



**BULETINI  
I  
SHKENCAVE  
GJEOLGJIKE**

**Vol. 1/2020**

**Viti 39 (56) i Botimit**

**TIRANË 2020**





*Buletini i Shkencave Gjeologjike*

*1/2020*

*Buletin of Geological Sciences*

---



**BORDI EDITORIAL**

**DR. ARBEN PAMBUKU-KRYEREDAKTOR**

**DR. LAVDIE MOISIU-SEKRETARE**

**PROF. ASS. DR. VEIP GJONI-ANËTAR**

**PROF. DR. KUJTIM ONUZI-ANËTAR**

**PROF. DR. VILSON SILO-ANËTAR**

**PROF. DR. IRAKLI PRIFTI-ANËTAR**

**PROF. ASS. DR. AGIM MËSONJËSI-ANËTAR**

**ING. ELISA PRENDI-REDAKTORE PËRGJEGJËSE**

**ISSN 0254-5276**



Disa konsiderata mbi ndërtimin gjeologjik të zonave tektonike Kruja dhe Jonike në jugun e Shqipërisë dhe veriun e Greqisë

[Some considerations on the geological setting of Kruja and Ionian tectonic zones in southern Albania and northern Greece]

**Dhurata Ndreko, Shaqir Nazaj** ..... 7 [21]

Roli i prishjeve tektonike gjatësore e tërthore në brezin flihor të rajonit të Plashnikut, në kontrollin e trashësisë së depozitimeve

[The role of longitudinal and transversal tectonic faults in the flysch belt of Plashnik region, controlling the deposit thickness]

**Arjol Lule, Shaqir Nazaj** ..... 35 [45]

Modeli i mundshëm gjeotektonik i termetit të 26 nëntorit 2019

[Hypothetical geotectonic model of the November 26, 2019 earthquake]

**Viktor Doda, Rakip Hysenaj, Donald Deda** ..... 55 [65]

Përdorimi i metodave sizmike aktive dhe pasive për studimin e rrëshqitjeve në fshatin Bagoj

[The use of active and passive seismic methods for the study of landslides in the Bagoj village]

**Erald Silo, Mentor Lamaj**..... 75 [85]

“Revolucioni” konodontik në stratigrafi

[Conodontic “revolution” in stratigraphy]

**Selam Meço** ..... 95 [123]





## DISA KONSIDERATA MBI NDËRTIMIN GJEOLJIK TË ZONAVE TEKTONIKE KRUIJA DHE JONIKE NË JUGUN E SHQIPËRISË DHE VERIUN E GREQISË

Dhurata Ndreko<sup>1</sup> Shaqir Nazaj<sup>1</sup>

### ABSTRAKT

Zona e studimit ndodhet në pjesën jugperëndimore të Albanideve të jashtme (Shqipëri) dhe në pjesën veriperëndimore të Helenideve të Jashtme (Greqi). Albanidet dhe Helenidet ndahen në zona tektonike të jashtme dhe zona të brendshme. Zona e studimit bën pjesë në zonat e jashtme të Albanideve dhe Helenideve të cilat duke u nisur nga perëndimi më lindje ndahen në disa zona tektonike: zona tektonike Sazani (Shqipëri), Paksos (Greqi), zona tektonike Jonike (Shqipëri dhe Greqi), zona tektonike Kruja (Shqipëri) e Gavrova (Greqi) dhe zona tektonike Krasta (Shqipëri) e Pindi (Greqi). Këto zona tektonike janë formuar gjatë Jurasikut të hershëm, kur hapja e buzinës pasive të Tetisit jugor ka arritur maksimumin e vet. Në ndërtimin gjeologjik të rajonit në studim marrin pjesë tre formacione kryesore, formacioni evaporitik, karbonatik dhe formacioni terrigjen (flishor dhe paramollasik).

**Fjalë Kyç:** Zona Tektonike, Albanidet e jashtme, Helenide.

### HYRJE

Shqipëria dhe Greqia bëjnë pjesë në brezin e rrudhosur "Alpin Mesdhetar" në harkun Dinarido- Albanido-Helenik (Dinaride s.l.), (Xhomo A., et al, 2002). Në harkun Albanido-Helenik veçohen dy grupime kryesore të zonave tektonike:

1. Zonat të Brendshme tektonike
2. Zonat të Jashtme tektonike

Në studim vëmendja u përqendrua kryesisht në litofaciet, marrëdhëniet midis zonave tektonike si dhe njërive të ndryshme strukturore. Albanidet në veri dhe Helenidet në jug nga Triasiku deri në Kretak kanë qenë pjesë e buzinës pasive të Tetisit jugor (Xhomo A. et al, 2002). Si Albanidet dhe Helenidet ndahen në zona tektonike të jashtme dhe zona të brendshme. Nga ana gjeografike, shumica e zonave të jashtme në Albanide dhe Helenide vendosen kryesisht në Shqipërinë Jugore dhe Greqinë Veriore. Ato ndahen në disa zona tektonike të cilat nga perëndimi në lindje janë: zona

Sazani (Shqipëri), Paksos (Greqi), zona Jonike (Shqipëri dhe Greqi), Kruja (Shqipëri) e Gavrova (Greqi) dhe zona Krasta (Shqipëri) e Pindi (Greqi). Këto zona tektonike janë formuar gjatë Jurasikut të hershëm, kur hapja e buzinës pasive të Tetisit jugor ka arritur maksimumin e vet.

### TË DHËNA TË PËRGJITHSHME PËR STRATIGRAFINË

Në ndërtimin gjeologjik të rajonit në studim marrin pjesë tre formacione kryesore:

1. Formacioni evaporitik,
2. Formacioni karbonatik,
3. Formacioni terrigjen (flishor dhe paramollasik).

#### 1. FORMACIONI EVAPORITIK

Depozitimet evaporitike takohen në trajtë fragmentesh në verilindje të Palasës, në zonën e Korfuzit, Filat, Butrint, Delvinë, Glinë dhe Delvinakis.



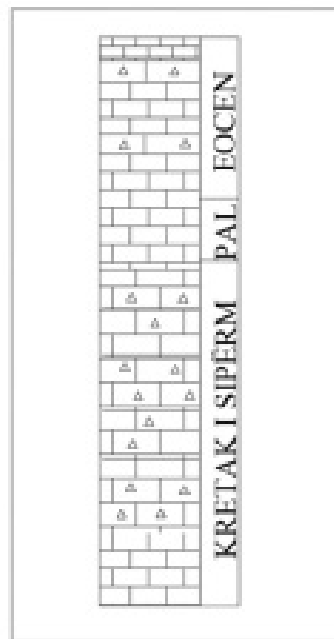


**Figura 2.** Në zonën e Filatit ku takohen depozitimet evaporitike, dolomite dhe gipse (Foto Sh. Nazaj)

### 1. FORMACIONI KARBONATIK

Në zonën tektonike Kruja prerja fillon që nga depozitimet e Kretakut të poshtëm deri në Eocen dhe i përkasin një facie të cekët (Fig. 1). Depozitimet më të vjetra janë ato të Kretakut të poshtëm dhe takohen në Tomorr, Kulmake dhe Qeshibesh (Yzeiraj D., et al, 2002). Ky formacion është sedimentuar kryesisht në një kurrizore platformike (në një ambient sedimentimi neritik intertidal dhe tidal (Dalipi H., et al, 1964). Për zonën tektonike Kruja duke u nisur nga tipi i depozitimeve si dhe flora e fauna e gjetur arrihet në përfundimin se takohen tre facie kryesore:

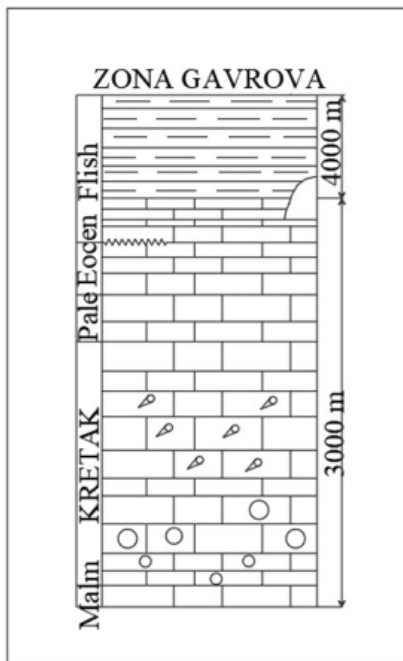
1. Facia *neritike* që përhapet në strukturat e nënzonës lindore të Tervollit,
2. Facia e *përzier* takohet në strukturat e nënzonës së Tomorrit,
3. Facia e *pelagjike* takohet në antiklinalin e Melesinit (Leskovik) (Fig. 3).



**Figura 3.** Kolona stratigrafike e prerjes së Melesinit (sipas Yzeiraj D., et al, 2002)

Ndryshimet faciale të depozitimeve karbonatike në vargjeve strukturore shpjegohen me praninë e shkëputjeve gjatësore të kombinuara me ato tërthore të kohës së riftëzimit dhe riaktivizimit të herë pas herëshëm të tyre (Korovesi T., 1981). Depozitimet e Paleocen-Eocenit janë përgjithësisht të facies së përzierë shpesh herë tregojnë për daljen mbi ujë dhe erozionin e depozitimeve më të vjetra të shoqëruara me nivele boksidesh (Fig. 3).

Zona Gavrova del në skajin juglindor të rajonit të studimit dhe ndërtohet nga gëlqerorë neritik të një deti të cekët duke filluar nga Jurasiku i sipërm deri në Eocen (Maravelis A., et al, 2014) (Dimitrios N, 2017). Gjatë Kretakut deri në Eocen, dallohen zona në të cilat ka vazhduar sedimentimi në mënyre suksesive si dhe zona ku kemi pushime në sedimentim, mospërputhje dhe sekuenca të reduktuara. Gjatë Eocenit të sipërm dhe Oligocenit si rezultat



**Figura 4.** Kolona stratigrafike e Zonës Gavrova (sipas Dimitrios N., 2017) modifikuar nga Nazaj Sh.)

i rrudhosjes së zonave me lindore të Pindit kemi depozitim të formacioneve terrigjene. Pra bëhet kalim nga formacioni karbonatik në formacionin terrigjen (Depozitimet Flishore) (Fig.4).

Depozitimet e formacionit karbonatik në zonën tektonike Jonike ndahen në dy sekuenca kryesore:

**a. Sekuenca para riftingut me facie neritike.**

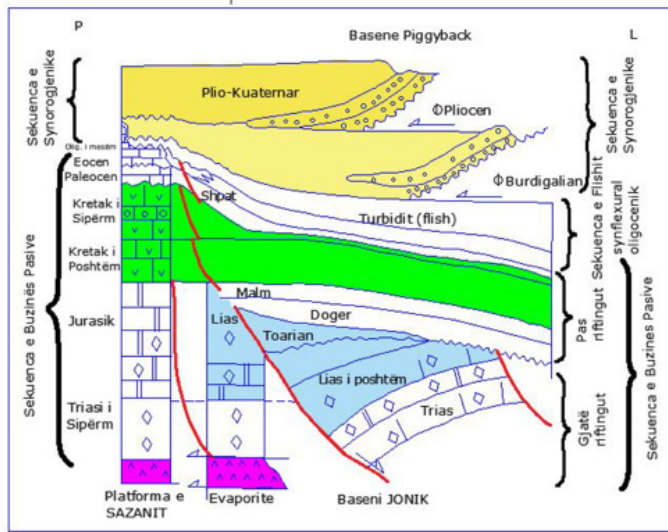
**b. Sekuenca pas riftingut me facie pelagjike.**

Të dyja këto sekuenca janë depozituar në një buzinë pasive. Buzina pasive për zonën tektonike Jonike ka ekzistuar si e tillë deri në fillimin e depozitimit të formacionit terrigjen me moshe Oligocen i poshtëm kurse për zonën Sazani ajo ka vazhduar si e tillë deri në fillimin e Oligocenit të sipërm (Fig.5). Buzina pasive ka migruar në kohë dhe hapësire duke kaluar në buzine aktive (në ngjeshje) në kohë të ndryshme gjeologjike, për të dyja zonat tektonike duke u rinuar nga lindja drejt perëndimit.

**a. Depozitimet para riftingut të facies neritike.**

Këto depozitime janë të para riftingut (hapjes) me moshë nga Triasi i sipërm deri në Liasin e poshtëm e të mesëm. Depozitimet e Triasit të sipërm përfaqësohen nga dolomite dhe gëlqeror dolomitik që ndërtojnë bërthamat e strukturave antiklinale të zonës Jonike si në territorin Shqiptar ashtu dhe në atë Grek.

Në mënyre suksesive mbi këto depozitime vazhdojnë depozitimet e Liasit të poshtëm dhe të mesëm të cilat kanë të njëjtën përberje litologjike.

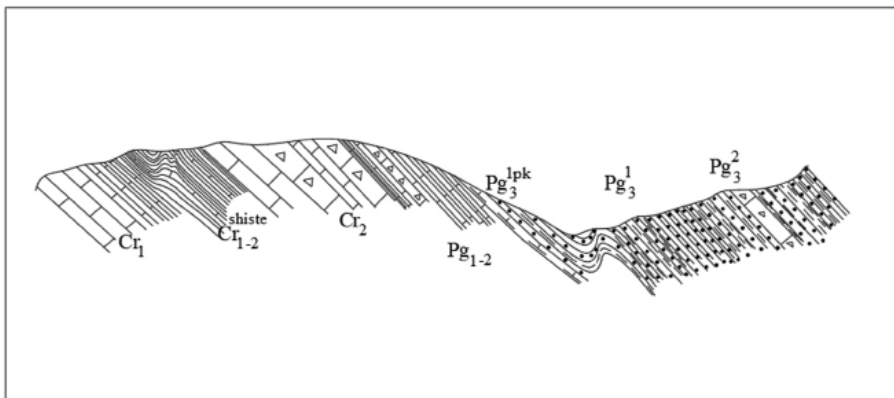


**Figura 5.** Skemë që tregon marrëdhëniet midis depozitimeve të zonave Jonike dhe Sazani në kohë dhe hapësirë (Modifikuar nga Roure F., Nazaj Sh. et al, 2004)

**b. Depozitimet pas riftingut të facies pelagjike.**

Këto depozitime i përkasin kohës pas riftingut (hapjes) dhe si karakteristike të tyre është se janë të ndryshme për të dyja zonat tektonike Jonike dhe Sazan-Paksos (Brahimi Q. et al, 1992). Kjo tregon se buzina pasive pas hapjes mori formë ndërtimi me horste e grabene, ku zona Jonike ka patur pamjen e një grabeni (hulli) të ndërtuar me disa blloqe gjysëm të rrotulluara kurse

zona Sazani-Paksos pamjen e një horsti (kurrizore) (Fig. 5) (Roure F., Nazaj Sh. et al, 2004). Si pasojë e këtij ndryshimi në zonën Jonike depozitimet janë të facies pelagjike. Në zonën tektonike Jonike prerja vazhdon të jetë kryesisht karbonatike duke filluar nga Facia e gëlqeroreve të kuq me amonite (*Amonitico rosso*) dhe facia e shisteve me possidonia kati Toarian dhe kryesisht me silicorë të ndërthurur me shtresa gëlqerori me moshë Doger dhe Malm.



**Figura 6.** Skicë që tregon marrëdhëniet midis depozitimeve Kretakut poshtëm e të sipërm dhe kompleksit terrigen në zonën Jonike (Greqi) (Sipas Nazaj Sh.)

Karakteristikë tjetër është se dhe depozitimet e Kretakut përfaqësohen nga disa pako litologjike. Në pjesën e poshtme kryesisht karbonatike pastaj argjilore e karbonatike dhe mbi to karbonatike me ndërthurje të horizonteve turbidite. Këto depozitime janë pelagjike të një deti të thellë (Fig. 6, 7). Për tu theksuar është se depozitimet duke filluar nga Liasi i sipërm kati Toarian deri në Kretak (Aptian) në disa struktura të zonës Jonike vendosen ose mbështeten mbi ato më të vjetra me “shplarje” “onlap”

ose nëpërmjet paleo-prishjeve të vjetra të kohës së hapjes riftëzimit. Për sa i përket depozitimeve të Paleocen-Eocenit në zonën Jonike vazhdojnë të jenë të facies pelagjike kurse në zonën e Sazanit - Paksos këto depozitime janë të facies neritike dhe vendosen me pushim mbi depozitimet e Kretakut. Me fillimin e Oligocenit të poshtëm në zonën Jonike kemi kalim nga formacioni karbonatik në formacionin terigjen (Brahimi Q. et al, 1992).



