



Buletini i Shkencave Gjeologjike
1/2025
Buletin of Geological Sciences

BORDI EDITORIAL

DR. MADALINA - ELENA KALLANXHI - KRYEREDAKTOR

DR. SIRELDA BELE - SEKRETAR

DR. ENTON BEDINI- ANËTAR

PROF. DR. IBRAHIM MILUSHI - ANËTAR

PROF. AS. EDMOND DUSHI - ANËTAR

DR. ARJOL LULE - ANËTAR

DR. BESNIK AGO - ANËTAR

INXH. HENRI NIKOLLA - REDAKTOR TEKNIK

ISSN 0254-5276

Ndikimi i ndryshimeve klimatike në dinamikën e proceseve hidrokimike të ujërave nëntokësore në rajonin Ohër - Prespë, Shqipëria juglindore

[The impact of climate change on the dynamics of hydrochemical processes of groundwater in the Ohrid – Prespa region, southeastern Albania]

Brisilda Stafa, Arjan Beqiraj 7 [23]

Ndikimi në mjedis i mbetjeve të aktivitetit minerar në zonën e Rehovës (Qarku i Korçës)

[Environmental impact of mining activity waste in the Rehova area (Korça district)]

Ina Gjonaj, Adrian Bylyku, Petrit Picaku, Shefki Hysa, Julinda Sulejmani, Maga Ceroni 39 [57]

Disa të dhëna mbi thyerjet e vjetra të riftëzimit në Njësinë e Lisen - Spitenit

[Some data on the rift faults in the Lisen – Spiten Unit]

Dhurata Ndreko, Arjol Lule, Shaqir Nazaj 75 [83]

Biostratigrafia e nanofosileve gëlqerore nga Formacioni “Mergelet me *Chama*” në Moravë Shqipëri (Baseni Shqiptaro – Thessalian)

[Calcareous nannofossils’ biostratigraphy from “Marls with *Chama*” Formation in Morava Albania (Albanian – Thessalian Basin)]

Mădălina – Elena Kallanxhi 91 [105]

Të dhëna gjeologjike mbi mënyrën e formimit të trupave kromitike dhe shkëmbinjëve rrethues në masivin e Shebenikut

[Geological data on the formation of chromite bodies and the surrounding rocks in the Shebenik Massif]

Dashamir Gega 119 [131]

NDIKIMI I NDRYSHIMEVE KLIMATIKE NË DINAMIKËN E PROCESIVE HIDROKIMIKE TË UJËRAVE NËNTOKËSORE NË RAJONIN OHËR - PRESPË, SHQIPËRIA JUGLINDORE

BRISILDA STAF¹ & ARJAN BEQIRAJ^{2*}

¹Instituti i Gjeoshkencave, UPT, Rruga: Don Bosko, No.60, Tiranë, Shqipëri

²Universitetit Politeknik i Tiranës, Fakulteti i Gjeologjisë dhe Minierave,
Bulevardi Dëshmorët e Kombit Nr. 4, Tiranë, Albania.

*Autor korrespondent: arjan.beqiraj@fgjm.edu.al

(Dorëshkrim i dorëzuar në gusht 2025; i pranuar për botim në nëntor 2025)

Abstrakt. Ky artikull synon vlerësimin e pasojave të ndryshimeve klimatike në proceset hidrokimike dhe regjimin e ujërave nëntokësore të ekosistemit ujor Ohër – Prespë nëpërmjet studimit të veçorive fiziko-kimike të ujërave sipërfaqësore dhe nëntokësore. Vargmali Mali i Thatë – Galiçicë, i ndërtuar nga gëlqërore triasiko-jurasike, përmban ne vetvete forma karstike që mundesojnë lëvizjen e ujërave nëntokësore drejt liqenit Ohër dhe daljen e tyre në trajtë burimesh. Veçoritë hidrokimike i klasifikojnë ujërat ekosistemit Ohër-Prespë në tipin Ca-HCO_3 dhe Ca-Mg-HCO_3 , me burim më të fortë përkatësisht nga karsti dhe liqeni Prespa e Madhe. Ujërat e tipit Ca-HCO_3 dallohen për vlera më të ulëta të Minëralizimit të Përgjithshëm ($\text{MP} < 300\text{mg/l}$), ndërsa ujërat e tipit Ca-Mg-HCO_3 dallohen për vlera më të larta të Minëralizimit të Përgjithshëm ($\text{MP} > 300\text{mg/l}$). Vlerësimi sasi i kontributit të karstit dhe liqenit Prespa e Madhe në ujin e burimeve që dalin në bregun e liqenit Ohër, e kryer përmes ekuacionit të bilancit të masës të fraksioneve ujore të përziera dhe bilancit kimik të përmbajtjes së klorureve në ujë, tregoi që, në stinen e pranverës, burimet Elshan, Kufi dhe Biljana ushqehen në masën mbi 50% nga uji i karstit, ndërsa në atë të vjeshtës, edhe burimet Tushemisht, Gurras dhe Shën Naum ushqehen në mbi 50% nga karsti. Kjo gjetje, që konfirmohet nga ulja e ndjeshme e silicës në ujin e burimeve të kampionuar në vjeshtë, tregon që me rënien e nivelit të ujit në liqenin Prespa e Madhe, pesha specifike në ushqimin e burimeve dhe të vetë liqenit Ohër i kalon karstit.

Fjalë kyçe: Burime karstike, ujëra nëntokësore, ndryshime klimatike, Liqeni Prespa e Madhe, Ohër.

HYRJA

Ujërat nëntokësore përbëjnë një burim jetik për jetën në Tokë, pasi ato janë depozita më e madhe e ujit të freskët në gjendje të lëngët në planetin tonë (Fettër 2001). Van Engelenburg et al. (2018) kanë evidentuar ndikimin e ndryshimeve klimatike në nivelet e ujërave nëntokësore, ndërsa Taylor et al. (2013) treguan se ndryshimet klimatike globale kanë potencialin të ndikojnë në sasinë dhe cilësinë e ujërave nëntokësore. Një pjesë e

rëndësishme e ujërave nëntokësore janë ujërat karstikë të cilët lidhen me shkëmbinj të tretshëm, si gëlqërorët dhe evaporitet. Shkëmbinj të karstikë përbëjnë 24 % të territorit të Shqipërisë nga të cilët 6,500 km² janë shkëmbinj karbonatikë të Triasikut – Jurasikut – Kretakut dhe Paleocen – Eocenit, ndërsa 260 km² përbëhen nga evaporitet të Permo – Triasikut (Eftimi 2019).

Në juglindje të Shqipërisë, përgjatë kufirit me Maqedoninë e Veriut dhe Greqinë, ndodhen liqenet e Prespës dhe Ohrit, të cilët formojnë një sistem hidrologjik të ndërlidhur, që është nën presionin e vazhdueshëm të ndryshimeve klimatike. Për studimin e ndikimit të këtyre ndryshimeve klimatike, janë kryer studime të ndryshme që kanë pasur si objekt rënien e nivelit të ujit në liqenin Prespa e Madhe, lidhjen hidraulike midis Liqenit Prespa e Madhe dhe Ohër, kontributin e ujit të Liqenit Prespa e Madhe në ujëdhënien e burimeve që dalin përgjatë bregut të liqenit Ohër, ndryshimet klimatike dhe ndikimet e tyre në hidrologjinë e sistemit ujqor Prespë Ohër (Popovska & Bonacci 2007; Leng et al. 2023; Schriek & Giannakopoulos 2017). Humbjet e ujit nga liqeni Prespa e Madhe i detyrohen kryesisht avullimit nga sipërfaqja e liqenit dhe drenimit nëpërmjet kanaleve nëntokësore karstik në Liqenin e Ohrit (Eftimi 2019).

Cvijic (1906) hodhi për herë të parë idenë e shkarkimit të ujërave të Liqenit Prespa e Madhe në Liqenin Ohër, ndërsa kohët e fundit kjo ide është konfirmuar përmes përdorimit të metodave të gjurmuesve natyralë (Eftimi et al. 2021) dhe artificialë (Popov et al. 2009). Ky studim, përmes një kampionmarrje përfaqësuese që shtrihet në dy stinë (pranverë, vjeshtë) synon të hedh dritë mbi origjinën e ujërave të burimeve, mekanizmat e rimbushjes së rezervave nëntokësore, ndikimin e ndryshimeve klimatike në ciklin hidrologjik, si dhe të vlerësohen risqet për burimet e qëndrueshme të ujit në të ardhmen.

NDËRTIMI GJEOLOGJIK

Zona e studimit

Rajoni Ohër – Prespë përfaqëson pellgun më të vjetër të ujërave të brendshme në Evropë dhe ndër më të vjetrit në botë, që daton që nga Plioceni, 3 – 5 milion vjet më parë (Krstic 2012). Zona në studim përfshin sistemin karstik të liqeneve ndërkufitarë Prespa e Vogël, Prespa e Madhe dhe Ohër (Krstic 2012), të cilët përbëjnë një sistem të përbashkët hidraulik (Eftimi 2019). Liqenet Prespa e Madhe dhe Prespa e Vogël janë zonat më të thella të një pellgu të brendshëm malor, i cili nuk ka dalje natyrore të ujit në sipërfaqe. Lidhja hidraulike midis tyre sigurohet vetëm me anë të rrjedhjeve nëntokësore nëpërmjet të cilave uji i Liqenit Prespa e Madhe (afërsisht 849 m mbi nivelin e detit) drenon drejt perëndimit në Liqenin e Ohrit, afërsisht 150 metra më ulët (Krstic 2012). Prespa e Vogël dhe Prespa e Madhe janë të ndara nga një rrip tokësor me formime aluviale (istmus).

Në vitin 1969, nga shteti Grek është ndërtuar një digë që kontrollon rrjedhjen e ujit nga Prespa e Vogël në Prespa e Madhe. Liqenet Prespa e Vogël, Prespa e Madhe dhe Ohër kanë përkatësisht sipërfaqe 47,4, 274, dhe 348 km², dhe thellësi maksimale 8, 54 dhe 288m (Eftimi et al. 1985).

Rajoni Ohër – Prespë përfshin shkëmbinj metamorfike paleozoikë deri të shkëmbinj të sedimentarë të Neogjenit dhe Kuaternarit (Micevski 2000). Në veçanti, vargmali Mali i Thatë – Galiçicë është ndërtuar kryesisht nga shkëmbinj gëlqërorë masivë, të Triasikut të Sipërm – Jurasikut të Poshtëm, dhe më pak

nga gëlqërorë të Kretakut të Sipërm. Sipas Vranai et al. (1997) and Xhomo et al. (2002) trashësia e përgjithshme e depozitmeve karbonatike Triasiko – Jurasike arrin rreth 1,000 - 1,200 m. Dalje të vogla të konglomeratëve gëlqërorë të Eocenit zhvillohen kryesisht në pjesën jugore të zonës (Eftimi & Zoto 1997).

Relievi i Malit të Galiçicës karakterizohet kryesisht nga zhvillimi i formave karstike, të tilla si gropa karstike dhe fusha të sheshta karstike (Micevski 2000). Fundi i Liqenit të Prespës është kryesisht i mbuluar nga depozitime të epokës së Pliocenit të përfaqësuar nga argjila, ranorë dhe konglomeratë që zbulohen edhe përgjatë anës së liqenit (Eftimi & Zoto 1997). Zona e studimit është pjesë e zonës së brendshme të rrudhosjes alpine e cila ka përjetuar proçese të konsiderueshme tektonike gjatë intervalit kohor Pliocen – Kuaternar (Meçe & Aliaj 2000; Melo 2001; Tëmovski 2016), të tilla si ngritja e fortë dhe progresive që çoi në formimin e horstit Mali Thatë – Galiçicë, ndersa në të dy anët e tij shtrihen grabenë të mëdhenj të përfaqësuar nga Liqeni i Prespës në lindje, dhe Liqeni i Ohrit dhe Fusha e Korçës në perëndim. Pellgu i Liqenit të Ohrit ndodhet në kontaktin midis Zonës Ofiolitë të Mirditës dhe Zonës së Korabit, kontakti midis të cilave verehet në jug të Gadishullit të Linit dhe në bregun perëndimor të liqenit. Zona e Korabit në këtë rajon përbëhet kryesisht nga shkëmbinj paleozoikë metamorfik dhe magmatikë, të cilët ndertojnë një strukturë antiklinale në zonën midis liqeneve të Prespës dhe Ohrit (Hoffmann et al. 2012).

Hidrogeologjia

Në juglindje të Shqipërisë, në kufi me Maqedoninë e Veriut dhe Greqinë, liqenet e Prespës dhe Ohrit përbëjnë një sistem të përbashkët hidraulik (Eftimi 2019). Daljet e ujit nga liqeni Prespa e Madhe i detyrohen kryesisht infiltrimeve nëntokësore karstike drejt Liqenit të Ohrit (Eftimi 2019) dhe, në një shkallë më të ulët, avullimit nga sipërfaqja ujore e liqenit dhe pompimit të ujit për nevoja të komunitetit që banon buzë liqenit (Beqiraj 2018). Në anën perëndimore të vargmalit Galiçicë/Mali i Thatë dalin burime të shumta karstike të cilët shkarkohen në Liqenin e Ohrit. Burimet që dalin në lartësi hipsometrike mbi pasqyren e ujit në Liqenin Prespa e Madhe, i detyrohen plotësisht ujit karstik që ushqehet direkt nga reshjet që bien në majat e maleve. Me anën e gjurmuesëve është zbuluar se burimet e Tushemishtit (2.5 m³/s) në Shqipëri dhe Shën Naumit (7.5 m³/s) në Maqedoni ushqehen pjesërisht nga Liqeni Prespa e Madhe (Matzinger et al. 2006).

Që në fillim të shekullit XX, gjeografi Jovan Cvijić dha një përshkrim të detajuar të fenomenëve karstike në zonën e liqeneve të Prespës dhe Ohrit dhe formuloi hipotezën e ushqimit të burimeve të Shën Naumit dhe Tushemishtit nga Liqeni i Prespës (Cvijic 1906). Fenomeni më i rëndësishëm karstik i zonës është ujëthithësi i Zaverit, që ndodhet në bregun perëndimor të liqenit të Prespës midis fshatrave Goricë e Vogël dhe Gollomboç (në territorin shqiptar), ku uji i Liqenit të Prespës zhduket për t'u rishfaqur në burimet e mëdha karstike përgjatë bregut të liqenit të Ohrit (Eftimi et al. 1985; Eftimi 2019).

Hidrologjia

Rajoni i Prespës dhe Ohrit ndodhet në zonën e tranzicionit midis klimave mesdhetare dhe kontinentale, me verë të ngrohtë dhe të thatë dhe dimra mjaft të ftohtë dhe të lagësht (Schriek & Giannakopoulos 2017). Zona e Prespës përfshin liqenet Prespa e Vogël dhe Prespa e Madhe, dhe përrenj të tipit malor, me rrjedhje të përhershme ose sezonale, përgjatë shpateve të pjerrëta dhe me bimësi (Krstic 2012), të cilët derdhen në të dy liqenet. Në anën shqiptare të pellgut nuk identifikohen rrjedhje sipërfaqësore që kontribuojnë drejtpërdrejt në furnizimin e Liqenit të Prespës së Vogël. Një veçori e rëndësishme hidrologjike e Liqenit Prespa e Madhe është mungesa e daljeve sipërfaqësore natyrore dhe gati gjysma e shkarkimit të ujit behet përmes akuiferit karstik dhe del në perëndim në formën e burimeve, të cilat derdhen në Liqenin e Ohrit (Cvijic 1906). Relievi bashkë me aktivitetin tektonik ende aktiv, kanë përcaktuar një gradient shumë të lartë (0.0159 osë 1.59%) hidraulik të ujit që kullon shumë shpejt në masivin karstik (Micevski 2002).

Aktiviteti njerëzor ka modifikuar konsiderueshëm hidrologjinë e zonës:

devijimi i përroit të Agios Germanos (në Greqi) nga Prespa e Vogël në Prespë të Madhe në vitin 1936, devijimi i lumit Devoll (në Shqipëri) dhe shkarkimi i tij në Liqenin Prespa e Vogël në mesin e viteve 1970. Përpara viteve 1970, proceset e erozionit dhe depozitimit formuan një istmus aluvial midis Liqenit Prespa e Vogël dhe Prespa e Madhe të cilat pësuan ndryshime të njëkohëshme në vëllim dhe sipërfaqe. Në vitet 1969/70, lidhja midis Prespës së Vogël dhe Prespës së Madhe u transformua më tej duke shtuar një digë në fshatin Mileonas (Greqi), dhe dy liqenet u lidhën përmes një kanali betoni me një kokë hidraulike prej 3 m (Hollis & Stevenson 1997).

Niveli i ujit në Liqenin Prespa e Madhe luhetet përmes stinëve dhe përgjatë viteve. Niveli maksimal historik i regjistruar në liqenin e Prespës së Madhe është në vitin 1993 prej 852.91 m. Në vitet 2002 – 2005 liqeni arriti nivelin prej rreth 844.5 m mbi nivelin e detit, nivel që përfaqëson nivelin më të ulët historik (Eftimi 2019). Në tabelen 1 jepet niveli i ujit në Liqenin Prespa e Madhe gjatë vitit 2024 (të dhëna të mara nga Instituti i Gjeoshkencave, 2024), ku shihet qartë që kemi një ulje në krahasim me nivelin historik minimal për ketë liqen.

Tabela 1 – Vlerat mesatare mujore dhe vjetore e nivelit të ujit (m) në Liqenin Prespa e Madhe, për vitin 2024 (Instituti i Gjeoshkencave, 2024).

| Janar | Shkurt | Mars | Prill | Maj | Qershor | Korrik | Gusht | Shtator | Tetor | Nëntor | Dhjetor | Mesatare Vjetore |
|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|---------|--------|--------|---------|------------------|
| 844.52 | 844.56 | 844.61 | 844.66 | 844.74 | 844.69 | 844.53 | 844.32 | 844.21 | 844.09 | 844.01 | 844.02 | 844.41 |

METODOLOGJIA

Për të kuptuar më mirë dinamikën hidrologjike dhe ndikimin e ndryshimeve klimatike në sistemin hidrologjik të liqeneve Prespa e Madhe – Ohër, u realizua një kampionmarrje përfaqësuese (Fig. 1), në kohë dhe në hapësirë. Në aspektin hapësinor, u kampionuan gjithë komponentët kryesorë hidrologjikë: (1) liqenet Prespa e Madhe dhe Ohër dhe (2) burimet karstike që dalin në anën perëndimore të vargmalit “Mali i Thatë – Galiçicë”. Kampionimi

sezonal ka për qëllim të evidentojë ndryshimet modeste në karakteristikat fiziko-kimike të ujit. Kampionimi i gjithë tipeve të pikave ujore, ka mundësuar ndërtimin e një profili të zgjeruar të variabilitetit hapësinor të karakteristikave hidrokimike. Pikat ujore janë përcaktuar nëpërmjet një analize të thelluar të hartave topografike, hidrologjike, hidrogeologjike dhe njohuri të thella të ekosistemit. Mostrat u morën në shishe plastike me vëllim 1.5 l, të shpëlara më parë me ujin përkatës të kampionimit.

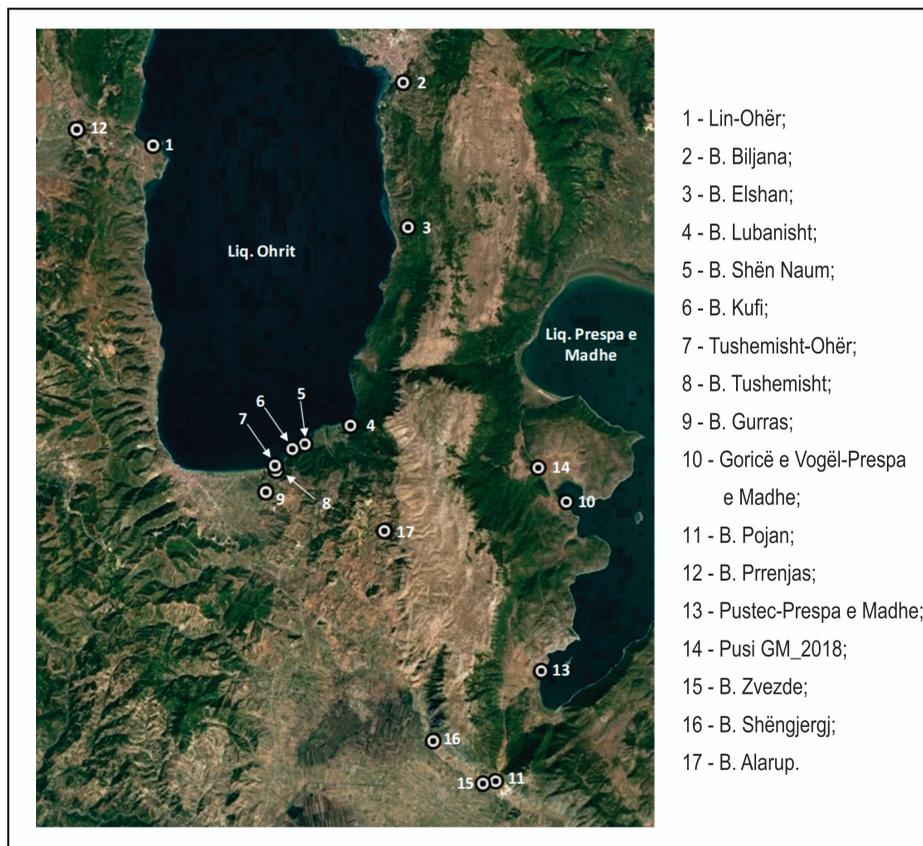


Figura 1. Vendodhjet e pikave ujore të kampionuara në hartën Google.

Për një vlerësim sasior të shkallës së përzierjes të ujit të karstit me ujin e liqenit Prespa e Madhe në ujin e burimeve, u përdor modeli i përzierjes me dy komponentë i cili konsiston në zgjidhjen e sistemit me dy ekuacione, ku ekuacioni i parë është bilanci i masës të fraksioneve ujorë të përzieria, ndërsa ekuacioni i dytë është bilanci kimik i përmbajtjes së klorureve në ujë (Herczeg & Edmunds 2000).

$$f_k + f_l = f_b = 1$$

$$Cl_k * f_k + Cl_l * f_l = Cl_b * f_b$$

ku:

- f_k dhe f_l janë përkatësisht fraksionet ujore të karstit dhe liqenit në ujin e burimeve f_b
- Cl_k , Cl_l dhe Cl_b janë respektivisht përmbajtjet e klorureve në ujin e karstit, liqenit dhe burimeve

REZULTATET DHE DISKUTIMI

Të dhënat e analizave fiziko – kimike të ujërave të Liqenit të Ohrit dhe të Prespës si dhe të burimeve karstike në perëndim të malit të Thatë- Galicicë (Tabs. 2 & 3) janë përpunuar nëpërmjet programit AquaChem. Me anën e diagramave Piper dhe Schoeller janë vizualizuar karakteristikat hidrokimike dhe janë krahasuar tiparet kryesore të përbërjes kimike të ujërave të kampionuar. Kjo qasje ka mundësuar një analizë të thelluar të gjendjes kimike të ujërave dhe marrëdhënieve midis burimeve të ndryshme ujore në rajon. Eftimi et al. (2021) kanë dalluar vetëm tipin hidrokimik Ca-HCO₃ dhe e kanë argumentuar me dominimin në zonën e studimit e shkëmbinjve

karbonatike – gëlqerore, ndërsa në diagramat Piper (Fig. 2) dhe Scholler (Fig. 3) vërehet qartë prania e dy tipeve hidrokimike të ujit: Ca-HCO₃ (rrathe të kuq) dhe Ca-Mg-HCO₃ (trekendesha blu).

Në tipin hidrokimik Ca-HCO₃ përfshihen ujërat e burimeve Biljana, Tushemisht, Shëngjergj, Pusi GM_2028, Elshan dhe Alarup (keta dy të fundit me dalje mbi kuotën maksimale të pasqyres së liqenit Prespa e Madhe), ndërsa në tipin Ca-Mg-HCO₃ përfshihen ujërat e liqenit Prespa e Madhe dhe Ohër, e burimeve Gurras, Sh. Naum, Pojan, Përrenjas, Lubanisht, Zvezde (Figs. 2 & 3).

Uji i burimit Kufi është i tipit hidrokimik Ca-HCO₃ në provemarrjen e muajit Qershor dhe i tipit Ca-Mg-HCO₃ në provemarrjen e muajit Tetor. Kiri (2021) dallon gjithashtu dy tipe hidrokimike të ujërave të burimeve, por në dallim me gjetjet e këtij studimi është përkatësia në tipin Ca-HCO₃ e ujit të liqenit Prespa e Madhe. Ujërat e tipit Ca-HCO₃ kanë përgjithësisht vlera më të ulëta të Mineralizimit të Përgjithshëm (MP < 300mg/l) dhe variojnë në kufij të ngushtë ($\sigma_{MP} = 16.74\text{mg/l}$) që tregojnë përkatësisht për kohën e kontaktit ujë-shkëmb më të shkurtër dhe qarkullim të ujërave nëntokësore në mjedis litologjikisht “homogjen” – gëlqerore.

Nga ana tjetër, ujërat e tipit Ca-Mg-HCO₃ dallohen për vlera më të larta të Mineralizimit të Përgjithshëm (MP > 300mg/l) që variojnë në kufije të gjere ($\sigma_{MP} = 110.39\text{mg/l}$), çka pasqyrohet në një variacion më të dukshëm të përmbajtjes së kationëve dhe anioneve kryesore (Figs. 2 & 3). Përjashtim bën pusi GH_2018 i shpuar

me thellësi nën kuotën e drenimit të ujërave nëntokesore në liqenin e Ohrit (Beqiraj 2018).

Ndryshimi në përbërjen kimike të ujërave midis burimeve është evidentuar edhe nga Eftimi et al. (2021), por bën përshtypje që ujërat me MP me të lartë (Tabs. 1 & 2) u përkasin burimeve që dalin në

kuota mbi nivelin e ujit në liqenin Prespa e Madhe si burimi i Pojanit (Z=950m), i Alarupit (Z=1070m) dhe i Zvezdes (Z=856m). Në kontrast me variacionin hapësinor në përbërjen kimike të ujërave të burimeve, nuk vërehet ndonjë ndryshim i ndjeshëm në përbërjen kimike të ujërave të kampionuar në Qershor dhe Tetor, 2024.

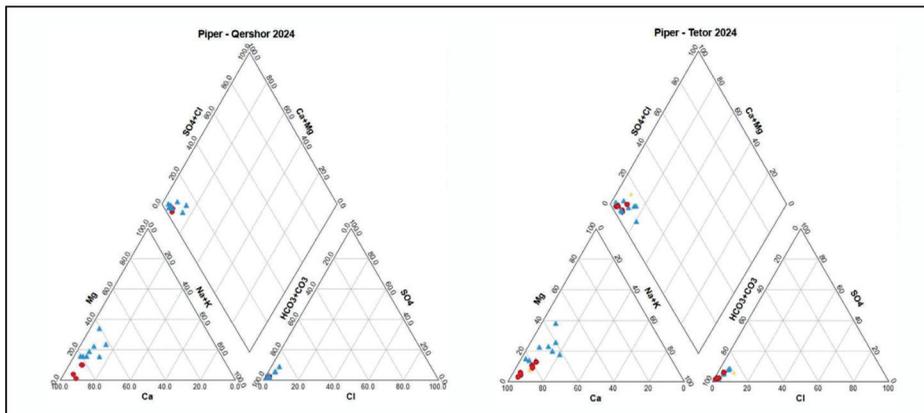


Figura 2. Diagrama Piper e përbërjes kimike të ujërave të rajonit Prespa e Madhe – Ohër (bojëqjelli: liqeni Prespa e Madhe, liqeni Ohër, Gurras, Sh. Naum, Pojan, Prenjas, Lubanisht, Zvezde; rrathet e kuqe: Biljana, Elshan, Tushemisht, Pusi GM_2028, Shengjergj, Alarup; Burimi Kufi ka përkatësi të dyfishte).

Tabela 2 – Rezultatet e analizave fiziko – kimike, Qershor 2024 (gjithë parametrat jepen në mg/l; EC në $\mu\text{S}/\text{cm}$; FP në grade gjermanë).

| Vendmarrja | Parametri | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|-----------|------|------|------|------|-------------------------------|------------------------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-------|--------|
| | EC | pH | TC | TN | Cl- | SO ₄ ²⁻ | NO ₃ ⁻ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | HCO ₃ ⁻ | SiO ₂ | FP | MP |
| Lin-Ohër | 244 | 7.73 | 2.14 | 0.19 | 6.2 | 8.26 | 0.13 | 7.33 | 0.29 | 36.07 | 7.9 | 140.35 | 0.15 | 6.86 | 210.15 |
| B. Bijana | 286 | 7.28 | 1.53 | 0.51 | 2.65 | 3.41 | 2.59 | 5.08 | 0.52 | 59.11 | 0.6 | 183.06 | 0.34 | 8.4 | 257.02 |
| B. Elshan | 299 | 7.21 | 1.94 | 0.28 | 3.54 | 4.55 | 1.18 | 3.21 | 0.6 | 60.11 | 2.43 | 189.16 | 0.9 | 8.96 | 264.79 |
| B. Lubanisht | 412 | 7.13 | 3.1 | 0.32 | 3.54 | 3.98 | 1.45 | 4.07 | 0.46 | 68.13 | 13.36 | 268.49 | 1.1 | 12.56 | 363.53 |
| B. Shën Naum | 314 | 7.14 | 1.32 | 0.48 | 5.21 | 4.44 | 2.22 | 4.45 | 0.15 | 47.09 | 11.94 | 198.37 | 0.83 | 9.33 | 273.87 |
| B. Kuffi | 325 | 7.38 | 1.14 | 0.42 | 4.43 | 3.89 | 2.1 | 4.73 | 0.36 | 57.11 | 6.78 | 205.47 | 0.97 | 9.54 | 284.87 |
| Tush-Ohër | 241 | 8.04 | 2.19 | 0.18 | 6.2 | 8.46 | 0.1 | 3.73 | 0.17 | 33.06 | 10.52 | 134.25 | 0.05 | 7.04 | 199.5 |
| B. Tushemisht | 340 | 7.33 | 1.67 | 0.46 | 5.11 | 5.09 | 2.28 | 5.13 | 0.49 | 59.11 | 6.98 | 205.47 | 0.73 | 9.87 | 292.76 |
| B. Gurras | 317 | 7.45 | 1.6 | 0.47 | 5.21 | 4.03 | 2.4 | 4.38 | 0.37 | 50.09 | 10.12 | 200.37 | 0.73 | 9.33 | 276.97 |
| Gar. Vog - PM | 247 | 8.15 | 4.38 | 0.36 | 7.09 | 12.97 | 0.34 | 6.57 | 0.18 | 29.05 | 10.93 | 125.14 | 0.17 | 6.57 | 195.31 |
| B. Pojan | 616 | 7.31 | 2.02 | 0.5 | 6.2 | 11.48 | 2.65 | 5.78 | 0.22 | 67.13 | 37.45 | 378.42 | 4.19 | 18 | 509.33 |
| B. Përrenjas | 331 | 7.61 | 1.25 | 0.52 | 4.43 | 3.53 | 2.55 | 2.46 | 0.01 | 53.1 | 10.33 | 205.48 | 0.78 | 9.8 | 281.89 |

Tabela 3 – Rezultatët e analizave fiziko – kimike, Tetor 2024.

| Vendmarrja | Parametri | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|-----------|------|------|-------|-------|-------------------------------|------------------------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-------|--------|
| | EC | pH | TC | TN | Cl- | SO ₄ ²⁻ | NO ₃ ⁻ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | HCO ₃ ⁻ | SiO ₂ | FP | MP |
| Lin-Ohër | 220 | 7.9 | 3.08 | 0.17 | 5.76 | 7.53 | <0.1 | 4.79 | 0.43 | 29.58 | 10.33 | 128.12 | 0.05 | 6.51 | 189.65 |
| B. Biljana | 285 | 7.22 | 2.17 | 0.4 | 2.22 | 2.92 | 2.01 | 2.46 | 0.29 | 58.14 | 1.82 | 183.06 | 0 | 8.54 | 252.94 |
| B. Elshan | 296 | 7.08 | 2.54 | 0.32 | 3.1 | 4.26 | 1.68 | 2.51 | 0.31 | 58.14 | 3.65 | 189.16 | 0.56 | 8.96 | 262.84 |
| B. Lubanisht | | | | | | | | | | | | | | | |
| B. Shën Naum | 310 | 7.29 | 3.48 | 0.46 | 4.43 | 4.18 | 2.08 | 5.25 | 1.1 | 54.06 | 5.77 | 193.43 | 0 | 8.88 | 270.31 |
| B. Kufi | 320 | 7.27 | 2.55 | 0.41 | 5.32 | 3.86 | 2.04 | 3.16 | 0.33 | 54.06 | 9.11 | 200.15 | 0.51 | 9.65 | 278.04 |
| Tush-Ohër | 234 | 7.68 | 3.08 | 0.21 | 5.76 | 7.23 | 0.15 | 2.76 | 0.31 | 32.64 | 10.33 | 134.24 | 0 | 6.94 | 195.02 |
| B. Tushemisht | 336 | 7.17 | 3.09 | 0.46 | 5.85 | 4.56 | 2.26 | 5.57 | 0.58 | 57.12 | 7.29 | 207.47 | 0.1 | 9.66 | 290.73 |
| B. Gurras | 312 | 7.21 | 2.8 | 0.47 | 4.96 | 3.58 | 2.34 | 5.23 | 0.61 | 49.98 | 8.87 | 195.26 | 0.24 | 9.02 | 270.84 |
| Gar. Vog - PM | 241 | 7.89 | 4.46 | 0.43 | 8.33 | 12.6 | 0.35 | 6.54 | 0.72 | 30.6 | 9.36 | 128.14 | 0.61 | 6.43 | 196.84 |
| B. Pojan | 596 | 7.52 | 3.47 | 0.52 | 6.74 | 10.6 | 2.84 | 8.18 | 0.97 | 60.18 | 42.53 | 390.53 | 5.49 | 18.2 | 522.59 |
| B. Përrenjas | 318 | 7.57 | 1.64 | 0.44 | 4.87 | 3.03 | 2.35 | 1.63 | 0.18 | 54.06 | 9.72 | 201.37 | 0.93 | 9.79 | 277.24 |
| Pustec - PM | 242 | 7.83 | 4.69 | 0.35 | 7.98 | 11.95 | 0.39 | 6.16 | 0.69 | 28.56 | 12.15 | 134.24 | 0.27 | 6.79 | 202.26 |
| Pusi GM_2018 | 539 | 7.23 | 3.85 | 3.47 | 6.56 | 5.98 | 18.53 | 5.54 | 0.63 | 106.08 | 4.86 | 323.41 | 1.41 | 15.94 | 471.61 |
| Zvezde | 611 | 7.13 | 4.64 | 7.42 | 9.75 | 21.1 | 39.23 | 21.72 | 2.48 | 72.42 | 20.66 | 305.1 | 1.39 | 14.87 | 492.49 |
| Shëngjergj | 344 | 7.32 | 3.36 | 4.07 | 7.09 | 11.52 | 21.15 | 6.21 | 0.69 | 54.47 | 8.87 | 176.96 | 0.05 | 9.65 | 287.09 |
| Alarup | 774 | 7.02 | 2.76 | 19.75 | 32.79 | 19.31 | 107.45 | 12.08 | 1.49 | 130.56 | 10.94 | 299 | 0.41 | 20.76 | 189.65 |

Kjo qëndrueshmeri në kohe e përbërjes kimike e ujërave të burimeve është shpjeguar me ushqimin e burimeve nga një pellg ujërash nëntokësore jashtëzakonisht i madh (Jordanovska et al. 2010), ose me proceset e përzierjes të ujërave të karstit me ujin e liqenit Prespa e Madhe (Eftimi et al. 2021). Nga figura 3 del se nga ana sasiore ujërat e burimeve që dalin në anën përendimore të masivit karbonatik Mali i Thatë – Galiçicë, janë

një përzierje, në raport të ndryshme, e ujit të karstit me ujin e liqenit Prespa e Madhe. Ujërat e tipit Ca-HCO₃ janë të lidhur kryesisht me reshjet – karstin dhe paraqesin variacion të ngushtë në përberje, ndërsa ujërat e tipit Ca-Mg-HCO₃ tregojnë për një kontribut më të ndjeshëm të ujit të liqenit Prespa e Madhe kundrejt ujit të karstit dhe shfaqin dukshëm variacion më të gjerë të Mg, K, Na dhe SiO₂ (Fig. 3).

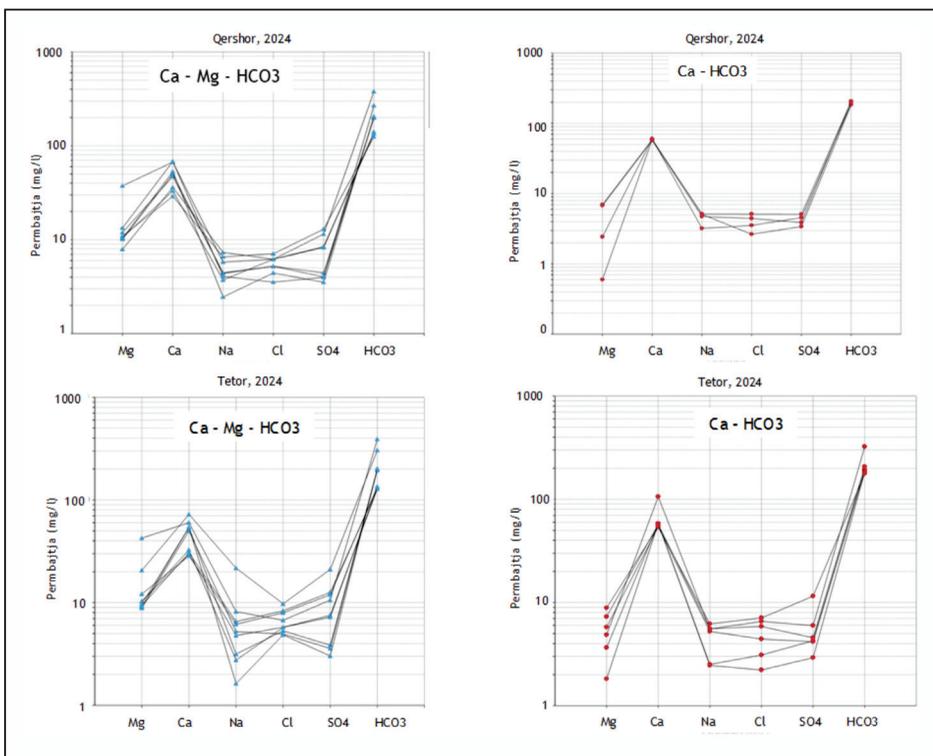


Figura 3. Diagrama Scholler e përbërjes kimike të ujërave të rajonit Prespa e Madhe – Ohër (pikat figurative si në Fig. 2).

Kloruret janë specie kimike inertë (jone konservative) në ujërat nëntokësore (Herczeg & Edmunds 2000) prandaj mund të përdoren si gjurmues për të kuptuar ritmet e ngarkimit dhe përzierjen midis ujërave. Për me të pë,

kloruret kanë lëvizshmëri të lartë në ujë, të ngjashme me atë të molekulave të ujit (Hill 1984) dhe nuk janë të angazhuar në reaksionet e zakonshme kimike që ndodhin në ujin nëntokësor (Leibundgut et al. 2009). Për me të pë,

një specie kimike si kloruret ndikohet vetëm nga avullimi pranë sipërfaqes së tokës dhe është i vlefshëm sepse integrohet në shkallë të gjata kohore (Cook & Herczeg 2000).

Si përfaqësues i ujit të karstit u zgjodh burimi i Biljanës sepse ndodhet rreth 12km në veri të ekstremit verior të Liqenit Prespa e Madhe, pra është jashtë ndikimit të mundshëm të tij, çka duket në përmbajtjen me të ulet të klorureve dhe magnezit (Tabs. 2 & 3). Në provëmarrjen e muajit Qershor (Tab. 4) shihet qartë që burimet Elshan, Kufi dhe vetë Biljana ushqehen në masën mbi 50% nga uji i karstit, ndersa tre burimet e tjerë nga uji i liqenit Prespa e Madhe. Gjetje interesante është që, në provëmarrjen e muajit Tetor, kontributi i ujit të karstit në të gjashtë burimet është dukshëm në masën mbi 50%. Kjo provëmarrje u krye pas një periudhe kohore rreth 3 muaj pa reshje, që shoqërohet me rënien e ndjeshme të nivelit të ujit në liqenin Prespa e Madhe dhe daljen mbi ujë të disa çarjeve karstike

ujëthithëse (psh, Zaveri), të cilat nuk mund të përcjellin ujë nga liqeni Prespa e Madhe drejt burimeve të Ohrit. Rezultatet e mësipërme të kontributit të ujit të karstit dhe Liqenit Prespa e Madhe në ujin e burimeve që dalin buzë liqenit te Ohrit, janë të afërta me rezultatet e modelit të përzierjes me dy komponentë, sipas përbërjes izotopike të O-18 dhe H-2 në ujë (Eftimi et al. 2021).

Nga ana e përbërjes kimike të ujit të burimeve, kjo mbështetet me rënien e përmbajtjes së Mg (Tab. 2) dhe silices (Tab. 4, Fig. 4) në ujërat e marra në muajin Tetor. Burimi i silices në ujin e burimeve nuk mund të jetë nga karsti, ndërsa prania e tij në ujin e liqenit Prespa e Madhe lidhet me proceset e tjetërsimit të mineraleve silikate të shkëmbinjve metamorfike që përhapen në lindje dhe veri të liqenit. Prandaj me rënien e kontributit të ujit të liqenit Prespa e Madhe, bie edhe përmbajtja e silices së tretshme në ujin e burimeve.

Tabela 4 – Kontributi në % i ujit të liqenit Prespa e Madhe (f_l) dhe ujit të karstit (f_k) në ujin e burimeve (sipas përmbajtjes së klorureve në ujë).

| Koha e mostrimit | Qershor, 2024 | | Tetor, 2024 | |
|---------------------|---------------|-------|-------------|-------|
| | f_l | f_k | f_l | f_k |
| Fraksioni ujqor (%) | f_l | f_k | f_l | f_k |
| Elshan | 20 | 80 | 14 | 86 |
| Sh.Naum | 58 | 42 | 36 | 64 |
| Kufi | 40 | 60 | 36 | 64 |
| Tushemisht | 55 | 45 | 47 | 53 |
| Gurras | 58 | 42 | 45 | 55 |

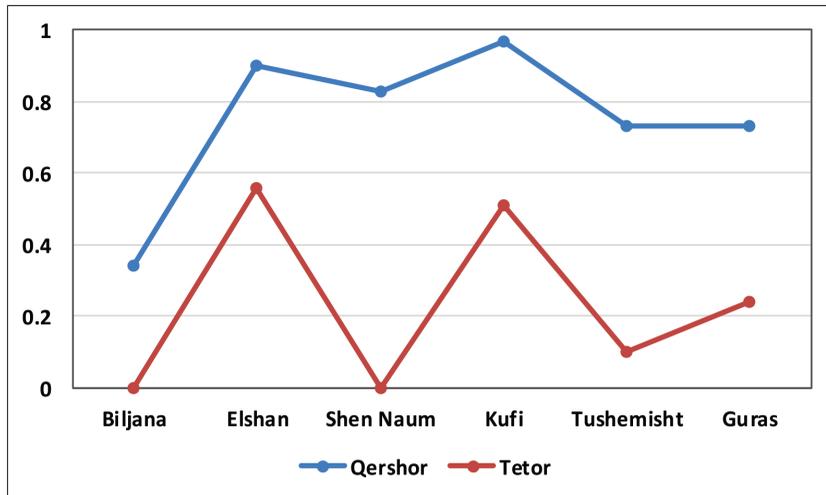


Figura 4. Variacioni i përmbajtjes së SiO₂ në ujërat nëntokesore të disa burimeve, për mostrat e marra në Qershor dhe Tetor, 2024.

PËRFUNDIME

Rajoni Ohër – Prespë përfaqëson një ekosistem ujqor me interes nga ana hidrologjike – hidrogeologjike, ku pasojat e ndryshimeve klimatike janë të ndjeshme, veçanërisht në rënien e nivelit të ujit në Liqenin Prespa e Madhe, i cili arriti në Nëntor 2024 nivelin më të ulët historik prej 844.01 m. Gëlqerorët Triasiko - Jurasike ndërtojnë vargmalin Mali i Thatë-Galiçicë, shistet paleozoike zhvillohen kryesisht në lindje dhe veri të liqenit Prespa e Madhe, ndersa shkëmbinjte ultrabazike dalin në perëndim e veriperëndim të liqenit Ohër.

Ujërat e kampionuar i përkasin dy tipeve hidrokimike të ujit: Ca-HCO₃ (mbizotërim i komponentit karstik) dhe Ca-Mg-HCO₃ të cilat janë kryesisht të lidhura me liqenin Prespa e Madhe. Përdorimi i klorureve për vlerësimin sasior të shkallës së përzierjes të ujit të karstit me ujin e liqenit Prespa e Madhe në ujin e burimeve tregoi që, në stinen e pranverës, burimet Elshan,

Kufi dhe Biljana ushqehen në masën mbi 50% nga uji i karstit, ndërsa në atë të vjeshtës, edhe burimet Tushemisht, Gurras dhe Shën Naum ushqehen në mbi 50% nga karsti.

Përmbajtja e silices (element kimik jo-karstik) në ujin e burimeve ulet ndjeshëm në muajin Tetor kundrejt muajit Qershor, ndërkohë që rritet në ujin e liqenit Prespa e Madhe, rikonfirmon mbizotërimin e komponentit karstik kundrejt Liqenit Prespa e Madhe në ushqimin e burimeve në periudhat e tejzgjatura pa reshje.

Falënderime. Ky studim përbën një komponent të rëndësishëm të tezës së doktoraturës së autores, e cila po zhvillohet në Fakultetin e Gjeologjisë dhe Minierave, pranë Departamentit të Shkencave të Tokës, Tiranë, Shqipëri. Shpreh mirënjohjen dhe falënderim ndaj Drejtorit të IGJEO-së Prof. Dr. Ylber Muçeku dhe Shefit të Departamentit të Gjeologjisë Prof. Dr. Ibrahim Milushi për mbështetjen e tyre profesionale, si dhe për vënien në dispozicion të të

dhënave të domosdoshme për realizimin e këtij studimi. Gjithashtu, një falënderim i veçantë është për kolegen time hidrogjeologene Dr. Emanuela Kiri, për bashkëpunimin dhe ndihmën e dhënë gjatë punës në terren dhe diskutimet shkencore përgjatë procesit kërkimor. Gjithashtu, falënderojmë ekspertin i jashtëm për sugjerimet e bera lidhur me korrjigjimit e këtij artikullit.

REFERENCA

- ALAM S., GEBREMICHAEL M., LI R., DOZIER J. & LETTENMAIER D.P. (2019).** CLIMATE CHANGE IMPACTS ON GROUNDWATER STORAGE IN THE CENTRAL VALLEY, CALIFORNIA. *CLIMATE CHANGE*, 157, 387–406.
- BAKALOWICZ M. (2015).** KARST AND KARST GROUNDWATER RESOURCES IN THE MEDITERRANEAN. *ENVIRONMENTAL EARTH SCIENCES*, 74, 5–14.
- BEQIRAJ A. (2018).** STUDIM HIDROGJEOLGIK MBI MUNDËSINË E FURNIZIMIT ME UJË TË PIJSHËM TË FSHATIT GORICË E MADHE, ME ANË TË NJË PUS-SHPIMI HIDROGJEOLGIK. *BASHKIA PUSTEC*, p. 30.
- COOK P.G. & HERCZEG A. L. (2000).** ENVIRONMENTAL TRACERS IN SUBSURFACE HYDROLOGY; p. 534. DOI 10.1007/978-1-4615-4557-6
- CVIJIC J. (1906).** FUNDAMENTAL OF GEOGRAPHY AND GEOLOGY OF MACEDONIA AND SERBIA; SPECIAL EDITION, VIII+680; *SERBIAN ROYAL ACADEMY*, BELGRADE, SERBIA. (IN SERBO-CROATIAN).
- EFTIMI R. (2019).** THE CATASTROPHIC DECREASE OF PRESAPA LAKE LEVEL—RESULT OF NATURAL OR ANTHROPOGENIC REASON? *REVIEW OF THE BULGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY*, 80, 215–217.
- EFTIMI R., ANDREYCHOUK V., SZCZYPEK T. & PUCHEDJDA W. (2019).** KARST SPRINGS OF ALBANIA AND THEIR MANAGEMENT. *ACTA GEOGRAFICA SILESIANA*, 13/2, 39–56.
- EFTIMI R., BISHA G., TAFILAJ I. & SHEGANAKU XH. (1985).** *HYDROGEOLOGICAL MAP OF ALBANIA*, SCALE 1:200 000, TIRANA.
- EFTIMI R. & ZOTO J. (1997).** ISOTOPE STUDY OF THE CONNECTION OF OHRID AND PRESAPA LAKES. *INTERNATIONAL SYMPOSIUM "TOWARDS INTEGRATED CONSERVATION AND SUSTAINABLE DEVELOPMENT OF TRANSBOUNDARY MACRO AND MICRO PRESAPA LAKES"*, KORCHA, ALBANIA; p. 32–37.
- EFTIMI R., STEVANOVIĆ Z. & STOJOV V. (2021).** HYDROGEOLOGY OF MALI THATË–GALIČICA KARST MASSIF RELATED TO THE CATASTROPHIC DECREASE OF THE LEVEL OF LAKE PRESAPA. *ENVIRONMENTAL EARTH SCIENCES*, 80, p. 708.
- FLEMING S.W. & QUILTY E.J. (2006).** AQUIFER RESPONSES TO EL NIÑO SOUTHERN OSCILLATION, SOUTHWEST BRITISH COLUMBIA. *GROUND WATER*, 44, 595–599.
- FORD D.C. & WILLIAMS P.W. (2007).** KARST HYDROGEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY. *JOHN WILEY & SONS, CHICHESTER*.
- FU G., CROSBIE R.S., BARRON O., CHARLES S.P., DAWES W., SHI X., VAN NIEL T. & LI C. (2019).** ATTRIBUTING VARIATIONS OF TEMPORAL AND SPATIAL GROUNDWATER RECHARGE: A STATISTICAL ANALYSIS OF CLIMATIC AND NON-CLIMATIC FACTORS. *JOURNAL OF HYDROLOGY*, 568, 816–834.
- HEM J.D. (1992).** STUDY AND INTERPRETATION OF THE CHEMICAL CHARACTERISTICS OF NATURAL WATER, 3RD EDITION. *US GEOLOGICAL SURVEY WATER-SUPPLY PAPER 2254*, WASHINGTON, DC.
- HERCZEG A.L. & EDMUNDS W.M. (2000).** INORGANIC IONS AS TRACERS. IN ENVIRONMENTAL TRACERS IN SUBSURFACE HYDROLOGY. EDS. PETER G. COOK AND ANDREW L. HERCZEG. *SPRINGER SCIENCE + BUSINESS MEDIA*, NEW YORK, 43–89.

