ja B')**	Kampioni është marrë pak më tej. Dallohen disa shtresa të holla me ngjyrë të errët nga të cilat kemi marrë dhe kampionin.
128	40.62108	19.34144	40°37'17.4"	19°20'29.7"	5	**S.57-60 (Trashe ja C)**	Gjithsej janë marrë 4 kampione në shtresa të ndryshme të depozitimit dhe në lartësi të ndryshme. S.57: Është marrë në shtresën e poshtme e cila përbëhet nga rëra me ngjyra të çelëta. S.58: dallohen rrënjë bimësie. S.59. edhe këtu dallohen rrënjë.

							S.60. Është marrë në njësinë e sipërme ku dallohet shtresë me ngjyrë të errët e cila nuk është e rregullt.
129	40.56108	19.37506	40°33'39.9"	19°22'30.2"			Stop në Akreni
130	40.55931	19.37594	40°33'33.5"	19°22'33.4"	2		
131	40.55797	19.37667	40°33'28.7"	19°22'36.0"	3		
132	40.55611	19.37714	40°33'22.0"	19°22'38.7"	4		
133	40.55419	19.37822	40°33'15.1"	19°22'41.6"	5		
134	40.55258	19.37883	40°33'09.3"	19°22'43.8"	6		
135	40.55058	19.37942	40°33'02.1"	19°22'45.9"	7		
136	40.54894	19.38003	40°32'56.2"	19°22'48.1"	8		
137	40.54847	19.38047	40°32'54.5"	19°22'48.7"	9		
138	40.54839	19.38067	40°32'54.2"	19°22'50.4"	10	**AK 1**	Janë marrë dy kampione a- në nivelin e poshtëm; b- në nivelin e sipërm.
139	40.57058	19.36956	40°34'14.1"	19°22'10.4"	11	**AK 2**	
140	40.57067	19.36997	40°34'12.8"	19°22'11.05"	12		
141	40.57067	19.37064	40°34'14.4"	19°22'14.3"	13	**AK 3**	Është marrë në dunë
142	40.56964	19.36994	40°34'10.7"	19°22'11.8"	14		
143	40.56872	19.37053	40°34'07.4"	19°22'13.9"	15		Aksi i kanalit të hidrovorit
144	40.56758	19.37131	40°34'03.3"	19°22'16.7"	16		Krahu i majtë i kanalit
145	40.56667	19.37192	40°34'00.0"	19°22'18.9"	17		
146	40.56464	19.37306	40°33'52.7"	19°22'23.0"	18		
147	40.56269	19.37417	40°33'45.7"	19°22'27.0"	19		
148	40.56114	19.37503	40°33'40.1"	19°22'30.1"	20	**AK 4**	Është marrë një kampion në nivelin e Bregut të I-rë.
149	40.56122	19.37528	40°33'40.4"	19°22'31.0"	21	**AK 5**	Është marrë një kampion në nivelin e Bregut të II-të
150	40.56153	19.37589	40°33'41.5"	19°22'33.2"	22	**AK 6**	Është marrë një kampion në nivelin e Bregut të III-të
151	40.56219	19.37758	40°33'43.9"	19°22'39.3"	23	**AK 7 (A,B)**	Janë marrë dy kampione a- në nivelin e poshtëm; b- në nivelin e sipërm.

Tabela A.2. Vendndodhja e kampioneve të marra në deltën e lumit të Matit, koordinatat, numri i kampioneve si dhe përshkrim i shkurtër i tyre.

ID	Y	X	N-terren	E-terren	Stop	Kamp.	Përshkrim
34	41.62331	19.57842	41°37'23.9"	19°34'42.3"	Stop 1	**S. 8**	Kampioni është nxjerrë në një thellësi 15-20 centimetra, përgjatë bregut. Shtresat me ngjyrë të errët janë paralele dhe thuajse me trashësi të njëjtë.
35	41.62350	19.57831	41°37'24.6"	19°34'41.9"	2	**S. 9**	
36	41.62406	19.57803	41°37'26.6"	19°34'40.9"	3	**S. 10**	Kampioni është marrë në një largësi rreth 10 metra nga bregu i detit në thellësi 20 centimetra. Vihen re shtresa me ngjyrë të errët me trashësi të vogël.
37	41.62669	19.57592	41°37'36.1"	19°34'33.3"	4	**S. 11**	Kampioni është marrë në një largësi prej 2 metra nga bregu në një thellësi 20 centimetra. Shtresat me ngjyrë të errët janë të holla dhe të pakta, dhe thuajse paralele.
38	41.62569	19.57636	41°37'32.5"	19°34'34.9"	5		
39	41.62553	19.57678	41°37'31.9"	19°34'36.4"	6		
40	41.62497	19.57722	41°37'29.9"	19°34'38.0"	7		
41	41.62553	19.57678	41°37'31.9"	19°34'36.4"	8		
42	41.62633	19.57822	41°37'34.8"	19°34'41.6"	9		
43	41.70939	19.58269	41°42'33.8"	19°34'57.7"	10		Tale
44	41.70850	19.58264	41°42'30.6"	19°34'57.5"	11		
45	41.70686	19.58258	41°42'24.7"	19°34'57.3"	12		
46	41.70386	19.58236	41°42'13.9"	19°34'56.5"	13		
47	41.70192	19.58228	41°42'06.9"	19°34'56.2"	14		
48	41.71647	19.58314	41°42'59.3"	19°34'59.3"	15		
49	41.69897	19.58208	41°41'56.3"	19°34'55.5"	16	**S. 12**	Kampioni është marrë në të gjithë lartësinë e zhveshjes.
50	41.69619	19.58144	41°41'46.3"	19°34'53.2"	17		
51	41.69511	19.58128	41°41'42.4"	19°34'52.6"	18	**S. 14**	Kampioni i marrë në një largësi prej 2 metra nga bregu. Nivele me ngjyrë të errët janë të pranishme.
52	41.69267	19.58069	41°41'33.6"	19°34'50.5"	19		
53	41.69047	19.58019	41°41'25.7"	19°34'48.7"	20	**S. 15 (A,B)**	Kampioni i marrë në një thellësi prej 20 cm, në shtresën me ngjyrë të errët, e cila është lehtësisht e dukshme.
54	41.68919	19.57986	41°41'21.1"	19°34'47.5"	21	**S. 16 (A,B)**	Janë marrë dy kampione në këtë vend. Kampioni A i marrë në nivelin e poshtëm ndërsa kampioni B është marrë në nivelin e sipërm.
55	41.68728	19.57950	41°41'14.2"	19°34'46.2"	22	**S. 17**	Janë marrë dy kampione në këtë vend. A - niveli i poshtëm, B - niveli i sipërm.
56	41.68619	19.57903	41°41'10.3"	19°34'44.5"	23		Gryka e vjetër, krahu i djathtë.
57	41.68581	19.57914	41°41'08.9"	19°34'44.9"	24	**S. 18 (A,B,C)**	Kampionet janë marrë nga një kreshtë rëre që shkon paralelisht me bregun e mbuluar me bimësi. Kreshta e rërës arrin një lartësi 1.5 metra. A: Kampioni i marrë në shtresën e poshtme, rëra me ngjyrë të çelët dhe disa shtresa të holla me ngjyrë të errët. B. Kampioni i marrë në shtresën e mesit e përbërë nga shtresa me ngjyrë të errët në trashësi 0.5cm dhe paralele me njëra tjetrën. C. Kampioni i marrë në shtresën e sipërme me ngjyrë të errët.
58	41.68569	19.57933	41°41'08.5"	19°34'45.6"	25	**S. 19**	Në thellësi prej 30 cm është marrë kampioni, përbërë nga shtresa me ngjyrë të errët të vendosura paralelisht dhe ngjyrë të gjelbër pjesa tjetër.
59	41.68564	19.57886	41°41'08.3"	19°34'43.9"	26		
60	41.68486	19.57864	41°41'05.5"	19°34'43.1"	27	**S. 20**	Kampioni është marrë në një largësi prej 2.5-3 metra nga bregu i detit. Rërat kanë ngjyrë të gjelbër dhe kanë disa shtresa paralele të zeza deri

							në 1 cm të trasha.
61	41.68236	19.57786	41°40'56.5"	19°34'40.3"	28		
62	41.68056	19.57736	41°40'50.0"	19°34'38.5"	29	**S. 21 (A,B,C)**	Kampionet janë marrë rreth 3.5 metra nga bregu. Dallohet një kreshtë me rërë të gjelbëruar, e cila tregon tre cikle të njëpasnjëshme të depozitimit. Lartësia maksimale është 70 - 80 cm mbi nivelin e detit. Janë marrë tre kampione në nivele të ndryshme. A.Kampioni i marrë në shtresën e poshtme me rërë më ngjyrë të çelët me disa shtresa të holla me ngjyrë të errët. B.Kampioni i marrë në shtresa të valëzuara me ndryshime të trashësisë të cilat mund të tregojnë për një mjedis të turbullt. Vihet re një shtresë deri në 1cm me ngjyrë të errët. C.Shtresat janë të shpërndara dhe shtresat me ngjyrë të errët arrijnë në 2-3 mm.
63	41.68058	19.57728	41°40'50.1"	19°34'38.2"	30		
64	41.67603	19.57514	41°40'33.7"	19°34'30.5"	31		Degëzimi i deltës së vjetër, krahu Lindor
65	41.67525	19.57486	41°40'30.9"	19°34'29.5"	32	**S. 22**	Kampioni i marrë disa metra larg nga bregu. Nuk vihen re shtresa me ngjyrë të errët.
66	41.67211	19.57353	41°40'19.6"	19°34'24.7"	33		Afër grykëderdhjes
67	41.66119	19.57194	41°39'40.3"	19°34'19.0"	34		Tek grykëderdhja.
68	41.66139	19.57069	41°39'41.0"	19°34'14.5"	35	**S. 23**	Kampioni i marrë në pjesën veriore në thellësi 25cm. Nuk vihen re shtresa me ngjyrë të errët.
69	41.66186	19.57081	41°39'42.7"	19°34'14.9"	36	**S. 24 (A,B)**	Kampionet janë marrë në anën perëndimore të një bari rëre. A: Kampioni i marrë në shtresën e poshtme më ngjyrë të lehta. B. Shtresa të zeza të shpërndara në drejtim të detit me trashësi rreth 0.5 cm.
70	41.66208	19.57064	41°39'43.5"	19°34'14.3"	37		
71	41.66333	19.57092	41°39'48.0"	19°34'15.3"	38		
72	41.66339	19.57114	41°39'48.2"	19°34'16.1"	39		Tek kordoni litoral
73	41.66336	19.57128	41°39'48.1"	19°34'16.6"	40	**S. 25**	Kampioni i marrë në breg në thellësi 20-30 cm.
74	41.66539	19.57144	41°39'55.4"	19°34'17.2"	41		
75	41.66617	19.57169	41°39'58.2"	19°34'18.1"	42	**S. 26**	Kampioni i marrë në breg në thellësi 30 cm me shtresa të pasuruara të zeza në trashësi të ndryshme.
76	41.66722	19.57197	41°40'02.0"	19°34'19.1"	43		
77	41.67028	19.58125	41°40'13.0"	19°34'52.5"	44		
78	41.67122	19.57331	41°40'16.4"	19°34'23.9"	45	**S. 27**	Kampioni i marrë në breg të plazhit, dallohet bimësi.
79	41.67125	19.57325	41°40'16.5"	19°34'23.7"	46		

Tabela A.3. Vendndodhja e kampioneve të marra në litoral nënujë nga Porti i Vlorës deri në grykëderdhjen e lumit të Vjosës, koordinatat, numri i kampioneve si dhe përshkrim i shkurtër i tyre.

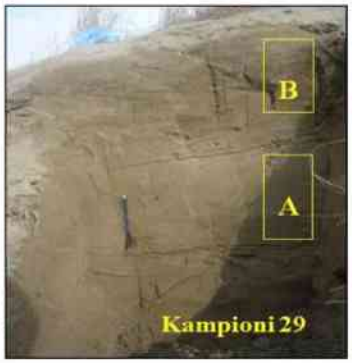
Nr.	X	Y	L	V	Thell	Profili	Kamp.
Porti	19°25'54.0"	40°29'07.7"	19.43167	40.48547	0		
P1	19°25'47.6"	40°29'02.5"	19.42989	40.48403	-4		P1
I-1	19°27'27.6"	40°27'50.2"	19.45767	40.46394	-1	I-I	1V1
I-2	19°27'24.1"	40°27'47.8"	19.45669	40.46328	-2	I-I	
I-3	19°27'17.1"	40°27'44.7"	19.45475	40.46242	-4	I-I	1V2
I-4	19°27'1.8"	40°27'38.47''	19.45050	40.46075	-5.5	I-I	1V3
II-1	19°26'25.0"	40°28'43.5"	19.44028	40.47875	-1.3	II-II	
II-2	19°26'25.0"	40°28'40.3"	19.44028	40.47786	-3.5	II-II	2V1
II-3	19°26'19.7"	40°28'37.2"	19.43881	40.47700	-4.5	II-II	2V2
II-4	19°26'08.4"	40°28'27.7"	19.43567	40.47436	-5.5	II-II	2V3
Port	19°25'54.3"	40°28'07.0"	19.43175	40.46861	0		
Pik1	19°26'00.3"	40°28'59.3"	19.43342	40.48314	-4	Prove	V1
III-1	19°25'35.4"	40°29'41.5"	19.42650	40.49486	-0.8	III-III	
III-2	19°25'32.0"	40°29'39.9"	19.42556	40.49442	-1.8	III-III	
III-3	19°25'24.2"	40°29'35.7"	19.42339	40.49325	-3	III-III	3V1
III-4	19°25'18.5"	40°29'34.5"	19.42181	40.49292	-4	III-III	
III-5	19°25'06.5"	40°29'28.8"	19.41847	40.49133	-3.8	III-III	3V2
III-6	19°24'48.7"	40°29'22.1"	19.41353	40.48947	-5	III-III	3V3
IV-1	19°23'16.1"	40°31'25.8"	19.38781	40.52383	-1	IV-IV	
IV-2	19°23'6.9"	40°31'26.6"	19.38525	40.52406	-3	IV-IV	4V1
IV-3	19°23'00.6"	40°31'24.4"	19.38350	40.52344	-3.8	IV-IV	
IV-4	19°22'53.6"	40°31'27.5"	19.38156	40.52431	-5	IV-IV	4V2
V-1	19°22'45.2"	40°32'39.0"	19.37922	40.54417	-0.8	V-V	5V1
V-2	19°22'35.0"	40°32'38.4"	19.37639	40.54400	-2.5	V-V	5V2
V-3	19°22'27.6"	40°32'36.3"	19.37433	40.54342	-4	V-V	
V-4	19°22'22.5"	40°32'37.4"	19.37292	40.54372	-4.8	V-V	5V3
VI-1	19°21'59.7"	40°33'41.4"	19.36658	40.56150	-5	VI-VI	6V1
VI-2	19°22'3.9"	40°33'48.2"	19.36775	40.56339	-4	VI-VI	6V2
VI-3	19°22'7.1"	40°33'49.2"	19.36864	40.56367	-3	VI-VI	
VI-4	19°22'12.7"	40°33'50.9"	19.37019	40.56414	-3	VI-VI	
VI-5	19°22'14.8"	40°33'52.1"	19.37078	40.56447	-1.5	VI-VI	6V3
VI-6	19°22'18.9"	40°33'53.3"	19.37192	40.56481	-0.9	VI-VI	
VII-1	19°21'48.1"	40°35'04.0"	19.36336	40.58444	-0.8	VII-VII	
VII-2	19°21'46.8"	40°35'4.5"	19.36300	40.58458	-2.5	VII-VII	7V1
VII-3	19°21'43.0"	40°35'5.2"	19.36194	40.58478	-2.5	VII-VII	
VII-4	19°21'40.2"	40°35'4.2"	19.36117	40.58450	-4.5	VII-VII	7V2
VII-5	19°21'38.6"	40°35'4.1"	19.36072	40.58447	-3.25	VII-VII	
VII-6	19°21'23.9"	40°35'4.4"	19.35664	40.58456	-5	VII-VII	7V3
VIII-1	19°21'06.1"	40°36'16.9"	19.35169	40.60469	-1	VII-VII	8V1
VIII-2	19°21'05.5"	40°36'17.4"	19.35153	40.60483	-1.5	VII-VII	
VIII-3	19°21'05.0"	40°36'17.6"	19.35139	40.60489	-2	VII-VII	
VIII-4	19°21'03.7"	40°36'17.4"	19.35103	40.60483	-4.24	VII-VII	8V2
VIII-5	19°21'02.8"	40°36'17.9"	19.35078	40.60497	-3.8	VII-VII	
VIII-6	19°21'0.3"	40°36'18.1"	19.35008	40.60503	-2.5	VII-VII	
VIII-7	19°20'56.9"	40°36'17.9"	19.34914	40.60497	-3.5	VII-VII	
VIII-8	19°20'52.4"	40°36'17.8"	19.34789	40.60494	-4.5	VII-VII	
IX-1	19°20'34.0"	40°37'3.2"	19.34278	40.61756	-3	IX-IX	9V1

IX-2	19°20'35.3"	40°37'4.1"	19.34314	40.61781	-0.8	IX-IX	
IX-3	19°20'33.9"	40°37'3.3"	19.34275	40.61758	-3.5	IX-IX	
IX-4	19°20'32.5"	40°37'2.6"	19.34236	40.61739	-2	IX-IX	
IX-5	19°20'29.5"	40°37'1.5"	19.34153	40.61708	-3.5	IX-IX	
IX-6	19°20'27.0"	40°37'0.3"	19.34083	40.61675	-4	IX-IX	
IX-7	19°20'23.9"	40°36'59.7"	19.33997	40.61658	-4	IX-IX	
IX-8	19°20'20.2"	40°36'58.3"	19.33894	40.61619	-4.5	IX-IX	
IX-9	19°20'14.9"	40°36'56.1"	19.33747	40.61558	-4.5	IX-IX	
IX-10	19°20'10.0"	40°36'53.7"	19.33611	40.61492	-4.9	IX-IX	
Pik2	19°19'33.0"	40°37'45.0"	19.32583	40.62917	-3.5		
X-1	19°19'33.7"	40°37'55.6"	19.32603	40.63211	-2.5	X-X	
X-2	19°19'35.3"	40°38'2.1"	19.32647	40.63392	-2	X-X	
X-3	19°19'35.6"	40°38'4.3"	19.32656	40.63453	-0.6	X-X	
Pik3	19°19'35.6"	40°38'6.1"	19.32656	40.63503	-3		
Pik4	19°19'52.0"	40°38'8.8"	19.33111	40.63578	-2		
Pik5	19°18'43.2"	40°38'18.4"	19.31200	40.63844	-1		
XI-1	19°18'33.3"	40°38'32.5"	19.30925	40.64236	-1	XI-XI	11V1
XII-1	19°18'26.6"	40°38'44.0"	19.30739	40.64556	-3.25	XII-XII	12V1
XII-2	19°18'26.7"	40°38'49.1"	19.30742	40.64697	-3.5	XII-XII	ska
XII-3	19°18'31.0"	40°38'50.6"	19.30861	40.64739	-3	XII-XII	ska
XII-4	19°18'35.5"	40°38'51.1"	19.30986	40.64753	-2	XII-XII	ska
XII-5	19°18'25.1"	40°38'48.1"	19.30697	40.64669	-4	XII-XII	ska
XII-6	19°18'20.4"	40°38'44.4"	19.30567	40.64567	0	XII-XII	ska
XII-7	19°18'16.2"	40°38'46.1"	19.30450	40.64614	-4.5	XII-XII	12V2

Figura A.1. Foto të kampioneve të marra në studim



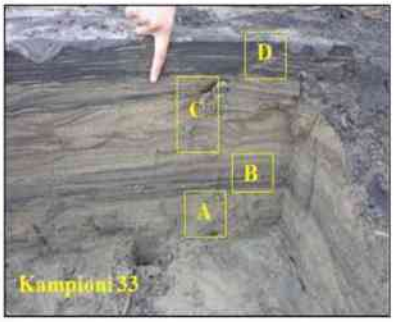

Kampioni 24

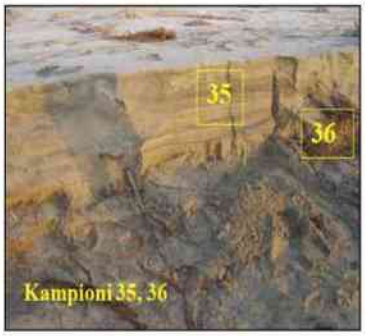

B
A
Kampioni 29


Kampioni 29


B
A
Kampioni 30

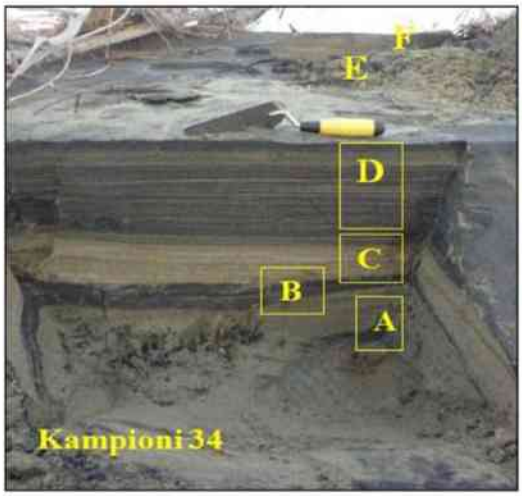

Kampioni 31

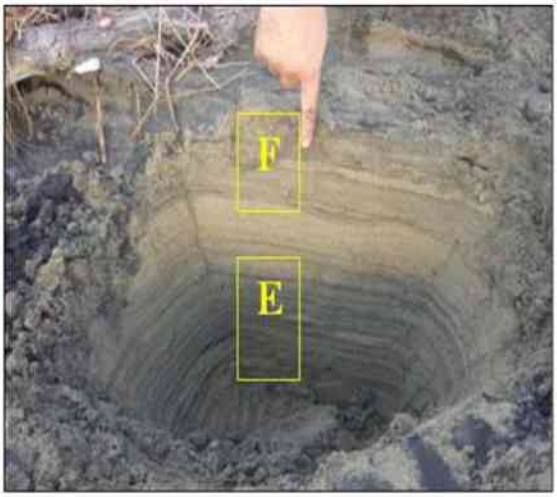

D
C
B
A
Kampioni 33


35
36
Kampioni 35, 36

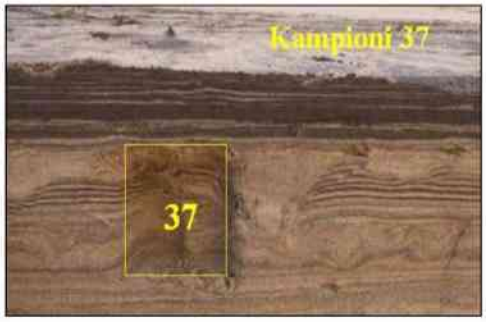

Kampioni 32




F
E
D
C
B
A
Kampioni 34


F
E


Kampioni 37


Kampioni 37
37


Kampioni 38

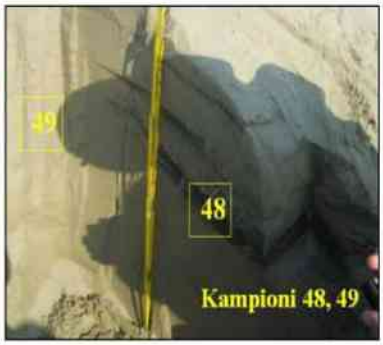



Kampioni 39-42, 43-47




Kampioni 39-42
42
41
40
39


49
Kampioni 49


49
48
Kampioni 48, 49


Kampioni 43-47
47
46
45
44
43


52
51
50
49
Kampioni 49 - 52


55
54
53
Kampioni 53 - 55


Kampioni 56


Kampioni 57 - 60
60
59
58
57

Aneksi B: Rezultatet e granulometrisë (të dhënat tabelore)

Tabela B.1. Shpërndarja e madhësisë së grimcave në wt%. sipas Wentworth (1922).

Kamp.	< 3.9 µm	< 63 µm	63 - 125 µm	125-250 µm	250-500 µm	500 µm- 1 mm	Argj+Ale	Rërë
S.1	0.31	1.10	13.59	77.60	7.40	0.00	1.41	98.59
S. 2	0.47	0.73	6.94	86.86	5.00	0.00	1.20	98.80
S.3	0.31	0.52	6.47	68.70	24.00	0.00	0.83	99.17
S.38	0.53	0.37	2.40	52.34	44.17	0.19	0.90	99.10
S.39	0.71	0.41	1.28	35.90	58.53	3.17	1.12	98.88
S.40	0.49	0.40	4.71	59.90	34.50	0.00	0.89	99.11
S.41	0.50	0.30	0.95	33.25	60.00	5.00	0.80	99.20
S.42	0.47	0.30	2.42	58.81	38.00	0.00	0.77	99.23
S.43	0.51	0.20	0.69	25.10	66.00	7.50	0.71	99.29
S.44	0.80	1.55	5.21	78.94	13.50	0.00	2.35	97.65
S.45	0.50	0.00	1.10	43.40	55.00	0.00	0.50	99.50
S.46	0.39	0.06	7.85	68.70	23.00	0.00	0.45	99.55
S.47	0.65	0.36	1.39	38.60	57.30	1.70	1.01	98.99
A1/48	0.61	1.15	4.19	76.55	17.50	0.00	1.76	98.24
A2/49	0.70	0.53	0.87	31.40	58.81	7.69	1.23	98.77
A3/50	0.70	0.47	0.93	37.40	56.00	4.50	1.17	98.83
A4/51	0.60	0.45	0.95	33.50	64.50	0.00	1.05	98.95
A5/52	0.56	0.42	2.10	44.92	52.00	0.00	0.98	99.02
B1/53	0.70	0.70	1.80	39.30	52.56	4.94	1.40	98.60
B2/54	0.70	0.65	1.65	42.50	53.02	1.48	1.35	98.65
B3/55	0.67	0.68	1.85	45.40	50.06	1.34	1.35	98.65
S.56	0.87	1.56	1.07	43.80	52.70	0.00	2.43	97.57
S.57	1.10	3.20	2.20	35.00	55.00	3.50	4.30	95.70
S.58	0.92	3.68	3.70	43.20	48.50	0.00	4.60	95.40
S.59	0.62	0.88	1.70	40.30	54.56	1.94	1.50	98.50
S.60	0.62	0.78	1.82	36.98	56.62	3.18	1.40	98.60
S.5	0.72	0.72	2.26	49.50	46.80	0.00	1.44	98.56
S.7/A	0.83	0.92	1.31	46.94	50.00	0.00	1.75	98.25
S.7/B	1.05	1.31	5.92	54.40	37.32	0.00	2.36	97.64
S.7/C	1.94	5.92	6.65	55.49	30.00	0.00	7.86	92.14
S.28	0.55	0.55	2.00	47.90	47.75	1.25	1.10	98.90
S.29/A	0.57	0.22	0.91	34.80	62.03	1.47	0.79	99.21
S.29/B	0.60	0.47	1.13	36.30	59.50	2.00	1.07	98.93
S.30A	0.90	1.33	0.97	30.30	62.84	3.66	2.23	97.77
S.30B	0.65	0.92	1.13	36.00	59.30	2.00	1.57	98.43
S.31	0.67	1.03	2.10	41.80	52.63	1.77	1.70	98.30
S.32A	0.82	1.23	1.85	43.60	52.50	0.00	2.05	97.95
S.32B	0.51	0.49	1.90	46.60	50.44	0.06	1.00	99.00
S.33A	0.47	0.54	0.98	33.51	61.30	3.20	1.01	98.99
S.33B	0.43	0.45	3.02	47.80	46.70	1.60	0.88	99.12
S.33C	0.53	0.65	1.72	40.70	54.20	2.20	1.18	98.82
S.33D	0.18	0.56	5.46	71.30	22.50	0.00	0.74	99.26
S.34/A	1.40	6.00	0.10	30.71	58.69	3.10	7.40	92.60
S.34/B	0.40	0.60	2.10	42.18	54.67	0.05	1.00	99.00
S.34/C	0.40	0.30	1.70	38.60	56.60	2.40	0.70	99.30
S.34/D	0.35	0.33	5.82	70.60	22.90	0.00	0.68	99.32
S.34/E	0.57	0.67	1.46	42.10	53.50	1.70	1.24	98.76
S.34/F	0.75	0.85	2.45	46.36	49.39	0.20	1.60	98.40
S.35	0.70	1.49	1.01	38.81	57.89	0.10	2.19	97.81
S.37	0.62	0.68	3.40	53.80	41.50	0.00	1.30	98.70
S.6	3.70	8.90	4.90	50.20	32.30	0.00	12.60	87.40
Ak2	0.74	0.86	2.65	54.75	41.00	0.00	1.60	98.40
Ak3	1.12	1.26	3.02	55.60	39.00	0.00	2.38	97.62
Ak4	0.58	0.67	3.45	59.80	35.50	0.00	1.25	98.75
Ak5	0.90	1.27	6.23	66.60	25.00	0.00	2.17	97.83
Ak6	1.00	1.25	6.25	64.50	27.00	0.00	2.25	97.75
Ak7a	1.47	1.98	6.85	66.70	23.00	0.00	3.45	96.55
Ak7b	1.30	1.80	6.90	69.00	21.00	0.00	3.10	96.90

Grafiku B.1: Shpërndarja e madhësisë së grimcave.