**Figura 7.** Në JP të Janinës ku depozitimet e Kretakut të sipërm janë të mikrorudhosura (Foto Nazaj Sh.)

#### **POZICIONI GJEOTEKONIK DHE MODELI STRUKTOROR I ZONËS SË STUDIMIT**

Në kuadrin regjional rajoni i studimit ndodhet kryesisht në zonën tektonike Kruja (Shqipëri) Gavrova (Greqi), Jonike (Shqipëri dhe Greqi) dhe zona tektonike Sazan (Shqipëri) e Paksos (Greqi). Zona Kruja dhe Gavrova në jug të zonës së studimit përfaqësojnë një kurrizore që kufizohet në lindje me zonën tektonike të Krastë-Cukalit (Shqipëri) dhe Pindi (Greqi), ndërsa në perëndim me zonën tektonike Jonike. Duke analizuar të gjithë faktorët gjeologjiko-tektonike, litologjiko-facial dhe duke ruajtur

kriteret gjeologjiko tektonike të përdorura deri me sot në ndarjen tektonike të Shqipërisë (Aliaj Sh, 1980) (Frashëri A. et al, 1996). Mbështetur dhe në studimin e fundit të hartës gjeologjike të Shqipërisë 1:200 000 (Xhomo A. et al, 2002), brenda zonës Kruja në Albanide veçohen nën-zona lindore e Dajtit dhe nënzona perëndimore e Tomorrit. Strukturat që marrin pjesë në ndërtimin e rajonit megjithëse bëjnë pjesë në zonën tektonike Kruja kanë tipare dhe veçori dalluese nga strukturat e pjesës veriore të kësaj zone tektonike. Kështu ndërsa në pjesën veriore në ndërtimin gjeologjik marrin pjesë katër vargje

strukturore të përfaqësuar nga struktura të zgjatura me sinklinale ndarës të ngushtë e të thellë dhe me facie tërësisht neritike (Xhomo A. et al, 2002). Në pjesën jugore modeli strukturor paraqitet krejt ndryshe. Këtu futet nënzona e Tomorrit e cila ndahet në dy vargje strukturorë:

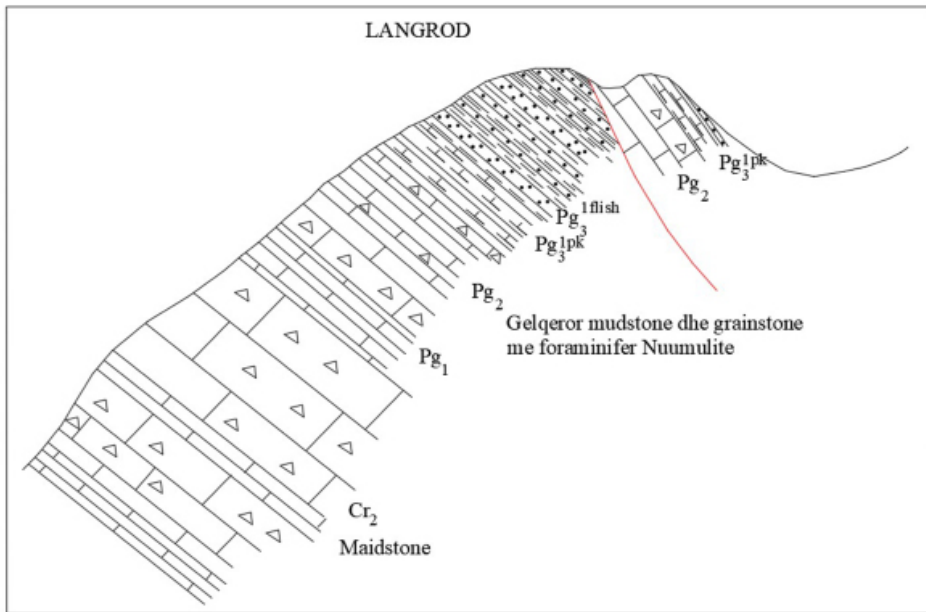
**a. Vargu lindor Qeshibesh-Kulmak-Kërpice**

Strukturat e këtij vargu janë të tipit antiklinal me periklinale dhe qafa ndarëse të tipit horst-graben, të cilat janë formuar si rezultat i shkëputjeve normale tërthore dhe gjatësore të lindura që në procesin e riftëzimit e të aktivizuara me vonë. Karakteristikë tjetër është se depozitimet duke filluar nga Eoceni dhe sidomos në Oligocen vendosen me “onlap” mbi depozitimet e Kretakut të sipërm.

**b. Vargu antiklinal Sarandaporo-Melesin-Lengaticë-Çorovodë-Tomorr**

Ky varg strukturor është vargu me perëndimor i zonës Kruja. Antiklinali i Tomorrit ka gjatësi 22 km dhe gjerësi 6 km. Në bërthamë ndërtohet nga dolomite dhe gëlqerore dolomitik të Kretakut të poshtëm. Këtij antiklinali i dallohet krahu lindor që bie (zhytet) me kënd 25-30° dhe dy periklinalet. Në perëndim kufizohet nga një shkëputje tektonike mbihypëse e cila e ndan atë me krahu lindor të sinklinalit të Përmetit (Fig. 8). Në periklinalin verior vërehen një seri shkëputjesh tektonike tërthore të cilat bëjnë të mundur që ky periklinal të zhytet shumë shpejt. Periklinali jugor është i qetë dhe lidhet në jug me strukturat

e Çorovodë-Sarandaporo. Këto struktura janë lineare. Në territorin Shqiptar zona tektonike Kruja në perëndim kufizohet me zonën Jonike. Nga ana strukturore kontakti bëhet nga dy shkëputjeve tektonike gjatësore që janë të dallueshme në terren (Fig. 8) (Aliaj Sh. et al, 1973). Këto shkëputje tektonike gjatësore kanë shtrirje VP-JL dhe kufizojnë këto struktura me sinklinalin e Përmetit, i cili mbushet me depozitime flishore të Oligocenit. Në disa raste vërehen dhe shkëputje tektonike gjatësore në krahu lindor të tyre. Karakteristikë është së në bërthamë këto struktura ndërtohen nga depozitimet e Kretakut të sipërm që janë të facies pelagjike, pra si facie janë të ngjashme me depozitimet e zonës Jonike. Prania e gëlqerorëve pelagjikë në strukturën e Melesinit, ka bërë që disa studiues t'i konsiderojnë këto struktura si njësi të zonës tektonike Jonike. Mendime dhe opione të ndryshme ka patur për strukturat e vargut antiklinal të Tomorrit duke e emërtuar atë si një brez tektonik më vete që herë futet në zonën Kruja, herë në zonën Jonike dhe herë në pozicion të ndërmjetëm. Në Shqipëri depozitimet që ndërtojnë antiklinalin e Melesinit sidomos ato të Kretakut të sipërm janë të facies pelagjike të ngjashme me ato të zonës Jonike (Fig. 3). Pra nga ana faciale i përkasin zonës Jonike por duke patur parasysht si linje strukturore janë me antiklinalin e Tomorrit që është i facies neritike dhe të përzierë. Këtë linjë strukturore e kemi lënë me përkatësi sipas kriterit strukturor dhe tektonik në zonën Kruja pavarësisht facies.

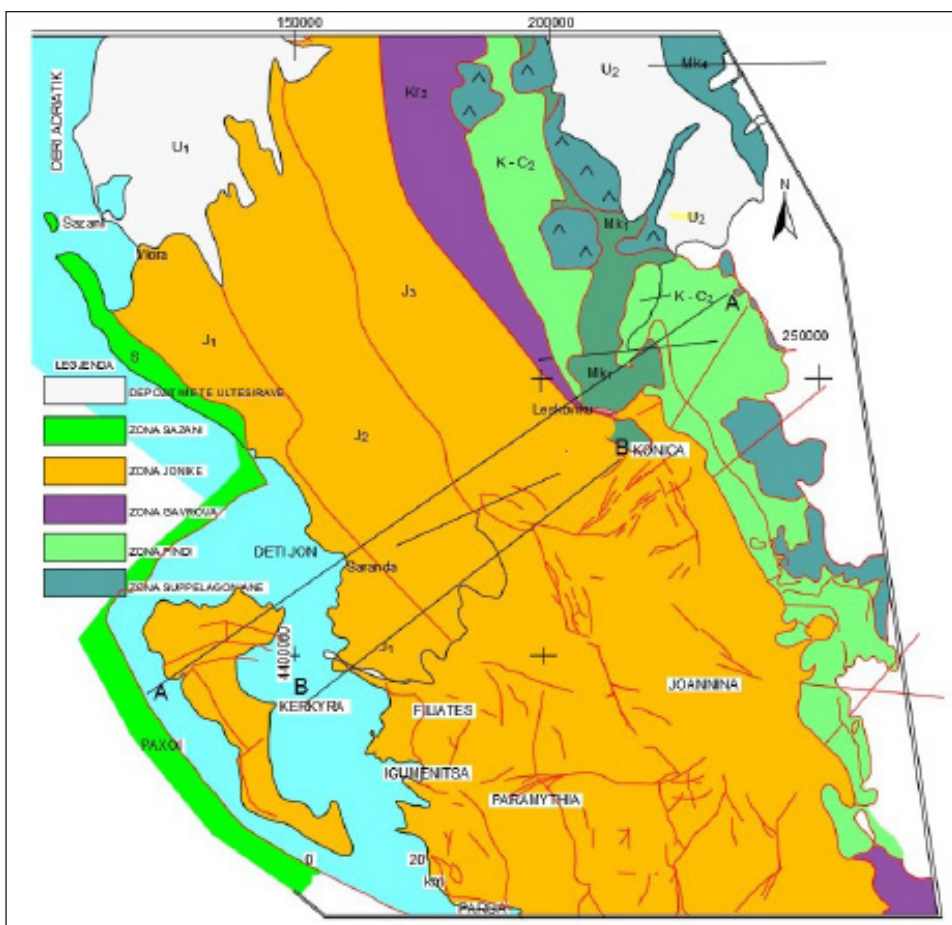


**Figura 8.** Skicë në rajonin Langrod ku vërehen depozitimet pelagjike të Kretakut të sipërm dhe Paleocen-Eocenit (Sipas Nazaj Sh.)

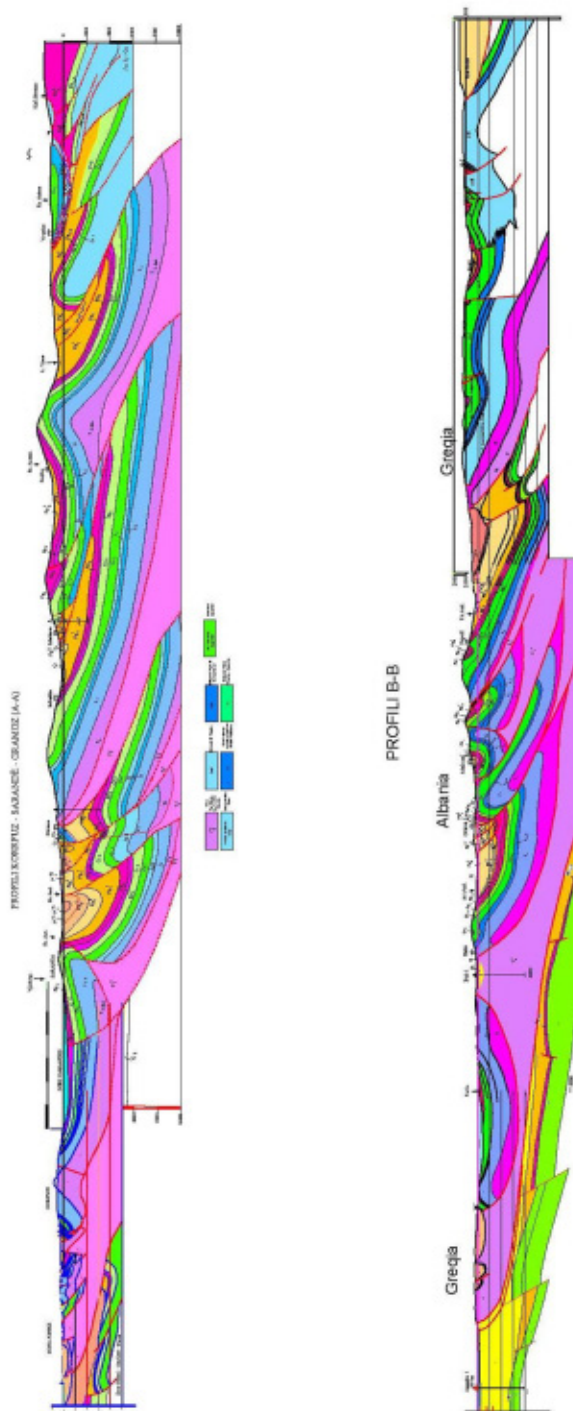
Një karakteristikë tjetër është se në drejtim të Jugut jashtë kufirit shtetëror në Greqi në zonën e Konicës shikohet se ka disa prishje tektonike tërthore (Fig. 9, 10) (Dimitrios N., 2017). Në këtë sektor ato ulin amplitudën e tyre dhe kanë bërë të mundur që gëlqeroret e sinklinalit të Përmetit, të antiklinalit të Nemërçkës dhe antiklinalit të Melesinit të bashkohen në një mega strukturë të madhe dhe të dalin në sipërfaqe e të formojnë një masiv më vete që quhet TIMFE (Fig.10) profili B-B. Ky masiv është i facies pelagjike. Nga vërtetimet e bëra në terren sidomos në lindje të Janinës, ku kemi strukturën me lindore karbonatike, vërehet se gëlqeroret e Kretakut dhe Paleocen-Eocenit të sipërm janë të facies pelagjike që tregojnë se faci-

et i përkasin zonës Jonike. Zona Gavrova në këtë sektor nuk vërehet, por kemi të bëjmë me depozitime flishore. Flish i ashpër me horizonte të shumta turbidite me në lindje kalojnë në zonën e Pindit. Si rezultat nga sa thamë më sipër është bërë e mundur ndërprerja e zonës tektonike të Krujës dhe lindjen e zonës Gavrova shume më në jug (Fig. 9) (Dimitrios N., 2017). Ky fenomen ndodh si rezultat i kombinimit të një serie shkëputjesh tektonike tërthore të kombinuara me ato gjatësore, që sektorëve të veçantë u kanë dhënë një lloj “pavarësie” nga njëri-tjetri. Pra zonat tektonike nuk janë pambarim por ato lindin dhe kombinohen me njëra tjetrën si në sektor tërthor ashtu dhe në ata gjatësor.





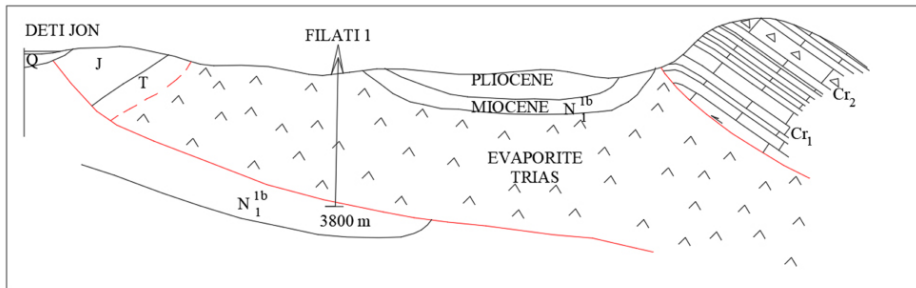
**Figura 9.** Harta gjeo-tektonike e Albanideve Jugore dhe Helenideve Veriore që tregojnë marrëdhëniet midis njësie strukurore dhe Zonave Gjeologo - Tektonike (Sipas Dimitrios N 2017, modifikuar nga Nazaj Sh)



**Figura 10.** Profile gjeologjike që tregojnë marrëdhëniet midis njësive strukturore dhe Zonave Gjeologo – Tektonike (Sipas Nazaj Sh., Ndreko Dh.)

**Zona tektonike Jonike** fillon në jug jashtë territorit shqiptar, nga Peloponezi dhe vazhdon drejt veriperëndimit në vendin tonë, deri tek tërthorja Vlorë-Elbasan-Dibër. Në lindje ajo kufizohet me zonën tektonike të Krujës (Shqipëri) Gavrova (Greqi). Midis këtyre zonave ka dallime që duken qartë nga ana faciale sidomos për nivelin e depozitimeve karbonatike sepse për nivele më të reja të flishit Oligocenik e më sipër, ato janë të unifikuara dhe ky dal-

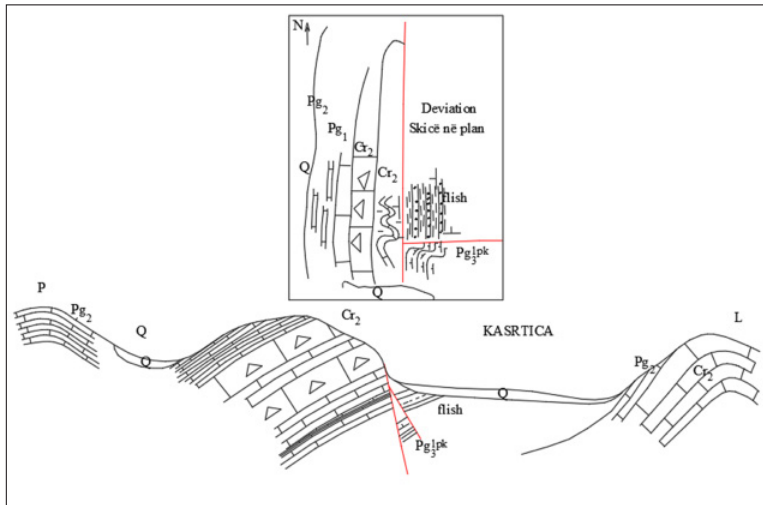
lim pothuajse nuk ekziston. Në perëndim zona Jonike kufizohet me zonën e Sazanit (Shqipëri) dhe (Paksos) në Greqi. Kufi që dallohet qartë me ndryshimet në depozitimet karbonatike, të cilat për zonën e Sazanit janë të facies neritike dhe vazhdojnë deri në Oligocen të mesëm ndërkohe që në zonën Jonike karbonatet janë të facies pelagjike dhe përfundojnë në Eocenin e sipërm.



**Figura 11.** Skicë që tregon marrëdhëniet e formacionit evaporitik me atë karbonatik në zonën e Igumenicës (Sipas Nazaj Sh.)

Për sa i përket stilit strukturor të zonës Jonike përgjithësisht vërehen disa vargje strukturore antiklinale dhe sinklinale. Vargjet strukturore antiklinale kanë si karakteristikë struktura të zhvilluara mirë që në bërthame dhe ndërtohen nga depozitime të vjetra evaporitike dhe dolomite të Trias-Liasit. Në përgjithësi strukturat janë lineare me drejtim VP-JL dhe në krahu perëndimor të shkëputura tektonikisht, shpesh herë krahu perëndimor i këtyre njësive strukturore është i maskuar nga mbihypja e madhe (Fig. 10). Duke qenë se zona Jonike pothuajse “lundron” mbi depozitimet evaporitike dhe këto të fundit janë shumë lubrifikuese. Zona tektonike Jonike ka një mbihypje shumë të madhe disa dhjetëra kilometra në drejtim të perëndimit e vërtetuar kjo dhe nga të dhënat e puseve Dumre-8 dhe Filat-1, i cili ka ngelur në depozitimet e Miocenit në thellësi 3800m. (Dimitrios N., 2017) (Fig. 10, 11). Faza e parë e strukturimit për zonën Jonike ka qenë ajo e katit Burdigalian dhe me vonë fazat e tjera. Të gjitha strukturat përgjithë-

sisht kanë asimetri perëndimore por në disa struktura vërehet dhe asimetri lindore dhe komplikacione tektonike si në zonën e Janinës në sektorin e Devation (Fig. 12). Vargjet strukturore sinklinale përgjithësisht janë të mbushura me depozitime flishore dhe ato të Miocenit. Zona tektonike Jonike nga jugu në drejtim të veriut brenda territorit shqiptar gradualisht zvogëlon gjerësinë e saj. Kjo vjen si rezultat ndërprerjes së njësive dhe nënzonave të veçanta strukturore dhe mbihypjes së tyre drejt perëndimit (Fig. 10). Ky reduktim është për efekt të kombinimit të shkëputjeve tektonike perëndimore dhe atyre tërthore të strukturave e vargjeve strukturore (Fig. 10). Në mbihypjen shumë të madhe (mbi 50 km) të zonës Jonike drejt perëndimit, ka influencuar prania e evaporiteve të cilat janë si një horizont “lubrifikues” si dhe prania e shkëputjeve tektonike gjatësore e tërthore të vjetra, ku në veri të ishullit të Korfuzit (ishujve Otoni) vërehet një prishje tektonike tërthore e vjetër që kufizon zonën Jonike në veri duke e venë në kontakt me



**Figura 12.** Skicë në zonën e Kasticës, Deviation ku vërehen struktura të zonës Jonike me asimetri lindore të shoqëruara dhe me prishje tektonike normale (Sipas Nazaj Sh.)

zonën Sazan (Fig. 10). Në pjesën jugperëndimore kontakton tektonikisht me zonën tektonike të Sazanit, duke u mbihedhur drejt perëndimit e duke maskuar plotësisht disa njësi strukturore. Në këtë rajon dallohet shumë qartë shtrirja e zonës Jonike deri në perëndim të Korfuzit, duke u evidentuar mbihypja me e madhe në plan e strukturave të zonës Jonike drejt perëndimit e duke maskuar shpatin lindor të platformës Apuliane (Fig. 10).