- HILL D. (1984).** DIFFUSION COEFFICIENTS OF NITRATE, CHLORIDE, SULPHATE AND WATER IN CRACKED AND UNCRACKED CHALK. *EUROPEAN JOURNAL OF SOIL SCIENCES*, 35, 27-33.
- HOFFMANN N., REICHERTER K., GRUTZNER C., HURTGEN J., RUDERSDORF A., VIEHBERG F.A. & WESSELS M. (2012).** QUATERNARY COASTLINE EVOLUTION OF LAKE OHRID (MACEDONIA/ALBANIA). *CENTRAL EUROPEAN JOURNAL OF GEOSCIENCES*, 4(1), 94–110.
- HOLLIS G.E. & STEVENSON A.C. (1997).** THE PHYSICAL BASIS OF THE LAKE MIKRI PRESPA SYSTEMS: GEOLOGY, CLIMATE, HYDROLOGY AND WATER QUALITY. *HYDROBIOLOGIA*, 351, 1–19.
- INSTITUTI I GJEOSHKENCAVE:** [HTTPS://WWW.GEO.EDU.AL](https://www.geo.edu.al)
- JORDANOVSKA B., KUNZ M.J., STAFILOV T. & WÜEST A. (2010).** TEMPORAL VARIABILITY IN PHYSIC-CHEMICAL PROPERTIES OF ST. NAUM KARTS SPRINGS FEEDING LAKE. *OHRID EKOL ZAŠT ŽIVOT SRED*, 13(1–2), 3–11.
- KAYANE I. (1997).** GLOBAL WARMING AND GROUNDWATER RESOURCES IN ARID LANDS. IN: “FRESHWATER RESOURCES IN ARID LANDS: UNU GLOBAL ENVIRONMENTAL FORUM V” (J. I. UITTO & J. SCHNEIDER, EDs.). *UNITED NATIONS UNIVERSITY PRESS*, TOKYO, 70–80.
- KIRI E. (2021).** HULUMTIM HIDRODINAMIK DHE HIDROKIMIK I SISTEMIT TË AKUIFERIT NDËRKUFITAR NË PELLGUN UJËMBLEDHËS PRESPË – OHËR. *TEZA E DOKTORATURES, UNIVERSITETI ARISTOTEL I SELANIKUT*, GREQI.
- KRSTIC S. (2012).** ENVIRONMENTAL CHANGES IN LAKES CATCHMENTS AS A TRIGGER FOR RAPID EUTROPHICATION—A PRESPA LAKE CASE STUDY. IN: “STUDIES ON ENVIRONMENTAL AND APPLIED GEOMORPHOLOGY”; *INTECHOPEN*, LONDON, UK, 63–118.
- LEIBUNDGUT CH., MALOSZEWSKI P. & KÜLLS CH. (2009).** TRACERS IN HYDROLOGY, WILEY – BLACKWELL, WEST SUSSEX, UK, p. 415.
- LELIEVELD J., HADJINICOLAOU P., KOSTOPOULOU E. ET AL. (2012).** CLIMATE CHANGE AND IMPACTS IN THE EASTERN MEDITERRANEAN AND THE MIDDLE EAST. *CLIMATIC CHANGE*, 114, 667–687.
- LENG M.J., WAGNER B., BOHEM A., PANAGIOTOPOULOS K., VANE C.H., SNELLING A., HAIDON C., WOODLY E., VOGEL H., ZANCHETA G. & BANESCHI I. (2013).** UNDERSTANDING PAST CLIMATIC AND HYDROLOGICAL VARIABILITY IN THE MEDITERRANEAN FROM LAKE PRESPA SEDIMENT ISOTOPE AND GEOCHEMICAL RECORD OVER THE LAST GLACIAL CYCLE. *QUATERNARY SCIENCE REVIEWS*, 66, 123–136.
- MATZINGER A., JORDANOSKI M., VELJANOSKA-SARAFILOSKA E., STURM M., MÜLLER B. & WÜEST A. (2006).** IS LAKE PRESPA JEOPARDIZING THE ECOSYSTEM OF ANCIENT LAKE OHRID? *HYDROBIOLOGIA*, 553, 89–109.
- MEÇE S. & ALIAJ SH. (2000).** GEOLOGY OF ALBANIA. *GEBRUDER BORNTAERGER*, BERLIN – STUTTGART, p. 246.
- MELO V. (2001).** POGRADEC (OHRID LAKE) AND PLOCA TECTONIC DOORSTEP (MORPHOSTRUCTURAL AND CINEMATIC ANALYSES). *ALBANIAN JOURNAL OF NATURAL & TECHNICAL SCIENCES*, 1, 123–136.
- MICEVSKI E. (2000).** GEOLOGICAL AND HYDRO-GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE OHRID - PRESPA REGION. *PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL SYMPOSIUM “SUSTAINABLE DEVELOPMENT OF PRESPA REGION”*, OTESHEVO 23–25.06.2000, REPUBLIC OF MACEDONIA, p. 10–17.
- MICEVSKI E. (2002).** GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF OHRID–PRESPA REGION. *MAKEDONSKI VODI*, IX, 21–29 (IN MACEDONIAN).
- POPOV V., ANOVSKA E., ARSOV M., AMATAJ S., KOLANECI M., STAMOS A., ARSOV L. & ANOVSKI T. (2009).** STUDY OF PRESPA – OHRID LAKE SYSTEM USING TRACER EXPERIMENTS AND THE LAKE’S WATER BALANCE. *WIT TRANSACTION AND ENGINEERING SCIENCES*, 125, 75–84.

- POPOVSKA C. & BONACCI O. (2007).** BASIC DATA ON THE HYDROLOGY OF LAKES OHRID AND PRESPIA. *HYDROLOGICAL PROCESSES*, 21(5), 658–664. DOI: 10.1002/hyp.6252.
- SANDSTRÖM K. (1995).** MODELING THE EFFECTS OF RAINFALL VARIABILITY ON GROUNDWATER RECHARGE IN SEMI-ARID TANZANIA. *HYDROLOGY RESEARCH (FORMER NORD HYDROL.)*, 26(4–5), 313–330.
- TANCO R. & KRUSE E. (2001).** PREDICTION OF SEASONAL WATER-TABLE FLUCTUATIONS IN LA PAMPA AND BUENOS AIRES, ARGENTINA. *HYDROGEOLOGY JOURNAL*, 9, 339–347.
- TAYLOR R.G., SCANLON B., DÖLL P., RODELL M., VAN BEEK R., WADA Y. ET AL. (2013).** GROUNDWATER AND CLIMATE CHANGE. *NATURE CLIMATE CHANGE*, 3, 322–329.
- TEMOVSKI M. (2016).** EVOLUTION OF KARST IN THE LOWER PART OF CRNA REKA RIVER BASIN. ISSN 2190-5061 (ELECTRONIC) AND ISBN 978-3-319-24547-8 (E-BOOK).
- VAN DER SCHRIEK T. & GIANNAKOPOULOS C. (2017).** DETERMINING THE CAUSES FOR THE DRAMATIC RECENT FALL OF LAKE PRESPIA (SOUTHWEST BALKANS). *HYDROLOGICAL SCIENCES JOURNAL*, 62(7), 1131–1148.
- VAN ENGELBURG J., HUETING R., RIJPKEMA S., TEULING A.J., UIJLENHOET R. & LUDWIG F. (2018).** IMPACT OF CHANGES IN GROUNDWATER EXTRACTIONS AND CLIMATE CHANGE ON GROUNDWATER-DEPENDENT ECOSYSTEMS IN A COMPLEX HYDROGEOLOGICAL SETTING. *WATER RESOURCES MANAGEMENT*, 32, 259–272.
- VRANAI A., SHALLO M. & XHOMO A. (1997).** GEOLOGY OF ALBANIA. UNIVERSITY BOOK, TIRANA, P. 145–208.
- XHOMO A., KODRA A., XHAFI Z. & SHALLO M. (2002).** GEOLOGICAL MAP OF ALBANIA, SCALE 1:200 000. *ALBANIAN GEOLOGICAL SURVEY*, TIRANA. P. 410 (IN ALBANIAN).
- WESTERLING A.L., HIDALGO H.G., CAYAN D.R. & SWETNAM T.W. (2006).** WARMING AND EARLIER SPRING INCREASE WESTERN U.S. WILDFIRE ACTIVITY. *SCIENCE*, 313, 940–943.

THE IMPACT OF CLIMATE CHANGE ON THE DYNAMICS OF HYDROCHEMICAL PROCESSES OF GROUNDWATER IN THE OHRID – PRESIPA REGION, SOUTHEASTERN ALBANIA

BRISILDA STAFA¹ & ARJAN BEQIRAJ^{2*}

¹Institute of GeoSciences (UPT), Don Bosko Nr. 60, Tirana, Albania.

²Polytechnic University of Tirana, Faculty of Geology and Mining, Blvd. Dëshmorët e Kombit Nr. 4, Tirana, Albania.

*Corresponding author: arjan.beqiraj@fgjm.edu.al

(Manuscript submitted in August 2025; accepted for publication in November 2025)

Abstract. *This paper aims to evaluate the effects of climate changes on the hydrochemical processes and groundwater regime of the Ohrid – Prespa aquatic ecosystem through the study of the physico – chemical characteristics of surface and groundwater. The Mali i Thatë – Galiçica mountain range, composed of Triassic – Jurassic limestone, contains karst voids that enable the movement of groundwater toward Lake Ohrid and its discharge in the form of springs. The hydrochemical characteristics classify the waters of the Ohrid – Prespa ecosystem into the Ca-HCO₃ and Ca-Mg-HCO₃ types, having closer relations with the karst and Lake Great Prespa, respectively. Waters of the Ca-HCO₃ type are characterised by lower Total Dissolved Solid (TDS) values (TDS < 300 mg/l), relative to the Ca-Mg-HCO₃ waters which have TDS values (TDS > 300 mg/l). The quantitative assessment of the the karst and Lake Great Prespa contribution to water of the springs that discharge along the shore of Lake Ohrid, carried out by using the mass balance equation of mixed water fractions and the chemical balance of chloride content in the water, indicated that, during the spring season, the Elshan, Kufi, and Biljana springs are mostly recharged (> 50%) by the karst water, whereas in the autumn, the Tushemisht, Gurras, and St. Naum springs are also recharged by more than 50% by the karst water. This finding, confirmed by the significant decrease in silica content in the sampled spring waters during autumn, indicates that as the water level in Lake Great Prespa declines, the specific contribution of karst to the springs discharge and Lake Ohrid balance, increases.*

Keywords: *Karst springs, groundwater, climate change, lake, Lake Great Prespa, Ohrid.*

INTRODUCTION

Groundwater constitutes a vital resource for sustaining life on Earth, as it represents the largest reservoir of the fresh liquid water on the planet (Fetter 2001). Van Engelenburg et al. (2018) highlighted the influence of climate change on groundwater levels, whereas Taylor et al. (2013) demonstrated that global climate change has the potential to affect both the quantity and quality of groundwater resources. A significant portion of these resources is represented by karst groundwater,

which is associated with soluble rocks such as limestone and evaporite. Karst formations cover approximately 24% of Albania's territory, of which 6,500 km² consist of Triassic – Jurassic – Cretaceous and Paleocene – Eocene carbonate rocks, while 260 km² are composed of Permo – Triassic evaporites (Eftimi 2019).

Lakes Great Prespa and Ohrid, located on the border between Southeastern Albania, North Macedonia and Greece, form an hydrologically connected

system which is under continuous pressure of the climate changes. Numerous studies have investigated the impacts of these changes, focusing on the decline in water level in Lake Great Prespa, the hydraulic connectivity between Lakes Great Prespa and Ohrid, the contribution of Great Prespa water to the springs discharging along the shores of Lake Ohrid, and the broader implications of climate change for the hydrology of the Prespa – Ohrid aquatic system (Popovska & Bonacci 2007; Leng et al. 2023; Schriek & Giannakopoulos 2017).

Water losses from Lake Great Prespa are primarily attributed to evaporation from the lake surface and subsurface drainage through karst conduits toward Lake Ohrid (Eftimi 2019). The hypothesis of subsurface outflow from Great Prespa to Lake Ohrid was first proposed by Cvijić (1906), and has more recently been confirmed through the use of natural tracers (Eftimi et al. 2021) and artificial tracers (Popov et al. 2009). The present study, based on a representative sampling campaign conducted across two seasons (spring and autumn), aims to highlight the origin of spring waters, identify the mechanisms governing groundwater recharge, assess the influence of climate change on the hydrological cycle, and evaluate potential risks to the sustainability of future water resources.

GEOLOGICAL SETTING

Study Area

The Ohrid – Prespa region represents the oldest inland water basin in Europe and among the oldest in the

world, dating back to the Pliocene, approximately 3 – 5 million years ago (Krstić 2012). The study area includes the karst system of the transboundary lakes—Small Prespa, Great Prespa, and Ohrid (Krstić 2012)—which together form a unified hydraulic system (Eftimi 2019).

Great Prespa and Small Prespa Lakes occupy the deepest areas of an enclosed mountainous basin and both have not any natural surface outflow. The hydraulic connection between them is realised only through subsurface flow, whereby water from Great Prespa Lake (approximately 849 m a.s.l.) drains westward toward Lake Ohrid, which lies about 150 meters lower (Krstić 2012). Small Prespa and Great Prespa are separated by a neck composed of alluvial deposits. In 1969, a dam was constructed by the Greek authorities to regulate the water flow from Small Prespa to Great Prespa. The surface areas of Small Prespa, Great Prespa, and Lake Ohrid are 47.4 km², 274 km², and 348 km², respectively, with maximum depths of 8 m, 54 m, and 288 m (Eftimi et al. 1985).

The Ohrid – Prespa region comprises geological formations that span from the Paleozoic metamorphic rocks to Neogene and Quaternary sedimentary formations (Micevski 2000). The Mali i Thatë – Galičica mountain range is entirely composed of massive Upper Triassic – Lower Jurassic limestones, with minor occurrences of Upper Cretaceous limestones. According to Vranaj et al. (1997) and Xhomo et al. (2002), the total thickness of the Triassic – Jurassic carbonate deposits reaches approximately 1,000 – 1,200 m. Small outcrops of Eocene

limestone conglomerates occur mainly in the southern part of the area (Eftimi & Zoto 1997). The relief of Mount Galičica is characterized primarily by well-developed karst features, including holes and flat karst plains (Micevski 2000). The floor of Lake Prespa is largely covered by Pliocene deposits consisting of clays, sandstones, and conglomerates, which are also exposed along parts of the lakeshore (Eftimi & Zoto 1997).

The study area belongs to the internal zone of the Alpine orogenic belt, which underwent significant tectonic activity during the Pliocene – Quaternary interval (Meçe & Aliaj 2000; Melo 2001; Temovski 2016). These tectonic processes, including strong and progressive uplift, led to the formation of the Mali i Thatë – Galičica horst, whereas on both sides by, graben structures are formed, represented by the Prespa Basin to the east, and the Ohrid Basin together with the Korça Plain to the west.

The Ohrid Basin lies at the structural boundary between the Mirdita Ophiolite Zone and the Korabi Zone, a contact clearly observed south of the Lin Peninsula and along the western shoreline of the lake. In this region, the Korabi Zone is composed mainly of Paleozoic metamorphic and magmatic rocks, forming an anticlinal structure in the area situated between the Prespa and Ohrid lakes (Hoffmann et al. 2012).

Hydrogeology

In southeastern Albania, along the border with North Macedonia and Greece, Lakes Prespa and Ohrid form a common hydraulic system (Eftimi

2019). The outflow from Great Prespa Lake is primarily governed by karstic subsurface infiltration toward Lake Ohrid (Eftimi 2019) and, to a lesser extent, by evaporation from the lake surface and water abstraction for domestic and agricultural use by the local communities (Beqiraj 2018). Numerous karst springs emerge along the western slopes of the Galičica/Mali i Thatë range and discharge directly into Lake Ohrid. Springs occurring at elevations higher than the water level of Great Prespa Lake are entirely recharged by karst groundwater derived from direct precipitation on the mountain tops.

Tracer studies have demonstrated that the Tushemisht spring (2.5 m³/s) in Albania and the Saint Naum spring (7.5 m³/s) in North Macedonia are partially supplied by Great Prespa Lake (Matzinger et al. 2006). As early as the beginning of the 20th century, the geographer Jovan Cvijić provided a detailed description of karst phenomena in the Prespa – Ohrid region and formulated the hypothesis that the Saint Naum and Tushemisht springs are recharged by Lake Prespa (Cvijić 1906).

The most significant karst feature in the area is the Zaver swallow hole, located on the western shore of Great Prespa Lake between the villages of Goricë e Vogël and Gollomboç (in Albanian territory). At this location, lake water infiltrates underground and reappears in the major karst springs along the shore of Lake Ohrid (Eftimi et al. 1985; Eftimi 2019).

Hydrology

The Prespa – Ohrid region lies within the transition zone between Mediterranean and continental climates, characterized by warm, dry summers and cold, wet winters (Schriek & Giannakopoulos 2017). The Prespa area consists of Small Prespa and Great Prespa Lakes, as well as mountain-type streams with perennial or seasonal flow, which descend along steep, vegetated slopes and discharge into both lakes (Krstić 2012). On the Albanian side of the basin, no surface watercourses have been identified that directly contribute to the inflow of Small Prespa Lake. A key hydrological feature of Great Prespa Lake is the absence of natural surface outflows, where nearly half of the lake's discharge occurring through the karst aquifer system. This water discharges into Lake Ohrid in the form of springs that emerge along the lake Ohrid shore (Cvijić 1906). The relief, together with ongoing tectonic activity, has created a steep hydraulic gradient (0.0159 or 1.59%), which enables rapid subsurface drainage through the karst massif (Micevski 2002).

Human activity has significantly modified the hydrology of the region.

Major interventions include: the diversion of the Agios Germanos stream (in Greece) from Small Prespa to Great Prespa in 1936; the diversion of the Devoll River (in Albania) to discharge into Small Prespa Lake in the mid-1970s; and long-term erosion and sedimentation processes that formed an alluvial neck between the two Prespa lakes, historically causing synchronous changes in their volumes and surface areas. In 1969/70, the connection between Small Prespa and Great Prespa was further altered through the construction of a dam near the village of Mileonas (Greece), and the two lakes were subsequently linked via a concrete channel with a hydraulic head of approximately 3 m (Hollis & Stevenson 1997). Water levels in Great Prespa Lake fluctuate seasonally and yearly. The maximum historical level was recorded in 1993 at 852.91 m a.s.l. Between 2002 and 2005, the lake reached approximately 844.5 m a.s.l., representing the lowest historical level (Eftimi 2019). Table 1 presents the water levels in Great Prespa Lake for the year 2024 (data obtained from the Institute of Geosciences, 2024), clearly showing a slight further decline relative to the historic minimum for this lake.

Table 1 – Monthly and yearly average water level values (m) in Great Prespa Lake for the year 2024 (Institute of Geosciences, 2024).

| January | February | March | April | May | June | July | August | September | October | November | December | Annual Average |
|---------|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-----------|---------|----------|----------|----------------|
| 844.52 | 844.56 | 844.61 | 844.66 | 844.74 | 844.69 | 844.53 | 844.32 | 844.21 | 844.09 | 844.01 | 844.02 | 844.41 |

METHODOLOGY

To better understand the hydrological dynamics and the influence of climate change on the Prespa – Ohrid hydrological system, a representative sampling campaign was conducted both spatially and temporally (Fig. 1). Spatially, all major hydrological components were sampled: (1) the lakes Great Prespa and Ohrid, and (2) the karst springs emerging along the western slopes of the “Mali i Thatë – Galičica” mountain range. Seasonal sampling aimed to detect modest

variations in the physicochemical characteristics of the water. Sampling across all water body types enabled the construction of an expanded profile of the spatial variability of hydrochemical properties. Sampling locations were selected through a detailed analysis of topographic, hydrological, and hydrogeological maps, combined with extensive knowledge of the local ecosystem. Water samples were collected in 1.5 L plastic bottles, which were pre-rinsed with the respective sample water prior to filling.

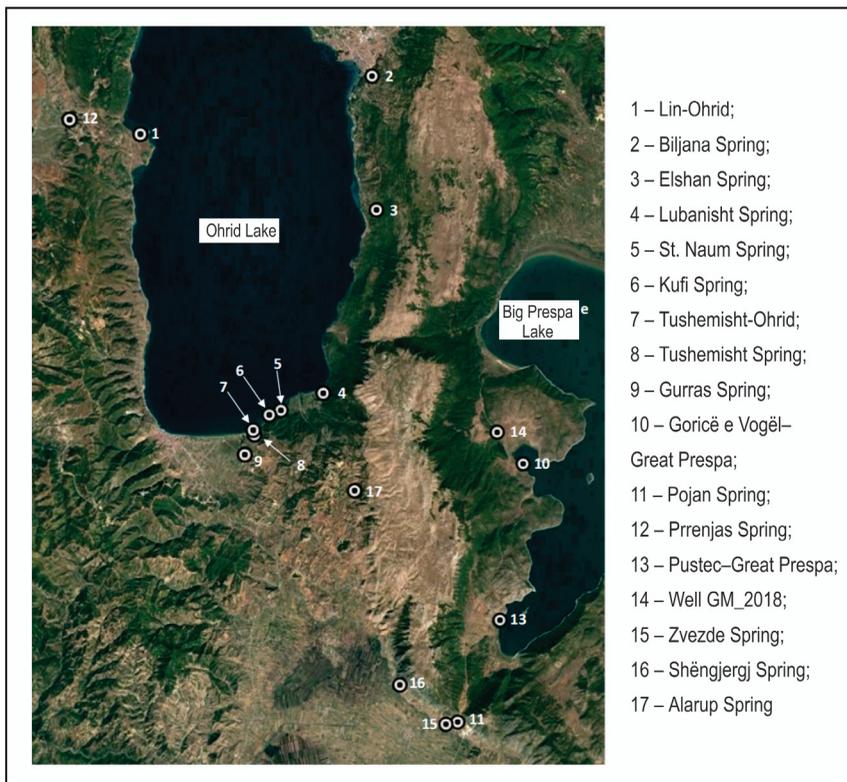


Figure 1. Locations of the water sampling points on the Google map.

Chemical analyses were carried out in the Chemical Laboratory of the Albanian Geological Survey, Tirana. Ca, Mg, total hardness, and HCO_3 were analyzed by titration; Cl and SO_4 by photometry; pH and electrical conductivity by electrochemical methods; while Fe, Na, and K were analyzed using a PERKIN ELMER AAS, both with the flame technique model 400 AANALYST and with the graphite furnace model 900 AA (Tabs. 2 & 3). For a quantitative assessment of the degree of mixing between karst water and the water of Lake Great Prespa in the spring waters, a two-component mixing model was employed. This model consists of solving a system of two equations: the first represents the mass balance of the mixed water fractions, while the second represents the chemical balance of chloride content in the water (Herczeg & Edmunds 2000).

$$f_k + f_l = f_b = 1$$

$$\text{Cl}_k \cdot f_k + \text{Cl}_l \cdot f_l = \text{Cl}_b \cdot f_b$$

where:

- f_k and f_l are the respective fractions of karst water and lake water in the spring water f_b
- Cl_k , Cl_l , and Cl_b are the chloride concentrations in karst water, lake water, and spring water, respectively.

RESULTS AND DISCUSSIONS

The data of the physicochemical analyses of the waters of Lake Ohrid and Prespa as well as the karst springs west of the Mali i Thatë-Galicicë mountain (Tables 2 & 3) were processed through

the AquaChem program. Using the Piper and Schoeller diagrams, the hydrochemical characteristics were visualized and the main features of the chemical composition of the sampled waters were compared. This approach has enabled an in-depth analysis of the chemical state of the waters and the relationships between different water sources in the region.

Eftimi et al. (2021) have distinguished only the Ca- HCO_3 hydrochemical type and have argued it with the dominance of carbonate-limestone rocks in the study area, while in the Piper (Fig. 2) and Scholler (Fig. 3) diagrams the presence of two hydrochemical types of water is clearly observed: Ca- HCO_3 (red circles) and Ca-Mg- HCO_3 (blue triangles). The Ca- HCO_3 hydrochemical type includes the waters of springs Biljana, Tushemisht, Shëngjergj Elshan and Alarup (the latter two with an outlet above the maximum level of Lake Great Prespa) and well GM_2028, while the Ca-Mg- HCO_3 type includes the waters of Lake Great Prespa and Ohrid, and the Gurras, Sh. Naum, Pojan, Përrenjas, Lubanisht, Zvezde springs (Figs. 2 & 3). The water of the Kufi spring is of the Ca- HCO_3 hydrochemical type in the June sampling and of the Ca-Mg- HCO_3 type in the October sampling.

Kiri (2021) also distinguishes two hydrochemical types of spring waters, but in contrast to the findings of this study, the Lake Great Prespa water is reported to belong to the Ca- HCO_3 type. Ca- HCO_3 type waters generally have lower values of TDS (<300mg/l) and vary within narrow limits ($\sigma\text{TDS} = 16.74\text{mg/l}$) indicating respectively a shorter water-rock contact time and groundwater circulation in

a lithologically “homogeneous” limestone environment.

On the other hand, Ca-Mg-HCO₃ type waters are distinguished by higher values of Total Mineralization (MP>300mg/l) that vary within wide limits (σ TDS = 110.39mg/l), which is reflected in a more visible variation in the content of the main cations and anions (Figs. 2 & 3). The exception is the well GH_2018 drilled at a depth below the groundwater drainage level in Lake Ohrid (Beqiraj 2018). The change in the chemical composition of

the water between the springs has also been evidenced by Eftimi et al. (2021), but it is impressive that the waters with the highest TDS (Tables 1 & 2) belong to the springs that emerge at elevations above the water level of the Lake Great Prespa, such as the Pojani source (Z=950m), Alarupi (Z=1070m) and Zvezda (Z=856m). In contrast to the spatial variation in the chemical composition of the spring waters, no significant change is observed in the chemical composition of the waters sampled in June and October, 2024.

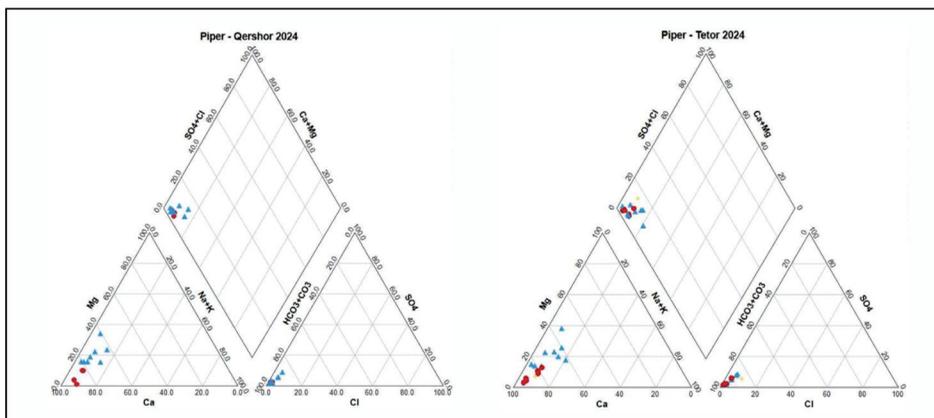


Figure 2. Piper diagram of the chemical composition of waters in the Great Prespa – Ohrid region, June 2024 and October 2024 (blue triangles: Lake Great Prespa, Lake Ohrid, Gurras, St. Naum, Pojan, Prenjas, Lubanisht, Zvezde; red circles: Biljana, Elshan, Tushemisht, Well GM_2028, Shengjergj, Alarup; the Kufi Spring has dual affiliation).

Table 2 – Results of physic-chemical analyses, June 2024 (All parameters are given in mg/l; EC in $\mu\text{S}/\text{cm}$; TH in German degrees).

| Sampling location | Physical – chemical parameters | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-----------------|-------------------------------|------------------------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-------|--------|
| | EC | pH | TC | TN | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | NO ₃ ⁻ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | HCO ₃ ⁻ | SiO ₂ | TH | TDS |
| <i>Ohrid Lake</i> | 244 | 7.73 | 2.14 | 0.19 | 6.2 | 8.26 | 0.13 | 7.33 | 0.29 | 36.07 | 7.9 | 140.35 | 0.15 | 6.86 | 210.15 |
| <i>Biljana spring</i> | 286 | 7.28 | 1.53 | 0.51 | 2.65 | 3.41 | 2.59 | 5.08 | 0.52 | 59.11 | 0.6 | 183.06 | 0.34 | 8.4 | 257.02 |
| <i>Elishan spring</i> | 299 | 7.21 | 1.94 | 0.28 | 3.54 | 4.55 | 1.18 | 3.21 | 0.6 | 60.11 | 2.43 | 189.16 | 0.9 | 8.96 | 264.79 |
| <i>Lubanisht</i> | 412 | 7.13 | 3.1 | 0.32 | 3.54 | 3.98 | 1.45 | 4.07 | 0.46 | 68.13 | 13.36 | 268.49 | 1.1 | 12.56 | 363.53 |
| <i>Shën Naum spring</i> | 314 | 7.14 | 1.32 | 0.48 | 5.21 | 4.44 | 2.22 | 4.45 | 0.15 | 47.09 | 11.94 | 198.37 | 0.83 | 9.33 | 273.87 |
| <i>Kufi spring</i> | 325 | 7.38 | 1.14 | 0.42 | 4.43 | 3.89 | 2.1 | 4.73 | 0.36 | 57.11 | 6.78 | 205.47 | 0.97 | 9.54 | 284.87 |
| <i>Ohrid lake-Tushemisht</i> | 241 | 8.04 | 2.19 | 0.18 | 6.2 | 8.46 | 0.1 | 3.73 | 0.17 | 33.06 | 10.52 | 134.25 | 0.05 | 7.04 | 199.5 |
| <i>Tushemishtspring</i> | 340 | 7.33 | 1.67 | 0.46 | 5.11 | 5.09 | 2.28 | 5.13 | 0.49 | 59.11 | 6.98 | 205.47 | 0.73 | 9.87 | 292.76 |
| <i>Gurras spring</i> | 317 | 7.45 | 1.6 | 0.47 | 5.21 | 4.03 | 2.4 | 4.38 | 0.37 | 50.09 | 10.12 | 200.37 | 0.73 | 9.33 | 276.97 |
| <i>Small Goricav – Great Prespa</i> | 247 | 8.15 | 4.38 | 0.36 | 7.09 | 12.97 | 0.34 | 6.57 | 0.18 | 29.05 | 10.93 | 125.14 | 0.17 | 6.57 | 195.31 |
| <i>Pojan spring</i> | 616 | 7.31 | 2.02 | 0.5 | 6.2 | 11.48 | 2.65 | 5.78 | 0.22 | 67.13 | 37.45 | 378.42 | 4.19 | 18 | 509.33 |
| <i>Përrenjas spring</i> | 331 | 7.61 | 1.25 | 0.52 | 4.43 | 3.53 | 2.55 | 2.46 | 0.01 | 53.1 | 10.33 | 205.48 | 0.78 | 9.8 | 281.89 |

Table 3 – Results of physic-chemical analyses, October 2024.

| Sampling location | Physical – chemical parameters | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------------------|------------------------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-------|--------|
| | EC | pH | TC | TN | Cl- | SO ₄ ²⁻ | NO ₃ ⁻ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | HCO ₃ ⁻ | SiO ₂ | TH | TDS |
| Ohrid Lake | 220 | 7.9 | 3.08 | 0.17 | 5.76 | 7.53 | <0.1 | 4.79 | 0.43 | 29.58 | 10.33 | 128.12 | 0.05 | 6.51 | 189.65 |
| Biljana spring | 285 | 7.22 | 2.17 | 0.4 | 2.22 | 2.92 | 2.01 | 2.46 | 0.29 | 58.14 | 1.82 | 183.06 | 0 | 8.54 | 252.94 |
| Elsban spring | 296 | 7.08 | 2.54 | 0.32 | 3.1 | 4.26 | 1.68 | 2.51 | 0.31 | 58.14 | 3.65 | 189.16 | 0.56 | 8.96 | 262.84 |
| Lubanisht spring | | | | | | | | | | | | | | | |
| Shën Naum spring | 310 | 7.29 | 3.48 | 0.46 | 4.43 | 4.18 | 2.08 | 5.25 | 1.1 | 54.06 | 5.77 | 193.43 | 0 | 8.88 | 270.31 |
| Kufi spring | 320 | 7.27 | 2.55 | 0.41 | 5.32 | 3.86 | 2.04 | 3.16 | 0.33 | 54.06 | 9.11 | 200.15 | 0.51 | 9.65 | 278.04 |
| Ohrid lake-Tushemisht | 234 | 7.68 | 3.08 | 0.21 | 5.76 | 7.23 | 0.15 | 2.76 | 0.31 | 32.64 | 10.33 | 134.24 | 0 | 6.94 | 195.02 |
| Tushemisht spring | 336 | 7.17 | 3.09 | 0.46 | 5.85 | 4.56 | 2.26 | 5.57 | 0.58 | 57.12 | 7.29 | 207.47 | 0.1 | 9.66 | 290.73 |
| Gurras spring | 312 | 7.21 | 2.8 | 0.47 | 4.96 | 3.58 | 2.34 | 5.23 | 0.61 | 49.98 | 8.87 | 195.26 | 0.24 | 9.02 | 270.84 |
| Small Gorica – Great Prespa | 241 | 7.89 | 4.46 | 0.43 | 8.33 | 12.6 | 0.35 | 6.54 | 0.72 | 30.6 | 9.36 | 128.14 | 0.61 | 6.43 | 196.84 |
| Pojan spring | 596 | 7.52 | 3.47 | 0.52 | 6.74 | 10.6 | 2.84 | 8.18 | 0.97 | 60.18 | 42.53 | 390.53 | 5.49 | 18.2 | 522.59 |
| Përrenjas | 318 | 7.57 | 1.64 | 0.44 | 4.87 | 3.03 | 2.35 | 1.63 | 0.18 | 54.06 | 9.72 | 201.37 | 0.93 | 9.79 | 277.24 |
| Pustec -Great Prespa | 242 | 7.83 | 4.69 | 0.35 | 7.98 | 11.95 | 0.39 | 6.16 | 0.69 | 28.56 | 12.15 | 134.24 | 0.27 | 6.79 | 202.26 |
| Well GM_2018 | 539 | 7.23 | 3.85 | 3.47 | 6.56 | 5.98 | 18.53 | 5.54 | 0.63 | 106.08 | 4.86 | 323.41 | 1.41 | 15.94 | 471.61 |
| Zvezde spring | 611 | 7.13 | 4.64 | 7.42 | 9.75 | 21.1 | 39.23 | 21.72 | 2.48 | 72.42 | 20.66 | 305.1 | 1.39 | 14.87 | 492.49 |
| Shëngjerzi spring | 344 | 7.32 | 3.36 | 4.07 | 7.09 | 11.52 | 21.15 | 6.21 | 0.69 | 54.47 | 8.87 | 176.96 | 0.05 | 9.65 | 287.09 |
| Alarup spring | 774 | 7.02 | 2.76 | 19.75 | 32.79 | 19.31 | 107.45 | 12.08 | 1.49 | 130.56 | 10.94 | 299 | 0.41 | 20.76 | 189.65 |

This invariability over time of the chemical composition of the spring waters is explained by their recharge from an extremely large groundwater basin (Jordanovska et al. 2010), or by the processes of mixing of karst waters with the water of Lake Great Prespa (Eftimi et al. 2021).

Figure 3 shows that quantitatively the spring waters that emerge on the western side of the Mali i Thatë-Galiçicë carbonate massif are a

mixture, in different ratios, of karst water with the water of Lake Great Prespa. Ca-HCO₃ type waters are mainly associated with precipitation-karst and present a narrow variation in composition, while Ca-Mg-HCO₃ type waters indicate a more significant contribution of the water of Lake Great Prespa compared to the karst water and exhibit a significantly wider variation of Mg, K, Na and SiO₂ (Fig. 3).

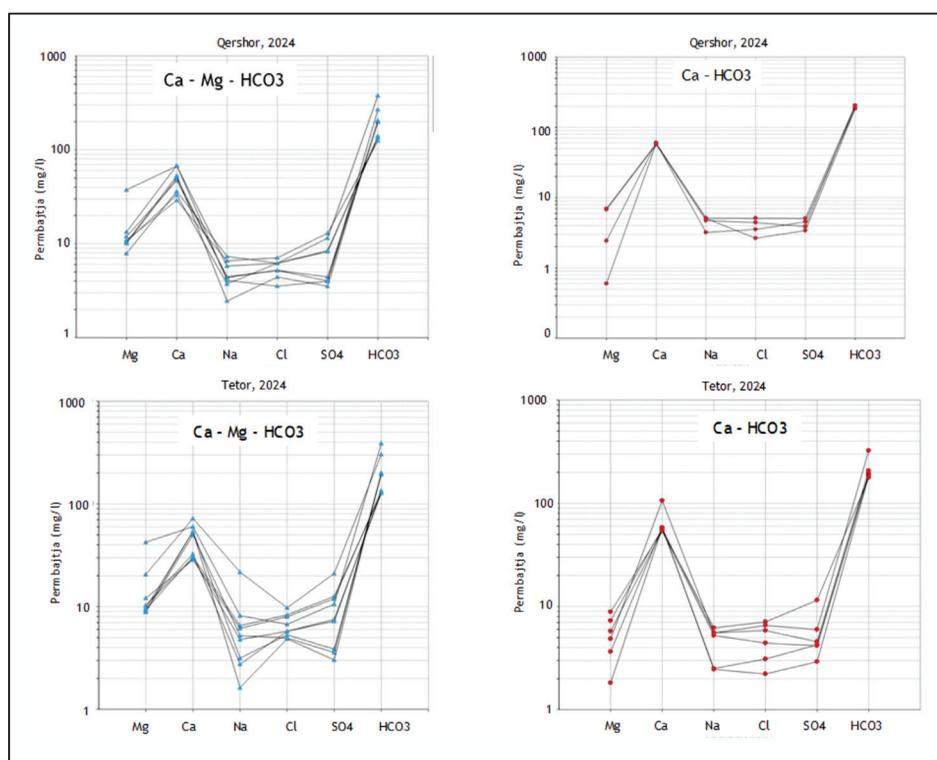


Figure 3. Scholler diagram of the chemical composition of waters in the Great Prespa – Ohrid Region (symbols as in Fig. 2).

Chlorides are inert chemical species (conservative ions) in groundwater (Herczeg & Edmunds 2000) and can therefore be used as tracers to understand the rates of recharge and

mixing between waters. Furthermore, chlorides have high mobility in water, similar to that of water molecules (Hill 1984) and are not involved in the usual chemical reactions that occur in

groundwater (Leibundgut et al. 2009). Furthermore, a chemical species such as chlorides is only affected by evaporation near the surface of the earth and is valuable because it integrates over long time scales (Cook & Herczeg 2000). The Biljana spring was chosen as a representative of karst water because it is located about 12 km north of the northern end of Lake Great Prespa, so it is outside its possible influence, which is evident in the lower content of chlorides and magnesium (Tabs. 2 & 3).

In the June sampling (Tab. 4) it is clearly seen that the Elshan, Kufi and Biljana springs are recharged by over 50% from the karst water, while the other three springs by water from Lake Great Prespa. An interesting finding is that, in the October sampling, the contribution of karst water to all six springs is clearly over 50%. This sampling was carried out after a period of approximately three months without precipitation, which was accompanied by a significant drop in the water level of Lake Great

Prespa and the emergence above water of several karstic sinkholes (e.g. Zaveri), which cannot convey water from Lake Great Prespa to the Ohrid springs. The above results regarding the contribution of karst water and Lake Great Prespa to the spring water emerging at the shores of Ohrid are consistent with the results of the two-component mixing model based on the isotopic composition of O-18 and H-2 in water (Eftimi et al. 2021).

Based on chemical composition of the spring waters, the dominance of the karst fraction in the spring water is supported by the decrease in Mg (Tab. 2) and silica (Tab. 4, Fig. 4) contents in the waters sampled in October. The silica in the spring water cannot be derived by the karst; while its presence in the water of Lake Great Prespa is linked to alteration processes of silicate minerals in metamorphic rocks distributed to the east and north of the lake. Therefore, with the decrease of water contribution from Lake Great Prespa, the content of dissolved silica in the water of springs also decreases.

Table 4 – Contribution (%) of water from Lake Great Prespa (f_l) and karst water (f_k) to the spring water (based on chloride content in the water).

| Sampling time | June 2024 | | October 2024 | |
|--------------------|-----------|-------|--------------|-------|
| | f_l | f_k | f_l | f_k |
| Water fraction (%) | | | | |
| Elshan | 20 | 80 | 14 | 86 |
| Sh.Naum | 58 | 42 | 36 | 64 |
| Kufi | 40 | 60 | 36 | 64 |
| Tushemisht | 55 | 45 | 47 | 53 |
| Gurras | 58 | 42 | 45 | 55 |

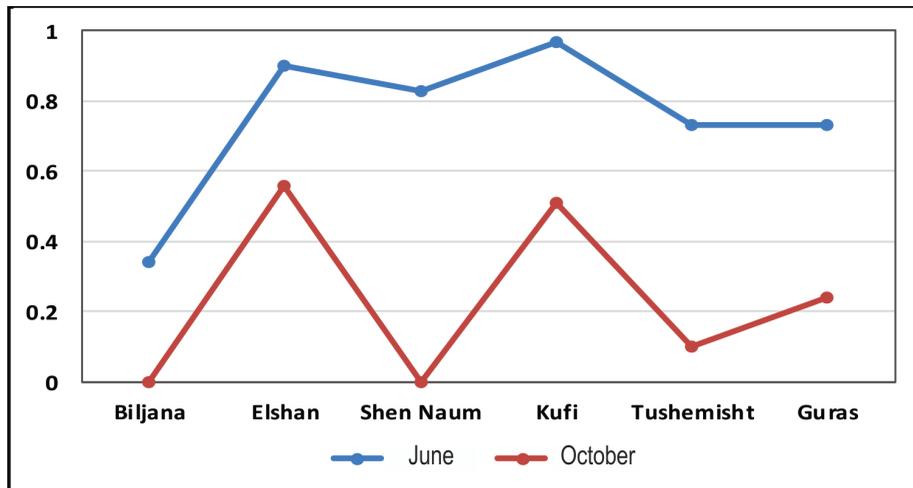


Figure 4. Variation of SiO₂ content in the groundwater of selected springs, for samples collected in June (blue) and October (red) 2024.

CONCLUSIONS

The Ohrid – Prespa region represents an aquatic ecosystem of hydrological and hydrogeological interest, where the effects of climate change are significant, particularly in the decrease of water levels in Lake Great Prespa, which reached a historic low of 844.01 m in November 2024. Triassic–Jurassic limestones compose the Mali i Thatë–Galiçicë mountain range, Paleozoic schists are mainly developed to the east and north of Lake Great Prespa, while ultrabasic rocks appear to the west and northwest of Lake Ohrid. The sampled waters belong to two hydrochemical types: Ca-HCO₃ (dominated by the karst component) and Ca-Mg-HCO₃, which are mainly associated with Lake Great Prespa. The use of chlorides to quantitatively assess the degree of mixing between karst water and Lake Great Prespa in the spring waters showed that, during the spring season, the Elshan,

Kufi, and Biljana springs are mostly (50%) recharged by karst water, whereas in the autumn season, the Tushemisht, Gurras, and St. Naum springs are also fed more than 50% by karst water. The silica content (a non-karstic chemical element) in the spring water decreases significantly in October compared to June, while it increases in Lake Great Prespa. This reconfirms the dominance of the karst component over Lake Great Prespa in the springs discharge during extended dry periods.

Acknowledgments

This study represents an important component of the author's doctoral thesis, which is currently ongoing at the Faculty of Geology and Mining, at the Department of Earth Sciences, Tirana, Albania. I express my gratitude to the Director of IGEO Prof. Dr. Ylber Muceku and the Head of the Geology Department Prof. Dr. Ibrahim Milushi for their professional support, as well as for providing the necessary data

for the of this study. Also, a special thanks goes to my colleague hydrogeologist Dr. Emanuela Kiri, for the cooperation and assistance provided during the field work and scientific discussions throughout the

research process. We also thank to the external reviewer for the suggestions made regarding the corrections of this article.

REFERENCES

- ALAM S., GEBREMICHAEL M., LI R., DOZIER J. & LETTENMAIER D.P. (2019).** CLIMATE CHANGE IMPACTS ON GROUNDWATER STORAGE IN THE CENTRAL VALLEY, CALIFORNIA. *CLIMATE CHANGE*, 157, 387–406.
- BAKALOWICZ M. (2015).** KARST AND KARST GROUNDWATER RESOURCES IN THE MEDITERRANEAN. *ENVIRONMENTAL EARTH SCIENCES*, 74, 5–14.
- BEQIRAJ A. (2018).** STUDIM HIDROGJEOLGIK MBI MUNDËSINË E FURNIZMIT ME UJË TË PIUSHËM TË FSHATIT GORICË E MADHE, ME ANË TË NJË PUS-SHPIMI HIDROGJEOLGIK. *BASHKIA PUSTEC*, p. 30.
- COOK P.G. & HERCZEG A. L. (2000).** ENVIRONMENTAL TRACERS IN SUBSURFACE HYDROLOGY; p. 534. DOI 10.1007/978-1-4615-4557-6
- CVIJIC J. (1906).** FUNDAMENTAL OF GEOGRAPHY AND GEOLOGY OF MACEDONIA AND SERBIA; SPECIAL EDITION, VIII+680; *SERBIAN ROYAL ACADEMY*, BELGRADE, SERBIA. (IN SERBO-CROATIAN).
- EFTIMI R. (2019).** THE CATASTROPHIC DECREASE OF PRESAPA LAKE LEVEL—RESULT OF NATURAL OR ANTHROPOGENIC REASON? *REVIEW OF THE BULGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY*, 80, 215–217.
- EFTIMI R., ANDREYCHOUK V., SZCZYPEK T. & PUCHEDJDA W. (2019).** KARST SPRINGS OF ALBANIA AND THEIR MANAGEMENT. *ACTA GEOGRAFICA SILESIANA*, 13/2, 39–56.
- EFTIMI R., BISHA G., TAFILAJ I. & SHEGANAKU XH. (1985).** *HYDROGEOLOGICAL MAP OF ALBANIA*, SCALE 1:200 000, TIRANA.
- EFTIMI R. & ZOTO J. (1997).** ISOTOPE STUDY OF THE CONNECTION OF OHRID AND PRESAPA LAKES. *INTERNATIONAL SYMPOSIUM "TOWARDS INTEGRATED CONSERVATION AND SUSTAINABLE DEVELOPMENT OF TRANSBOUNDARY MACRO AND MICRO PRESAPA LAKES"*, KORCHA, ALBANIA; p. 32–37.
- EFTIMI R., STEVANOVIĆ Z. & STOJOV V. (2021).** HYDROGEOLOGY OF MALI THATË–GALIČICA KARST MASSIF RELATED TO THE CATASTROPHIC DECREASE OF THE LEVEL OF LAKE PRESAPA. *ENVIRONMENTAL EARTH SCIENCES*, 80, p. 708.
- FLEMING S.W. & QUILTY E.J. (2006).** AQUIFER RESPONSES TO EL NIÑO SOUTHERN OSCILLATION, SOUTHWEST BRITISH COLUMBIA. *GROUND WATER*, 44, 595–599.
- FORD D.C. & WILLIAMS P.W. (2007).** KARST HYDROGEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY. *JOHN WILEY & SONS*, CHICHESTER.
- FU G., CROSBIE R.S., BARRON O., CHARLES S.P., DAWES W., SHI X., VAN NIEL T. & LI C. (2019).** ATTRIBUTING VARIATIONS OF TEMPORAL AND SPATIAL GROUNDWATER RECHARGE: A STATISTICAL ANALYSIS OF CLIMATIC AND NON-CLIMATIC FACTORS. *JOURNAL OF HYDROLOGY*, 568, 816–834.
- HEM J.D. (1992).** STUDY AND INTERPRETATION OF THE CHEMICAL CHARACTERISTICS OF NATURAL WATER, 3RD EDITION. *US GEOLOGICAL SURVEY WATER-SUPPLY PAPER 2254*, WASHINGTON, DC.
- HERCZEG A.L. & EDMUNDS W.M. (2000).** INORGANIC IONS AS TRACERS. IN ENVIRONMENTAL TRACERS IN SUBSURFACE HYDROLOGY. EDS. PETER G. COOK AND ANDREW L. HERCZEG. *SPRINGER SCIENCE + BUSINESS MEDIA*, NEW YORK, 43–89.