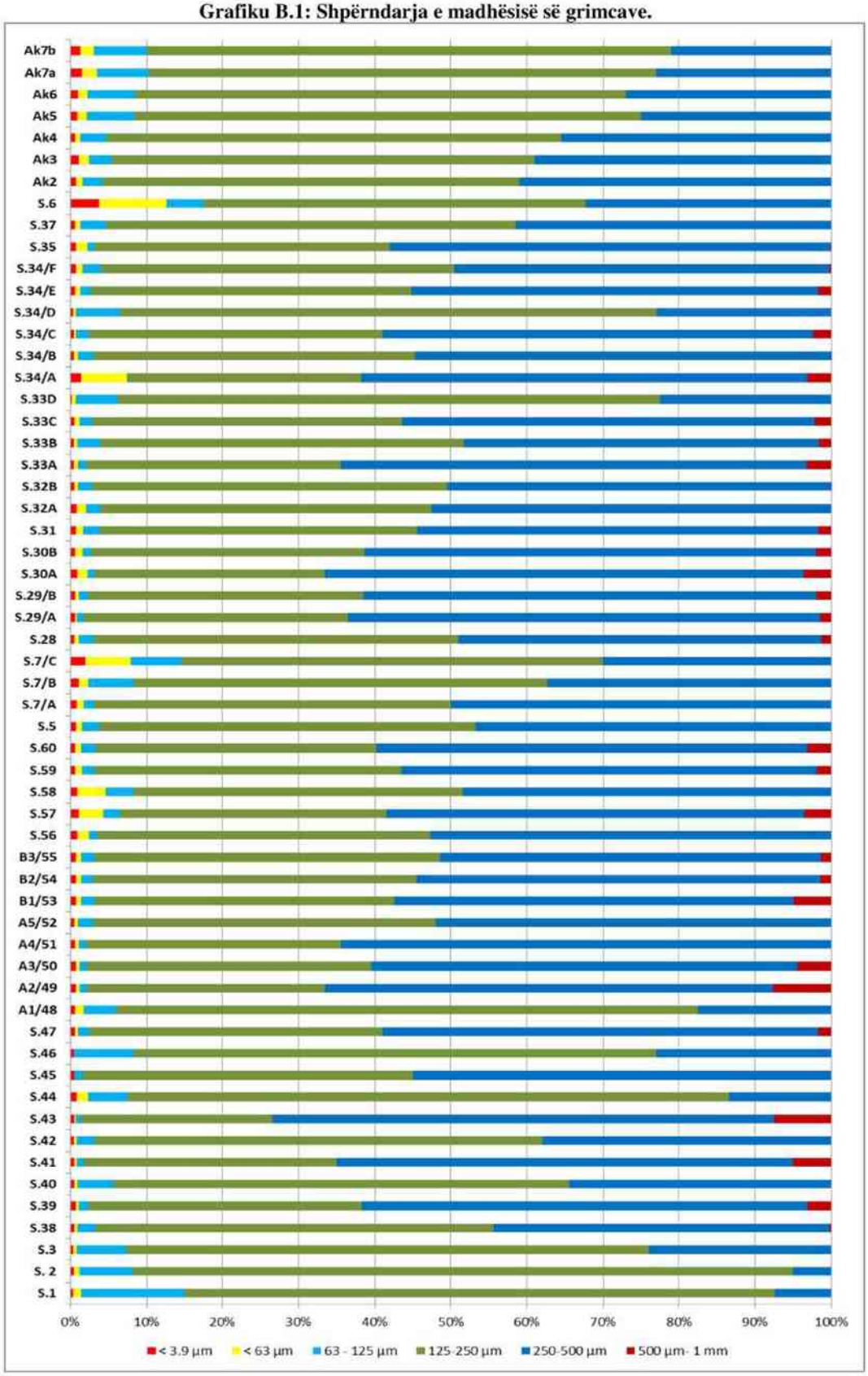


Tabela B.2: Parametrat nga matja e grafikëve (sipas Folk dhe Ward, 1957, Logaritmikë).

Kamp.	Ø5	Ø10	Ø16	Ø25	Ø50	Ø75	Ø84	Ø90	Ø95	Med. Ø	MeanØ	CØ
S.1	1.91	2.06	2.17	2.32	2.58	2.84	2.95	3.09	3.25	2.58	2.57	1.68
S. 2	2.02	2.12	2.23	2.32	2.53	2.72	2.87	2.97	3.13	2.53	2.54	1.89
S.3	1.62	1.76	1.87	2.02	2.32	2.63	2.79	2.92	3.13	2.32	2.33	1.44
S.38	1.33	1.48	1.62	1.76	2.06	2.36	2.51	2.65	2.86	2.06	2.06	1.12
S.39	1.06	1.24	1.38	1.55	1.85	2.17	2.32	2.48	2.69	1.85	1.85	0.85
S.40	1.46	1.60	1.73	1.88	2.20	2.54	2.69	2.85	3.06	2.20	2.21	1.10
S.41	1.03	1.20	1.35	1.51	1.82	2.13	2.31	2.44	2.66	1.82	1.83	0.81
S. 42	1.50	1.61	1.72	1.85	2.11	2.40	2.54	2.67	2.86	2.11	2.12	1.32
S.43	0.92	1.08	1.22	1.37	1.70	2.02	2.20	2.34	2.54	1.70	1.70	0.74
S.44	1.82	1.93	2.05	2.17	2.41	2.66	2.80	2.94	3.13	2.41	2.42	1.66
S.45	1.34	1.46	1.56	1.69	1.95	2.22	2.38	2.49	2.66	1.95	1.96	1.18
S.46	1.64	1.77	1.89	2.04	2.34	2.66	2.80	2.93	3.13	2.34	2.34	1.45
S.47	1.18	1.33	1.46	1.62	1.91	2.21	2.35	2.51	2.72	1.91	1.91	0.96
A1/48	1.70	1.86	1.98	2.12	2.37	2.64	2.75	2.88	3.05	2.37	2.37	1.44
A2/49	0.85	1.09	1.29	1.46	1.80	2.13	2.30	2.44	2.66	1.80	1.79	0.44
A3/50	1.03	1.23	1.40	1.56	1.88	2.19	2.34	2.49	2.68	1.88	1.87	0.70
A4/51	0.92	1.17	1.34	1.53	1.84	2.15	2.30	2.44	2.65	1.84	1.83	0.52
A5/52	1.29	1.44	1.57	1.71	1.99	2.28	2.42	2.58	2.79	1.99	1.99	1.10
B1/53	0.99	1.23	1.40	1.58	1.91	2.24	2.41	2.57	2.79	1.91	1.91	0.55
B2/54	1.18	1.36	1.50	1.66	1.95	2.26	2.42	2.57	2.79	1.95	1.96	0.96
B3/55	1.21	1.38	1.52	1.69	1.99	2.30	2.46	2.60	2.83	1.99	1.99	0.97
S.56	1.36	1.49	1.60	1.73	1.98	2.26	2.41	2.56	2.83	1.98	2.00	1.20
S.57	1.09	1.26	1.40	1.58	1.90	2.26	2.46	2.71	3.25	1.90	1.92	0.85
S.58	1.32	1.45	1.57	1.71	2.02	2.39	2.61	2.88	3.71	2.02	2.07	1.18
S.59	1.17	1.33	1.47	1.62	1.93	2.24	2.42	2.57	2.83	1.93	1.94	0.92
S.60	1.06	1.25	1.40	1.56	1.88	2.22	2.40	2.56	2.84	1.88	1.89	0.85
S.5	1.32	1.48	1.61	1.92	2.04	2.33	2.51	2.65	2.91	2.04	2.05	1.14
S.7/A	1.32	1.51	1.58	1.75	2.02	2.31	2.45	2.58	2.82	2.02	2.02	1.19
S.7/B	1.45	1.57	1.67	1.85	2.18	2.56	2.74	2.93	3.25	2.18	2.20	1.25
S.7/C	1.52	1.67	1.79	1.94	2.27	2.68	2.93	3.36	5.44	2.27	2.33	1.38
S.28	1.22	2.85	1.55	1.66	2.00	2.32	2.47	2.62	2.86	2.00	2.01	0.97
S.29/A	1.17	1.33	1.46	1.60	1.87	2.13	2.29	2.42	2.67	1.87	1.87	0.97
S.29/B	1.14	1.31	1.44	1.61	1.88	2.18	2.36	2.48	2.73	1.88	1.89	0.92
S.30A	1.06	1.21	1.38	1.50	1.80	2.13	2.30	2.47	2.77	1.80	1.83	0.84
S.30B	1.14	1.30	1.44	1.58	1.88	2.17	2.36	2.50	2.76	1.88	1.89	0.92
S.31	1.18	1.34	1.48	1.63	1.95	2.29	2.47	2.63	2.91	1.95	1.96	0.94
S.32A	1.33	1.45	1.56	1.69	1.98	2.30	2.46	2.63	2.90	1.98	2.00	1.18
S.32B	1.29	1.44	1.58	1.72	2.01	2.32	2.49	2.63	2.87	2.01	2.03	1.10
S.33A	1.09	1.25	1.40	1.55	1.84	2.13	2.31	2.45	2.66	1.84	1.85	0.88
S.33B	1.20	1.38	1.54	1.69	2.03	2.39	2.56	2.71	2.94	2.03	2.04	0.96
S.33C	1.14	1.31	1.46	1.61	1.92	2.26	2.43	2.59	2.81	1.92	1.93	0.92
S.33D	1.64	1.77	1.90	2.04	2.33	2.64	2.76	2.89	3.10	2.33	2.33	1.45
S.34/A	1.07	1.25	1.37	1.52	1.84	2.18	2.40	2.66	5.01	1.84	1.87	0.87
S.34/B	1.36	1.55	1.66	1.84	2.15	2.47	2.63	2.77	2.98	2.15	2.15	1.14
S.34/C	1.11	1.29	1.43	1.58	1.89	2.21	2.37	2.53	2.76	1.89	1.90	0.91
S.34/D	1.66	1.77	1.88	2.04	2.32	2.62	2.77	2.88	3.06	2.32	2.32	1.47
S.34/E	1.21	1.37	1.51	1.66	1.94	2.24	2.40	2.55	2.78	1.94	1.95	0.97
S.34/F	1.29	1.44	1.53	1.72	2.00	2.33	2.50	2.65	2.94	2.00	2.01	1.10
S.35	1.26	1.39	1.51	1.64	1.90	2.20	2.35	2.51	2.79	1.90	1.92	1.10
S.37	1.40	2.75	1.65	1.80	2.09	2.41	2.60	1.53	3.01	2.09	2.11	1.22
S.6	1.46	1.60	1.73	1.88	2.21	2.71	3.13	5.29	7.39	2.21	2.36	1.25
Ak2	1.44	1.56	1.68	1.82	2.09	2.40	2.55	2.71	2.94	2.09	2.11	1.26
Ak3	1.43	1.57	1.69	1.83	2.12	2.43	2.61	2.76	3.05	2.12	2.14	1.25
Ak4	1.47	2.75	1.73	1.87	2.16	2.46	2.61	1.59	2.98	2.16	2.16	1.26
Ak5	1.62	1.75	1.87	2.01	2.30	2.61	2.77	2.93	3.20	2.30	2.31	1.43
Ak6	1.49	1.67	1.82	1.97	2.29	2.61	2.78	2.94	3.22	2.29	2.29	1.22
Ak7a	1.66	1.77	1.86	2.04	2.33	2.64	2.84	3.01	3.42	2.33	2.34	1.46
Ak7b	1.68	1.80	1.93	2.07	2.35	2.66	2.83	3.01	3.38	2.35	2.37	1.48

Tabela B.3: Parametrat nga matja e grafikëve (sipas Folk dhe Ward, 1957, Gjeometrike).

Sample	P5	P10	P16	P25	P50	P75	P84	P90	P95	Med.(μm)	M (μm)	C (μm)
S.1	266.00	240.00	222.00	200.00	167.00	140.00	129.00	117.30	105.00	167	168.4818	312.00
S. 2	246.00	230.10	213.00	200.70	173.60	152.00	137.00	127.40	114.00	173.6	171.7447	270.00
S.3	325.00	296.10	273.00	246.00	200.00	161.00	145.00	131.70	114.00	200	199.3059	369.00
S.38	399.00	358.87	325.00	295.00	240.00	195.00	176.00	159.05	138.00	240	239.4432	460.00
S.39	478.00	424.00	384.00	342.00	278.00	222.00	200.00	179.00	155.00	278	277.4184	555.00
S.40	363.10	330.00	301.00	272.00	217.30	172.00	155.00	139.00	120.00	217.3	216.4309	465.00
41.00	489.00	435.20	393.00	351.50	283.10	228.00	202.00	183.80	158.00	283.1	282.2028	570.00
42.00	354.00	327.60	303.50	278.00	231.70	190.00	172.00	156.90	138.00	231.7	229.5467	400.00
43.00	528.00	473.10	430.00	388.00	308.80	246.00	218.00	197.40	172.00	308.8	307.0441	600.00
44.00	284.00	262.20	241.00	222.00	188.70	158.00	144.00	130.70	114.00	188.7	187.09	317.00
45.00	394.00	363.30	338.00	309.00	259.30	214.00	192.00	177.40	158.50	259.3	256.2557	441.00
46.00	320.00	294.10	270.00	243.00	197.60	158.00	144.00	130.80	114.00	197.6	197.32	365.00
47.00	442.50	398.90	363.10	325.00	266.90	216.50	195.70	176.10	151.70	266.9	266.6788	514.00
A1/48	308.20	275.80	254.30	230.10	192.80	160.30	148.40	135.60	120.70	192.8	193.7741	368.00
A2/49	555.70	468.60	410.20	363.10	286.90	228.50	203.50	184.70	158.50	286.9	288.2462	735.00
A3/50	489.30	425.70	379.30	338.10	271.70	219.00	198.00	177.80	155.60	271.7	273.262	615.00
A4/51	528.20	442.90	395.30	347.00	278.80	226.00	202.50	184.30	159.60	278.8	281.5452	698.00
A5/52	409.40	369.10	337.00	306.00	251.80	205.90	186.50	166.90	144.20	251.8	251.0661	465.00
B1/53	501.90	425.90	379.40	334.10	265.20	211.20	188.50	168.70	144.50	265.2	266.6822	681.00
B2/54	441.20	390.10	353.20	317.40	258.10	209.10	187.30	168.50	144.20	258.1	257.5029	514.00
B3/55	430.80	383.50	348.00	310.50	252.00	202.50	182.00	164.90	140.60	252	251.7776	510.00
S.56	388.50	356.90	329.50	302.30	253.60	208.90	188.40	169.30	140.60	253.6	250.6274	435.00
S.57	468.30	417.70	380.20	335.40	268.00	209.10	181.30	152.90	105.20	268	264.3514	555.00
S.58	400.30	366.40	335.80	305.10	246.70	190.70	163.80	136.00	76.30	246.7	238.518	442.00
S.59	443.50	398.00	360.50	324.60	262.20	211.40	187.50	168.00	140.60	262.2	260.7232	528.00
S.60	478.00	420.36	379.00	340.00	271.00	214.00	190.00	169.36	140.00	271	269.2283	555.00
S.5	399.20	359.10	327.00	265.00	243.40	198.50	176.00	159.40	133.00	243.4	241.061	455.00
S.7/A	401.00	352.33	335.00	298.00	247.00	202.00	183.00	167.01	142.00	247	247.3988	438.00
S.7/B	365.00	337.58	314.00	277.00	220.00	170.00	150.00	131.11	105.00	220	218.0124	420.00
S.7/C	348.00	314.25	290.00	260.00	208.00	156.00	131.00	97.30	23.00	208	199.1793	385.00
S.28	430.00	139.00	342.00	317.00	250.00	200.00	180.00	163.00	138.00	250	248.7403	510.00
S.29/A	445.00	397.50	363.00	330.00	273.90	228.00	205.00	186.80	157.00	273.9	273.1603	512.00
S.29/B	453.30	404.70	368.00	328.00	271.50	220.00	195.00	178.90	151.00	271.5	269.0817	528.00
S.30A	480.00	432.20	385.00	354.00	286.40	228.00	203.00	180.90	147.10	286.4	281.8231	557.00
S.30B	453.00	406.30	369.80	334.00	272.10	222.00	195.00	177.10	147.90	272.1	269.7181	528.00
S.31	441.00	394.90	359.00	323.00	259.30	205.00	181.00	162.00	133.00	259.3	256.3649	520.00
S.32A	399.00	366.30	339.00	309.00	253.10	202.50	181.30	162.00	133.60	253.1	249.6299	441.00
S.32B	408.00	367.40	335.00	303.00	248.70	200.00	178.00	161.10	137.00	248.7	245.6859	465.00
S.33A	470.00	419.70	380.00	342.00	279.40	228.00	201.00	182.40	158.00	279.4	277.3759	545.00
S.33B	435.00	385.40	345.00	309.50	244.70	190.20	170.00	152.60	130.00	244.7	243.0155	514.00
S.33C	453.00	403.90	364.50	328.00	263.90	208.90	186.00	166.20	143.00	263.9	261.5471	530.00
S.33D	320.00	293.50	268.00	243.00	199.40	160.00	147.90	135.30	117.00	199.4	199.1939	365.00
S.34/A	477.00	420.00	388.00	349.00	279.00	220.00	190.00	158.49	31.00	279	273.9869	549.00
S.34/B	389.00	342.62	316.00	280.00	226.00	180.00	161.00	146.50	126.80	226	225.7046	453.00
S.34/C	464.00	408.55	370.00	334.00	270.00	216.00	193.00	172.57	147.90	270	268.1478	532.00
S.34/D	316.00	292.91	271.00	243.00	199.90	163.00	147.00	135.53	120.00	199.9	199.6947	360.00
S.34/E	431.00	387.54	351.00	316.00	260.00	211.00	190.00	171.18	146.00	260	258.8281	510.00
S.34/F	409.00	368.62	347.00	303.00	249.60	199.00	177.00	158.77	130.00	249.6	248.4176	465.00
S.35	417.00	381.60	352.00	321.00	267.40	218.00	195.80	175.50	144.20	267.4	264.1429	465.00
S.37	379.40	148.70	318.00	288.00	235.30	188.00	165.00	346.80	123.80	235.3	231.1236	430.00
S.6	364.50	330.00	302.00	272.50	216.00	153.00	114.00	25.54	5.98	216	195.1889	420.00
Ak2	369.80	338.00	313.00	284.00	234.50	190.00	170.20	153.30	130.20	234.5	232.0326	417.00
Ak3	370.20	337.70	310.00	281.00	230.10	185.50	164.00	147.90	121.00	230.1	227.0078	420.00
Ak4	362.00	148.20	302.20	273.00	224.20	182.00	164.00	331.40	127.00	224.2	223.1471	417.00
Ak5	326.00	298.00	273.00	248.00	203.40	164.00	147.00	131.30	109.00	203.4	201.3463	370.00
Ak6	355.00	315.20	283.00	255.00	204.90	164.00	146.00	130.60	107.00	204.9	203.8107	430.00
Ak7a	316.00	292.30	275.00	242.50	199.20	160.00	140.00	124.00	93.60	199.2	197.2044	363.00
Ak7b	313.00	286.20	263.00	238.00	195.70	158.00	140.60	124.10	96.00	195.7	193.4241	358.00

Tabela B.4: Parametrat statistikorë, funksionet linear dhe mjediset e depozitimit. (SM- sortim i mirë; SSM-sortim shumë i mirë; SMO- Sortim i moderuar; SMM – Sortim i moderuar mirë; SD- sortim i dobët; S - Simetrike; AM – Asimetri e mirë; ASM - simetri shumë e mirë; MK - mezokurtik; LPK - leptokurtik; SLPK – shumë leptokurtik; A - Aeolian; P - Plazh; SH.A.(s) – Ujëra të cekët të trazuar (subtidale); P(b) – Plazh (backshore); DC – detit të cekët; L(D) – Lumor ose deltaik; L - Lumor).

No.	SD	Ski	KG	SD	Ski	KG	Y1	Y2	Y3	Y4	Y1	Y2	Y3	Y4
S.1	0.40	-0.03	1.07	SM	S	MK	-5.20	69.99	-0.49	15.68	A	SH.A.(s)	DC	L
S. 2	0.33	0.08	1.13	SSM	S	LPK	-5.32	69.32	-0.57	16.29	A	SH.A.(s)	DC	L
S.3	0.46	0.04	1.01	SM	S	MK	-4.47	69.71	-1.34	14.55	A	SH.A.(s)	DC	L
S.38	0.45	0.03	1.05	SM	S	MK	-3.38	65.72	-1.29	13.45	A	SH.A.(s)	DC	L
S.39	0.48	0.02	1.07	SM	S	MK	-2.47	64.38	-1.57	12.52	P	P (b)	DC	L
S.40	0.48	0.05	0.99	SM	S	MK	-4.03	68.93	-1.57	13.89	A	SH.A.(s)	DC	L
S.41	0.49	0.02	1.07	SM	S	MK	-2.35	64.37	-1.62	12.41	P	P (b)	DC	L
S. 42	0.41	0.07	1.01	SM	S	MK	-3.95	64.44	-1.19	13.80	A	SH.A.(s)	DC	L
S.43	0.49	0.03	1.01	SM	S	MK	-2.12	61.74	-1.74	11.64	P	P (b)	DC	L
S.44	0.39	0.08	1.10	SM	S	MK	-4.82	69.36	-0.93	15.51	A	SH.A.(s)	DC	L
S.45	0.40	0.07	1.02	SM	S	MK	-3.40	61.52	-1.17	13.08	A	P (b)	DC	L
S.46	0.45	0.04	0.98	SM	S	MK	-4.61	68.94	-1.25	14.47	A	SH.A.(s)	DC	L
S.47	0.46	0.03	1.08	SM	S	MK	-2.73	64.09	-1.38	12.88	P	P (b)	DC	L
A1/48	0.40	-0.01	1.06	SM	S	MK	-4.52	66.94	-0.60	14.79	A	SH.A.(s)	DC	L
A2/49	0.53	-0.04	1.11	SMM	S	MK	-1.84	66.22	-1.69	12.17	P	SH.A.(s)	DC	L
A3/50	0.48	-0.03	1.08	SM	S	MK	-2.39	64.27	-1.34	12.49	P	P (b)	DC	L
A4/51	0.50	-0.06	1.14	SMM	S	LPK	-1.91	65.39	-1.37	12.42	P	SH.A.(s)	DC	L
A5/52	0.44	0.04	1.08	SM	S	MK	-3.12	64.75	-1.29	13.33	A	P (b)	DC	L
B1/53	0.52	-0.02	1.11	SMM	S	LPK	-2.27	68.07	-1.69	12.73	P	SH.A.(s)	DC	L
B2/54	0.47	0.03	1.10	SM	S	MK	-2.79	66.15	-1.48	13.15	A	SH.A.(s)	DC	L
B3/55	0.48	0.02	1.07	SM	S	MK	-2.96	66.48	-1.50	13.17	A	SH.A.(s)	DC	L
S.56	0.42	0.11	1.13	SM	AM	LPK	-3.18	65.94	-1.50	13.81	A	SH.A.(s)	DC	L
S.57	0.59	0.15	1.30	SMM	AM	LPK	-1.83	79.95	-3.23	14.08	P	SH.A.(s)	DC	L
S.58	0.62	0.28	1.45	SMM	AM	LPK	-2.03	89.52	-4.08	15.77	P	SH.A.(s)	DC	L
S.59	0.49	0.06	1.10	SM	S	MK	-2.74	67.25	-1.74	13.15	P	SH.A.(s)	DC	L
S.60	0.52	0.05	1.09	SMM	S	MK	-2.49	68.29	-2.01	12.85	P	SH.A.(s)	DC	L
S.5	0.46	0.07	1.56	SM	S	SLPK	-1.83	76.43	-1.58	15.65	P	SH.A.(s)	DC	L
S.7/A	0.45	0.03	1.09	SM	S	MK	-3.11	65.33	-1.25	13.44	A	P (b)	DC	L
S.7/B	0.54	0.11	1.05	SMM	AM	MK	-3.74	74.86	-2.41	14.24	A	SH.A.(s)	DC	L
S.7/C	0.90	0.39	2.14	MS	ASM	SLPK	0.53	135.89	-8.17	19.66	P	SH.A.(s)	L(D)	L
S.28	0.48	0.03	1.01	SM	S	MK	-3.23	65.90	-1.57	13.04	A	SH.A.(s)	DC	L
S.29/A	0.43	0.04	1.15	SM	S	LPK	-2.48	63.79	-1.26	13.09	P	P (b)	DC	L
S.29/B	0.47	0.05	1.13	SM	S	LPK	-2.55	65.99	-1.60	13.09	P	SH.A.(s)	DC	L
S.30A	0.49	0.10	1.10	SM	AM	MK	-2.41	66.55	-2.02	12.82	P	SH.A.(s)	DC	L
S.30B	0.48	0.07	1.12	SM	S	LPK	-2.55	66.41	-1.71	13.08	P	SH.A.(s)	DC	L
S.31	0.51	0.08	1.08	SMM	S	MK	-2.85	69.24	-2.06	13.26	A	SH.A.(s)	DC	L
S.32A	0.46	0.12	1.06	SM	AM	MK	-3.28	67.30	-1.84	13.53	A	SH.A.(s)	DC	L
S.32B	0.47	0.08	1.08	SM	S	MK	-3.23	67.29	-1.65	13.55	A	SH.A.(s)	DC	L
S.33A	0.47	0.04	1.10	SM	S	MK	-2.44	64.47	-1.53	12.73	P	P (b)	DC	L
S.33B	0.52	0.04	1.02	SMM	S	MK	-3.20	69.17	-1.92	13.17	A	SH.A.(s)	DC	L
S.33C	0.49	0.05	1.05	SM	S	MK	-2.84	66.68	-1.79	12.90	A	SH.A.(s)	DC	L
S.33D	0.43	0.03	0.99	SM	S	MK	-4.60	67.68	-1.10	14.43	A	SH.A.(s)	DC	L
S.34/A	0.86	0.34	2.43	SMO	ASM	SLPK	2.89	128.39	-7.43	18.68	A	SH.A.(s)	L(D)	L
S.34/B	0.49	0.02	1.04	SM	S	MK	-3.58	68.85	-1.52	13.72	A	SH.A.(s)	DC	L
S.34/C	0.48	0.04	1.08	SM	S	MK	-2.65	65.82	-1.67	12.83	P	SH.A.(s)	DC	L
S.34/D	0.43	0.03	0.99	SM	S	MK	-4.57	67.58	-1.07	14.43	A	SH.A.(s)	DC	L
S.34/E	0.46	0.04	1.10	SM	S	MK	-2.85	65.43	-1.44	13.20	A	SH.A.(s)	DC	L
S.34/F	0.49	0.08	1.12	SM	S	LPK	-2.96	69.56	-1.90	13.63	A	SH.A.(s)	DC	L
S.35	0.44	0.11	1.12	SM	AM	LPK	-2.86	65.85	-1.67	13.44	A	SH.A.(s)	DC	L
S.37	0.48	0.11	1.08	SM	AM	MK	-3.57	70.29	-1.94	14.07	A	SH.A.(s)	DC	L
S.6	1.25	0.53	2.92	SD	ASM	SLPK	5.36	203.11	-15.46	22.51	P	SH.A.(s)	L(D)	L
Ak2	0.45	0.09	1.06	SM	S	MK	-3.65	67.49	-1.54	13.94	A	SH.A.(s)	DC	L
Ak3	0.47	0.11	1.10	SM	AM	MK	-3.59	70.60	-1.83	14.28	A	SH.A.(s)	DC	L
Ak4	0.45	0.05	1.06	SM	S	MK	-3.79	67.72	-1.37	14.05	A	SH.A.(s)	DC	L
Ak5	0.46	0.09	1.09	SM	S	MK	-4.27	72.06	-1.62	14.95	A	SH.A.(s)	DC	L
Ak6	0.50	0.05	1.11	SM	S	MK	-3.91	73.98	-1.75	14.80	A	SH.A.(s)	DC	L
Ak7a	0.51	0.14	1.20	SMM	AM	LPK	-3.96	78.50	-2.25	15.67	A	SH.A.(s)	DC	L
Ak7b	0.48	0.13	1.18	SM	AM	LPK	-4.18	76.75	-1.96	15.72	A	SH.A.(s)	DC	L

Tabela B.5: Shpërndarja e madhësisë së grimcave për kampionet në litoral nën ujë.