Në veri e verilindje kufiri i zonës Jonike përkon me kufirin e orogjenit, duke mbihypur në një shkallë të konsiderueshme mbi zonën e Adriatikut Jugor.

**PËRFUNDIME**

Bazuar në punimet gjeologo - tektonike të zhvilluara në pjesën jugore të zonave të jashtme të Albanideve dhe në Helenidet veriore, janë dhënë disa konsiderata për ndërtimin gjeologjik të zonës së studimit.

1. Rajoni i studimit ndërtohet nga tre formacione:
  - Formacioni evaporitik,
  - Formacioni karbonatik,
  - Formacioni terrigjen (fishor dhe par-amollasik).
2. Formacioni Evaporitik lidhet kryesisht me thyerjet e thella tektonike gjatësore

e tërthore, që ndërpresin strukturat antiklinale.

3. Për zonën tektonike Kruja (Shqipëri) takohen tre facie kryesore:
  - Facia neritike që përhapet në strukturat e nënzonës lindore të Tervollit,
  - Facia e përziera takohet në strukturat e nënzonës së Tomorrit,
  - Facia e pelagjike takohet në antiklinalin e Melesinit (Leskovik).
4. Ndërsa Zona Gavrova në Greqi (zona Kruja në Shqipëri) ndërtohet nga gëlqeror neritik të një deti të cekët duke filluar nga Jurasiku i sipërm deri Eocen.
5. Në zonën Jonike depozitimet e formacionit karbonatik ndahen në dy sekuenca kryesore:
  - Sekuenca para riftingut me facie neritike moshë nga Triasi i sipërm deri në Liasin e poshtëm e të mesëm.
  - Sekuenca pas riftingut me facie pelagjike që për zonat tektonike Jonike (Shqipëri dhe Greqi) dhe Sazan (Shqipëri) Paksos (Greqi) kanë karakteristika të ndryshme.
6. Zona e Krujës drejt jugut nuk vazhdon më, sidomos në Helenidet veriore, ajo si rezultat i kombinimit të prishjeve tektonike tërthore me ato gjatësore

- kalon në zonën Jonike dhe rilind përsëri shumë më në jug në zonën tektonike Gavrova.
7. Pra këto zona tektonike nuk janë pambarim por ato lindin dhe kombinohen me njëra tjetrën.
  8. Dallimi midis zonës tektonike Jonike me zonën e Krujës Shqipëri dhe Gavrova në Greqi, është i qartë nga ana faciale sidomos për nivelin e depozitimeve karbonatike sepse për nivele më të reja të flishit Oligocenik e më sipër, ato janë të unifikuara dhe ky dallim pothuajse nuk ekziston.
  9. Për sa i përket stilit strukturor përgjithësisht vërehen disa vargje strukturore antiklinale dhe sinklinale. Vargjet strukturore antiklinale kanë si karakteristikë në përgjithësi se janë lineare me drejtim VP-JL dhe në krahun perëndimor të shkëputura tektonikisht shpesh herë krahun perëndimor i këtyre njësive strukturore është i maskuar nga mbythja e madhe.

#### LITERATURA

**ALIAJ SH., KOÇIAJ S., SULSTAROVA E., 1973.** Harta sizmotektonike e Shqipërisë në shk.1:1 000 000. F.G.J.M., I.S.P.G.J., I.N.G., Q.S.

**ALIAJ SH., 1980.** Sizmotektonika dhe kriteret gjeologjike të sizmicitetit në Shqipëri. Disertacion. I.

**BRAHIMI Q., KOLA A., SADUSHI P., IKONOMI J., DODONA E., KANANI J., PIRDENI A., MYFTARI A., 1992.** Stratigrafia dhe paleogjeografia e depozitimeve karbonatike të brezit strukturor të Çikës dhe zonës tektonike Sazani. ISPGJNG, Fier.

**DALIPI H., KONDO A., PEJO I., IKONOMI J., 1964.** Stratigrafia e depozitimeve të Mesozoit në Shqipërinë jugore dhe perëndimore. ISPGJNG, Fier.

**DIMITRIOS N., 2017.** Synthesis of Literature and Field Work Data Leading to the Compilation of a New Geological Map-A Review of Geology of Northwestern Greece. International Journal of Geosciences, 8, 205-236.

**ROURE F., NAZAJ SH., 2004.** Kinematic Evolution and Petroleum System - An Appraisal of the Outer Albanides. K.R. McClay Thrust tectonic and hydrocarbon system. Vol 83, AAPG Mem., 474-493.

**FRASHERI A., NISHANI P., BUSHATI S., HYSENI A., 1996.** Relationships between tectonic zones of the Albanides based on results of geophysical studies. In Ziegler and Hareath Ed., 170, 485 – 511.

**KOROVESHI T., QILLO LL., ÇELA RR., PRILLO S., RAMA I., GEGA N., 1981.** Studim regjional mbi zhvillimin paleogjeografik paleotektonik gjate depozitimeve karbonatike nga Triasi i sipërm deri në Paleogen për zonën Sazani, Jonike dhe Kruja. ISPGJNG, Fier.

**KARAKITSIOS V., 2013.** Western Greece and Ionian Sea petroleum systems. AAPG Bulletin, v. 97, no. 9. 1567–1595

**MUHAMETI P., PEJO I., 1974.** Mosha e depozitimeve halogjene të zonës Jonike në dritën e të dhënave paleontologjike. Përmbledhje Studimesh, 3, 60-65.

**MARAVELIS A., VASSILIOU A., TSEROLAS P., ZELILIDIS A., 2014.** Structural Elements and Petroleum Exploration on the Apulian Platform, Hellenic Fold and Thrust Belt, Zakynthos Island (Western Greece)

**XHOMO A., KODRA A., XHAFA Z., SHALLO M., NAZAJ SH., NAKUÇI V., YZEIRAJ D., LULA F., VRANAJ A., MELO V., DIMO LL., SADUSHI P., 2002.** Gjeologjia e Shqipërisë., F.G.J.M.

**YZEIRAJ D., SADUSHI P., NAZAJ SH., DORE P., 2002.** Konkluzionet biostratigrafike të pre-rjeve Qeshibesh dhe Leskovik (material faktik nga studimi “Ndërtimi gjeologo-tektonik i pjesës jugore të zonës Kruja”). ISPGJNG, Fier.



## SOME CONSIDERATIONS ON THE GEOLOGICAL SETTING OF KRUJA AND IONIAN TECTONIC ZONES IN SOUTHERN ALBANIA AND NORTHERN GREECE

Dhurata Ndreko<sup>1</sup> Shaqir Nazaj<sup>1</sup>

### ABSTRACT

The study region is located in the southwestern part of Albania and in the northwestern part of Greece. The study region is part of the external tectonic zones of the Albanides and Hellenides, which from west to east are divided into several tectonic zones: Sazani tectonic zone (Albania), Paksos (Greece), Ionian tectonic zone (Albania and Greece), Kruja tectonic zone (Albania), Gavrovo (Greece) and Krasta tectonic zone (Albania), Pindi (Greece). These tectonic zones are formed during the early Jurassic age, when the opening of the passive margins of southern Tethys has reached its maximum. Three main formations are documented in the geological setting of the study region, the evaporitic formation, the carbonate formation, and the terrigenous formation (flysch and paramollasic formation).

**Keywords:** Tectonic zone, Outer Albanides, Hellenides.

### INTRODUCTION

Albania and Greece are part of the Mediterranean Alpine orogenic belt in the Dinarido-Albanido-Hellenic structural belt (Dinaride s.l.) (Xhomo A. et al, 2002). The Albanido-Hellenic structural belt are divided in two main groups of tectonic zones:

1. Internal tectonic zones
2. External tectonic zones

In this study the focus was mainly on lithofacies, relationships between tectonic zones as well as various structural units. The Albanides in the north and the Hellenides in the south from the Triassic to the Cretaceous were part of the passive margin of the southern Tethys (Xhomo A. et al, 2002). Both the Albanides and the Hellenides are divided into internal tectonic zones and external zones. Geographically, most of the external tectonic zones in the Albanides and Hellenides are located mainly in Southern Albania and Northern Greece. They are divided into several tec-

tonic zones which from west to east are: Sazani (Albania) Paksos (Greece), Ionian (Albania and Greece), Kruja (Albania) and Gavrova (Greece) and Krasta zone (Albania) and Pindi (Greece). These tectonic zones are formed during the early Jurassic when the opening of the passive margin of the southern Tethys has reached its maximum.

### GENERAL DATA ON THE STRATIGRAPHY

In the geological settings of the study area are distinguished three main geological formations:

1. The evaporitic formation,
2. The carbonatic formation,
3. The terrigenous formation (flysch and paramollasic).

### 1. EVAPORITIC FORMATION

Fragments of evaporitic deposits are found in northeast of Palasa vilage in Corfu, Filat, Butrint, Delvina, Glina and Delvinakis areas.

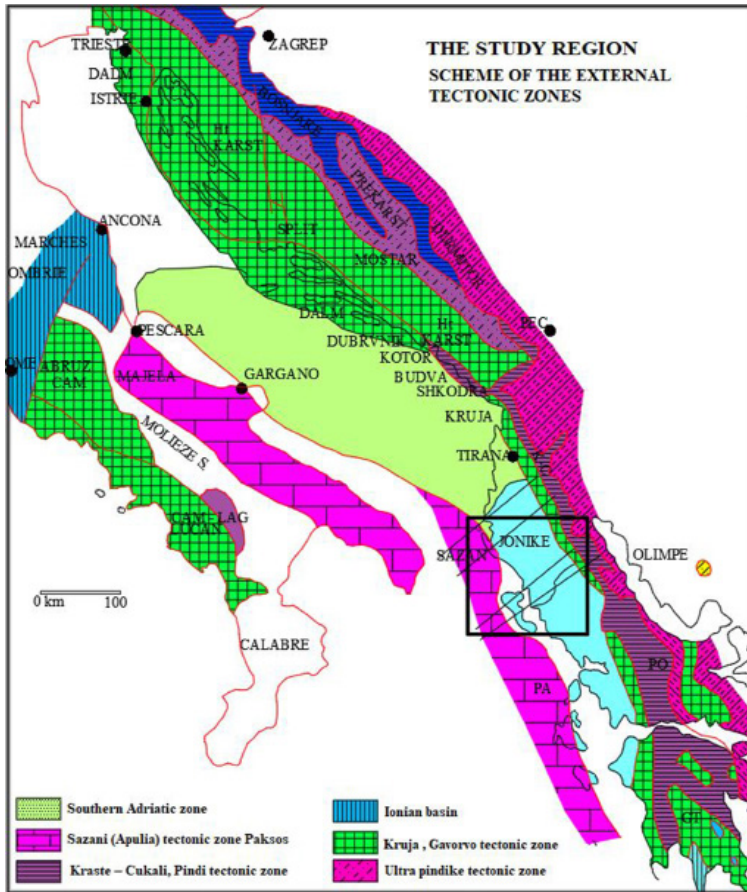


Figure 1. Scheme of the external tectonic zones (modified from Karakitsios V, 2013)

These deposits are mainly associated with deep tectonic, longitudinal, and transverse faults, that interrupt the anticlinal structures. They are lithologically represented by clay, gypsum, anhydrite, dolomites and in depth by rock salts. (Muhameti P. et al,

1974). Evaporites in all cases have tectonic contact with the surrounding rocks (Fig. 2). The real thickness of the evaporites is not known but different studies have documented that their thickness is about 6000 m (Yzeiraj D. et al, 2002).





**Figure 2.** Filati area, the evaporitic, dolomite and gypsum deposits (Photo Sh. Nazaj)

### 1. CARBONATIC FORMATION

In the Kruja tectonic zone the geological lithological column starts from the Lower Cretaceous deposits up to the Eocene and belongs to shallow facie (Fig. 1). The oldest deposits are those of the Lower Cretaceous and are found in Tomorr, Kulmake and Qeshibesh (Yzeiraj D. et al, 2002). This formation is mainly sedimented in a platform ridge in an intertidal and tidal neritic sedimentation basin (Dalipi H. et al, 1964). For the Kruja tectonic zone, starting from the type of deposits and the flora and fauna found, it is concluded that three are the main facies:

1. *Neritic* facia that are found in the structures of the eastern subzone of Tervolli,

2. The *mixed* facies found in the structures of the Tomorri subzone,

3. The *pelagic* facies found in the Melesin anticlinal structure (Leskovik) (Fig. 3).

The facial changes of carbonate deposits in the structural belts are explained by the presence of longitudinal faults combined with the transverse faults of rifting time and their reactivation at different periods of time (Korovesi T., 1981). Paleocene - Eocene deposits are generally represented by mixed facies, often indicating the erosion of the older deposits associated with bauxite levels (Fig. 3).

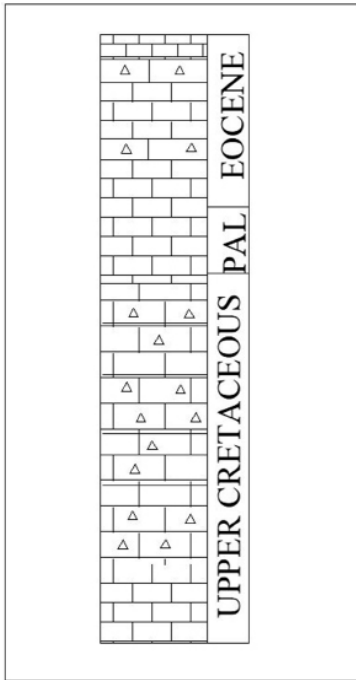


Figure 3. Melesin lithological column (modified from Yzeiraj D, et al, 2002)

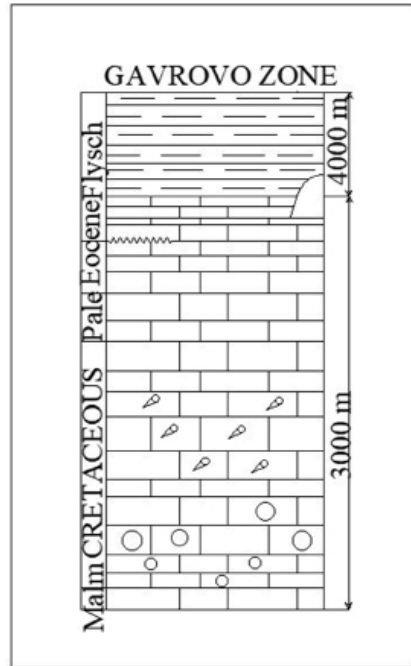


Figure 4. Gavrova lithological column (modified from Dimitrios N, 2017)

The Gavrovo zone outcrops at the south-eastern part of the study region and is represented by neritic limestone of a shallow basin starting from the Upper Jurassic to the Eocene age (Maravelis A. et al, 2014) (Dimitrios N, 2017). During the Cretaceous up to Eocene age, there are several areas where the sedimentation has continued successfully and in some areas where is documented noncontinuity in sedimentation, unconformity and reduced sequences. During the Upper Eocene and Oligocene age as a result of the folding phases of the eastern zone of the Pindi we have the deposition of terrigenous formations. So, a transition is made from the carbonate formation to the terrigenous formation (Flysch deposits) (Fig. 4).

Carbonate formation deposits in the Ionian tectonic zone are divided into two main sequences:

**a. Pre – rift sequence with neritic facies.**

**b. Post – rift sequence with pelagic facies**

Both sequences are deposited on a passive borderland. The passive borderland for the Ionian tectonic zone existed until the beginning of the deposition of the terrigenous formation in Lower Oligocene age, while for the Sazani zone it continued until the beginning of the Upper Oligocene age (Fig.5). The passive margin has migrated in time and space passing to the active borderland (in compression) at different geological times, for both tectonic zones from east to west.

**a. The pre – rift deposits with neritic facies**

These deposits are pre-rifting (opening phase) with age from the Upper Triassic to the Lower and Middle Liassic. The Upper Triassic deposits are represented by dolomite and dolomitic limestone that build the core of anticlinal structures of the Ionian tectonic zone in Albanian and Greek territory.

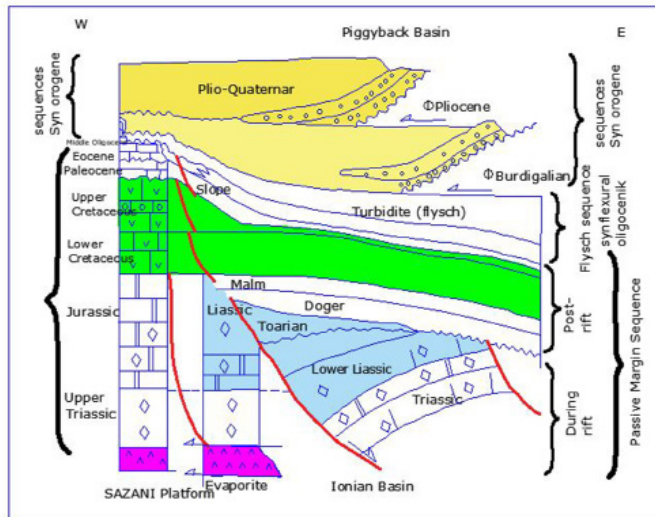


Figure 5. Scheme of relations between deposits of Ionian zone and Sazani zone (Modified from Roure F., Nazaj Sh. et al, 2004)

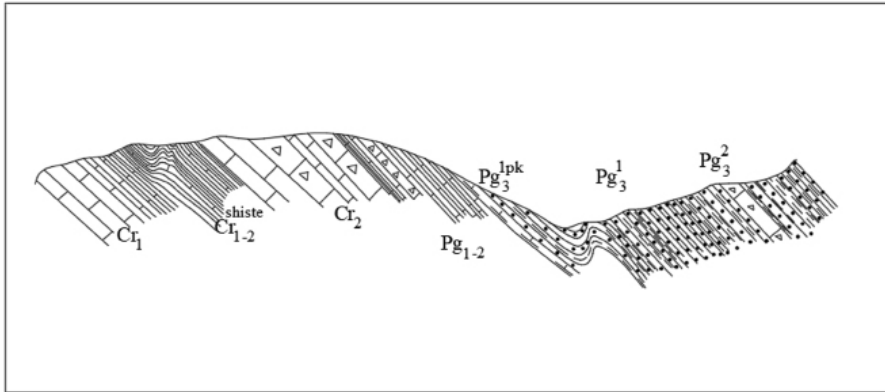
Successively on these deposits continue the Lower and Middle Liassic deposits which have the same lithological composition.