- HILL D. (1984).** DIFFUSION COEFFICIENTS OF NITRATE, CHLORIDE, SULPHATE AND WATER IN CRACKED AND UNCRACKED CHALK. *EUROPEAN JOURNAL OF SOIL SCIENCES*, 35, 27-33.
- HOFFMANN N., REICHERTER K., GRUTZNER C., HURTGEN J., RUDERSDORF A., VIEHBERG F.A. & WESSELS M. (2012).** QUATERNARY COASTLINE EVOLUTION OF LAKE OHRID (MACEDONIA/ALBANIA). *CENTRAL EUROPEAN JOURNAL OF GEOSCIENCES*, 4(1), 94–110.
- HOLLIS G.E. & STEVENSON A.C. (1997).** THE PHYSICAL BASIS OF THE LAKE MIKRI PRESPA SYSTEMS: GEOLOGY, CLIMATE, HYDROLOGY AND WATER QUALITY. *HYDROBIOLOGIA*, 351, 1–19.
- INSTITUTI I GJEOSHKENCAVE:** [HTTPS://WWW.GEO.EDU.AL](https://www.geo.edu.al)
- JORDANOVSKA B., KUNZ M.J., STAFILOV T. & WÜEST A. (2010).** TEMPORAL VARIABILITY IN PHYSIC-CHEMICAL PROPERTIES OF ST. NAUM KARTS SPRINGS FEEDING LAKE. *OHRID EKOL ZAŠT ŽIVOT SRED*, 13(1–2), 3–11.
- KAYANE I. (1997).** GLOBAL WARMING AND GROUNDWATER RESOURCES IN ARID LANDS. IN: "FRESHWATER RESOURCES IN ARID LANDS: UNU GLOBAL ENVIRONMENTAL FORUM V" (J. I. UITTO & J. SCHNEIDER, EDs.). *UNITED NATIONS UNIVERSITY PRESS*, TOKYO, 70–80.
- KIRI E. (2021).** HULUMTIM HIDRODINAMIK DHE HIDROKIMIK I SISTEMIT TË AKUIFERIT NDËRKUFITAR NË PELLGUN UJËMBLEDHËS PRESPË – OHËR. *TEZA E DOKTORATURES, UNIVERSITETI ARISTOTEL I SELANIKUT*, GREQI.
- KRSTIC S. (2012).** ENVIRONMENTAL CHANGES IN LAKES CATCHMENTS AS A TRIGGER FOR RAPID EUTROPHICATION—A PRESPA LAKE CASE STUDY. IN: "STUDIES ON ENVIRONMENTAL AND APPLIED GEOMORPHOLOGY"; *INTECHOPEN*, LONDON, UK, 63–118.
- LEIBUNDGUT CH., MALOSZEWSKI P. & KÜLLS CH. (2009).** TRACERS IN HYDROLOGY, WILEY – BLACKWELL, WEST SUSSEX, UK, p. 415.
- LELIEVELD J., HADJINICOLAOU P., KOSTOPOULOU E. ET AL. (2012).** CLIMATE CHANGE AND IMPACTS IN THE EASTERN MEDITERRANEAN AND THE MIDDLE EAST. *CLIMATIC CHANGE*, 114, 667–687.
- LENG M.J., WAGNER B., BOHEM A., PANAGIOTOPOULOS K., VANE C.H., SNELLING A., HAIDON C., WOODLY E., VOGEL H., ZANCHETA G. & BANESCHI I. (2013).** UNDERSTANDING PAST CLIMATIC AND HYDROLOGICAL VARIABILITY IN THE MEDITERRANEAN FROM LAKE PRESPA SEDIMENT ISOTOPE AND GEOCHEMICAL RECORD OVER THE LAST GLACIAL CYCLE. *QUATERNARY SCIENCE REVIEWS*, 66, 123–136.
- MATZINGER A., JORDANOSKI M., VELJANOSKA-SARAFILOSKA E., STURM M., MÜLLER B. & WÜEST A. (2006).** IS LAKE PRESPA JEOPARDIZING THE ECOSYSTEM OF ANCIENT LAKE OHRID? *HYDROBIOLOGIA*, 553, 89–109.
- MEÇE S. & ALIAJ SH. (2000).** GEOLOGY OF ALBANIA. *GEBRUDER BORNTREAGER*, BERLIN – STUTTGART, p. 246.
- MELO V. (2001).** POGRADEC (OHRID LAKE) AND PLOCA TECTONIC DOORSTEP (MORPHOSTRUCTURAL AND CINEMATIC ANALYSES). *ALBANIAN JOURNAL OF NATURAL & TECHNICAL SCIENCES*, 1, 123–136.
- MICEVSKI E. (2000).** GEOLOGICAL AND HYDRO-GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE OHRID - PRESPA REGION. *PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL SYMPOSIUM "SUSTAINABLE DEVELOPMENT OF PRESPA REGION"*, OTESHEVO 23–25.06.2000, REPUBLIC OF MACEDONIA, p. 10–17.
- MICEVSKI E. (2002).** GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF OHRID–PRESPA REGION. *MAKEDONSKI VODI*, IX, 21–29 (IN MACEDONIAN).
- POPOV V., ANOVSKA E., ARSOV M., AMATAJ S., KOLANECI M., STAMOS A., ARSOV L. & ANOVSKI T. (2009).** STUDY OF PRESPA – OHRID LAKE SYSTEM USING TRACER EXPERIMENTS AND THE LAKE'S WATER BALANCE. *WIT TRANSACTION AND ENGINEERING SCIENCES*, 125, 75–84.

- POPOVSKA C. & BONACCI O. (2007).** BASIC DATA ON THE HYDROLOGY OF LAKES OHRID AND PRESAPA. *HYDROLOGICAL PROCESSES*, 21(5), 658–664. DOI: 10.1002/hyp.6252.
- SANDSTRÖM K. (1995).** MODELING THE EFFECTS OF RAINFALL VARIABILITY ON GROUNDWATER RECHARGE IN SEMI-ARID TANZANIA. *HYDROLOGY RESEARCH (FORMER NORD HYDROL.)*, 26(4–5), 313–330.
- TANCO R. & KRUSE E. (2001).** PREDICTION OF SEASONAL WATER-TABLE FLUCTUATIONS IN LA PAMPA AND BUENOS AIRES, ARGENTINA. *HYDROGEOLOGY JOURNAL*, 9, 339–347.
- TAYLOR R.G., SCANLON B., DÖLL P., RODELL M., VAN BEEK R., WADA Y. ET AL. (2013).** GROUNDWATER AND CLIMATE CHANGE. *NATURE CLIMATE CHANGE*, 3, 322–329.
- TEMOVSKI M. (2016).** EVOLUTION OF KARST IN THE LOWER PART OF CRNA REKA RIVER BASIN. ISSN 2190-5061 (ELECTRONIC) AND ISBN 978-3-319-24547-8 (E-BOOK).
- VAN DER SCHRIEK T. & GIANNAKOPOULOS C. (2017).** DETERMINING THE CAUSES FOR THE DRAMATIC RECENT FALL OF LAKE PRESAPA (SOUTHWEST BALKANS). *HYDROLOGICAL SCIENCES JOURNAL*, 62(7), 1131–1148.
- VAN ENGELBURG J., HUETING R., RIJPKEMA S., TEULING A.J., UIJLENHOET R. & LUDWIG F. (2018).** IMPACT OF CHANGES IN GROUNDWATER EXTRACTIONS AND CLIMATE CHANGE ON GROUNDWATER-DEPENDENT ECOSYSTEMS IN A COMPLEX HYDROGEOLOGICAL SETTING. *WATER RESOURCES MANAGEMENT*, 32, 259–272.
- VRANAI A., SHALLO M. & XHOMO A. (1997).** GEOLOGY OF ALBANIA. UNIVERSITY BOOK, TIRANA, P. 145–208.
- XHOMO A., KODRA A., XHAFA Z. & SHALLO M. (2002).** GEOLOGICAL MAP OF ALBANIA, SCALE 1:200 000. *ALBANIAN GEOLOGICAL SURVEY*, TIRANA. P. 410 (IN ALBANIAN).
- WESTERLING A.L., HIDALGO H.G., CAYAN D.R. & SWETNAM T.W. (2006).** WARMING AND EARLIER SPRING INCREASE WESTERN U.S. WILDFIRE ACTIVITY. *SCIENCE*, 313, 940–943.

NDIKIMI NË MJEDIS I MBETJEVE TË AKTIVITETIT MINERAR NË ZONËN E REHOVËS (QARKU I KORÇËS)

INA GJONAJ^{1*}, ADRIAN BYLYKU¹, PETRIT PICAKU¹, SHEFKI HYSA¹,
JULINDA SULEJMANI¹ & MAGA CERONI¹

¹Shërbimi Gjeologjik Shqiptar, Rruga Zef Serembe, Tiranë, Albania.

*Autori korrespondent: Ina.Gjonaj@gsa.gov.al

(Dorëshkrim i dorëzuar në shtator 2025; i pranuar për botim në nëntor 2025)

Abstrakt. Ky studim ka pasur si qëllim kryesor vlerësimin e ndikimit të ndotjes mjedisore nga aktivitetet gjeologjike – minerare në zonën e vendburimit të bakrit në Rehovë (Bashkia Korçë). Rajoni i studiuar karakterizohet nga një ndërtim kompleks gjeologjik, me prani të formacioneve sedimentare, ultrabazike dhe ofiolitike, si dhe burime të rëndësishme minerare. Në kuadër të studimit janë marrë gjithsej 14 prova gjeokimike (tokë dhe ujë), të cilat janë analizuar për përmbajtjen e metaleve të rënda si Ni, Cr, Co, Cu, Zn, Pb dhe Cd. Të dhënat analitike janë përpunuar statistikisht dhe janë krahasuar me normat ndërkombëtare të Listës Hollandeze (Holland List – 2014), me qëllim përcaktimin e nivelit të ndotjes dhe riskut potencial për mjedisin dhe shëndetin e njeriut. Rezultatet e analizave tregojnë nivele të konsiderueshme ndotjeje në afërsi të dambave të mbetjeve minerare në Rehovë, ku përmbajtjet e elementëve Ni, Cr dhe Cu tejkalojnë sfondin gjeokimik natyror dhe normat e lejuara. Analiza faktoriale dhe ajo korrelative evidentuan bashkëshoqërime të qarta midis elementëve Ni–Co–Cr, të cilat reflektojnë një ndikim të fortë nga burimet antropogjene. Nga hartat e shpërndarjes hapësinore dhe të dhënat e normalizuara rezulton se ndotja është më e theksuar në zonën përreth vendburimit dhe pranë dambave me mbetje të krijuara gjatë përpunimit të mineralit të bakrit. Studimi nënvizon domosdoshmërinë e një monitorimi të vazhdueshëm, të një menaxhimi të qëndrueshëm të mbetjeve minerare dhe të zbatimit të masave të rehabilitimit, në funksion të mbrojtjes së ekosistemit dhe komuniteteve përreth.

Fjalë kyçe: gjeokimi, ndotje mjedisore, fenomen gjeologjik, burime minerale, vlerësim ndikimi.

HYRJA

Gjeokimia mjedisore studion ndërveprimin midis përbërjes kimike natyrore të litosferës, hidrosferës dhe atmosferës me biosferën. Ky ekuilibër i ndjeshëm mund të prishet nga faktorë natyrorë (gjeogjenë) ose nga veprimtaria e njeriut (antropogjene), duke shkaktuar ndotje të mjedisit. Ky studim paraqet rezultatet e fituara për vitin 2024, të bazuara në punë fushore dhe kamerale në vendburimin e Rehovës. Qarku i Korçës, i vendosur në jug-lindje të Shqipërisë, ka një sipërfaqe prej 3,711 km² dhe një

popullsi prej rreth 258,100 banorësh. Ndërtimi gjeologjik i rajonit është kompleks, pjesë e zonës së Mirditës dhe Basenit Shqiptaro – Thessalian (Gropa e Korçës). Përhapje të gjerë kanë depozitat mollasike, shkëmbinjtë ultrabazikë të masivit të Moravës, si dhe sedimentet e Kenozoit dhe Kuarternarit. Rajoni është i pasur me burime minerale, si bakër, sqfur, qymyr, azbest, hekur – nikel, talk dhe argjila, të cilat janë shfrytëzuar historikisht.

NDËRTIMI GJEOLOGJIK

Vendburimi i Rehovës ndodhet në ekstremin jugor të ofioliteve të Shqipërisë (Fig. 1) dhe përfshin disa objekte me rëndësi industriale si: Fushë Rehova, Cifligu, Dushku i Trashë, Lubonja et. Vullkanitct e rajonit Vithkuq – Rehovë, dëshmojnë për një afinitet gjeokimik të afërt me atë të bazalteve të kurrizoreve mesoqeanike dhe janë në pajtim me veçoritë petrografike e gjeokimike të përbërsve të tjerë të sekuencës ofiolitike të këtij brezi (Onuzi 1995) dhe të brezit ofiolitik perëndimor të Albanideve në përgjithësi. Mineralizimi sulfuror pirit – kalkopirit i këtij vendburimi lokalizohet në disa nivele të vullkaniteve të tipit MOR. Krahu lindor i vendburimit kontakton me një brez të ngushtë gabro diabazesh dhe më tej tektonikisht me shkëmbinjë ultrabazik, kryesisht serpentinite, ndërsa në krahun perëndimor, mbi formimet vullkanoklastike, vendosen me transgresion formimet konglomeratike dhe gëlqerorët e Cr₁. Prerja e vullkaniteve, në pjesën qendrore të vendburimit të Rehovës, shpeshherë, përmes një trashësie të vogël silicorësh radiolaritike hematitike, mbulohet nga melanzhi ofiolitik heterogjen i ngjyrosur, ashu si në rajonin e Mirditës.

Sipas Kalina & Koco (1978), Kalina (1989) dhe Leka et al. (2000), prerja litologjike – stratigrafike e Rehovës përbehet nga:

- Pako e poshtme e derdhjeve masive dhe llavave jastëkore bazaltike J₂ (900 m);
- Pako e sipërme e shkëmbinjve vullkanoklastike bazaltike J₂ (250 m);

- Silicoret radiolaritike hematitike mangan mbartës të J₂ (10 m);
- Melanzhi ofiolitik heterogjen me ngjyra (J_{3t}) rreth 250 m;
- Depozitimet mospajtuese konglomeratike dhe gëlqerorët e Cr₁.

Në pikëpamje strukturore, vendburimi i Rehovës përfaqëson një strukturë të përgjithshme sinklinale me orientim veri-jug, në përbërje të së cilës veçohen struktura të rendeve më të ulta si, antiklinali i Rehovës, i Dushkut të Trashë, i Lubonjës; sinklinalet e Rehovës, të Cifligut, në krahët e të cilave lokalizohen mineralizime sulfure.

Sipas Leka et al. (2000), tipari më i dallueshëm i tektonikës është përmbysja e formimeve vullkanogjene me melanzhin në bërthamë drejt lindjes, në ndryshim kjo, me mbizhvendosjen e ofioliteve drejt perëndimit. Tektonika shkëputëse afrovertikale e pasmineralizimit është evidentuar qartë në vendburimin e Rehovës me shpime, efektet e së cilës shprehen me zhvendosjet në planin vertikal dhe horizontal të trupave xeherorë.

Gjeomorfologjia, hidrografia dhe klima

Rajoni i studiuar karakterizohet nga një gjeomorfologji e larmishme, me zona malore si vargmali i Moravës dhe Voskopojës, si edhe me zona fushore ku shtrihet fushëgropa e Korçës. Pika më e lartë e rajonit është maja e Çardhakut (1808.4 m). Nga pikëpamja hidrografike, rajoni ka një rrjet sipërfaqësor mesatarisht të zhvilluar, ku kurrizorja e Moravës ndan rrjedhjet ujore drejt perëndimit dhe

lindjes. Klima është tipike kontinentale – mesdhetare, me dimra të ftohtë e të lagësht dhe vera të ngrohta e të thata.

Temperatura mesatare vjetore është 10.6°C, ndërsa muaji me më shumë reshje është nëntori (104.9 mm).

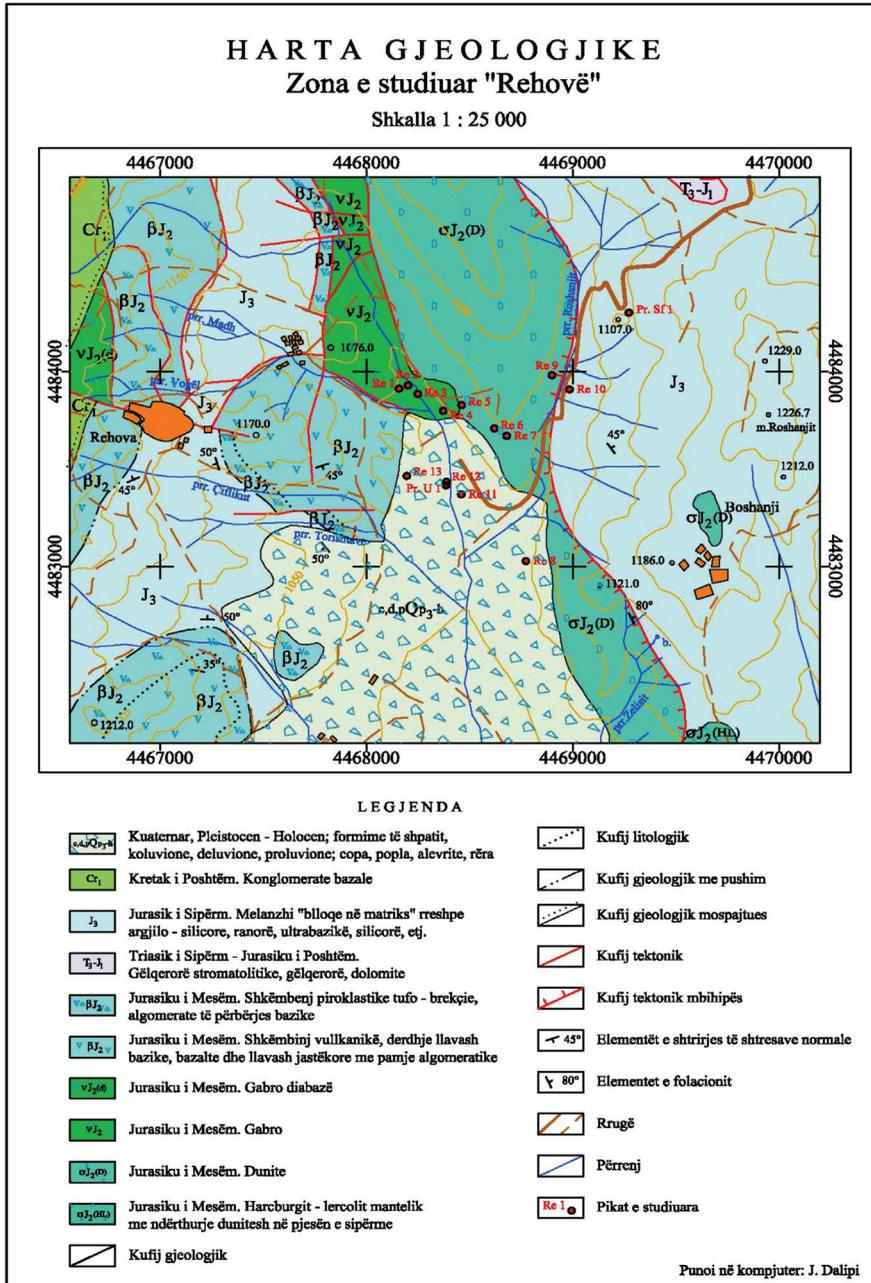


Figura 1. Harta gjeologjike e vendburimit Rehovë, planshetat me nomenklaturë K-34-126-C-b (Qafzezi) dhe K-34-126-C-a (Rehova), shkalla 1:25000.

Mineralizimi sulfur

Mineralizimi sulfuror i vendburimit të Rehovës, vendoset në nivele të ndryshme të prerjes së vullkaniteve. Sipas Kalina & Koço (1982), Kalina (1995), Leka et al. (2000), rezulton se, trupat xeherore të Dushkut të Trashë vendosën në nivelet më të poshtme të derdhjeve bazaltike, më sipër në llavat jastëkore bazaltike me pamje aglomeratike ndodhet horizonti i mineralizuar i Rehovës (trupat I, 5, 2, 3, 6, etj.). Në kontakt të llavave jastëkore bazaltike dhe vullkanoklastiteve, lokalizohet horizonti i mineralizuar i Cifligut dhe i Bregut të Gështenjës, ndërsa në nivelet me të sipërme të vullkanoklastiteve bazaltike deri në kontaktin me melanzhin ofiolitik të ngjyrosur, vendoset mineralizimi i Oprenies.

Morfologjia e trupave xeherore është thjerrzore – pseudoshtresorë. Zonat minerare përfaqësohen nga metasomatitet hidrotermale, të cilat shpeshherë zëvendësohen nga trupat masivetë pirit–kalkopiritit me përmasa të vogla që nuk i kalojnë 100 – 150 m. Shtrirja e përgjithshme e trupave xeherorë është meridionale, kryesisht pajtuese, por dhe mospajtuese me strukturën e shkëmbinjve rrethues. Teksturat e xeherorëve janë: me pikëzime, njolllore, brekçiore, masive, ndërsa teksturat damarore njore takohen më rrallë.

Ndryshimet gjeokimike anësore përfaqësohen nga kloritizimi, epidotizimi, piritizimi dhe kaolinizimi. Studuesit kryesore të vendburimit të Rehovës (Kalina & Koço 1976, 1977 - 1978, 1980), e kanë trajtuar këtë vendburim si vullkano – sedimentar. Sipas Kalina et al. (1995), vendburimi

i Rehovës konsiderohet i tipit vullkanogjen.

Mendimi i përgjithshëm është se mineralizimi sulfur i Rehovës është i tipit hidrotermal vullkanogjen, i formuar në temperaturë të mesme – të ulta dhe lidhet me vullkanitet e kurrizores mesoqeanike sipas: Raportit shkencor me temë “Përqendrimet e metaleve të çmuar (EGP dhe Au) në shkëmbinj të bazik të ofioliteve të Shqipërisë” (Neziraj et al. 2005).

Përbërja mineralogjike dhe kimike

Mineralet xeherore kryesore janë: kalkopiriti, sfaleriti, borniti, magnetiti, mushketoviti etj., ndërsa dytësore janë kovelina dhe kalkozina. Për horizontin e mineralizuar të Cifligut, është karakteristik mineralizimi magnetit – mushkovit, nën trupat sulfurore pirit – kalkopirit. Dallohen strukturat xeherore idiomorfo-kokrrizore, kollomorfe, sferolitike, rrjetore, të zëvendësimit etj. Përberja elementare është Fe, S, Cu, Zn. Si mikroelemente takohen Co, Se, Ni etj. Si elementë të rrallë e të shpërndarë takohen As, Pb, Se etj. Përmbajtja e Au nga 0.72 – 18 g/t në objektin e Cifligut është më e larta e objekteve të Rehovës (Kalina & Koço 1982).

METODOLOGJIA

Me qëllim realizimin e këtij studimi gjeomjedisor, përveç vlerësimit të materialeve gjeologjike ekzistuese, janë kryer vrojtime fushore me marrje kampionësh në vendburimin e bakrit Rehovë. Gjithsej janë marrë 14 prova, nga të cilat 12 prova në tokë (thellësia 10 – 15 cm) për të analizuar ndotjen e sipërfaqes, 1 provë për Sfondin Gjeokimik Natyror (S.Gj.N) (thellësia 50 – 60 cm), në zona të

largëta nga burimet e ndotjes për të përcaktuar vlerat bazë natyrore dhe 1 provë ujore nga burime dhe përrrenjë që përshkojnë zonën minerare. Provat u analizuan në laboratorin e ShGjSh-së, duke përdorur metodën e Spektrometrisë së Absorbimit Atomik (A.A.S) për elementët: Mn, Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Pb dhe Cd. Të dhënat u përpunuan statistikiisht dhe u paraqitën grafikisht duke përdorur programe si Excel, Jamovi, ioGAS-64 dhe GIS. Vlerësimi i riskut u bë duke krahasuar përmbajtjet e gjetura me normat e List Holand (Holland List – 2014) për SRCeco (risk për ekosistemin) dhe SRCinteg (risk i integruar për njerëzit dhe ekosistemin). Për analizimin dhe përpunimin e të dhënave u përdorën programet Microsoft Excel 2016 dhe Jamovi 2.6.44, të cilat shërbyen për kryerjen e llogaritjeve statistikore dhe

vizualizimin e rezultateve.

REZULTATET DHE DISKUTIMI

Vendburimi i bakrit Rehovë është i tipit hidrotermal. Sterilet (mbeturinat) e minierës së bakrit janë depozituar në damba pranë hyrjes së galerive dhe ish-fabrikës së pasurimit (Fig. 2; Tab.1), duke përbërë një burim potencial ndotjeje. Gjatë hapjes së minierave me punime horizontale për shfrytëzimin e mineralit të bakrit, sterilet janë depozituar pranë grykave të tyre, konkretisht pranë çdo hyrje galerie ka një stok sterili. Në afërsi të vendburimit ka qenë fabrika e pasurimit të bakrit, që ndodhet në luginën midis dy kodrave. Damba ndodhet nën kuotën e fabrikës së pasurimit kështu që sterilet janë dërguar në dambë me vetërrjedhje.

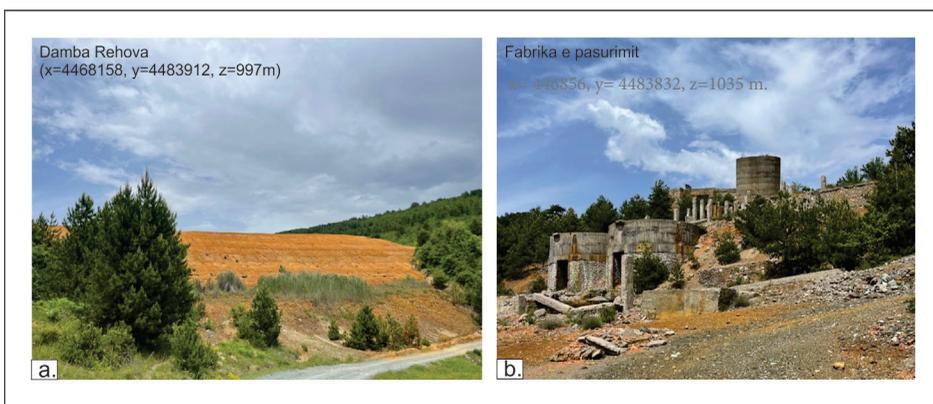


Figura 2. a) Pamje nga dambat e depozitimit të sterileve; b) Ish- fabrika e pasurimit të bakrit Rehovë (Ceroni et al. 2024).

Tabela 1 – Treguesit e dambës Rehovë.

| Nr. | Emërtimi | Njesia | Vlera |
|-----|----------------------------------|---------------------|---------|
| 1 | Siperfaqja e përgjithshme | m ² | 32.000 |
| 2 | Volumi | m ³ | 480.000 |
| 3 | Pesha volumore | ton/ m ³ | 1.82 |
| 4 | Sasia e sterileve të depozituara | ton | 873.600 |

Damba për vetë përbërjen lëndore, sasinë e madhe të materialit të depozituara në të, si edhe granulometrinë tepër të imtë, përbën një rrezik potencial shumë të madh për ambientin. Në këtë studim jepen të dhëna për metalet e rënda që vazhdimisht kalojnë në tretje dhe ndotin përrenjtë dhe lumenjtë. Ky është një problem i vështirë për tu parandaluar, por që duhet studiuar për të njohur influencën që këto metaleve të rënda kanë në jetën e gjallesave që jetojnë në ambiente tokësore dhe ujore të ndotura prej tyre.

Përcaktimi i ndikimit gjeogjen dhe antropogjen

Për të gjykuar mbi ndikimin e aktivitetit të veprimtarisë njerëzore nga shfrytëzimi i këtij vendburimi, llogarisim përmbajtjet antropogjene të elementëve mbi vlerat normale.

Për këtë llogariten përmbajtjet gjeogjene (natyrale) të elementëve në toka. Pra duhet përcaktohet që në fillim Sfondi Gjeokimik Natyror (S.Gj.N.). Duke e menduar së toka mbi mbulesën Kuaternare, në aspektin gjeokimik, është homogjene, dhe provat e marra në largesinë mbi 1 (nje) km larg vendburimit dhe në thellësinë 50 – 60 cm nga sipërfaqja (thellësi kjo që shmang në një masë të konsiderueshme ndotjen antropogjene), pra përfaqëson një mjedis të pastër, larg burimit të ndotjes, ku mundësia e depërtimit të ndotjes është e papërfillshme (e pakët). Pra, përmbajtja e elementëve në këtë thellësi është e përafërt me S.Gj.N. Shpërndarja e përmbajtjeve të elementeve kimike në vendburimin e Rehovës paraqitet nëpërmjet parametrave statistikore në tabelat 2 dhe 3.

Tabela 2 – Tabela e analizave të elementeve të metaleve të rënda në venburimin e Rehovës, të matura në ppm (Ceroni et al. 2024).

| Nr. i provave | X | Y | Vend- marja | Përbajtja e elementeve në ppm | | | | | | | |
|---------------|---------|---------|----------------|-------------------------------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-----|
| | | | | Mn | Ni | Co | Cr | Cu | Zn | Pb | Cd |
| Re 1 | 4468158 | 4483912 | Rehovë | 718.70 | 242.4 | 45.7 | 550.4 | 598.1 | 466.6 | 331 | 7.3 |
| Re 2 | 4468202 | 4483929 | Rehovë | 527.90 | 200.7 | 2.5 | 603.7 | 907 | 414.7 | 399.5 | 4.3 |
| Re 3 | 4468249 | 4483885 | Rehovë | 1003.00 | 714.7 | 83.6 | 4276 | 789.3 | 483.8 | 735.3 | 3.9 |
| Re 4 | 4468373 | 4483798 | Rehovë | 580.30 | 618.3 | 48.7 | 2044 | 1155 | 197.8 | 314.6 | 6.1 |
| Re 5 | 4468462 | 4483828 | Rehovë | 568.00 | 917.2 | 58 | 6435 | 2939 | 260.1 | 273.1 | 3.9 |
| Re 6 | 4468620 | 4483708 | Rehovë | 1427.00 | 1785 | 147 | 4522 | 673.8 | 190.2 | 244.7 | 3.9 |
| Re 7 | 4468680 | 4483670 | Rehovë | 1098.00 | 538.9 | 67.1 | 1189 | 626.3 | 338.9 | 1159 | 4.9 |
| Re Ps 8 | 4468773 | 4483028 | Rehovë | 903.10 | 107.4 | 53.1 | 210.1 | 388.6 | 118.7 | 241.7 | 2.4 |
| Re 9 | 4468899 | 4483981 | Rehovë | 1020.00 | 489.6 | 59.3 | 831.1 | 386.8 | 193.2 | 258.6 | 3.6 |
| Re 10 | 4468985 | 4483908 | Rehovë | 671.10 | 206.4 | 35.7 | 367.5 | 155.2 | 83.8 | 122 | 3.2 |
| Re 11 | 4468460 | 4483370 | Rehovë | 880.80 | 116.8 | 51.7 | 165 | 258.3 | 599 | 128.9 | 0 |
| Re 12 | 4468388 | 4483434 | Rehovë | 956.90 | 136.6 | 49.7 | 709.7 | 307.9 | 201.3 | 269.3 | 3 |
| Re 13 | 4468196 | 4483464 | Rehovë | 853.50 | 106.6 | 39.1 | 842.2 | 204.7 | 141.6 | 206.9 | 3.3 |

Tabela 3 – Parametrat statistikore të shpërndarjes së përbajtjeve të elementeve në vb. e Rehovës (Ceroni et al. 2024).

| Elementët | Mn | Ni | Co | Cr | Cu | Zn | Pb | Cd |
|---------------------|---------|---------|--------|---------|---------|--------|---------|------|
| Numri i provave | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 |
| Minimumi | 527.90 | 106.60 | 2.50 | 165.00 | 155.20 | 83.80 | 122.00 | 0.00 |
| Maksimumi | 1427.00 | 1785.00 | 147.00 | 6435.00 | 2939.00 | 599.00 | 1159.00 | 7.30 |
| Mesatarja | 858.77 | 506.10 | 57.34 | 1877.97 | 750.12 | 297.58 | 370.25 | 3.95 |
| Deviationi standart | 263.45 | 482.64 | 34.29 | 2048.19 | 753.56 | 160.29 | 294.69 | 1.77 |

Në grafikun e mëposhtëm (Fig. 3) elementëve në provat e marra në vb. paraqiten përmbajtjet mesatare të e Rehovës.

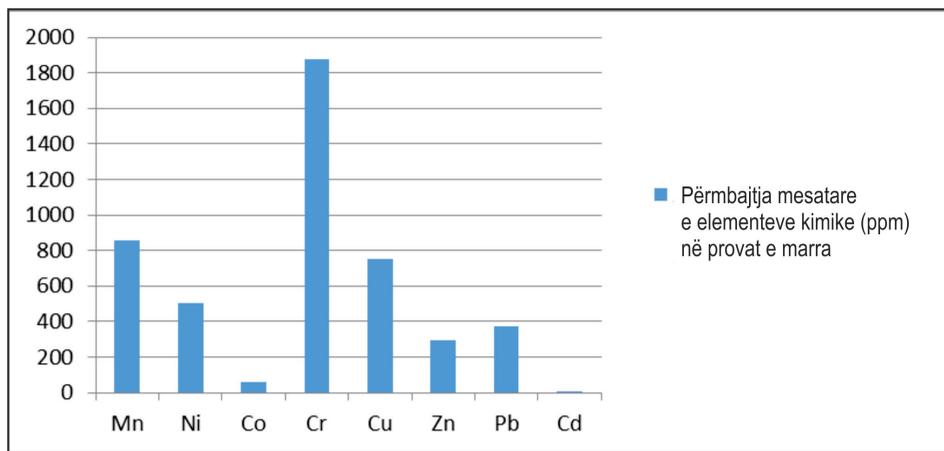


Figura 3. Paraqitja grafike e përmbajtjeve mesatare të disa elementëve kimike në provat gjeokimike (Ceroni et al. 2024).

Për të parë më qartë këto lidhje të brendshme të bashkëshoqërimeve gjeokimike, kemi përdorur metodën e përpunimit të të dhënave analitike të komponentëve kryesore të analizës faktoriale, vlerat e të cilave paraqiten në tabelën 4 ku janë llogaritur 2 faktorë gjeokimikë. “Faktorët”

janë komponentë statistikorë që përfaqësojnë grupime të elementeve kimike që kanë burime të ngjashme ose që ndikohen nga të njëjtët procese. Faktori 1 konsiderohet si ndikim gjeogjen dhe Faktori 2 përfaqëson ndikimin antropogjen.

Tabela 4 – Peshat e elementëve në faktorët gjeokimikë, për provat e radhës, në thellësinë deri 15 cm (Ceroni et al. 2024).

| Elementët | Faktori 1 | Faktori 2 |
|-----------|--------------|-----------|
| Mn | 0.612 | -0.763 |
| Ni | 0.963 | 0.016 |
| Co | 0.904 | -0.384 |
| Cr | 0.835 | 0.444 |
| Cu | 0.422 | 0.848 |
| Zn | -0.139 | 0.010 |
| Pb | 0.248 | 0.010 |
| Cd | 0.143 | 0.481 |

Në tabelën e faktorëve gjeokimike për provat e marra për thellësinë deri në 15 cm, rezulton së faktori 1 është prodominues. Duke u nisur nga faktorët gjeokimik që paraqiten në tabelën 4, (krahasuar me vlerat >0.7 , që konsiderohen si vlera sinjifikative (me “peshë” të rëndësishme), shohim që me “peshë” më të madhe në Faktorin 1, paraqiten elementët Ni, Co

dhe Cr. Ndërsa tek Faktori 2 janë në përgjithësi me vlera të ulta dhe nuk na rezulton të kemi bashkëshoqerime të elementeve, çka tregon se kemi të bëjmë me një mjedis me origjinë gjeogjene (natyrore). Në figuren 4 paraqiten përmbajtjet mesatare të elementëve në provat e rradhës të marra në vendburim.

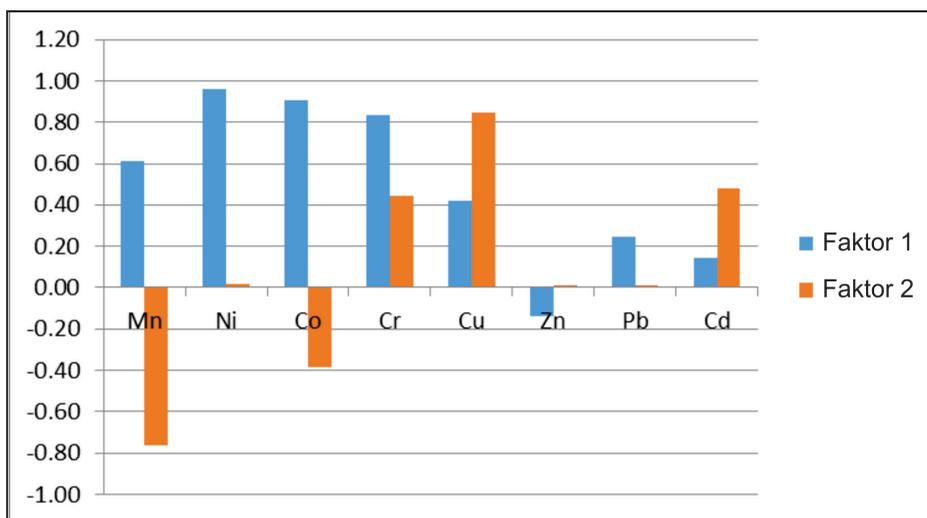


Figura 4. Paraqitja grafike e faktorëve gjeokimike për provat e rradhës për vendburimin Rehovë (Ceroni et al. 2024).

Pra nga tabela e faktorëve gjeokimik, shohim që nga të dhënat analitike të provave të rradhës të marra në thellësinë 10 – 15 cm, në zonën e Rehovës kemi këtë bashkëshoqërim

gjeokimik karakteristik: Ni - Co - Cr. Për të përcaktuar bashkëshoqerimet gjeokimike në kemi përdorur analizën korrelative të paraqitur në tabelën 5.

Tabela 5 – Korrelacionet midis elementeve në provat e analizuara për thellësinë deri në 15 cm (Ceroni et al. 2024).

| Elementët | Mn | Ni | Co | Cr | Cu | Zn | Pb | Cd |
|-----------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------|--------|-------|----|
| Mn | 1 | | | | | | | |
| Ni | 0.545 | 1 | | | | | | |
| Co | 0.832 | 0.870 | 1 | | | | | |
| Cr | 0.150 | 0.779 | 0.580 | 1 | | | | |
| Cu | -0.387 | 0.400 | 0.043 | 0.779 | 1 | | | |
| Zn | -0.058 | -0.185 | -0.092 | -0.066 | 0.019 | 1 | | |
| Pb | 0.262 | 0.108 | 0.140 | 0.114 | 0.058 | 0.283 | 1 | |
| Cd | -0.209 | 0.167 | -0.025 | 0.110 | 0.237 | -0.119 | 0.328 | 1 |

Koeficientët e korrelimit > 0.35 janë sinjifikative me peshë > 0.95 . Rezultatet e analizës korrelative të cilët paraqiten në tabelën 5, ku nga rezultatet e përpunimit të të dhënave analitike të këtyre provave të rradhës, të marra në vendburimin e Rehovës (në thellësinë 10 – 15 cm), me anën e analizës korrelative (matrica e korrelacionit), tregojnë disa bashkëshoqërime si më poshtë:

1. Mn - Ni - Co
2. Ni - Co - Cr - Cu

Në hartat e shpërndarjes hapësinore të metaleve të rënda (Fig. 5) vëmë re se tek elementi Ni, anomalitë e konturuara janë rreth provave 5 dhe 6. Po kështu në hartat e shpërndarjes hapësinore të Co se anomalitë e konturuara janë rreth provave 6 dhe 3. Për elementin Cu vërejmë se anomalitë e konturuara janë rreth provave 2, 3 dhe 4, për elementin Zn vërejmë se anomalitë e konturuara janë rreth provave 1, 2 dhe 3, për elementin Pb vërejmë se anomalitë e konturuara janë rreth provave 7, 3 dhe 2.

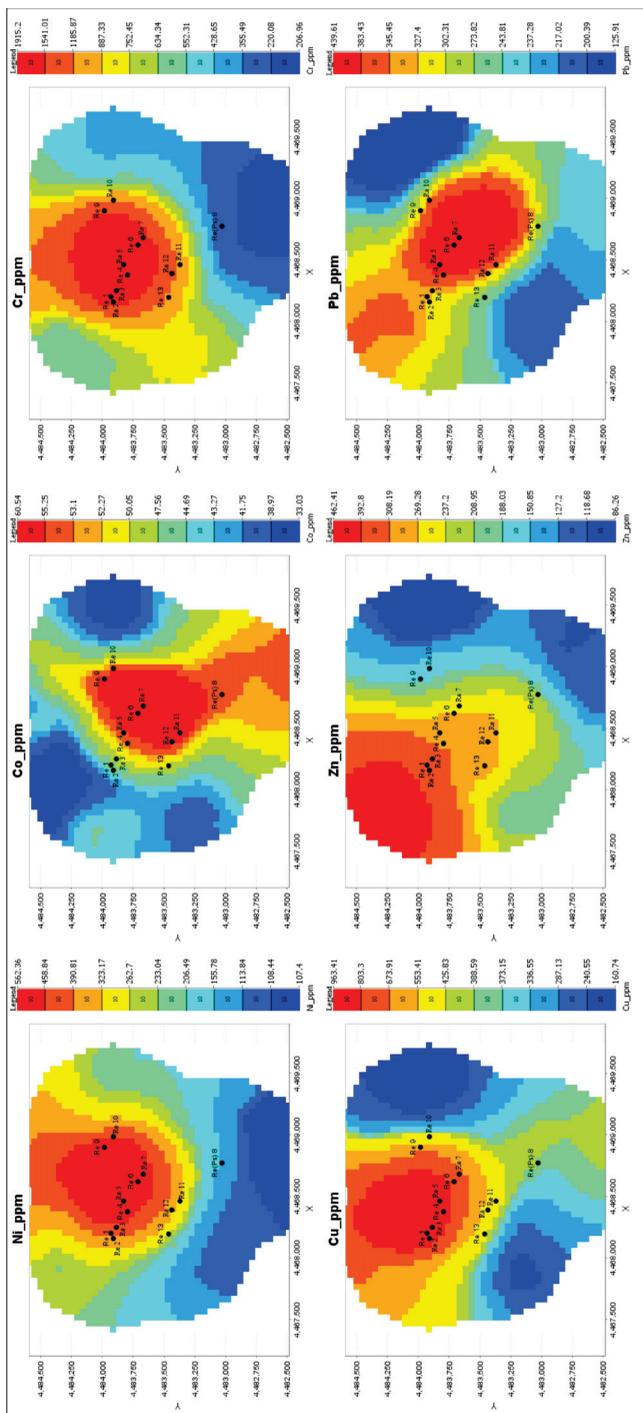


Figura 5. Paraqitja grafike e elementëve të vendburimit Rehoves me programin ioGAS-64 (Bashkia Korçë) (Gjonaj et al. 2024).

Normalizimi i përmbajtjeve mesatare të elementëve me sfondin gjeokimik natyror

Normalizimi i përmbajtjeve mesatare të ndikimit (Tab. 6) në mjedis është bërë sipas vlerave të raportit të

përmbajtjeve mesatare të elementëve kimikë të provave të radhës (në thellësinë 10 – 15 cm), me sfondin gjeokimik natyror. Nga grafiku i figurës 6 dallohet që elementët Ni, Co, Cr, Cu, Zn dhe Pb, kanë vlera mbi sfondin gjeokimik natyror ose afër tij.

Tabela 6 - Përmbajtjet mesatare të elementëve kimikë të provave gjeokimike (në thellësinë 10 – 15cm), me sfondin gjeokimik natyror (Ceroni et al. 2024).

| Elementët | Ni | Co | Cr | Cu | Zn | Pb |
|--------------------------|--------|-------|---------|--------|--------|--------|
| Mes. Provat 10-15cm | 506.10 | 57.34 | 1877.97 | 750.12 | 297.58 | 370.25 |
| Prova Sfondi 50-60cm | 107.40 | 53.10 | 210.10 | 388.60 | 118.70 | 241.70 |
| Mes. Provat 10-15cm/SGjN | 4.71 | 1.08 | 8.94 | 1.93 | 2.51 | 1.53 |

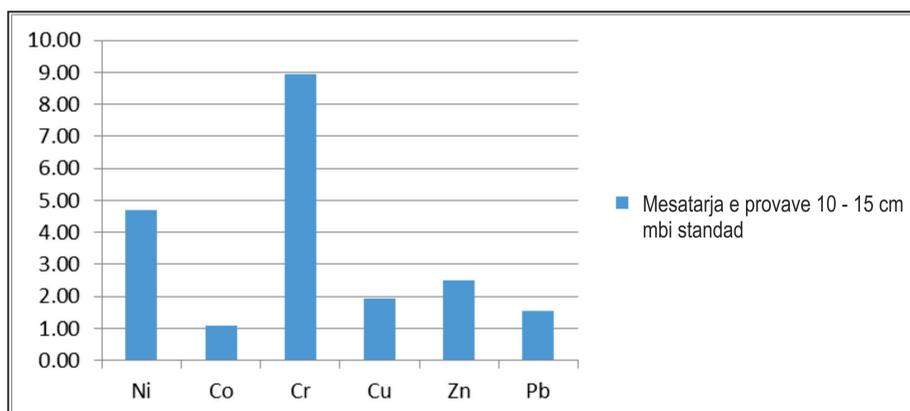


Figura 6. Normalizimi i përmbajtjeve mesatare të elementëve me S.Gj.N. (Ceroni et al. 2024).

Vlerësimi i Riskut

Vlerësimi i riskut është paraqitur në hartat përkatëse, duke u bazuar në vlerat e llogaritura të raportit të përmbajtjeve mesatare të elementëve të analizuar, me normat e lejuara përkatëse si dhe në vlerat e raportit të përmbajtjeve të këtyre elementëve për secilën provë, me normat e lejuara përkatëse, bazuar në listë Holandën,

(Holland liste-2014) duke paraqitur të dhënat e marra për SRC integruar dhe duke i përshkruar elementët Cr, Ni, Co, Cu, Zn etj, në trajtë grafike, në hartat e vlerësimit të riskut për zonat përkatëse (Tab. 7). Vlerësimin e riskut e kemi bërë bazuar në krahasimin e përmbajtjeve mesatare të elementëve të metaleve të rënda Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Pb me normat e Listës Holland 2014 (Tabs. 7 & 8).

Tabela 7 – Vlerat e normave të përmbajtjeve të elementëve në Toka, sipas Lijzen JPA (Holland liste-2014).

| Elementët | SRC njerëz | SRC eco | SRC integr. |
|---------------|------------|---------|-------------|
| As | 576 | 85 | 85 |
| Ba | 934 | 890 | 890 |
| C | 28 | 13 | 13 |
| Cr total | - | 220 | 220 |
| Cr i tretshëm | 276 | 220 | 220 |
| Cr+6 | 78 | 220 | 78 |
| Co | 43 | 180 | 43 |
| Cu | 86.0 | 96 | 96 |
| Hg | 210 | - | - |
| Hg inorganik | 210 | 36 | 36 |
| Hg organik | - | 4 | - |
| Pb | 622 | 58 | 58 |
| Mo | 131 | 190 | 190 |
| Ni | 147 | 140 | 140 |
| Zn | 461 | 350 | 350 |

Tabela 8 – Vlerat e normave të përmbajtjeve të elementëve kimike në toka sipas Lijzen JPA dhe të provave gjeokimike (Ceroni et al. 2024).

| Elementët | Ni | Co | Cr | Cu | Zn | Pb |
|---------------------|--------|-------|---------|--------|--------|--------|
| Norma SRC eco. | 140 | 180 | 220 | 96 | 350 | 58 |
| Norma SRC int. | 140 | 43 | 220 | 96 | 350 | 58 |
| Mes. Provat 10-15cm | 506.10 | 57.34 | 1877.97 | 750.12 | 297.58 | 370.25 |
| Mbi normë SRC eco. | 3.62 | 0.32 | 8.54 | 7.81 | 0.85 | 6.38 |

*SRC_{eco} – Përmbajtja e riskut serioz për ekosistemin.

*SRC_{integ} – Përmbajtja e riskut serioz e integruar ku përfshihen njerëzit dhe ekosistemi (Fig. 7).

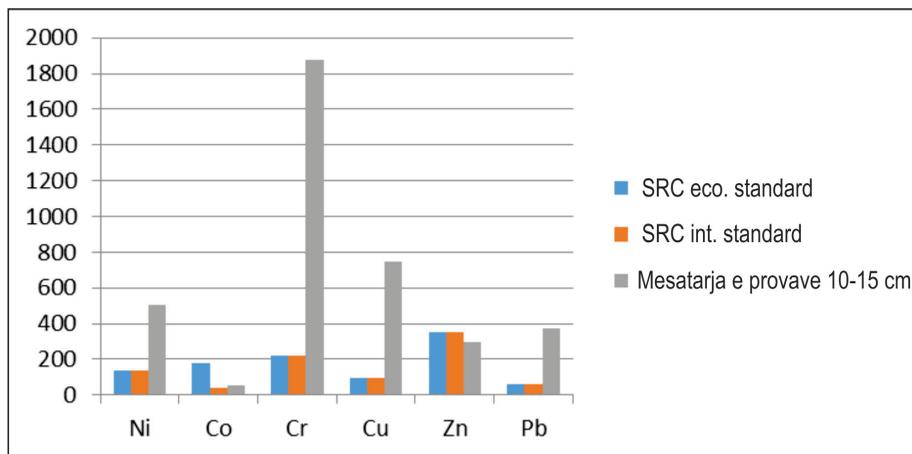


Figura 7. Grafiku i normave të përmbajtjeve të elementëve kimike në toka sipas Lijzen JPA dhe të provave gjeokimike (Ceroni et al. 2024).

Nga të dhënat e marra në afërsi të dambave të mbetjeve minerare dhe në afërsi të vendburimit të Rehovës, duke i krahasuar me normat e list Holandës vëmë re që elementët Cr dhe Ni, Cu dhe Pb janë më të larta së norma. Elementët e Zn dhe Co, janë me vlerë nën norma për elementin Ni rezulton me vlerë 3.62 herë mbi normë dhe Cr 8.54, Cu 7.81 herë dhe Pb 6.38 herë mbi normë për SRC_{eco} dhe SRC_{intg.}*. Përmbajtjet mesatare në provat gjeokimike të marra në thellësi 10 – 15 cm, të metaleve të rënda tejkaluan dukshëm Sfondin Gjeokimik Natyror (S.Gj.N). Rezultatet tregojnë nivele të konsiderueshme ndotjeje në afërsi të dambave të mbetjeve minerare si dhe në afërsi të vendburimit të bakrit Rehovë, ku përmbajtjet e Ni, Cr dhe Cu tejkalojnë dukshëm sfondin gjeokimik natyror dhe normat e lejuara. Analiza faktoriale dhe korrelative tregoi bashkëshoqërime të qarta midis elementëve Ni – Co – Cr, të cilat kanë ndikim të lartë nga veprimtaria antropogjene.