Nr.	< 3.9	< 63	63 - 125	125-250	250-500	500 - 1000	Argj+Alev	Rërë
S.36	22.60	55.40	6.15	11.15	4.70	0.00	78.00	22.00
P1	2.20	4.95	36.80	55.00	1.05	0.00	7.15	92.85
V1	1.45	2.55	21.55	64.00	10.45	0.00	4.00	96.00
I-1	1.24	2.03	19.26	66.50	10.97	0.00	3.27	96.73
I-2	1.55	3.15	33.45	58.00	3.85	0.00	4.70	95.30
I-3	1.86	3.34	39.30	55.30	0.20	0.00	5.20	94.80
II-V1	1.50	3.15	28.75	59.10	7.50	0.00	4.65	95.35
II-V2	2.00	5.10	44.90	47.94	0.06	0.00	7.10	92.90
II-V3	2.50	15.90	49.60	31.90	0.10	0.00	18.40	81.60
III-V1	2.50	9.90	51.15	36.35	0.10	0.00	12.40	87.60
III-V2	3.90	25.10	45.50	25.40	0.10	0.00	29.00	71.00
III-V3	3.18	20.32	51.60	24.90	0.00	0.00	23.50	76.50
IV-V1	2.30	5.64	32.36	55.70	4.00	0.00	7.94	92.06
IV-V2	3.50	12.20	37.10	45.70	1.50	0.00	15.70	84.30
V-V1	1.90	2.75	17.55	64.85	12.95	0.00	4.65	95.35
V-V2	2.15	3.75	22.00	60.30	11.80	0.00	5.90	94.10
V-V3	2.83	10.57	48.80	37.60	0.20	0.00	13.40	86.60
VI-V1	8.30	32.20	38.00	21.42	0.08	0.00	40.50	59.50
VI-V2	3.45	10.85	45.30	40.30	0.10	0.00	14.30	85.70
VI-V3	1.15	1.65	13.70	63.50	20.00	0.00	2.80	97.20
VII-V1	1.00	1.55	7.45	60.70	29.30	0.00	2.55	97.45
VII-V2	27.90	55.70	5.40	9.56	1.44	0.00	83.60	16.40
VII-V3	18.85	51.70	15.75	12.50	1.20	0.00	70.55	29.45
VIII-V1	0.90	1.00	3.40	42.70	49.40	2.60	1.90	98.10
VIII-V2	1.07	1.42	4.86	49.45	42.80	0.40	2.49	97.51
IX-V1	1.37	2.81	3.92	54.40	37.50	0.00	4.18	95.82
IX-V2	14.80	52.70	17.80	13.00	1.70	0.00	67.50	32.50
X-XI	4.73	18.77	37.80	34.50	4.20	0.00	23.50	76.50
XI-V1	1.39	2.51	3.14	29.02	55.24	8.70	3.90	96.10
XII-V1	5.30	25.00	37.20	28.20	4.30	0.00	30.30	69.70

Grafiku B.2: Variacioni i madhësisë së grimcës për kampionet nënujore.

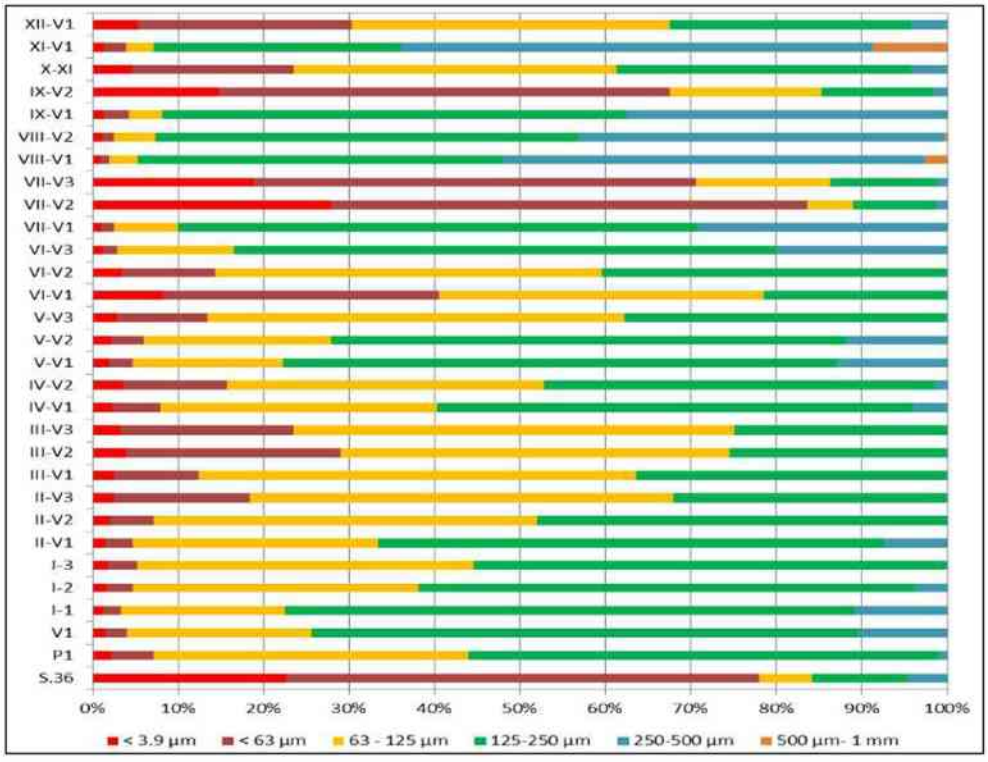


Tabela B.6: Parametrat nga matja e grafikëve (sipas Folk dhe Ward, 1957, Gjeometrike).

Nr.	P5	P10	P16	P25	P50	P75	P84	P90	P95	Med.	Mes.	C
S.36	240.00	185.50	124.00	51.00	17.11	4.50	2.40	1.30	0.50	17.11	17.20	389.00
P1	215.50	198.20	181.50	164.00	131.20	102.80	89.00	74.70	22.00	131.20	128.45	252.00
V1	279.00	250.90	228.00	202.50	160.80	123.80	107.00	93.90	72.50	160.80	157.71	317.00
I-1	280.00	253.20	230.00	206.00	164.40	128.00	114.00	100.90	81.00	164.40	162.75	320.00
I-2	241.00	218.40	198.00	177.00	140.00	110.00	96.00	84.30	64.00	140.00	138.58	276.00
I-3	211.00	191.30	174.00	159.00	131.10	107.00	96.00	83.80	60.70	131.10	129.86	236.00
II-V1	265.00	237.30	213.00	190.00	147.80	114.00	99.00	86.20	65.50	147.80	146.07	309.00
II-V2	200.00	181.10	165.00	150.00	123.20	98.40	86.00	74.00	39.00	123.20	120.47	230.00
II-V3	196.00	174.00	156.00	137.00	103.10	73.00	59.00	45.90	15.00	103.10	98.27	232.00
III-V1	195.50	174.60	157.00	140.50	111.20	85.00	71.00	58.20	20.00	111.20	107.42	234.00
III-V2	188.00	165.10	145.50	124.50	89.30	58.00	44.70	31.40	6.60	89.30	83.43	228.00
III-V3	177.00	158.00	142.00	125.00	93.50	64.50	51.00	37.70	9.10	93.50	87.81	203.00
IV-V1	239.00	214.00	193.00	171.00	137.70	106.00	90.00	73.70	20.80	137.70	133.73	279.00
IV-V2	219.00	197.40	178.50	159.00	121.80	84.50	63.80	39.30	8.10	121.80	111.52	253.00
V-V1	287.30	261.00	236.00	212.00	168.00	129.00	112.50	98.00	67.00	168.00	164.61	326.00
V-V2	287.00	258.00	234.00	208.00	161.00	120.00	102.00	85.40	53.00	161.00	156.63	325.00
V-V3	201.30	180.00	162.00	144.00	111.40	82.40	68.30	54.30	15.00	111.40	107.22	234.00
VI-V1	186.00	160.60	139.50	117.00	77.40	35.50	12.20	5.10	1.90	77.40	50.88	228.00
VI-V2	202.50	182.20	165.00	147.00	114.10	82.00	67.20	49.20	9.00	114.10	108.15	234.00
VI-V3	324.00	291.00	262.00	234.50	185.10	142.00	123.30	109.00	87.00	185.10	181.51	370.00
VII-V1	364.50	324.50	293.00	262.00	207.00	161.00	141.50	124.80	101.00	207.00	204.74	430.00
VII-V2	186.00	134.30	67.00	30.50	10.10	3.30	1.70	0.90	0.40	10.10	10.48	263.00
VII-V3	187.50	146.50	114.00	78.30	21.10	5.80	3.10	1.50	0.60	21.10	19.54	260.00
VIII-V1	461.00	404.80	363.50	324.10	254.30	194.50	171.30	150.10	124.10	254.30	251.11	542.00
VIII-V2	410.30	367.70	332.10	209.40	235.80	180.30	158.10	138.10	105.50	235.80	231.34	477.00
IX-V1	365.00	336.00	305.00	275.00	228.25	181.00	158.00	131.20	91.00	228.25	222.39	420.00
IX-V2	195.00	154.30	118.00	82.10	35.65	9.20	4.36	2.18	0.72	35.65	26.37	270.00
X-XI	239.90	207.30	182.00	153.00	105.80	65.50	48.30	26.30	4.37	105.80	97.61	294.00
XI-V1	572.00	483.20	423.00	370.00	289.40	220.00	190.00	153.70	100.20	289.40	285.45	754.00
XII-V1	238.00	204.10	175.00	144.00	93.50	54.10	39.40	19.50	3.30	93.50	86.39	305.00

Tabela B.7: Parametrat nga matja e grafikëve (sipas Folk dhe Ward, 1957, Logaritmikë).

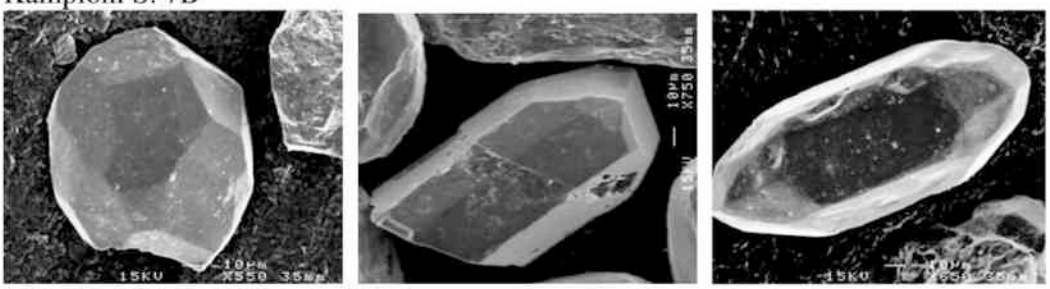
Sample	P5	P10	P16	P25	P50	P75	P84	P90	P95	Med.	Mes.	C
S.36	2.06	2.43	3.01	4.29	5.87	7.80	8.70	9.59	10.97	5.87	5.86	5.86
P1	2.21	2.33	2.46	2.61	2.93	3.28	3.49	3.74	5.51	2.93	2.96	2.96
V1	1.84	1.99	2.13	2.30	2.64	3.01	3.22	3.41	3.79	2.64	2.66	2.66
I-1	1.84	1.98	2.12	2.28	2.60	2.97	3.13	3.31	3.63	2.60	2.62	2.62
I-2	2.05	2.19	2.34	2.50	2.84	3.18	3.38	3.57	3.97	2.84	2.85	2.85
I-3	2.24	2.39	2.52	2.65	2.93	3.22	3.38	3.58	4.04	2.93	2.94	2.94
II-V1	1.92	2.08	2.23	2.40	2.76	3.13	3.34	3.54	3.93	2.76	2.78	2.78
II-V2	2.32	2.47	2.60	2.74	3.02	3.35	3.54	3.76	4.68	3.02	3.05	3.05
II-V3	2.35	2.52	2.68	2.87	3.28	3.78	4.08	4.45	6.06	3.28	3.35	3.35
III-V1	2.35	2.52	2.67	2.83	3.17	3.56	3.82	4.10	5.64	3.17	3.22	3.22
III-V2	2.41	2.60	2.78	3.01	3.49	4.11	4.48	4.99	7.24	3.49	3.58	3.58
III-V3	2.50	2.66	2.82	3.00	3.42	3.95	4.29	4.73	6.78	3.42	3.51	3.51
IV-V1	2.06	2.22	2.37	2.55	2.86	3.24	3.47	3.76	5.59	2.86	2.90	2.90
IV-V2	2.19	2.34	2.49	2.65	3.04	3.56	3.97	4.67	6.95	3.04	3.16	3.16
V-V1	1.80	1.94	2.08	2.24	2.57	2.95	3.15	3.35	3.90	2.57	2.60	2.60
V-V2	1.80	1.95	2.10	2.27	2.63	3.06	3.29	3.55	4.24	2.63	2.67	2.67
V-V3	2.31	2.47	2.63	2.80	3.17	3.60	3.87	4.20	6.06	3.17	3.22	3.22
VI-V1	2.43	2.64	2.84	3.10	3.69	4.82	6.36	7.62	9.04	3.69	4.30	4.30
VI-V2	2.30	2.46	2.60	2.77	3.13	3.61	3.90	4.35	6.80	3.13	3.21	3.21
VI-V3	1.63	1.78	1.93	2.09	2.43	2.82	3.02	3.20	3.52	2.43	2.46	2.46
VII-V1	1.46	1.62	1.77	1.93	2.27	2.63	2.82	3.00	3.31	2.27	2.29	2.29
VII-V2	2.43	2.90	3.90	5.04	6.63	8.24	9.20	10.12	11.29	6.63	6.58	6.58
VII-V3	2.42	2.77	3.13	3.67	5.57	7.43	8.33	9.38	10.70	5.57	5.68	5.68
VIII-V1	1.12	1.30	1.46	1.63	1.98	2.36	2.55	2.74	3.01	1.98	1.99	1.99
VIII-V2	1.29	1.44	1.59	2.26	2.08	2.47	2.66	2.86	3.24	2.08	2.11	2.11
IX-V1	1.45	1.57	1.71	1.86	2.13	2.47	2.66	2.93	3.46	2.13	2.17	2.17
IX-V2	2.36	2.70	3.08	3.61	4.81	6.76	7.84	8.84	10.44	4.81	5.24	5.24
X-XI	2.06	2.27	2.46	2.71	3.24	3.93	4.37	5.25	7.84	3.24	3.36	3.36
XI-V1	0.81	1.05	1.24	1.43	1.79	2.18	2.40	2.70	3.32	1.79	1.81	1.81
XII-V1	2.07	2.29	2.51	2.80	3.42	4.21	4.67	5.68	8.24	3.42	3.53	3.53

Tabela B.8: Parametrat statistikorë, funksionet lineare dhe mjediset e depozitimit (SM- sortim i mirë; SSM-sortim shumë i mirë; SMO- Sortim i moderuar; SMM – Sortim i moderuar mirë; SD- sortim i dobët; SSD- sortim shumë i dobët; S - Simetrike; AM – Asimetri e mirë; ASM- simetri shumë e mirë; MK - mezokurtik; LPK - leptokurtik; SLPK – shumë leptokurtic; ELPK - ekstremisht leptokurtik; A - Aeolian; P - Plazh; SH.A.W(s) – Ujëra të cekët të trazuar (subtidale); P(b) – Plazh (backshore); DC – detit të cekët; L(D) – Lumor ose deltaik; L - Lumor).

Sample	SD	Ski	KG	SD	Ski	KG	Y1	Y2	Y3	Y4	Y1	Y2	Y3	Y4
S.36	2.77	0.07	1.04	SSD	S	MK	10.63	617.33	-65.95	21.11	P	SH.A.M(s)	L(D)	L
P1	0.76	0.33	2.00	SMO	ASM	SLPK	-2.90	126.86	-5.66	22.02	A	SH.A.M(s)	DC	L
V1	0.57	0.13	1.12	SMM	AM	MK	-5.09	85.98	-2.64	16.68	A	SH.A.M(s)	DC	L
I-1	0.52	0.09	1.07	SMM	S	MK	-5.20	80.50	-2.06	16.18	A	SH.A.M(s)	DC	L
I-2	0.55	0.11	1.14	SMM	AM	LPK	-5.73	87.74	-2.34	17.57	A	SH.A.M(s)	DC	L
I-3	0.49	0.14	1.29	SM	AM	LPK	-5.91	88.10	-1.87	18.79	A	SH.A.M(s)	DC	L
II-V1	0.58	0.11	1.12	SMM	AM	LPK	-5.38	88.35	-2.64	17.07	A	SH.A.M(s)	DC	L
II-V2	0.59	0.26	1.59	SMM	AM	SLPK	-5.18	104.88	-3.38	20.77	A	SH.A.M(s)	DC	L
II-V3	0.91	0.32	1.67	SMO	ASM	SLPK	-4.33	143.93	-7.84	22.07	A	SH.A.M(s)	L(D)	L
III-V1	0.78	0.32	1.86	SMO	ASM	SLPK	-4.08	130.99	-5.94	22.51	A	SH.A.M(s)	DC	L
III-V2	1.16	0.36	1.80	SD	ASM	SLPK	-2.99	184.02	-12.42	23.13	A	SH.A.M(s)	L(D)	L
III-V3	1.02	0.38	1.84	SD	ASM	SLPK	-3.75	163.88	-9.83	23.40	A	SH.A.M(s)	L(D)	L
IV-V1	0.81	0.33	2.09	SMO	ASM	SLPK	-2.11	133.15	-6.43	22.04	P	SH.A.M(s)	DC	L
IV-V2	1.09	0.45	2.14	SD	ASM	SLPK	-1.16	175.58	-11.64	23.14	P	SH.A.M(s)	L(D)	L
V-V1	0.59	0.17	1.20	SMM	AM	LPK	-4.64	88.62	-3.05	16.86	A	SH.A.M(s)	DC	L
V-V2	0.67	0.21	1.26	SMM	AM	LPK	-4.40	98.30	-4.11	17.41	A	SH.A.M(s)	DC	L
V-V3	0.88	0.34	1.91	SMM	ASM	SLPK	-3.40	142.62	-7.42	22.58	A	SH.A.M(s)	L(D)	L
VI-V1	1.88	0.57	1.58	SD	ASM	SLPK	1.49	339.12	-32.46	23.35	P	SH.A.M(s)	L(D)	L
VI-V2	1.00	0.41	2.19	SMO	ASM	SLPK	-1.75	164.33	-9.80	23.61	P	SH.A.M(s)	L(D)	L
VI-V3	0.56	0.11	1.07	SMM	ASM	MK	-4.52	81.02	-2.54	15.52	A	SH.A.M(s)	DC	L
VII-V1	0.54	0.08	1.08	SMM	S	MK	-3.88	76.67	-2.28	14.67	A	SH.A.M(s)	DC	L
VII-V2	2.67	0.01	1.13	SSD	S	LPK	6.38	591.72	-60.47	25.23	A	SH.A.M(s)	L(D)	L
VII-V3	2.56	0.15	0.90	SSD	AM	PK	6.42	537.60	-56.31	21.49	A	SH.A.M(s)	L(D)	L
VIII-V1	0.56	0.07	1.05	SMM	S	MK	-2.83	72.47	-2.46	13.18	A	SH.A.M(s)	DC	L
VIII-V2	0.56	0.13	3.72	SMM	AM	ELPK	4.95	125.21	-2.65	24.86	P	SH.A.M(s)	DC	L
IX-V1	0.54	0.22	1.36	SMM	AM	LPK	-2.88	82.36	-2.96	15.79	A	SH.A.M(s)	DC	L
IX-V2	2.41	0.33	1.05	SSD	ASM	MK	5.43	490.47	-51.14	21.69	P	SH.A.M(s)	L(D)	L
X-XI	1.35	0.39	1.94	SD	ASM	SLPK	0.03	215.88	-16.91	22.13	P	SH.A.M(s)	L(D)	L
XI-V1	0.67	0.13	1.37	SMM	AM	LPK	-0.80	85.61	-4.00	13.71	P	SH.A.M(s)	DC	L
XII-V1	1.47	0.36	1.79	SD	ASM	SLPK	0.25	237.55	-19.68	21.81	P	SH.A.M(s)	L(D)	L

Aneksi C: Foto të grimcave të zirkonit në SEM

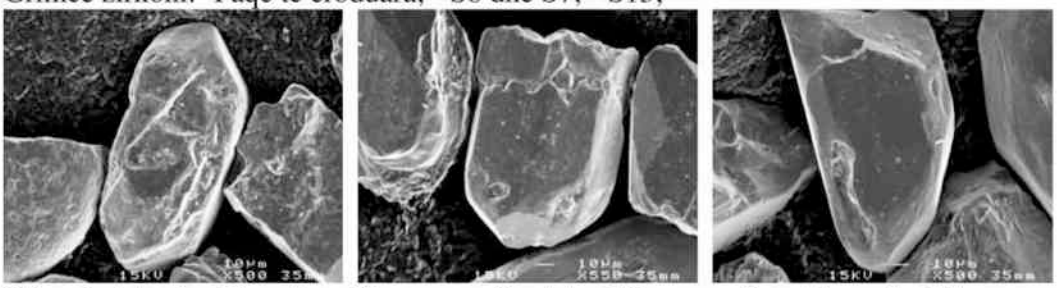
Kampioni S. 7B



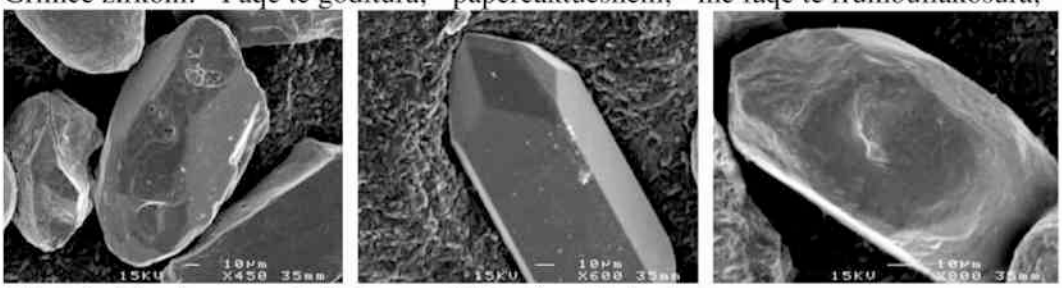
Grimcë zirkoni: - e nënrrumbullakosur; - P2; -S12;



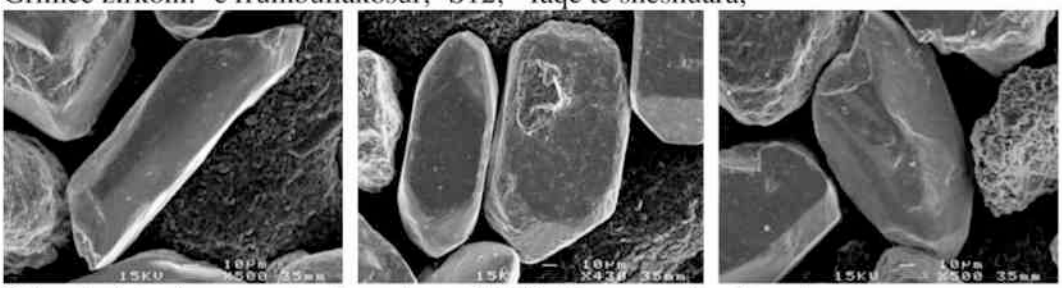
Grimcë zirkoni: -Faqe të eroduara; - S8 dhe S7; - S13;



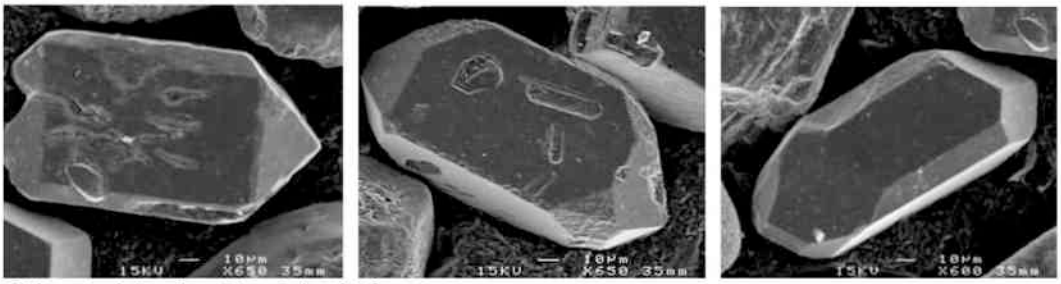
Grimcë zirkoni: - Faqe të goditura; - papërcaktueshëm; - me faqe të rrumbullakosura;



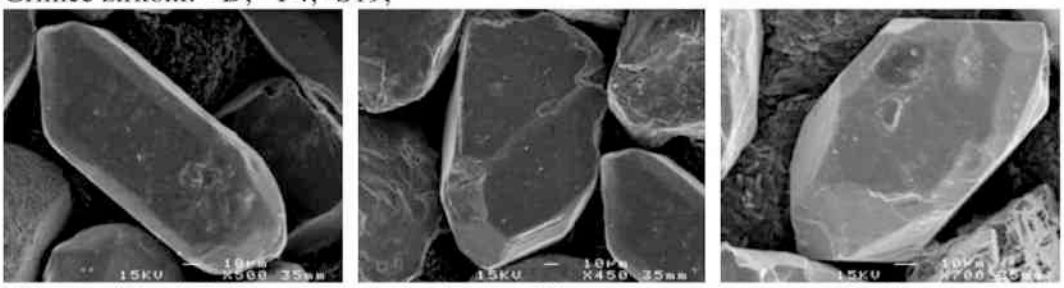
Grimcë zirkoni: -e rrumbullakosur; -S12; - faqe të sheshuara;