**b. The post – rift deposits with pelagic facies.**

These deposits belong to the after rifting (opening) phase and have different characteristics for Ionian and Sazan-Paksos tectonic zones (Brahimi Q. et al, 1992). This shows that in the passive borderland after opening are formed horst and graben structures, where in the Ionian zone is a

graben structure built with several half-rotated blocks and the Sazani-Paksos zone was like a horst structure (Fig. 5) (Roure F., Nazaj Sh. et al, 2004). As a consequence of this change in the Ionian zone the deposits are pelagic facies.

In the Ionian tectonic zone, the geological lithological column continues to be mainly carbonate starting from the facies of red limestone with ammonite (*Amonitico rosso*) and the facies of shales with *possidonia* Toarian age and mainly with siliceous and with layers of limestone of Doger-Malm age.



**Figure 6.** Relation between the Lower and Upper Cretaceous deposits and the terrigenous formation in the Ionian zone (Greece) (Nazaj Sh.)

Another characteristic is that the Cretaceous deposits are also represented by several lithological packages. In the lower part are mainly carbonate then claystones with carbonate and above them carbonate with the combination of turbidite horizons. These deposits are pelagic facies of a deep sea (Fig. 6., 7). It should be noted that the deposits starting from the upper Liassic (Toarcian) up to the Cretaceous (Aptian) age in some structures of the Ionian zone are placed on the older de-

posits with “onlap” or through old paleofaults of the rifting time. Regarding to the Paleocene-Eocene deposits in the Ionian zone, continued to be pelagic facies, while in the Sazan-Paksos zone, these deposits are neritic facies and are placed with unconformity on the Cretaceous deposits. In the Lower Oligocene age in the Ionian zone we have transition from carbonate formation to terrigenous formation (Brahimi Q. et al, 1992).



**Figure 7.** In the SW of Ioannina (Greece) where the deposits of the Upper Cretaceous are microfolded (Photo Nazaj Sh.)

## GEOTECTONIC POSITION AND STRUCTURAL MODEL OF THE STUDY AREA

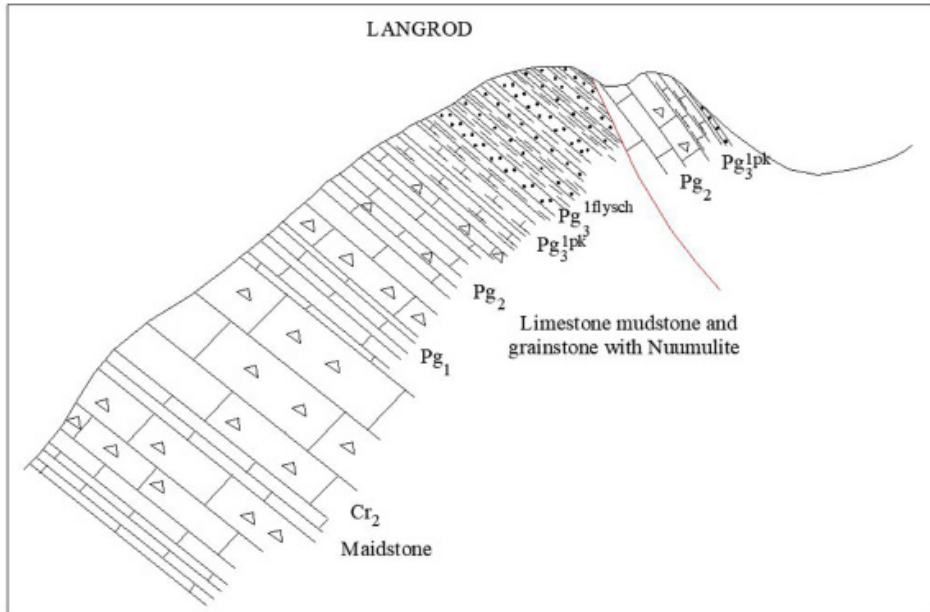
In the regional context, the study region is located mainly in the tectonic zones of Kruja (Albania) Gavrova (Greece), Ionian (Albania and Greece) and the tectonic zones of Sazani (Albania) and Paksos (Greece). The Kruja and Gavrova zones in the south of the study area represent a ridge that borders on the east with the Krasta-Cukali (Albania) and Pindi (Greece) tectonic zone, while on the west with the Ionian tectonic zone. Analyzing geological - tectonic, lithological -facial factors and maintaining the geological tectonic criteria used in the tectonic division of Albania (Aliaj Sh, 1980) (Fraseri A. et al, 1996). Based on the recent studies of the geological map of Albania 1: 200 000 (Xhomo A. et al, 2002), the Kruja zone in the Albanides is divided into two subzones, the eastern subzone of Dajti and the western subzone of Tomorri. The geological structures in the study region, although they are part of the Kruja tectonic zone, have distinctive features from the structures of the northern part of this tectonic zone. Thus, while in the northern part in the geological settings of this zone are four structural belts, represented by elongated structures with narrow and deep dividing synclines, with entirely neritic facies (Xhomo A. et al, 2002). In the southern part the structural model is presented quite differently with the Tomorri subzone which is divided into two structural belts:

### **a. Eastern Belt Qeshibesh-Kulmak-Kerpice**

The anticlinal structures of this belt are horst-graben type, which are formed as a result of normal transverse and longitudinal faults of the rifting phase and later activated. Another characteristic is that the deposits starting from the Eocene and especially in the Oligocene age are placed with "onlap" on the deposits of the Upper Cretaceous.

### **b. Anticlinal belt Sarandaporo-Melesin-Lengatice-Çorovode-Tomorri**

This structural belt is the westernmost belt of the Kruja zone. Tomorri anticlinal structure have a length of 22 km and a width of 6 km. The core it is built by dolomite and dolomitic limestone deposits of the Lower Cretaceous. The eastern flank of this anticlinal structure is very visible and dips with an angle of 25-30°, also are seen and the two periclinal. To the west it is bordered by a thrust which divides it from the eastern flank of the Permeti synclinal (Fig. 8). A series of transverse tectonic faults are observed in the northern periclinal which make possible for this periclinal to dip very quickly. The southern periclinal is quiet and connects to the south with the Çorovode-Sarandaporo structures. These structures are linear. In the Albanian territory the Kruja tectonic zone in the west is bordered by the Ionian zone. Structurally, the contact is made by two longitudinal tectonic faults that are visible during field observation (Fig. 8) (Aliaj Sh. et al, 1973). These longitudinal tectonic faults extend in NW-SE direction and divide these structures from the Permet synclinal, which is filled with Oligocene flysch deposits. In some cases, longitudinal tectonic faults are observed on the eastern flank. Characteristic is that in the cores of these structures are found the upper Cretaceous deposits of pelagic facies, so as facies they are similar to the deposits of the Ionian zone. The presence of pelagic limestones in the structure of Melesin has led some researchers to consider these structures as units of the Ionian tectonic zone. There have been different opinions for the structures of the Tomorri anticlinal belt, naming it as a separate tectonic belt that sometimes belongs the Kruja zone and sometimes the Ionian zone and sometimes has the intermediate position. In Albania, the deposits that build the Melesin anticlinal structure, especially those of the upper Cretaceous, are of pelagic facies similar to those of the Ionian zone (Fig. 3).

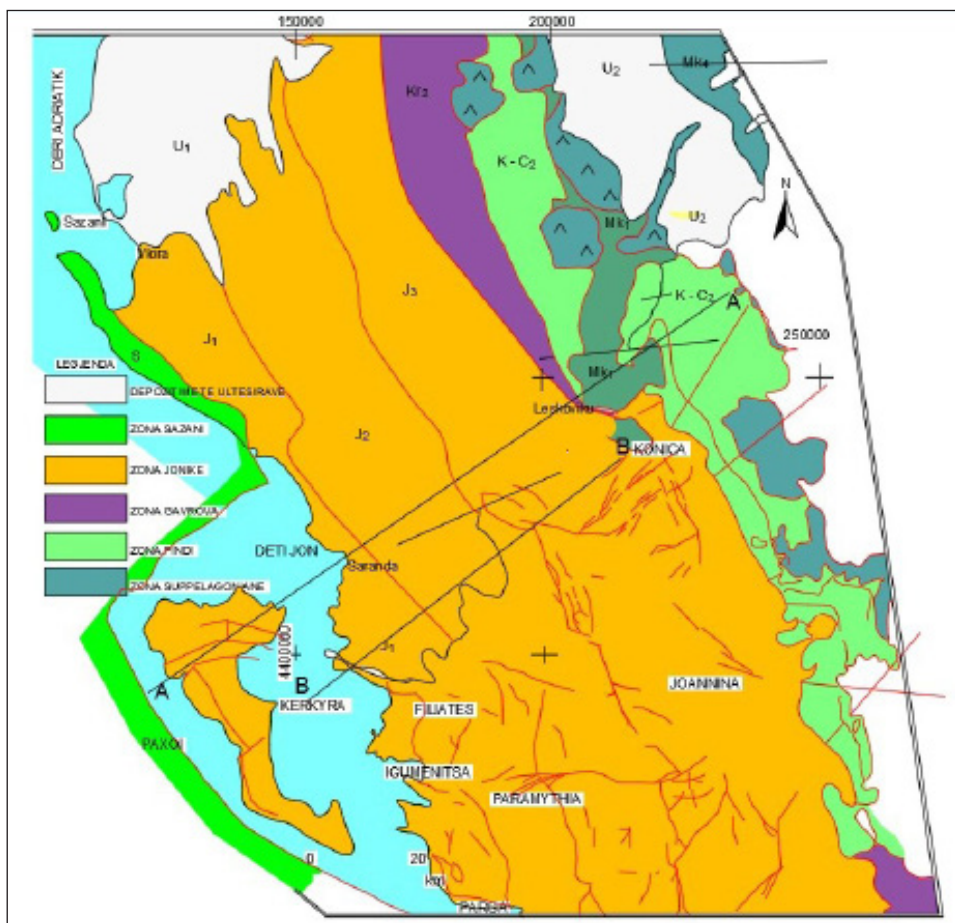


**Figure 8.** The Langrod region where pelagic deposits of the Upper Cretaceous and Paleocene-Eocene are observed (Nazaj Sh.)

So, facially side they belong to the Ionian zone but considering as a structural line they belong to the Tomorri anticlinal structure which is of neritic and mixed facies. We have left this structural line according to the structural and tectonic criteria in the Kruja zone despite the facies.

Another characteristic is that towards the south, in Greek territory in the area of Konica are seen some transverse tectonic faults (Fig. 9, 10) (Dimitrios N., 2017). In this sector these tectonic faults reduce their amplitude and have made possible for the limestones of the Permeti synclinal, Nemerçka anticlinal and the Melesin anticlinal structures to unite into a large mega-structure called TIMFE (Fig. 10) profile B-B. This massif is of pelagic facies. From the field observations, especially in the east of Ioannina, where we have the eastern carbonate structure, it is noticed

that the Cretaceous and Upper Paleocene-Upper Eocene limestones are of pelagic facies that show that these facies belong to the Ionian zone. The Gavrova zone in this sector is not documented but are found flysch deposits. The flysch formation is characterized by numerous turbidite horizons and in the east passes into the Pindi zone. As a result of what we said above, Kruja zone does not continue in this area but much further in the south outcrops in the Gavrova tectonic zone (Fig. 9) (Dimitrios N., 2017). This phenomenon occurs as a result of the combination of a series of transverse tectonic faults with longitudinal ones, which has given to different sectors a kind of “independence” from each other. So tectonic zones are not endless, but they outcrop and combine with each other in both transverse and longitudinal direction.



**Figure 9.** The tectonic map of Southern Albanides and Northern Helenides showing the relationship between structural units and Geological-Tectonic zones (Modified from Dimitrios N. 2017)

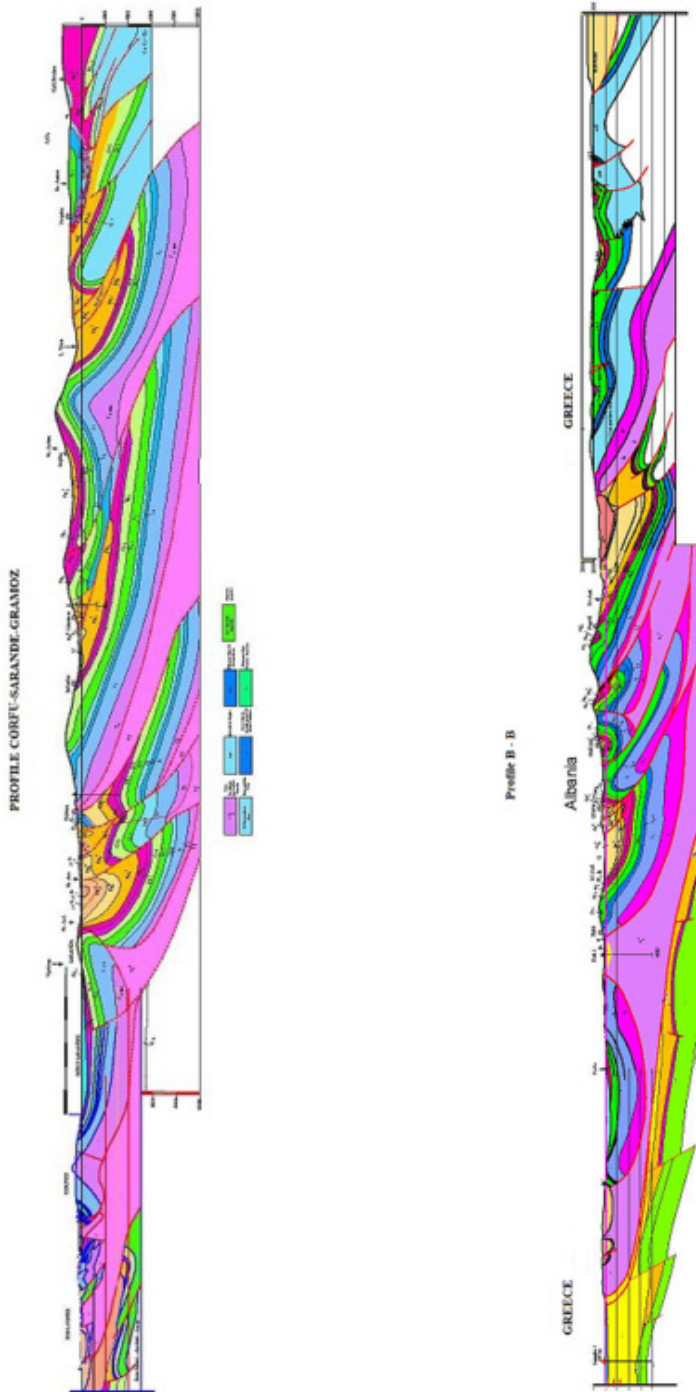


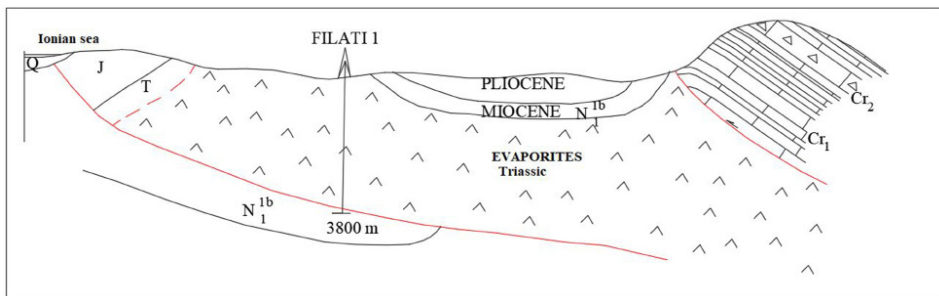
Figure 10. Geological profiles showing the relation between the structural units and the Tectonic zones in the study region (Nazaj Sh., Ndreko Dh.)



**The Ionian tectonic zone** begins in the south, out of the Albanian territory, from the Peloponnese and continues towards the northwest in Albania, until the Vlora-Elbasan-Diber transverse fault. To the east it borders with Kruja tectonic zone (Albania) Gavrova (Greece).

There are differences between these tectonic zones, that are clearly visible, especially for the level of carbonate deposits because for the newer levels of Oligocene

flysch, they are unified, and this difference is almost non-existent. To the west the Ionian zone borders with Sazani (Albania) and Paksos tectonic zone (Greece). The boundary is clearly distinguished by the changes in carbonate deposits, which for the Sazan zone are neritic facies and continue until the Middle Oligocene while in the Ionian zone the carbonates are pelagic facies and end in the Upper Eocene age.

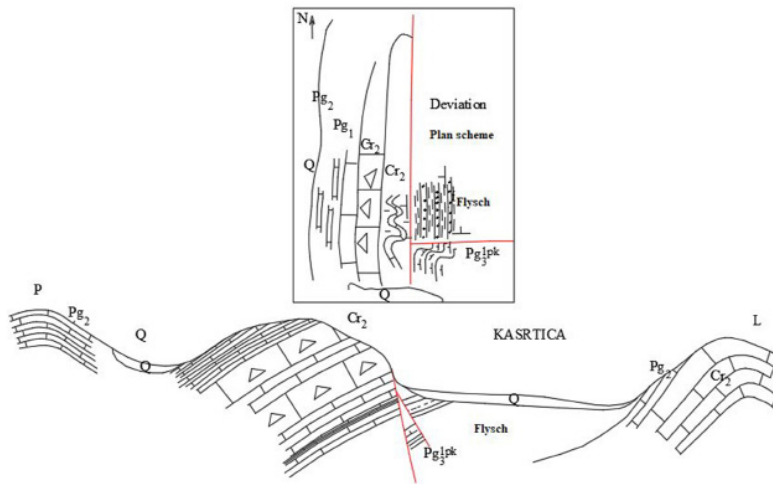


**Figure 11.** Scheme of the relation of the evaporitic formation with carbonate formation in the Igoumenitsa area (Greece) (Nazaj Sh.)

Regarding the structural style of the Ionian zone are generally observed several anticlinal and synclinal structural belts. The anticlinal structural belts are characterized by well-developed structures that at their core are built from old evaporitic deposits and Triassic-Liassic dolomites.