Mostra e ujit

Mostra e ujit në Rehovë (Tabs. 9 & 10) ka në përmbajtje silicë i tretur (SiO₂) që është një përbërës natyral që vjen nga erozioni i shkëmbinjve, ka një përmbajtje të lartë (0.76 mg/l), që tregon për një ndotje natyrale për shkak të erozionit ose burimeve gjeologjike të silicit aty rreth zones. Përmbajtja e Ph për provën ujore është brenda normave të lejuara, 7.4 gjë që tregon se kemi të bëjmë me ujëra alkaline. Mostra që është marrë në Rehovë ka një përqendrim të lartë të lëndëve të suspenduara (25.5 mg/l), që mund të tregojë ndotje të mundshme nga sedimente ose burime të tjera të jashtme. Fortësia e ujit përcakton përmbajtjen e joneve kalcium dhe magnez. Fortësia më e lartë është në Rehovë (18.5°), që e bën këtë ujë më të fortë dhe potencialisht më pak të përshtatshëm për disa përdorime të përditshme. Lidhur me papastërtinë, prova e marrë në Rehovë ka një sasi të lartë të lëndës pezull (25.5 mg/l), që mund të nënkuptojë praninë e

kontaminimit me papastërti organike dhe materiale të tjera. Përmbajtja nga minerale të përgjithshme janë

tregues të përmbajtjes së mineraleve të ndryshme që përshkon rrjedhja e ujit në ato shkëmbinj.

Tabela 9 – Rezultatet e analizave të ujit marrë në vendburimin Rehovë.

| Nr. i Provës | X | Y | Vendi i marrjes | PH | Cond (µS/cm) | CO ₃ ⁻ (mg/l) | HCO ₃ ⁻ (mg/l) | Fe ²⁺³⁺ (mg/l) | SiO ₂ (mg/l) | L.Susp. (mg/l) | Min. Përgj. (mg/l) | Mb.e thathë Gj(O) (mg/l) | Fort. (mg/l) | TC (mg/l) | TN (mg/l) | Cl (mg/l) | SO ₄ (mg/l) | NO ₃ ⁻ (mg/l) | Na ⁺ (mg/l) | K ⁺ (mg/l) | Ca ²⁺ (mg/l) | Mg ²⁺ (mg/l) |
|--------------|---------|---------|-----------------|-----|--------------|-------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------|-------------------------|----------------|--------------------|--------------------------|--------------|-----------|-----------|-----------|------------------------|-------------------------------------|------------------------|-----------------------|-------------------------|-------------------------|
| 1 | 4468385 | 4483416 | Rehovë | 7.4 | 783 | 3 | 164.75 | 0.02 | 0.76 | 25.5 | 607.44 | 515.1 | 18.51 | 1.16 | 0.21 | 15.95 | 261.55 | 0.57 | 48.35 | 3.95 | 73.44 | 35.84 |

Tabela 10 – Përmbajtja e metaleve të rënda në ujëra në mg/l.

| Nr. i provës | Vendi i marrjes | Përmbajtja e elementëve në mg/l | | | | | | | |
|--------------|-----------------|---------------------------------|--------|----|----|--------|--------|----|----|
| | | Cu | Zn | Pb | Cd | Co | Mn | Ni | Cr |
| 1 | Rehovë | 0.0026 | 0.0068 | 0 | 0 | 0.0006 | 0.0029 | 0 | 0 |

PËRFUNDIME

Në përfundim të këtij studimi gjeomjedisor, konstatohet prania e ndotjes mjedisore në nivele të konsiderueshme në afërsi të dambave dhe zonave përreth tyre, si dhe në vetë afërsinë e vendburimit të bakrit në Rehovë. Ndërkohë, në zonat më të largëta nga vendburimi, niveli i ndotjes vjen duke u ulur progresivisht deri në kuadër të normave të pranueshme. Burimi kryesor i ndotjes identifikohet të jetë aktiviteti minerar, veçanërisht prania e dambave me mbetje teknologjike të patrajuara në mënyrë të sigurt. Zona përreth dambave të mbetjeve minerare në vendburimin e bakrit Rehovë përbën një shqetësim të konsiderueshëm mjedisor për shkak të përmbajtjes së lartë të metaleve toksike si Ni, Cr dhe Cu. Analizat statistikore (korrelative dhe faktoriale) vërtetojnë ekzistencën e një lidhjeje të qartë midis ndotjes dhe burimeve antropogjene, duke dëshmuar

përqendrimet të larta të metaleve në zonat e ndikuara drejtpërdrejt nga veprimtaria minerare. Për të siguruar një zhvillim të qëndrueshëm dhe mbrojtje efektive të mjedisit në zonën e Rehovës, në qarkun e Korçës, është e domosdoshme hartimi dhe zbatimi i një strategjie afatgjatë për menaxhimin e mbetjeve minerare të akumuluar nga aktivitetet minerare të zhvilluara përpara viteve 1990.

Falënderime. Ky artikull është përpiluar në kuadër të rezultateve të arritura nga Projekti I-4 me titull “Ndikimi i fenomeneve gjeologjike në mjedis në Qarkun e Korçës” (A.Q.T.Gj. Tiranë) për vitin 2024, projekt i mbështetur financiarisht nga ShGjSh. Duam të falënderojmë specialistëve pranë Drejtorisë së Laboratorit të Analizave Kimike për analizat e bëra dhe specialistes Juli Dalipi (Drejtorja e Gjeoinformatizimit) për ndihmën e ofruar në përpunimin e materialit grafik. Gjithashtu, falënderojmë ekspertit të jashtëm për sugjerimet e bera lidhur me korrigjimin e këtij artikullit.

REFERENCA

- AGJENCIA KOMBËTARE E MJEDISIT (2021).** “CILËSIA E UJËRAVE SIPËRFAQËSORË NË VENDIN TONË 2021”.
- CERONI M., GJONAJ I., BYLYKU A., PICAKU P., HYSA SH. & SULEJMANI J. (2024).** PROJEKT ME TITULL I-4 “NDIKIMI I FENOMENEVE GJEOLGJIKE NË MJEDIS NË QARKUN E KORÇËS”. A.Q.T.GJ., SHGJSH, TIRANË.
- CERONI M., GJONAJ I., DAPI DH., ÇELA I. & SULEJMANI J. (2023).** NDIKIMI I FENOMENEVE GJEOLGJIKE NË MJEDIS NË QARKUN E KORÇËS”. A.Q.T.GJ. TIRANË.
- DACI A., KAZA G., DEDA T. & HOTI S. (2007).** THE ENVIRONMENTAL IMPACT OF THE COPPER INDUSTRY IN THE FANI RIVER VALLEY (REPSI “HOT SPOT”) MIRDITA, ALBANIA. *BUL. SOC. GEOL. GR.* 30, 1387-1396.
- DACI A. (2013)** KARAKTERISTIKAT GJEOKIMIKE DHE MINERALOGJIKE TË NDOTJEVE TË INDUSTRIËS SË BAKRIT NË LUGINËN E LUMIT TË FANIT (RAJONI REPS-RUBIK), IMPAKTI MJEDISOR DHE MASAT PËR REHABILITIMIN E TERRENEVE TË DËMTUAR, *DISERTACION, ARSHIVAT E UPT.*
- FANTONE I. (2015).** A FLOW-SHEET APPROACH TO THE ISSUE OF SULFIDE-RICH TAILINGS. THE BENEFICIATION PROCESS AS A KEY TO THE ENVIRONMENTAL MANAGEMENT OF COPPER MINES. [HTTPS://AIR.UNIMI.IT](https://air.unimi.it)

HAKLAJ I., MAZREKU A. ETJ. (2014). RAPORT SHKENCOR (STUDIMI) ME KOD Q-1, ME TË MË: "GJEORESURSET DHE GJEORREZIQET NË 12 QARQET E SHQIPËRISË, KOMPONENTI GJEOMJEDISOR, NË SHKALLËN 1:100 000", A.Q.T.GJ.

HAKLAJ I., MAZREKU A., DAPI DH. ETJ (2014). RAPORT SHKENCOR (STUDIMI) ME KOD III - 5, I PROJEKTIT ME TITULL: "STUDIM GJEOKIMIK MJEDISOR I ZONËS URBANE TË FIERIT DHE I VIJËS BREGDETARE TË SEMANIT".

HAKLAJ I., DAPI DH. ETJ. (2017). RAPORT SHKENCOR (STUDIMI) ME KOD B-3B, ME TEMË: "GJELOGJIA – GJEORESURSET - GJEORREZIQET DHE GJEOMJEDISI NË BASHKITË E SHQIPËRISË, NË SHKALLËN 1:50 000" (KOMPONENTI GJEOMJEDISOR), PËR 21 BASHKITË - 2015, A.Q.T.GJ.

HAKLAJ I., DAPI DH. ETJ. (2015). RAPORT SHKENCOR (STUDIMI) ME KOD III - 5, I PROJEKTIT ME TITULL: "STUDIM GJEOKIMIK GJEOMJEDISOR I ZONËS URBANE TË FIERIT DHE I VIJËS BREGDETARE TË SEMANIT", A.Q.T.GJ.

KALINA P. & KOÇO J. (1978). RAPORT MBI NDERTIMIN GJEOLOGJIK DHE LLOGARITJA E REZERVAVE TE XEHERORIT TE BAKER-KOLLÇEDON TE VENDBRUIMIT REHOVE ME GJENDJE 1-1-1977. A.Q.T.GJ.

KALINA P. (1989). RAPORT: MBI NDERTIMIN GJEOLOGJIK DHE LLOGARITJEN E REZERVAVE TE XEHERORIT BAKER-KALLCEDAN TE V.B BREGU I GESHTENJES DHE ÇIFLIG (FUSHA XEHERORE REHOVE-VITHKUQ) ME GJENDJE 1/1/1989.

LEKA P., HOXHA L., NENAJ S. ETJ. (2000). RAPORT SHKENCOR: PERGJITHESIMI I PUNIMEVE KOMPLEKSE TE KRYERA NE V.B. REHOVE E PER RRETH TIJ NE ZONAT VITHKUQ - LUBONJE - BOSHANJ - STRATOVERDHE - SELENICE E PISHES - QYTEZE, PERROI I MOLES, ERSEKE.

MAZREKU A. (1996). STUDIM GJEOKIMIK I ZONAVE KARSTIKE DHE URBANE NË KUADRIN E PROJEKTIT TË CEI-IT.

MAZREKU A. & CARA F. (2006). RAPORT I STUDIMIT GJEOKIMIK TË RAJONIT TË ELBASANIT. A.Q.T.GJ, SHGJSH.

MAZREKU A. & TASHKO A. (2007). IMPAKTI MJEDISOR I METALURGJISE NE TOKAT E ZONES SE ELBASANIT. BULETINI I SHKENCAVE TEKNIKE, UPT

MAZREKU A., HAKLAJ I. ETJ. (2011-2013) - RAPORT SHKENCOR (STUDIMI) TRE VJEÇAR ME KOD III-5: "STUDIM GJEOKIMIK MJEDISOR I ZONËS URBANE TË QYTETIT TË SHKODRËS DHE I ZONËS BREGDETARE PORTO ROMANO – VELIPOJË, NË NDIHMË TË ZHVILLIMIT TË TURIZMIT", A.Q.T.GJ.

XHOMO A. (2011). HARTA TOPOGRAFIKE TË PLANSHETAVE ME NOMENKLATURË: K-34-126-C-A (REHOVA), K-34-126-C-B (QAFZEZI)

NEZIRAJ A., MILUSHI. I., IMAMI S. ETJ, (2005). RAPORT SHKENCOR ME TITULL "PËRQENDRIMET E METALEVE TË ÇMUAR (EGP DHE AU) NË SHKËMBINJTË BAZIK TË OFIOLITEVE TË SHQIPËRISË". A.Q.T.GJ., SHGJSH. STUDIM ME TITULL: STUDIMI I PERQENDRIMEVE TE METALEVE TE CMUAR (AU, PT) NE SHKËMBINJTE BAZIK PLUTONIKTE TE OFIOLITEVE TE VENDIT TONE.

ONUZI K. (1995). STUDIM: KERKIM-RILEVIMI NE SHKALLE 1:25 000 (PLANSHETI NR.75 VITHKUQI).

TASHKO A. (2007). GJEOKIMIA. LIGJËSI DHE ZBATIME, SH. B.L.U.

TASHKO A. & DURMISHAJ B. (2007). POTENCIALI DHE PËRSPEKTIVA E VENDBURIMEVE TË FUSHËS XEHERORE, "HAJVALI – BADOVC – KIZHNICË" BAZUAR NË STUDIMET GJEOLIGO – GJEOKIMIKE.

HOLLAND LISTË (2014). MINISTRIA E INFRASTRUKTURËS DHE MJEDISIT E MBRETËRISË SË HOLANDËS DHE INTITUTI KOMBËTAR PËR SHËNDETITN PUBLIK DHE MJEDISIN (RIVM), 2013. RREGULLORJA PËR CILËSINË E TOKËS (HOLLAND LIST): VLERAT REFERUESE DHE KUFIRTARE PËR

METALET E RËNDA DHE NDOTËS TË TJERË NË TOKË DHE UJËRAT NËNTOKËSORE. HAGË, HOLANDË.

IMDEX 2023. IOGAS, VERSION 8.3 [COMPUTER SOFTWARE]. IMDEX LIMITED. [HTTPS://WWW.IMDEXLIMITED.COM/SOFTWARE/IOGAS](https://www.imdexlimited.com/software/iogas)

MICROSOFT CORPORATION (2016). MICROSOFT EXCEL (VERSION 2016).

THE JAMOVI PROJECT (2025). JAMOVI VERSION 2.6.44 (COMPUTER SOFTWARE). [HTTPS://WWW.JAMOVI.ORG](https://www.jamovi.org)

ENVIRONMENTAL IMPACT OF MINING ACTIVITY WASTE IN THE REHOVA AREA (KORÇA DISTRICT)

INA GJONAJ^{1*}, ADRIAN BYLYKU¹, PETRIT PICAKU¹, SHEFKI HYSA¹,
JULINDA SULEJMANI¹ & MAGA CERONI¹

¹Abanian Geological Survey, Zef Serembe Street, Tirana, Albania.

*Corresponding author: Ina.Gjonaj@gsa.gov.al

(Manuscript submitted in September 2025; accepted for publication in November 2025).

Abstract. *The goal of this study was the pollution impact assessment from geological – mining related activities connected to copper – bearing deposits from Rehova mining area (Korça Municipality). The studied region is characterized by a complex geological structure, with the presence of sedimentary, ultrabasic, and ophiolitic rocks, as well as significant mineral resources. Within the framework of the study, a total of 14 geochemical samples (soil and water) were collected, which were analyzed for the content of heavy metals such as: Ni, Cr, Co, Cu, Zn, Pb, and Cd. The analytical data were statistically processed and compared with the international standards of the Dutch List (Holland List – 2014), with the aim to determine the level of pollution and the potential risk for the environment and human health. The analyses' results show considerable pollution levels near the mining waste dams in Rehova, where the contents of Ni, Cr, and Cu exceed the natural geochemical background and the standards' level. Factorial and correlation analyses highlighted clear associations between Ni–Co–Cr elements, which reflect a strong influence from anthropogenic sources. From the spatial distribution map and normalized data, resulted that the pollution is more pronounced in the area around the explored deposits and the waste dams accumulated during the copper processing and extraction. This study underlines the necessity of continuous monitoring, sustainable management of mining waste, and the implementation of rehabilitation measures, in order to protect the ecosystem and the surrounding communities.*

Keywords: *geochemistry, environmental pollution, geological phenomenon, mineral – bearing deposits*

INTRODUCTION

Environmental Geochemistry studies the interaction between the natural chemical composition of the lithosphere, hydrosphere, and atmosphere with the biosphere. This sensitive balance can be disrupted by natural (geogenic) factors or by human (anthropogenic) activity, causing environmental pollution. This study presents the project's results obtained during 2024, from the investigations carried out at Rehova old mining site. Korça District, located in the southeastern part of

Albania, has an area of 3,711 km² and a population of around 258,100 inhabitants. The geology of the region is complex, and structurally the area is part of Mirdita tectonic zone and the Albanian – Thessalian Basin (Korça Basin). The ultrabasic rocks belong to Morava ultrabasic massif which are partially overlain by the Cenozoic and Quaternary molasse's sediments. The region is rich in mineral – bearing rocks such as copper, sulfur, coal, asbestos, iron-nickel, talc, and clay, which have

been historically exploited.

GEOLOGICAL SETTING

The Rehova ore deposit is located in the southern extremity of the Albanian ophiolites (Fig. 1) and includes several ore bodies of industrial importance such as: Fusha Rehova, Cifligu, Dushku i Trashë, Lubonja etc. The volcanic rocks of the Vithkuq – Rehovë region show a geochemical affinity close to that of the mid – ocean ridge basalts and are in agreement with the petrographic and geochemical features of other components of the ophiolitic sequence of this ultrabasic belt (Onuzi 1995) and with the western ophiolitic belt of the Albanides in general. The pyrite – chalcopyrite sulfur mineralization of this deposit is located at several levels within the MOR – type volcanics. The eastern side of this ore – bearing deposit contacts a narrow strip of gabbro – diabases, and further tectonically the ultrabasic rocks, mainly serpentinites, while on the western side they are overlain transgressively by the Lower Cretaceous conglomerate and limestone's deposits. The section, in the central part of the Rehova ore – bearing deposit, is often overlain through a thin layer of hematite – bearing radiolarian siliceous rocks, by heterogeneous ophiolitic melange, as in several other areas of the Mirdita region.

According to Kalina & Koço (1978), Kalina (1989) and Leka et al. (2000), the litho – stratigraphic section of Rehova area consists of:

- Lower package of massive flows and pillow basalts (Middle Jurassic; 900 m);
- Upper package of basaltic volcanoclastic rocks (Middle Jurassic, 250 m);
- Hematitic manganiferous radiolarian siliceous rocks (Middle Jurassic; 10 m);
- Heterogeneous ophiolitic melange (Late Jurassic; J₃^t; around 250 m);
- Conglomerates and limestone deposits of Early Cretaceous age (Cr₁).

Structurally, the Rehova area represents a synclinal structure with north – south orientation, and comprises other structures such as: Rehova, Dushku i Trashë, and Lubonja anticlines, Rehovë and Ciflig synclines. On their flanks several sulfur mineralizations were discovered. According to Leka et al. (2000), the most notable feature of the tectonics is the orientation of the volcanogenic formations with the melange located in their core, towards the east, in contrast to the overlapping of the ophiolites towards the west. The post mineralization processes were documented near vertical faults through coring and boreholes investigations. The effects of these mineralisations are expressed by vertical and horizontal displacements of the ore bodies.

Geomorphology, hydrography and climate

The study area is characterized by diverse geomorphology, with high relief belonging to Morava and Voskopoja mountains and plains, such as Korça plain. The highest peak of the region is Çardhaku peak (1808.4 m). From the hydrographic point of

view, the region has a moderately developed surface network, with the Morava ridge dividing water flows to the west and east. The climate is typical continental – Mediterranean,

with cold and humid winters and warm dry summers. The annual average temperature is 10.6°C, while the month with the most precipitation is November (104.9 mm).

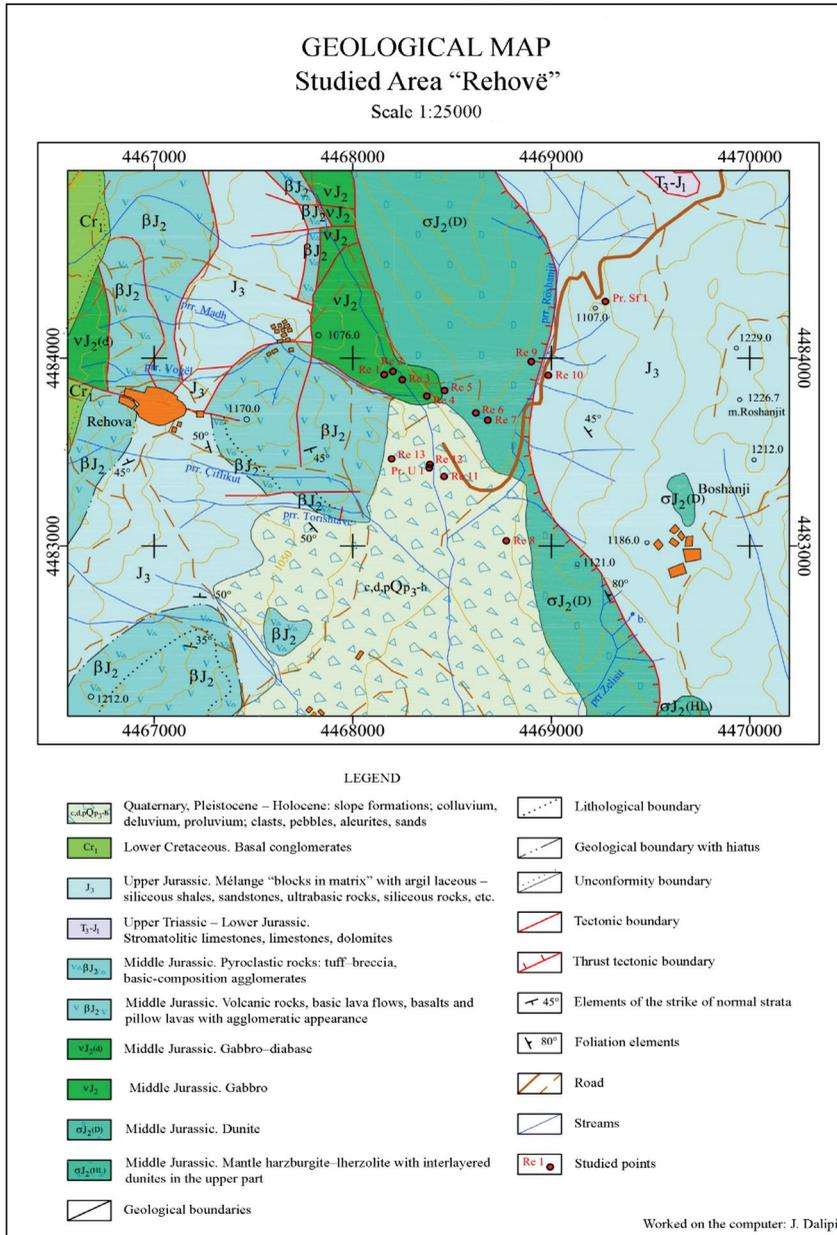


Figure 1. Geological Map of the Rehova Area, heets with nomenclature K-34-126-C-b (Qafzezi) and K-34-126-C-a (Rehova), Scale 1:25,000.

Sulfur mineralizations

The sulfur mineralization of the Rehovë deposit is located at different levels of the volcanic section. According to Kalina & Koço (1978), Kalina (1989), Leka et al. (2000), the ore bodies of Dushku i Trashë are placed at the lower levels of the basaltic flows, while above, within the pillow basaltic lavas with agglomeratic appearance, are located Rehova's ore horizons (bodies 1, 5, 2, 3, 6 etc.). At the contact between the basaltic pillow – lavas with the volcanoclastic rocks, the mineralized horizons of Cifligu and Bregu i Gështenjës are located, while in the upper levels of the volcanoclastic rocks up to the contact with the ophiolitic melange, the Opreni mineralization can be found. The morphology of the ore bodies is tabular – pseudo layered.

The mineral zones are represented by hydrothermal metasomatites, which are often replaced by massive pyrite – chalcopyrite bodies of small dimensions not exceeding 100 – 150 m. The general orientation of the ore bodies is meridional, mainly conformable, but also unconformable with main orientation of the surrounding rocks. The ore textures are: spotty, blotchy, brecciated, massive, while vein- and nodular type textures are rarer. Lateral alterations are represented by chloritization, epidotization, pyritization, and kaolinization. Many researchers (Kalina & Koço 1978; Kalina 1989) have treated the Rehova ore deposits as a volcano – sedimentary succession.

According to Kalina & Koço (1978), the Rehova deposit is considered of volcanogenic type. The general

opinion is that the sulfur mineralization of Rehova is of hydrothermal volcanogenic type, formed at medium – low temperatures and related to mid – oceanic ridge volcanism (Neziraj et al. 2005).

Mineralogical and chemical composition

The main ore minerals found in the Rehova ore deposits are: chalcopyrite, sphalerite, bornite, magnetite, muscovite etc., while secondary are covellite and chalcocite. For the Ciflig horizon, the magnetite – muscovite mineralization is characteristic, beneath the pyrite – chalcopyrite ore bodies. The ore structures distinguished include idiomorphic –granular, colloform, spherulitic, net and replacement types. The elemental composition is represented by Fe, S, Cu, Zn etc., while the trace elements found were Co, Se, Ni etc. Rarest elements found in these ores are As, Pb, Se etc. The gold (Au) content ranges from 0.72 – 18 g/t in the Ciflig object is the highest among Rehova bodies (Kalina & Koço 1978).

METHODOLOGY

For this geo – environmental study, in addition to evaluating existing geological literature, field observations were carried out and samples were collected from various locations of Rehova copper deposits. A total of 14 samples were collected, from which 12 were soil samples (depth 10 – 15 cm) taken to analyze the surface contamination, 1 sample was taken for Natural Geochemical Background (N.G.B) analysis at a depth of 50 – 60 cm, in an area far away the pollution source, in order

to determine baseline natural values, and 1 water sample from the streams crossing the mining area. The samples were analyzed in the laboratory of the Albanian Geological Survey using the Atomic Absorption Spectrometry (A.A.S) method for the elements: Mn, Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Pb, Cd. The data were processed statistically and presented graphically using programs such as Excel, Jamovi, ioGAS-64, and GIS. Risk assessment was conducted by comparing the results with the Holland List (2014) standard for SRCeco (ecosystem risk) and SRCinteg (integrated risk for humans and the ecosystem). For the data analysis and processing, the software Microsoft Excel 2016 and Jamovi 2.6.44 were used, which served for statistical calculations and results visualization.

RESULTS AND DISCUSSIONS

The Rehova copper deposit is of hydrothermal type. The waste has been deposited in dams near the galleries' entrances and the former enrichment plant, constituting a potential source of pollution (Fig. 2; Tab. 1).

During the horizontal excavation's works for copper mineral exploitation, the waste was deposited near their shafts, specifically, near each gallery's entrance. The copper enrichment factory was located near the deposit, in the valley between two hills. The dam is located below the elevation point of the enrichment plant, so the waste was deposited into the dam by gravity flow.

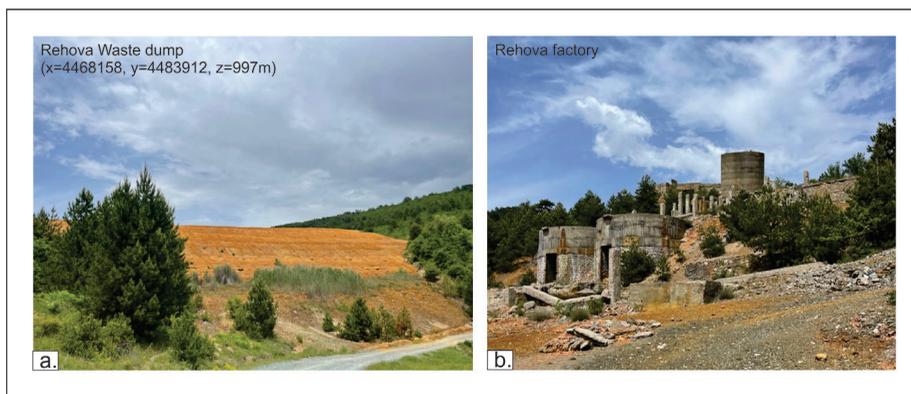


Figure 2. a) Waste disposal dams; b) Former Rehova enrichment plant (Ceroni et al. 2024).

Table 1 – Indicators of the Rehova dam.

| No. | Designation | Unit | Value |
|-----|--------------------------------------|---------------------|---------|
| 1 | Total area | m ² | 32.000 |
| 2 | Volume | m ³ | 480.000 |
| 3 | Bulk density | ton/ m ³ | 1.82 |
| 4 | Quantity of deposited waste material | ton | 873.600 |

The dam, due to its chemical composition, the large amount of material deposited, as well as the extremely fine granulometry, represents a very high potential risk for the environment. In this study, data are provided for the heavy metals chemical composition, that leach and contaminate continuously the nearby streams. This is a difficult problem to prevent, but it must be studied to understand the influence that these heavy metals have on the soil and aquatic environments.

Determination of the geogenic and anthropogenic impact

To assess the impact of human activity from the exploitation of this ore deposit, the anthropogenic contents of the elements above normal values

were calculated. For this, the geogenic (natural) contents of the elements in soils were determined. The first parameter calculated was the Natural Geochemical Background (N.G.B.). The soil over the Quaternary cover, from a geochemical point of view, is homogeneous, and the samples taken at a distance of over 1 (one) km from the mining area, at a depth of 50 – 60 cm (a depth that considerably avoids anthropogenic contamination) represent a clean environment, far from the pollution source, where the possibility of contamination is minimal. Therefore, the content of elements at this depth is approximately equivalent to the N.G.B. The distribution of the chemical elements' content in the Rehova mining area is shown in tables 2 & 3.

Table 2 – Results of the heavy metal analyses in the Rehova area, measured in ppm (Ceroni et al. 2024).

| Samples' No. | X | Y | Location | Elements' Content in ppm | | | | | | | | |
|--------------|---------|---------|----------|--------------------------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-----|--|
| | | | | Mn | Ni | Co | Cr | Cu | Zn | Pb | Cd | |
| Re 1 | 4468158 | 4483912 | Rehovë | 718.70 | 242.4 | 45.7 | 550.4 | 598.1 | 466.6 | 331 | 7.3 | |
| Re 2 | 4468202 | 4483929 | Rehovë | 527.90 | 200.7 | 2.5 | 603.7 | 907 | 414.7 | 399.5 | 4.3 | |
| Re 3 | 4468249 | 4483885 | Rehovë | 1003.00 | 714.7 | 83.6 | 4276 | 789.3 | 483.8 | 735.3 | 3.9 | |
| Re 4 | 4468373 | 4483798 | Rehovë | 580.30 | 618.3 | 48.7 | 2044 | 1155 | 197.8 | 314.6 | 6.1 | |
| Re 5 | 4468462 | 4483828 | Rehovë | 568.00 | 917.2 | 58 | 6435 | 2939 | 260.1 | 273.1 | 3.9 | |
| Re 6 | 4468620 | 4483708 | Rehovë | 1427.00 | 1785 | 147 | 4522 | 673.8 | 190.2 | 244.7 | 3.9 | |
| Re 7 | 4468680 | 4483670 | Rehovë | 1098.00 | 538.9 | 67.1 | 1189 | 626.3 | 338.9 | 1159 | 4.9 | |
| Re Ps 8 | 4468773 | 4483028 | Rehovë | 903.10 | 107.4 | 53.1 | 210.1 | 388.6 | 118.7 | 241.7 | 2.4 | |
| Re 9 | 4468899 | 4483981 | Rehovë | 1020.00 | 489.6 | 59.3 | 831.1 | 386.8 | 193.2 | 258.6 | 3.6 | |
| Re 10 | 4468985 | 4483908 | Rehovë | 671.10 | 206.4 | 35.7 | 367.5 | 155.2 | 83.8 | 122 | 3.2 | |
| Re 11 | 4468460 | 4483370 | Rehovë | 880.80 | 116.8 | 51.7 | 165 | 258.3 | 599 | 128.9 | 0 | |
| Re 12 | 4468388 | 4483434 | Rehovë | 956.90 | 136.6 | 49.7 | 709.7 | 307.9 | 201.3 | 269.3 | 3 | |
| Re 13 | 4468196 | 4483464 | Rehovë | 853.50 | 106.6 | 39.1 | 842.2 | 204.7 | 141.6 | 206.9 | 3.3 | |

Table 3 – Statistical parameters of the elements' content in the Rehova area (Ceroni et al. 2024).

| Elements | Mn | Ni | Co | Cr | Cu | Zn | Pb | Cd |
|--------------------|---------|---------|--------|---------|---------|--------|---------|------|
| Number of samples | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 |
| Minimum | 527.90 | 106.60 | 2.50 | 165.00 | 155.20 | 83.80 | 122.00 | 0.00 |
| Maximum | 1427.00 | 1785.00 | 147.00 | 6435.00 | 2939.00 | 599.00 | 1159.00 | 7.30 |
| Average | 858.77 | 506.10 | 57.34 | 1877.97 | 750.12 | 297.58 | 370.25 | 3.95 |
| Standard deviation | 263.45 | 482.64 | 34.29 | 2048.19 | 753.56 | 160.29 | 294.69 | 1.77 |

The following graph (Fig. 3) shows the average contents of elements in the samples taken from the Rehovë deposit.

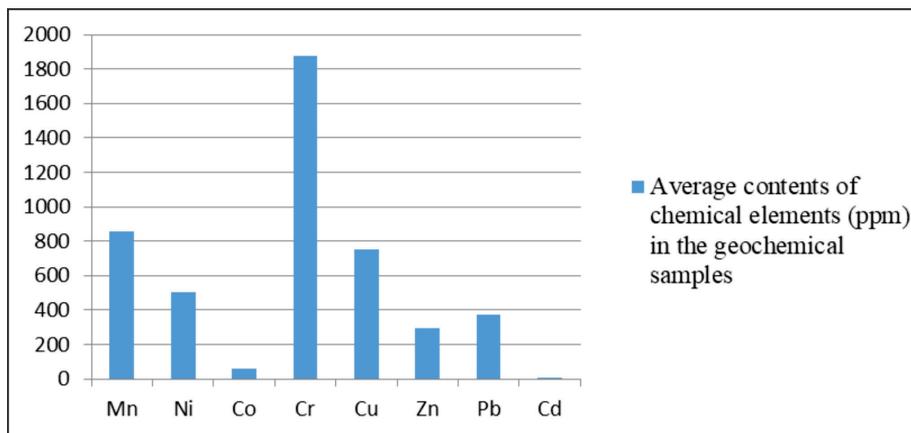


Figure 3. Plots of the average contents of several chemical elements in the Collected samples (Ceroni et al. 2024).

To better understand the relationships between geochemical associations, we used the method of data analytical processing through principal component analysis, the values of which are presented in table 4, where two geochemical factors were calculated. “Factors” are statistical components that represent groupings of chemical elements with similar sources or influenced by the same processes. Such as factor 1 is considered a geogenic influence, while factor 2 represents an anthropogenic influence.

Table 4 – Weights of the elements of the geochemical factors for consecutive samples at a depth of up to 15 cm (Ceroni et al. 2024)

| Elements | Factor 1 | Factor 2 |
|-----------|--------------|----------|
| Mn | 0.612 | -0.763 |
| Ni | 0.963 | 0.016 |
| Co | 0.904 | -0.384 |
| Cr | 0.835 | 0.444 |
| Cu | 0.422 | 0.848 |
| Zn | -0.139 | 0.010 |
| Pb | 0.248 | 0.010 |
| Cd | 0.143 | 0.481 |

In the above table showing the geochemical factors for the samples taken at a depth of up to 15 cm, it is evident that factor 1 is predominant. Based on the geochemical factors presented in table 4 (compared with values >0.7, which are considered significant and with substantial “weight”), we see that the elements

Ni, Co and Cr have the highest values of factor 1. In contrast, factor 2 generally shows low values, and no clear element associations are observed, indicating an environment of geogenic (natural) origin. Figure 4 shows the average contents of the elements in consecutive samples taken from the area.

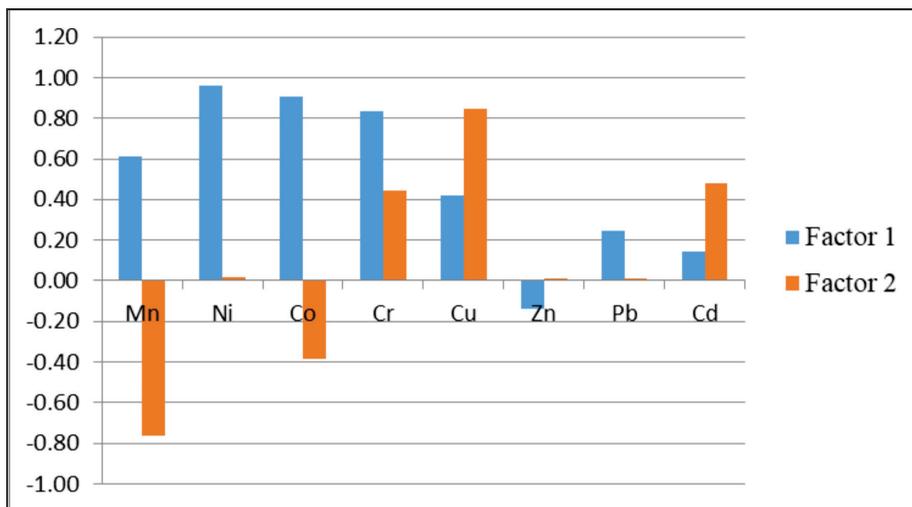


Figure 4. Plots of the geochemical factors for consecutive samples from the Rehova area.

Therefore, in the table showing the geochemical factors, it is observed that in the samples taken in the Rehova area, at a depth of 10 – 15 cm, the

characteristic geochemical association is Ni – Co – Cr. Correlation analysis was used to determine the geochemical associations, as shown in table 5.

Table 5 – Correlations between elements in the samples collected at a depth of up to 15 cm (Ceroni et al. 2024).

| Elements | Mn | Ni | Co | Cr | Cu | Zn | Pb | Cd |
|-----------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------|--------|-------|----|
| Mn | 1 | | | | | | | |
| Ni | 0.545 | 1 | | | | | | |
| Co | 0.832 | 0.870 | 1 | | | | | |
| Cr | 0.150 | 0.779 | 0.580 | 1 | | | | |
| Cu | -0.387 | 0.400 | 0.043 | 0.779 | 1 | | | |
| Zn | -0.058 | -0.185 | -0.092 | -0.066 | 0.019 | 1 | | |
| Pb | 0.262 | 0.108 | 0.140 | 0.114 | 0.058 | 0.283 | 1 | |
| Cd | -0.209 | 0.167 | -0.025 | 0.110 | 0.237 | -0.119 | 0.328 | 1 |

Correlation coefficients >0.35 are considered significant with a weight >0.95 . The results of the correlation analysis are presented in table 5, where based on the processed analytical data for these consecutive samples, taken from the Rehova area at a depth of 10 – 15 cm, using correlation analysis (correlation matrix), we observe several associations as follows:

1. Mn – Ni – Co
2. Ni – Co – Cr – Cu

In the spatial distribution maps of heavy metals (Fig. 5), it is observed that for Ni element, the contoured anomalies are around samples 5 and 6. Similarly, in the spatial distribution maps for Co, the contoured anomalies are around samples 6 and 3. For Cu element, the contoured anomalies are around samples 2, 3, and 4; for Zn, the anomalies are around samples 1, 2 and 3; for Pb, the anomalies are around samples 7, 3, and 2.

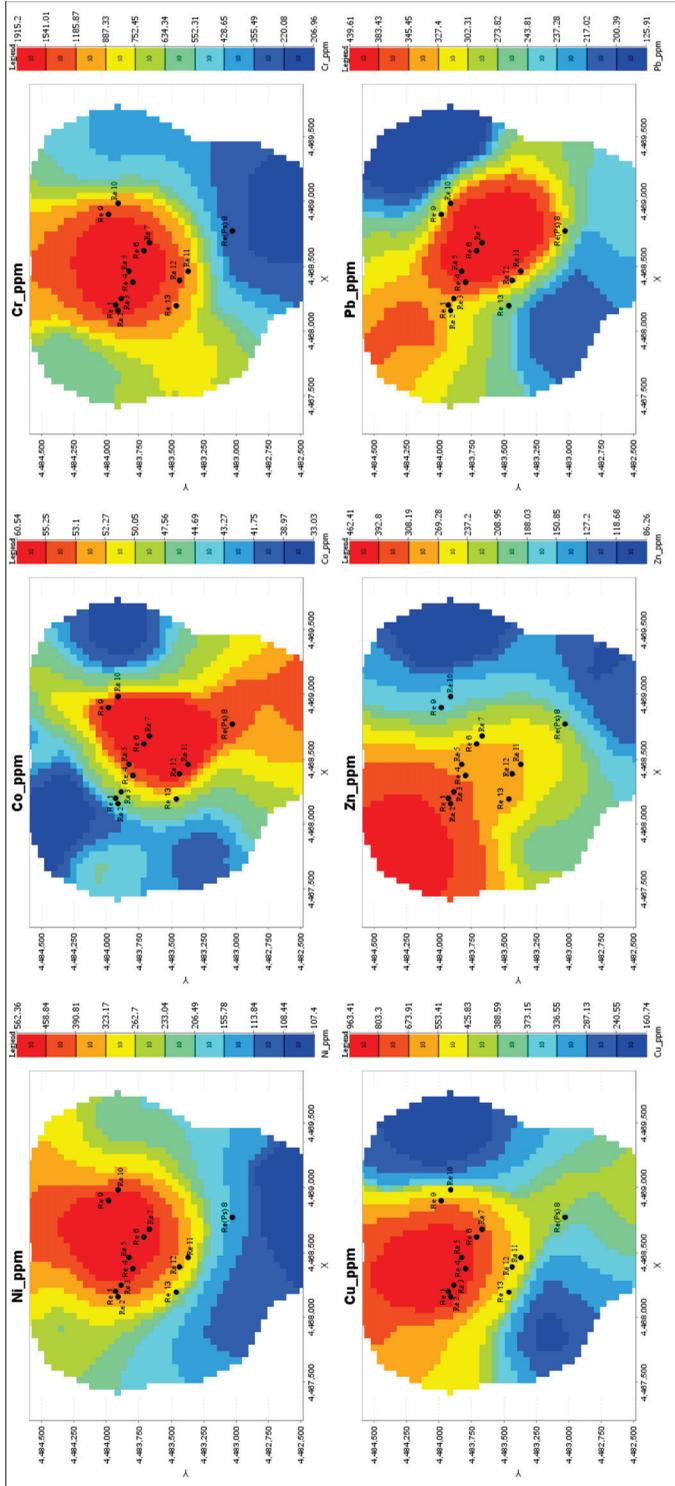


Figure 5. Graphical representation of the elements of the Rehova area using the ioGAS-64 program (Korçë Municipality) (Gjonaj et al. 2024)

Normalization of the elements' average content with the natural geochemical background in the Rehova area

The normalization of the average environmental impact contents (Tab. 6) was performed according to the ratio of the average contents of

chemical elements in consecutive samples (at a depth of 10 – 15 cm) to the natural geochemical background. From the plot of figure 6 it is observed that the elements Ni, Co, Cr, Cu, Zn and Pb have values above or close to the natural geochemical background.

Table 6 – Average contents of chemical elements in geochemical samples (at a depth of 10–15 cm), with the natural geochemical background (Ceroni et al. 2024).

| Elements | Ni | Co | Cr | Cu | Zn | Pb |
|---------------------------------------|--------|-------|---------|--------|--------|--------|
| Avg. Samples 10-15cm | 506.10 | 57.34 | 1877.97 | 750.12 | 297.58 | 370.25 |
| Sample Background 50-60cm | 107.40 | 53.10 | 210.10 | 388.60 | 118.70 | 241.70 |
| Avg. Samples 10–15 cm / N.G.B. | 4.71 | 1.08 | 8.94 | 1.93 | 2.51 | 1.53 |

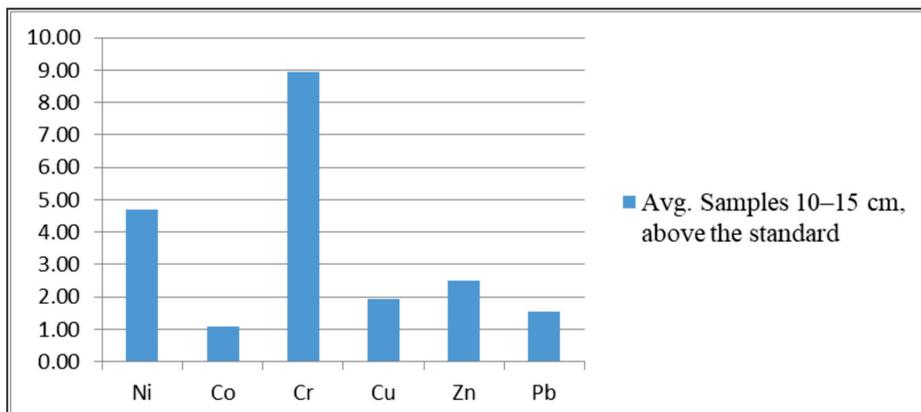


Figure 6. Normalization of the average contents of elements with the natural geochemical background (Ceroni et al. 2024)

Risk assessment

The risk assessment is presented in the corresponding maps, based on the calculated ratios of the average contents of the analyzed elements to the respective permissible limits, as well as the ratios of the contents of these elements for each sample

to the respective permissible limits, according to the standard Dutch list (Holland List–2014). The data obtained are presented for the integrated SRC, with elements such as Cr, Ni, Co, Cu, Zn etc., plotted on the risk assessment map for the respective areas (Tabs. 7 & 8).

Table 7 – Elements' content values in soil, according to Lijzen JPA (Holland List–2014).

| Elements | SRC human | SRC eco | SRC integr. |
|-----------------|-----------|---------|-------------|
| As | 576 | 85 | 85 |
| Ba | 934 | 890 | 890 |
| C | 28 | 13 | 13 |
| Cr total | - | 220 | 220 |
| Cr i disolvable | 276 | 220 | 220 |
| Cr+6 | 78 | 220 | 78 |
| Co | 43 | 180 | 43 |
| Cu | 86.0 | 96 | 96 |
| Hg | 210 | - | - |
| Hg inorganic | 210 | 36 | 36 |
| Hg organic | - | 4 | - |
| Pb | 622 | 58 | 58 |
| Mo | 131 | 190 | 190 |
| Ni | 147 | 140 | 140 |
| Zn | 461 | 350 | 350 |

Table 8 – Standard values of chemical elements' contents in soils according to Lijzen JPA and the analyzed samples (Ceroni et al., 2024)

| Elements | Ni | Co | Cr | Cu | Zn | Pb |
|-----------------------|--------|-------|---------|--------|--------|--------|
| SRC eco. standard | 140 | 180 | 220 | 96 | 350 | 58 |
| SRC int. standard | 140 | 43 | 220 | 96 | 350 | 58 |
| Aveg. Samples 10-15cm | 506.10 | 57.34 | 1877.97 | 750.12 | 297.58 | 370.25 |
| Values above SRC eco. | 3.62 | 0.32 | 8.54 | 7.81 | 0.85 | 6.38 |

* SRC_{eco} – Serious Risk Content for the ecosystem.

* $SRC_{integ.}$ – Serious Risk Content for the integrated system (humans and ecosystem; Fig. 7).

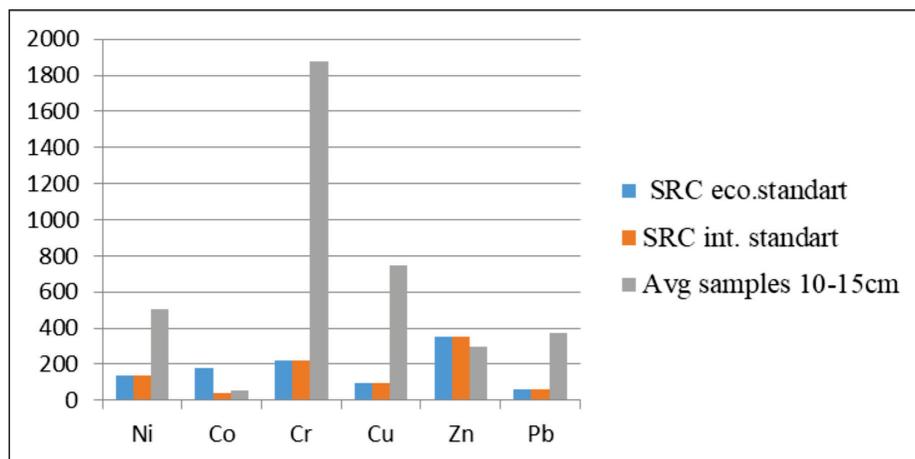


Figure 7. Standard values of chemical elements' content in soils according to Lijzen JPA and the analyzed samples (Ceroni et al. 2024).

The risk assessment was carried out based on the comparison of the average contents of heavy metals Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Pb with the Dutch List standards (Tab. 7). From the results obtained near the mine dams in the Rehova area, by comparing them with the Dutch List norms, it is observed that the elements Cr, Ni, Cu and Pb show concentrations higher than the standard values. The elements Zn and Co are below the standard values. For the element Ni, the concentration is 3.62 times higher than the standard, Cr is 8.54 times higher, Cu is 7.81 times higher, and Pb is 6.38 times higher than the SRCeco and SRCinteg limits. The average contents (geochemical samples taken at 10 – 15 cm depth) of the heavy metals significantly exceed the Natural Geochemical Background (NGB). The results indicate considerable levels of contamination near the dams and the Rehova ore deposit, where the concentrations of Ni, Cr and Cu clearly exceed both the natural geochemical background and the allowed limits.

Factor and correlation analyses show a clear association among Ni – Co – Cr elements, which indicates a strong anthropogenic influence.

Water sample analysis

The water sample taken in Rehova area (Tabs. 9 & 10) contains dissolved silica (SiO_2), which is a natural component originating from the erosion of rocks. It has a high concentration (0.76 mg/l), indicating natural pollution due to erosion or presence in the surrounding area of silica – rich rocks. The pH content of the water sample is within the allowed limits (7.4), indicating that we are dealing with alkaline waters. The sample from Rehova shows a high concentration of suspended solids (25.5 mg/l), which may indicate possible contamination from sediments or other external sources. Water hardness determines the content of calcium and magnesium ions. The highest hardness was measured in Rehova (18.5°), making this water potentially less suitable for

some of the daily uses. Impurities. The water sample taken in Rehovë contains a high amount of suspended matter (25.5 mg/l), which may indicate the presence of contamination from

organic impurities and other materials. The general mineral content reflects the presence of various minerals that the water absorbs as it flows through the rocks.