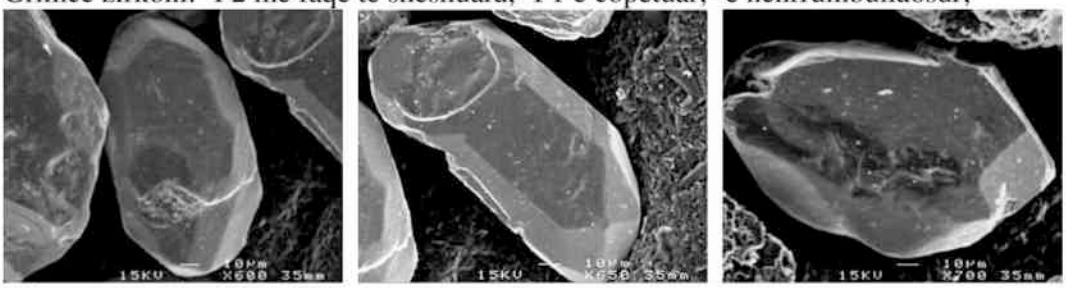
Grimcë zirkoni: - e papërcaktueshme; S23 & P2; - e papërcaktueshme;



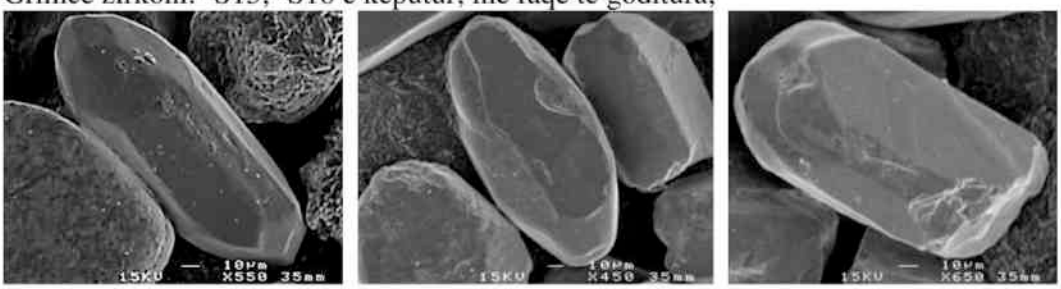
Grimcë zirkoni: - D; - P4; -S19;



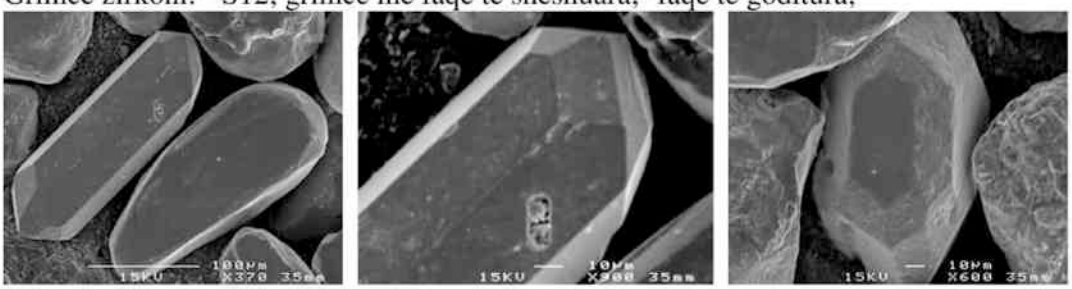
Grimcë zirkoni: -P2 me faqe të sheshuara; -P1 e copëtuar; -e nënrrumbullaosur;



Grimcë zirkoni: -S13; -S18 e këputur; me faqe të goditura;



Grimcë zirkoni: - S12; grimcë me faqe të sheshuara; -faqe të goditura;



Grimcë zirkoni: - S13; -S13; -S14;



Grimcë zirkoni: - P3; -P2; -S13;



Grimcë zirkoni: -e eroduar; P2 dhe resorbed; -S8 në njërin skaj & S13 në skajin tjetër;



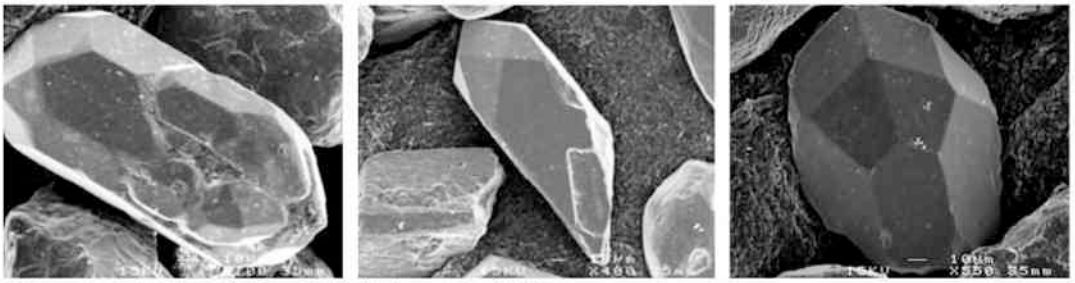
Grimcë zirkoni: -P3 resorbed; resorbed; me skaje të rrumbullakosura;



Grimcë zirkoni: -S13; S11+ P2; - i nën rrumbullakosur;



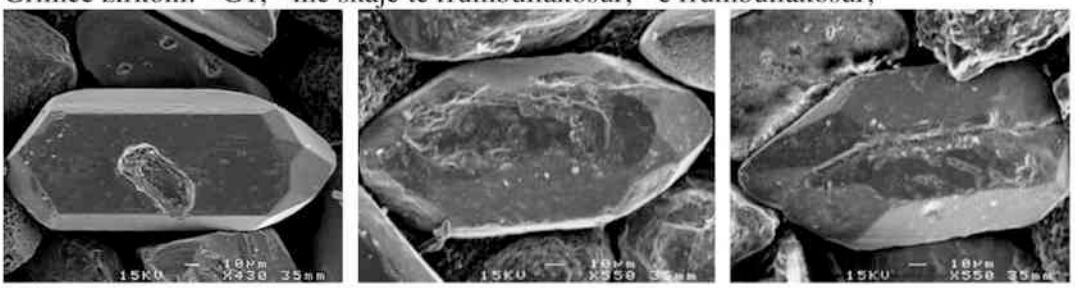
Grimcë zirkoni: -S17; - dallohet vijëzimi i gërryerjes; -S7;



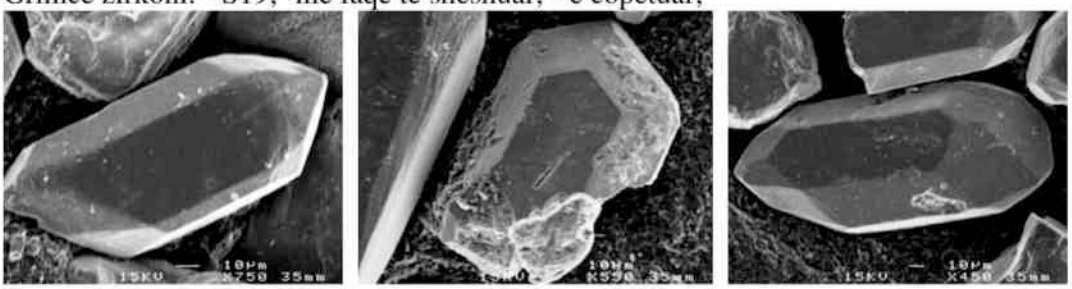
Grimcë zirkoni: - S13; - S23 i këputur; -S13;



Grimcë zirkoni: - G1; - me skaje të rrumbullakosur; - e rrumbullakosur;



Grimcë zirkoni: - S19; -me faqe të sheshuar; - e copëtuar;

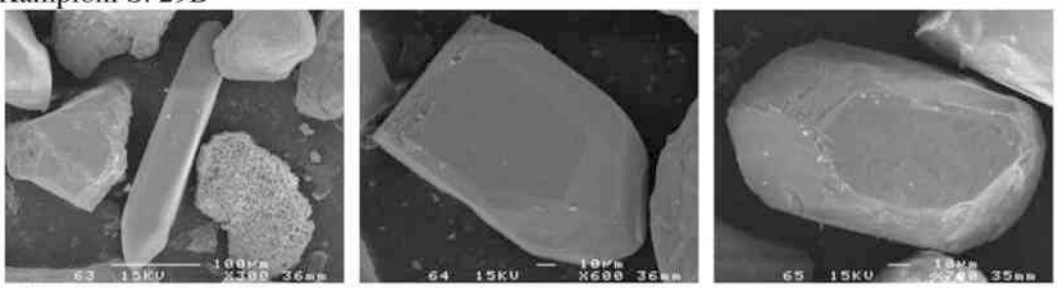


Grimcë zirkoni: - P2; -P3 me njërin skaj të thyer; -S13;



Grimcë zirkoni: - P3 e thyer; resorbed; - S14;

Kampioni S. 29B



Grimcë zirkoni: - në formë gjilpëre; - P1 e thyer; - S10;



Grimcë zirkoni: - P2 e thyer; me faqe te papërcaktueshme; S12;



Grimcë zirkoni: - S23; - S18; -S8;



Grimcë zirkoni: - S13; -S19 e copëtuar; -S22;



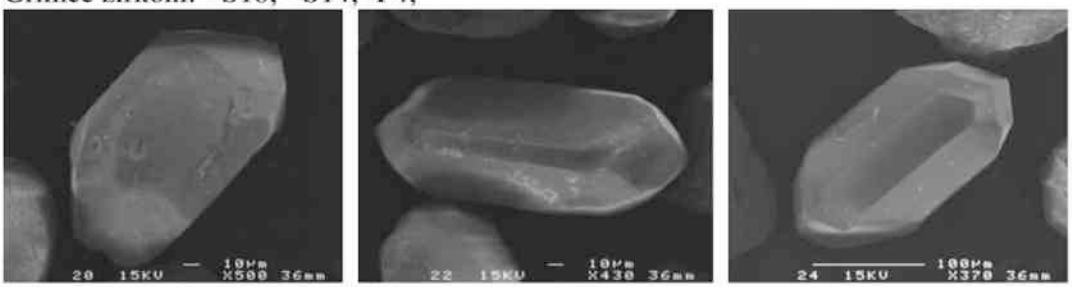
Grimcë zirkoni: - S18; - S19; - S11 në njërin skaj dhe S12 në skajin tjetër;



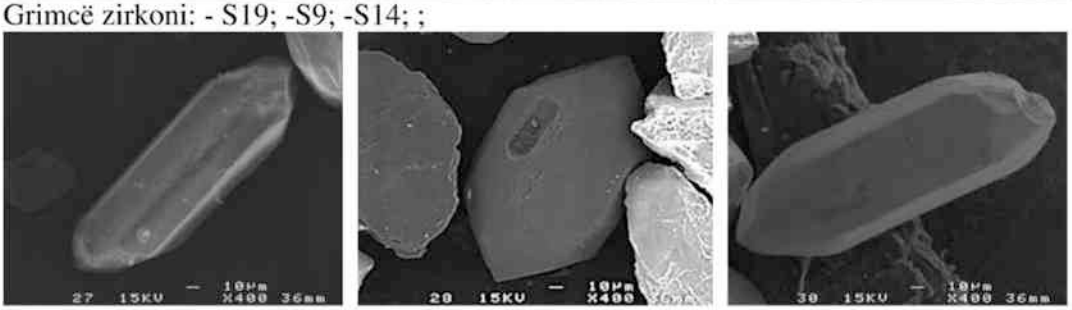
Grimcë zirkoni: - S19; -S13; -grupi P e thyer;



Grimcë zirkoni: - S18; - S14; -P4;



Grimcë zirkoni: - S19; -S9; -S14; ;

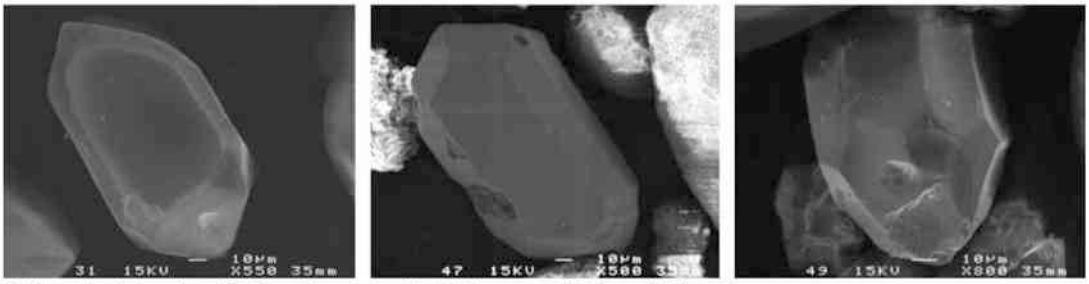


Grimcë zirkoni: - grupi P; - S12; -P2;

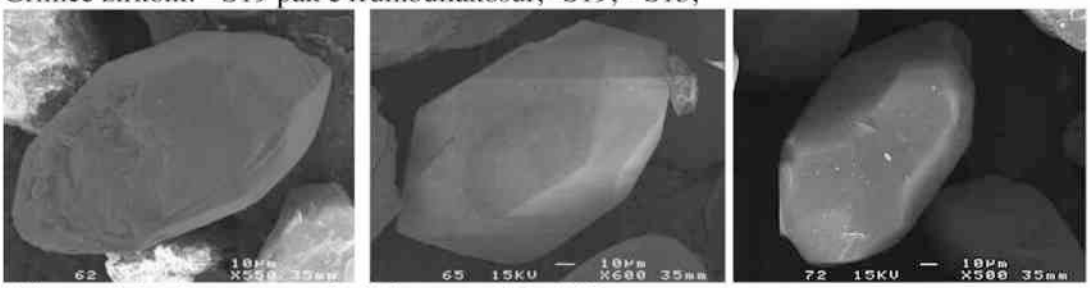
Kampioni S. 33B



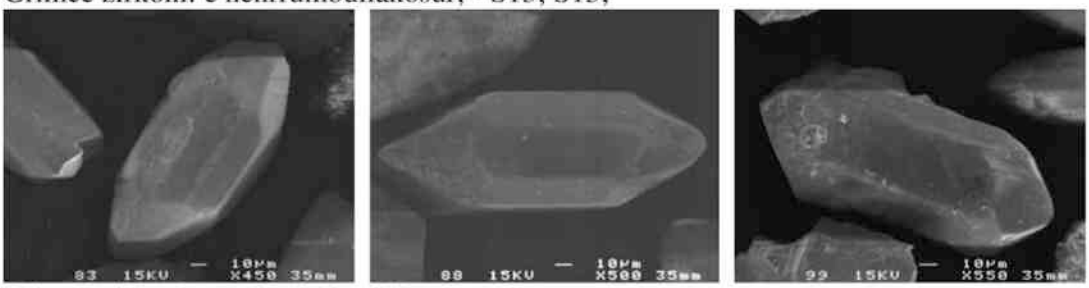
Grimcë zirkoni: - S11 në njërin skaj dhe S12 në skajin tjetër; -S9; -P2;



Grimcë zirkoni: - S19 pak e rrumbullakosur; -S19; - S13;



Grimcë zirkoni: e nënrrumbullakosur; - S13; S13;



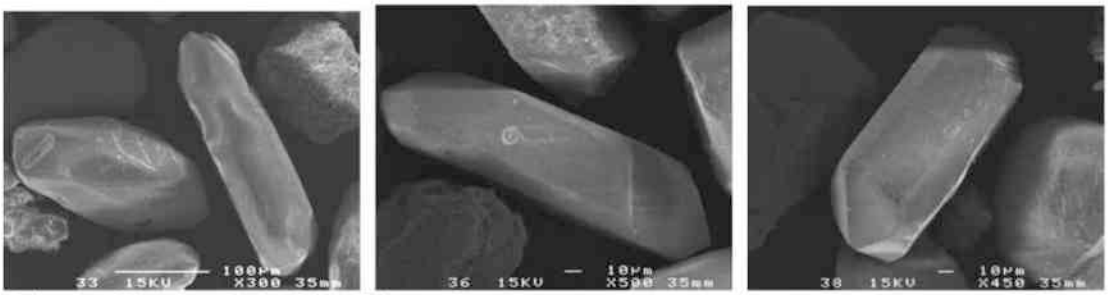
Grimcë zirkoni: - S12; -S12; -S19;



Grimcë zirkoni: - S14; -P1; -S12;



Grimcë zirkoni: - S12; e thyer; e rrumbullakosur;



Grimcë zirkoni: - S13; -P2; -P4;



Grimcë zirkoni: - e papërcaktueshme; e rrumbullakosur; S13;

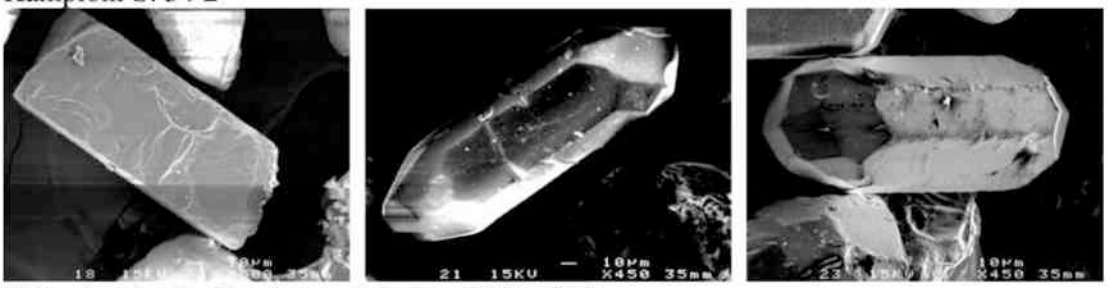


Grimcë zirkoni: - D; - S19; - S24;

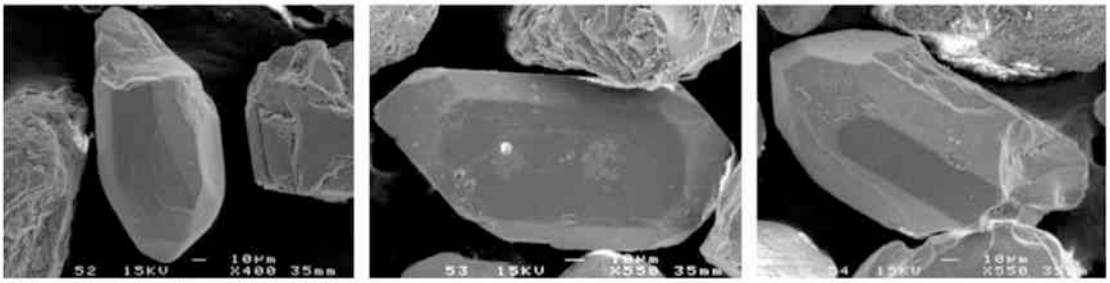


Grimcë zirkoni: - S18; -S12; - S18;

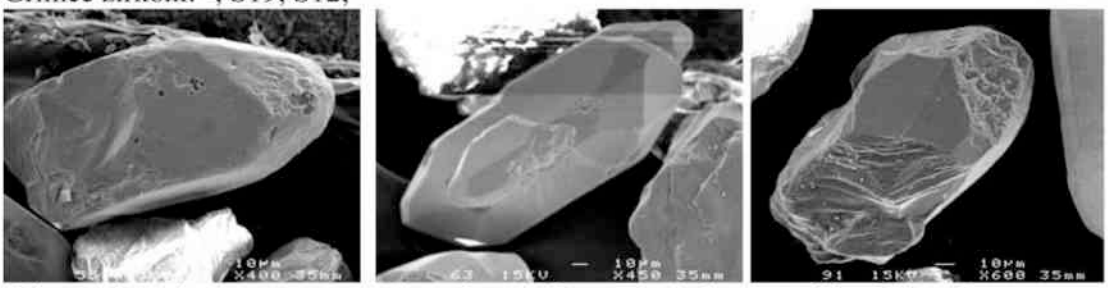
Kampioni S. 34 D



Grimcë zirkoni: -D e thyer në skaje; - S18; - S13;



Grimcë zirkoni: -; S19; S12;



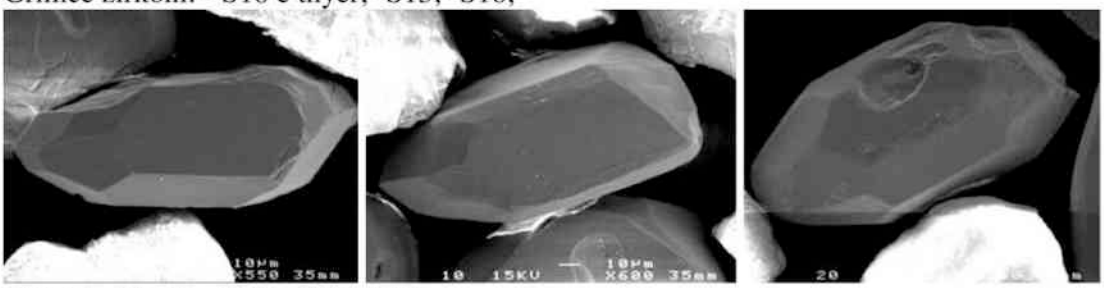
Grimcë zirkoni: -faqe të papërcaktueshme;S13 resorbed; faqe të paidentifikueshme;



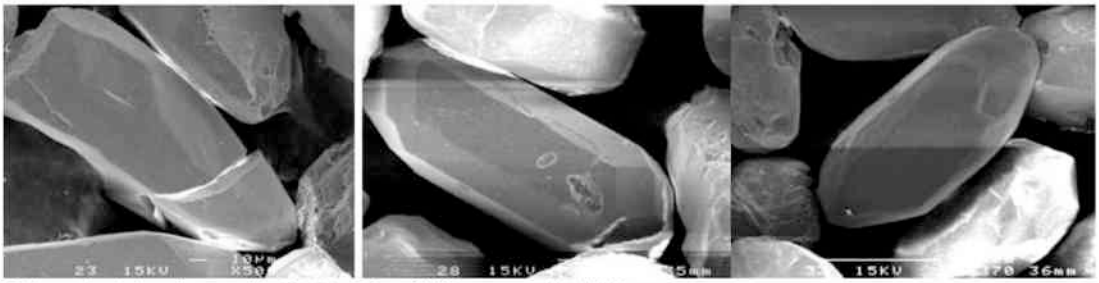
Grimcë zirkoni: - P2; S12; Grupi P;



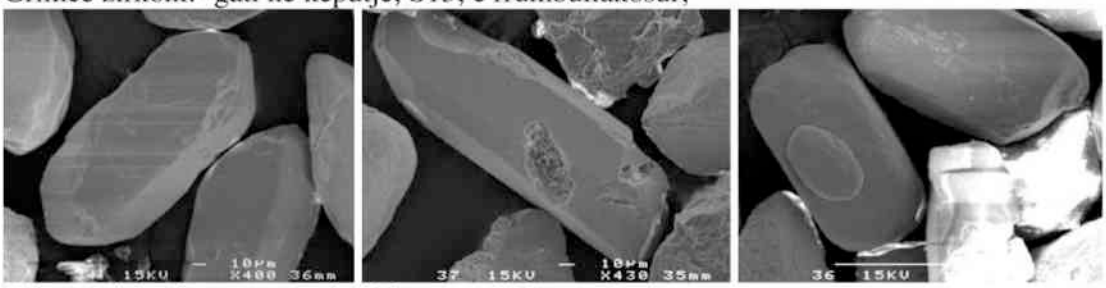
Grimcë zirkoni: - S18 e thyer; -S13; -S18;



Grimcë zirkoni: - S12; -S13; - S12;

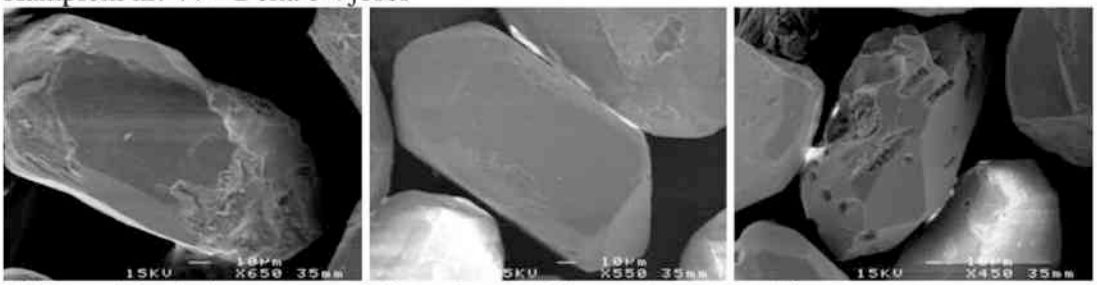


Grimcë zirkoni: -gati në këputje; S13; e rrumbullakosur;

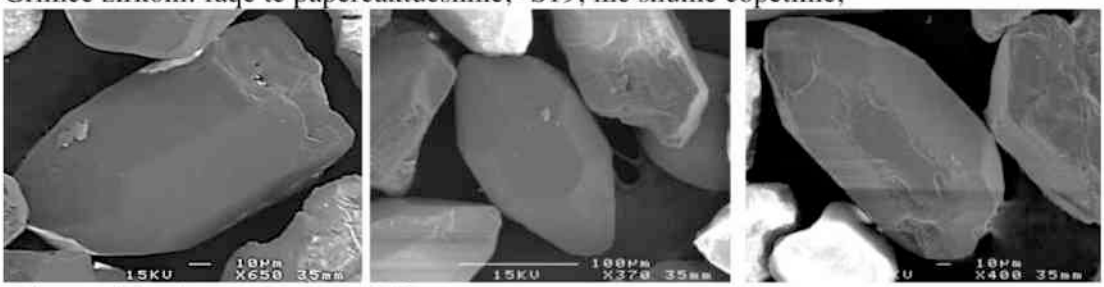


Grimcë zirkoni: e nënrrumbullakosur; - S18; resorbed;

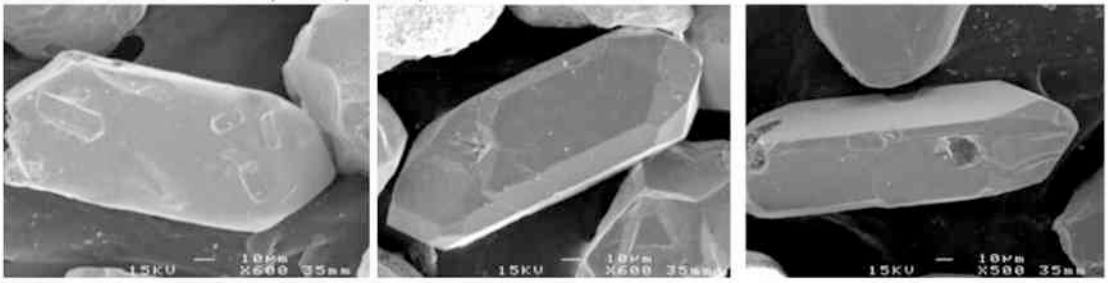
Kampioni nr. 44 – Delta e Vjosës



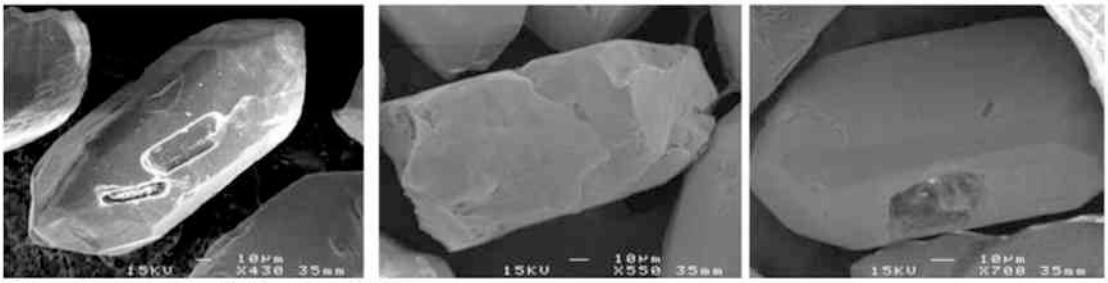
Grimcë zirkoni: faqe të papërcaktueshme; -S19; me shumë copëtime;