The structures are generally linear in the NW-SE direction and on the west flank are detached, often the west flank of these structural units is covered by large overlap (Fig. 10). The Ionian zone has a very large overlap amplitude of several tens of kilometres to the west, confirmed by the data of the Dumre-8 and Filat-1 wells, which remained in the Miocene deposits at a depth of 3800m. (Dimitrios N., 2017) (Fig. 10, 11). The first phase of structuring of the Ionian zone was in Burdigalian age. All structures in the Ionian zone generally have western

asymmetry but in the area of Ioannina and Devation (Fig. 12) the structures have eastern asymmetry and are very faulted. This comes as a result of the interruption of separate structural units and subzones and their overlap toward the west (Fig. 10). The exceptionally large overlap (over 50 km) of the Ionian zone toward the west, has been influenced by the presence of evaporites formation which is a very "lubricating" horizon. Also, the presence of old longitudinal and transverse tectonic faults, where in the north of the Corfu island (Otoni islands) is observed and old transverse tectonic fault that borders the Ionian zone in the north with the Sazani zone (Fig. 10). The synclinal structural belts are generally filled with flysch and Miocene deposits. The Ionian tectonic zone from south to north within the Albanian territory gradually reduces its width.



**Figure 12.** The Kastica and Deviation area where structures of the Ionian zone have eastern asymmetry and accompanied by normal tectonic faults (Nazaj Sh.)

In the southwestern part, it tectonically contacts with the Sazan tectonic zone, overlapping to the west and completely covers some structural units. In this region the extension of the Ionian zone to the west of Corfu is very clearly distinguished, evidencing the greatest plan of the overlap of the structures of the Ionian zone to the west and covering the eastern slope of the Apulia platform (Fig. 10). To the north and northeast, the boundary of the Ionian zone coincides with the orogen boundary, overlapping to a considerable scale over the Southern Adriatic zone.

**CONCLUSIONS**

Based on the geological-tectonic works made in the southern part of the external tectonic zones of the Albanides and in the northern Hellenides, some considerations have been given for the geological settings of the study area.

1. In the study region are documented three main formations:
  - Evaporitic formation,
  - Carbonate formation,
  - Terrigenous formation (flysch and paramolassic formation).
2. Evaporitic formation is mainly related

to deep longitudinal and transverse tectonic faults, which interrupt anticlinal structures.

3. For the Kruja tectonic zone (Albania) three main facies are documented:
  - Neritic facia that are found in the structures of the eastern subzone of Tervolli,
  - The mixed facies are found in the structures of the Tomorri subzone,
  - The pelagic facies are found in the Mellesin (Leskovik) anticlinal structures.
4. While the Gavrova tectonic zone in Greece (Kruja zone in Albania) is represented by neritic limestone of a shallow sea from the Upper Jurassic to the Eocene age.
5. In the Ionian zone the carbonate formation is divided into two main sequences:
  - Pre-rift sequence with neritic facies from Upper Triassic to Lower and Middle Liassic age.
  - Post-rift sequence with pelagic facies that for the Ionian tectonic zones (Albania and Greece) and Sazan (Albania) Paksos (Greece) have different characteristics.

6. The Kruja tectonic zone in the south does not continue, especially in the northern part of Hellenides, it as a result of the combination of transverse fault with longitudinal tectonic faults, and it passes into the Ionian tectonic zone and outcrops again much further in the south in the Gavrovo tectonic zone.
7. So, these tectonic zones are not endless but they outcrop and combine with each other.
8. The difference between the Ionian tectonic zone with Kruja (Albania) and Gavrova (Greece) tectonic zones is very clear for the level of carbonate deposits but for the levels of Oligocene flysch, they are unified and this difference almost does not exist.
9. The structural style is characterized by several anticlinal and synclinal structural belt. The anticlinal structures are generally linear with NW-SE direction and on the west flank are tectonically faulted. Often the west flank of these structural units is covered by large overlap.

#### REFERENCE

- ALIAJ SH., KOÇIAJ S., SULSTAROVA E., 1973.** Harta sizmotektonike e Shqipërisë në shk.1:1 000 000. F.GJ.M., I.S.P.GJ., I.N.G., Q.S.
- ALIAJ SH., 1980.** Sizmotektonika dhe kriteret gjeologjike të sizmicitetit në Shqipëri. Disertacion. I.
- BRAHIMI Q., KOLA A., SADUSHI P., IKONOMI J., DODONA E., KANANI J., PIRDENI A., MYFTARI A., 1992.** Stratigrafia dhe paleogjeografia e depozitimeve karbonatike të brezit strukturor të Çikës dhe zonës tektonike Sazani. ISPGJNG, Fier.
- DALIPI H., KONDO A., PEJO I., IKONOMI J., 1964.** Stratigrafia e depozitimeve të Mesozoit në Shqipërinë jugore dhe perëndimore. ISPGJNG, Fier.
- DIMITRIOS N., 2017.** Synthesis of Literature and Field Work Data Leading to the Compilation of a New Geological Map-A Review of Geology of Northwestern Greece. International Journal of Geosciences, 8, 205-236.
- ROURE F., NAZAJ SH., 2004.** Kinematic Evolution and Petroleum System - An Appraisal of the Outer Albanides. K.R. McClay Thrust tectonic and hydrocarbon system. Vol 83, AAPG Mem., 474-493.
- FRASHERI A., NISHANI P., BUSHATI S., HYSENI A., 1996.** Relationships between tectonic zones of the Albanides based on results of geophysical studies. In Ziegler and Hareath Ed., 170, 485 – 511.
- KOROVESHI T., QILLO LL., ÇELA RR., PRILLO S., RAMA I., GEGA N., 1981.** Studim regjional mbi zhvillimin paleogjeografik paleotektonik gjate depozitimeve karbonatike nga Triasi i sipërm deri në Paleogen për zonën Sazani, Jonike dhe Kruja. ISPGJNG, Fier.
- KARAKITSIOS V., 2013.** Western Greece and Ionian Sea petroleum systems. AAPG Bulletin, v. 97, no. 9. 1567–1595
- MUHAMETI P., PEJO I., 1974.** Mosha e depozitimeve halogjene të zonës Jonike në dritën e të dhënave paleontologjike. Përmbledhje Studimesh, 3, 60-65.
- MARAVELIS A., VASSILIOU A., TSEROLAS P., ZELILIDIS A., 2014.** Structural Elements and Petroleum Exploration on the Apulian Platform, Hellenic Fold and Thrust Belt, Zakynthos Island (Western Greece)
- XHOMO A., KODRA A., XHAFA Z., SHALLO M., NAZAJ SH., NAKUÇI V., YZEIRAJ D., LULA F., VRANAJ A., MELO V., DIMO LL., SADUSHI P., 2002.** Gjeologjia e Shqipërisë., F.GJ.M.
- YZEIRAJ D., SADUSHI P., NAZAJ SH., DORE P., 2002.** Konkluzionet biostratigrafike të pre-



## ROLI I PRISHJEVE TEKTONIKE GJATËSORE E TËRTHORE NË BREZIN FLISHOR TË RAJONIT TË PLASHNIKUT, NË KONTROLLIN E TRASHËSISË SË DEPOZITIMEVE

Arjol Lule<sup>1</sup>, Shaqir Nazaj<sup>1</sup>

### ABSTRAKT

*Në këtë artikull jepen disa konsiderata mbi rolin që kanë luajtur prishjet tektonike ndërflishore në kontrollin e trashësisë së depozitimeve Neogjenike në rajonin e studimit. Prishje tektonike gjatësore në kombinim me prishjet tektonike tërthore, kanë sjellë ndryshime në trashësinë e depozitimeve. Në disa rajone trashësia e depozitimeve zvogëlohet menjëherë deri në dhjetë herë në drejtim tërthor dhe sidomos në atë gjatësor. Në këtë rajon trashësia e depozitimeve të katit Hatian - Akuitanian pëson një ndryshim të menjëhershëm, çka tregon se është ndikuar dhe kontrolluar nga fenomenet tektonike dhe paleogjeografike. Ky ndryshim është më i dukshëm tërthor shtrirjes së linjave strukturore.*

**Fjalë Kyç:** *Plashnik, prishje tektonike, Hatian - Akuitanian.*

### HYRJE

Rajoni i marrë në shqyrtim në këtë studim ka qenë objekt i kërkimeve gjeologjike të kryera në kohë të ndryshme nga disa ekspedita gjeologjike me qëllime të caktuara. Ne kemi shqyrtuar disa prej tyre të cilat na kanë dhënë mundësinë e njohjes më mirë të rajonit në fjalë duke evidentuar strukturat dhe fenomene të ndryshme gjeologjike. Po kështu janë marrë në konsideratë edhe rilevimet e shkallës 1:25.000 apo dhe shpime e studime gjeologo gjeofizike të bëra më herët.

Të tilla mund të përmendim: Rilevim 1:25.000 të rajonit Tërpan, (Yzeiri D. et al., 1978), rajonit Tërpan-Gllavë-Sinjë, (Valbona U. et al., 1985), rajonit Lekël-Libohove (Nazaj Sh. et al., 1986), Potom-Kulmak (Shteto Th. et al., 1982), rajonit Bodar (Valbona U., et al., 1984). Po kështu edhe studimet të ndryshme gjeologo - tektonike të pjesës jugore të zonës Kruja (Yzeiri D. et al., 2002) dhe informacionet e të dhëna të marra nga shpimet e puseve, Plashnik, Buz dhe Mem-2.

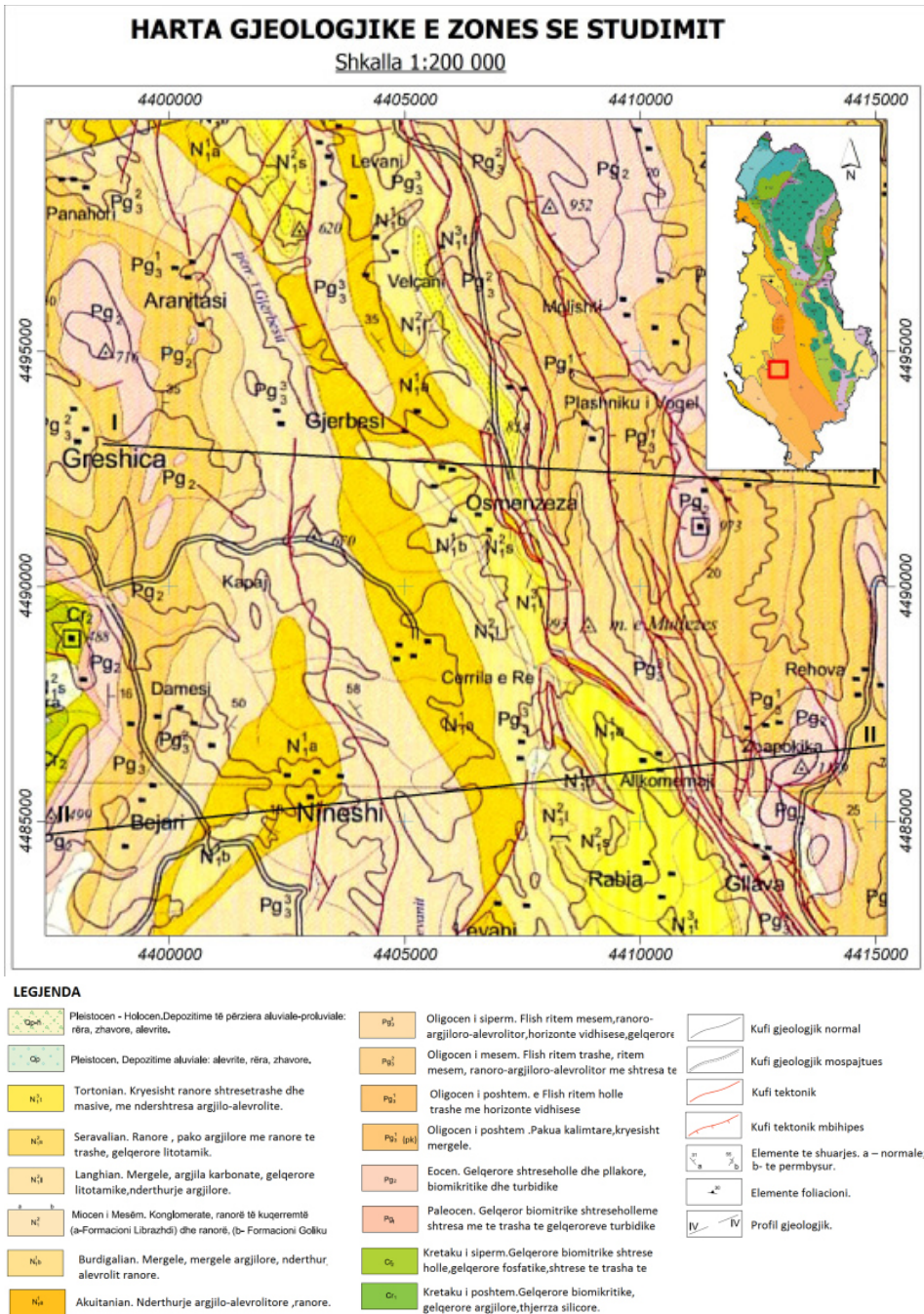


Figura 1. Harta gjeologjike e rajonit (sipas SHGJSH, 2002)

## NDËRTIMI GJEOLOGJIK DHE TEKTONIKA

Në rajonin në studim ka përhapje një gamë e gjerë depozitimesh ku dallohen tre komplekse:

- kompleksi karbonatik,
- kompleksi terigjen (flishor)
- kompleksi paramollasik

Ne do të përshkruajmë vetëm atë pjesë të depozitimeve që ka lidhje me fenomenin të cilin kemi marrë në shqyrtim.

### NËNSEKSIONI OLIGOCEN I SIPËRM

Depozitimet e këtij nënseksioni brenda rajonit kanë përhapje të madhe nga ana litologjike. Këtu përfshihen:

#### 1. Pakoja e flishit argjilo-ranoro-gëlqeror ( $Pg_3^{3a}$ )

Në pjesën më të madhe të rajonit këto depozitime kanë marrëdhënie suksesive me depozitimet e nënshtrira dhe në disa raste marrëdhënie tektonike. Këto depozitime përfaqësohen nga flish argjilo-ranoro-gëlqeror ritëm hollë e ritëm mesëm.

#### 2. Pakoja e flishit argjilo-ranor ritëm hollë ( $Pg_3^{3b}$ )

Kjo pako ka përhapje të kufizuar dhe ndërton disa njësi strukturore të cilat janë në përfundim të vargut antiklinal Gllave-Plashnik (Fig.1.) Këto depozitime vendosen suksesivisht mbi pakon e flishit argjilo-ranoro-gëlqeror ( $Pg_3^{3a}$ ): Përfaqësohet nga flish argjilo-ranor ritëm hollë. (Valbona U, et al., 1984).

### SISTEMI NEOGENIK - N

Seksioni miocenik ( $N_1$ ) përfaqësohet me dy nënseksione: ( $N_1^1$ ) dhe ( $N_1^2$ ).

Pjesa e poshtme e formacionit Panahora dhe Sefaj

Këto formacione i përkasin katit Akuitanian ( $N_1^{1a}$ ) të nënseksionit Mioceni i poshtëm: ( $N_1^1$ ), seksioni Miocenik i sistemit Neogenik - N.

#### A. Formacioni Panahora

Këto depozitime kanë një përhapje të konsiderueshme në rajon dhe ndërtojnë krahun lindor të vargut sinklinal Memaliaj-

Ngraçan, rrudhosjen pozitive të Kozhelit, sinklinalin e Velçanit dhe atë të Allambrezit (Fig.1). Depozitimet në ngritjen e Kozhelit dhe në sinklinalin e Allambrezit paraqiten mjaft të reduktuara në krahasim me të njëjtat depozitime që ndërtojnë krahët perëndimorë të sinklinalit të Memaliaj dhe atij të Velçanit.

#### B. Formacioni Sefaj

Këto depozitime kanë një përhapje shumë të vogël. Ato takohen në Osmanzezë dhe ndërtojnë krahun lindor të sinklinalit të Velçanit dhe më në jug krahun lindor të sinklinalit të Memaliajt (Fig. 1). Ato vendosen suksesivisht mbi depozitimet e Oligocenit të sipërm, këto depozitime në veri të fshatit Osmanzezë kanë marrëdhënie tektonike me depozitimet e formacionit Panahora.

#### Kati Burdigalian ( $N_1^{1b}$ )

Ka po ato karakteristika litologjike si dhe Akuitaniani. Kufiri i poshtëm vendoset rreth 200-300m nën dyshemenë e formacionit Levani. Këto depozitime në pjesët sinklinale kanë marrëdhënie suksesive me depozitimet e nënshtrira, kurse në pjesët anësore dhe të ngritura vendosen me mospërputhje stratigrafike e këndore (Xhomo A. et. al., 2011).

### NËNSEKSIONI I MIOCENIT TË MESËM ( $N_1^2$ )

#### Kati Langhian ( $N_1^{21}$ )

Këto depozitime takohen në sinklinalin e Memaliajt. Kufiri i poshtëm vendoset disa dhjetëra metra nën tavanin e formacionit "Levani". Ka marrëdhënie transgresive me depozitimet e nënshtrira në krahun lindor të sinklinalit, kurse në pjesët e tjera ka marrëdhënie suksesive (Xhomo A. et. al., 2011).

#### Kati Seravalian ( $N_1^{25}$ )

Ka po atë përhapje si depozitimet e poshtështrira. Kufiri i poshtëm vendoset disa dhjetëra metra mbi kufirin e sipërm të formacionit Levani. Këto depozitime në disa vende vendosen me diskordancë mbi ato më të vjetrat (Xhomo A. et. al., 2011).

## TEKTONIKA

Rajoni bën pjesë në zonën tektonike Jonike, në kalimin midis vargut antiklinor të Beratit dhe vargut sinklinor të Memaliajt. Nga lindja në perëndim takohen disa njësi strukturore si më poshtë:

### A- NËNZONA LINDORE ( NËNZONA E BERATIT )

Përfaqëson një njësi të madhe antiklinore me shtrirje juglindje-veriperëndim ( $130^{\circ}$ - $160^{\circ}$  me  $310^{\circ}$ - $340^{\circ}$ ). Tipar dallues është prania e strukturave më të zhvilluara në pjesën jugore, me amplitudë rrudhosje më të madhe. Në sipërfaqe dallohen depozitime më të vjetra se në bërthamat e tyre si dhe janë të shoqëruara me shkëputje tektonike në krahët perëndimorë. Në këtë nënzonë dallohen dy vargje antiklinale.