Table 9 – Water sample analyses’ results (village of Rehova)

| Nr. i Provës | X | Y | Vendi i marrjes | PH | Cond (µS/cm) | CO ₃ ⁻ (mg/l) | HCO ₃ ⁻ (mg/l) | Fe ²⁺³⁺ (mg/l) | SiO ₂ (mg/l) | L.Susp. (mg/l) | Min. Përgj. (mg/l) | Mb. e thatë (mg/l) | Fort. Cj(0) | TC (mg/l) | TN (mg/l) | Cl (mg/l) | SO ₄ (mg/l) | NO ₃ ⁻ (mg/l) | Na ⁺ (mg/l) | K ⁺ (mg/l) | Ca ²⁺ (mg/l) | Mg ²⁺ (mg/l) |
|--------------|---------|---------|-----------------|-----|-----------------|--|---|------------------------------|----------------------------|-------------------|--------------------------|--------------------------|----------------|--------------|--------------|--------------|---------------------------|--|---------------------------|--------------------------|----------------------------|----------------------------|
| 1 | 4468385 | 4483416 | Rehovë | 7,4 | 783 | 3 | 164,75 | 0,02 | 0,76 | 25,5 | 607,44 | 515,1 | 18,51 | 1,16 | 0,21 | 15,95 | 261,55 | 0,57 | 48,35 | 3,95 | 73,44 | 35,84 |

Table 10 – Content of heavy metals in water (mg/l).

| Sample No. | Sampling location | Content of elements (mg/l) | | | | | | | |
|------------|-------------------|----------------------------|--------|----|----|--------|--------|----|----|
| | | Cu | Zn | Pb | Cd | Co | Mn | Ni | Cr |
| 1 | Rehovë | 0.0026 | 0.0068 | 0 | 0 | 0.0006 | 0.0029 | 0 | 0 |

CONCLUSIONS

This geoenvironmental study confirms the presence of significant environmental pollution near the dams and their surrounding areas, as well as close to the copper deposit in Rehova. Meanwhile, in areas farther from the deposit, the level of pollution gradually decreases, reaching acceptable standards. The main source of pollution has been identified as mining activity, particularly the presence of tailing dams with untreated technological waste. The area surrounding the mining waste dams in the Rehova area represents a significant environmental concern due to the high content of toxic metals such as Ni, Cr and Cu. Statistical analyses (correlation and factor analysis) confirm the existence of a clear link between pollution and anthropogenic sources, proving high

concentrations of metals in areas directly affected by mining activities. To ensure sustainable development and effective environmental protection in the Rehovë area, Korça district, it is essential to design and implement a long – term strategy for the management of mining wastes accumulated from mining activities carried out before the 1990's.

Acknowledgements: This article is part of the results achieved under the Project I-4 with title "Ndikimi i fenomeneve gjeologjike në mjedis në Qarkun e Korçës" (A.Q.T.Gj. Tiranë) for year 2024 (report), financed by AGS. We would like to thank the AGS Laboratory for the chemical and water analyses and to Juli Dalipi (Geoinformatization Department) for support in graphic material preparation. Also, we thank the external reviewer for the suggestions made for the improvement of this manuscript.

REFERENCES

- NATIONAL ENVIRONMENT AGENCY (2021).** SURFACE WATER QUALITY IN ALBANIA 2021.
- CERONI M., GJONAJ I., BYLYKU A., PICAKU P., HYSA SH. & SULEJMANI J. (2024).** THE IMPACT OF GEOLOGICAL PHENOMENA ON THE ENVIRONMENT IN KORÇË COUNTY. A.Q.T.GJ., SHGJSH, TIRANË.
- CERONI M., GJONAJ I., DAPI DH., ÇELA I. & SULEJMANI J. (2023).** THE IMPACT OF GEOLOGICAL PHENOMENA ON THE ENVIRONMENT IN KORÇË COUNTRY. A.Q.T.GJ. TIRANË.
- DACI A., KAZA G., DEDA T. & HOTI S. (2007).** THE ENVIRONMENTAL IMPACT OF THE COPPER INDUSTRY IN THE FANI RIVER VALLEY (REPSI "HOT SPOT") MIRDITA, ALBANIA. *BUL. SOC. GEOL. GR.* 30, 1387-1396.
- DACI A. (2013).** GEOCHEMICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF COPPER INDUSTRY POLLUTION IN THE FANI RIVER VALLEY (REPS-RUBIK REGION), ENVIRONMENTAL IMPACT AND REHABILITATION MEASURES OF DAMAGED LANDS (PHD THESIS). ARCHIVES OF UPT.
- FANTONE I. (2015).** A FLOW-SHEET APPROACH TO THE ISSUE OF SULFIDE-RICH TAILINGS. THE BENEFICIATION PROCESS AS A KEY TO THE ENVIRONMENTAL MANAGEMENT OF COPPER MINES. [HTTPS://AIR.UNIMI.IT](https://air.unimi.it)
- HAKLAJ I., MAZREKU A. ETJ. (2014).** SCIENTIFIC REPORT (STUDY) CODE Q-1: GEO-RESOURCES AND GEO-RISKS IN 12 COUNTIES OF ALBANIA, GEO-ENVIRONMENTAL COMPONENT, SCALE 1:100,000. A.Q.T.GJ.

- HAKLAJ I., MAZREKU A., DAPI DH. ETJ (2014).** SCIENTIFIC REPORT (STUDY) CODE III-5: ENVIRONMENTAL AND GEOCHEMICAL STUDY OF THE URBAN AREA OF FIER AND THE COASTAL LINE OF SEMAN. A.Q.T.GJ. AGS.
- HAKLAJ I., DAPI DH. ETJ. (2017).** SCIENTIFIC REPORT (STUDY) CODE B-3B: GEOLOGY – GEORESOURCES – GEORISKS AND GEOENVIRONMENT IN ALBANIAN MUNICIPALITIES, SCALE 1:50,000 (GEOENVIRONMENTAL COMPONENT), FOR 21 MUNICIPALITIES. A.Q.T.GJ.
- HAKLAJ I., DAPI DH. ETJ. (2015).** SCIENTIFIC REPORT (STUDY) CODE III-5: ENVIRONMENTAL GEOCHEMICAL STUDY OF THE URBAN AREA OF FIER AND THE COASTAL LINE OF SEMAN. A.Q.T.GJ. A.Q.T.GJ.
- KALINA P. & KOÇO J. (1978).** RAPORT MBI NDERTIMIN GJEOLOGJIK DHE LLOGARITJA E REZERVAVE TE XEHERORIT TE BAKER-KOLLÇEDON TE VENDBRUIMIT REHOVE ME GJENDJE 1-1-1977. A.Q.T.GJ.
- KALINA P. (1989).** RAPORT: MBI NDERTIMIN GJEOLOGJIK DHE LLOGARITJEN E REZERVAVE TE XEHERORIT BAKER-KALLCEDAN TE V.B BREGU I GESHTENJES DHE ÇIFLIG (FUSHA XEHERORE REHOVE-VITHKUQ) ME GJENDJE 1/1/1989.
- LEKA P., HOXHA L., NENAJ S. ETJ. (2000).** RAPORT SHKENCOR: PERGJITHESIMI I PUNIMEVE KOMPLEKSE TE KRYERA NE V.B. REHOVE E PER RRETH TIJ NE ZONAT VITHKUQ - LUBONJE - BOSHANJ - STRATOVERDHE - SELENICE E PISHES - QYTEZE, PERROI I MOLES, ERSEKE.
- MAZREKU A. (1996).** GEOCHEMICAL STUDY OF KARSTIC AND URBAN AREAS WITHIN THE CEI PROJECT FRAMEWORK.
- MAZREKU A. & CARA F. (2006).** REPORT ON THE GEOCHEMICAL STUDY OF ELBASAN REGION. A.Q.T.GJ. SHGJSH.
- MAZREKU A. & TASHKO A. (2007).** IMPAKTI MJEDISOR I METALURGJISE NE TOKAT E ZONES SE ELBASANIT. BULETINI I SHKENCAVE TEKNIKE, UPT
- MAZREKU A., HAKLAJ I. ETJ. (2011-2013).** THREE-YEAR SCIENTIFIC REPORT (STUDY) WITH CODE III-5: ENVIRONMENTAL GEOCHEMICAL STUDY OF THE URBAN AREA OF SHKODËR CITY AND THE COASTAL AREA PORTO ROMANO-VELIPOJË, IN SUPPORT OF TOURISM DEVELOPMENT. A.Q.T.GJ., AGS.
- XHOMO A. (2011).** TOPOGRAPHIC MAPS: K-34-126-C-A (REHOVA), K-34-126-C-B (QAFZEZI)
- NEZIRAJ A., MILUSHI. I., IMAMI S.ETJ, (2005).** SCIENTIFIC REPORT: CONCENTRATIONS OF PRECIOUS METALS (PGES AND Au) IN BASIC ROCKS OF OPHIOLITES IN ALBANIA.
- ONUZI K. (1995).** STUDIM: KERKIM-RILEVIMI NE SHKALLE 1:25 000 (PLANSHETI NR.75 VITHKUQI).
- TASHKO A. (2007).** GEOCHEMISTRY. LAWS AND APPLICATIONS. SH. B. L. U.
- TASHKO A. & DURMISHAJ B. (2007).** POTENTIAL AND PERSPECTIVES OF ORE FIELD DEPOSITS, “HAJVALI – BADOVC – KIZHNICË” BASED ON GEOLOGICAL-GEOCHEMICAL STUDIES. PHD THESIS.
- HOLLAND LIST (2013).** SOIL QUALITY REGULATION: TARGET AND INTERVENTION VALUES FOR SOIL AND GROUNDWATER. MINISTRY OF INFRASTRUCTURE AND THE ENVIRONMENT & NATIONAL INSTITUTE FOR PUBLIC HEALTH AND THE ENVIRONMENT (RIVM). THE HAGUE, THE NETHERLANDS
- IMDEX 2023.** IOGAS, VERSION 8.3 [COMPUTER SOFTWARE]. IMDEX LIMITED. [HTTPS://WWW.IMDEXLIMITED.COM/SOFTWARE/IOGAS](https://www.imdexlimited.com/software/iogas)
- MICROSOFT CORPORATION (2016).** MICROSOFT EXCEL (VERSION 2016).
- THE JAMOVI PROJECT (2025).** JAMOVI VERSION 2.6.44 (COMPUTER SOFTWARE). [HTTPS://WWW.JAMOVI.ORG](https://www.jamovi.org)

DISA TË DHËNA MBI THYERJET E VJETRA TË RIFTËZIMIT NË NJËSINË E LISEN - SPITENIT

DHURATA NDREKO^{1*}, ARJOL LULE¹ & SHAQIR NAZAJ¹

¹Universiteti Politeknik i Tiranës, Fakulteti i Gjeologjisë dhe Minierave, Bulevardi Dëshmorët
e Kombit Nr. 4, Tiranë, Albania.

*Autor korrespondent: ndhurata@yahoo.it

(Dorëshkrim i dorëzuar në maj 2025; i pranuar për botim në nëntor 2025)

Abstrakt. *Njësia Lisen – Spitenit është pjesë e zonës tektonike të Krasta – Cukalit (Albanidet e Jashtme) dhe nga pikëpamja litologjike ndërtohet nga formacione të ndryshme me moshë nga Triasiku deri në Eocen. Në këtë artikull do të japem disa të dhëna mbi thyerjet e vjetra të riftëzimit në njësinë e Lisen – Spitenit. Vlerësimi i thyerjeve të vjetra të riftëzimit mundëson që të përcaktojmë evolucionin gjeologjik – tektonik të rajonit. Në njësinë e Lisen – Spitenit thyerjet e riftëzimit janë formuar në Jurasikun e Poshtëm dhe të Mesëm. Këto thyerje kanë formuar struktura horste dhe grabene, që janë tipike për proceset e riftëzimit. Ky studim ofron një kuptim të thelluar të ndikimit të riftëzimit tektonik në njësinë e Lisen - Spitenit, dhe përbën një kontribut të rëndësishëm në analizat gjeotektonike dhe stratigrafike të këtij rajoni.*

Fjalë kyçe: *Lisen – Spiten, thyerjet tektonike, riftëzim, Shqipëri.*

HYRJA

Rajoni i studimit ndodhet në veri – lindje të derdhjes së poshtme të lumit Mat, në lindje të fshatrave Zejmen, Spiten dhe Manati. Njësia e Lisen - Spitenit bën pjesë në zonën tektonike të Krasta-Cukalit (Albanidet e Jashtme) dhe ka ndërtim gjeologjik të ndërlikuar, të formuar si rezultat i zhvillimit gjeologjik – tektonik gjatë periudhave të ndryshme gjeologjike. Disa autorë kanë mendime të ndryshme mbi njësinë e Lisen – Spitenit. Dercourt (1968) e konsideron këtë njësi si vazhdim të kurrizores së zonës tektonike të Alpeve Shqiptare, ndërsa Xhomo et al. (2002) e konsideron si një ngritje nënujore, brënda zonës së Krastë – Cukalit.

NDËRTIMI GJEOLGJIK

Formacionet gjeologjike më të vjetra në njësinë e Lisen – Spitenit (Fig. 1)

fillojnë me formacionin vullkano – sedimentar të Triasikut të Mesëm, dhe vazhdon me formacionin karbonatik me moshë nga Triasiku deri në Paleocen dhe më sipër prerja mbyllet me formacionin flishor të Eocenit (Xhomo et al. 2002). Të dhënat mbi stratigrafinë e njësisë së Lisen – Spitenit tregojnë për mjedise të ndryshme sedimentimi, të ujërave të cekët (neritike) dhe ujërave të thellë (pelagjike). Një rol të rëndësishëm në stilin tektonik të njësisë së Lisen – Spitenit kanë luajtur thyerjet e vjetra të riftëzimit. Këto thyerje janë të lidhura ngushtë me proceset e riftëzimit të brezit strukturor Albanide dhe krijimin e strukturave tektonike të tipit horst dhe grabene. Mendimi i shprehur në këtë studim është se kjo njësi është pjesë e zonës së Krastë – Cukalit (zona e Pindit).

¹ FGJM, Tiranë
ndhurata@yahoo.it

të Jurasikut të Poshtëm – i Mesëm. Mbi këto depozitime kemi depozitime të katit Toarian. Depozitimet e katit Toarian përfaqësohen kryesisht nga gëlqerorë nyjorë të pasur me amonite deri shkëmbformuese me një trashësi 3 – 4 m me ngjyrë të kuqurremtë tip wackestone me radiolare, dhe filamente bivalvoresh pelagjike, që është një facie tipike për të gjithë Mesdheun që ndryshe quhet “Ammonitico rosso” (Dodona 1973; Xhomo et al. 1975; Fig. 2).

Mbi horizontin “Ammonitico rosso” kemi gëlqerorë të tipit mudstone me ngjyre roze të ndërthurur me ndërshtresa dhe thjerza silicoresh (Fig. 2). Këto depozitime i përkasin Jurasikut të mesëm dhe vendosen në mënyrë suksesive mbi depozitimet e facies “Ammonitico rosso” kurse në shtrirje në anën veriore të rajonit të studimit vendosen me onlap mbi depozitimet e Trasiikut të Sipërm dhe Jurasikut të Poshtëm. Kjo tregon se në kohën e depozitimit të tyre baseni nuk ka qënë uniform por i ndërtuar me horste dhe grabene.

Mbi depozitimet e Jurasikut të Mesëm vendosen depozitimet e Jurasikut të Sipërm, këto depozitime si duken edhe në figuren 2, përfaqësohen kryesisht nga shkëmbinj silicorë me ndërshtresa të rralla gëlqerorësh të tipit wackestone, radiolaritike, me ngjyre të kuqe, mjaft të silicizuar. Këto depozitime si dhe ato të nënshtrira

vendosen me onlap mbi depozitimet me të vjetra të Triasik – Jurasikut të Poshtëm. Kurse në pjesët e grabenit vendosen në mënyrë suksesive mbi depozitimet e Jurasikut të Mesëm. Trashësia e tyre është e rendit 18 m.

Në tavanin e radiolariteve takohen specie të *Saccocoma* sp. që dëshmojnë me tepër për një moshë të katit Titonian (Dodona 1973). Mbi pakon e silicoreve radiolaritike vendoset pakua e gëlqerorëve të tipit mudstone dhe wackestone ku janë takuar kalpionelide që tregojnë një moshe Titonianit i sipërm – Beriasianit i poshtëm, Biozona B me *Calpionella elliptica*. Në vijim të prerjes këta gëlqerorë i përkasin moshës së Kretakut i Poshtëm (Xhomo 1966). Depozitimet kretake të njësisë së Lisen – Spitenit përfaqësohen nga gëlqerorë pelagjike në facies së kondensuar, shoqëruar me pushime në sedimentim, me trashësi shumë të vogël (23 m). Zakonisht ata vendosen normalisht ose me pushim në sedimentim mbi radiolaritet e Jurasikut të Sipërm (Xhomo 1966). Në disa raste ato vendosen direkt mbi gëlqerorët e Triasikut të Sipërm dhe përfaqësohen nga depozitime turbitidike konglobrekçore. Kurse në zonën e Spitenit ndërtohet nga gëlqerorë të tipit wackestone me ngjyre hiri dhe roze, gëlqerorë mergëlore me thjerrza e konkrecione silicoresh, sidomos në pjesën e poshtme të prerjes.

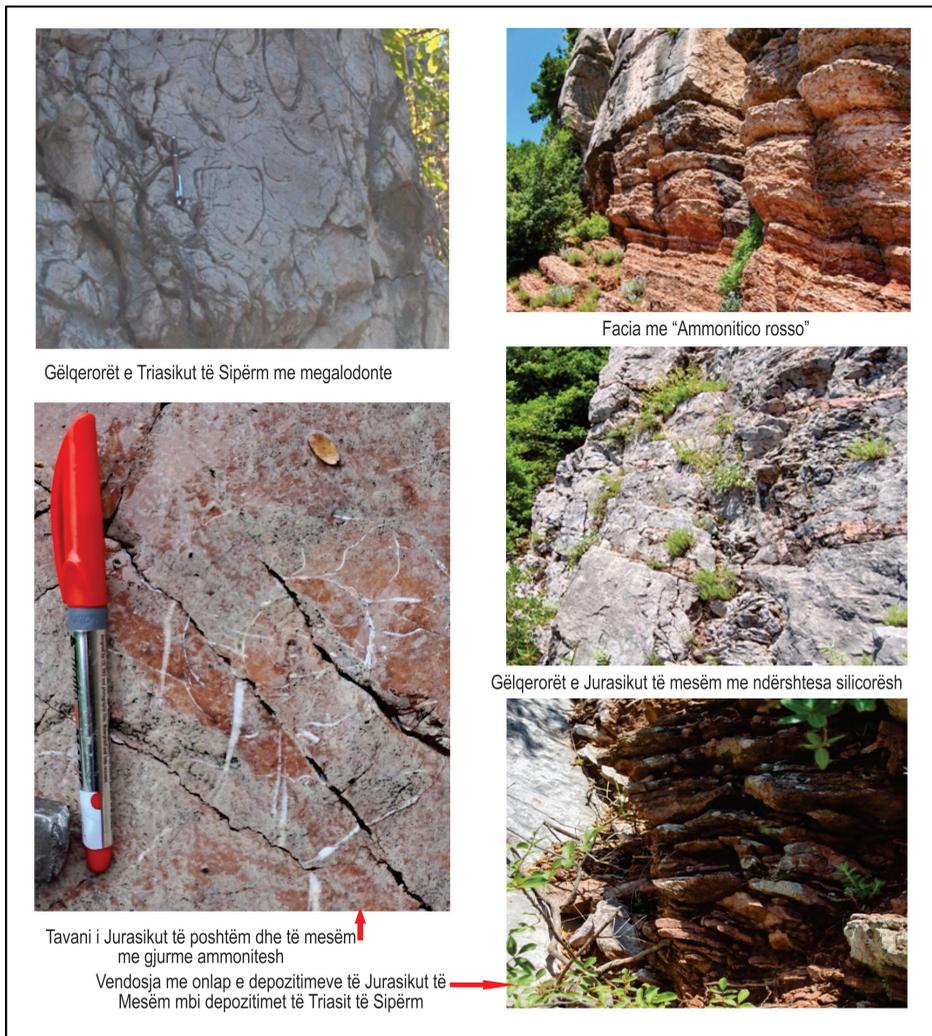


Figura 2. Pamje të depozitimeve pjesë e këtij studimit.

Tektonika e zonës së studiuar

Njësia e Lisen – Spitenit (Fig. 3) përfaqëson një ngritje nënujore në zonën e Krastës – Cukalit që në krahasim me pjesën tjetër të zonës tektonike janë vërejtur sedimente pelagjike (të detit të thellë) me trashësi shumë të reduktuara, mungesë e materialit turbiditik dhe prania e pushimeve të shumta nënujore (Xhomo et al. 2002).

Në rajonin Gurit i Zi – Vau i Dejës, njësia e Lisen – Spitenit mbihipën mbi fliшет e nënzonës së Krastës me moshë Kretak i Sipërm – Eocen, kurse në lindje të saj ajo mbulohet nga ofiolitet e brezit perëndimor të zonës Mirdita me moshë të Jurasikut të Mesëm dhe të Sipërm. Në sektorin Manati – Spitenit kjo njësi në perëndim kufizohet tektonikisht me fliшин Eocenik të Krastës, kurse në lindje mbihipet nga

nënzona e Krastës, duke dalë në Manati në trajtën e një dritare tektonike. Në përgjithësi në të gjithë daljet e saj paraqitet në trajtën e monoklinaleve me rënie lindore ($35^{\circ} - 40^{\circ}$) (Xhomo et al. 2002), të cilët janë të fragmentuar në blloqe nga shkëputjet tektonike si gjatë shtrishmërisë së tyre ashtu dhe tërthorë saj. Në shtrirje të strukturës së Spitenit janë vërejtur disa thyerje tektonike që janë të kohës së riftingut bazuar në të dhënat e marra nga vërtetimet fushore (Fig. 2). Në këtë rajon vërehet fenomeni i riftëzimit ku vërehen një sërë strukturash komplekse kryesisht horste dhe grabene ku depozitimet më të reja vendosen me onlap mbi ato më të vjetra. Ky fenomen është vërejtur edhe në zonën Jonike (Ndreko & Nazaj 2019). Siç dihet buzina e Albanideve ose pjesa lindore e mikropllakës së Adrias (Fig. 3) në Jurasikun e Poshtëm dhe të Mesëm ka arritur maksimumin e hapjes dhe në këtë kohë janë

individualizuar zonat tektonike që në dokumentojmë dhe sot.

Në fund të Jurasikut të Poshtëm dhe të Mesëm në njësinë e Lisenit – Spitenit ngelen të disa thyerje tektonike ku vërehen disa horste dhe grabene, ku horste shërbejnë si pjesë të ngritura kurse grabenet si basene. Në pjesët e ngritura pothuajse nuk depozitohen kurse në grabene kishim depozitim. Kjo duket shumë qartë në këtë zonë ku depozitimet e katit Toarian të facies “Ammonitico rosso” vendosen me onlap mbi depozitime me të vjetra të Triasikut. Një situatë e ngjashme është dhe për depozitimet e Jurasikut të Mesëm, pakua e gëlqerorëve dhe pakua e silicoreve (Fig. 2). Kjo situatë ka vazhduar deri në Kretakun e Poshtëm ku gëlqerorët maidstone me tintinide vendosen me onlap mbi depozitimet më të vjetra të Triasikut mbas edhe të depozitimeve të Jurasikut të Poshtëm dhe të Mesëm (Fig. 4).

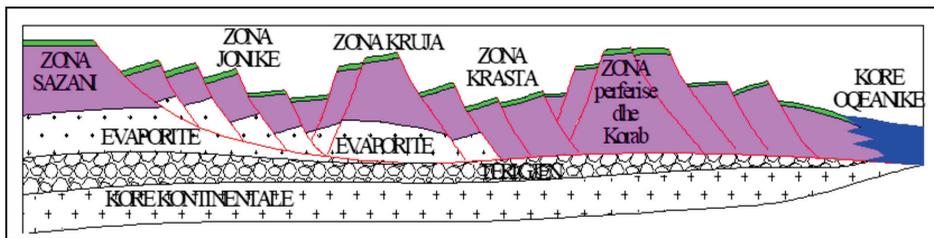


Figura 3. Skema e buzinës së Albanideve në fund të Jurasikut të Poshtëm dhe të Mesëm (sipas Ndreko 2021).

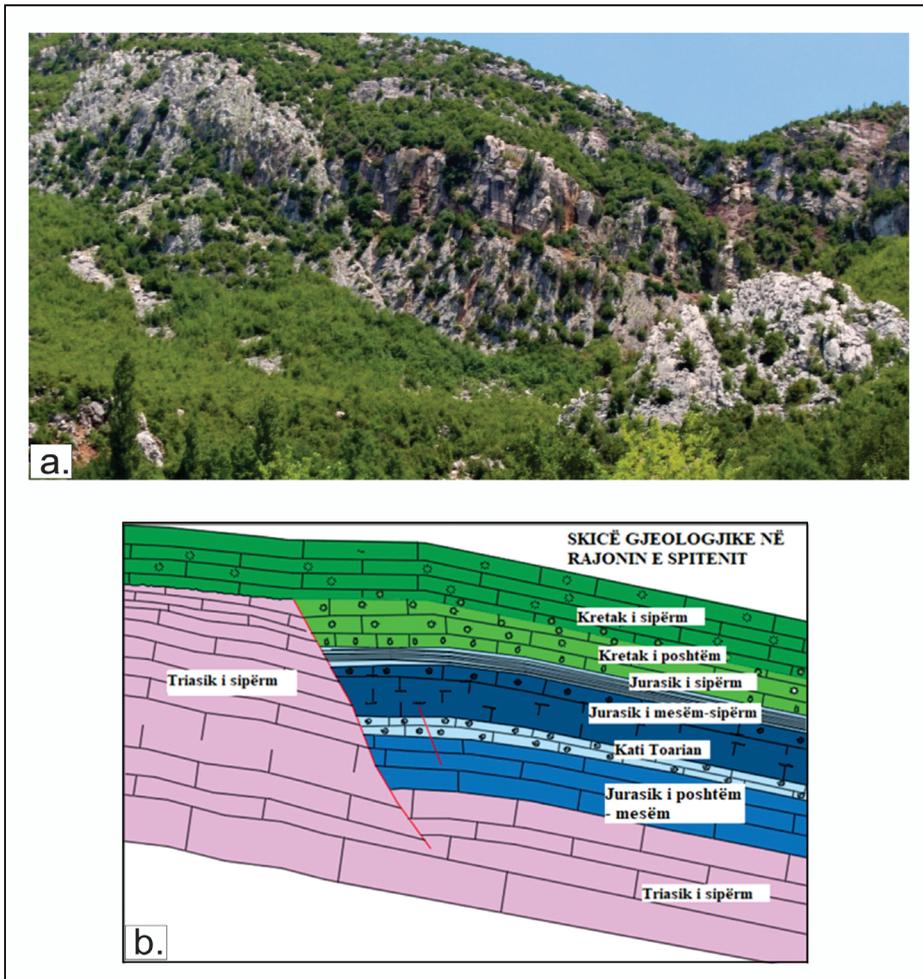


Figura 4. a) Marrëdhëniet midis strukturave gjeologjike para riftëzimit Triasik – Jurasik i Poshtëm dhe i Mesëm dhe pas riftëzimit kati Toarian deri në Kretak; **b)** Skicë gjeologjike që tregon marrëdhëniet midis depozitimeve të para riftëzimit Triasik – Jurasik i Poshtëm dhe pas riftëzimit kati Toarian deri në Kretak që vendosen me onlap mbi “horstet” e para riftëzimit.

PËRFUNDIME

Njësia e Lisen – Spitenit bën pjesë në zonën tektonike të Krasta – Cukalit dhe ka ndërtim gjeologjik të ndërlikuar ku takohen dy litofacie që i përkasin dy mjediseve depozicionale të ndryshme. Depozitimet te ujerave te cekëta përfaqësohen nga gëlqerorë

shtresëtrashë të pasura me alge gëlqerorë dhe megalodonte ndërsa depozitimet pelagjike përfaqësohen nga gëlqerorë me radiolare dhe gëlqerore të pasur me ammonite në “Ammonitico rosso”.

Thyerjet tektonike të kohës së riftëzimit të Jurasikut të Poshtëm dhe të Mesëm

kanë luajtur një rol të rëndësishëm në formimin e strukturave gjeologjike të tipit të horsteve dhe grabeneve në njësinë e Lisen – Spitenit si dhe kanë kontrolluar sedimentimin e litofacieve të ndryshme. Ndryshimet në sedimentim vërehen shumë qartë, ku depozitimet e katit Toarian të facies “Ammonitico rosso” dhe depozitimet e Jurasikut të Mesëm dhe të Sipërm

ndoshta edhe të Kretakut të Poshtëm vendosen me onlap mbi depozitime me të vjetra të Triasikut të Sipërm dhe depozitimeve të Jurasikut të Poshtëm dhe të Mesëm.

Falënderime. Duam të falënderojmë ekspertit të jashtëm për sugjerimet e bera lidhur me korigjimit e këtij artikullit.

REFERENCA

DERCOURT J. (1968). SUR L'ACCIDENT DE SCUTARI-PEC, LA SIGNIFICATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE QUELQUES SÉRIES CONDENSÉES EN ALBANIE SEPTENTRIONALE. *ANN. SOC. GÉOL. NORD*, VOL 88, 3, 109-117.

DODONA E. (1973). GJEOLGJIA MIKROFAUNA, MIKROFACIET DHE PALEOGJEOGRAFIA E PRERJEVE TE LISNES DHE SPITENIT. *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 101-139.

MEÇO S. (1999). CONODONT BIOSTRATIGRAPHY OF TRIASIC PELAGIC STRATA ALBANIA. *REVISTA ITALIANA DI PALEONTOLOGIA E STRATIGRAFIA*, VOL 105, 251-266.

MEÇO S. (1999). STUDIM I DETAJUAR I DEPOZITIMEVE TE PERMIANIT TE SIPERM DHE TRIASIKUT TË POSHTËM E TË MESËM NË ZONËN E ALPEVE SHQIPTARE DHE ATË TË CUKALIT. *FONDI I F.G.J.M TIRANË*.

NDREKO DH. & NAZAJ SH. (2019). THE DYNAMIC ROLE OF TECTONIC FAULTS IN GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE REGION IN NORTH - WEST ALBANIA. *JOURNAL OF INTERNATIONAL ENVIRONMENTAL APPLICATION AND SCIENCE*, 54 - 61.

NDREKO DH. (2021). MODELI GJEOLGO – TEKTONIK DHE FLUIDMBAJTJA E RAJONIT KRESHPAN – VERBAS NËN DITËN E TË DHËNAVE SIZMIKE 3D. F.G.J.M. TIRANË (DIZERTACION)

XHOMO A. (1966). TË DHENA MBI DEPOZITIMET MESOZOIKE TË SPITENIT DHE LISNES. *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 113-126.

XHOMO A., KODRA A., XHAFA Z. & SHALLO M. (2002). GEOLOGJIA E SHQIPËRISË – TEKST SHPJEGUES I HARTËS 1:200 000 (ALBANIAN GEOLOGY - EXPLANATORY TEXT OF MAP 1: 200 000). *MINISTRIA E INDUSTRIJË DHE ENERJITIKËS, MINISTRIA E ARSIMIT DHE SHKENCËS, SHËRBI MI GJEOLGJIK SHQIPTAR, ALBPETROL, UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS, TIRANA*, P. 435.

XHOMO A., PEZA L. & PIRDENI A. (1975). NJË KONTRIBUT PËR NJOHJEN E STRATIGRAFISË SË ZONËS SË KRASË - CUKALIT (NËNZONA E CUKALIT). *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 5-36.

SOME DATA ON THE RIFT FAULTS IN THE LISEN – SPITEN UNIT

DHURATA NDREKO^{1*}, ARJOL LULE¹ & SHAQIR NAZAJ¹

¹Polytechnic University of Tirana, Faculty of Geology and Mining, Dëshmorët
e Kombit Blvd. 4, Tirana, Albania.

*Corresponding author: ndhurata@yahoo.it

(Manuscript submitted in May2025; accepted for publication in November 2025).

Abstract. *The Lisen – Spiten unit is part of the Krasta-Cukali tectonic zone (External Albanides) the lithological formations ranging in age from the Triassic to the Eocene. This article will provide some data on the rift faults in the Lisen – Spiten unit. Evaluating these rift faults makes it possible to determine the geologic-tectonic evolution of the region. In the Lisen – Spiten unit, the rift-related faults formed during the Lower and Middle Jurassic. These faults created horst and graben structures, which are typical for rifting processes. This study offers a deeper understanding of the impact of tectonic rifting in the Lisen – Spiten unit, and constitutes an important contribution to the geotectonic and stratigraphic analyses of this region.*

Keywords: *Lisen – Spiten, tectonic faults, rifting, Albania.*

INTRODUCTION

The study area is located to the northeast of the Mati River, east of the villages of Zejmen, Spiten, and Manati. Lisen – Spiten unit is part of the Krasta – Cukali tectonic zone (External Albanides) and has a complicated geological structure, formed as a result of the geologic – tectonic development during different geologic periods. Some authors have various opinions regarding the Lisen – Spiten unit. Dercourt (1968) considers this unit as a continuation of the ridge of the Albanian Alps tectonic zone, whereas Xhomo et al. (2002) regard it as an underwater uplift within the Krasta – Cukali tectonic zone.

GEOLOGICAL SETTING

The oldest geological formations in the Lisen – Spiten unit (Fig. 1)

belong to the Middle Triassic volcano – sedimentary deposits, being overlain by the carbonate deposits ranging from Triassic to Paleocene. The succession is ending with an Eocene flysch sequence (Xhomo et al. 2002). Data on the stratigraphy of the Lisen – Spiten unit indicate the presence of different sedimentary palaeoenvironments, from shallow- to deep water areas. The rift faults have played an important role in the tectonic evolution of the Lisen – Spiten unit. These faults are closely related to the rifting processes of the Albanides' structural belt and the existence of various tectonic horst and graben structures. It is believed that this unit is part of the Krasta – Cukali Zone (the Pindos zone in Greece).

¹ FGJM, Tiranë
ndhurata@yahoo.it

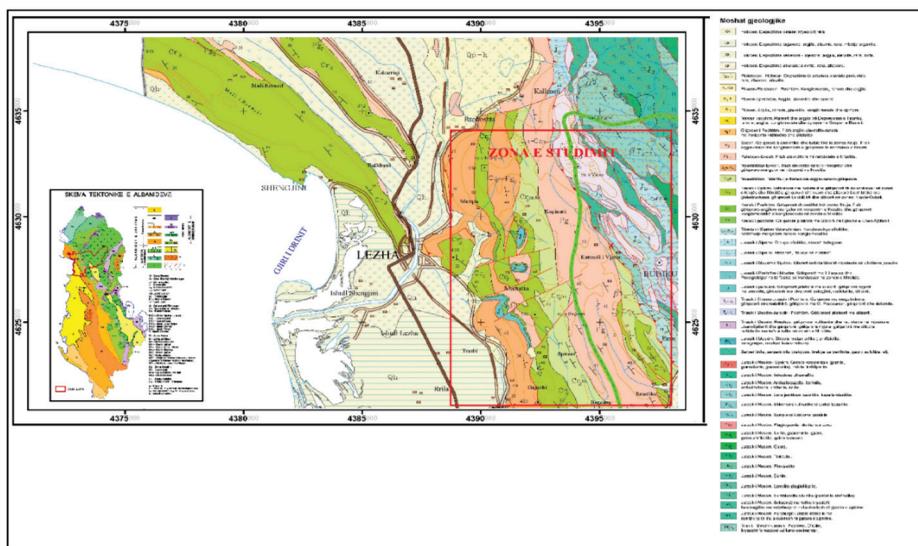


Figure 1. Geological map of the studied area (Xhomo et al. 2002).

METHODOLOGY

This study combines the data from the existing literature with new field observations of the investigated area. During the field works, lithological observations of the studied deposits and evaluation of the relationships between strata of various ages belonging to this unit were done.

RESULTS AND DISCUSSIONS

The geological structure of the Lisen – Spiten unit comprises a variety of formations represented by two depositional lithofacies, represented by shallow- and deep marine palaeoenvironments (Xhomo et al. 2002). In the study area, the oldest deposits belong to Upper Triassic (Meço 1999). Lithologically, these formations comprise thick – bedded to massive limestones rich in calcareous algae and bivalves, mainly represented by megalodonts. The presence of

limestones sediments indicates a shallow shelf palaeoenvironment (Dodona 1973; Meço 1999; Fig. 2). Successively overlying these deposits are the Lower – Middle Jurassic limestones.

The section is represented by thick – bedded wackestone, 30 – 35 m thick, gray in color, which contains crinoids, lagenides and ostracods (Xhomo et al. 1975). In the upper part, the limestones are thin – bedded, gray and pink in color, containing ammonites (Fig. 2). up to 15 – 20 cm in diameter, similar to those observed at the top of the limestone unit.

The age of this depositional level, based on the presence of *Involutina liassica* and *Vidalina martana* is Lower – Middle Jurassic. Above these deposits overlie the Toarcian sediments. These are represented mainly by nodular reddish limestones rich in ammonites (locally so abundant as to

be rock – forming), with a thickness of 3 – 4 m, of wackestone type with radiolarians and pelagic bivalves. These palaeoenvironments are typical for the entire Mediterranean and are known as the “Ammonitico rosso” (Dodona 1973; Xhomo et al. 1975; Fig. 2).

Above the “Ammonitico rosso” horizon, there are pink mudstone deposits interbedded with siliceous layers and lenses (Fig. 2). These formations belong to the Middle Jurassic and lie successively above the “Ammonitico rosso” horizon. However, in the northern part of the studied area, they overlie on the Upper Triassic and Lower Jurassic formation. This indicates that at the time of their deposition the basin was not uniform but was formed of horst and graben structures.

Above the Middle Jurassic deposits lie the Upper Jurassic formation. As seen in figure 2, these are represented mainly by radiolarites (siliceous, radiolarian rocks) with rare interlayers of wackestone, red in color and highly silicified. This formation, as well as those beneath them, onlap onto the older Triassic – Lower Jurassic deposits. In the graben areas, however, they lie in regular succession above the Middle Jurassic

formation. Their thickness is around 18 m. At the top of the radiolaritic sequence were identified species belonging to *Saccocoma* sp., which indicate a Tithonian age (Dodona 1973). Above the radiolaritic siliceous sequence lies a package of mudstone and wackestone limestones in which calpionellids have been found, indicating an upper Tithonian – lower Berriasian (Biozone B with *Calpionella elliptica*). Further along the section, these limestones belong to the Lower Cretaceous (Xhomo 1966).

The Cretaceous sequence of the Lisen – Spiten unit is represented by pelagic limestones in condensed facies, accompanied by numerous hiatuses in sedimentation, and with very small thickness of around 23 m. They usually lie either conformably or with a hiatus on top of the Upper Jurassic radiolarites (Xhomo 1966). In some cases, they lie directly on the Upper Triassic limestones, and are represented by turbiditic conglomerate deposits. In the Spiten area, the Lower Cretaceous sequence consists of grayish and pink wackestone-type limestones, and marly limestones with siliceous lenses and concretions, especially in the lower part of the section.

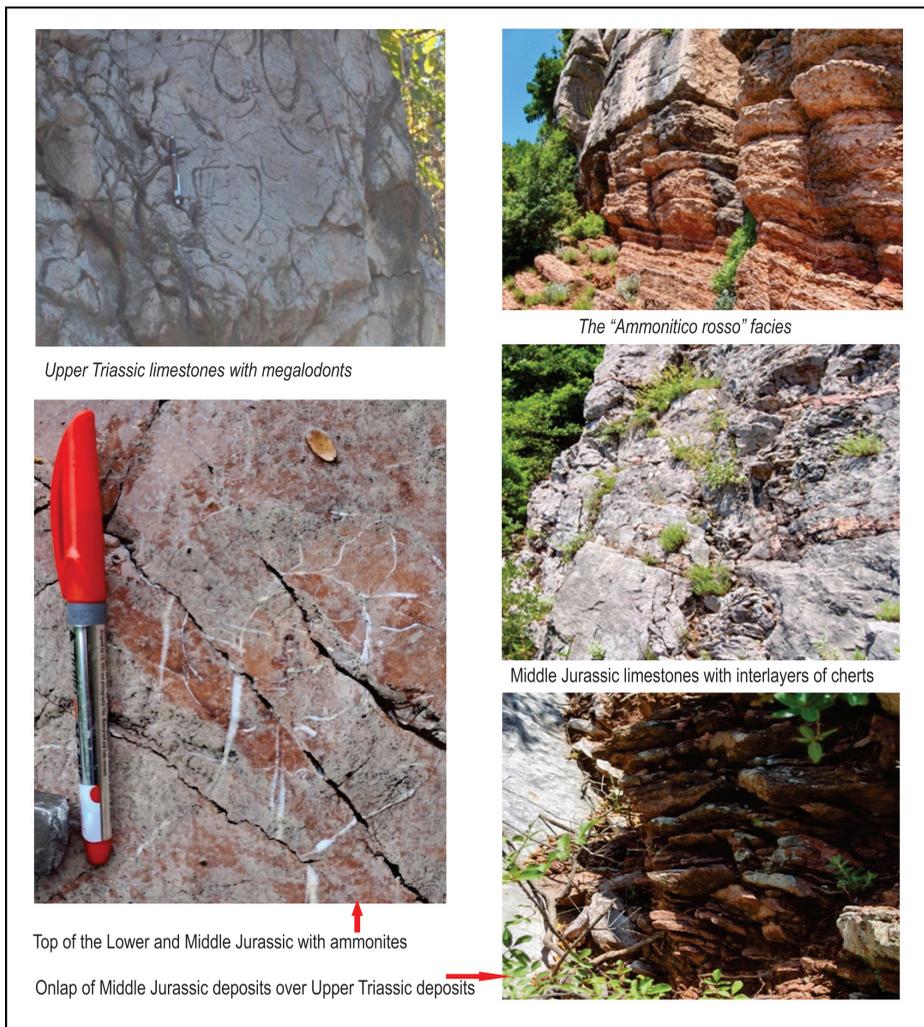


Figure 3. View of the deposits part of the study.

Tectonics of the studied area

The Lisen – Spiten unit represents a submerged uplift within the Krasta – Cukali zone. In comparison with the other part of this tectonic zone, the deep – marine sediments have reduced thickness and less turbiditic material (Xhomo et al. 2002). In the Guri i Zi – Vau i Dejës region, the Lisen – Spiten unit overthrusts the

flysch of the Krasta subzone (Upper Cretaceous – Eocene), whereas to the east, it is overlain by the ophiolites of the western belt of the Mirdita Zone (Middle – Upper Jurassic age).

In the Manati – Spiten sector, this unit is tectonically bounded to the west by the Eocene flysch of Krasta, and to the east it’s overthrusts by the Krasta subzone, emerging in Manati

area in the form of a tectonic window. In general, in all its exposure, the unit appears as a series of monoclines with eastward dips of about 35°–40° (Xhomo et al. 2002), which are fragmented into blocks by transverse tectonic faults.

Within the Spiten structure, based on field observation data, several tectonic faults of rifting nature have been observed, (Fig. 2). In this region, the phenomenon of rifting is evident, with a number of complex structures, mainly horsts and grabens, where younger deposits onlap older ones. This phenomenon has also been observed in the Ionian zone (Ndreko & Nazaj 2019).

As acknowledged, the Albanides margin (the eastern part of the Adria microplate; Fig. 3) reached its maximum extension in the Early and Middle Jurassic, and at that time, the tectonic zones that are documented

within this study became established.

At the end of the Lower – Middle Jurassic in the Lisen – Spiten unit, there are some tectonic faults where some horsts and grabens are observed, where horsts serve as elevated parts and grabens as basins. In the elevated parts there was almost no deposition, while in the grabens we had sedimentation. This is very clear in the investigated area, where the deposits of the Toarcian age belonging to the “Ammonitico rosso” facies, overlie the older deposits of the Triassic age. A similar situation is also for the deposits of the Middle Jurassic, the limestone’s succession and the radiolaritic package (Fig. 2). This situation has continued until the Early Cretaceous where limestones with tintinnids deposited (they onlap) on the older Triassic deposits and perhaps also the deposits of the Lower – Middle Jurassic.

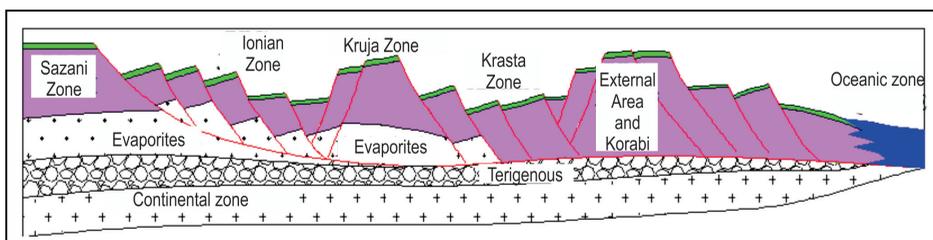


Figure 3. Scheme of the Albanides at the end of the Early – Middle Jurassic (after Ndreko 2021).

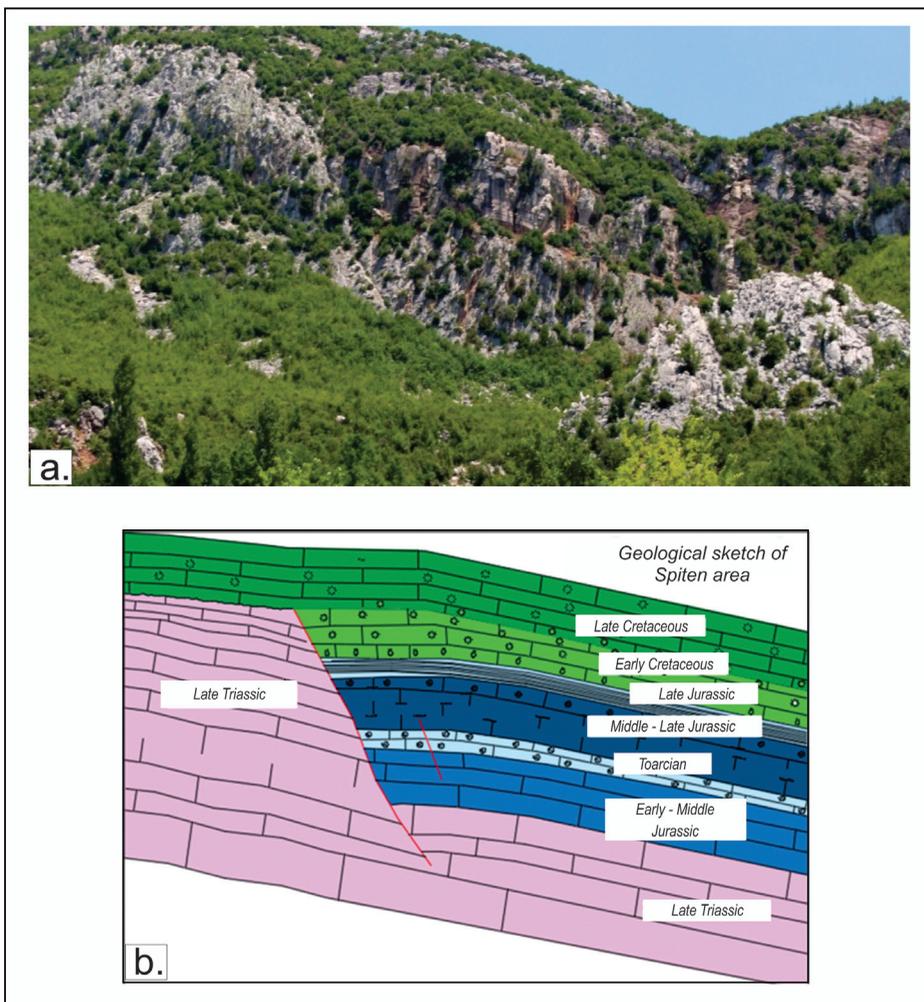


Figure 4. a) Relationships between geological structures before rifting (Triassic – Lower/Middle Jurassic) and after rifting (Toarcian to Cretaceous); **b)** Geological sketch showing the relationships between pre-rifting deposits (Triassic – Lower Jurassic) and post-rifting deposits (Toarcian to Cretaceous) that onlap the pre-rifting horsts

CONCLUSIONS

The Lisen – Spiten unit is part of the Krasta-Cukali tectonic zone and has a complicated geological structure, where two lithofacies are present corresponding to two different depositional environments. The

shallow water deposits are represented by thick – bedded limestones rich in calcareous algae and megalodonts, whereas the pelagic deposits are represented by radiolaritic limestones and ammonite – rich limestones belonging to the “Ammonitico rosso”

facies. The tectonic faults formed during the Lower and Middle Jurassic rifting period played an important role in the formation of horst- and graben type geological structures in the Lisen – Spiten unit, and they controlled the sedimentation of the various deposits and the existence of various lithofacies. Changes in sedimentation are clearly observed in the region. The deposits of the Toarcian stage

belonging to the “Ammonitico rosso” facies, as well as the Middle and Upper Jurassic deposits (and possibly those of the Lower Cretaceous), onlap onto older deposits of the Upper Triassic and Lower – Middle Jurassic.

Acknowledgments: We thank the external reviewer for the suggestions made for the improvement of this manuscript.