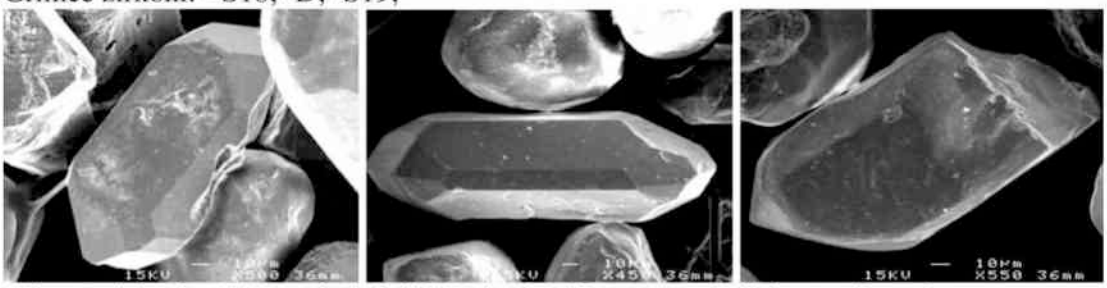
Grimcë zirkoni: - S12; -S17; -S12;



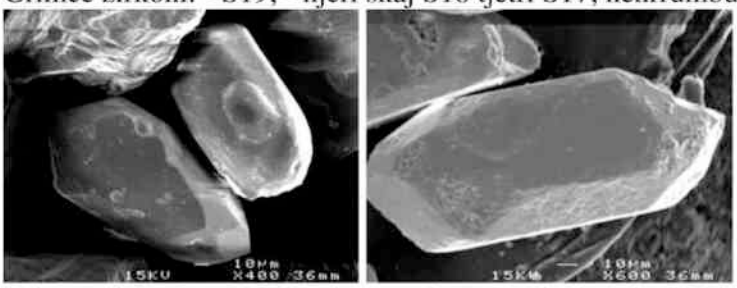
Grimcë zirkoni: - P2; -S18; -P3;



Grimcë zirkoni: - S18; -D; -S19;

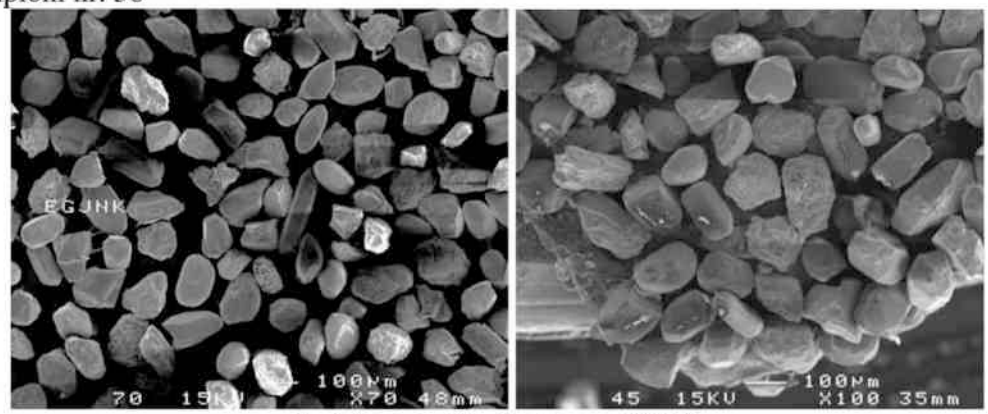


Grimcë zirkoni: - S19; - njëri skaj S18 tjetri S17; nënrrumbullakosur dhe e thyer;

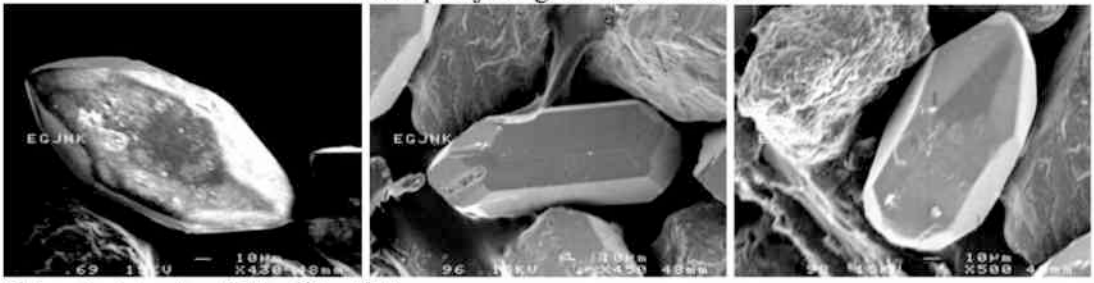


Grimcë zirkoni: - S18 & grimca e dytë resorbed grain; -S13;

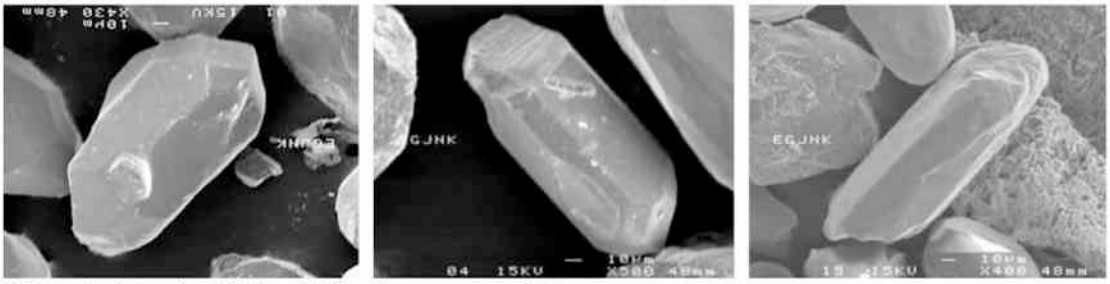
Kampioni nr. 56



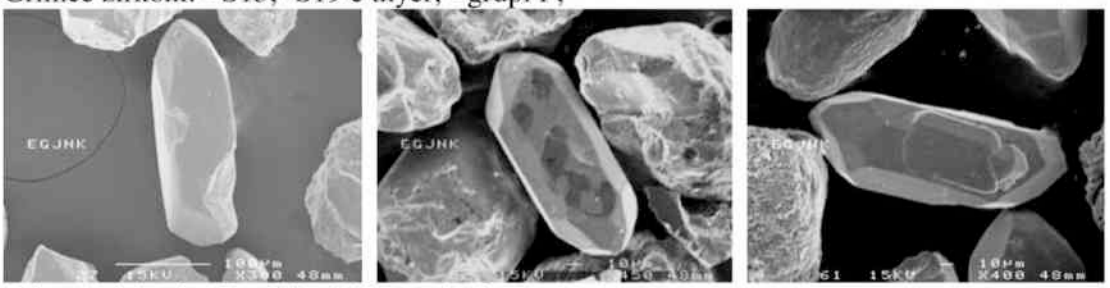
Fushëpamje të grimcave në SEM.



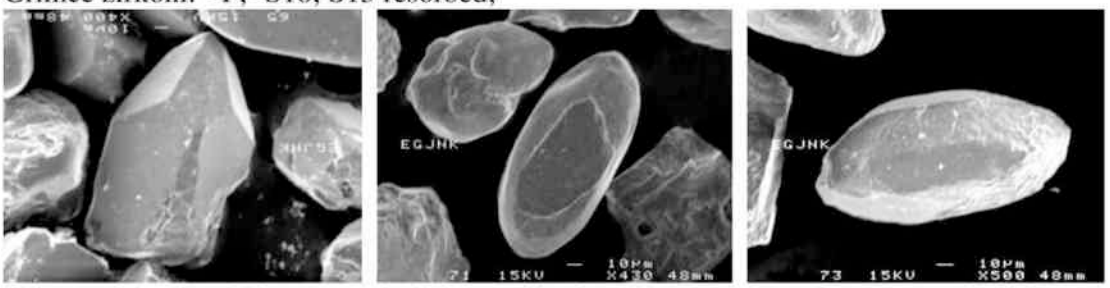
Grimcë zirkoni: - S17; -S8; -S12;



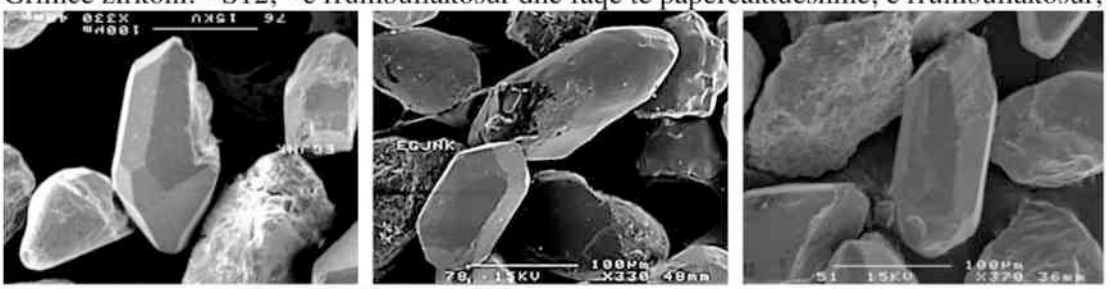
Grimcë zirkoni: - S13; -S19 e thyer; - grupi P;



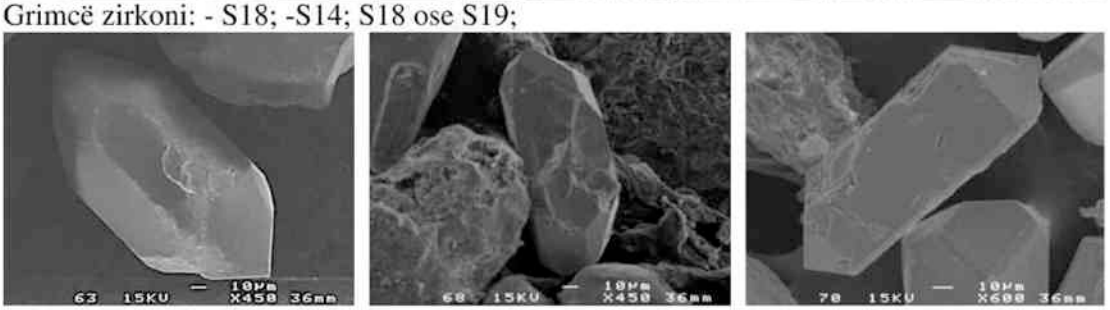
Grimcë zirkoni: - P; -S18; S13 resorbed;



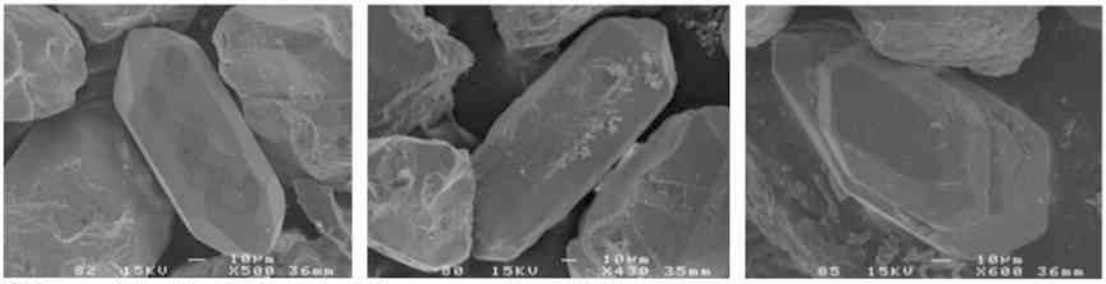
Grimcë zirkoni: - S12; - e rrumbullakosur dhe faqe të papërcaktueshme; e rrumbullakosur;



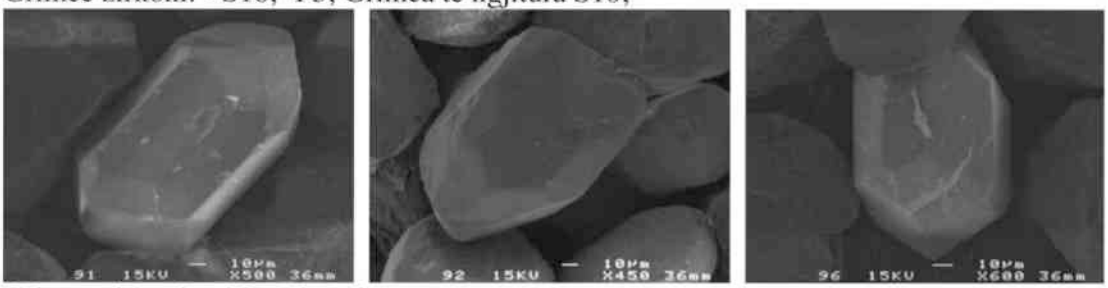
Grimcë zirkoni: - S18; -S14; S18 ose S19;



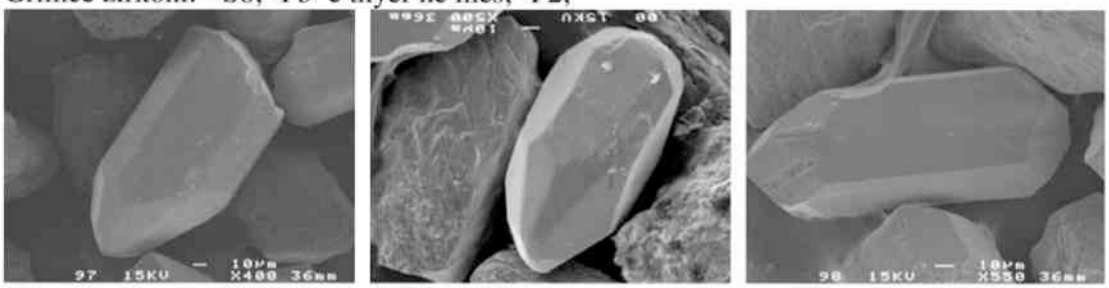
Grimcë zirkoni: - S12; -S12; -D;



Grimcë zirkoni: - S18; -P5; Grimca të ngjitura S10;



Grimcë zirkoni: - S8; -P3 e thyer në mes; -P2;



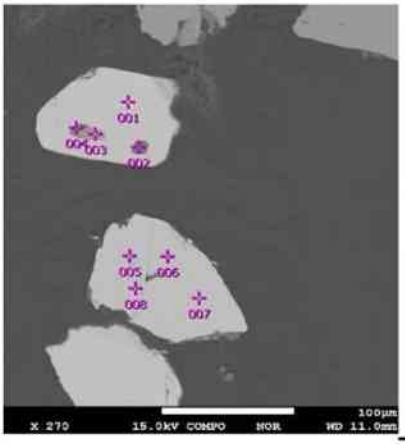
Grimcë zirkoni: - S17 e thyer; - S12; -S8;



Grimcë zirkoni: - P1 e thyer; në formë gjilpëre; S17;

Aneksi D: Foto të grimcave të zirkonit në EPMA

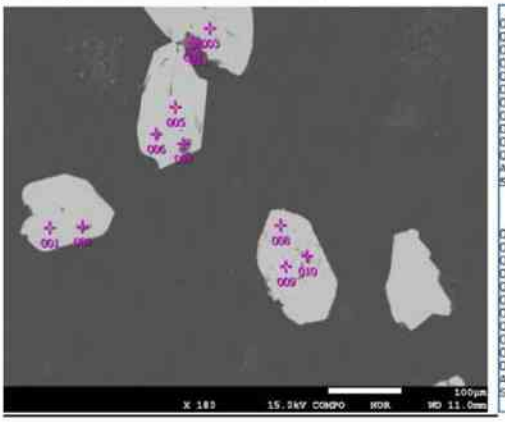
Kampioni S. 1 – analiza 1



	K	O	Mg	Al	Si	Ti	Zr
001		34.27			13.69		52.04
002		55.85	0.69	1.11	42.35		
003		40.76			1.77	51.65	5.82
004	1.99	45.12		5.12	5.89	41.88	
005		30.37			14.50		55.12
006		34.04			13.96		52.00
007		34.36			13.80		51.84
008		33.77			14.29		51.94
Average	1.99	38.57	0.69	3.12	15.03	46.76	44.79
Standard deviation	0.00	1.69	0.00	1.42	0.26	3.46	2.92

	O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	TiO2	ZrO2
001	0.00			29.40			70.60
002	0.00	1.21	2.23	96.56			
003	0.00			3.87		88.09	8.04
004	0.00		10.23	13.36	2.54	73.87	
005	0.00			29.53			70.47
006	0.00			29.83			70.17
007	0.00			29.65			70.35
008	0.00			30.36			69.64
Average	0.00	1.21	6.23	32.82	2.54	80.98	59.88
Standard deviation	0.00	0.00	2.83	0.87	0.00	5.03	3.98

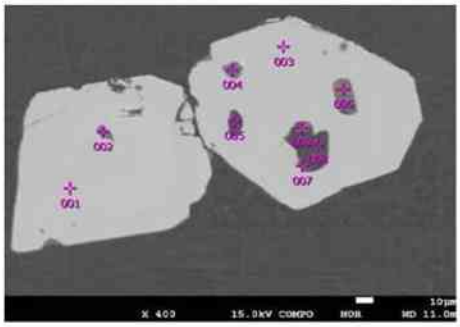
Kampioni S. 1 – analiza 2



	Fe	O	Mg	Al	Si	Ti	Zr
001		34.99			13.70		51.31
002		30.42			17.98		51.60
003		34.23			13.76		52.02
004		29.81			16.00		54.19
005		35.01			13.92		51.07
006	12.98	47.12	11.31	7.77	17.99	2.85	
007		58.48			41.52		
008		34.32			13.70		51.98
009		36.80			14.35		48.85
010	18.49	47.37		11.14	22.99		
011		22.45			18.66		58.89
Average	15.74	37.36	11.31	9.45	18.60	2.85	52.49
Standard deviation	1.95	4.50	0.00	1.19	0.02	0.00	2.26

	O	MgO	Al2O3	SiO2	TiO2	FeO	ZrO2
001	0.00			29.70			70.30
002	0.00			35.79			64.21
003	0.00			29.51			70.49
004	0.00			32.04			67.96
005	0.00			30.13			69.87
006	0.00	19.92	15.73	41.40	5.08	17.86	
007	0.00			100.00			
008	0.00			29.43			70.57
009	0.00			31.67			68.33
010	0.00		22.31	52.43		25.26	
011	0.00			33.91			66.09
Average	0.00	19.92	19.02	40.55	5.08	21.56	68.48
Standard deviation	0.00	0.00	2.33	2.00	0.00	2.62	0.84

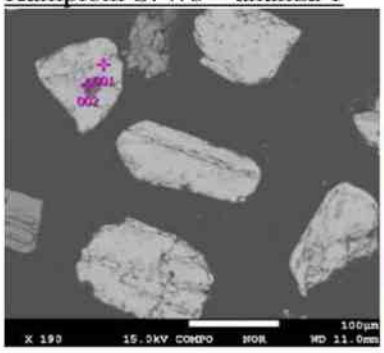
Kampioni S. 1 – analiza 3



	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	As	Zr
001	34.67				13.60				51.73
002	50.93	6.71		9.76	32.60				
003	34.02				13.88				52.10
004	56.23				42.79		0.98		
005	50.98				16.83	7.39			24.80
006	58.04				41.96				
007	34.61				13.76				51.63
008	32.22		8.64	4.96	32.41			9.04	12.73
009	54.91			41.50	1.18		0.83		1.58
Average	45.18	6.71	8.64	18.74	23.22	7.39	0.91	9.04	32.43
Standard deviation	3.24	0.00	0.00	13.14	7.35	0.00	0.05	0.00	12.59

	CaO	O	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	TiO2	As2O3	ZrO2
001		0.00				29.37			70.63
002		0.00	9.24		18.94	71.83			
003		0.00				29.67			70.33
004		0.00				98.23	1.77		
005	13.15	0.00				44.36			42.49
006		0.00				100.00			
007		0.00				29.66			70.34
008		0.00		12.26	7.71	56.31		10.19	13.53
009		0.00				92.47	3.18	1.69	2.66
Average	13.15	0.00	9.24	12.26	39.70	51.40	1.73	10.19	45.00
Standard deviation	0.00	0.00	0.00	0.00	30.46	16.07	0.03	0.00	17.28

Kampioni S. 7/b – analiza 1



	O	Si	Zr			
001	31.31	14.33	54.36			
002	48.76	51.24				
Average	40.04	32.79	54.36			
Standard deviation	6.17	13.05	0.00			

	O	SiO2	ZrO2			
001	0.00	29.55	70.45			
002	0.00	100.00				
Average	0.00	64.78	70.45			
Standard deviation	0.00	24.91	0.00			

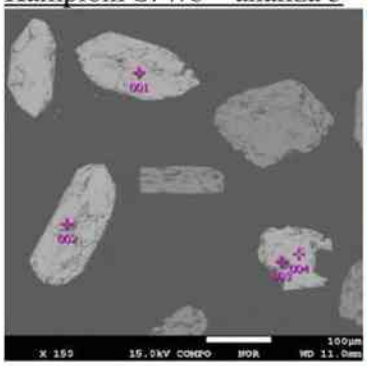
Kampioni S. 7/b – analiza 2



	Fe	K	O	Mg	Al	Si	Zr			
001			31.64			14.32	54.05			
002	26.31		27.17	12.20	12.16	22.17				
003		12.07	48.52			9.63	29.78			
Average	26.31	12.07	35.78	12.20	10.90	22.09	54.05			
Standard deviation	0.00	0.00	7.36	0.00	0.89	4.44	0.00			

	O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	FeO	ZrO2			
001	0.00			29.63			70.37			
002	0.00	16.62	18.44	37.49		27.45				
003	0.00		18.80	66.08	15.12					
Average	0.00	16.62	18.62	44.40	15.12	27.45	70.37			
Standard deviation	0.00	0.00	0.13	12.52	0.00	0.00	0.00			

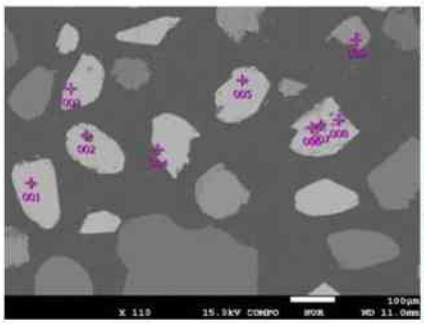
Kampioni S. 7/b – analiza 3



	Fe	K	O	Na	Al	Si	Ti	Zr		
001	9.03	7.85	47.65		12.87	21.52	1.09			
002		9.56	43.76	2.49	11.60	32.60				
003	6.98		46.11		3.92	18.40		24.60		
004			31.96			14.25		53.79		
Average	8.00	8.70	42.37	2.49	9.46	21.69	1.09	39.19		
Standard deviation	0.73	0.60	5.20	0.00	3.20	3.72	0.00	10.32		

	O	Na2O	Al2O3	SiO2	K2O	TiO2	FeO	ZrO2		
001	0.00		25.93	49.49	10.17	1.95	12.45			
002	0.00	3.20	20.71	65.35	10.73					
003	0.00		8.23	44.03			10.05	37.69		
004	0.00			29.63				70.37		
Average	0.00	3.20	18.29	47.13	10.45	1.95	11.25	54.03		
Standard deviation	0.00	0.00	5.81	8.75	0.20	0.00	0.85	11.56		

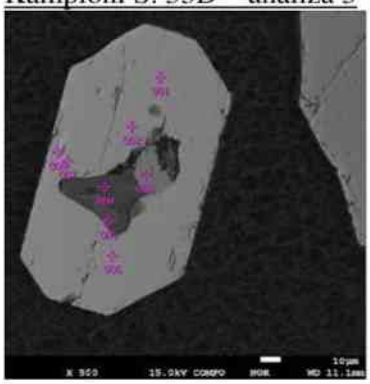
Kampioni S. 40 – analiza 1



	Fe	K	O	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Zr		
001	14.02	7.94	48.97		10.26	18.81					
002	13.45		35.70	6.52	6.32	28.68	4.26		5.06		
003			38.68			12.48	1.82		47.02		
004	5.10		53.82	3.14	1.74	36.20					
005			33.58			13.99			52.43		
006			39.40			15.02			45.58		
007	9.14	0.81	52.58	7.75	5.68	23.42		0.61			
008			36.29			15.18			48.53		
009			43.62					56.38			
Average	10.43	4.37	42.52	5.80	6.00	20.47	3.04	28.50	39.72		
Standard deviation			0.64	2.52	0.37	1.12	0.16	1.87	0.86	19.72	3.94

	CaO	O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	TiO2	FeO	ZrO2
001		0.00		22.04	46.32	11.01		20.63	
002	5.19	0.00	9.63	10.52	53.61			15.19	5.86
003	2.76	0.00			28.62				68.61
004		0.00	5.57	3.54	83.77			7.12	
005		0.00			29.72				70.28
006		0.00			34.12				65.88
007		0.00	14.45	12.23	57.58	1.12	1.17	13.44	
008		0.00			33.09				66.91
009		0.00				100.00			
Average	3.98	0.00	9.88	12.08	45.85	6.07	50.59	14.09	55.51
Standard deviation		0.86	0.00	2.64	0.07	4.51	3.50	34.94	0.33	5.10

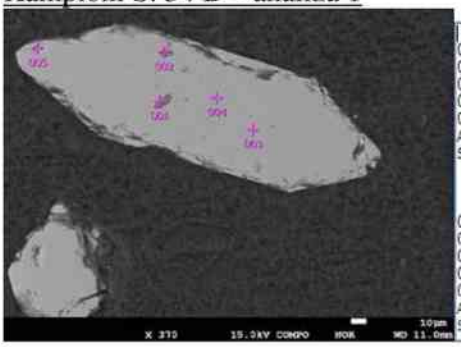
Kampioni S. 33D – analiza 3



	O	Al2O3	SiO2	K2O	TiO2	Cr2O3	FeO	ZrO2
001	0.00		29.49					70.51
002	0.00		29.42					70.58
003	0.00				52.96	1.77	45.26	
004	0.00		100.00					
005	0.00	18.48	65.57	15.95				
006	0.00		29.50					70.50
007	0.00		29.75					70.25
008	0.00		29.08					70.92
Average	0.00	18.48	44.69	15.95	52.96	1.77	45.26	70.55
Standard deviation	0.00	0.00	5.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16

	Fe	K	O	Al	Si	Ti	Cr	Zr
001			33.66		13.85			52.49
002			33.52		13.84			52.63
003	34.11		33.92			30.79	1.18	
004			57.37		42.63			
005		12.82	47.90	9.53	29.75			
006			34.22		13.75			52.03
007			34.04		13.92			52.04
008			29.29		14.46			56.25
Average	34.11	12.82	37.99	9.53	20.31	30.79	1.18	53.09
Standard deviation	0.00	0.00	3.08	0.00	2.21	0.00	0.00	1.41

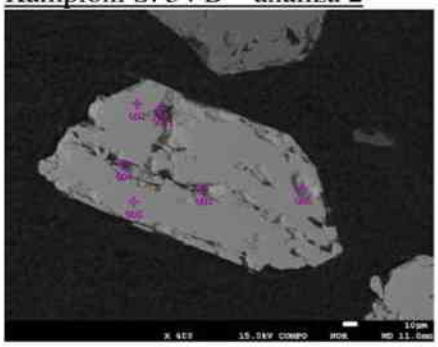
Kampioni S. 34 B – analiza 1



	CaO	O	F	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	FeO	ZrO2
001		0.00		12.54	18.10	39.68		9.96	19.72	
002	51.26	0.00	3.70				38.06			6.98
003		0.00				37.76				62.24
004		0.00				29.39				70.61
005		0.00				30.31				69.69
Average	51.26	0.00	3.70	12.54	18.10	34.28	38.06	9.96	19.72	52.38
Standard deviation	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.99	0.00	0.00	0.00	8.66

	P	Fe	K	O	F	Mg	Al	Si	Ca	Zr
001		14.45	7.77	44.17		7.17	9.03	17.41		
002	16.92			36.69	3.75				37.37	5.26
003				38.51				17.09		44.40
004				33.49				13.83		52.68
005				21.15				16.71		62.13
Average	16.92	14.45	7.77	34.80	3.75	7.17	9.03	16.26	37.37	41.12
Standard deviation	0.00	0.00	0.00	6.10	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	10.51