1. Vargu Nëmërçkë-Tërpan-Berat,
2. Vargu antiklinal perëndimor i nënzonës së Beratit.

Në këtë nënzone duke filluar nga jugperëndimi vërehen tre vargje strukturore:

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

Vargu strukturor Plashnik-Molisht-Kullës ka tipare krejt të ndryshme nga vargjet antiklinale të kësaj nënzone. Strukturat e tij në jug janë në formë kupolash si ajo e Komarit, Glavës, Zhapokikës dhe Plashnikut (Valbona U., et al.,1987). Me në veri ky varg vazhdon me brahiantiklinalin e Molishtit, Kullsit dhe Kuçovës. Të gjitha strukturat karbonatike të këtij vargu të përmendura më lart janë të zbuluara në sipërfaqe, me përjashtim të antiklinalit të Kuçovës i cili është i zhytur dhe mbulohet transgresivisht nga depozitimet neogenike. Në pjesën veriore ky antiklinal për efekt të diapirit të Dumresë komplikohet me prishje tektonike. Më në perëndim të këtij vargu lind antiklinali i Shpiragut i cili paraqet një strukturë me krah perëndimor të shkëputur tektonikisht dhe krah lindor më të pjerrët se strukturat

e tjera. Kjo strukturë nuk vazhdon as në veri dhe as në jug të rajonit. Në veri shuhet në krahun perëndimor të antiklinalit të Kullsit ndërsa në jug ajo pritet nga prishja tektonike mbihypëse perëndimore e nënzonës antiklinale të Beratit. Shkëputja regjionale në perëndim të kësaj nënzone, në gjithë ecurinë e saj paraqitet në trajtën e një sistemi shkëputjesh që drejt thellësisë mund të shkrihen në një të vetme (Valbona U., et al.,1985). Nga të dhënat e fituara nga shpimi i disa puseve (Plashnik, Buz, etj) rezulton se shkëputja në ballin e mbihypjes, pranë sipërfaqes, ka kënd rënie të madh  $60^{\circ}$ - $80^{\circ}$ , kurse në thellësi ky kënd zvogëlohet në  $40^{\circ}$ - $45^{\circ}$ . Një karakteristikë dalluese për këtë varg antiklinal është se në përgjithësi vërehet një sistem prishjesh tektonike. Në fakt janë dy prishje tektonike. E para vë në kontakt gëlqerorët e njësie strukturore të sipër cituara me depozitime të oligocenit të poshtëm që kanë rënie perëndimore. Amplituda e prishjes tektonike është e rendit qindra metra. Në perëndim të saj vërehet një prishje tjetër që vë në kontakt depozitime të Oligocenit të poshtëm me depozitime të Oligocenit të mesëm. Kjo prishje tektonike ndan nënzonën antiklinale të Beratit nga vargu flishor i Osmanzezës. dhe ka një amplitudë të rendit disa kilometra, duke i dhënë krahut perëndimor të antiklinorit të Beratit një pamje në formë shkalle (Fig. 2).

Një karakteristikë tjetër është se vërehet një sistem prishjesh tektonike në perëndim të vargut antiklinal të Beratit. Këto prishje tektonike në drejtim të veriut shuhën brenda depozitimeve flishore. Mbasi ato shuhën më në perëndim lind një tjetër në formë hapi. Më tej kjo prishje shuhet përsëri në depozitimet flishore por më në veri. Këto prishje tektonike imitojnë vetë strukturat e vargut antiklinal të Beratit të cilat zhvillohen drejt veriut në formë hapi. Duke u nisur nga të dhënat sipërfaqësore prishjet tektonike të sipër përmendura, pavarësisht se shuhën drejt veriut në formë hapi, në thellësi vazhdojnë dhe lidhen me njëra tjetrën dhe presin depozitimet kar-



bonatike (kjo nisur nga shenjat e naftës që takohen në zonat e prishjeve tektonike). Këto prishje tektonike janë baza e disa

prizmave që presin dhe gëlqerorët dhe që pothuajse maskohen nga mbihypja e nën-zonës së Beratit.

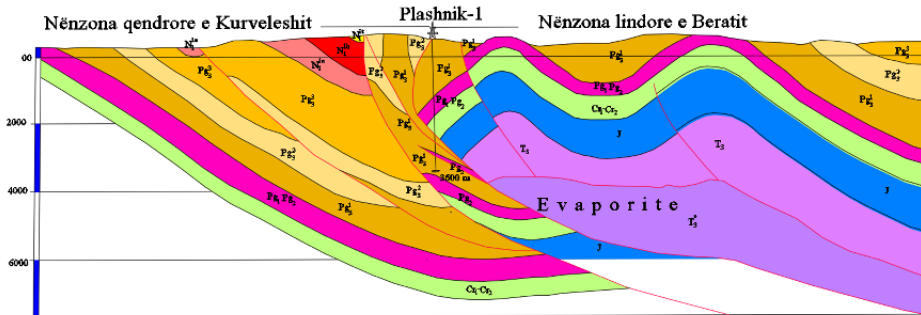


Figura 2. Profili gjeologjik I-I tregon marrëdhëniet midis njësive strukturore (Nazaj Sh., Lule A.)

### B- VARGU FLISHOR I VAGALAT-OSMANZËS

Ky varg ka dimensione relativisht të mëdha dhe shoqërohet nga një sërë fenomenesh paleogeografike si: reduktime të fuqishme të depozitimeve të Hatian-Akuitanianit, vendosje me shpëlarje e depozitimeve të Burdigalianit e më të reja që mesa duket janë elementë domethënës që lidhen me moshën e rrudhaformimit të strukturave të nënzonës qendrore të Beratit dhe të Kurveleshit. Për depozitimet karbonatike zanafillën ky varg e ka në Memaliaj. Nga të dhënat komplekse vërehet qartë se ai shfaqet në formën e një hundë strukturore nga krahu lindor i antiklinalit të Gribës. Për efekt të mbihypjes të strukturave më lindore në jug ka formën e një blloku tektonik të konturuar shumë mirë nga profilet sizmike dhe të dhënat e pusit Mem-2, ndërsa drejt veriut interpretohet nën strukturën karbonatike të Golikos. Vargu flishor i Osmanzezës ndërtohet nga flishe me moshë Oligocen i poshtëm i mesëm. Këto flishe janë mjaft të tektonizuar në formën e disa prizmave të cilët janë maskuar nga mbihypja e nënzonës së antiklinalit të Beratit. Këto flishe “prizma” ose luspa tektonike reflektohen edhe në nivelin e gëlqerorëve që pothuajse maskohen nga mbihypja e nënzonës së Beratit. Disa luspa të tilla janë takuar dhe nga pusi Plashnik-1 në thellësi 3492 – 3511 m (Fig. 2).

### C- VARGU SINKLINAL I MEMALIAJT

Morfologjikisht përfaqëson një zonë relativisht të ulur, ku predominojnë sinklinalet me dimensione të konsiderueshme në shtrirje. Nëpërmjet këtij vargu sinklinal bëhet kalimi për në n/zonën lindore të Beratit. Në pjesën juglindore dallohet vargu sinklinal Drinos-Lekël i cili mbushet me depozitime Oligo-Miocenike (Nazaj Sh. et al., 1986).

Përgjithësisht këtij vargu i dokumentohet krahu perëndimor ku depozitimet bien nga lindja me kënde 25°-30°. Krahu lindor është i maskuar nga mbihypja e strukturave antiklinale të n/zonës së Beratit. Në drejtim të veriut sinklinali i Leklit vazhdon në lindje të rrdhosjes së Vagalatit, duke u gërshetuar në këtë mënyrë me strukturat e nënzonës lindore të antiklinalit të Beratit. Më në veriperëndim të vargut të mësipërm vijon vargu sinklinal i Memaliaj-Goriçan-Roskovecit. Centriklinali jugor i sinklinalit të Memaliajt, dallohet sipas depozitimeve Neogenike paramollasike (N<sub>1</sub><sup>2s</sup>, N<sub>1</sub><sup>3t</sup>) të cilat në këtë zonë, në të dy anët e sinklinalit vendosen transgresivisht mbi depozitimet më të vjetra. Në sinklinalin e Memaliajt lexohen të dy krahët, nga të cilët: krahu perëndimor është më i qetë, me trashësi më të madhe të depozitimeve, ndërsa në krahu lindor depozitimet bien me kënde të mëdhenj 60°-85° dhe herë-herë të

përmbysura apo të shkëputur tektoniki-sht nga mbihypja e strukturave të nënzonës lindore të Beratit. Gjithashtu në këtë krah vërehen reduktime të fuqishme të depozitimeve sidomos ato të Akuitanianit (Kozhel). Duhet theksuar se reduktime të trashësisë së depozitimeve të Oligocenit të sipërm-Akuitanianit, takohen dhe në krahun perëndimor në zonën nga Shtëpëza deri në Ujë të Ftohtë të Tepelenës. Në sinklinalin e Memaliajt vërehen disa rrudhosje flishore (Ninesh, Koshtan, etj.) të cilat nga të dhënat komplekse rezultojnë se reflektohen në nivelin e gëlqerorëve në formë hundësh strukturore duke bërë të mundur gërshetimin midis këtij brezi sinklinal me nënzonën e antiklinalit të Beratit (Fig. 3). Në pjesën veriore vërehet një ndarje e këtij sinklinali, duke vazhduar në lindje sinklinali i Velçanit dhe në perëndim me msinklinalin e Goriçan-Rroskovecit, që ndahen nga njëri tjetri nga brezi flishor Levan-Plak-Sqepur.

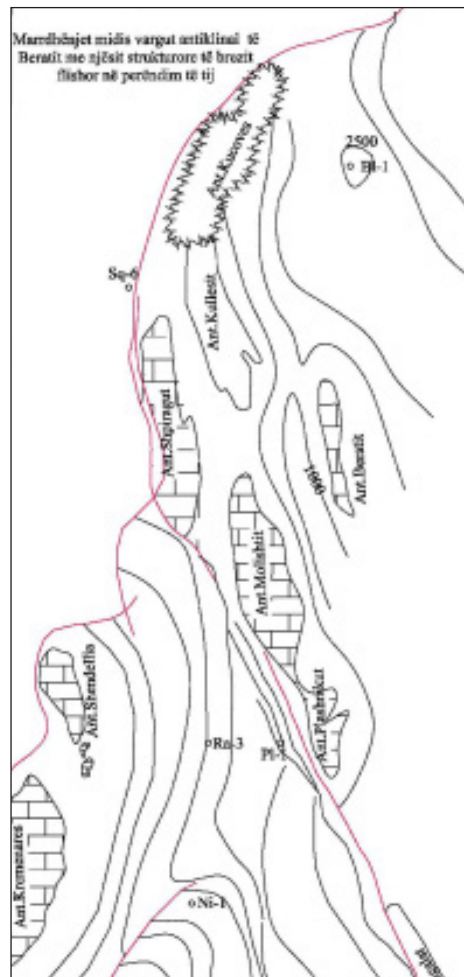
#### **RUDHOSJA ANTIKLINALE E KOZHELIT**

Nga ana morfologjike ajo gjendet në kodrat me kuota më të larta të Kozhelit nga Maja Çik-Mamo në jug deri në fshatin Cërril-Toskë në veri (Fig.1;4). Në lindje nëpërmjet një prishje tektonike kufizohet me sinklinalin e Memaliajt. Kjo prishje në drejtim të veriut shkon në shuarje, zona e prishjes në punimet fushore dallohet qartë dhe përfaqësohet nga argjila të ndrydhura dhe të rreshpëzuara me kalcitizime të shumta. Në perëndim kjo rrudhosje flishore kufizohet me sinklinalin të Allkomemajt.

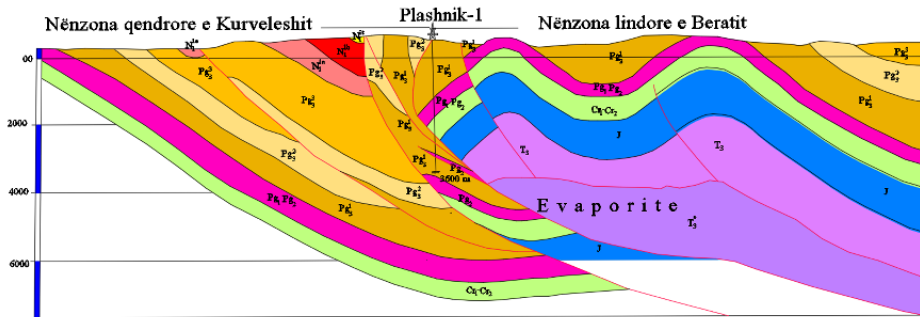
Depozitimet më të vjetra që takohen në bërthamë të rrudhosjes flishore të Kozhelit janë ato të pjesës së sipërme të pakos së flishit argjilo-ranor me shtresa gëlqerori ( $Pg_3^3$ ) dhe më të reja deri në depozitimet e katit Burdigalian. Në punimet e mëparshme kjo strukturë interpretohej si bllok tektonik. Pakoja e flishit argjilo-ranor me shtresa gëlqerori në pjesën veriore të kësaj njësie strukturore komplikohet me prishje tektonike në të dy krahët, duke marrë pamjen e një horsti (Fig.1;4). Ndërsa duke shkuar drejt jugut të kësaj njësie strukturore, kra-

hu perëndimor i saj duket i plotë dhe duket qartë një kalim gradual nga depozitimet e formacionit Aranitasi (pakoja e flishit argjilo-ranor me shtresa gëlqerori ( $Pg_3^3$ ) në ato të formacionit Panahora (Fig.1).

Ky fakt tregon se depozitimet që ndërtojnë bërthamën e kësaj njësie strukturore janë në pozicionin e tyre rrënjësor. Depozitimet në krahun lindor dhe bien nga lindja me kënde rreth  $60^\circ-70^\circ$ . Periklinali jugor vërehet qartë në kodrën e Çik Mamos sipas depozitimeve të formacionit Levani. Po sipas këtyre depozitimeve fiksohet dhe periklinali verior.



**Figura 3.** Marrëdhëniet midis vargut Antiklinal të Beratit me njësitë flișhorë (Nazaj Sh., Lule A.)



**Figura 4.** Profil gjeologjik II – II, ku shihen marrëdhëniet midis njësive strukturore dhe reduktimi i trashësisë së depozitimeve të Hatian-Akuitanianit në zonën Ninesh-Rabie (Nazaj Sh., Lule A.)

Rrudhosja ka asimetri lindore, me orientim JL-VP me gjatësi rreth 2-2.5 km dhe gjerësi 200-250m (Fig.1). Amplituda e kësaj rrudhosje me sinklinalin perëndimor është e vogël, ndërsa në nivelin e gëlqerorëve kjo rrudhosje nuk reflektohet.

Ky sektor është vizatuar me ndërtim dykatësor, nëpërmjet shpëlarjeve dhe niveli i gëlqerorëve interpretohej i ceket. Shpimi i pusit Rabie-4 tregoi për një prerje suksesive nga depozitimet më të reja drejt atyre më të vjetra (Fig.4). Krahu perëndimor i kësaj njësie strukturore paraqitet me kënde rënie 50°-60° deri në të përmbysura, sidomos në afërsi të daljes së depozitimeve më të vjetra në bërthamë me moshë Hatian-Akuitanian. Depozitimet e katit Akuitanian kanë një trashësi të dukshme rreth 200 m. Një redutim kaq i theksuar i këtyre depozitimeve duhet të tregonte ekzistencën e një strukture që ka filluar para Akuitanianit gjatë Hatian-Akuitanianit. Nga sa thamë më sipër kjo njësie strukturore nuk reflektohet në nivelin e gëlqerorëve, prandaj shkaku i reduktimit të trashësisë së depozitimeve të Hatian-Akuitanianit ose formacionit Panahora duhet të shpjegohet me ekzistencën e një prishje ndërflishore që ka filluar gjatë kësaj kohe dhe që zhytet nën nënzonën antiklinale të Beratit.

#### **GUJHA SINKLINALE E ALLKOMEMAJT**

Ndodhet në perëndim të rrudhosjes antiklinale të Kozhelit, në bërthamë kjo rrud-

hosje ndërtohet me depozitime të katit Langian Seravalian. Krahu lindor zhytet nga perëndimi me kënde më të mëdhenj se 50° kurse krahu perëndimor bie nga lindja me kënde 50°-70°, kjo rrudhosje ka një gjatësi rreth 3 km dhe gjerësi 100m-150m. Mendojmë se kjo njësie është një rrudhosje dytësore e sinklinalit të Memaliajt.

#### **METODIKA DHE REZULTATET**

Për kryerjen e këtij studimi janë marrë në konsideratë një sërë punimesh gjeologjike të bërë përgjatë viteve si dhe vetë punës së autorëve në terren. Studimet shumë-vjeçare, të kryera në Albanidet e jashtme dhe të brendshme, lejojnë përcaktimin e disa staveve kryesor të evolucionit të tyre, ndër të cilët spikatin fazat e riftëzimit Triasik dhe Jurasik, diferencimi i basenit (për Albanidet e jashtme) gjatë Liasit veçanërisht gjatë katit Toarian, kishin pamjen e horsteve ose kurrizore (platform) me kore të trashë kontinentale dhe të grabeneve ose hulli (pelagjike) me kore të hollë kontinentale. Në fillim buzina kontinentale e Albanideve është karakterizuar nga formimi i strukturave apo sistemeve horst-grabene të shoqëruara me prishje listrike ku disa prej tyre takohen të fosilizuara sot në nënzonën e Beratit në antiklinalin e Buretos. Gjatë periudhës Jurasike ndodh individualizimi i zonave gjeologjiko tektonike si Krasta (Lias i poshtëm - mesëm), Kruja, Jonike (gjatë Toarianit) (Yzeiri D. et al., 2002). Këto

zona zhvillohen me karakteristikat e tyre krahas zhvillimit të procesit të hapjes. Kufijtë midis këtyre zonave nuk janë të prerë si në drejtim gjatësor ashtu dhe në atë tërthor. Këto zona gërshetohen me njëra-tjetrën për shkak të zhvendosjeve bllokore në shtrirje nga thyerjet tektonike tërthore, duke krijuar një shumëllojshmëri ambiente sedimentare. Zona e Krujës ka qënë kurrizore që ndante basenin e Krastës nga baseni Jonik. Zona Jonike përbënte një hulli që në perëndim kufizohet me platformën e Sazanit dhe në veri me basenin e Adriatikut Jugor. Në zonën Jonike zhvillohen disa nënzona strukturore (Berati, Kurveleshi, Çika) qysh në kohën e Toarianit. Prania e stralleve, mergeleve e argjilave në Jurasik tregon se kjo zonë ka qënë pelagjike. Prania e vendosjes me mbështetje "diskordante" e pakos së shisteve me *possidonia* dhe asaj strallore mbi dolomitit e Liasit (poshtëm-mesëm) tregon se fundi i basenit ka qënë i diferencuar, i trashëguar ky diferencim nga faza e riftëzimit. Prania e këtyre depozitimeve dëshmon për ekzistencën e prishjeve të vjetra normale dhe të horsteve dhe gabeneve që lexohen sot në disa struktura të nënzonës së Beratit.