REFERENCES

- DERCOURT J. (1968).** SUR L'ACCIDENT DE SCUTARI-PEC, LA SIGNIFICATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE QUELQUES SÉRIES CONDENSÉES EN ALBANIE SEPTENTRIONALE. *ANN. SOC. GÉOL. NORD*, VOL 88, 3, 109-117.
- DODONA E. (1973).** GEOLOGY, MICROFAUNA, MICROFACIES AND PALAEOGEOGRAPHY OF LISEN AND SPOTEN TRANSECTS. *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 101-139 (IN ALBANIAN).
- MEÇO S. (1999).** CONODONT BIOSTRATIGRAPHY OF TRIASSIC PELAGIC STRATA ALBANIA. *REVISTA ITALIANA DI PALEONTOLOGIA E STRATIGRAFIA*, VOL 105, 251-266 (IN ALBANIAN).
- MEÇO S. (1999).** DETAILED STUDY OF THE UPPER PERMIAN TO LOWER – MIDDLE TRIASSIC DEPOSITS IN ALBANIAN ALPS AND CUKALI AREAS. *FONDI I F.GJ.M TIRANË* (IN ALBANIAN).
- NDREKO DH. & NAZAJ SH. (2019).** THE DYNAMIC ROLE OF TECTONIC FAULTS IN GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE REGION IN NORTH - WEST ALBANIA. *JOURNAL OF INTERNATIONAL ENVIRONMENTAL APPLICATION AND SCIENCE*, 54 - 61.
- NDREKO DH. (2021).** GEOLOGICAL – TECTONICAL MODEL AND FLUID RETENTION IN THE KRESHPAN – VERBAS AREA ACCORDING TO 3D SEISMIC MODELLING. *F.GJ.M. TIRANË* (PHD THESIS) (IN ALBANIAN).
- XHOMO A. (1966).** DATA ON MESSOZOIC DEPOSITS OF THE SPITENI AND LISEN AREA. *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 113-126 (IN ALBANIAN).
- XHOMO A., KODRA A., XHafa Z. & SHALLO M. (2002).** ALBANIAN GEOLOGY – EXPLANATORY HANDBOOK OF ALBANIAN TERRITORY MAP 1:200 000 *MINISTRIA E INDUSTRIË DHE ENERGJITIKËS, MINISTRIA E ARSIMIT DHE SHKENCËS, SHËRBIMI GJEOLGJIK SHQIPTAR, ALBPETROL, UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS, TIRANA*, P. 435 (IN ALBANIAN).
- XHOMO A., PEZA L. & PIRDENI A. (1975).** A CONTRIBUTION TO THE STRATIGRAPHY OF THE KRATA - CUKALIT ZONE (CUKALI SUBZONE). *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 5-36 (IN ALBANIAN).

BIOSTRATIGRAFIA E NANOFOSILEVE GËLQERORE NGA FORMACIONI “MERGELET ME CHAMA” NË MORAVË SHQIPËRI (BASENI SHQIPTARO – THESSALIAN)

MĂDĂLINA – ELENA KALLANXHI¹*

¹Shërbimi Gjeologjik Shqiptar, Rruga Zef Serembe, Tiranë, Albania.

*Autori korrespondent: madalina_kallanxhi@yahoo.com

(Dorëshkrim i dorëzuar në nëntor 2025; i pranuar për botim në nëntor 2025)

Abstrakt. Ky artikull fokusohet në studimin biostratigrafik të nanofosileve gëlqerore nga një prerje pjesë e Formacioni “Mergelet me Chama” (Baseni Shqiptaro – Thessalian). Me qëllim realizimin i këtij studimit janë mbledhur 56 kampionë të cilët janë përgatitur sipas metodave standarde dhe janë analizuar në mikroskop për përmbajtjen e nanofosileve gëlqerore. Ky punim nxjerr në pah rezultate të rëndësishme biostratigrafike përsa i përket bashkëshoqërimeve të nanofosileve gëlqerore, pranisë së specieve treguese të moshës për intervalin Rupelian – Hatian dhe përmirëson kuadrin e përgjithshëm biostratigrafik duke ofruar të dhëna të reja lidhur me zonën e studiuar. Duke u bazuar në praninë e specieve treguese, depozitimet e studiar janë përfshirë në zonat NP24/CP19a të skemave standarde të nanofosileve gëlqerore, zona të cilat u përkasin një interval kohor Rupelian i vonshëm – Hatian i hershëm.

Fjalë kyçe: biostratigrafi, Oligocen, nanofosileve gëlqerore, mali Morava, Baseni Shqiptaro – Thessalian.

HYRJA

Nanofosilet gëlqerore kanë një rëndësi të veçantë në studime biostratigrafike, për përcaktimin e moshës së sedimenteve, dhe shtrihen në një hapësirë kohore nga Triasiku i vonshëm deri në kohët e sotme. Ky grup përfshin mikrofosilet e përbëra prej karbonatit të kalciumit, me madhësi më të vogël se 63 µm (mikron). Ky grup shfaq një shpërndarje biogeografike më e larmishme në gjerësitë e ulëta, ndërsa mungon mbi 70° në gjerësitë më të lartë.

Qëllimi i këtij artikulli ka qënë studimi biostratigrafik i nanofosileve gëlqerore nga një profil me moshë oligocenike, pjesë e Formacionit “Mergelet me Chama”, identifikimi i specieve treguese, analizimi i bashkëshoqërimeve nga kampionët

e marrë dhe përcaktimi i biozonave moshore sipas skemave biostratigrafike ndërkombëtare.

Studimet më të fundit mbi nanofosilet gëlqerore nga Shqipëria janë bërë në depozitimet molasike të Basenit Shqiptaro – Thessaliane në rrethinat e qytetit të Korçës (fshatrat Mborja, Drenova, Mirasi, Dardha) dhe kapin një interval nga Rupeliani i mesëm deri në Miocenin i mesëm (Kallanxhi et al. 2016; Kallanxhi 2020; Kallanxhi & Young 2020; Kallanxhi 2023). Moshë e depozitimeve Oligocene të zonës së Moravës është përcaktuar në shumicën e rasteve me anë të makrofosileve dhe foraminiferave. Studime krahasuese të bashkëshoqërimeve makrofosileve të depozitimeve molasike të Basenit Shqiptaro – Thessalian me ato të

Basenit Mezohelenike (Harzhauser 2004; Pashko 2018), të zonës veriore të Italisë (depozitat Sangonini) dhe të Francës (“Marnes a Huitres” nga Baseni i Parisit) sugjerojnë mosha, paleomjedise dhe kushte depozitimi të njëjta në Rupelian (Pashko 1981, 2018). Sipas Pashko (2018) kufiri Rupelian/Chattian përkon me një ndryshim litologjik, thellim të basenit dhe ndryshim i bashkëshoqërimeve të makrofaunës. Kushte paleomjedisore detare të qeta kanë egzistuar në Hatianin i hershëm, gjatë depozimit të Formacionit “Mergelet me Chama” ndërsa në vazhdim gjatë sedimentimit të Formacionit Plasa, janë dokumentuar kuste të ndryshme

detare me ujëra më të cekta dhe me prurje materiale terrigjene të vazhdueshme (Pashko et al. 1973), të cilët reflektohen në litologjinë me ndërthyrje ranorësh kokërr trashë. Me anë të nanofosileve gëlqerore, Kumati et al. (1997) kanë sugjeruar se depozitimet e këtij formacionit janë përfshirë në intervalin Rupelian i vonshëm të Zonës NP24, jo Hatian.

NDËRTIMI GJEOLOGJIK

Zona e studiuar është pjesë e zonës së Moravës (Fig. 1), pjesë përbërëse të Basenit Shqiptaro – Thesalian (Bourcart 1922; Pashko et al. 1973; Pashko 1996, 2018; Xhomo et al. 2002).

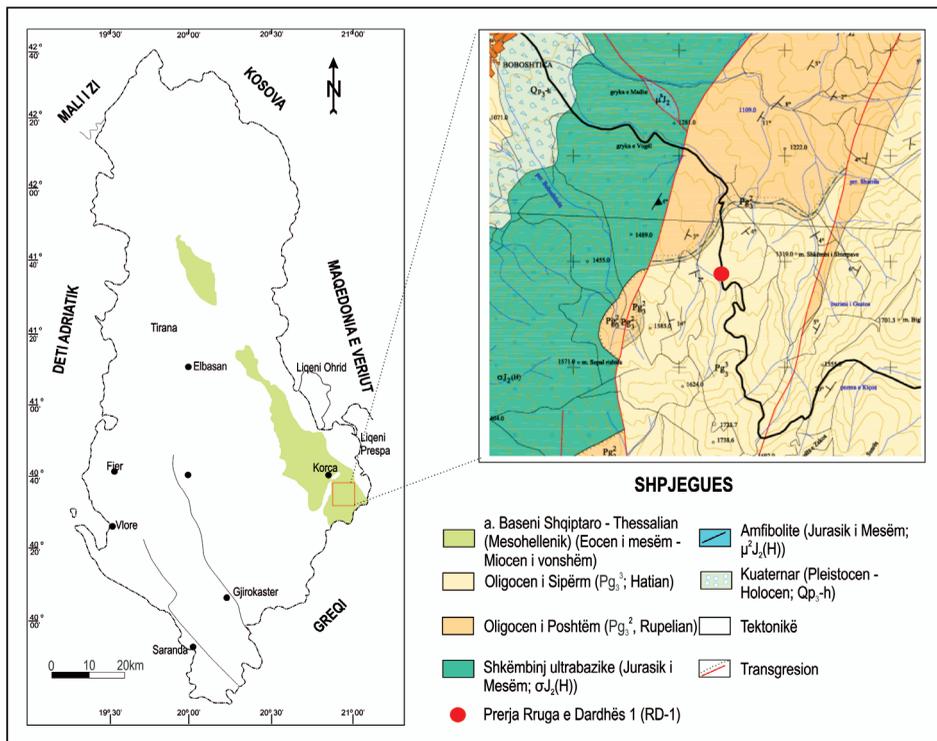


Figura 1. Vendodhja e prerjes Rruga e Dardhës 1 (pjesë e planshetës së Dardhës).

Litostratigrafia e depozitimeve të Oligocenit

Depozitimet Oligocenike mbivendosen transgresivisht mbi shkëmbinj të ultramafikë dhe sedimentet me moshë luteciane, në anën lindore dhe jug – lindore të Moravës dhe basenet e tjera në perëndim, veri dhe veri – lindje. Në zonën e Moravës këto sedimente përmbajnë makrofaunë dhe mikrofaunë karakteristike për intervalin Rupelian – Hatianin dhe korrelohen me depozitime sedimentare nga Italia dhe Greqia (Pashko et al. 1973; Pashko 2018). Depozitimet më të vjetra Oligocene i janë caktuar Rupelianit të mesëm - të vonshëm (Bourcart 1922; Nowack 1929; Pashko et al. 1973; Pashko 1977, 1981, 2018; Xhomo et al. 2002) dhe përfshin tre formacione: *Formacioni Mborja – Dishnica* i përbërë nga konglomerate me zaje shkëmbinjsh ultrabazikë dhe gëlqerorë, të ndërthurrur me ranorë masivë dhe pllakorë kokërrtrashë; *Formacioni qymyrbajtës i Drenovës* me mergele, argjila, shtresa qymyri dhe makrofosile karakteristike dhe *Formacioni Drenica* me gëlqerorë me koralë, ranorë, konglomeratë dhe alevrolite. Kati Hatian përfshin dy formacione: *Formacioni “Mergelet me Chama”* (mergele, argjila alevrolitore me makrofosile) dhe *Formacioni ranorik Plasa* (me ndërthurje ranorë pllakorë, alevrolite dhe mergele që përmbajnë gjethe fosile).

Formacioni “Mergelet me Chama”

Në zonën e Moravës, ky formacion dallohet nga prania e depozitimeve mergelore – alevrolitore të cilët mbivendosen transgresivisht mbi sedimentet e moshës Rupeliane

(Bourcart 1922; Pashko et al. 1973; Pashko 1977, 1981, 2018; Xhomo et al. 2002). Ky formacion ka një shtrirje duke filluar nga fshati Plasa në veri deri jug të rrugës Boboshticë – Dardhë. Prerja tipike ka një trashësi prej 86 m dhe është përshkruar nga fusha e Mborjes, përgjatë lumit të Mborjes.

Të dhënat fosile tregojnë praninë e bivalvorëve si *Chama granulosa*, pectinide, skafopode dhe gjithashtu edhe foraminifere bentonike dhe planktonike (Pashko et al. 1973; Pashko 2018). Bashkëshoqërimet makrofosile të Hatianit janë krahasuar me ato të Italisë së veriut, Hungarisë dhe Ultësirës Mezohelenike në Greqi (Pashko et al. 1973; Pashko 1977, 1981, 2018). Prania e foraminiferave si *Lepidocyclina dilatata* dhe *Operculina complanata* si dhe mungesa e species *Nummulites fichtelli*, sugjeron një moshë Oligocene (Hatian i hershëm) për depozitimet e Formacionit “Mergelet me Chama” (Pashko et al. 1973; Pashko 1977, 1981, 2018).

Kumati et al. (1997) ka përcaktuar duke u bazuar në praninë e foraminifereve planktonike, një moshë Rupelian i vonshëmdhe Zona *Globorotalia opima opima* (me *Globigerina ciperoensis angulisuturalis*), ndërsa nanfosilet gëlqerore janë përcaktuar si të Zonës me *Sphenolithus distentus*. Sipas këtij studimit, kufiri Rupelian/Hatian është përcaktuar në pjesën e sipërme të këtij formacionit.

METODOLOGJIA

Përshkrimi i prerjes “Ruga e Dardhës 1” (RD-1)

Prerja “Ruga e Dardhës 1” është pjesë e Formacionit “Mergelet me Chama” dhe gjendet në anën e majtë

të rrugës që shkon për në fshatin e Dardhës (Fig. 1), përballë kompleksit Alpin (40°32'3.93" N, 20°47'28.36" E). Litologjia përfaqësohet nga mergele – alevrolite gri në të kaltër me ndërthurje të ralla dhe të holla ranorë kokërr imët, me përjashtim të disa intervaleve ku këto ranorë arrijnë deri në 10 – 15 cm trashësi. Trashësia e studiuar është rreth 28 – 30 m. Në të gjithë trashësinë e profilit takohen makrofosile si bivalvore, gastropode dhe korale (Fig. 2) dhe *Operculina complanata*. Janë marrë gjithsej 56 prova në intervale prej 0.10 m, 0.20 m, 0.30 m, 0.40 m, 0.50 m deri në 1 m maksimumi (profili është publikuar në Kallanxhi & Young 2020).

Bashkëshoqërimet makrofosile të kësaj prerje janë karakteristike për intervalin e Oligocenit të mesëm dhe mund të krahasohen me ato të Basenit Mezohelenik (Greqi; Harzhauser (2004) dhe të Italisë së Veriut. Bivalvorët dhe gastropodët e

mbledhur përfaqësohen nga specie karakteristike për mjediset më të cekta si *Crassatella*, *Corbula*, *Cordiopsis*, *Venericardia*, specie epibentike si *Chama* dhe *Costellamussiopecten*, dhe një specie bentike *Pholadomya*. Specia më abundente përgjatë prerjes është *Chama tongriana*. Speciet e indentifikuara të bivalvorëve (Fig. 2) në kampionët e mbledhur janë: *Costellamussiopecten* cf. *deletus*, *Crassatella carcarenensis*, *Crassatella neglecta*, *Venericardia* cf. *laurae*, *Cordiopsis incrassatus*, *Trisidos albanica* dhe *Pholadomya puschi*, ndërsa të gastropodeve janë: *Stellaria ornatoparva*, *Ampullinopsis crassatina*, *Turritella* cf. *incisa*, *Turritella* sp., *Haustator asperula*, *Distorsio* sp., *Lithoconus ineditus*, *Amalda* cf. *anomala* etj. Bashkëshoqërimet e foraminiferave (Fig. 2) përfaqësohen nga specie bentike krahas formave të mëdha *Operculina complanata* e cila gjendet në çdo kampion i marrë.



Figura 2. a) Zonë kontakti midis Formacionit Drenica dhe Formacionit Mergelet me Chama, në rrugën Boboshticë – Dardhë. Makrofosile nga pjesa e poshtme të Formacionit “Mergelet me Chama” (x=4482405, y=4489390); **b)** Depozitime mergelore – alevrolitore të Fm. Mergelet me Chama me përmbajtje të lartë makrofosilesh dhe foraminifera (x=4482375, y=4488925; ndodhet përballë restorantit Alpin) (Fotot e nanofosileve: M-E. Kallanxhi; fotot e makrofosileve: O. Mandic; fotot e foraminiferave: A. Dica).

Metodat e përdorur për përgatitjen dhe analizimin i provave

Nanofosilet janë studiuar nga preprate mikroskopike të cilët janë përgatitur sipas metodës standard së përshkruar në Bown & Young (1998) dhe janë analizuar me mikroskopin me dritë të polarizuar me një objektiv me vaj (100x) dhe një zmadhim të fushës prej të paktën 1000x, në fushë të errët e polarizuar (XPL – cross polarised light), në fushë e ndriçuar (BF – bright field), nën lente gipsi (GP – gypsum plate) dhe nën kontrast (PC – phase kontrast).

Për mbledhjen e të dhënave nga kampionët, janë përdorur metoda sasiore dhe gjysëm sasiore të numërimit të nanofosileve nga një bashkëshoqërim prej të paktën 100 deri në 300 individësh/provë (Bown & Young 1998), pastaj përqindjet e specieve janë trajtuar në programin Excel dhe diagramat e ndryshme dhe në programin statistikor PAST (Hammer et al. 2001). Numërim të veçantë dhe matje biometrike janë bërë për specien e rallë *Helicosphaera minima* (Kallanxhi & Young 2020).

Mikrofotografite janë bërë me një kamerë dixhitale (Canon PC1201) të instaluar në mikroskop. Taksonomia e përdorur është sipas Perch-Nielesen (1985), Young (1998) dhe faqjes së internetit Nannotax3 (<http://www.mikrotax.org/Nannotax3>).

Skemat standarde biostratigrafike të nanofosileve gëlqerore për intervalin kohor (Oligocen) i studiuar të cilat u përshtaten edhe rajonit ku ndodhet studimi janë Martini (1971) dhe Okada & Bukry (1980) të cilët bazohen në shfaqjen (FO – first

occurrence) dhe zhdukjen (LO – last occurrence) e specieve treguese, të mbështetura edhe nga disa ngjarje të tjera dytësore. Vlerësimi i cilësisë së nanofosileve ndjek koncepte sipas Roth & Thierstein (1972) dhe në këtë rast është vlerësuar si e moderuar në të mirë.

REZULTATET DHE DISKUTIMI

Bashkëshoqërimet e nanofosileve gëlqerorë

Bashkëshoqërimi i nanofosileve gëlqerorë në profilin Rruga e Dardhës 1 përmban 47 specie autohtone (Fig. 3), 19 specie të ripunuara nga Paleogjeni dhe 12 specie të ripunuara nga Kretaku.

Speciet e nanofosileve gëlqerore autohtone më abundente janë: *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra* gr. 3-5µm, *R. bisecta*, *Coccolithus pelagicus* dhe *Sphenolithus moriformis*. Në sasi më të vogla gjenden speciet: *Zygrhablithus bijugatus bijugatus*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Helicosphaera minima*, *Sphenolithus predistentus*, *Reticulofenestra stavensis*, *Clausicoccus fenestratus*, *C. subdistichus* and *Hughesius tasmaniae*. Specie të tjera të pranishme në sasi shumë të vogla, të renditura sipas alfabetit janë: *Acanthoica* sp., *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus gallagheri*, *Calcidiscus* sp., *Clausicoccus* sp., *Coccolithus miopelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster* sp., *Ilseilithina fusa*, *Helicosphaera euphratis*, *H. intermedia*, *H. obliqua*, *H. perch-nielseniae*, *H. recta*, *Helicosphaera* sp., *Micrantholithus* sp., *Pontosphaera*

cf. *enormis*, *P. multipora*, *Reticulofenestra daviesii*, *R. lockeri*, *Sphenolithus ciperoensis*, *S. conicus*, *S. distentus*, *S. dissimilis*, *S. tawfikii*, *Sphenolithus* sp., *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Umbilicosphaera jafari* and *Zygrhablithus bijugatus maximus*.

Bashkëshoqërimet e nanofosileve gëlqerore përmbajnë në përqindje më të lartë specien *Cyclicargolithus floridanus*, e cila ka një vlerë mesatare prej 39.79 % (me vlerën minimale prej 14.14 % në provën RD-1/58 deri në vlerën maksimale prej 69.23 % në provën RD-1/25). Specie të tjera abundente janë *Reticulofenestra minuta* me një përqindje prej 21.02 % (nga 5.61 % në RD-1/26 deri në 39.06 % në RD-1/06) dhe *Reticulofenestra* gr. 3-5 µm me vetëm 10.59 % (nga 0 % në RD-1/25 deri në 25.45 % në RD-1/52).

Në këtë prerje vihet re një rritje të sasisë së species *Reticulofenestra bisecta* (mesatarja prej 7.52 %, me vlerën maksimale prej 23.58 % në RD-1/27), krahas me profilet e tjera të të njëjtës moshë. Grupi i specieve të *Sphenolithus* spp. gjendet në vlera mesatare prej 5.51 %, me vlera midis 0.86 % (RD-1/19) deri në 14.29 % (RD-1/28), ndër këtyre specia më abundente është *Sphenolithus moriformis* me një vlerë mesatare

prej 3.74 %. Speciet e tjera të cilat gjenden në sasi më të vogla nën 5 % janë: *Coccolithus pelagicus* (një mesatare prej 3.83 %), *Sphenolithus* sp. (3.74 %), *Helicosphaera* spp. (1.61 %) dhe *Reticulofenestra dictyoda* me përmasa 3-5 µm (mesatare prej 1.23 %). Bashkëshoqërimet e ngjashme nanofosile përmenden nga Vathi (1989) dhe Vathi & Budri (1990) nga depozitimet e Zonës Jonike në Shqipëri.

Në këtë profil edhe në prerjet e tjera Oligocenike të zonës së Moravës (Kallanxhi 2020; Basenit Shqiptaro – Thessalian, Shqipëri) të përfshira në Zonën NP24 – *Sphenolithus distentus*, është zbuluar një takson jashtëzakonisht i rrallë, *Helicosphaera minima* (Kallanxhi & Young 2020), duke e bërë këtë shfaqjen e dytë në botë. Kallanxhi & Young (2020) kanë kryer analiza morfometrike në ekzemplarë të përzgjedhur nga kjo prerje dhe dy të tjera të kësaj mosheje dhe, si përfundim kanë përcaktuar madhësinë dhe karakteristikat morfologjike e kësaj specie. Gjithashtu, sipas këtij studimi, diapazoni i njohur kohor i kësaj specie u zgjerua nga NP22 (Rupeliani i hershëm) në NP24 (Rupeliani i vonshëm – Hatian i hershëm).

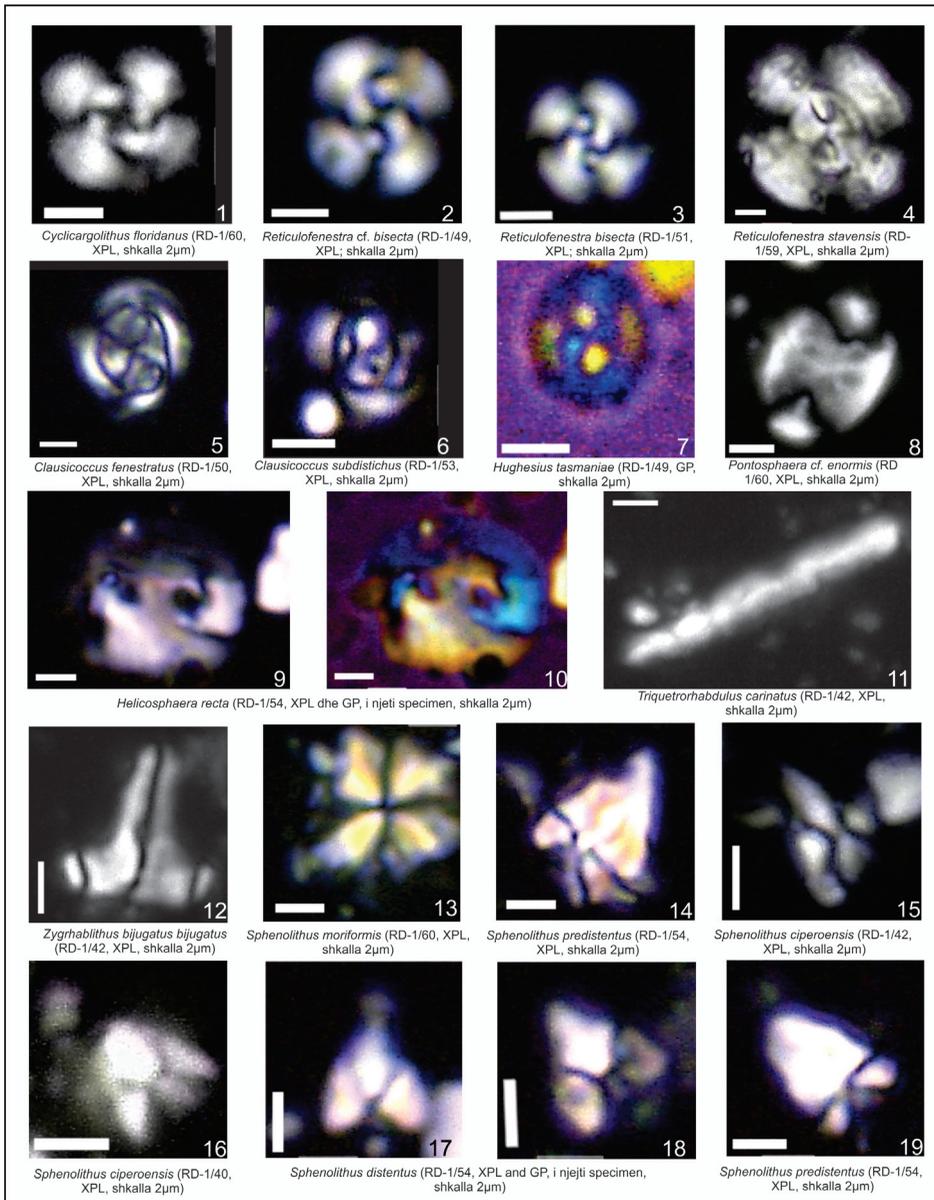


Figura 3. Nanofosile gëlqerore nga prerja Rruga e Dardhës 1, Formacioni “Mergelet me Chama” XPL – fushë e errët; GP – lente gipsi).

Biostratigrafia e specieve treguese për Oligocenin

Duke u bazuar në praninë dhe bashkëshoqërimin i specieve treguese kryesore (Fig. 4) si: *Sphenolithus ciproensis*, *S. distentus* dhe *S. predistentus*, sëbashku me speciet treguese dytësore (*Pontosphaera cf. enormis* dhe *Triquetrorhabdulus carinatus*), profili i studiuar është përfshirë në zonën biostratigrafike NP24 – *Sphenolithus distentus*

(Martini 1971), nënzona CP19a – *Cyclicargolithus floridanus* (Bukry & Okada 1980), Zona *Sphenolithus distentus* (Vathi 1989), dhe pjesërisht në pjesën e sipërme të zonës CNO4 – *Sphenolithus distentus/S. predistentus* CRZ (Agnini et al. 2014; CRZ – Concurrent Range Zone). Mosha e përcaktuar e zonës NP24 është Oligocen i hershëm – i vonshëm (Rupelian i vonshëm – Hatian i hershëm).

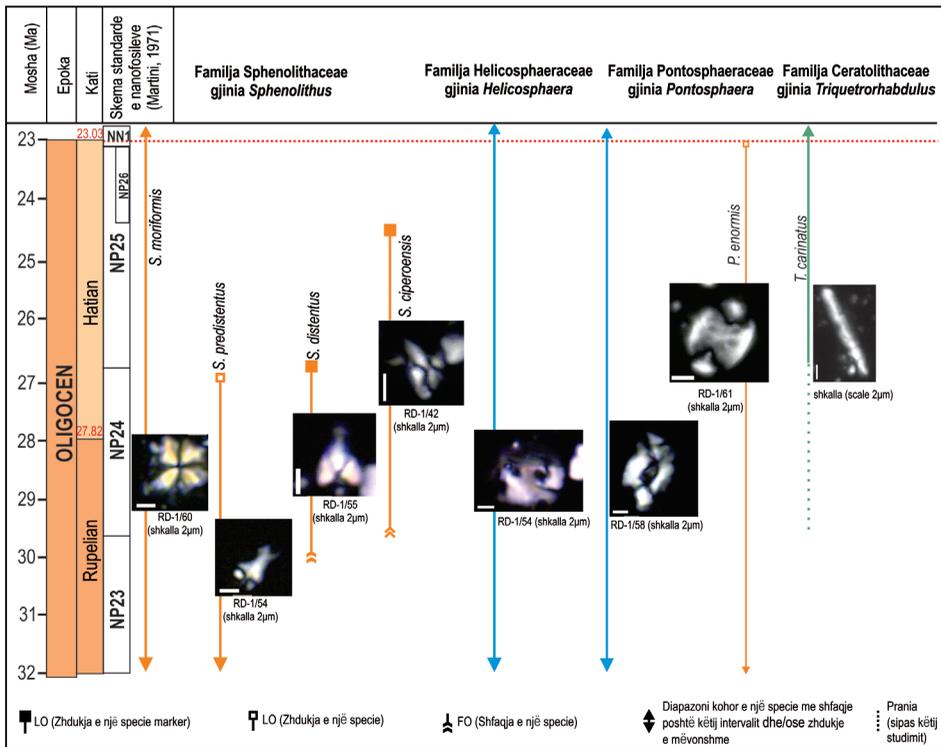


Figura 4. Skema biostratigrafike e specieve treguese të nanofosileve gëlqerore nga prerja Rruqa e Dardhës.

Mbivendosja kohore e intervalit të species *Sphenolithus predistentus*, e cila shfaqet në Lutecian (Zona NP16) dhe zhduket në afërsi të tabanit të zonës NP24, me specie të tjera treguese si *S. distentus* dhe *S. ciperoensis*, e bën këtë një specie shume e rëndësishme për tu marrë në konsideratë për biostratigrafinë e Oligocenit. Në skemën biostratigrafike të Agnini et al. (2014), kjo specie përdoret për idenfifikimin i tabanit të zonës CNO4 – *S. distentus/S. predistentus* CRZ (26.93 Ma), i cili bie në pjesën e sipërme të Zonës NP24, poshtë nivelit të zhdukjes së species *S. distentus*. Taksoni *Sphenolithus predistentus* ka një prani pothuajse pa ndërprerje përgjatë kësaj prerje.

Shfaqja e species *Sphenolithus distentus* në Rupelian, në pjesën e sipërme të zonës NP23 të Martini (1971), është kalibruar në 30.0 Ma nga Agnini et al. (2014) dhe korespondon me bazën e zonës CNO4 – *S. distentus/S. predistentus* CRZ, dhe me bazën e zonës CP18 të Okada & Bukry (1980). Niveli i zhdukjes së këtij treguesit është në Hatian, në kufirin midis zonave NP24/NP25 dhe nënzonave CP19a/CP19b (Bukry 1973, 1975). Ky nivel përkon edhe me bazën e nënzonës MNP25a – *Sphenolithus ciperoensis* PRZ të Fornaciari & Rio (1996).

Një tjetër specie treguese për Oligocenin është *Sphenolithus ciperoensis*, shfaqja e së cilës përdoret për të idenfikuar bazën e zonës NP24 të Martini (1971), ndërsa zhdukja e saj tregon tabani i Zonës NP25. Sipas Martini (1971), zona NP25 korespondon me Hatianin i mesëm – i vonshëm dhe korelohet me zonën CP19b të Okada & Bukry (1980). Kjo

specie shfaqet edhe në profilin Rruga e Dardhës 1, por është i rrallë dhe në sasi shumë të vogla. Agnini et al. (2014) kalibron zhdukjen e këtij taksoni në 24.36 Ma, në kufirin midis zonave CNO5/CNO6 në Hatian. Zhdukja e *S. ciperoensis* është një interval i besueshëm në zonën Mesdhetare (Fornaciari & Rio 1996) dhe në rajonet që gjenden në latituda të ulta dhe të mesme (Perch-Nielsen 1985; Wei & Wise 1989).

Specie të tjera treguese të cilat kontribuojnë në biostratigrafinë e Oligocenit janë *Triquetrorhabdulus carinatus*, i cili shfaqet në pjesën e poshtme të zonave of NP25/CN19b në Hatian dhe *Helicosphaera obliqua* (FO në zonën NP24; Young 1998). Këto specie janë të pranishme në këtë studim, por jo me frekuencë të madhe. Specia *Pontosphaera* cf. *enormis* është shumë e rrallë në kampionët e analizuar, por duke marrë parasysh se kjo specie shfaqet në afërsi të kufirit midis biozonave NP24/NP25 (Martini 1981), konsiderohet një ngjarje e rëndësishme në rajone të cilët nuk kanë lidhje të vazhdueshme me detitn i hapur.

PËRFUNDIME

Nanofosilet gëlqerore janë studiuar nga prerja Rruga e Dardhës 1, pjesë e Formacioni “Mergele me Chama” në zonën e sedimentimit të Moravës (Baseni Shqiptaro – Thessalian, Korçë). Në përfundim të këtij studimit janë përcaktuar:

- Bashkëshoqërimet e nanofosileve gëlqerore, të cilët përmbajnë 47 specie autohtone, 19 specie të ripunuara nga Paleogjeni dhe 12 specie të ripunuara nga Kretaku.

- Janë identifikuar speciet treguese kryesore për intervalin moshor i studiuar të cilët janë: *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus distentus*, *Sphenolithus ciperoensis*, *Pontosphaera cf. enormis* dhe *Triquetrorhabdulus carinatus*.
 - Zonat standarde NP24 - *Sphenolithus distentus* dhe CP19a - *Cyclicargolithus floridanus* të cilët sugjerojnë një moshë të përgjithsme Rupelian i vonshëm – Hatian i hershëm.
 - Ky studim lejon hapësirë në të ardhmen për studime të mëtejshme dhe korrelime me grupe të tjera fosile.
- Falënderime.** Ky studim është pjesë e tezës së doktoraturës së autores dhe u mundësua nëpërmjet grantit “Sectorial Operational Program for Human Resources Development 2007–2013, i mbështetur nga “European Social Fund” projekti POSDRU/159/1.5/S/132400, me titull “Young successful researchers – professional development in an international and interdisciplinary environment”, dhe bursës “Erasmus+ traineeship mobility” në periudhën Mars–Qershor 2016, në Montanuniversität Leoben, Austri. Një falënderim të veçantë është për Drs. Oleg Mandic and Mathias Harzhauser nga Muzeumi i Shkecanve të Natyrës Vjenë (Austria) për mbështetjen e tyre në përpunimi, analizimi dhe fotografimi i makrofosileve (bivalvoret dhe gastropodet), për Patrick Bukenberger (Department of Palaeontology, University of Vienna) përgatitjen e foraminiferave dhe për Alexandru Gabriel Dica i cili ka mbështetur me analizimin dhe fotografite e foraminiferave.

REFERENCAT

- AGNINI C., FORNACIARI E., RAFFI I., CATANZARITI R., PÄLIKE H., BACKMAN J. & RIO D. (2014).** BIOZONATION AND BIOCHRONOLOGY OF PALEOGENE CALCAREOUS NANNOFOSSILS FROM LOW AND MIDDLE LATITUDES. *NEWSLETTERS ON STRATIGRAPHY*, 47(2), 131-181. [HTTP://DX.DOI.ORG/10.1127/0078-0421/2014/0042](http://dx.doi.org/10.1127/0078-0421/2014/0042)
- BOURCART J. (1922).** LES CONFINES ALBANAIS ADMINISTRES PAR LA FRANCE (1916-1920). CONTRIBUTION À LA GÉOGRAPHIE ET À LA GÉOLOGIE DE L'ALBANIE MOYENNE. *LIBRAIRIE DELAGRAVE*, PARIS, P. 265.
- BOWN P.R. & YOUNG J.R. (1998).** CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY (BRITISH MICROPALAEONTOLOGICAL SOCIETY PUBLICATIONS SERIES; BOWN P.R., ED.), *CHAPMAN AND KLUWER ACADEMIC*, LONDON, P. 288
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996).** LATEST OLIGOCENE TO EARLY MIDDLE MIOCENE QUANTITATIVE CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY IN THE MEDITERRANEAN REGION. *MICROPALAEONTOLOGY*, 42(1), 1-36. [HTTP://DX.DOI.ORG/10.2307/1485981](http://dx.doi.org/10.2307/1485981)
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996).** MIDDLE MIOCENE CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY IN THE MEDITERRANEAN REGION. *MICROPALAEONTOLOGY*, 42(1), 37-63.
- HAMMER Ø., HARPER D.A.T. & RYAN P.D. (2001).** PAST: PALEONTOLOGICAL STATISTICS SOFTWARE PACKAGE FOR EDUCATION AND DATA ANALYSIS. *PALAEONTOLOGIA ELECTRONICA*, 4 (1): 1-9.
- HARZHAUSER M. (2004).** OLIGOCENE GASTROPOD FAUNAS OF THE EASTERN MEDITERRANEAN (MESOHELLENIC TROUGH / GREECE AND ESFAHAN-SIRJAN BASIN/ CENTRAL IRAN). *COUR. FORSCH.- INST. SENCKENBERG*, 248: 93-181.

- KALLANXHI M.-E., ČORIĆ S. & KOÇIU A. (2016).** LATE OLIGOCENE CALCAREOUS NANNOFOSSILS FROM ALBANIAN-THESSALIAN INTRAMONTANE BASIN (BOZDOVEC SECTION, ALBANIA) - A QUANTITATIVE APPROACH, *STUDIA UBB GEOLOGIA*, 60(1), 5-20. DOI: [HTTP://DX.DOI.ORG/10.5038/1937-8602.60.1.1286](http://dx.doi.org/10.5038/1937-8602.60.1.1286)
- KALLANXHI M.-E. (2020).** CALCAREOUS NANNOFOSSILS FROM OLIGOCENE TO MIDDLE MIOCENE DEPOSITS OF THE ALBANIAN-THESSALIAN BASIN (ALBANIA). PHD THESIS, p. 272.
- KALLANXHI M.-E. & YOUNG J.R. (2020).** REDISCOVERY OF THE *HELICOSPHAERA MINIMA* IN THE OLIGOCENE DEPOSITS OF THE ALBANIAN-THESSALIAN BASIN (ALBANIA). *JOURNAL OF NANNOPLANKTON RESEARCH*, 38(1), 17-26.
- KALLANXHI M.-E. (2023).** BIOSTRATIGRAPHY OF CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PALAEOENVIRONMENTS IN THE LOWER MIOCENE OF THE ALBANIAN-THESSALIAN BASIN (ALBANIA). *GEOLOGICA CARPATHICA*, 74(1), 41-58.
- KALLANXHI M.-E. (2024).** RAPORT SHKENCOR (STUDIMI), I PROJEKTIT ME TITULL:“SAKTËSIMË DHE PLOTËSIMË TË HARTAVE SHUMËQËLLIMORE TË SHQIPËRISË (KOMPONENTI GJELOGJI), SIPAS PLANSHETAVE NË SHKALLË 1:25 000”, PLANSHETA K-34-126-B-C (DARDHA). A.Q.T.GJ., SHËRBIMI GJEOLGJIK SHQIPTAR.
- KUMATI LL., KORROVESH I., MYFTARI S., VATHI K., MARKU D., SADUSHI P., GJANI E., DULAJ A., SHTREPI P., SEITI E., VEIZAJ V., ZAKA M. & POLO S. (1997).** STUDY ON THE STRUCTURE, BIOSTRATIGRAPHY, DEPOSITIONAL ENVIRONMENT AND GEOCHEMICAL POTENTIAL OF SHQIPTARO-THESSALIAN- MESOHELLENIC BASIN, IN BURREL-KORÇA-GREECE REGION). *INSTITUTI I STUDIMEVE DHE I PROJEKTIMEVE GJEOLGJIKE TE NAFTËS DHE GAZIT*, FIER.
- MARTINI E. (1971).** STANDARD TERTIARY AND QUATERNARY CALCAREOUS NANNOPLANKTON ZONATIONS. IN: PROCEEDINGS 2ND INTERNATIONAL CONFERENCE ON PLANKTONIC MICROFOSSILS ROMA 1970 (FARINACCI, A., ED.). *EDIZIONI TECNOSCENZA*, ROMA, 2, 739-785.
- NOWACK E. (1929).** GEOLOGISCHE UBERSCHIFT VON ALBANIAN. ERLANTERUNG ZUR GEOLOGISCHEN KARTA 1:200000, SALZBURG.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980).** SUPPLEMENTARY MODIFICATION AND INTRODUCTION OF CODE NUMBERS TO THE LOW-LATITUDE COCCOLITH BIOSTRATIGRAPHIC ZONATION (BUKRY, 1973; 1975). *MARINE MICROPALAEONTOLOGY*, 5, 321-325. [HTTP://DX.DOI.ORG/10.1016/0377-8398\(80\)90016-x](http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398(80)90016-x)
- PASHKO P. (1977).** BIOSTRATIGRAPHY, MOLLUSCS AND TERMINOLOGY OF THE OLIGOCENE DEPOSITS OF MORAVA). *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 3: 63-86 (IN ALBANIAN).
- PASHKO P. (1981).** PALEOBIOGEOGRAPHY OF THE OLIGOCENE DEPOSITS OF KORÇA BASIN. *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 3: 47-61 (IN ALBANIAN).
- PASHKO P. (1996).** STRATIGRAPHY OF THE TERTIARY INTRAMOUNTAIN BASINS. IN: NEOTECTONIC STRUCTURE OF ALBANIDS AND THEIR GEODYNAMIC EVOLUTION (ALIAJ, SH., MELO, V., SKRAMI, J., MEHILLKA, L., MUÇO, B., SULSTAROVA, E., PROFTI, K., PASHKO, P., PRILLO, S., EDS.). *FAKULTETI GJEOLGJI MINIERA, UNIVERSITETI POLITEKNIK, TIRANA*, p. 497 (IN ALBANIAN, ABSTRACT IN ENGLISH).
- PASHKO P. (2018).** MORAVE MT. OLIGOCENE-MIDDLE MIOCENE SUCCESSION OF ALBANIAN-THESSALIAN BASIN. *BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE*, 52(1), 1-44. [HTTPS://DOI.ORG/10.12681/BGSG.15837](https://doi.org/10.12681/BGSG.15837)
- PASHKO P., PAPA, A., HUTA B. & MYFTARI A. (1973).** STRATIGRAPHY OF PALEOGENE AND NEOGENE DEPOSITS FROM TECTONIC ZONE OF MIRDITA. *ARCHIVES OF ALBANIAN GEOLOGICAL SURVEY*, p. 564 (IN ALBANIAN).
- PERCH-NIELSEN K. (1985).** CENOZOIC CALCAREOUS NANNOFOSSILS. IN: PLANKTON

STRATIGRAPHY (BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B., PERCH-NIELSEN, K., Eds.). CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, p. 427-554.

ROTH P. H. & THIERSTEIN H. R. (1972). CALCAREOUS NANNOPLANKTON: LEG 14 OF THE DEEP SEA DRILLING PROJECT. *INITIAL REPORTS OF THE DEEP SEA DRILLING PROJECT*, 12: 546-559.

VATHI K. (1989). ZONIMI I FLISHT TË ZONËS IONIKE NË BAZË TË NANOFOSILEVE GËLQERORE (CALCAREOUS NANNOFOSSIL ZONATION OF THE FLYSCH DEPOSITS OF THE IONIAN ZONE). *INSTITUTI GJEOLGJIK I NAFTËS FIER, BULETINI NAFTA DHE GAZI*, 1, 57-70.

VATHI K. & BUDRI E. (1990). BIOSTRATIGRAFIA E PRERJES GJEOLGJIKE TË OSMANZEZËS BAZUAR NË NANOFOSILET GËLQERORE (CALCAREOUS NANNOFOSSILS BASED BIOSTRATIGRAPHY OF THE OZMANZEZA SECTION). *BULETINI NAFTA DHE GAZI*, 4, 31-36.

WEI W. & WISE S.W. JR. (1989). PALEOGENE CALCAREOUS NANNOFOSSILS MAGNETOBIOSTRATIGRAPHY: RESULTS FROM SOUTH ATLANTIC DSDP516. *MARINE MICROPALAEONTOLOGY*, 14 (1-3): 119-152.

XHOMO A., KODRA A., XHAFI Z. & SHALLO M. (2002). GEOLOGJIA E SHQIPËRISË – TEKST SHPJEGUES I HARTËS 1:200 000 (ALBANIAN GEOLOGY - EXPLANATORY TEXT OF MAP 1: 200 000). *MINISTRIA E INDUSTRIJË DHE ENERJITIKËS, MINISTRIA E ARSIMIT DHE SHKENCËS, SHËRBIMI GJEOLGJIK SHQIPTAR, ALBPETROL, UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS, TIRANA*, p. 435.

YOUNG J.R. (1998). NEOGENE. IN: CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY (BOWN, P.R., Ed.). *KLUWER ACADEMIC PUBLICATIONS DORDRECHT*, 225-265. [HTTP://DX.DOI.ORG/10.1007/978-94-011-4902-08](http://dx.doi.org/10.1007/978-94-011-4902-08)

YOUNG J.R., BOWN P.R. & LEES J.A. (2022). *NANNOTAX3 WEBSITE*. INTERNATIONAL NANNOPLANKTON ASSOCIATION. ACCESSED 21 APR. 2022. URL: WWW.MIKROTAX.ORG/NANNOTAX3

CALCAREOUS NANNOFOSILS' BIOSTRATIGRAPHY FROM "MARLS WITH CHAMA" FORMATION IN MORAVA ALBANIA (ALBANIAN – THESSALIAN BASIN)

MĂDĂLINA – ELENA KALLANXHI^{1*}

¹Albanian Geological Survey, Zef Serembe Street, Tirana, Albania.

*Corresponding author: madalina_kallanxhi@yahoo.com

(Manuscript submitted in November 2025; accepted for publication in November 2025).

Abstract. *The goal of this article was the biostratigraphic study of calcareous nannofossils from a section of the "Marls with Chama" Formation (Albanian – Thessalian Basin). 56 samples were collected and prepared according to standard methods, and analysed under a light microscope for their calcareous nannofossils content. This paper highlights important biostratigraphic results regarding the associations of calcareous nannofossils, the presence of various marker species for the Rupelian – Chattian time interval and improving the overall biostratigraphic framework of the area, by providing new biostratigraphical data. Based on the presence of calcareous nannofossils index species, the studied deposits were assigned to the NP24/CP19a standard zones spanning an interval from late Rupelian to early Chattian.*

Keywords: *biostratigraphy, Oligocene, calcareous nannofossils, Morava Mountain, Albanian – Thessalian Basin.*

INTRODUCTION

Calcareous nannofossils are a very important microfossil group of particular importance in biostratigraphic studies, for sediments age assignment, and extend over a time span from the Late Triassic to present. This group includes microfossils composed of calcium carbonate, with a size smaller than 63 µm (microns). They display a more diverse biogeographic distribution at lower latitudes, while they are absent at over 70° at higher latitudes.

The aim of this paper has been the biostratigraphic study of calcareous nannofossils from Oligocene sediments belonging to a transect, part of the "Marls with Chama" Formation, the identification of index species, the analysis of associations from the

collected samples and the biozones assignment according to international biostratigraphic schemes.

The most recent studies on calcareous nannofossils from Albania have been carried out in the molassic deposits of the Albanian – Thessalian Basin in the vicinity of the city of Korça (villages Mborja, Drenova, Miras, Dardha) and cover an interval from the middle Rupelian to the middle Miocene (Kallanxhi et al. 2016; Kallanxhi 2020; Kallanxhi & Young 2020; Kallanxhi 2023). The age of the Oligocene deposits of the Morava area has been previously assigned based on macrofossils and foraminifera. Comparative studies based on the macrofossil's assemblages from the molassic deposits of the Albanian

¹ SHGJSH, Tiranë
madalina_kallanxhi@yahoo.com

- Thessalian Basin with those from the Mesohellenic Basin (Harzhauser 2004; Pashko 2018), of the northern part of Italy (Sangonini deposits) and from France (“Marnes a Huitres” from the Paris Basin) suggest similar ages, depositional conditions and palaeoenvironments during the Rupelian (Pashko 1981, 2018). According to Pashko (2018) the Rupelian/Chattian transition in Morava area coincides with a lithological change caused by the marine basin deepening, and the change in the macrofauna assemblages’ composition.

Calm marine palaeoenvironmental conditions existed in the early Chattian, during the deposition of the “Marls with *Chama*” Formation, while during the sedimentation of the Plasa Formation, marine

shallower conditions with continuous terrigenous material influx have been documented (Pashko et al. 1973), being reflected through the lithological changes with coarse-grained sandstone intercalations. Earlier studies based on calcareous nannofossils (Kumati et al. 1997) suggested that the sediments of “Marls with *Chama*” Formation were deposited during the late Rupelian interval corresponding to the lower part of Zone NP24, not during the early Chattian.

GEOLOGICAL SETTING

The investigated deposits are located in the Morava sedimentation area (Fig. 1), within the Albanian – Thessalian Basin (Bourcart 1922; Pashko et al. 1973; Pashko 1996, 2018; Xhomo et al. 2002).

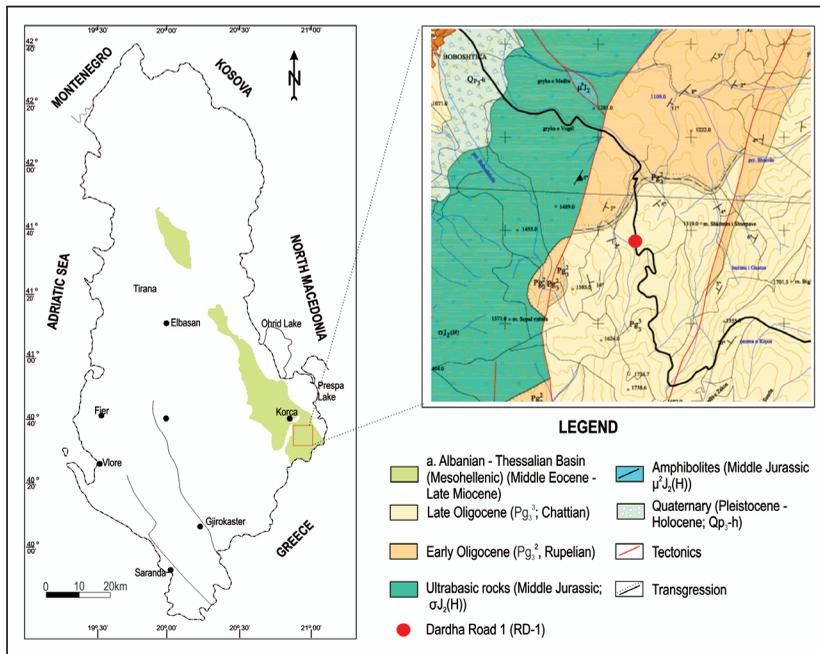


Figure 1. Geological map of the investigated area showing the location of the transect Dardha Road 1 (Dardha sheet 1: 25 000; Kallanxhi et al. 2024)

Lithostratigraphy of the Oligocene deposits

Oligocene deposits overlain transgressively the ultrabasic rocks and the Lutetian molasse sediments, and outcrop on the eastern and southeastern sides of the Morava area and other basins to the west, north and northeast. In the Morava area these sediments contain macrofauna and microfauna characteristic for the Rupelian – Chattian interval, being correlated with sedimentary deposits from Italy and Greece (Pashko et al. 1973; Pashko 2018). The oldest Oligocene deposits are assigned to the mid – late Rupelian (Bourcart 1922; Nowack 1929; Adrianova et al. 1961; Pashko et al. 1973; Pashko 1977, 1981, 2018; Xhomo et al. 2002) and include three formations: the Mborja – Dishnica Formation represented by conglomerates and breccia with ultrabasic and calcareous composition, interbedded with massive and coarse - grained sandstones; the Drenova coal - bearing Formation with marlstones, claystones, coal beads and macrofossils, and the coral – bearing Drenica Formation with microconglomerates, massive sandstone and siltstones.