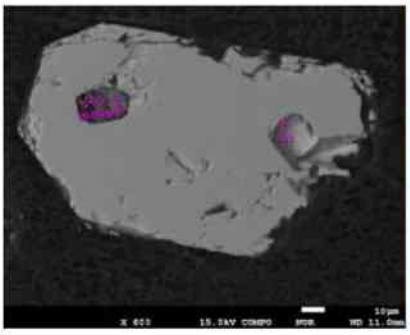
Kampioni S. 34 B – analiza 2



	CaO	O	SiO2	P2O5	ZrO2
001	100.00	0.00			
002	38.40	0.00	9.47	26.04	26.09
003		0.00	31.54		68.46
004		0.00	28.80		71.20
005		0.00	29.75		70.25
006		0.00	29.40		70.60
Average	69.20	0.00	25.79	26.04	61.32
Standard deviation	21.78	0.00	1.62	0.00	4.15

	P	O	Si	Ca	Zr
001		50.40		49.60	
002	11.37	37.44	4.43	27.45	19.32
003		24.73	16.75		58.52
004		44.11	11.52		44.37
005		33.99	13.92		52.08
006		26.30	15.20		58.50
Average	11.37	36.16	12.36	38.52	46.56
Standard deviation	0.00	4.03	1.27	7.83	5.34

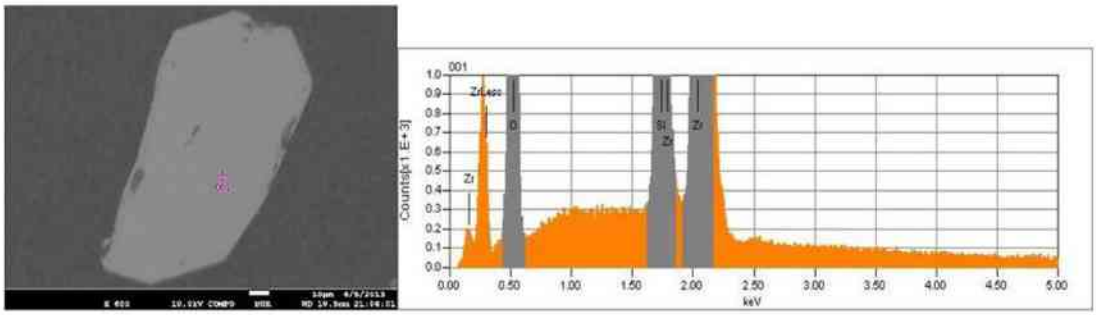
Kampioni S. 34 B – analiza 3

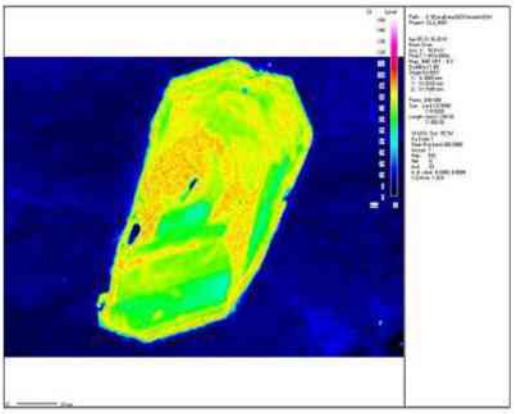


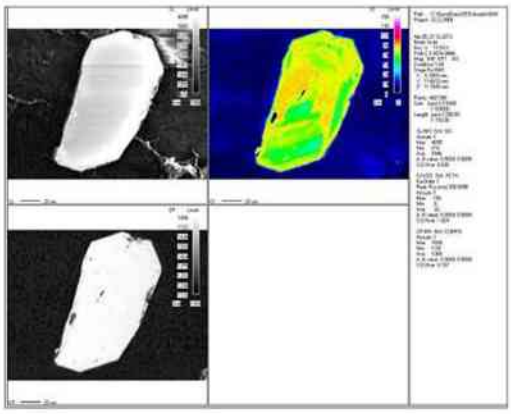
	CaO	O	F	Na2O	Al2O3	SiO2	P2O5	ZrO2
001		0.00				29.57		70.43
002	51.25	0.00	2.84				38.95	6.96
003	3.64	0.00		6.21	15.78	74.36		
004		0.00		2.87	5.01	92.12		
Average	27.45	0.00	2.84	4.54	10.40	65.35	38.95	38.70
Standard deviation	16.83	0.00	0.00	1.18	3.81	15.45	0.00	22.44

	P	O	F	Na	Al	Si	Ca	Zr
001		35.78				13.49		50.73
002	17.07	38.13	2.85				36.78	5.18
003		33.61		5.61	10.77	46.45	3.57	
004		54.89		2.03	2.51	40.57		
Average	17.07	40.60	2.85	3.82	6.64	33.50	20.17	27.95
Standard deviation	0.00	7.14	0.00	1.27	2.92	4.08	11.74	16.11

Kampioni S. 33D – Zonimi i grimcës së zirkonit.