Në zonën Jonike ka vazhduar depozitimi si më parë por me tipare dalluese nga njëra nënzona tek tjetra, pasojë kjo e trashëguar nga procesi i hapjes. Me fillimin e ngjeshjes në Jurasikun e sipërm-Kretakun e poshtëm fillon orogjeneza dhe oqeani (Tetisi) fillon të mbyllet. Fillimisht është litosfera oqeanike që nën-rrëshqet nën koren kontinentale europiane deri sa të dy buzinat kontinentale do të përplasen me njëra-tjetrën. Mbyllja e zonës oqeanike shënon dhe fillimin e kolizionit të buzinave kontinentale duke filluar kështu orogjeneza e tyre. Me fillimin e Paleogenit pjesa me lindore dhe ajo qendrore e zonës Kruja është prekur nga orogjeneza dhe ka dalë mbi ujë. Për këtë flet vendosja me pushim e depozitimeve të Paleocen-Eocenit mbi njësitë strukturore të kësaj zone. (Shehu H. et al., 1971). Në fund të Eocenit zona Krasta rrudhoset plotësisht e del mbi ujë. Si pasojë e

orogjeneze që kaloj zona Krasta-Cukali, në zonat perëndimore Kruja e Jonike kemi kalim nga sedimentimi karbonatik në atë tërthor që fillon me pakon mergelore kalimtare. Nga Oligoceni i poshtëm deri në fund të Oligocenit të mesëm rrudhosja ndihet në zonat Kruja dhe vargun lindor të zonës Jonike. Kjo vërehet në ndryshimin e madh të trashësive në krahun lindor të antiklinalit të Marakut me ato të vargut antiklinal Letan-Valesh. Kufiri perëndimor i zonës që kap ky interval kohor nuk është i qartë. Më në perëndim të nënzonës së Beratit gjatë kësaj faze kemi zvogëlim gradual të trashësive. Me fillimin e Oligocenit të sipërm kemi diferencim të strukturave e zonave tektonike dhe në disa raste deri dalje mbi ujë dhe erodim të strukturave të zonës Kruja, ndofta dhe të zonës Jonike. Për këtë flet prania e transgresionit të depozitimeve të katit Hatian mbi depozitimet e Kretë-Paleogenit dhe Oligocenit të Poshtëm e të Mesëm në strukturat e Valeshit e Tervollit. Më vonë me fillimin e depozitimeve të zonës *Globorotalia kugleri*, kemi një diferencim mjaft të dukshëm të vargjeve strukturore si në zonën Kruja dhe në atë Jonike. Për këtë flet ndryshimi i madh i trashësive të depozitimeve nga krahët perëndimor për në krahët lindor të strukturave të nënzonës së Beratit dhe Kurveleshit. Këto depozitime në disa raste i gjen të vendosura me shpëlarje mbi depozitimet e nënshtrira si në Gjirokastër, por pa ndryshim të planit strukturor. Në këtë kohë kemi edhe diferencimin relativisht të qartë të prishjeve tërthore krahas atyre gjatësore. Gjatë kësaj kohe deti është tërhequr dhe kemi krijimin e disa "mikrobaseneve" që kanë patur lidhje midis qafave ndarëse të vargjeve strukturorë dhe strukturave të veçanta sidomos për rajonet juglindore të territorit të Albanideve. Gjatë sedimentimit të zonës *Globorotalia kugleri* duhet të kemi "bllokimin" e disa prishjeve strukturore sidomos të zonës Kruja. Në vargun lindor të Beratit kemi lindjen e një fronti më të ri në perëndim, me kënd më të vogël se prishjet strukturore, sipas së cilave ndodh mbihypja dhe

spostimi i orogjenit drejt perëndimit (Fig.2, 4).

Në mbështetje të këtij mendimi flet prania e rrudhosjes së Kozhelit ku vërehet qartë ndryshimi shumë i madh i trashësisë së depozitimeve të Hatian-Akuitanianit në të dy krahët e prishjes në drejtim tërth-or. Në këtë zonë kemi një ndërtim me horste e grabene ku vërehet qartë ndryshimi i trashësisë së depozitimeve të formacionit Panahora, i cili është shkaktuar nga aktivizimi i prishjes ndërflishore. Kjo tregon se nga kjo kohë dhe më mbrapa kemi reduktimi i trashësisë së depozitimeve dhe nuk lidhet vetëm me praninë e strukturave ose reflektimin e tyre në nivelin e gëlqerorëve, por dhe me lindjen dhe aktivizimin e prishjeve tektonike ndërflishore më në perëndim dhe me plan më të thellë, prandaj për vlerësimin e këtyre tip rrudhosjeje është e nevojshme përdorimi i metodave të kompleksit. Këto prishje në thellësi bashkohen me prishjen mbihypëse të vargut antiklinal të Beratit.

Në Oligocen të sipërm shumica e prishjeve listrike nën veprimin e forcave ngjeshëse ndërrojnë sensin e tyre në lart-rrëshqitje. Kjo situatë vazhdoi edhe gjatë Akuitanianit e fillimit të Burdigalianit. Me fillimin e Burdigalianit kemi një tërheqje të detit. Gjatë kësaj kohe ndodh strukturimi i nënzonës së Çikës, kurse strukturat e Kurveleshit dalin mbi ujë dhe erodohen. Në sinklinalet ndarës të njërive të mëdha kemi vendosje suksesive të këtyre depozitimeve. Vendosja e depozitimeve të katit Burdigalian herë në mënyre transgresive dhe herë në mënyrë suksesive flet për faktin që në sektor të veçantë ka predominuar ngritja dhe erozioni deri në gëlqeror, ndërsa në pjesët e ulura, zhytja dhe vendosja suksesive. Rrudhosja e pjesës lindore shoqërohet me depozitimet e një trashësie të madhe sedimentesh terrigjene të Burdigalianit në perëndim, në zonën e Fortuzajt, Rovës, Dumresë dhe Vlorës. Gjithashtu në lindje sedimentimi vazhdon ende në sinklinalet të cilët janë ngushtuar shumë në këtë kohë. Vazhdimi i ngritjes së nivelit të detit

bëri që këto depozitime të mbulojnë një pjesë të mirë të strukturave karbonatike të eroduara deri në nivelin e karbonateve. Në këtë kohë vërehet shumë qartë veprimi i prishjeve ndërflishore të cilat bëhen të lexueshme sidomos në zonën Kruja ashtu dhe në atë Jonike.

Në kohën e zonës *G. dissimilis* dhe fillimin e *G. acrostoma* kemi "bllokimin" e prishjeve të vjetra që prekin gëlqerorët (Kozan, Tiranë, Ishëm, Patos-Verbas, etj.), dhe lindjen e një plani të ri më në perëndim me kënde më të vegjël se të parat ku sipas këtyre planeve të rinj bëhej lëvizja e orogjenit drejt perëndimit. Këto prishje kanë kontrolluar sedimentimin. Moshja e tyre rinohet nga lindja drejt perëndimit në të njëjtin sens me orogjenezën. Me fillimin e depozitimeve të katit Langhian pothuajse ishte e njëjta gjendje morfologjike. Edhe kjo moshë, ka filluar me një ulje të nivelit të detit. Gjatë kësaj kohe kemi theksimin e mëtejshëm të prishjeve ndërflishore për të cilat folëm më sipër. Kati Serravalian fillon me një tërheqje të nivelit të detit. Si pasojë e kësaj kemi mbulimin e disa strukturave apo vargjeve strukturorë sidomos në pjesët anësore të sinklinalëve ndarëse. Në pjesët periferike të ultësirës, këto depozitime vendosen me diskordancë këndore e azimutale, kurse në sinklinalet ndarëse si sinklinali i Memaliajt, këto depozitime vendosen me përputhje mbi ato të nënshtrirat. Në fund të depozitimeve të katit Seravalian zë vend sekuenca e Tortonianit e cila fillon me një ulje të nivelit të detit, ku ka afërsisht po atë përhapje si sekuenca e mësipërme dhe vendoset në mënyrë angresive mbi strukturat Patos-Verbas, Kremenar, Ishëm. Si në sekuencën e parë, vazhdon përsëri aktivizimi i mëtejshëm i prishjeve ndërformacionale. Nga sa më sipër, tërë ngjeshja si rezultat i orogjenezës nga lindja reflektohet në perëndim me një sërë prishjesh ndërformacionale të cilat interferohen me njëra-tjetrën, ku shuhet njëra, lind tjetra në formë hapi pak më në perëndim.

**DISKUTIME**

Në përfundim të vargut antiklinal të Beratit vërehet një sistem prishjesh tektonike, të cilat në drejtim të veriut shuhen brenda depozitimeve flishore. Mbase ato shuhen, më në përfundim lind një tjetër prishje tektonike në formë hapi. Më tej kjo shuhet përsëri në depozitimet flishore por më në veri. Këto prishje tektonike imitojnë vetë strukturat e vargut antiklinal të Beratit ku strukturat zhvillohen drejt veriut në formë hapi.

Prishjet tektonike pavarësisht se shuhen drejt veriut në formë hapi ato në thellësi duhet të vazhdojnë dhe të lidhen me njëra tjetrën dhe presin depozitimet karbonatike.

Vargu flishor i Osmanzezës ndërtohet nga flishe me moshë Oligocen i poshtëm i mesëm të cilat janë mjaft të tektonizuar në formën e disa prizmeve të maskuar nga mbihypja e nënzonës së antiklinalit të Beratit.

Trashësia e depozitimeve të katit Hatian-Akuitanian ndryshon me hop çfarë tregon se është ndikuar dhe kontrolluar nga fenomene të spikatura tektonike dhe paleogjeografike sidomos kryq shtrirjes se linjave strukturore. Prishjet tektonike ndërflishore gjatësore në kombinim me prishjet tektonike tërthore kanë luajtur një rol të rëndësishëm, të cilat, kanë bërë të mundur kontrollin e trashësisë së depozitimeve, duke na dhënë një panoramë, ku trashësia e depozitimeve ndryshon me hop në drejtim gjatësor deri në dhjetë herë.

Reduktimi i trashësisë së depozitimeve të katit Hatian-Akuitanian në rajon nuk lidhet me praninë e strukturave ose reflektimin e tyre në nivelin e gëlqerorëve, por me lindjen dhe aktivizimin e prishjeve tektonike ndërflishore më në përfundim dhe me plan më të thellë, prandaj për vlerësimin e këtyre tip rrudhosjeje është e nevojshme përdorimi i metodave të kompleksit. Këto prishje në thellësi bashkohen me prishjen mbihypese të vargut antiklinal të Beratit.

**LITERATURA**

**SHGJSH, ALPETROL, UPT. TIRANË.** Harta Gjeologjike e Shqipërisë, Shkalla 1:200.000.

Nazaj Sh., Nikolla L., 1986. Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Lekël -Libohovë. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.

**Shehu H., Kici V., Skela V., Sadushi P., Shehu D., Ylli L., Druga Dh., 1971.** Stratigrafia e depozitimeve terigjene të Paleogenit në brezat strukturor Berat-Tomorr. Arshiva e AKBN Fier

**Shteto Th., Nurçe L., Iljazi F., 1982.** Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Potom-Kulmak. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.

**Valbona U., Nazaj Sh., 1984.** Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Bodar. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.

**Valbona U., Nazaj Sh. 1985.** Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Gllave Sinje. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.

**Valbona U., Nazaj Sh, Mema A, Dhima S. 1987.** Përgjithësimi Gjeologo Gjeofizik i rajonit të Oligkut. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.

**Xhomo, A., Kodra A., Xhafa, Z., Shallo, M. 2011.** Gjeologjia e Shqipërisë Stratigrafia, Magmatizmi, Metamorfizmi, Tektonika, Neotektonika dhe evolucioni paleogjeografik e gjeodinamik. SH.B. "Ngjyrat e Kohës", Tiranë.

**Yzeiri D., Misha V., Bega I. 1978.** Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Tërpan. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.

**Yzeiri D., Nazaj Sh., 2002.** Studimi gjeologo-tektonik i pjesës jugore të zonës Kruja. Arshiva e AKBN Fier.

## ROLI I PRISHJEVE TEKTONIKE GJATËSORE E TËRTHORE NË BREZIN FLISHOR TË RAJONIT TË PLASHNIKUT, NË KONTROLLIN E TRASHËSISË SË DEPOZITIMEVE

Arjol Lule<sup>1</sup>, Shaqir Nazaj<sup>1</sup>

### ABSTRACT

*This article provides some considerations on the role that interflysch tectonic faults on controlling of the thickness of Neogene deposits in the study region. Longitudinal tectonic faults in combination with transverse tectonic faults, have caused the changes in the deposits thickness. In some regions the thickness of the deposits is immediately reduced up to ten times in the transverse direction and especially in the longitudinal direction. The thickness of the Chattian-Aquitanean age deposits undergoes an immediate change, which indicates that it has been influenced and controlled by tectonic and paleogeographical phenomena. This change is more obvious in the transverse direction of the structural lines.*

**Keywords:** *Plashnik, tectonic fault, Chattian-Aquitanean.*

### INTRODUCTION

The study region has been the subject of geological survey different times from several geological expeditions. We examined several surveys to acquire a better understanding of the region in question, by identifying different structures and geological phenomena. Also, are taken into consideration the geological survey at scale 1: 25.000, wells and geophysical studies made in this region. Such as:

Survey of the Terpan region 1: 25000, (Yzeiri D. et al., 1978), the Terpan-Gllave-Sinje region (Valbona U. et al., 1985), the Lekel-Libohove region (Nazaj Sh. et al., 1986), Potom-Kulmak (Shteto Th. et al., 1982), Bodar region (Valbona U. et al., 1984), and the geological-tectonic studies of the southern part of the Kruja zone (Yzeiri D., et al., 2002) and the data from the wells Plashnik, Buz and Mem-2.





## GEOLOGICAL AND TECTONIC SETTING

Three main formations have been documented in the study region:

- carbonate formation,
- terrigenous formation (flysch),
- premolasses formation.

We will describe only that part of the deposits that are related to the phenomenon we have taken into consideration.

### UPPER OLIGOCENE SUBSECTION

The deposits of this subsection within the region are widely spread, including these formations:

#### 1. The flysch package of claystone-sandstone-limestone ( $Pg_3^{3a}$ )

In most part of the region, these deposits are successive with the lower deposits and in some cases have tectonic contact. These deposits are represented by flysch with thin and medium rhythm.

#### 2. The thin rhythm flysch package of claystone-sandstone-limestone ( $Pg_3^{3b}$ )

This package has limited spread and builds some structural units in the west of the Glave-Plashnik anticlinal range (Fig. 1). These deposits are successfully placed on the claystone-sandstone-limestone flysch ( $Pg_3^{3a}$ ): This formation is represented by claystone-sandstone flysch. (Valbona U. et al., 1984).

### NEOGENE SYSTEMS - N

The Miocene section ( $N_1$ ) is represented by two subsections: ( $N_1^1$ ) and ( $N_1^2$ )

The lower part of the formation Panahora and Sefaj

These formations belong to the Aquitanian age ( $N_1^{1a}$ ) of the Lower Miocene subsection: ( $N_1^1$ ), Miocene section of the Neogene -N system.

#### 1. Panahora Formation

These deposits have a considerable spread in the region and form the eastern flank of the Memaliaj-Ngraçan synclinal structure,

the fold of Kozhel, the Velçan and Allambrezit synclinal (Fig.1). The deposits in the uplift of Kozhel and Allambrezi synclinal have smaller thickness compared to the same deposits that build the western flank of the Memaliaj and Velçan synclinal structure.

#### 2. Sefaj Formation

These deposits have an exceedingly small spread in this region. They are found in Osmanzeza and build the eastern flank of the Velçan synclinal structure and further in the south the eastern flank of the Memaliaj synclinal structure (Fig.1). They are successively placed on the Upper Oligocene deposits. These deposits in the north part of the Osmanzeza village have a tectonic contact with the Panahora formation.

#### 3. Burdigalian age ( $N_1^{1b}$ )

It has the same lithological characteristics as Aquitanian age. The lower boundary is about 200-300m below the Levani formation. These deposits in the synclinal parts have a successive relationship with the lower deposits, while in the lateral and elevated parts they are placed with stratigraphic and angular unconformity (Xhomo, A. et. Al., 2011).

### MIDDLE MIOCENE SUBSECTION ( $N_1^2$ )

#### Langhian age ( $N_1^{2l}$ )

These deposits are found in the Memaliaj synclinal structure. The bottom boundary of this deposits is a few meters below the top of the "Levani" formation and have transgressive contact with the lower deposits on the east flank of the synclinal, while in other parts there are successive contact (Xhomo, A. et. Al., 2011).

#### Servalian Age ( $N_1^{2s}$ )

These deposits have the same spread as the lower deposits. The bottom boundary is a few tens of meters above the top boundary of the Levani formation. These deposits in some places are placed with discordancy over the older formation (Xhomo, A. et. Al., 2011).

## Tectonic

The study region is part of the Ionian tectonic zone, in the transition zone between the anticlinal range of Berat and the synclinal of Memaliaj. From east to the west are documented some structural units as follows:

### **A- EASTERN SUBZONE (BERATI SUBZONE)**

This subzone represents a large anticlinal unit with the southeast-northwest extension ( $130^{\circ}$ - $160^{\circ}$  with  $310^{\circ}$ - $340^{\circ}$ ). A distinctive feature is the presence of more developed structures in the southern part of this area, with bigger folding amplitude. On the surface, are found older deposits than in their core and they are associated with tectonic fault in the western flanks. Two anticlinal belts are distinguished in this subzone.

1. Nemerçke-Terpan Berat - anticlinal belt,
2. The western anticlinal belt of Berat subzone.

In this subzone starting from the southwest direction are documented three main structural belts:

Bureton-Lunxheri-Goliko-Rehove belt, in the south, the structures are more developed with a deeper western flank and tectonically faulted.

The structural belt Plashnik-Molisht-Kulla has completely different features from the other anticlinal belt of this subzone. Its structures in the south have the shape of domes such as that of Komar, Glava, Zhapokika, and Plashnik (Valbona U. et al., 1987).