The Chattian stage includes two formations: the “Marls with *Chama*” Formation (marlstones, and siltstones with macrofossils) and the Plasa Formation (interbedded fine laminated sandstones, siltstones, claystones and fossil leaves).

“Marls with *Chama*” Formation

In the Morava area, this formation is distinguished by the presence of laminated marlstones and siltstones

which overlain transgressively the Rupelian sediments (Bourcart 1922; Pashko et al. 1973; Pashko 1977, 1981, 2018; Xhomo et al. 2002). This formation extends from the village of Plasa in the north to the south of the Boboshtica – Dardha road. The typical section has a thickness of 86 m and outcrops in the Mborja area, along the Mborja river.

Fossil records indicate the presence of bivalves such as *Chama granulosa*, pectinids, scaphopods, and also benthic and planktonic foraminifera (Pashko et al. 1973; Pashko 2018). The Chattian macrofossil’s assemblages from this area have been compared with those of northern Italy, Hungary, and the Mesohellenic Basin in Greece (Pashko et al. 1973; Pashko 1977, 1981, 2018). The presence of foraminifera such as *Lepydocyclina dilatata* and *Operculina complanata*, as well as the absence of the species *Nummulites fichtelli*, suggests an Oligocene (early Chattian) age for the deposits of the “Marls with *Chama*” Formation (Pashko et al. 1973; Pashko 1977, 1981, 2018). Kumati et al. (1997) suggested based on the presence of planktonic foraminifera, a late Rupelian age and the *Globorotalia opima opima* Zone (with *Globigerina ciperoensis angulisuturalis*), while the calcareous nannofossils have been assigned to the *Sphenolithus distentus* Zone. According to this study, the Rupelian/ Chattian boundary falls within the upper part of this formation.

METHODOLOGY

Description of Dardha Road 1 profile (RD-1)

Dardha Road 1 section is part of

the “Marls with *Chama*” Formation and is located on the left side of the road leading to the Dardha village (Fig. 1), opposite the Alpine complex (40°32'3.93" N, 20°47'28.36" E). Lithologically is represented by gray to bluish marlstones and siltstone with thin and rare fine – grained sandstone intercalations, with the exception of some intervals where these sandstones reach up to 10 - 15 cm thickness. The studied interval has a thickness of about 28 – 30 m. Macrofossils such as bivalves, gastropods and corals (Fig. 2) and the foraminifer *Operculina complanata* were found throughout the thickness of the profile. A total of 56 samples were collected at intervals of 0.10 m, 0.20 m, 0.30 m, 0.40 m, 0.50 m up to 1 m maximum (the profile is published in Kallanxhi & Young 2020). The macrofossil's associations of this section are characteristic for the mid Oligocene interval and can be compared with those from the Mesohellenic Basin (Greece; Harzhauser 2004) and from Northern Italy.

The mollusk's macrofauna is represented by shallow waters genera such as *Crassatella*, *Corbula*, *Cordiopsis*, *Venericardia*, epibenthic species such as *Chama* and *Costellamussiopecten*, and a benthic species *Pholadomya*. The most abundant species along the section is *Chama tongriana*. The identified bivalves (Fig. 2) in the collected material are: *Costellamussiopecten* cf. *deletus*, *Crassatella carcarensis*, *Crassatella neglecta*, *Venericardia* cf. *laurae*, *Cordiopsis incrassatus*, *Trisidos albanica* and *Pholadomya puschi*, while the gastropods are: *Stellaria ornatoparva*, *Ampullinopsis crassatina*, *Turritella* cf. *incisa*, *Turritella* sp., *Haustator asperula*, *Distorsio* sp., *Lithoconus ineditus* and *Amalda* cf. *anomala*. The foraminiferal associations (Fig. 2) are represented by benthic species in addition to the large specimens of *Operculina complanata* which is found in every sample.



Figure 2. a) Contact zone between the Drenica Formation and the Marls with *Chama* Formation, along the Boboshtica – Dardha road. Macrofossils from the lower part of the “Marls with *Chama*” Formation (x=4482405, y=4489390); **b)** Marly – silty deposits of the Marls with *Chama* Fm. with a high content of macrofossils and foraminifera (x=4482375, y=4488925; located in front of the Alpine restaurant) (Microphotographs of nannofossils: M-E. Kallanxhi; photos of macrofossils: O. Mandic; photos of foraminifera: A. Dica).

Methods used for preparation and analysis of calcareous nannofossils

Calcareous nannofossils were prepared according to the standard technique described in Bown & Young (1998) and analyzed under a polarized light microscope with an oil objective (100x) and a field magnification of at least 1000x, in cross polarized light (XPL), bright field (BF), gypsum plate (GP) and phase contrast (PC).

For data collection from the samples, quantitative and semi – quantitative methods were applied by counting the specimens from an assemblage of at least 100 to 300 individuals/sample (Bown & Young 1998). The percentages were afterwards treated in Excel and various diagrams were plotted in the statistical program PAST (Hammer et al. 2001). Special counting and biometric measurements were made for the rare species *Helicosphaera minima* (Kallanxhi & Young 2020). Microphotographs were taken with a digital camera (Canon PC1201) installed on the microscope. The taxonomy used was according to Perch-Nielsen (1985), Young (1998) and the Nannotax3 website (<http://www.mikrotax.org/Nannotax3>).

The standard biostratigraphic schemes of for the studied time interval (Oligocene) adopted in this study follow the concepts of Martini (1971) and Okada & Bukry (1980) and are based on the appearance (FO – first occurrence) and disappearance (LO – last occurrence) of indicator species, supported by several other secondary events. The calcareous nannofossils' preservation assessment follows the concepts of Roth & Thierstein (1972) and in this case it is assessed as

moderate to good.

RESULTS AND DISCUSSIONS

Calcareous nannofossils' assemblage

The calcareous nannofossils' assemblage from the Dardha Road 1 profile contain 47 autochthonous species (Fig. 3), 19 reworked species from Paleogene and 12 reworked species from Cretaceous.

The most abundant autochthonous calcareous nannofossil species are: *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra* gr. 3-5µm, *R. bisecta*, *Coccolithus pelagicus* and *Sphenolithus moriformis*. In smaller quantities the following species can be found: *Zygrhablithus bijugatus bijugatus*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Helicosphaera minima*, *Sphenolithus predistentus*, *Reticulofenestra stavensis*, *Clausicoccus fenestratus*, *C. subdistichus* and *Hughesius tasmaniae*. Other species present in very low quantities are: *Acanthoica* sp., *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus gallagheri*, *Calcidiscus* sp., *Clausicoccus* sp., *Coccolithus miopelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster* sp., *Ilseolithina fusa*, *Helicosphaera euphratis*, *H. intermedia*, *H. obliqua*, *H. perch-nielseniae*, *H. recta*, *Helicosphaera* sp., *Micrantholithus* sp., *Pontosphaera* cf. *enormis*, *P. multipora*, *Reticulofenestra daviesii*, *R. lockeri*, *Sphenolithus ciproensis*, *S. conicus*, *S. distentus*, *S. dissimilis*, *S. tawfikii*, *Sphenolithus* sp., *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Umbilicosphaera jafari* and *Zygrhablithus bijugatus maximus*.

The most abundant species is

Cyclicargolithus floridanus, which exhibit an average value of 39.79 % (with a minimum value of 14.14 % in sample RD-1/58 and a maximum value of 69.23 % in sample RD-1/25). Other abundant species are: *Reticulofenestra minuta* with a value of 21.02 % (from 5.61 % in RD-1/26 to 39.06 % in RD-1/06) and *Reticulofenestra* gr. 3-5 μm with only 10.59 % (from 0 % in RD-1/25 to 25.45 % in RD-1/52).

In this section, it was recorded an increase in the amount of the *Reticulofenestra bisecta* (average of 7.52 %, with a maximum value of 23.58 % in RD-1/27), comparable to other profiles of the same age. The *Sphenolithus* spp. group displays an average value of 5.51 %, with values between 0.86 % (RD-1/19) and 14.29 % (RD-1/28), among these the most abundant species is *Sphenolithus moriformis* with an average value of 3.74 %. Other species that are found in smaller amounts below 5 % are: *Coccolithus pelagicus* (an average of 3.83 %), *Sphenolithus* sp. (3.74

%), *Helicosphaera* spp. (1.61 %) and *Reticulofenestra dictyoda* with sizes of 3-5 μm (average of 1.23 %).

Similar nannofossil associations are mentioned by Vathi (1989) and Vathi & Budri (1990) from the Ionian Zone deposits in Albania. In this profile and in other Oligocene sections of the Morava area (Kallanxhi 2020; Albanian – Thessalian Basin, Albania) included in Zone NP24 – *Sphenolithus distentus*, an extremely rare taxon, *Helicosphaera minima* (Kallanxhi & Young 2020), has been discovered, making this the second occurrence in the world. Kallanxhi & Young (2020) have performed morphometric analyses on selected specimens from this section and two others of this age and, as a result, have determined the size and morphological characteristics of this species. Also, according to this study, the known temporal range of this species was extended from NP22 (early Rupelian) to NP24 (late Rupelian – early Chattian).

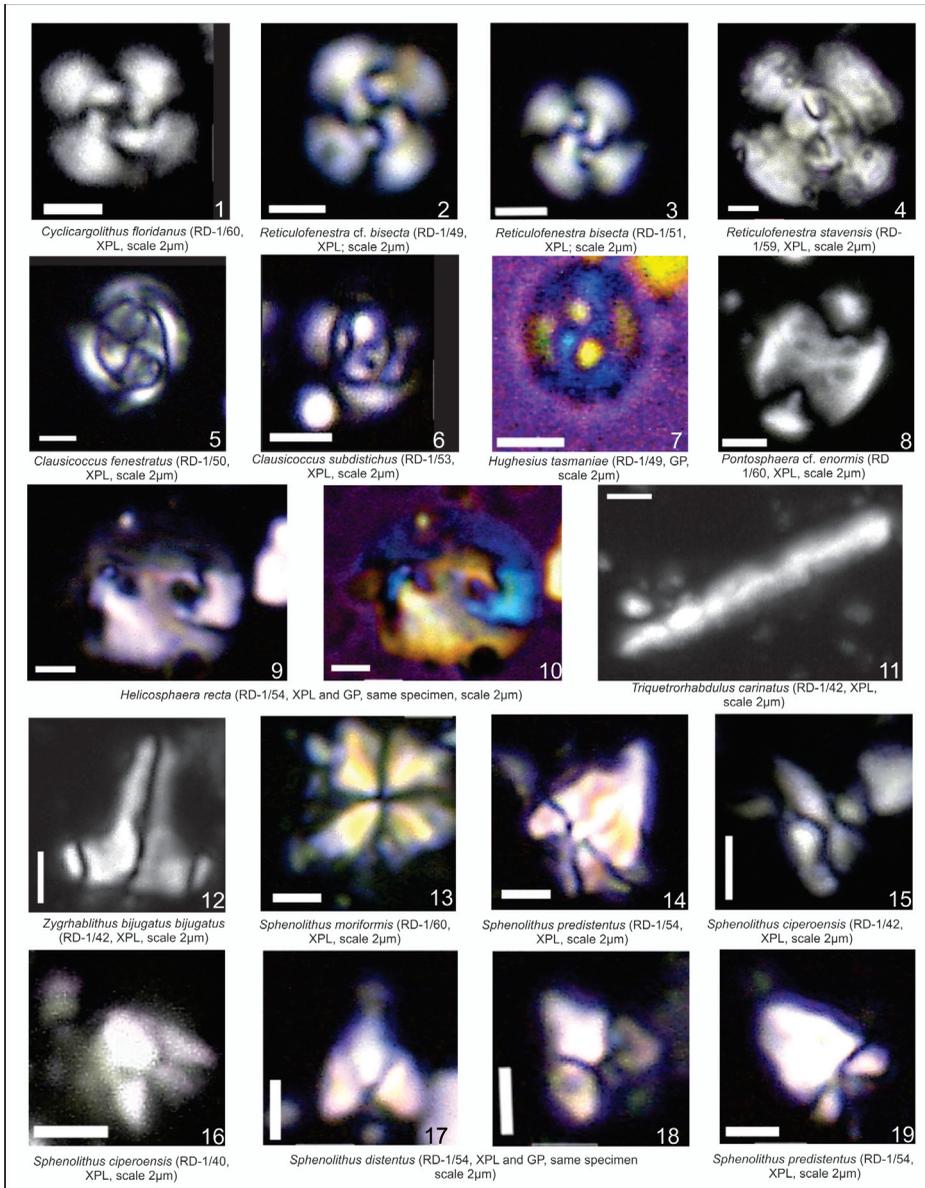


Figure 3. Calcareous nannofossils from Dardha Road 1 transect, “Marls with Chama” Formation (XPL – dark field; GP – gypsum lens).

Biostratigraphy of the Oligocene marker species

Based on the presence and co-occurrence of the main marker species (Fig. 4) *Sphenolithus ciproensis*, *S. distentus* and *S. predistentus*, together with secondary indicator species (*Pontosphaera cf. enormis* and *Triquetrorhabdulus carinatus*), the deposits of the studied transect were assigned to zone NP24 – *Sphenolithus*

distentus (Martini 1971), to subzone CP19a – *Cyclicargolithus floridanus* (Bukry & Okada 1980), *Sphenolithus distentus* Zone (Vathi 1989), and partly to the upper part of the CNO4 – *Sphenolithus distentus*/*S. predistentus* CRZ zone (Agnini et al. 2014; CRZ – Concurrent Range Zone). The age of the NP24 zone is Early – Late Oligocene (Late Rupelian – Early Chattian).

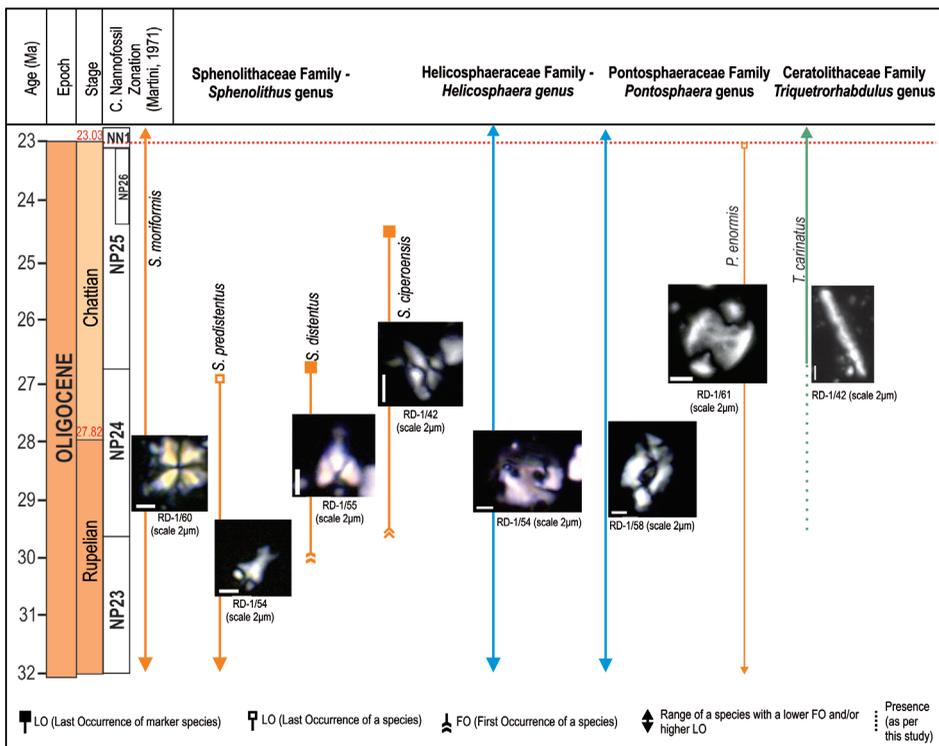


Figure 4. Biostratigraphic scheme of the calcareous nannofossils' from Road Dardha 1.

The temporal overlap of the ranges of *Sphenolithus predistentus*, which appears in Lutetian (Zone NP16) and disappears near the base of the NP24 zone, with other indicator species such as *S. distentus* and *S. ciproensis*,

makes this a very important species to be considered for the Oligocene biostratigraphy. In the biostratigraphic scheme of Agnini et al. (2014), this species is used to identify the base of the CNO4 zone – *S. distentus*/*S.*

predistentus CRZ (26.93 Ma), which falls in the upper part of the NP24 zone, below the extinction level of the species *S. distentus*. The taxon *Sphenolithus predistentus* has an almost uninterrupted presence along this section. The occurrence of the species *Sphenolithus distentus* in the Rupelian, in the upper part of the NP23 zone of Martini (1971), has been calibrated at 30.0 Ma by Agnini et al. (2014) and corresponds to the base of CNO4 zone – *S. distentus*/*S. predistentus* CRZ, and to the base of the CP18 zone of Okada & Bukry (1980). The last occurrence this marker is in Chattian, at the boundary between the NP24/NP25 zones and CP19a/CP19b subzones (Bukry 1973, 1975). This level also coincides with the base of the MNP25a subzone – *Sphenolithus ciproensis* PRZ of Fornaciari & Rio (1996).

Another Oligocene marker species is *Sphenolithus ciproensis*, whose occurrence is used to identify the base of the NP24 zone of Martini (1971), while its disappearance indicates the base of the NP25 Zone. According to Martini (1971), the NP25 zone corresponds to the middle – late Chattian and correlates with the CP19b zone of Okada & Bukry (1980). This species also occurs in the Dardha Road 1 profile, but is rare and in very low quantities. Agnini et al. (2014) calibrate the disappearance of this taxon at 24.36 Ma, at the boundary between the CNO5/CNO6 zones in Chattian. The extinction of *S. ciproensis* is considered an important event in the Mediterranean area (Fornaciari & Rio 1996) and in regions found at low and middle latitudes (Perch-Nielsen 1985; Wei & Wise 1989).

Other indicator species contributing to the Oligocene biostratigraphy are *Triquetrorhabdulus carinatus*, which occurs in the lower part of the NP25/CN19b zones in Chattian, and *Helicosphaera obliqua* (FO in the NP24 zone; Young 1998). These species are present in this study, but not with high frequency. The species *Pontosphaera* cf. *enormis* is very rare in the analyzed samples, but considering that this species occurs near the boundary between the NP24/NP25 biozones (Martini 1981), it is considered an important event in regions that do not have continuous connection to the open sea.

CONCLUSIONS

Calcareous nannofossils were studied from the Dardha Road 1 transect, part of the “Marls with *Chama*” Formation in the Morava sedimentary area (Albanian – Thessalian Basin, Korça). According to this study the following were determined:

- Calcareous nannofossil assemblages, which contain 47 autochthonous species, 19 reworked species from the Paleogene and 12 reworked species from the Cretaceous.
- The main marker species identified in the studied time interval are: *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus distentus*, *Sphenolithus ciproensis*, *Pontosphaera* cf. *enormis* and *Triquetrorhabdulus carinatus*.
- The biostratigraphic assignment to the NP24 Zone – *Sphenolithus distentus* and to CP19a – *Cyclicargolithus floridanus* indicate an age interval from the Late Rupelian to Early Chattian.

• This study allows future investigations and correlations with other fossil groups.

Acknowledgements. This study is part of the author's doctoral thesis and was made possible through the grant "Sectoral Operational Program for Human Resources Development 2007–2013, supported by the "European Social Fund" project POSDRU/159/1.5/S/132400, entitled "Young successful researchers – professional development in an international and interdisciplinary environment", and the "Erasmus+

traineeship mobility" scholarship in the period March–June 2016, at the Montanuniversität Leoben, Austria. Special thanks are due to Drs. Oleg Mandic and Mathias Harzhauser from the Vienna Museum of Natural History (Austria) for their support in the analysis and photography of macrofossils (bivalves and gastropods), to Patrick Bukenberger (Department of Palaeontology, University of Vienna) for the preparation of foraminifera and to Alexandru Gabriel Dica who supported with the analysis and photography of foraminifera.

REFERENCES

- AGNINI C., FORNACIARI E., RAFFI I., CATANZARITI R., PÄLIKE H., BACKMAN J. & RIO D. (2014).** BIOZONATION AND BIOCHRONOLOGY OF PALEOGENE CALCAREOUS NANNOFOSSILS FROM LOW AND MIDDLE LATITUDES. *NEWSLETTERS ON STRATIGRAPHY*, 47(2), 131-181. [HTTP://DX.DOI.ORG/10.1127/0078-0421/2014/0042](http://dx.doi.org/10.1127/0078-0421/2014/0042)
- BOURCART J. (1922).** LES CONFINES ALBANAIS ADMINISTRÉS PAR LA FRANCE (1916-1920). CONTRIBUTION À LA GÉOGRAPHIE ET À LA GÉOLOGIE DE L'ALBANIE MOYENNE. *LIBRAIRIE DELAGRAVE*, PARIS, P. 265.
- BOWN P.R. & YOUNG J.R. (1998).** CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY (BRITISH MICROPALAEONTOLOGICAL SOCIETY PUBLICATIONS SERIES; BOWN P.R., ED.), *CHAPMAN AND KLUWER ACADEMIC*, LONDON, P. 288
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996).** LATEST OLIGOCENE TO EARLY MIDDLE MIOCENE QUANTITATIVE CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY IN THE MEDITERRANEAN REGION. *MICROPALAEONTOLOGY*, 42(1), 1-36. [HTTP://DX.DOI.ORG/10.2307/1485981](http://dx.doi.org/10.2307/1485981)
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996).** MIDDLE MIOCENE CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY IN THE MEDITERRANEAN REGION. *MICROPALAEONTOLOGY*, 42(1), 37-63.
- HAMMER Ø., HARPER D.A.T. & RYAN P.D. (2001).** PAST: PALEONTOLOGICAL STATISTICS SOFTWARE PACKAGE FOR EDUCATION AND DATA ANALYSIS. *PALAEONTOLOGIA ELECTRONICA*, 4 (1): 1-9.
- HARZHAUSER M. (2004).** OLIGOCENE GASTROPOD FAUNAS OF THE EASTERN MEDITERRANEAN (MESOHELLENIC TROUGH / GREECE AND ESFAHAN-SIRJAN BASIN/ CENTRAL IRAN). *COUR. FORSCH.- INST. SENCKENBERG*, 248: 93-181.
- KALLANXHI M.-E., ĆORIĆ S. & KOÇIU A. (2016).** LATE OLIGOCENE CALCAREOUS NANNOFOSSILS FROM ALBANIAN-THESSALIAN INTRAMONTANE BASIN (BOZDOVEC SECTION, ALBANIA) - A QUANTITATIVE APPROACH, *STUDIA UBB GEOLOGIA*, 60(1), 5-20. DOI: [HTTP://DX.DOI.ORG/10.5038/1937-8602.60.1.1286](http://dx.doi.org/10.5038/1937-8602.60.1.1286)
- KALLANXHI M.-E. (2020).** CALCAREOUS NANNOFOSSILS FROM OLIGOCENE TO MIDDLE MIOCENE DEPOSITS OF THE ALBANIAN-THESSALIAN BASIN (ALBANIA). PHD THESIS, P. 272.

KALLANXHI M.-E. & YOUNG J.R. (2020). REDISCOVERY OF THE *HELICOSPHAERA MINIMA* IN THE OLIGOCENE DEPOSITS OF THE ALBANIAN-THESSALIAN BASIN (ALBANIA). *JOURNAL OF NANNOPLANKTON RESEARCH*, 38(1), 17-26.

KALLANXHI M.-E. (2023). BIOSTRATIGRAPHY OF CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PALAEOENVIRONMENTS IN THE LOWER MIOCENE OF THE ALBANIAN-THESSALIAN BASIN (ALBANIA). *GEOLOGICA CARPATHICA*, 74(1), 41-58.

KALLANXHI M.-E. (2024). RAPORT SHKENCOR (STUDIMI), I PROJEKTIT ME TITULL: "SAKTËSIMË DHE PLOTËSIMË TË HARTAVE SHUMËQËLLIMORE TË SHQIPËRISË (KOMPONENTI GJEOLGJI), SIPAS PLANSHETAVE NË SHKALLË 1:25 000", PLANSHETA K-34-126-B-C (DARDHA). A.Q.T.GJ., SHËRBIMI GJEOLGJIK SHQIPTAR.

KUMATI LL., KORROVESH I., MYFTARI S., VATHI K., MARKU D., SADUSHI P., GJANI E., DULAJ A., SHTREPI P., SEITI E., VEIZAJ V., ZAKA M. & POLO S. (1997). STUDY ON THE STRUCTURE, BIOSTRATIGRAPHY, DEPOSITIONAL ENVIRONMENT AND GEOCHEMICAL POTENTIAL OF SHQIPTARO-THESSALIAN- MESOHELLENIC BASIN, IN BURREL-KORÇA-GREECE REGION). *INSTITUTI I STUDIMEVE DHE I PROJEKTIMEVE GJEOLGJIKE TE NAFTËS DHE GAZIT*, FIER.

MARTINI E. (1971). STANDARD TERTIARY AND QUATERNARY CALCAREOUS NANNOPLANKTON ZONATIONS. IN: PROCEEDINGS 2ND INTERNATIONAL CONFERENCE ON PLANKTONIC MICROFOSSILS ROMA 1970 (FARINACCI, A., Ed.). *EDIZIONI TECNOSCENZA*, ROMA, 2, 739-785.

NOWACK E. (1929). GEOLOGISCHE UBERSCHIFT VON ALBANIAN. ERLANTERUNG ZUR GEOLOGISCHEN KARTA 1:200000, SALZBURG.

OKADA H. & BUKRY D. (1980). SUPPLEMENTARY MODIFICATION AND INTRODUCTION OF CODE NUMBERS TO THE LOW-LATITUDE COCCOLITH BIOSTRATIGRAPHIC ZONATION (BUKRY, 1973; 1975). *MARINE MICROPALAEONTOLOGY*, 5, 321-325. [HTTP://DX.DOI.ORG/10.1016/0377-8398\(80\)90016-x](http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398(80)90016-x)

PASHKO P. (1977). BIOSTRATIGRAPHY, MOLLUSCS AND TERMINOLOGY OF THE OLIGOCENE DEPOSITS OF MORAVA). *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 3: 63-86 (IN ALBANIAN).

PASHKO P. (1981). PALEOBIOGEOGRAPHY OF THE OLIGOCENE DEPOSITS OF KORÇA BASIN. *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 3: 47-61 (IN ALBANIAN).

PASHKO P. (1996). STRATIGRAPHY OF THE TERTIARY INTRAMOUNTAIN BASINS. IN: NEOTECTONIC STRUCTURE OF ALBANIDS AND THEIR GEODYNAMIC EVOLUTION (ALIAJ, SH., MELO, V., SKRAMI, J., MEHILLKA, L., MUÇO, B., SULSTAROVA, E., PROFTI, K., PASHKO, P., PRILLO, S., EDS.). *FAKULTETI GJEOLGJI MINIERA, UNIVERSITETI POLITEKNIK, TIRANA*, p. 497 (IN ALBANIAN, ABSTRACT IN ENGLISH).

PASHKO P. (2018). MORAVE MT. OLIGOCENE-MIDDLE MIOCENE SUCCESSION OF ALBANIAN-THESSALIAN BASIN. *BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE*, 52(1), 1-44. [HTTPS://DOI.ORG/10.12681/BGSG.15837](https://doi.org/10.12681/BGSG.15837)

PASHKO P., PAPA, A., HUTA B. & MYFTARI A. (1973). STRATIGRAPHY OF PALEOGENE AND NEOGENE DEPOSITS FROM TECTONIC ZONE OF MIRDITA. *ARCHIVES OF ALBANIAN GEOLOGICAL SURVEY*, p. 564 (IN ALBANIAN).

PERCH-NIELSEN K. (1985). CENOZOIC CALCAREOUS NANNOFOSSILS. IN: PLANKTON STRATIGRAPHY (BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B., PERCH-NIELSEN, K., EDS.). *CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS*, p. 427-554.

ROTH P. H. & THIERSTEIN H. R. (1972). CALCAREOUS NANNOPLANKTON: LEG 14 OF THE DEEP SEA DRILLING PROJECT. *INITIAL REPORTS OF THE DEEP SEA DRILLING PROJECT*, 12: 546-559.

VATHI K. (1989). ZONIMI I FLISHIT TË ZONËS IONIKE NË BAZË TË NANNOFOSSILEVE GËLQERORE (CALCAREOUS NANNOFOSSIL ZONATION OF THE FLYSCH DEPOSITS OF THE IONIAN ZONE).

INSTITUTI GJEOLGJIK I NAFTËS FIER, BULETINI NAFTA DHE GAZI, 1, 57-70.

VATHI K. & BUDRI E. (1990). BIOSTRATIGRAFIA E PRERJES GJEOLGJIKE TË OSMANZËZËS BAZUAR NË NANOFOSILET GËLQERORE (CALCAREOUS NANNOFOSSILS BASED BIOSTRATIGRAPHY OF THE OZMANZEZA SECTION). *BULETINI NAFTA DHE GAZI, 4, 31-36.*

WEI W. & WISE S.W. JR. (1989). PALEOGENE CALCAREOUS NANNOFOSSILS MAGNETOBIOSTRATIGRAPHY: RESULTS FROM SOUTH ATLANTIC DSDP516. *MARINE MICROPALAEONTOLOGY, 14 (1-3): 119-152.*

XHOMO A., KODRA A., XHAFA Z. & SHALLO M. (2002). GEOLOGJIA E SHQIPËRISË – TEKST SHPJEGUES I HARTËS 1:200 000 (ALBANIAN GEOLOGY - EXPLANATORY TEXT OF MAP 1: 200 000). *MINISTRIA E INDUSTRIJË DHE ENERJITIKËS, MINISTRIA E ARSIMIT DHE SHKENCËS, SHËRBIMI GJEOLGJIK SHQIPTAR, ALBPETROL, UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS, TIRANA, P. 435.*

YOUNG J.R. (1998). NEOGENE. IN: CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY (BOWN, P.R., Ed.). *KLUWER ACADEMIC PUBLICATIONS DORDRECHT, 225-265.* [HTTP://DX.DOI.ORG/10.1007/978-94-011-4902-08](http://dx.doi.org/10.1007/978-94-011-4902-08)

YOUNG J.R., BOWN P.R. & LEES J.A. (2022). *NANNOTAX3 WEBSITE.* INTERNATIONAL NANNOPLANKTON ASSOCIATION. ACCESSED 21 APR. 2022. URL: WWW.MIKROTAX.ORG/NANNOTAX3

TË DHËNA GJEOLGJIKE MBI MËNYRËN E FORMIMIT TË TRUPAVE KROMITIKE DHE SHKËMBINJËVE RRETHUES NË MASIVIN E SHEBENIKUT

DASHAMIR GEGA^{1*}

¹Shërbimi Gjeologjik Shqiptar, Rruga Zef Serembe, Tiranë, Albania.

*Autori korrespondent: dashamirg61@gmail.com; dashamirg@yahoo.com
(Dorëshkrim i dorëzuar në shtator 2025; i pranuar për botim në nëntor 2025)

Abstrakt. Të dhënat gjeologjike të mara nga punimet e shfrytëzimit (kariera, minikariera dhe nëntokë) në venburimet dhe shfaqet e pranisë së kromit në masivin e Shebenikut, sidomos pas vitit 2001 kanë evidentuar fenomene gjeologjike të tilla si: forma të ndryshme morfollogjike të trupave xeherorë të kromit, bashkëshoqërime gjenetike dunit – kromshpinelit – piroksenit, raste ku trupat e kromit në të njëjtin kohë janë dhe zona tektonike, vendosje të trupave kromitike sipas akseve të strukturave antiklinale etj. Këto të dhëna dëshmojnë se horizontet e tilla krombajtëse janë dhe zona të fuqishme tektonike, të cilat kanë vazhduar të zhvillohen me faza aktivizimi dhe qetësie, pothuajse gjatë gjithë jetëgjatësisë së intruzionit ultramafik. Mbështetur në këto vrojtime të kryera në masivin e Shebenikut jepen mendime mbi mënyrën metasomatike të formimit të dunitëve, kromitëve dhe pirokseniteve. Solucionet që lindin gjatë procesit parësor të ngurtësimit të magmes harzburgite si dhe ato që vijnë nga thyrjet e thella, nga ku ka ardhur magma me përbërje harzburgitike, janë burim ushqimi i proceseve të mëvonshme metasomatike që zhvillohen sipas zonave të dobësuar dhe formojnë bashkëshoqërimin gjenetik dunit – kromit – piroksenite.

Fjalë kyçe: Procese metasomatike, bashkëshoqërimi petrografik dunit – kromit – pirokseni, mineralizimi kromitik sipas zonave tektonike.

HYRJA

Vendburimet dhe shfaqet xeherore kromitike të masivit ultramafik të Shebenikut gjatë viteve 1957 – 1960 janë trajtuar si formime të mëvonshme histeromagmatike. Vite më vonë janë shfaqur dhe mendime mbi mundësinë e formimit në mënyrë metasomatike të dunitëve dhe kromitëve (Çili 1966, 1867, 1972). Të dhënat në vazhdim nuk përputhen me pohimet e mëparshme dhe japin informacion më të plotë mbi ndërtimin e brendëshëm të masivit ultramafik, vendin që zë në pjesën e sipërme të tij dunitet, piroksenitet dhe kromitet.

Mbështetur në të dhëna të faktike, në këtë artikull diskutohet petrogjeneza e shkëmbinjëve ultramafikë të masivit të Shebenikut dhe më konkretisht marrëdhëniet gjenetike, hapësinore të dunitëve, kromitëve e piroksenitëve, serinë damarore gabrore dhe bazaltike që vendosen në pjesën e sipërme të masivit ofiolitik të Shebenikut.

Të dhënat nga tereni, për një periudhë mbi 20 vjeçare, kombinuar me literaturën gjeologjike (Onuzi et al. 2012) tregojnë se mbas ngurtësimit magmatik të përbërjes harzburgitike që sot ndërton pjesët e poshtme të

¹ SHGJSH, Tiranë
dashamirg61@gmail.com; dashamirg@yahoo.com

masivit, në një fazë më të vonshme, gjatë daljes në sipërfaqe të masivit, janë ngjitur lart në pjesët më të sipërme masa të konsiderueshme gazore dhe ujore të cilat kanë çuar në zhndërrime të mëdha pak a shumë të njëkohëshme, duke formuar dunitet, piroksenitet e kromitet, serinë damarore gabrore dhe bazaltike.

NDËRTIMI GJEOLOGJIK

Pozicioni hapësinor në prerren ofiolitike të masivit të Shebenikut (Fig. 1) të series dunitë – kromit – piroksenit – seri damarore gabrore dhe bazaltike, dëshmojnë se në fillim solucionet volative dhe ujore kanë pasur më tepër karakter bazik të pasur me MgO, duke bërë zëvendësimin e piroksenit në harzburgite me olivinë, duke formuar dunitet. Më pas, masa volative bëhet më pak bazike duke formuar kromitet, piroksenitet, seria damarore gabrore dhe bazaltike (Fig. 2).

Pozita gjeotektonike, përbërja minerale, veçoritë strukturale si dhe disa të dhëna të kontakteve dhe mardhëneive të tyre me shkëmbinjtë anësor më të vjetër dëshmojnë për një preardhje magmatike të harzburgiteve si rezultat i kristalizimit autentik të magmës me përbërje ultrabazike, kjo pavarësisht se ku janë formuar

(autoktonë apo alloktonë). Karakteri kryesisht tektonik i marrëdhënjeve të masivit të Shebenikut (Onuzi et al. 2012) me shkëmbinjtë anësorë më të vjetër si dhe disa shënja të ndryshimëve petrografike dhe mineralogjike në pjesët e sipërme të prerres (kromitet, titanomagnetitet, sulfuret etj.) janë fenomene të cilat lidhen me prçeset e deformimit të mëvonshme plikative dhe disjuktive. Këto të dhëna dëshmojnë për një moshë më të re, por dhe për mënyren metasomatike të formimit të dunitëve së bashku me kromitet, piroksenitet, verilitet, lercolitet, gabrot etj. (Fig. 2).

Procesi metasomatik i plotë ose i pjesëshëm sipas rastit, ndodh në harzburgitet ku pirokseni zëvendësohet me olivine, olivina zëvendësohet me kromitit apo pirokseni rombik. Pra një prçes i mirëfilltë metasomatik i zhndërrimit të harzburgitit në dunit, piroksenit, kromit etj. Këta të dhëna tregojnë mbi mundësinë e zhndërrimit të njëjtës mënyre të pirokseniteve kryesisht estatiteve dhe bronziteve në kromite. Zëvendësimi metasomatik i olivinës me plagjioklaz në harzburgite dhe dunitet, tregon gjithashtu për zhndërrim metasomatik të këtyre të fundit në gabro dhe gabro olivinike (Fig. 2).

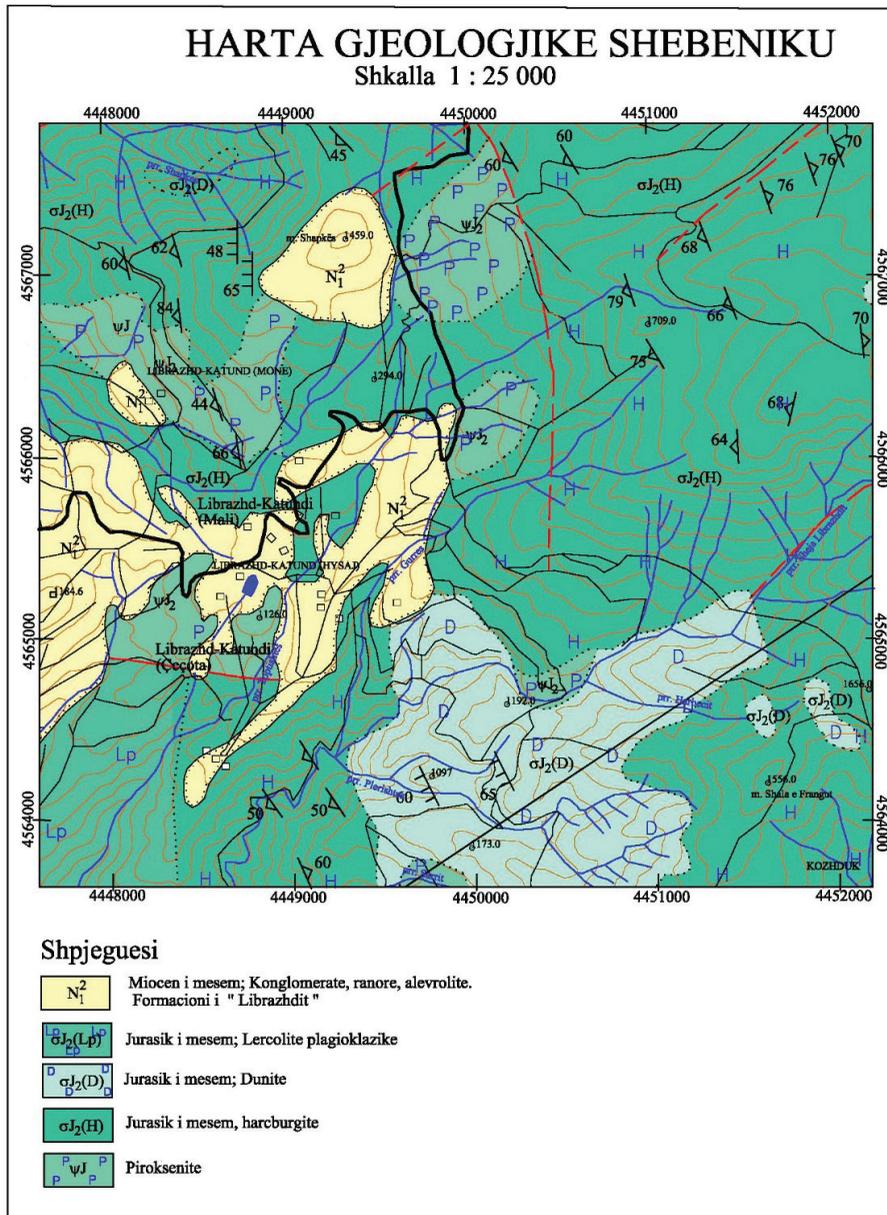


Figura 1. Harta Gjeologjike e masivit të Shebenikut (ShGjSh).

METODOLOGJIA

Me qëllim realizimi i këtij studimit janë vlerësuar materialet gjeologjike egzistuese dhe janë plotësuar me pamje fushore, marshuta dhe vrojtme. Gjatë vrojtmeve në terren, janë matur kordinatat e mineralizimeve të gjetura dhe janë dokumentur shfaqjet me fotografi. Janë rivlerësuar dhe përgjithësuar të dhënat për mineralizimet e kromitit, piroksenitit dhe për serine e gabrove dhe dunitëve etj.

Në artikull trajtohen fakte nga vrojtmet fushore të kryera nga një grup të gjërë autorsh (Onuzi et al. 2012; Robertson et al. 2012; Gega 2020) që ndihmojnë në deshifrimin e mekanizmave të proceseve të formimit të intruzioneve ultramafike. Kështu, grupimi i disa përbërësve të rëndësishëm petrografikë dhe mineralogjikë të masivit ultrabazik të Shebenikut lidhet me procese të veçanta të cilat kanë ndikuar në kohë të ndryshme dhe vende të caktuara në prerjen e masivit. Studimet e këtyre proceseve në masivin e Shebenikut i kemi trajtuar n dy aspekte:

1 – Në atë të njohjes së marrëdhënieve midis llojeve shkëmbore ultrabazike, pozicionin hapësinor që zënë në intruzionin magmatic (Onuzi et al. 2012; Robertson et al. 2012).

2 – Në drejtim të vrojtmeve mikroskopike të llojeve shkëmbore dhe xeherorëve kromitike, të karakterit të marrëdhënieve të mineraleve shkëmbformuse dhe mikrostrukturave, kohës dhe vendit të formimit të mineraleve shkëmbformuse (Onuzi et al. 2012; Robertson et al. 2012).

REZULTATET DHE DISKUTIMI

Duke u nisur nga shkalla progresive e njohjes, në këtë artikull, hapet për diskutim klasifikimi i shkëmbinjëve ultrabazike të masivit të Shebenikut në lloje të veçanta apo në bashkëshoqërime paragjenitike. Në pamjen e përgjithshme të marrëdhënieve midis llojeve shkëmbore nga pjesët e poshtme (harcburgitet e freskëta) deri të pjesët e sipërme (seria damarore gabrore) vërrehet se nuk kemi formime të njëaktshme dhe as të njëkoheshme, por prodhime të një vargu metasomatik të cilet lidhen me etapat më të rëndësishme magmatike. Në përshtatje me këtë koncept dhe mekanizmin e përgjithshëm të formimit, shkëmbinjët ultramafikë preken nga një varg mekanizmash të veçantë, ku secili prej tyre i përket një procesi të caktuar gjeo – tektonik.

Rezultatet e përgjithësimit dhe të interpretimit të të dhënave gjeologjike të parashtruar në këtë artikull tregojnë se proceset të cilat çuan në formimin e kompleksit të shkëmbinjëve ultrabazikë dhe xeherorizimin kromitik të tyre janë të mpleksura dhe më të konklavitura nga sa mendohet (Çili 1976). Mbështetur në këto të dhëna si dhe në përvojën e tanishme të studimeve klasike petrologjike dhe mineralformimit mund të bëhen përcaktime dhe përshkrime të disa proceseve kryesore të formimit të shkëmbinjëve ultramafikë dhe kromiteve, titanomagnetitëve, sulfureve etj. (Onuzi et al. 2012). Më poshtë, përshkruhet mekanizmi i këtyre proceseve dhe sidomos i atyre metasomatike të cilat kanë luajtur një rol të rëndësishëm në formimin e intruzioneve dunitike, piroksenite,

lerxolite etj. si dhe xeherorizimit në veçanti (Fig. 2).

Veprimtaria magmatike luan rolin kryesor në formimin e intruzioneve ultrabazike (Çili 1966, 1967). Pozita gjeotektonike, përbërja minerale, disa të dhëna mbi karakterin e marrëdhënieve të masivit me formimet gjeosinklinale, në pjesët anësore të masivit, dëshmojnë për një preardhje magmatike të ultrabazikeve. Si rezultat i kristalizimit autentik të magmës u formuan harzburgitet, të cilat menjëherë pas ngurtësimit të intruzionit ishin ndoshta përbërsit e vetëm të këtyre lloje shkëmbore. Me sa duket gjatë stadi magmatik të formimit të intruzioneve ultrabazike, përcaktohen përmasat, konturet dhe forma e këtyre intruzioneve. Pamvarësisht nga ndryshimet si rezultat i veprimtarisë të proceseve të mëvonshme postmagmatike, proceset magmatike kanë luajtur rolin kryesor në përcaktimin e përberjes kimike, minerale dhe petrografike (Çili 1960).

Ngritja e magmës e përbërjes ultrabazike gjatë thyrjeve të thella, në drejtim të shtresave të sipërme të kores tokësore realizohet në përputhje të plote me natyrën impulsive të zhvillimit gjeotektonik. Lëvizja e magmës drejt sipërfaqes ka pasur karakter ndërprerës. Kur intruzioni ultrabazik vendoset në vendin e ngurtësimit të plotë, magma paraqitet pjesërisht e kristalizuuar dhe e përbërë nga kristale të mineraleve silikate dhe nga magma akoma e pak kristalizuuar e cila vazhdon të kristalizohej pak a shumë në kushte horizontale (Çili 1972). Harzburgitet e formura në përfundim të kristalizimit të magmës ultrabazike, gjatë fazave kryesore të stadi posmagmatik të zhvillimit të

intruzionit ultrabazik, në prani të disa kushteve të caktuara gjeologjike, fizike si dhe disa faktorëve të favorshëm strukturor dhe tektonikë, tregohen kimikisht të paqëndrueshëm duke u zhndërruar metasomatikisht në dunitë, piroksenite, kromite (Çili 1967; Fig. 2).

Masivi utramafik i Shebenikut mendohet që në fillim përbëhej vetëm nga harzburgite. Më vonë gjatë periudhave të caktuara gjeologjike që duhet të përkojnë me kohën e daljes së tij në sipërfaqe ka pësuar ndryshimet që e kanë çuar në ndërtimin gjeologjik kompleks siç është sot. Menjëherë mbas ngurtësimit të këtij masivi, si rezultat i proceseve metasomatike që prekin harzburgitet, filloi formimi i dunitëve, kromitëve, pirokseniteve, dunitë plagjioklazite, seria damarore gabrore të cilat grupohen në një bashkëshoqërim paragjenetik të mëvonshëm (Çili 1967, 1972).

Në prerjet faktike të masiveve ultrabazike çfaqet gjithnjë dhe më qartë prerja e përgjithshme e zhvillit zonal të këtyre formimeve, kryesisht gjatë një ose me tepër horizonteve shtratiforme. Në këtë zonalitet, zakonisht në pjesët më të poshtëne të masivit zhvillohen zona dunitike të cilat vazhdojnë më lart duke u reduktuar dhe zëvendësuar me kromite të mbeshtillë nga një këmishë e hollë dunitike, të cilat vendosen midis harzburgiteve dhe më lart trupat kromitikë zëvendësohen nga ato piroksenite (Fig. 2).

Në stadi i hershëm metasomatik formohen bashkëshoqërimi dunitë – kromite – piroksenite. Stadi i vonshëm metasomatik formohen serpentina si dhe talku, magneziti, azbesti etj.

Karakterizimi zonal i zhvillimit të dunitëve, kromitëve, piroksenitëve dhe pozicioni i caktuar i tyre kundrejt njëri tjetrit janë

tipare karakteristike të formimeve nga proceset metasomatike.