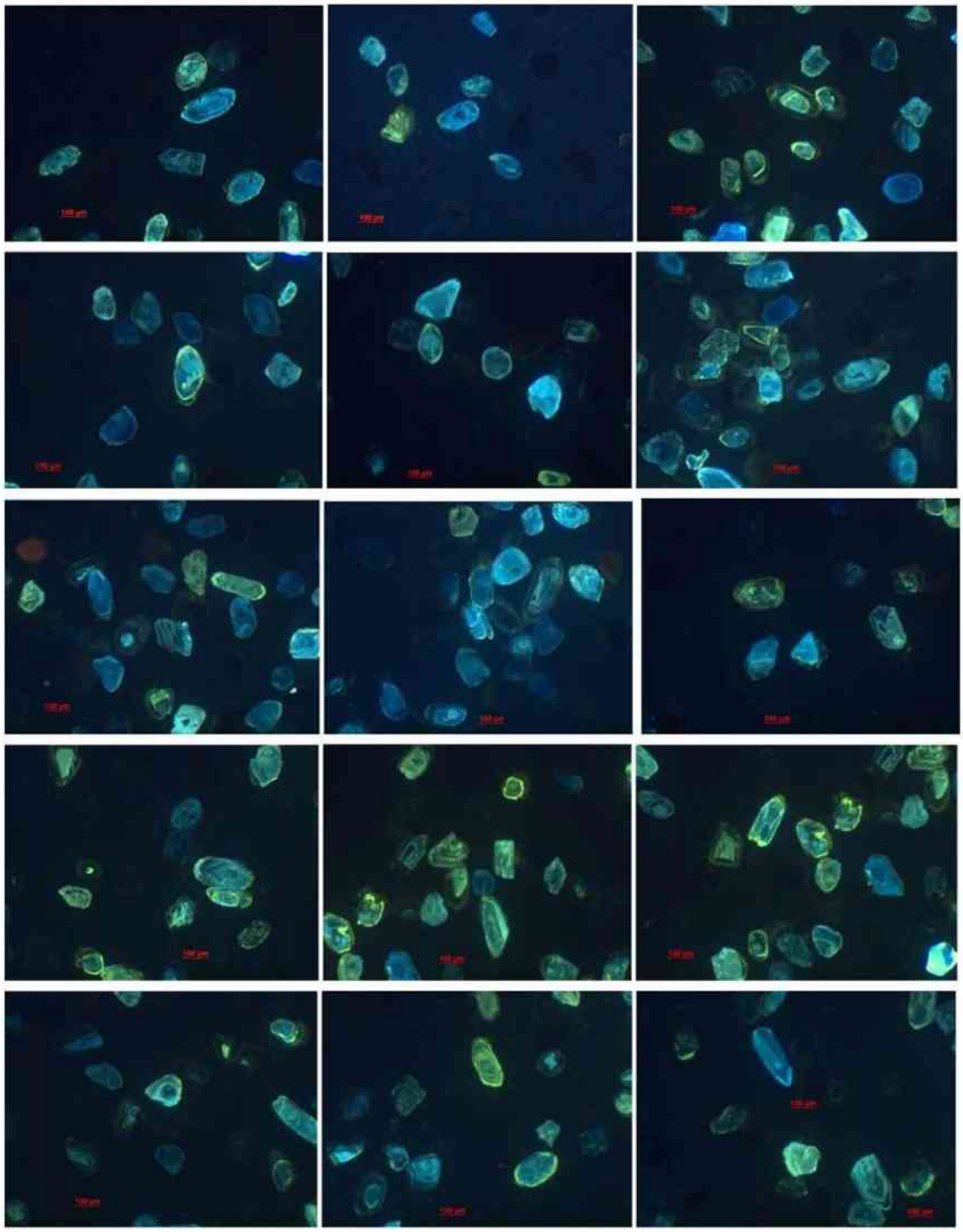


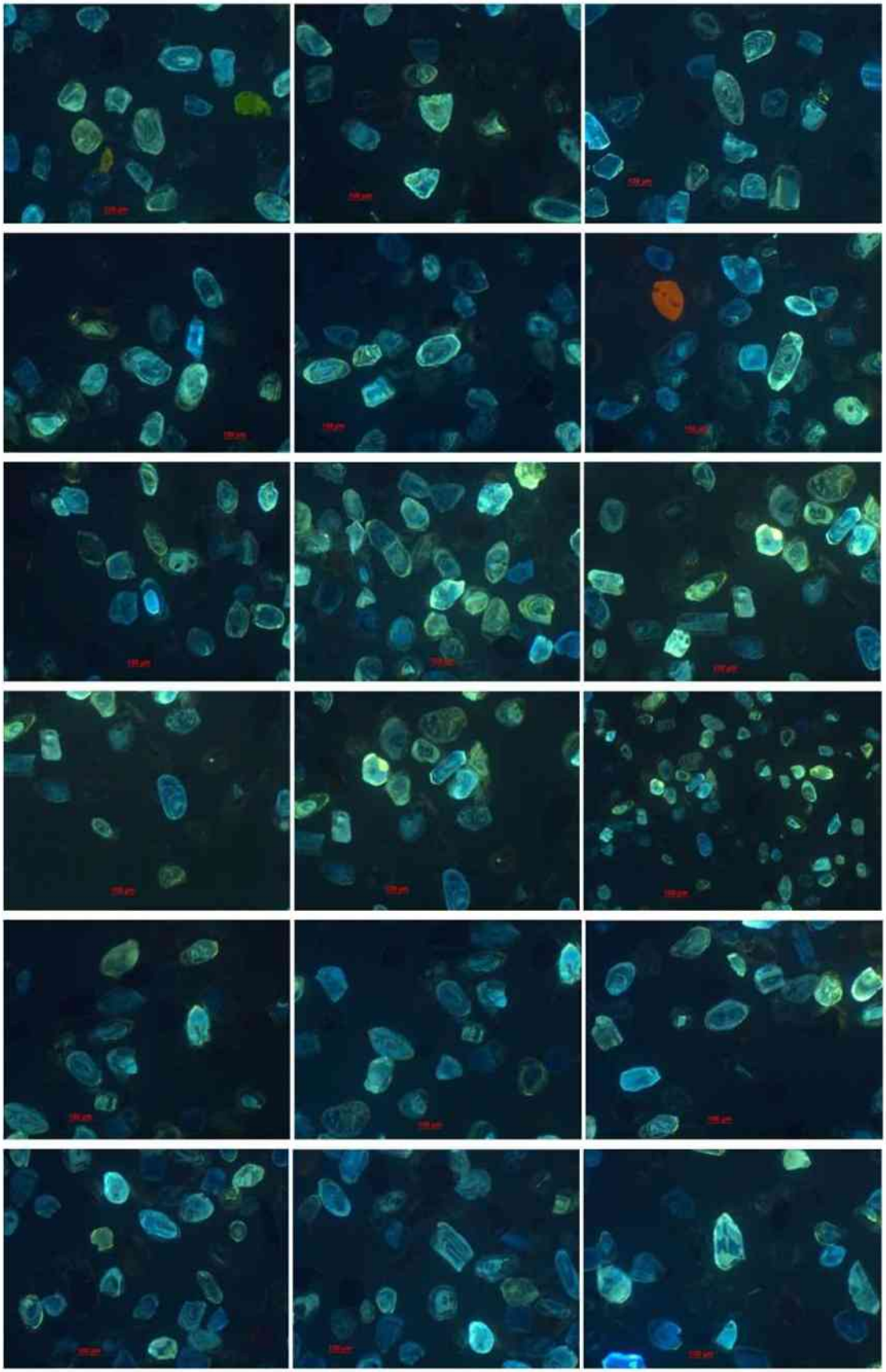


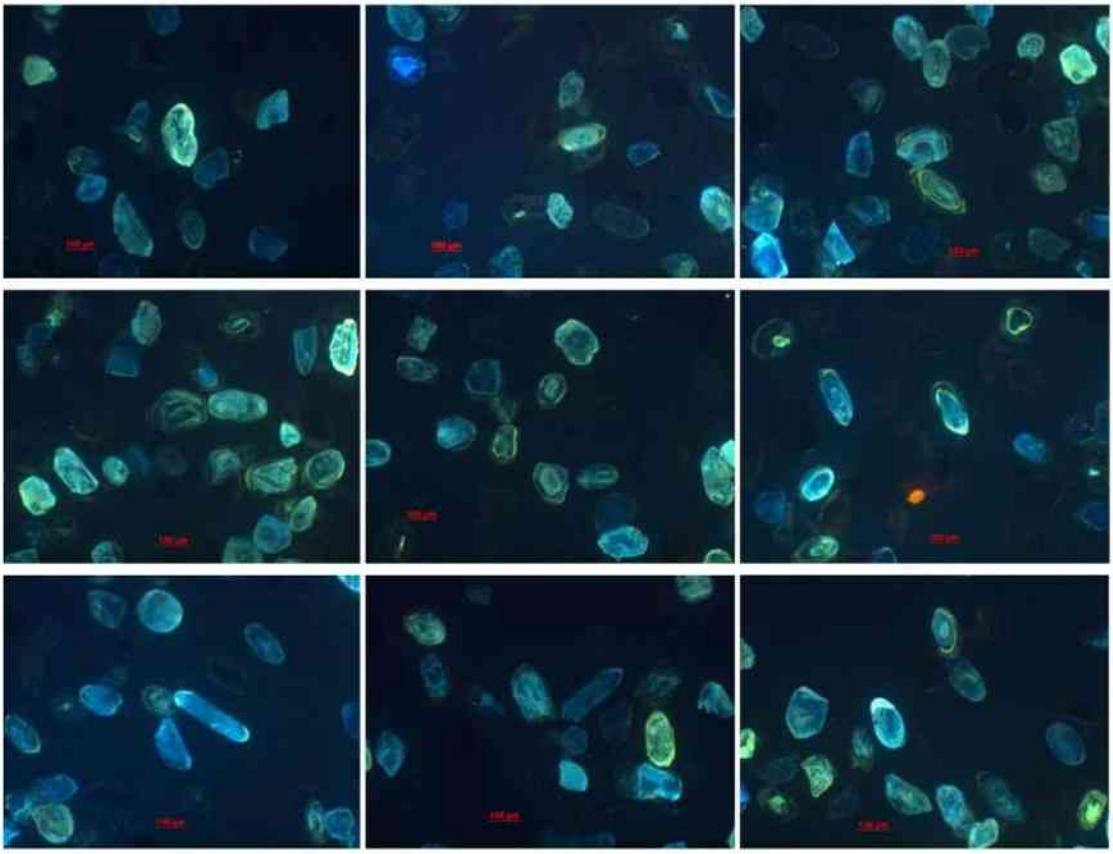


Aneksi E: Foto të grimcave të zirkonit në CL

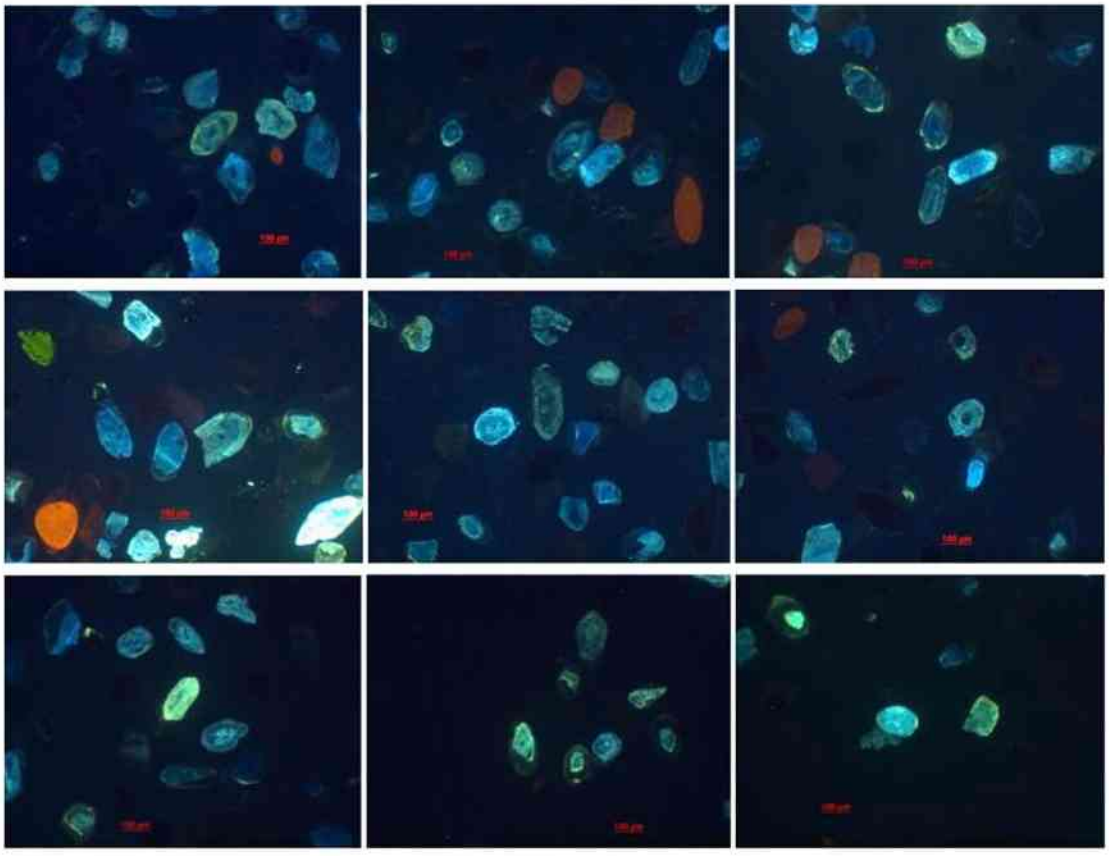
Kampioni S. 1

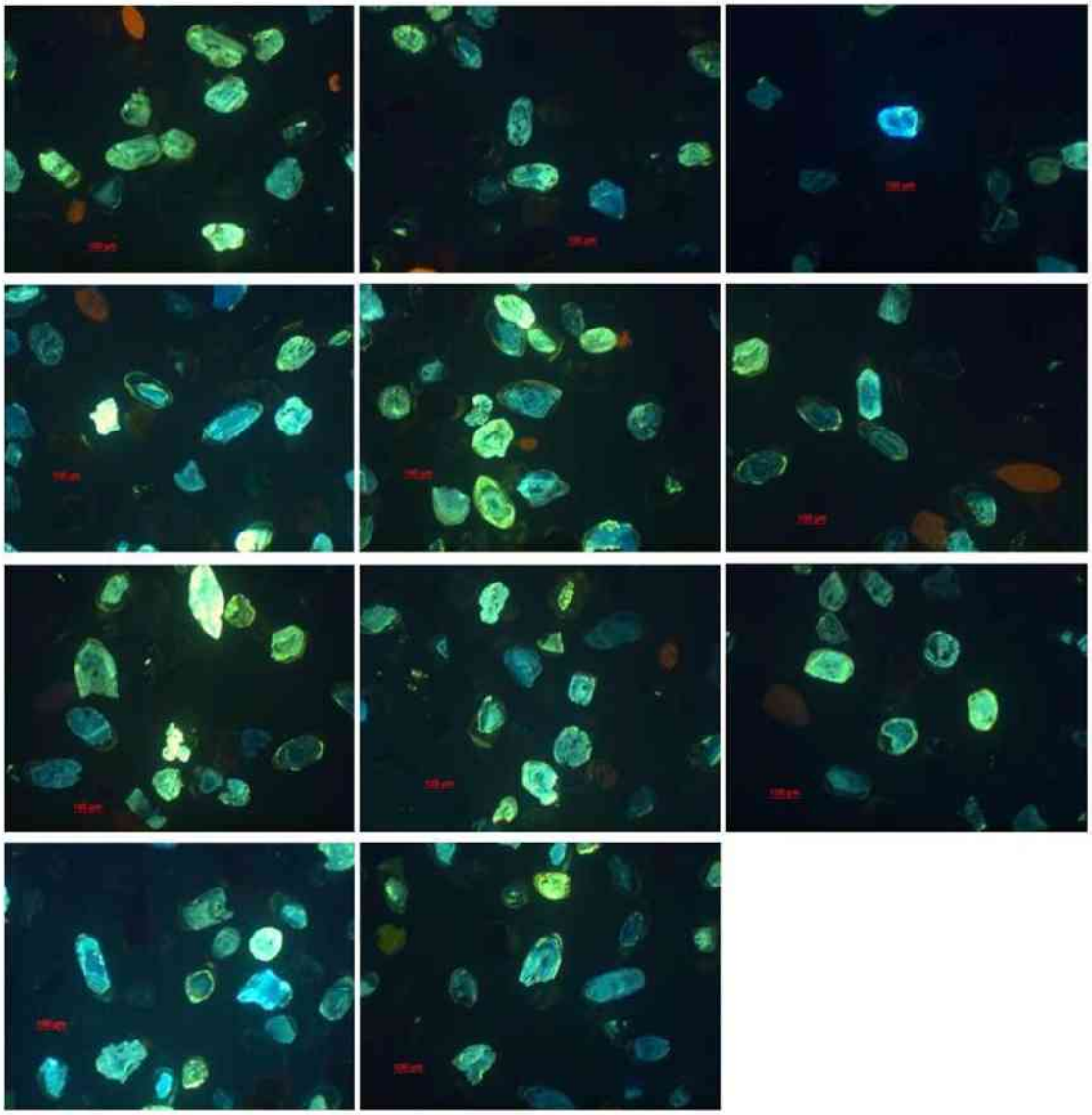




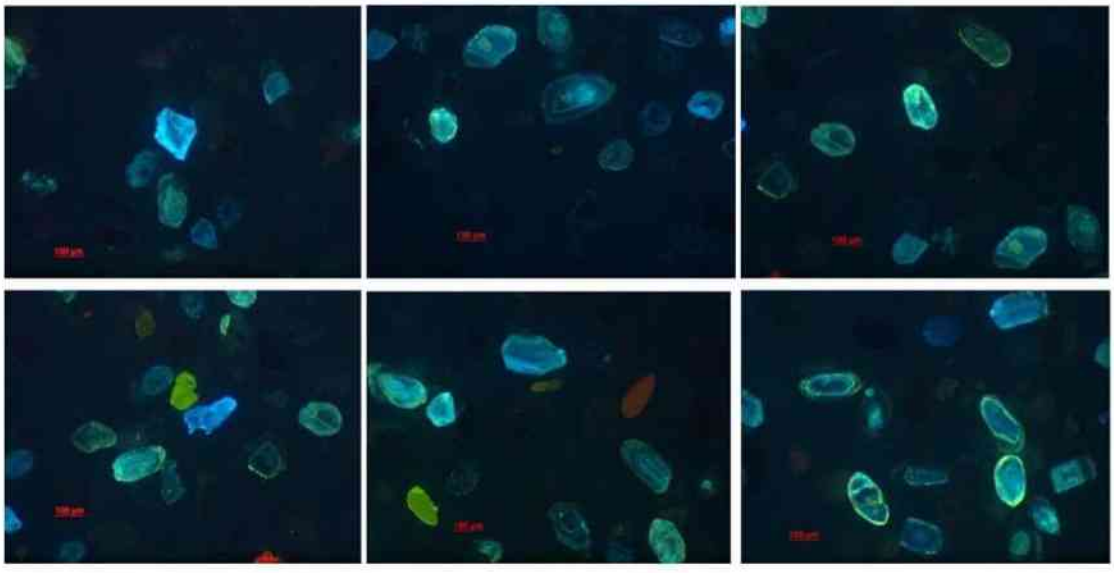


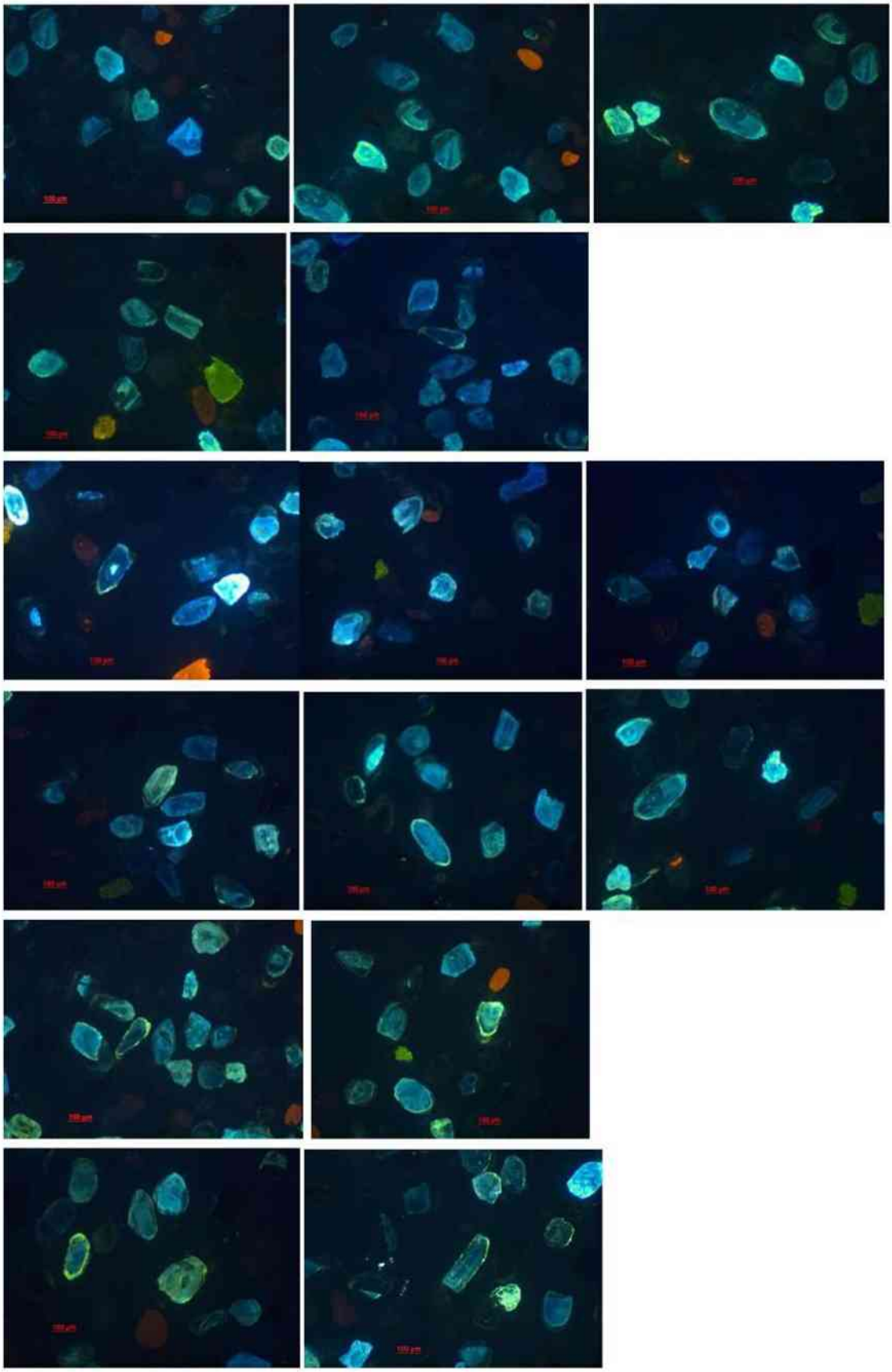
Kampioni S. 7B

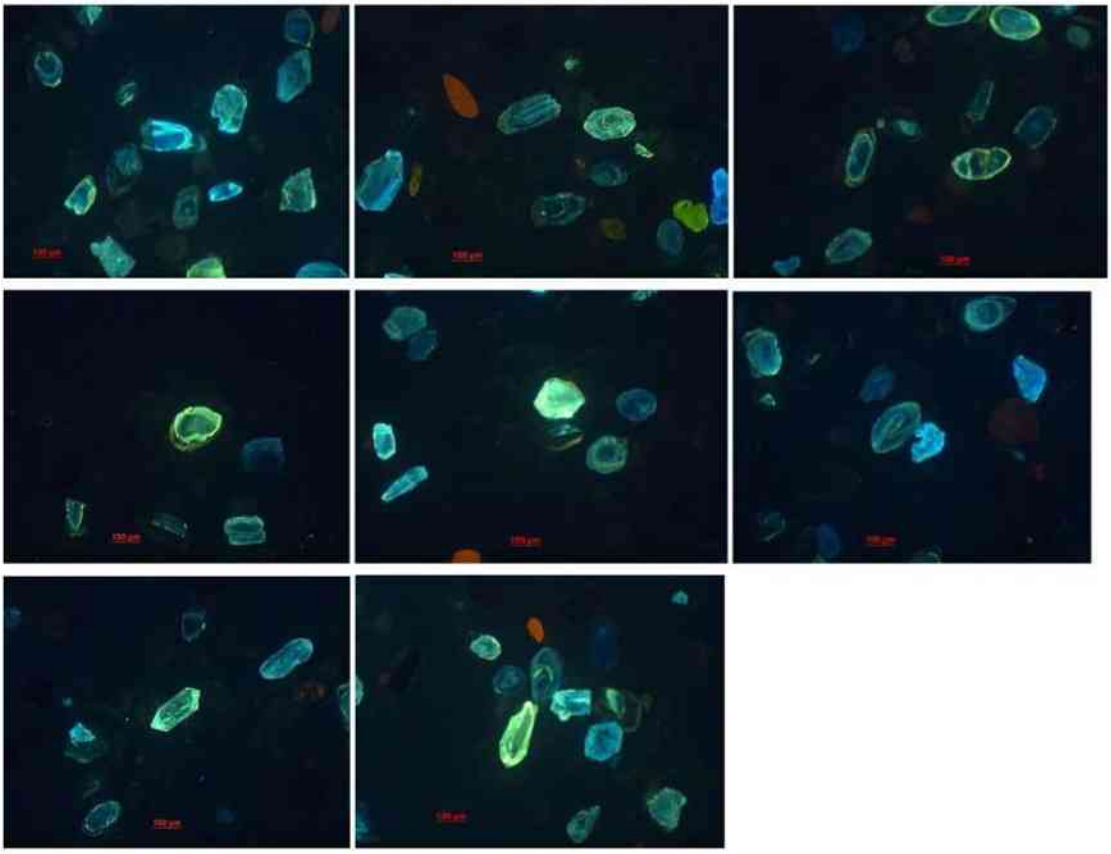




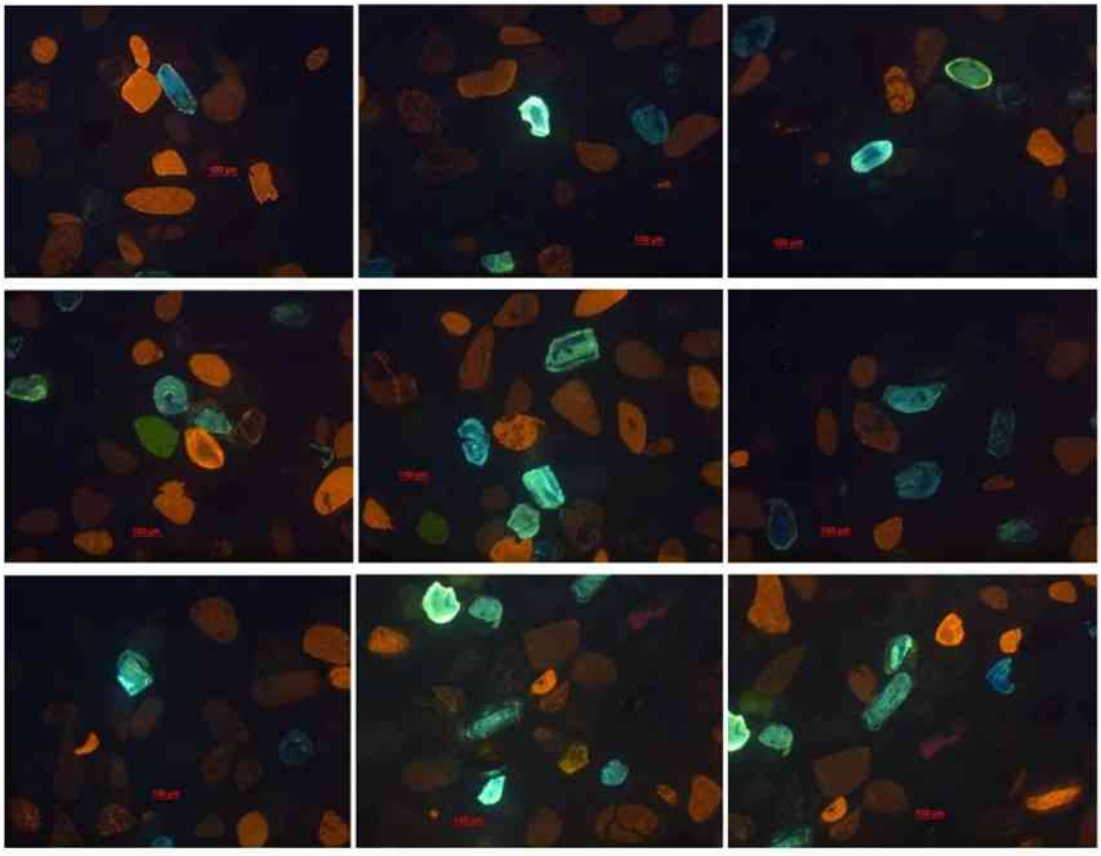
Kampioni 34 F

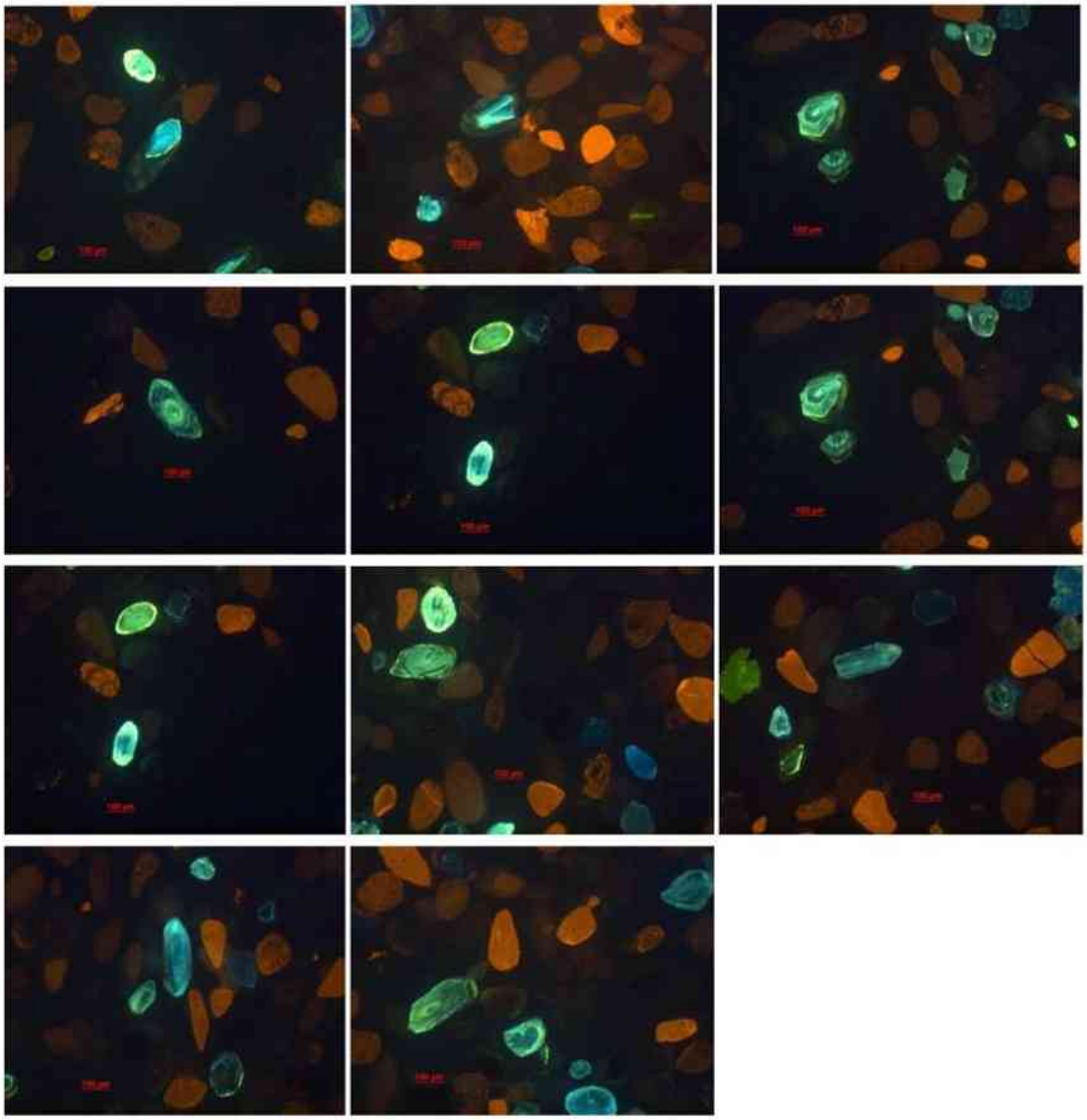




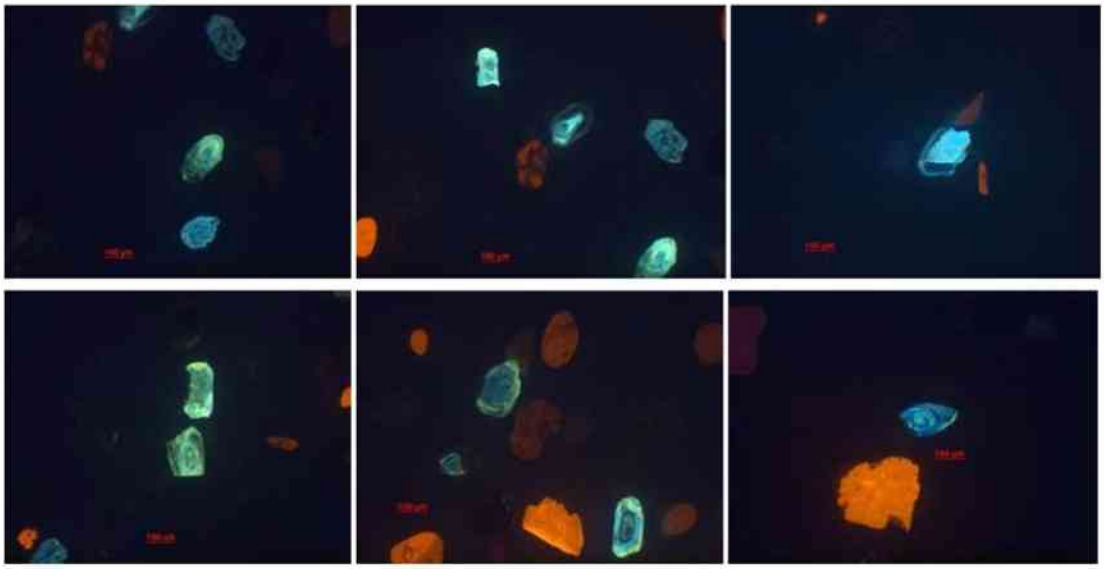


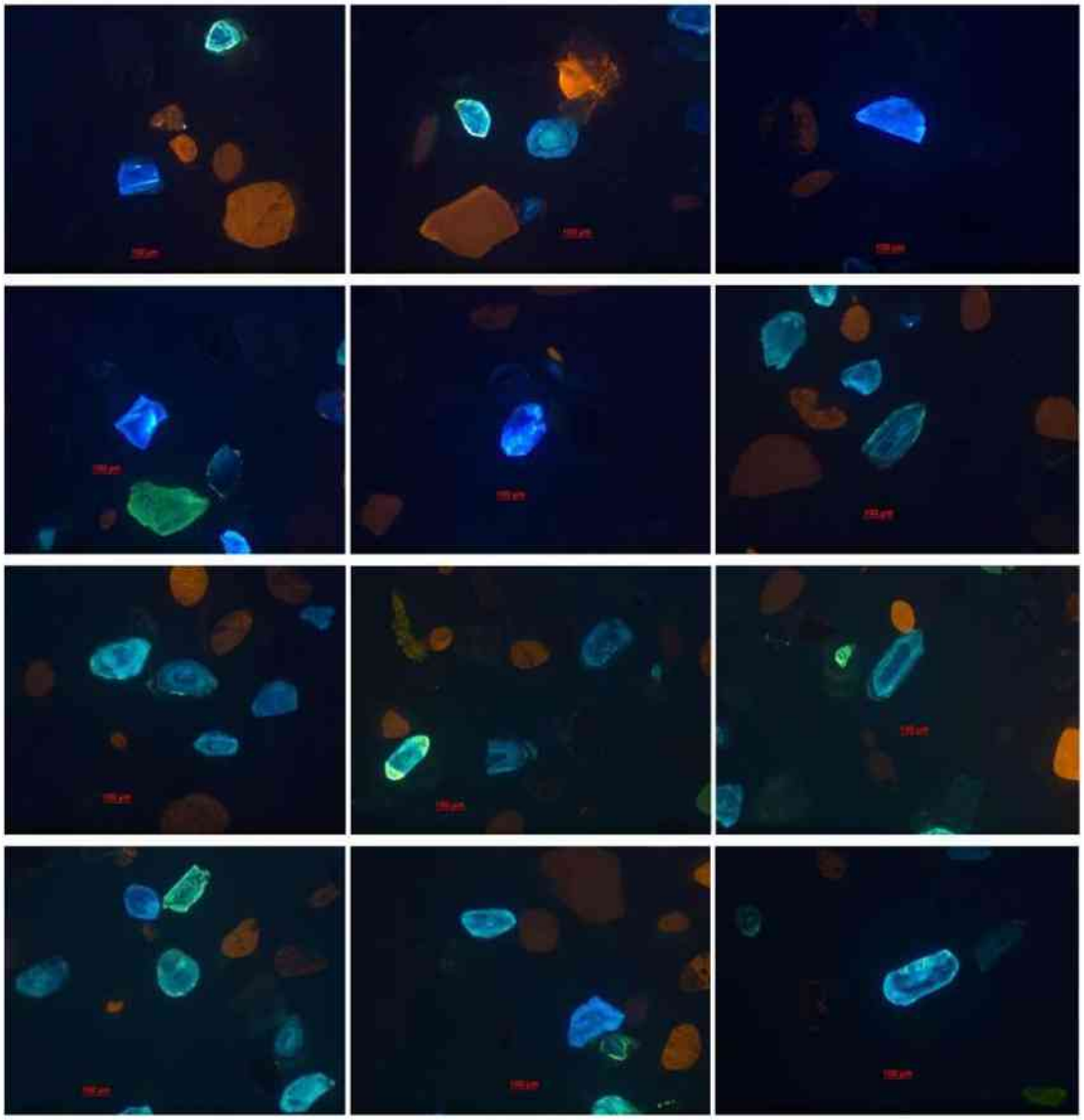
Kampioni 38



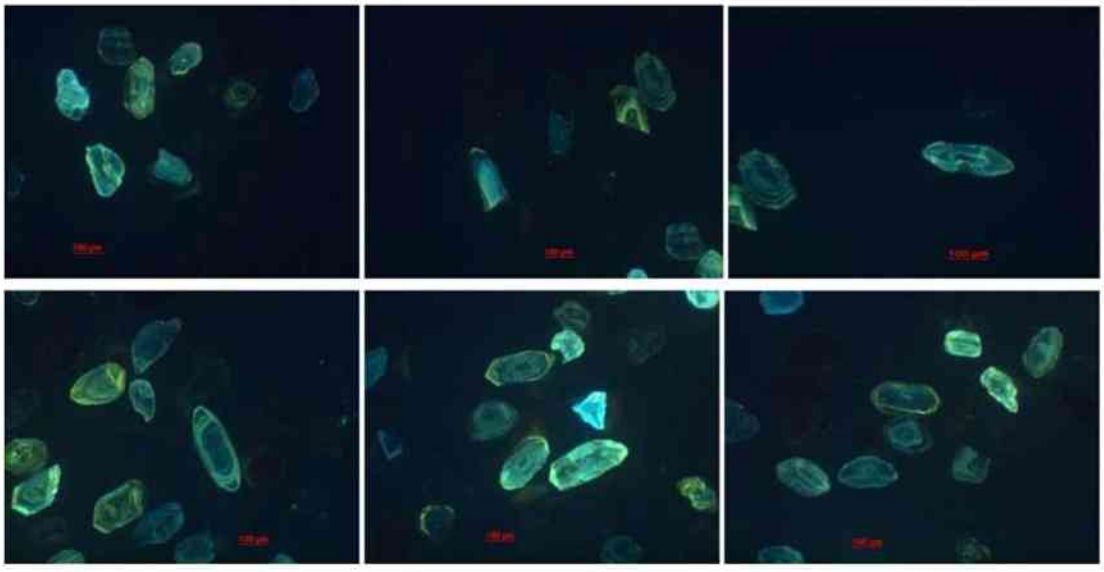


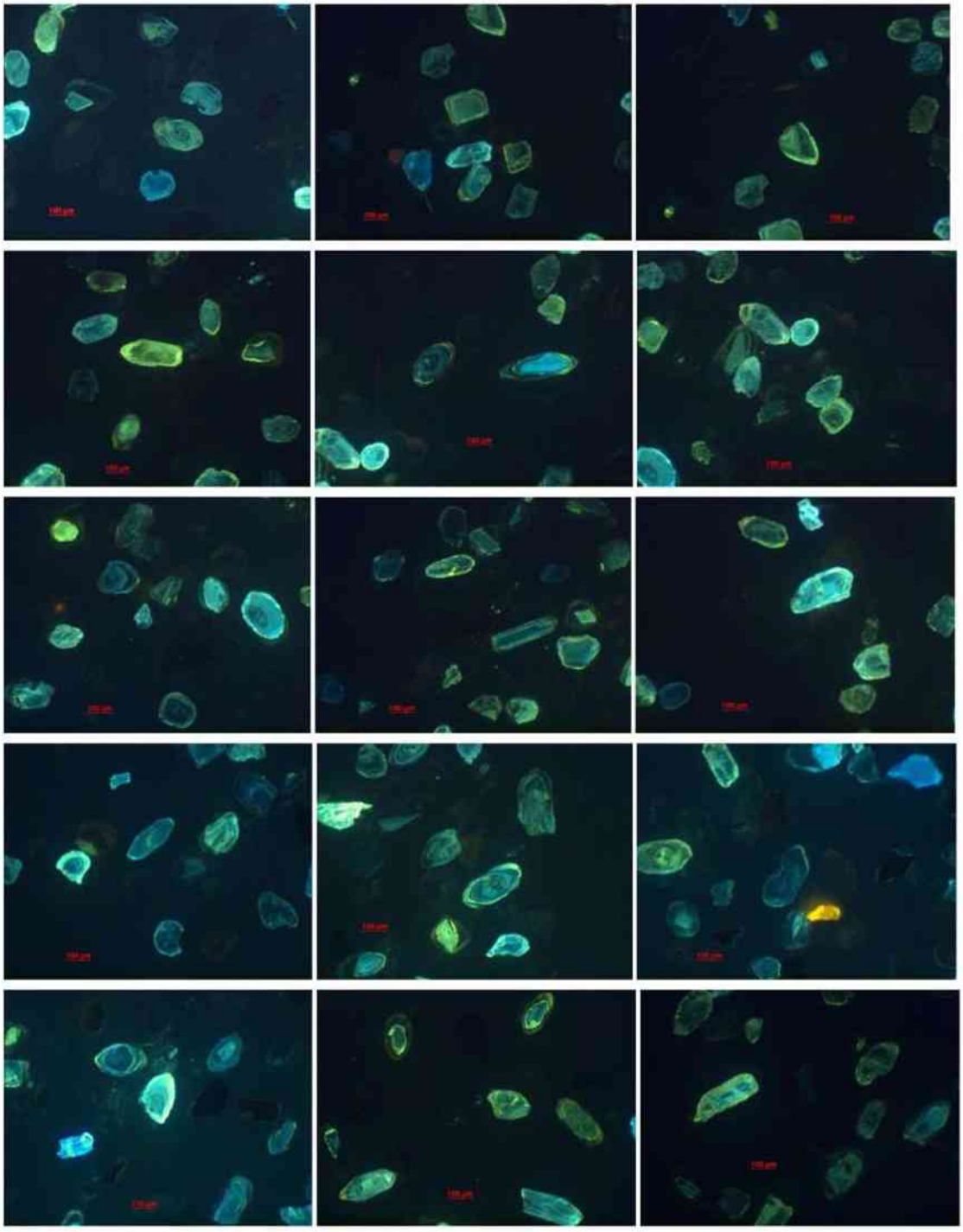
Kampioni 42



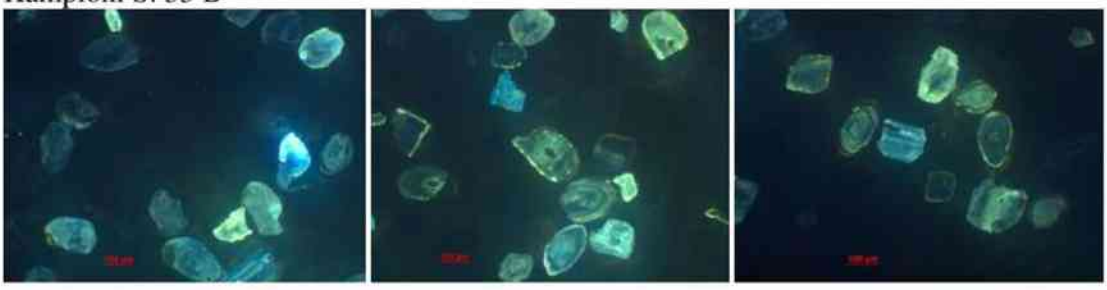


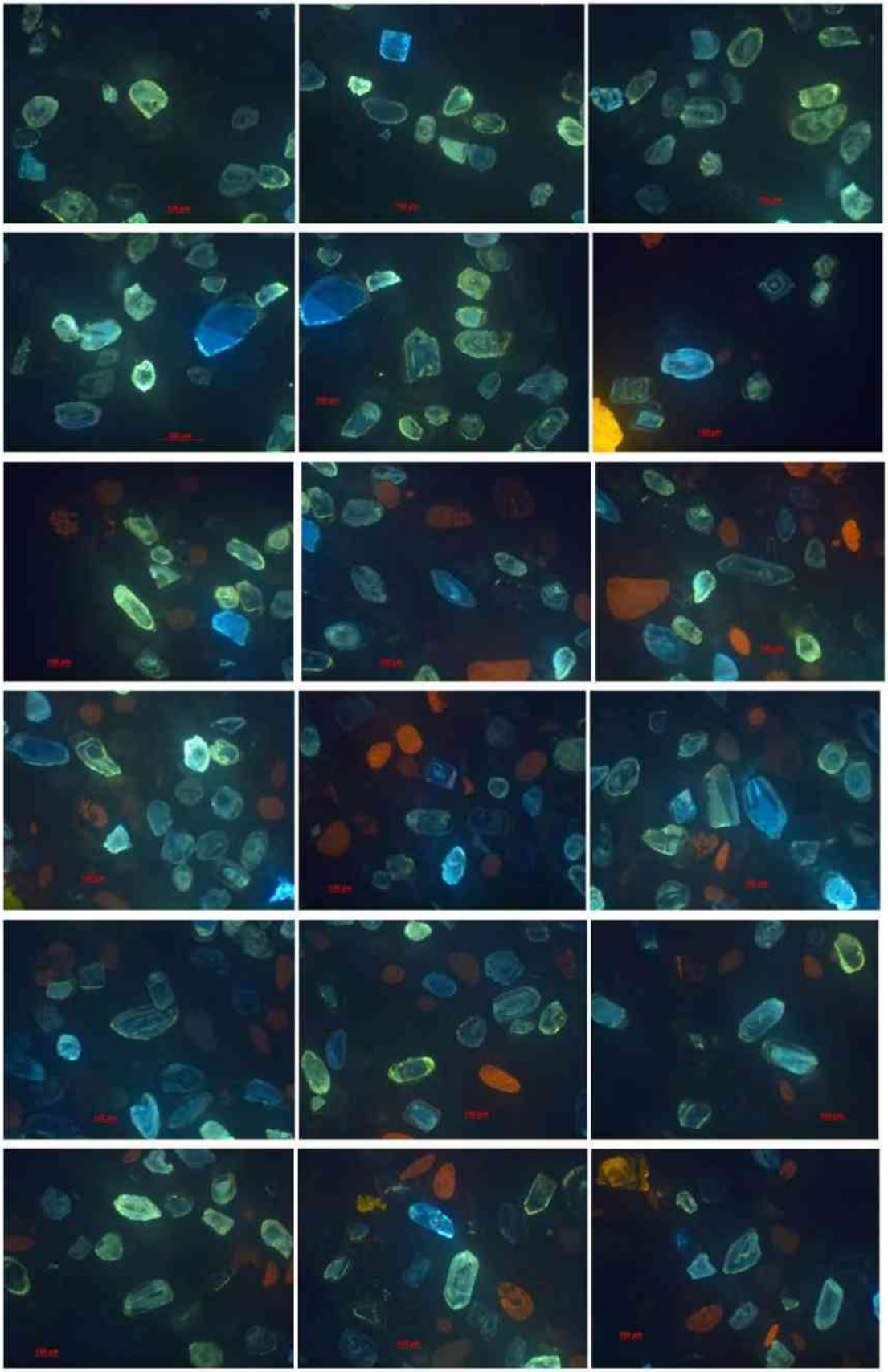
Kampioni 44

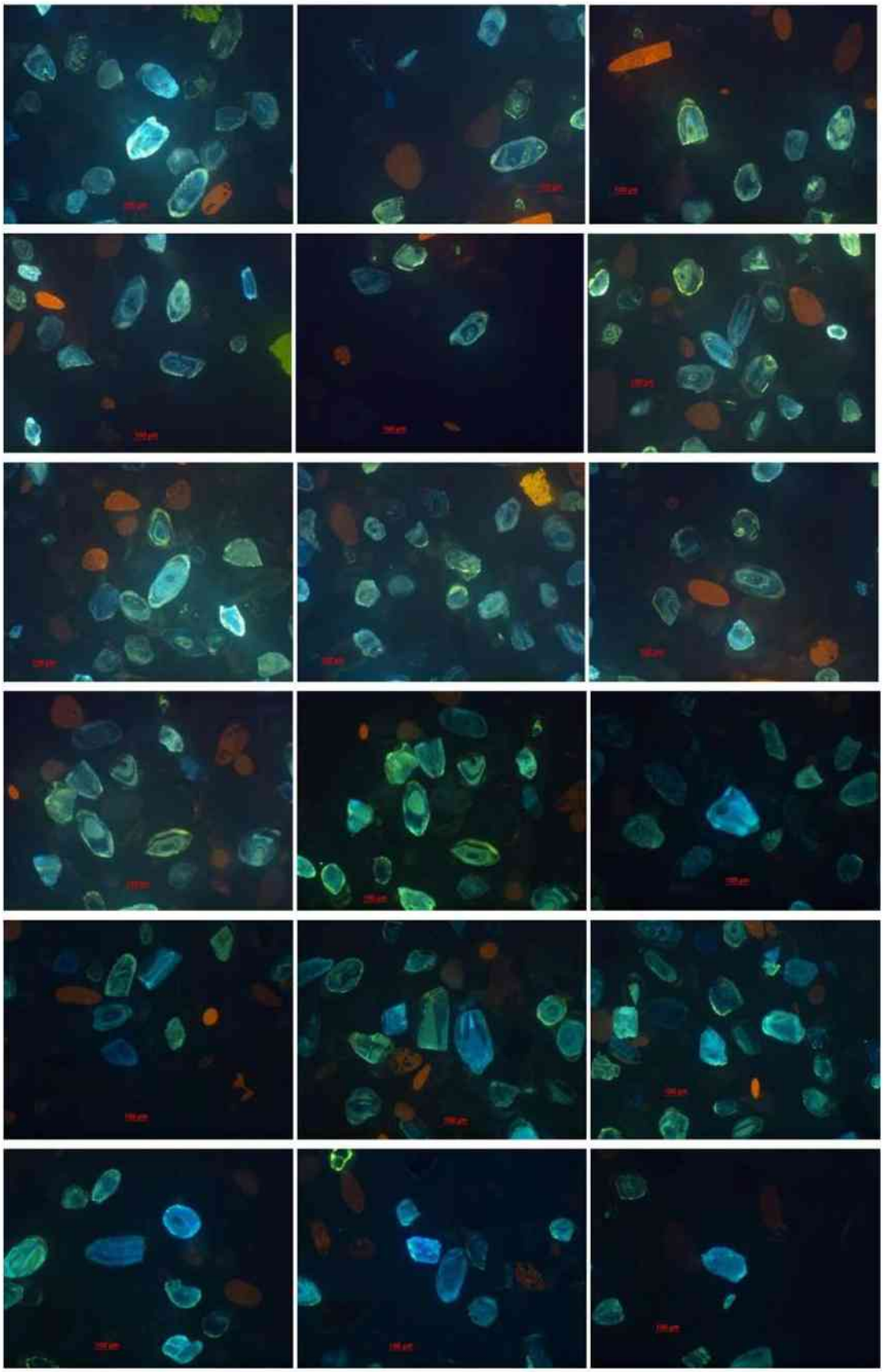


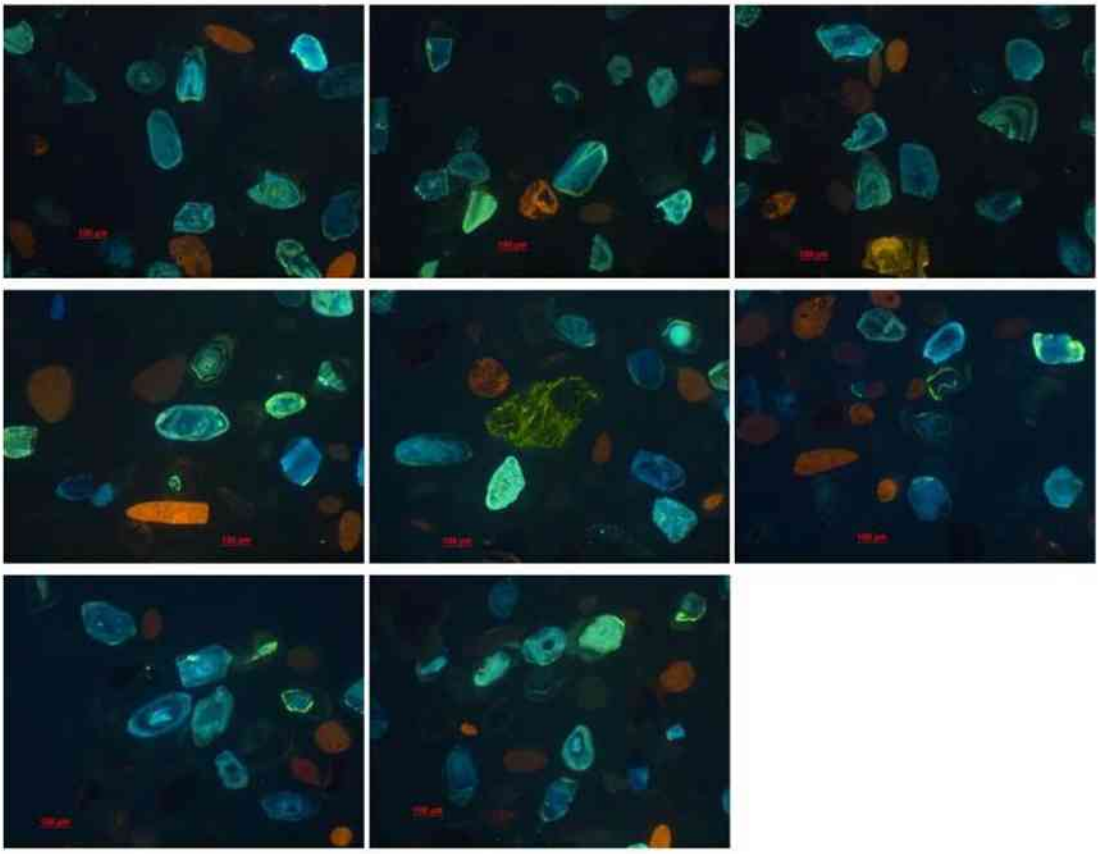


Kampioni S. 33 B

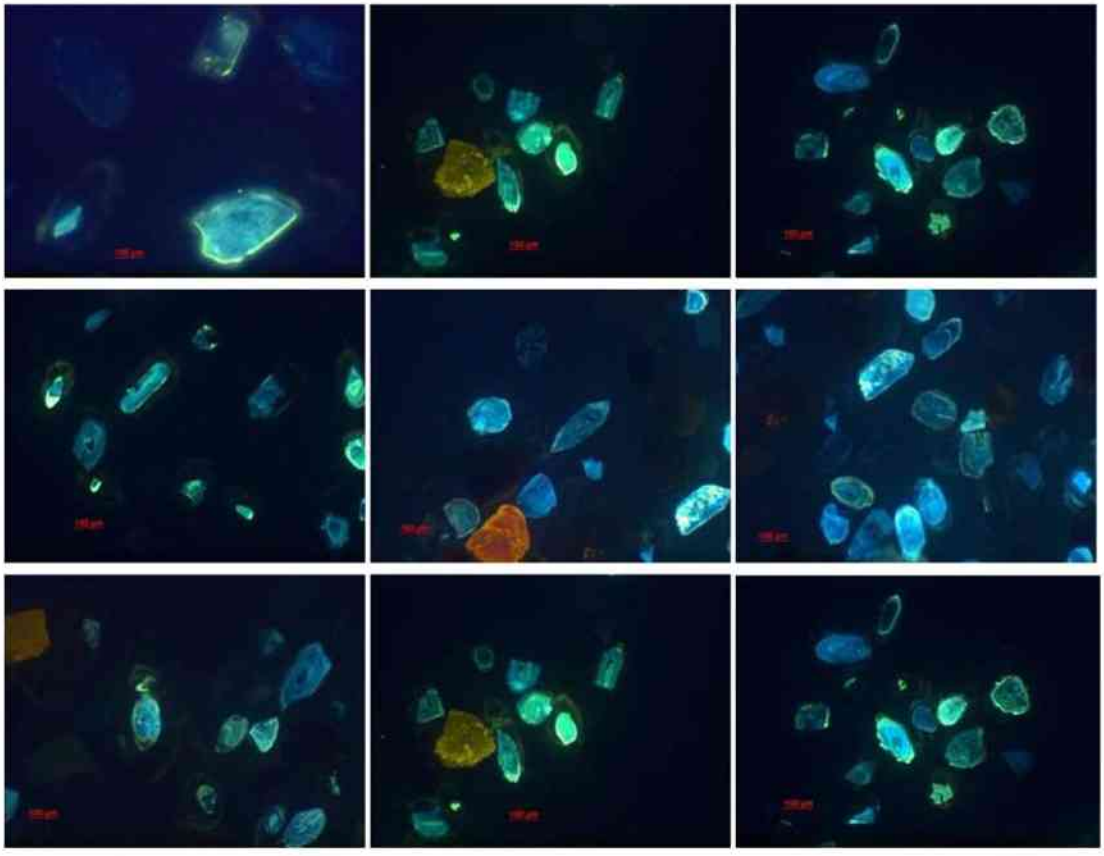


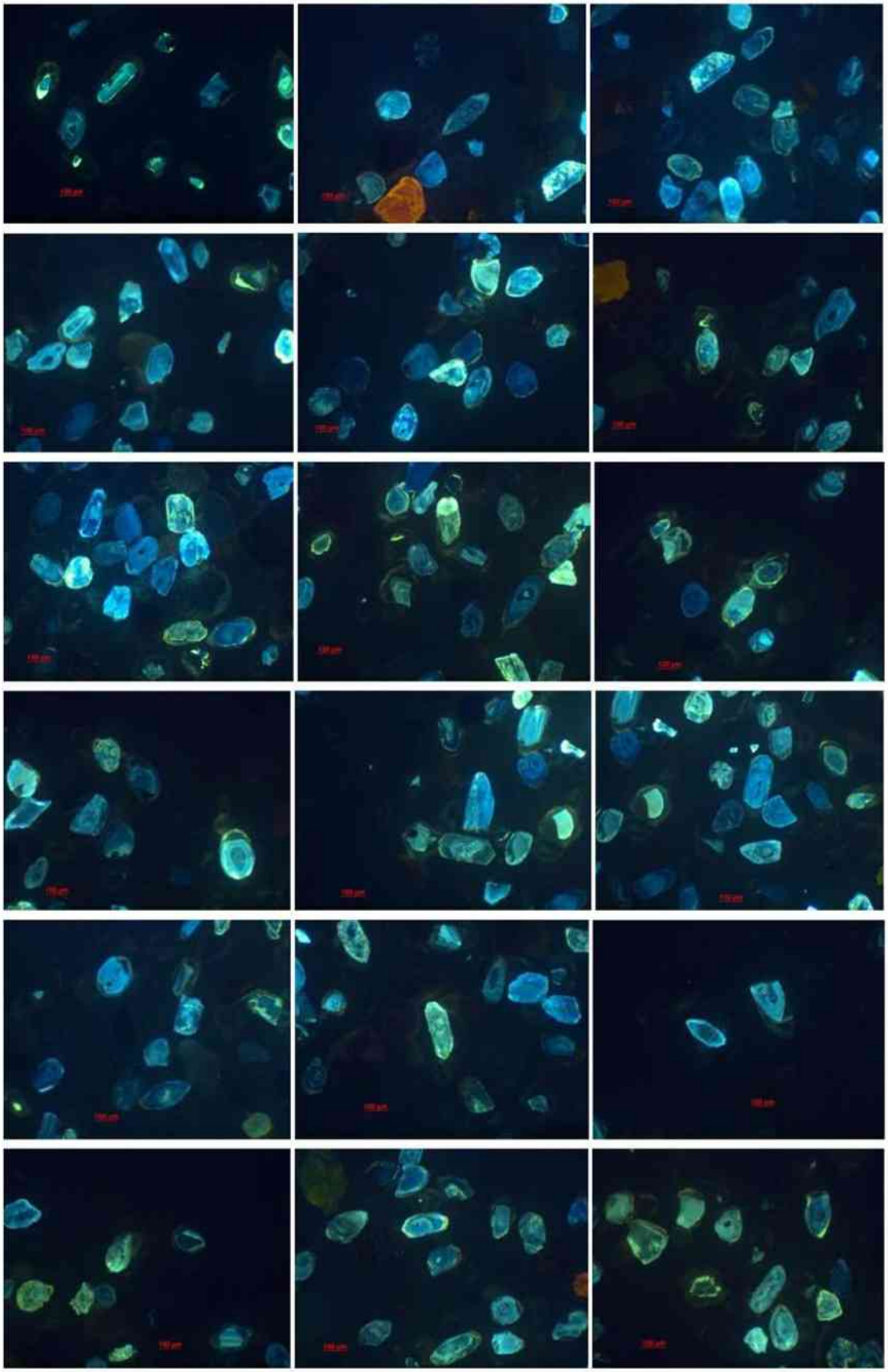


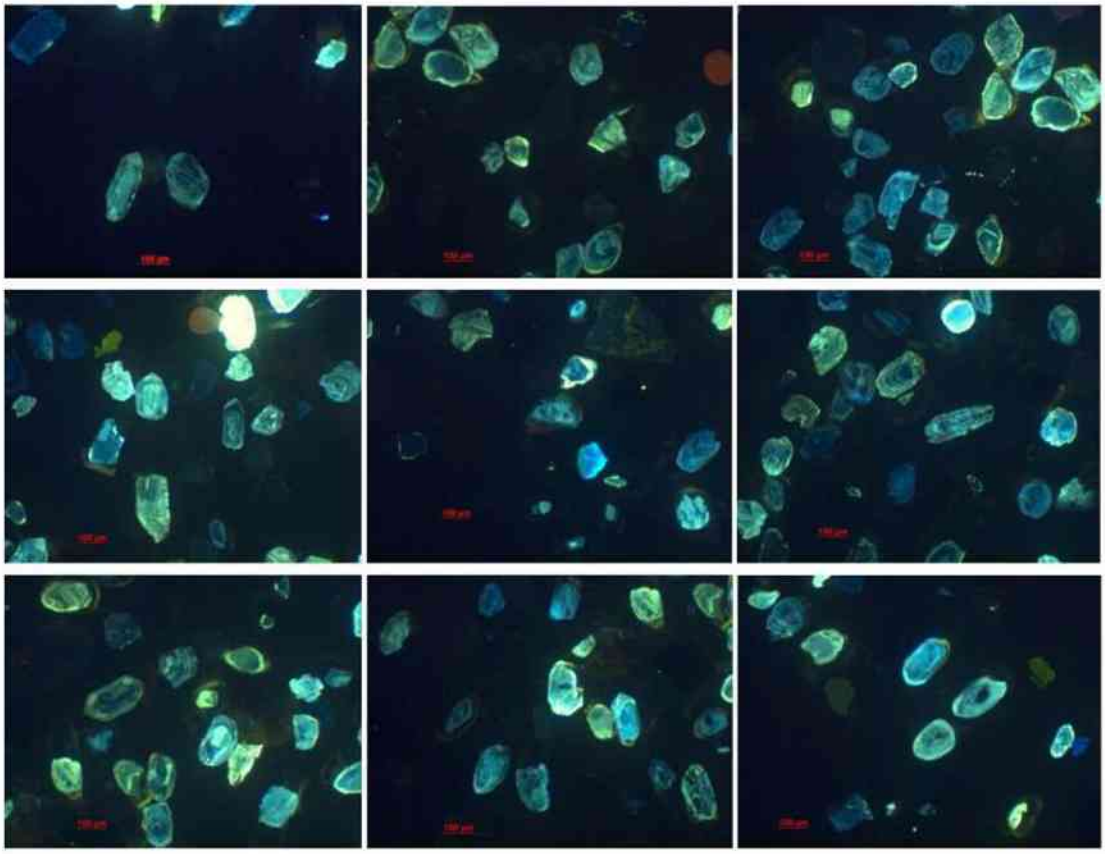




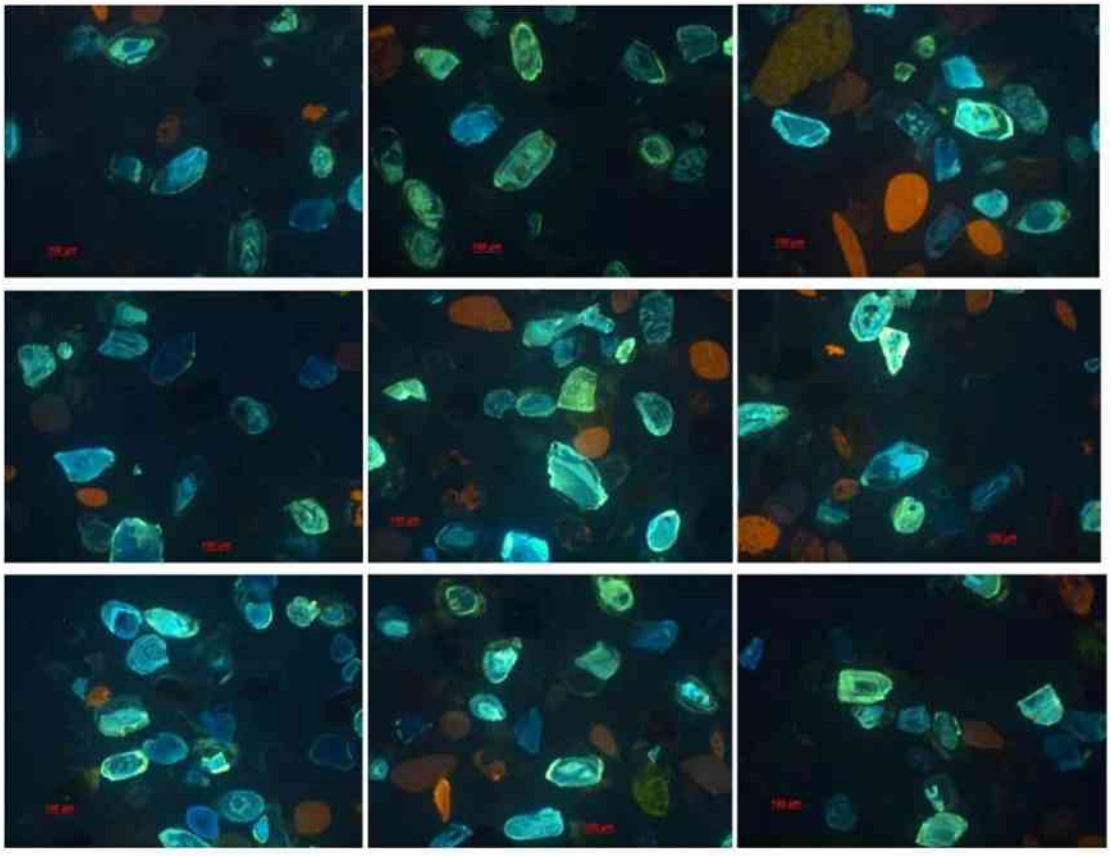
Kampioni 34B

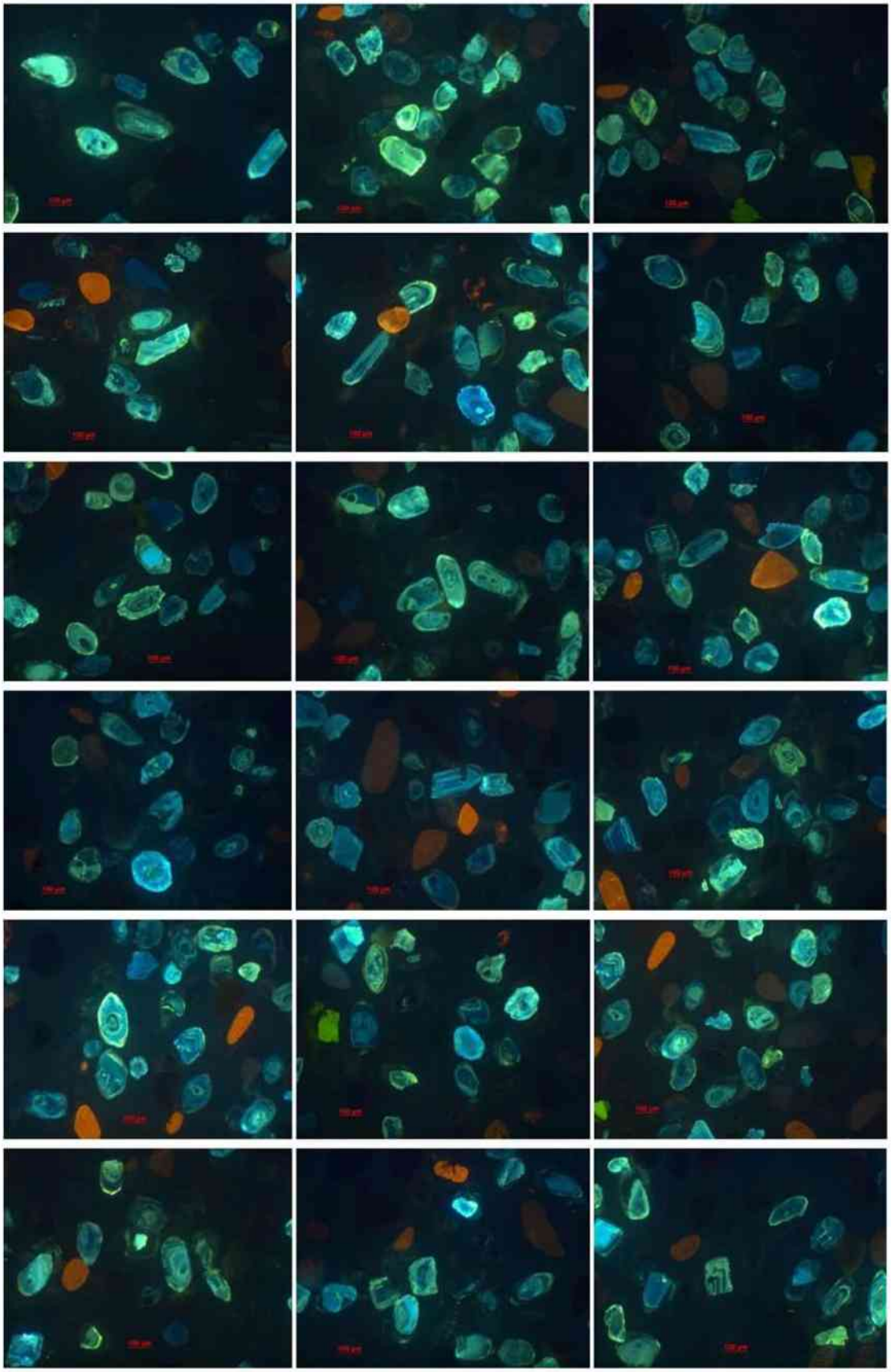


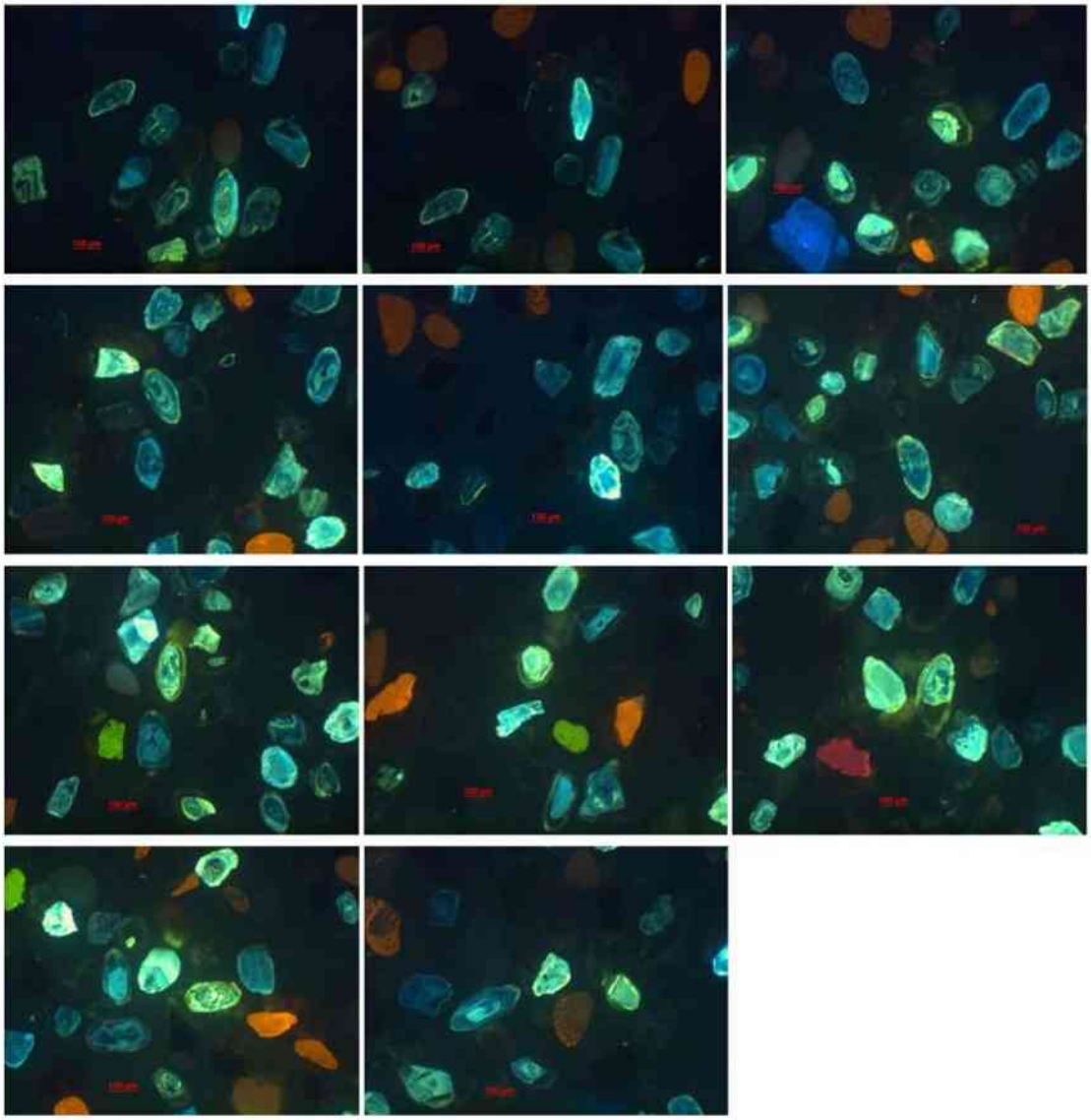




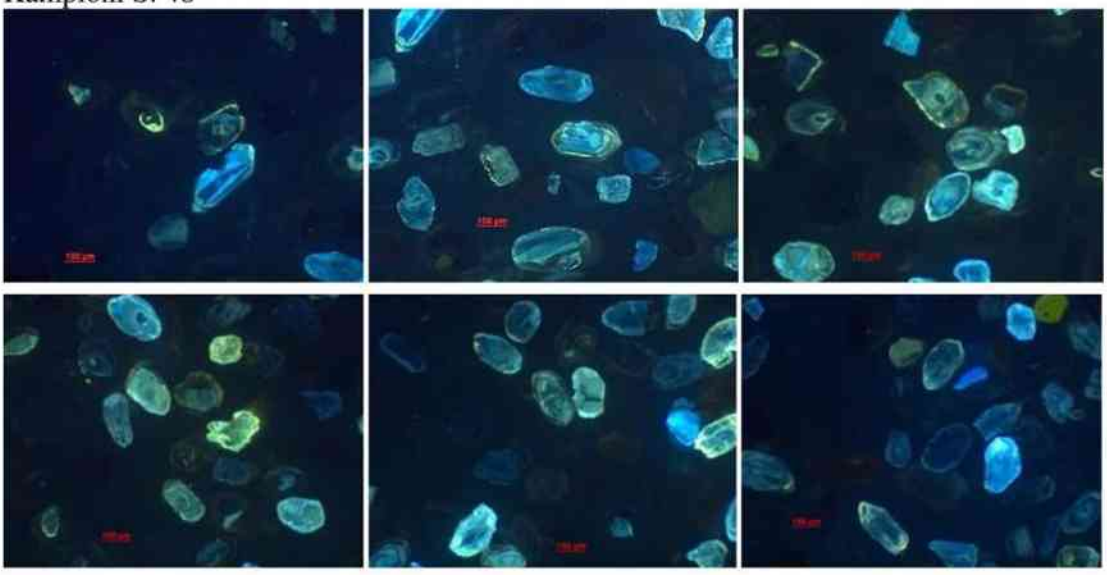
Kampioni 40







Kampioni S. 48



Kampioni S. 60