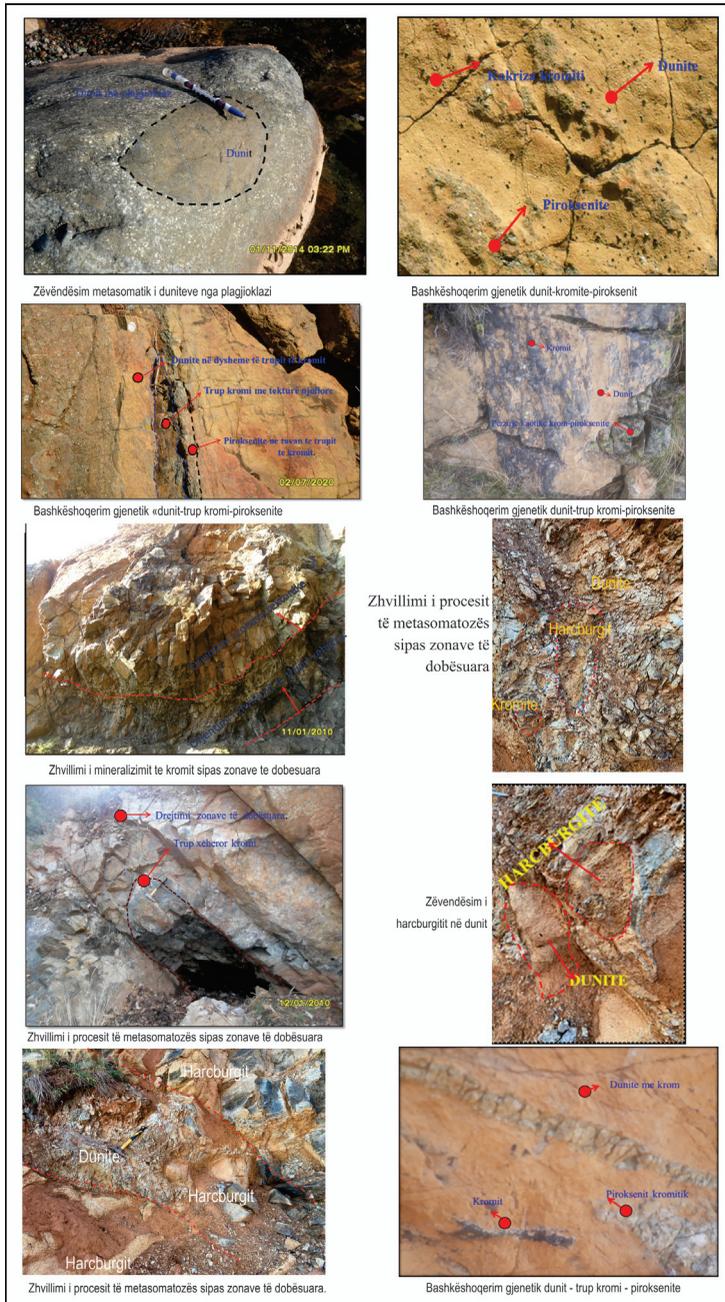


Figura 2. Pamje të shkëmbinjve të ndryshëm nga zona e studiuar (foto nga D. Gega).

Zhvillimi i këtyre llojeve shkëmbore nga proceset metasomatike sipas disa horizontëve të caktuara rrit praninë e olivinës në dunitë, kromit në trupat kromitikë dhe piroksenit në piroksenite. Ky proces i mëvonshëm shkëmbformues zhvillohet kryesisht gjatë mikrozonave të dobësura si një mundësi më e përshtatshme për të qarkulluar elementët volatilë dhe solucionet ujore duke formuar bashkëshoqërimet e dunitëve – kromiteve – pirokseniteve – serisë damarore gabrore. Të dhënat gjeologjike të mbledhura gjatë këtyre studimeve, të sistemuara dhe të paraqitura here pas here tregojnë se proceset e zhndërrimit metasomatik të shkëmbinjëve ultrabazikëve zhvillohen me ndihmen e disa faktorëve dhe në kushte të caktuara gjeologjikë të cilat janë të njëjta ose të përafërt me një sërë procesesh që ndodhin dhe në shkëmbinjte e tjerë (Çili 1967).

Në masivin e Shebenikut vihet re dukshëm roli i proceseve tektonike në shoqërimin hapësinor të mineralizimit dhe shkëmbformimit metasomatik. Të dhënat gjeologjike dëshmojnë se proceset metasomatike lidhen me fazat e hershme të deformimeve tektonike të stadit postmagmatik.

Me përfundimin e kristalizimit të plote të shkëmbinjëve ultrabazike formohen sisteme mikroçarjesh. Ky sistem mikroçarjesh përhapet në të gjithë masën e harzburgitit në të gjitha drejtimet, pak a shumë uniforme. Gjatë lëvizjeve rrudhosëse malëformuese të mëvonshme, brenda harzburgiteve formohen dunitë, kromite dhe gjithë llojet e tjera shkëmbore si rezultat i procesëve të metasomatozës së piroksenit primar në olivinë, kromit dhe piroksen etj.,

duke u vendosur në një serë zonash paralele të holla sipas mikroçarjeve të ndodhura gjatë kristalizimit. Këto mikroçarje janë paralele me zgjatimin e kokrizave të olivinës dhe piroksenit rombik (Çili 1967; Fig. 2).

Sikurse dihet, gjatë procesit të metasomatozës kemi zhndërrimin e mineraleve të vjetra, piroksenit dhe olivinë parësore, me minerale të reja siç janë olivina dytësore, kromiti, pirokseni, plagjioklazi etj. Ky fenomen i cili zhvillohet sipas një sistemi parësor të mikroçarjeve, i cili ndodh gjatë kristalizimit të harzburgitit sipas planeve të zgjatjes të kristaleve të olivinës dhe piroksenit rombik, realizohet nëpërmjet elementëve volatilë si dhe solucionëve ujore.

Masivi ultrabazik i Shebenikut ka tipar të veçante larminë e ndërtimit gjeologjik dhe krombajtjen e tij. Mbi bazën e këtyre tipareve hapet diskutimin për zëvendësimet metasomatike të estatitit nga kromiti sidomos në zonat e kontaktit të dunitëve me harzburgitet. Të dhënat kanë treguar se kemi dhe zëvendësimin e olivinës nga kromiti (Çili 1967). Ky fenomen vërehet si në harzburgitet, dunitet si dhe trupat e kromitit të paserpentinizuar.

Gjatë studimit mikroskopik të kromiteve vërehen mbetje të piroksenit rombik brenda kokrizës së kromitit (Manika & Fabries 1997; Manika et al. 1997; Manika & Gega 1999). Të mbështetur në këto fakte hedhim idenë e zhndërrimit të estatitit në kromit në kushte të caktura gjeodinamike. Në masivin ultramafik të Shebenikut i cili përbëhet kryesisht nga harzburgitet, llojet e tjera shkëmbore si dunitet,

piroksenitet, lercolitet dhe kromitet zhvillohen në trajtë trupash thjerrorë, damarorë dhe janë në masë volumore relativisht të vogël dhe të zgjatur duke u vendosur kryesisht gjatë një ose dy – tre horizonteve të holla dhe të gjatë të harzburgiteve, të cilat sot paraqiten të rrudhosur dhe të deformuar. Në këto horizonte dunitet zhvillohen në pjesë të caktuara të masivit. Më sipër në drejtim të ngritjes së këtyre horizonteve zhvillohen trupat kromitike të mbështillë nga një kemishë e hollë dunitike.

Më sipër në prerje kemi zhvillime të pirokseniteve, kryesisht të estatitit dhe bronzeitit. Në këtë zonë kemi dhe fenomene të zhndërimin të olivinës në piroksen rombik (Çili 1967). Zhvillime të tilla zonale nuk janë karakteristike për proceset magmatike dhe mund të shpjegohen teorikisht dhe praktikisht duke u nisur nga idetë klasike të metamorfозës, në përputhje me të cilat këto horizonte nga poshte – lart mund të dallohen disa faza:

- Faza e olivinizimit – zhvillohet në pjesën e poshtë të prerjes (faza e hershme e proceseve metasomatike).
- Faza e krominizimit – dallohet në mes të prerjes (faza e mesme e proceseve metasomatike).
- Faza e piroksenitizimit – zhvillohet në pjesën e sipër të prerjes (faza e vonëshme e zhvillimit të procesëve metasomatike).

Shfaqja e përbashkët e dunitëve, kromitëve si dhe damareve piroksenit dëshmojnë se këto janë prodhime të një procesi të vetëm metasomatik mjaft të komplikuar. Lokalizimi i kromitëve brenda dunitëve është

konsideruar si pasqyrim i lidhjeve të ngushta midis tyre. Të dhënat gjeologjike dëshmojnë se shpeshherë marrëdhënie analoge paraqesin dhe piroksenitet me dunitet. Në disa raste në trupat dunitike zhvillohen trupa kromi dhe pirokseniti me kontakte të qarta dhe paralele (Fig. 2). Të dhëna fushore tregojnë se kromitet të cilat vendosen në dunitet, shpeshherë mbivendosen edhe mbi piroksenite. Zona e brendëshme e këtyre trupave kromitike përbehet nga xeherori i kromit në përbërjen e të cilit, minerali silikat përfaqësohet nga pirokseni rombik, me rrallë nga ai monoklin si dhe nga biotiti, ndërsa në pjesët periferike të trupit pjesa silikate përfaqësohet nga olivina e cila pjesërisht ose plotësisht është zhërruar në serpentin.

Në këtë artikull nxirren në pah marrëdhëniet dunit – krom – piroksen, të cilat shpeshherë ndeshen së bashku në trajtë bashkëshoqërimesh paragjenitike. Një pjesë e mirë e pirokseniteve të cilët marin pjesë në formimin e masivit ultramafik dhe kryesisht enstatiti, bronzi dhe ndoshta dhe një pjesë e diopsidëve së bashku me dunitet dhe kromitet janë produkte të një procesi të vetëm. Është vërejtur lokalizimi i përbashkët i dunitëve, kromitëve, pirokseniteve përgjatë një horizonti i cili vendoset në pajtim të plotë me vijëzimet dhe planet primare të harzburgiteve. Në pjesët më të thella të këtij horizonti afër rrënjeve të intruzionit dalin dunitet masive me trashësi që vijnë duke u zvogëluar gradualisht. Më lart sipas drejtimit të kundërt të rënies, zhvillohen harzburgite me trupa kromifere të mbështille nga një kemishë e hollë dunitike. Në krye të horizontit gjithmonë sipas drejtimit

të kundërt rënies fillojnë të shfaqen piroksenitet (Çili 1967). Karakteri zonal i zhvillimit të këtyre shkëmbinjëve brenda intruzionit ultramafik, vendosja plotësisht e përcaktuar e secilit formacion tregojnë se dunitet, kromitet dhe piroksenitet janë formime shkëmbore nga veprimtaria e zëvendësimit metasomatik në prani të elementëve volativë dhe solucioneve ujore, përbërja kimike e të cilëve pëson ndryshime rrënjesore si në kohë dhe hapësirë.

Faktorët gjeotektonikë dhe strukturorë kanë një rol të posaçëm gjatë lokalizimit të këtyre procesëve metasomatike në shkëmbinjët ultramafikë të Shebenikut. Për këtë deshmon dhe shkalla më e lartë e deformimëve tektonite në dunitet, kromite dhe harzburgite anësore. Moshë më e re e dunitëve, kromitëve dhe piroksenitëve në krahasim me harzburgitet parësore (horizontëve të freskëta), tregon se zona e lokalizimit të tyre përfaqëson me të vertetë një zonë të dobësuar. Vazhdimisht në trupat e dunitëve, kromitëve dhe harzburgiteve anësore, zhvillohen zona tektonike shkëputëse sa shkëmbinjte dhe trupat e kromit bëhen të brekçizuara, shistezuar deri të millonitizuara (Çili 1972; Manika & Fabries 1997).

Shpesh herë vetë trupat e kromitit janë në të njëjtën kohë edhe zona tektonike (Fig. 2). Këto të dhëna dëshmojnë se horizontet e tilla kanë vazhduar të zhvillohen me faza aktivizimi dhe qetësie, pothuajse gjatë gjithë jetës të intruzionit ultramafik. Zonat e dobësuar dhe thyerjet më të vogla të cilat zhvillohen në pajtim me strukturat e rrudhosura të harzburgiteve vendosen sipas kësaj zonë të madhe duke shërbyer si kanale dhe rrugë,

gjatë së cilave është ngritur sasia më e madhe e solucioneve postmagmatike të çliruara gjatë ftohjes dhe pas ftohjes së magmës harzburgitike primare. Pra, këto zona të cilat vendosen në pajtim me strukturat kryesore të masivit, përfaqësojnë hapësirën e përshtatshme me të cilat mund të vendosen prodhimet e një vargu procesesh postmagmatike (Çili 1967). Problematika e trajtuar më sipër mbështetet në vërtetimet gjeologjike disa vjeçare dhe në literaturën ekzistuese (Çili 1967; Manika & Gega 1999; Hoeck et al. 2002).

Masivi ultramafik i Shebenikut është ftohur nën mbulesën e depozitimeve efuzivo – sedimentare të Triasikut të Poshtem dhe të Mesem, vendosur në pajtim me to, duke formuar një strukturë të përgjithshme antiklinale, ku në bërthamë të tij është vetë masivi. Mbas ftohjes, gjatë proceseve të rrudhosjes u krijuan zonat e para të dobësuar paralel me vijëzimin primar të harzburgiteve, pra në pajtim me këtë strukturë antiklinale kryesore të harzburgiteve. Këto zona të dobësuar të formuara gjatë ftohjes së magmës, poshtë shkëmbinjëve efuzivo – sedimentare, në drejtim të lindjes, zhyten thellë dhe bashkohen me thyerjen e thellë nga ka ardhur magma primare me përbërje harzburgite.

Struktura antiklinale e masivit të Shebenikut zhytet thellë drejt lindjes, ku këto zona bashkohen me kanalën që ka sjell masën harzburgite në gjendje të shkrirë poshtë shkëmbinjëve efuzivo – sedimentare. Ndryshimet sasiore të prurjeve të elementëve volative çojnë në ndryshime cilësore siç është zëvendësimi i piroksenit nga olivina duke formuar dunitet, zëvendësimi i olivinës dhe piroksenit

nga kromiti dhe formimi i kromitit dhe më pas zëvendësimi i olivinës dhe kromitit nga pirokseni dhe formimi i pirokseniteve.

Fazat kryesore e formimit të mineralizimeve të ndryshme në masivin e Shebenikut

Faza e olivinitizimit dhe dunitizimit të harzburgiteve primare

Në këtë fazë kohore kemi formimin e trupave dunitike me përmasa të mëdha, në formë masive, të zgjatur, parale dhe thjerëzore. Në harzburgitet anësore vërehet zhvillimi metasomatik i enstatitit në olivinë dhe varfërimi i shkëmbit me piroksen.

Faza e kromitizimit dhe exeherizimit kromitik

Kjo fazë zhvillohet në vazhdim të zonës së pare, më sipër sipas ngritjes së krahut të antiklinalit dhe lidhet ngushte me të (Çili 1960) Në këtë zonë vendosen trupat kryesore kromitike të mbështillë nga një këmishë e hollë dunitike. Në harzburgitet anësore vërehet fenomeni i zëvendësimit metasomatik i olivinës dhe enstatitit nga kromiti aksesor.

Faza e piroksenizimit

Gjatë këtij stadi kohor të mineralizimit nga procesi metasomatik kemi zëvendësimin e olivinës dhe kromitit nga pirokseni ku formohen kryesisht piroksenitet të cilat lidhen gjenitikisht me dunitet dhe kromitet gjatë kohës së formimit të tyre (Çili 1972; Manika & Gega 1999).

Masivi utramafik i Shebenikut pas ftohjes përfundimtare përbëhet plotësisht nga harzburgitet kristalore. Minalet kryesore shkëmbformuse të

harzburgiteve si rezultat i kristalizimit dhe njëkohësisht i rrudhëformimit i orientuan faqet e tyre me të zhvilluara parallel strukturave të shkëmbinjëve anësore Triasike, duke dhënë masivit formën e një antiklinali. Si rezultat i procesit të rrudhëformimit që vazhdoi dhe pas ngurtësimit të plotë të harzburgiteve, në pajtim të plotë me strukturën e brëndshme antiklinale të masivit dhe shkëmbinjëve anësore, zhvillohen një seri prishjesh tektonike shkëputëse dhe zona të dobësuara të cilat shërbyen për ardhjen e solucioneve postmagmatike (Çili 1960, 1972). Këto horizonte të cilat përfaqesojnë me vete zona të mëdha regjionale dhe shtrihen gjatë gjithë masivit, përsërisin strukturën e brëndeshme të masivit dhe në lindje zhyten thellë në drejtim të thyerjes së thellë, për të shërbyer si ekrane për ardhjen e solucioneve volative dhe ujore. Në këtë mënyrë shpjegohet lidhja e ngushtë e masës kryesore dunitike, kromitike si dhe të pirokseniteve me elemente të vijëzimit primar.

PËRFUNDIME

Në përfundim të sintezës së të dhënave të mbledhura nga gjeologet që kanë punuar në masivin e Shebenikut, si dhe punimëve të shumta të kryera gjatë vitëve 1996 – 2025 në kuadër të shfrytëzimit të mineraleve të kromit, arrijmë në përfundimin se dunitet, kromitet, piroksenitet janë më të reja se harzburgitet primare. Këto lloje shkëmbore bashkëshoqëruse janë formuar nga zhvillimi i procesëve metasomatike sipas zonave të dobësuara në përputhje me strukturën e përgjithshme të masivit. Mbeshtetur në këto të dhëna mund të hapet një diskutim mbi problemet gjenetike të

bashkëshoqërimit dunit – kromit – piroksenit lidhur me:

- Gjetjen në brendësi të kokrizave të kromit, olivinë si dhe piroksen.
- Lidhja e ngushtë gjenetike e disa pirokseniteve dhe kryesisht e atyre të series enstatite – bronzit me dunitet dhe kromitet të cilët janë prodhime të një procesi të vetëm gjenetik.
- Të dhënat gjeologjike të trajtuara në këtë artikull dhe ato nga literatura egzistuese dëshmojnë për mënyrën metasomatike të formimit të dunitëve, kromiteve dhe pirokseniteve të cilët gjenden së bashku në përputhje me struktura.
- Solucionet që lindin nga procesi i ngurtësimit të magmës harzburgite si dhe ato që vijnë nga thyerja e thellë nga ku ka ardhur magma me përbërje harzburgitike, janë burim ushqimi i proceseve të mëvonshme metasomatike që zhvillohen sipas zonave të dobësuar ku formohet ky bashkëshoqërimit gjenetik.
- Janë veçuar këto formacione që

ndërtojnë masivin e Shebenikut: formacioni magmatic harzburgitik (faza e parë), formacioni metasomatik dunit – kromit – enstatite, formacioni metasomatik gabbroid – diopsid – verlit – lercolit – kromit – sulfide dhe formacioni serpentinitik - azbest, talk, magnezit.

- Procesi i metasomatozës kalon në disa faza.

Ndryshimet e vazhdushme të kimizmit të solucioneve gjatë lëvizjes së tyre, përcaktojnë kontaktin zonal të këtyre zhndërrimeve dhe si rezultat formimin e tre zonave kryesore të përhapjes së dunitëve në lindje, të kromiteve në mes dhe pirokseniteve në perëndim, paralel njëra tjetrës dhe zgjatje të njëjtë me strukturën e masivit. Në masivin ultramafik të Shebenikut procesi i metasomatozës MgO-SiO₂ ka vazhduar për një kohë mjaft të gjatë edhe pas fazës kryesore të formimit të këtyre zonave, duke çuar kështu në ndërlikimin e metëjshëm të ndërtimit gjeologjik.

Falënderime. Dua të falënderojmë ekspertit të jashtëm për sugjerimet e bera lidhur me korrigjimit e këtij artikullit.

REFERENCA

ÇILI P. (1960). VROJTIME MBI STRUKTURAT PRIMARE TË RRJEDHJES, DHE XEHERORIZIMIN KROMIFER TË LIDHUR ME TO, NË MASIVIN ULTRABAZIK TË LIBRAZHD - POGRADECIT. *BULETINI U. SH. T, SERIA E SHKENCAVE NATYRORE*, 1, 10 - 20.

ÇILI P. (1966). SHKËMBINJTË ULTRABAZIKË TË MASIVIT TË BUKANIKUT. *STUDIME GJEOLGJIKE*, III, 35 - 66.

ÇILI P. (1967). MBI ROLIN E METASOMATOZËS NË FORMIMIN E DISA DUNITËVE NË DISA MASIV ULTRABAZIK TË SHQIPËRISË SË JUGUT. *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 5, 45 - 62.

ÇILI P. (1972). NDËRTIMI I BRËNDSHËM, POZITA TEKTONIKE, DHE KUSHTET E FORMIMIT TË MASIVIT ULTRABAZIK TË SHEBENIKUT. *PËRMBLEDHJE STUDIMESH*, 2, 92 - 107.

ÇILI P. (1976). NDËRTIMI I BRËNDSHËM DHE ZHVILLIMI I PËRGJITHSHËM I KATIT TË POSHTËM STRUKTOR TË ZONËS SË MIRDITËS". *BULETINI I U. SH. T, SERIA E SHKENCAVE TË NATYRËS*. 3, 99 - 116.

GEGA D. (2020). IMPACT OF NEOTECTONIC PROCESSES OF SHKUMBIN VALLEY, XIBRAKE-LIBRAZHD AREA ON EXISTING AND FUTURE CIVIL ENGINEERING WORKS, *4TH INTERNATIONAL BALKANS CONFERENCE ON CHALLENGES IN CIVIL ENGINEERING*). 48-54. ISBN: 978-9928-135-37-7

HOECK V., KOLLER F., MEISEL Y., ONUZI K. & KNERINGER E. (2002). THE JURASSIC SOUTH ALBANIAN OPHIOLITES: MOR-VS.SSZ-TYPE OPHIOLITES, *LITHOS*, 65, 143-164.

MANIKA K. & GEGA D (1999). PETROGENESIS OF PODIFORM CHROMITITES OF THE SHEBENIK MASSIF ALBANIA. *BULETINI I SHKENCAVE GJEOLGJIKE*, 1, 51–57.

MANIKA K. & FABRIES J. (1997). PRELIMINARY RESULTS ON THE OXIDATION STAGE OF TËO MASSIF OPHIOLITIC AGENTS FROM SHEBENIK (ALBANIA). *OPHIOLITES*, 22, 207-212.

MANIKA K., SHALLA M. & GEGA D. (1997). THE PLUTONIC SEQUENCE OF THE SHEBENIK OPHIOLITE COMPLEX, ALBANIA: EVIDENCE FOR DUAL MAGMATISM. *OPHIOLITES*, 22, 93-99.

ONUZI K., KOLLER F., HOECK V., GEGA D. & MARKU S. (2012). SOME DATA OF MINERAL RESOURCES IN SOUTHEASTERN ALBANIA, THE REGION OF KORCE-LIBRAZHD, *ACTA: MINERALOGICA- PETROGRAPHICA*, 7, 98-106.

ROBERTSON A.H.F., IONESCU C., HOECK V., KOLLER F., ONUZI K., BUCUR I. & GEGA D. (2012). EMPLACEMENT OF THE JURASSIC MIRDITA OPHIOLITES (SOUTHERN ALBANIA): EVIDENCE FROM ASSOCIATED CLASSIC AND CARBONATE SEDIMENTS. *INTERNATIONAL JOURNAL OF EARTH SCIENCES*, 101(6):1-24. që sot ndërton pjesët e poshtme të

GEOLOGICAL DATA ON THE FORMATION OF CHROMITE BODIES AND THE SURROUNDING ROCKS IN THE SHEBENIK MASSIF

DASHAMIR GEGA^{1*}

¹Albanian Geological Survey, Zef Serembe Street, Tirana, Albania.

*Corresponding author: dashamirg61@gmail.com; dashamirg@yahoo.com

(Manuscript submitted in September 2025; accepted for publication in November 2025).

Abstract. Geological data obtained from exploitation works (quarries, mini-quarries and underground sources) from the Shebenik Massif area, especially after 2001, have documented different morphological forms of chromium ore bodies and genetic associations of dunite, chromite and pyroxene. These data also show that chromite bodies are sometimes associated with tectonic zones and that are placed according to the axes of anticlinal structures. These data suggest that chromium-bearing horizons are powerful tectonic zones that have developed in phases of activation and stagnation throughout the ultramafic intrusion's process. Based on these observations in the Shebenik Massif, various opinions are offered regarding the metasomatic formation of dunites, chromites and pyroxenites. Hydrothermal solutions arising during the primary solidification process of harzburgite magma, and those from deep fractures where the harzburgite magma originated, represent a source of nutrition for subsequent metasomatic processes that develop along weakened zones and form the dunite – chromite – pyroxenite genetic association.

Keywords: metasomatic processes, petrographic association of dunite-chromite-pyroxene, development of chromite mineralization according to tectonic zones

INTRODUCTION

During the years 1957 – 1960, the sources and occurrences of chromite ores in the ultramafic massif of Shebenik were considered as late hysteromagmatic formations. Other opinions suggest the possibility of metasomatic formation of dunites and chromites rocks (Çili 1966, 1867, 1972). However, the following data contradict previous statements and provide more complete information on the internal structure of the ultramafic massif and the location of dunite, pyroxenite and chromite association in its upper part.

Based on these facts, this article opens a discussion about the Shebenik

Massif ultramafic rocks' petrogenesis and specifically the genetic and spatial relationships of dunites, chromites and pyroxenites, as well as the gabbroic and basaltic vein series located in the upper part of the Shebenik ophiolitic Massif.

Field data collected over a period of more than 20 years, combined with the existing geological literature (Onuzi et al. 2012), indicate that after harzburgite magma solidification in lower parts of the massif, considerable gas and liquid masses ascended to the upper parts during the massif's emergence to the surface. These ascending masses led to major

simultaneous transformations that formed the dunites, pyroxenites and chromites, as well as the gabbroic and basaltic vein series.

GEOLOGICAL SETTING

The spatial position of the dunite – chromite – pyroxenite – gabbroic and basaltic series in the ophiolitic section of the Shebenik massif (Fig. 1), shows that the gaseous and aqueous solutions had initially a more basic character, rich in MgO. This caused the replacement of pyroxene in harzburgite with olivine, causing the formation of dunites. Afterwards, as the volatile mass became less basic, other rocks such as chromites, pyroxenites, gabbroic and basaltic veins were formed (Fig. 2).

The geotectonic position, mineral composition, structural features, as well as some data on their relationships with older lateral rocks, testify to a magmatic origin of the harzburgites, this being a result of authentic ultrabasic magma, regardless of where they were formed (autochthonous or allochthonous). The mainly tectonic character of the relationships of the Shebenik

massif (Onuzi et al. 2012) with older lateral rocks, as well as the presence of petrographic and mineralogical changes in the upper parts of the section (chromites, titanomagnetites, sulfides etc.) are phenomena that are related to the processes of later plicative and disjunctive deformation. These data testify to a younger age, but also to the metasomatic formation of dunites, together with chromites, pyroxenites, verlites, lherzolites, gabbros etc. (Fig. 2).

The complete or partial metasomatic process occurs in harzburgites, where the pyroxene is replaced by olivine or chromite, and the olivine is replaced by rhombic pyroxene. Thus, the metasomatic process involves the transformation of harzburgite into dunite, pyroxene, chromite, and so on. These data suggest the possibility of a similar alteration process for pyroxenites, particularly enstatites and bronzites, into chromites. The metasomatic replacement of olivine with plagioclase in harzburgite and dunites also suggests that the latter can be altered into gabbro or olivine gabbro (Fig. 2).

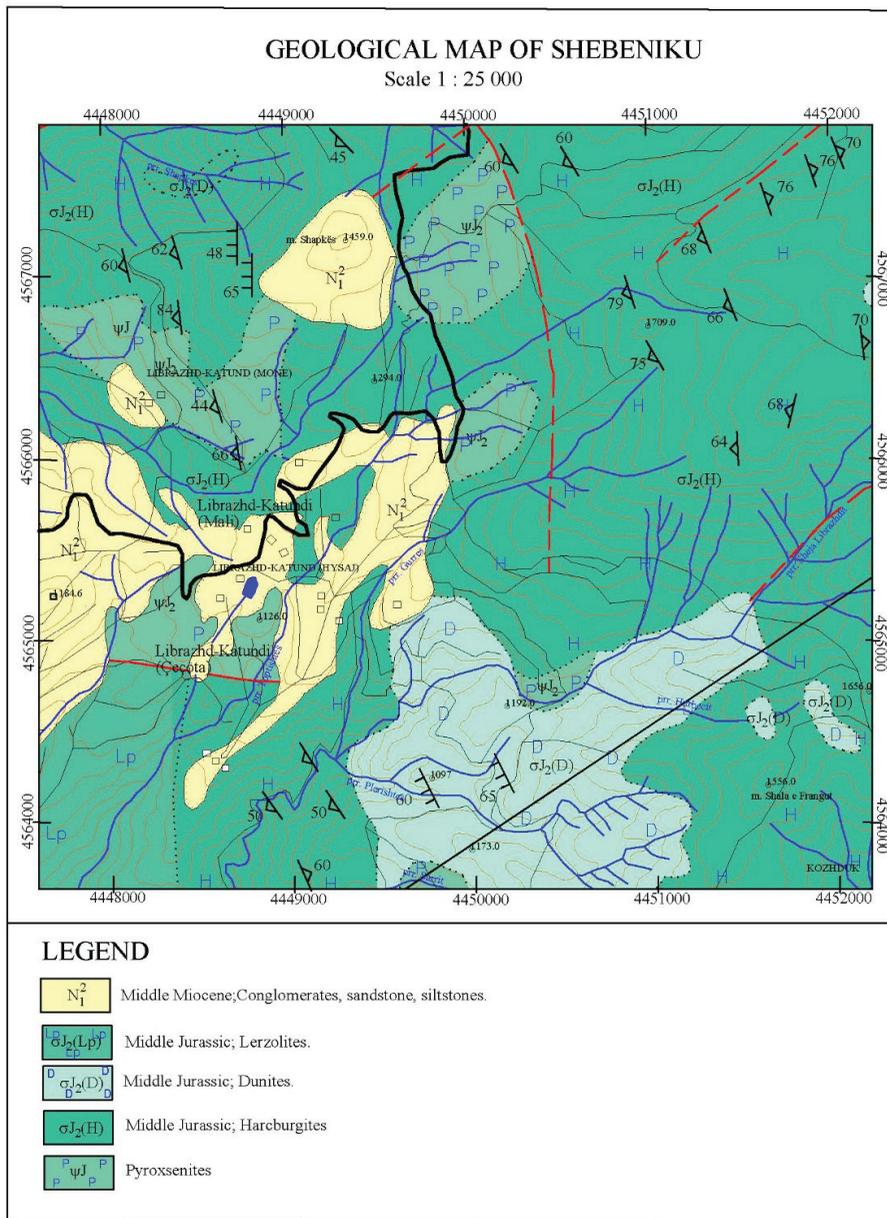


Figure 1. Geological map of Shebenik Massif (after ShGjSh).

METHODOLOGY

In order to carry out this study, existing geological literature has been evaluated and compared to field work observations. During field investigations, the location of the mineralization ore bodies has been documented, they were measured and photographed. Data on chromite, pyroxenite mineralizations, gabbro and dunite series have been re-evaluated.

The article deals with facts from field observations carried out by a large group of authors (Onuzi et al. 2012; Robertson et al. 2012; Gega 2020) that help in deciphering the mechanisms of the formation processes of ultramafic intrusions. Thus, the combination of some important petrographic and mineralogical compositions of the Shebenik ultrabasic massif, is related to specific processes that had influenced the rocks composition at various times and locations. The processes that led to Shebenik Massif formation were treated in two aspects:

1 – Taking into account the relationships between various ultrabasic rock types, the spatial position they occupy in the magmatic intrusion (Onuzi et al. 2012; Robertson et al. 2012).

2 – By microscope observations of the rock types and chromite ores, the character of the relationships between rock – forming minerals and microstructures, the time and place of minerals formation (Onuzi et al. 2012; Robertson et al. 2012).

RESULTS AND DISCUSSIONS

Starting from the progressive level of knowledge, in this article, the

classification of ultramafic rocks of the Shebenik massif into specific types or paragenetic associations is opened for discussion. In general, regarding the relationships between the rock types from the lower parts (fresh harzburgite) to those from the upper part (gabbro vein series) it is observed a very complicated geological situation, with the presence of metasomatic series products which are related to the most important magmatic stages. In accordance to this concept and the general mechanism of their formation, the ultramafic rocks are affected by a series of specific mechanisms, each of which belongs to a specific geotectonic process.

The results of the present geological data suggest that the processes that led to the formation of the ultramafic rock complex and their chromite mineralization, are more complex than previously thought (Çili 1976). Based on these data and petrological and mineralogical studies, definitions and descriptions of some of the main processes for the formation of ultramafic rocks, chromites, titanomagnetites, sulfides can be made (Onuzi et al. 2012). These processes and especially the metasomatic ones have played an important role in the formation of dunite intrusions, pyroxenites, lherzolites, as well as in mineralization in particular (Fig. 2).

Magmatic activity plays the main role in the ultrabasic intrusions formation (Çili 1966, 1967). The geotectonic position, the mineral composition, data on the character of the relations of the massif with the geosynclinal formations, in the lateral parts of the massif, testify to a magmatic origin of the ultrabasic rocks. As a result of

the magma primary crystallization, harzburgites rocks were formed, which represented the only components after the solidification of the intrusion. Apparently, during the magmatic stage of the formation of the ultrabasic intrusions, the dimensions, contours and shape of these intrusions were determined. Regardless of the changes as a result of the activity of later post magmatic processes, magmatic processes have played the main role in determining the chemical, mineralogical and petrographic composition (Çili 1960).

The rise of ultrabasic magma through deeper faults, towards the upper layers of the earth's crust, is carried out in full accordance with the impulsive nature of geotectonic development. The movement of magma towards the surface has had a discontinuous character. When the ultrabasic intrusion is placed and completely solidified, the magma appears partially crystallized and composed of silicate minerals crystals, while the fluid and uncrystallized magma continues to crystallize more or less in horizontal conditions (Çili 1972). The harzburgites formed at the final stage of the crystallization of ultrabasic magma, during the main post magmatic phase of development of the ultrabasic intrusion, in the presence of certain geological, physical conditions as well as some favorable structural and tectonic factors, are shown to be chemically unstable, being metasomatically transformed into dunites, pyroxenites and chromites (Çili 1967; Fig. 2).

The Shebenik ultramafic massif is thought to have originally consisted only of harzburgites. At a later stage,

during certain geological periods that coincide with the time of its emergence, it underwent changes that led to the complex geological structure it is today. Immediately after the solidification of this massif, as a result of metasomatic processes affecting the harzburgites, the formation of dunites, chromites, pyroxenites, plagioclase dunites, and gabbro vein began, which are considered paragenetic associations (Çili 1967, 1972).

In the existing sections of the ultramafic massif, the main section of the zonal development of these formations, appears to be mainly along one or more horizons. In this zonality, usually in the lower parts of the massif, dunite zones have developed, continuing higher and being reduced and replaced by chromites wrapped by a thin dunite layer, which are placed between the harzburgites, and above the chromite bodies are replaced by pyroxenite ones (Fig. 2).

In the early metasomatic stage, dunite - chromite - pyroxenite associations are formed. In the late metasomatic stage, serpentine is formed, as well as talc, magnesite, asbestos, etc. The zonal character of the development of dunites, chromites, pyroxenites and their specific position relative to each other are characteristic features of rocks formed through metasomatic processes. The development of these rock types from metasomatic processes according to certain horizons increases the presence of olivine in dunites, chromium in chromite bodies and pyroxene in pyroxenites.

This rock – forming process develops mainly along weakened planes where

the conditions are suitable for volatile elements and fluids circulation, and the development of dunites - chromites – pyroxenites – gabbro associations. The geological data collected during these

studies, indicate that the processes of metasomatic transformation of ultrabasic rocks develop under the presence of several factors and certain geological conditions (Çili 1967).

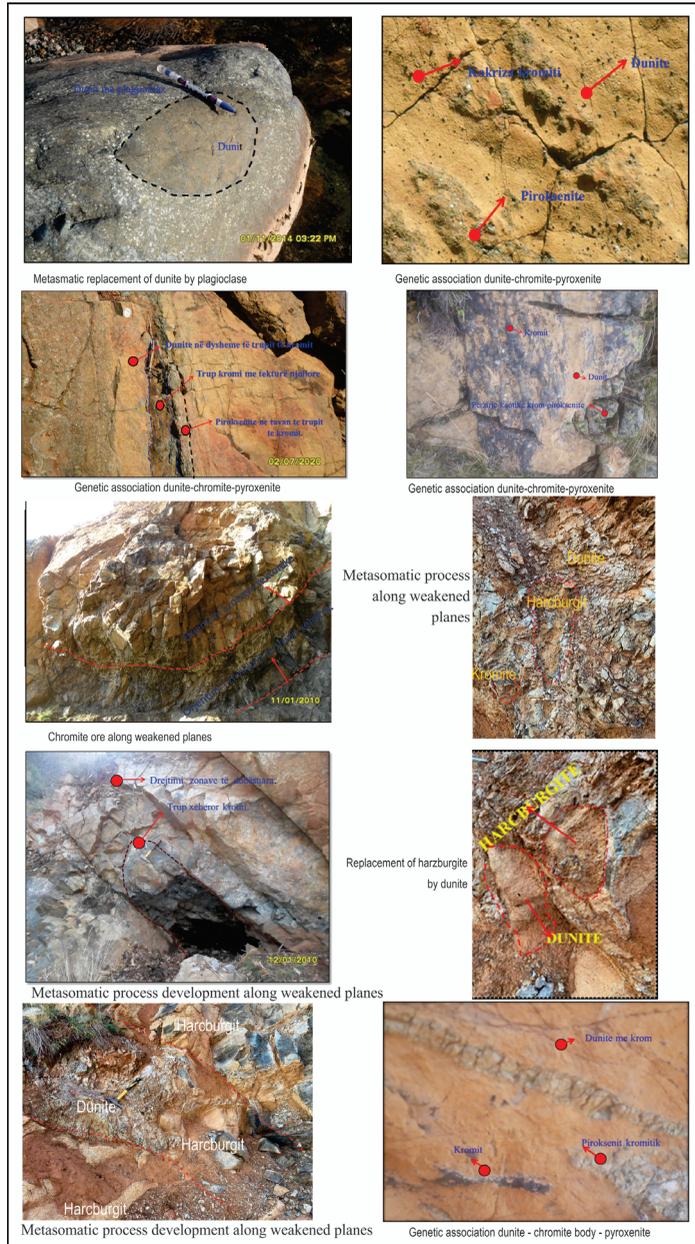


Figure 2. Deposits from the studied area (photos by D. Gega).

In the Shebenik massif, the role of tectonic processes in the spatial association of mineralization and metasomatic rock formation is clearly observed. Geological data show that metasomatic processes are related to the early phases of tectonic deformations of the post – magmatic stage.

With the finalization of ultrabasic rocks' crystallization, microcrack systems are formed. They spread more or less uniformly throughout the harzburgite mass in all directions. During subsequent folding movements, dunites, chromites and all other rock types are formed within the harzburgites as a result of the metasomatization processes of primary pyroxene into olivine, chromite and pyroxene, being placed in a series of thin parallel zones according to the microcracks that occurred during crystallization. These microcracks are parallel to the elongation of the olivine and rhombic pyroxene grains (Çili 1967; Fig. 2).

During the metasomatic process it takes place the transformation of old minerals, pyroxene and primary olivine, into new secondary minerals such as olivine, chromite, pyroxene, plagioclase etc. This phenomenon which develops according to a primary system of microcracks, occurs during the crystallization of harzburgite along extension planes of olivine and rhombic pyroxene crystals, and is realized through volatile elements and aqueous solutions migration.

The Shebenik ultrabasic massif's special feature is the diversity of its geological structures and its chromium content. Based on these features, the

discussion opens on the metasomatic replacement of steatite by chromite, especially in the contact areas of dunites with harzburgites. The data have shown that we also have the replacement of olivine by chromite (Çili 1967). This phenomenon is observed in harzburgites, dunites and bodies of unserpentinized chromite

During the microscopic study of chromites, remnants of rhombic pyroxene are observed within the chromite granules (Manika & Fabries 1997; Manika et al. 1997; Manika & Gega 1999). Based on these facts, we propose the idea of the transformation of enstatite into chromite under certain geodynamic conditions. In the ultramafic massif of Shebenik, which consists mainly of harzburgites, other rock types such as dunites, pyroxenites, lherzolites and chromites develop in the form of igneous, veined bodies and are in a relatively small and elongated volume mass, being located mainly along one or two - three thin and long horizons of harzburgites, which today appear wrinkled and deformed. In these horizons, dunites develop in certain parts of the massif. Above, in the direction of these horizons, the chromite bodies are covered by a thin dunite layer.

At the top of this section it is documented the presence of pyroxenites, mainly steatite and bronzite. In this zone it was observed also the phenomenon of olivine geochemical transformation into rhombic pyroxene (Çili 1967). Such zonal developments are not characteristic of magmatic processes and can be explained theoretically and practically starting from the classical ideas of metamorphism, in accordance to the main phases distinguished in

these horizons from bottom to top as follows:

- Transformation into olivine phase – develops in the lower part of the section (early stage of metasomatic processes).
- Transformation into chromite phase – is distinguished in the middle of the section (middle stage of metasomatic processes).
- Transformation into pyroxene phase – develops in the upper part of the section (late stage of metasomatic processes).

The co-occurrence of dunites, chromites and pyroxene bearing deposits indicates that these are products of a single, very complicated metasomatic process. The localization of chromites within dunites is considered to reflect the close connections between them. Geological data show that pyroxenites often have analogous relationships with dunites. In some cases, chromite and pyroxenite bodies develop in dunite bodies with clear and parallel contacts (Fig. 2). Field data show that chromites that are deposited in dunites often also overlie pyroxenites. The inner zone of these chromite bodies consists of chromium ore in whose composition, the silicate mineral is represented by rhombic pyroxene, rarely by monoclinic pyroxene, and by biotite, while in the external parts of the body the silicate is represented by olivine which is partially or completely weathered into serpentine.

This article highlights the relationships of dunite – chrome – pyroxene, which often occur together in the form of paragenetic associations. A good part

of the pyroxenites that participate in the formation of the ultramafic massif and mainly enstatite, bronzite and perhaps also a part of the diopsides, together with dunite and chromite are products of a single process. The common localization of dunites, chromitites, pyroxenites along a horizon which is placed in full accordance with the primary lines and planes of harzburgites is observed. In the deeper parts of this horizon near the roots of the intrusion, massive dunites emerge with gradually decreasing thicknesses. Higher, in the opposite direction of the dip, harzburgites develop with chromiferous bodies covered by a thin dunite shell. At the top of the horizon, always in the opposite direction of dip, pyroxenites begin to appear (Çili 1967). The zonal character of the development of these rocks within the ultramafic intrusion, the fully defined placement of each formation show that dunites, chromites and pyroxenites are formed during the metasomatic replacement in the presence of volatile elements and aqueous solutions, whose chemical composition undergoes radical changes both in time and space.

Geotectonic and structural factors play a special role in the localization of these metasomatic processes in the ultramafic rocks of Shebenik. This is documented by the higher degree of tectonic deformation in dunites, chromites and lateral harzburgites. The younger age of dunites, chromites and pyroxenites compared to primary harzburgites (fresh horizons) indicates that the area of their localization truly represents a weakened zone. Continuously in the bodies of dunites, chromites and lateral harzburgites,

tectonic detachment zones develop as the rocks and bodies of chrome become brecciated, schistose to mylonitized (Çili 1972; Manika & Fabries 1997).

Often, the chromite ore bodies represent also tectonic zones (Fig. 2). These data show that such horizons have a continuous development with phases of activation and stagnation, almost throughout the life of the ultramafic intrusion. The weakened zones and smaller fractures that develop in accordance with the folded structures of the harzburgites are located within this large area, serving as channels and pathways, along which the largest amount of postmagmatic fluids released during the cooling and post-cooling of the primary harzburgite magma. Therefore, these zones which are located in accordance with the main structures of the massif, represent the appropriate space in which the products of a series of postmagmatic processes can be placed (Çili 1967). The issues discussed above are based on several years of geological observations and on existing literature (Çili 1967; Manika & Gega 1999; Hoeck et al. 2002).

The ultramafic massif of Shebenik has cooled under the cover of the effusive – sedimentary deposits of the Lower and Middle Triassic, forming a general anticlinal structure, where the massif itself is located at its core. After cooling, during the folding processes, the first weakened zones were created parallel to the primary lineation of the harzburgites, and in accordance with this main anticlinal structure of the harzburgites. These weakened zones formed during the cooling of

the magma, under the effusive – sedimentary rocks, in the eastward direction, plunge deeply and merge with the deep fracture from which the primary magma with harzburgite composition came.

The anticlinal structure of the Shebenik massif dips towards the east, where these areas join the channel that brought the harzburgite mass in a molten state beneath the effusive – sedimentary rocks. Quantitative changes in the supply of volatile elements lead to qualitative changes such as the replacement of pyroxene by olivine forming dunite, the replacement of olivine and pyroxene by chromite and the formation of chromite, and then the replacement of olivine and chromite by pyroxene and the formation of pyroxenites.

The main phases of the formation of various mineralizations in the Shebenik massif

The phase of transformation into olivinite and dunite of primary harzburgites

In this time phase we have the formation of dunite bodies of large sizes, in massive, elongated, parallel and transverse form. In the lateral harzburgites, the metasomatic development of enstatite in olivine and the depletion of the rock with pyroxene are observed.

The phase of transformation into chromite and its alteration

This phase develops in the continuation of the first zone, above the anticline arm and is closely related to it (Çili 1960). In this zone, the main chromite bodies are placed, wrapped

by a thin dunite jacket. In the lateral harzburgites, the phenomenon of metasomatic replacement of olivine and enstatite by accessory chromite is observed.

The phase of transformation to pyroxenite

During this stage of mineralization through metasomatic process, we have the replacement of olivine and chromite by pyroxene, where pyroxenites are mainly formed, and are genetically related to dunites and chromites (Çili 1972; Manika & Gega 1999).

The Shebenik ultramafic massif after final cooling consisted entirely of crystalline harzburgites. The main rock – forming minerals of the harzburgites as a result of crystallization and at the same time of folding, are oriented and developed parallel to the structures of the Triassic side rocks, giving the massif the shape of an anticline. As a result of the folding process that continued after the complete solidification of the harzburgites, in full accordance with the internal anticlinal structure of the massif and the side rocks, a series of tectonic detachment faults and weakened zones had developed, serving for the arrival of post – magmatic solutions (Çili 1960, 1972). These horizons, which represent large regional areas and extend throughout the massif, repeat the internal structure of the massif and in the east they dip in the direction of the deeper fractures, to serve as screens for the arrival of volatile and fluids. In this way, the close connection of the main dunite, chromite and pyroxenite mass with primary lineation elements is explained.

CONCLUSIONS

At the end of the synthesis of various data collected by previous geologists who have worked in the Shebenik massif, as well as the numerous works carried out during the years 1996 – 2025 in the framework of the exploitation of chromium minerals, it is concluded that dunites, chromites, pyroxenites are younger than primary harzburgites. These associated rock types were formed by the development of metasomatic processes according to weakened zones in accordance with the general structure of the massif. Based on these data, a discussion can be opened on the genetic problems of the dunite – chromium – pyroxene association regarding:

- The presence of grains of chromium, olivine and pyroxene.
- The close genetic relationship of some pyroxenites and mainly those of the enstatite-bronze series with dunites and chromites which are products of a single genetic process.
- The geological data treated in this article and those from the existing literature testify to the metasomatic way of formation of dunites, chromites and pyroxenites which are found.
- Solutions that arise from the process of solidification of harzburgite magma as well as those that come from the deeper fractures from which the magma with harzburgite composition came, are a source for subsequent metasomatic processes that develop along the weakened zones where this genetic association is formed.

- The following formations that build the Shebenik massif are: the harzburgite magmatic formation (first phase), the dunite – chromite – enstatite metasomatic formation, the gabbroide – diopside – verlite – Ihercolite – chromite – sulfide metasomatic formation and the serpentinite formation - asbestos, talc, magnesite.
- The process of metasomatism goes through several phases.

Continuous changes in the chemistry of the solutions during their movement determine the zonal contact of these transformations and as a result the

formation of three main zones with dunites in the east, chromites in the middle and pyroxenites in the west, parallel to each other and extending with the same length as the structure of the massif. In the ultramafic massif of Shebenik the process of MgO-SiO₂ metasomatism has continued for a long time even after the main phase of the formation of these zones, thus leading to the further complication of the geological structure.

Acknowledgments: I would like to thank to the external reviewer for the suggestions made for the improvement of this manuscript.

REFERENCES

- Çili P. (1960).** Vrojtime mbi strukturat primare të rrjedhjes, dhe xeherorizimin kromifer të lidhur me to, në masivin ultrabazik të Librazhd - Pogradecit. *Buletini U. Sh. T, Seria e Shkencave Natyrore*, 1, 10 - 20.
- Çili P. (1966).** Shkëmbinj të ultrabazikë të masivit të Bukanikut. *Studime gjeologjike*, III, 35 - 66.
- Çili P. (1967).** Mbi rolin e metasomatozës në formimin e disa duniteve në disa masiv ultrabazik të Shqipërisë së Jugut. *Përmbledhje Studimesh*, 5, 45 - 62.
- Çili P. (1972).** Ndërtimi i brëndshëm, pozita tektonike, dhe kushtet e formimit të masivit ultrabazik të Shebenikut. *Përmbledhje Studimesh*, 2, 92 - 107.
- Çili P. (1976).** Ndërtimi i brëndshëm dhe zhvillimi i përgjithshëm i katit të poshtëm strukturor të zonës së Mirditës". *Buletini i U. Sh. T., Seria e Shkencave të Natyrës*. 3, 99 - 116.
- Gega D. (2020).** Impact of neotectonic processes of Shkumbin valley, Xibrake- Librazhd Area on existing and future civil engineering works, *4TH International Balkans Conference on Challenges in Civil Engineering*. 48-54. ISBN: 978-9928-135-37-7
- Hoeck V., Koller F., Meisel Y., Onuzi K. & Kneringer E. (2002).** The Jurassic South Albanian ophiolites: MOR-vs.SSZ-type ophiolites, *Lithos*, 65, 143-164.
- Manika K. & Gega D (1999).** Petrogenesis of podiform chromitites of the Shebenik Massif Albania. *Buletini i Shkencave Gjeologjike*, 1, 51–57.
- Manika K. & Fabries J. (1997).** Preliminary results on the oxidation stage of tẽo massif ophiolitic agents from Shebenik (Albania). *Ophiolites*, 22, 207-212.
- Manika K., Shalla M. & Gega D. (1997).** The plutonic sequence of the Shebenik ophiolite complex, Albania: evidence for dual magmatism. *Ophiolites*, 22, 93-99.

Onuzi K., Koller F., Hoeck V., Gega D. & Marku S. (2012). Some data of mineral resources in Southeastern Albania, the region of Korce-Librazhd, *Acta: Mineralogica-Petrographica*, 7, 98-106.

Robertson A.H.F., Ionescu C., Hoeck V., Koller F., Onuzi K., Bucur I. & Gega D. (2012). Emplacement of the Jurassic Mirdita ophiolites (southern Albania): evidence from associated classic and carbonate sediments. *International Journal of Earth Sciences*, 101(6):1-24.