To the north, this belt continues with the brahianticinal of Molisht, Kulls, and Kuçova. All carbonate structures of this belt mentioned above are uncovered, except the Kuçova anticlinal which is submerged and covered transgressively by neogenic deposits. In the northern part, this anticlinal structure due to the effect of the Dumrea diapir is complicated by tectonic faults. Further in the west is formed the Shpiragu

anticlinal. The western flank of this structure is faulted, and the eastern flank is deeper than other structures in this area. This structure does not continue neither to the north nor to the south of this area. In the north it closes on the western side of the Kullsi anticlinal structure while in the south it is cut by the western tectonic fault of the Berat anticlinal belt. The regional fault to the west of this subzone in all its course, is presented in the form of a tectonic fault system that can be merged into a single fault in the depth (Valbona U., et al., 1985). The data obtained from some wells (Plashnik, Buz, etc.) show that the fault at the thrust front, near the surface, has a large dip angle of  $60^{\circ}$ - $80^{\circ}$ , while at depth this angle decreases to  $40^{\circ}$ - $45^{\circ}$ . A distinctive characteristic of this anticlinal belt is that a tectonic fault system is generally observed. Actually, there are two tectonic faults. The first puts in contact the limestones of the anticlinal structures cited above with Lower Oligocene deposits that have western dip angle. The amplitude of the tectonic fault is hundreds of meters. To its west, another fault is observed that puts Lower Oligocene deposits in contact with Middle Oligocene deposits. This tectonic fault separates the Berat anticlinal subzone from the flysch belt of Osmanzeza and has an amplitude of several kilometers, giving the western flank of the Berat anticlinal structure a stair-shaped view (Fig. 2).

Another characteristic is that a system of tectonic faults is present in the west of the anticlinal belt of Berati. These tectonic faults northward extinguish within flysch deposits. After they disappear further in the west, another is created in the form of a step. Further in the north, this fault extinguishes again in flysch deposits. These tectonic faults are same as the structures of the Berat anticlinal range which develops northward direction in the form of a step. Based on the surface data, the abovementioned tectonic faults, although extinct in the north in the form of steps, continue

in-depth and connect with each other and cut the carbonate deposits (starting from the oil marks that are found in the areas of the tectonic faults). These tectonic faults

are the basis of some prisms that cut limestone and that are covered masked by the thrust of the Berat subzone.

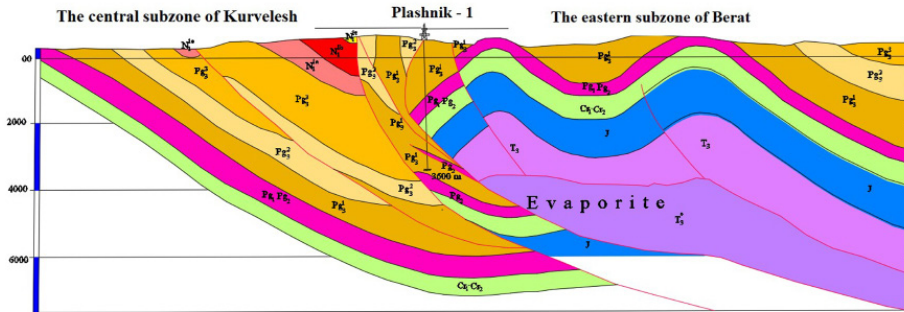


Figure 2. Geological profile I-I, the relations between the structural units (Nazaj Sh., Lule A.)

**B- FLYSCH BELT OF VAGALATI-OSMANZEZA**

This belt has relatively large dimensions and is accompanied by several paleogeographical phenomena such as: strong reductions of Chattian-Aquitainian deposits, rinsing of Burdigalian deposits, and newer ones that seem to be significant elements related to the age of the folded formation of the structures of the central part of the Berat and Kurvelesh subzones. For carbonate deposits this belt has its origin in Memaliaj area. From the complex data, it is clear that it appears in the form of a structural nose from the eastern flank of the Griba anticlinal structure. Due to the overlap of the easternmost structures in the south, it has the shape of a tectonic block very well contoured by the seismic profiles and the data of the Mem-2 well, while to the north it is interpreted under the carbonate structure of Golikos. The Osmanzeza flysch belt is formed from the flysch of the Lower Middle Oligocene age. These flysch deposits are very tectonized in the form of prisms that are masked by the overlap of the Berati subzone. These flysches "prisms" are also reflected in the level of limestone that is almost masked by the thrust of the Berat subzone. Some

flyschs "prisms" have also been met in the Plashnik-1 well at a depth of 3492 - 3511m (Fig. 2).

**C- MEMALIAJ SYNCLINAL STRUCTURE**

Morphologically it represents a relatively low area, where synclinal with considerable dimensions in extension predominate. Across this synclinal structure is located the passage to the eastern subzone of Berati.

In the south eastern part is distinguished the synclinal structure of Drinos-Lekel, filled with Oligo-Miocene deposits (Nazaj Sh. Et al., 1986). In this belt is documented the west flank where the deposits dips from the east with angles of 25° - 30°. The eastern flank is covered by the thrust of the anticlinal structures of the Berat subzone. Towards the north, the Lekli synclinal continues to the east of the Vagalat fold, thus interlaying with the structures of the Berati subzone. Further in the northwest of the above belts continues the synclinal structure of Memaliaj-Goricani-Roskovec. The southern part of the Memaliaj synclinal is distinguished by the Neogene pre-molasse deposits (N<sub>1</sub><sup>2s</sup>, N<sub>1</sub><sup>3t</sup>) which in this area, on both sides of the synclinal struc-

ture, are placed transgressively on the older deposits. In the Memaliaj synclinal are documented both flanks of the structure: the western side is calmer, with great thickness of deposits, while in the eastern side the deposits dip with steep angles of 60° - 85° and sometimes inverted or tectonically faulted from the overlap of the structures of the Berati subzone. Also, on this site, there are strong reductions of the deposits, especially those of Aquitanian (Kozhel). It should be noted that reductions in the thickness of the Upper Oligocene-Aquitanian deposits are also found on the western side from Shtepeza to 'Uji i ftohte Tepelena' area. In the Memaliaj synclinal,

also are some folds in the flysch deposits (Ninesh, Koshtan, etc.) from the complex data it results that they are reflected in the level of limestones in the form of structural noses making possible the interlacing of this synclinal belt with the Berati subzone (Fig. 3). In the northern part there is a division of this synclinal, in the east continues with Velcani synclinal and in the west that of Gorican-Rroskovec sinclinal, which are separated from each other by the flysch belt Levan-Plak-Sqepur.

**THE ANTICLINAL FOLD OF KOZHELI**

Morphologically it is located in the hill areas with the highest quotas of Kozhel from Maja Çik-Mamo in the south to the Cërriil-Toskë village in the north (Fig.1; 4). To the east through a tectonic fault it is bordered with Memaliaj synclinal. This fault extinguishes to the north, the fault zone is very visible during field observation and is represented by compressed and fractured claystone with numerous calcifications. To the west, this flysch fold is bordered by Allkomemaj's synclinal. The oldest deposits found in the Kozheli fold core are those of the upper part of the claystone-sandstone flysch package with limestone layers (Pg<sub>3</sub><sup>3</sup>) and the newest deposits up to the Burdigalian age. In previous works, this structure was interpreted as a tectonic block. The package of claystone-sandstone flysch with limestone layers in the northern part of this structural unit is complicated by tectonic faults on both sides, taking the appearance of a horst structure (Fig.1; 4). While going in the south direction of this structural unit it is seen the western flank and gradual transition from the deposits of the Aranitasi formation (package of clay-stone-sandsone flysch with (Pg<sub>3</sub><sup>3</sup>) limestone layer) to those of the Panahora formation (Fig.1).

This fact shows that the deposits that build the core of this structural unit are in their initial (root) position. The deposits on the east flank dips in the east with angles around 600-700. The southern periclinal is

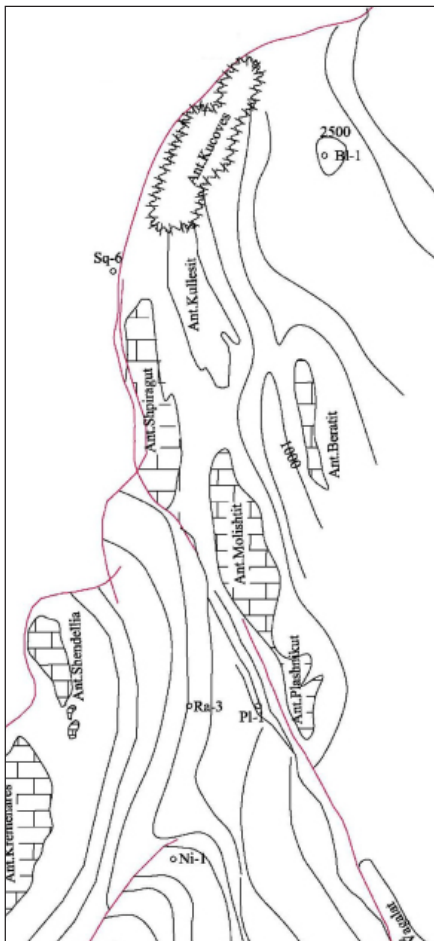
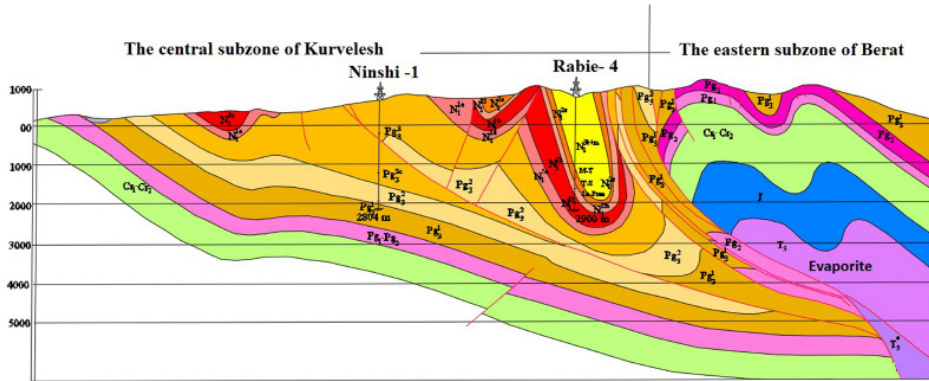


Figure 3. Relations between the Anticlinal belt of Berat



**Figure 4.** Geological profile II-II which shows the relations between the structural units and the reduction of the thickness of the Chattian-Aquitania deposits in the Ninesh - Rabie area (Nazaj Sh., Lule A)

observed on the hill of Çik Mamos according to the deposits of the Levani formation. According to these deposits is also fixed the northern periclinal. The fold has an eastern asymmetry, with SE-NW orientation with a length of about 2 - 2.5 km and a width of 200 - 250 m (Fig.1). The amplitude of this folding with the western synclinal is small, while in the limestone level this folding is not reflected. This sector is drawn with two-stair structural construction and with shallow level of limestone. Drilling of the Rabie-4 well indicated a successive geological log from the newer deposits to the older ones (Fig.4). The western flank of this structural unit is presented with dip angles of 500-600 to inverted, especially near the outcrop of the oldest deposits in the core of Chattian-Aquitania age. Aquitania deposits have a visible thickness of about 200 m. The reduction of the thickness of these deposits should have indicated the existence of a structure that has begun before the Aquitania age, during the Chattian-Aquitania age. From what we said above this structural unit is not reflected in the limestone level, therefore the cause of the reductions in the thickness of the Chattian-Aquitania deposits or the Panahora formation should be explained by the existence of an interflysch fault that has begun during this time and that dips under the Berat anticline subzone.

#### **ALLKOMEMAJ SYNCLINAL STRUCTURE**

Located west of the Kozheli anticlinal fold, at the core this fold is constructed by Langian-Seravalian deposits. The eastern flank dips in the west with angles bigger than 500 while the western flank dips from the east with angles 50°-70°, this fold has a length of about 3 km and a width of 100 - 150m. We think that this unit is a secondary fold of the Memaliaj synclinal.

#### **METHODOLOGY AND RESULTS**

For conducting this study are considered a series of geological works done over the years as well as the work carried out during field observation by the authors. Many years of studies, carried out in the Outer and Inner Albanides, allow to determine some of the main stages of their evolution, like the Triassic and Jurassic rift, the differentiation of the basin (for the Outer Albanides) during Liassic, especially along the Toarians age had the appearance of horst (platform) with thick continental crust and grabens (pelagic) with thin continental crusts. In the beginning, the continental borderland of the Albanides was characterized by the formation of horst-grabens structures or systems accompanied by listeric fault where some of them are meet fossilized in the Berat subzone in the Bureto anticlinal structure. During the Jurassic period occurs the individualization of geological tectonic zones such

as Krasta (Lower-Middle Liassic), Kruja, Ionian (during the Toarcian) (D. Yzeiri, et al., 2002). These tectonic zones develop with their characteristics along with the development of the rifting process. The boundaries between these zones are not visible in both longitudinal and transverse directions. These areas intertwine with each other due to block displacements extending from the transverse fault, creating different sedimentary environments. The Kruja zone was a horst structure that separated the Krasta basin from the Ionian basin. The Ionian zone was a deep basin that in the west was bordered with the Sazan platform and in the north with the Southern Adriatic Basin. In the Ionian zone are formed several structural subzones (Berat, Kurveleshi, Çika) since the time of Toarcian. The presence of pebbles, marls, and claystone in the Jurassic indicates that this area was pelagic environment. The presence of "discordance" of the *Posidonia* shale package an over the Liassic (lower-middle) dolomites indicates that the bottom part of the basin has been differentiated, since the rifting phase. The presence of these deposits testifies the existence of old normal faults and horst and gabens that are seen today in some structures of the Berat subzone. In the Ionian zone, deposition has continued as before, but with distinctive features from one subzone to the other, a consequence of the rifting process. With the compression phase of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous orogenesis begins and the ocean (Tethys) begins to close. Initially, it is the oceanic lithosphere that slides under the European continental crust until the two continental crusts collide with each other. The closure of the oceanic zone marks the beginning of the collision of the continental oceans, thus beginning their orogenesis. With the beginning of the Paleogene, the eastern and central part of the Kruja zones was affected by orogenesis and rise above the water. This is evidenced by the non-continuity of the depositing of Paleocene-Eocene deposits on the struc-

tural units of this zone. (Shehu H., et al., 1971). At the end of the Eocene age, the Krasta zone was completely folded and rises above the water. As a result of this orogenesis that the Krasta-Cukali zone, in the western zone of Kruja and Ionian we have a transition phase from carbonate sedimentation to that terrigenous that begins with the transitional marl package.

From the Lower Oligocene to the end of the Middle Oligocene, folded phases have affected the Kruja zone and the eastern belt of the Ionian zone. This is observed in the large difference of deposits thickness on the eastern flank of the Maraku anticlinal structure with those of the Letan-Valesh anticlinal structure.

The western boundary captured by this time interval is not clear. Further in the west of the Berat subzone, during this phase we have a gradual reduction of the deposits thickness. With the beginning of the Upper Oligocene we have differentiation of the structures of the tectonic zones and in some cases up to the emergence over the water and erosion of the structures of the Kruja zone, maybe also of the Ionian zone. This is evidenced by the presence of transgression of Chattian age deposits on the Cretaceous - Paleogene and Lower -Middle Oligocene deposits in the Valesh and Tervoll structures. Later, with the beginning of the deposits of the *Globorotalia kugleri* area, we have a very significant differentiation of the structural belts in Kruja and the Ionian zones. This is evidenced by the large change in the thickness of the deposits from the western to the eastern flanks of the structures of the Berat and Kurvelesh subzone. In some cases, these deposits are placed with unconformity on the other deposits like in Gjirokastra, but without change to the structural plan. At this time, it is seen a relatively clear differentiation of transverse and longitudinal faults. During this time, we have the regression of the sea and creation of several "micro-basins" that have had connections

between the structural belts and different structures especially for the southeastern regions of the Albania territory. During the sedimentation of the *Globorotalia kugleri* zone we must have the "blocking" of some structural faults, especially of the Kruja zone. In the eastern belt of Berati we have a newer structural front in the west, with a smaller angle than the structural faults, according to this occurs the thrust and displacement of the orogen towards the west (Fig.2; 4). (Fig.2, 4). In support of this opinion is the presence of Kozheli fold where it is observed the very large difference in the thickness of the Chattian-Aquitainian deposits on both sides of the fault in the transverse direction. In this area, we have a construction with horsts and grabens structure where the change in the thickness of the Panahora formation is observed, which is caused by the activation of interflysch fault. This shows that from this time onwards we have the reduction of the thickness of the deposits and is not only related to the presence of structures or their reflection at the limestone level but also to the rise and activation of interflysch faults, further in the west and with a deeper plan, therefore for the evaluation of these types of folds is necessary to use complex methods. These deep faults are combined with the thrust belt of the Berat anticlinal belt.

In the Upper Oligocene, most of the listeric faults under compressive forces change their sense in thrust fault. This situation continued even during the Aquitainian and the beginning of the Burdigalian age. In the Burdigalian age we have a regression of the sea. During this time occurs the structuring of the Çika subzone, while the structures of Kurvelesh rise above the water and erode. In the dividing synclinal of large units, we have successive placement of these deposits. The placement of Burdigalian deposits sometimes transgressively and sometimes successively speaks of the fact that in some sector erosion goes up to the limestone level, while in the lower parts, dipping and successively depositing. The folding of the

eastern part is accompanied by the deposition of a large thickness of terrigenous sediments of Burdigalian in the west, in the area of Fortuzaj, Rova, Dumre, and Vlora. Also, in the east, the sedimentation continues in the synclinal structure which are very narrow at this time. The continues rise of the sea level caused that these deposits have cover the eroded carbonate structures. At this time, it is noticeably clear the action of interflysch faults which become visible especially in the Kruja and Ionian zone.

At the time of the *G. dissimilis* and the beginning of *G. acrostoma* zone have the "block" of the old faults affecting the limestones (Kozan, Tirana, Ishem, Patos-Verbasi, etc.), and the rise of a new plan further in the west with smaller angles than the first faults where according to these new plans occur the movement of orogen towards the west. These faults have controlled sedimentation. Their age is renewed from east to west in the same sense as orogenesis. During the deposition of Langhian age deposits, it was almost the same morphological condition. In this age, has started with a decrease of the sea level. During this time, the interflysch faults are more visible. The Serravalian age begins with the decrease of the sea level. As a result, we have the coverage of some structures or structural belts especially in the lateral parts of the synclinals. In the lateral parts of the lowlands, these deposits are placed with angular and azimuthal discordance, while in the synclinal structures such as the Memaliaj synclinal, these deposits are placed concordant with the underlying deposits. At the end of the Serravalian age starts the deposition Tortonian sequence which begins with a falling in sea level, where it has approximately the same distribution as the above sequence and is placed transgressively over Patos-Verbas, Kremenar, Ishem structures. As in the first sequence continues again the activation of interformational faults. Like we write above, all the compaction as a result

of orogenesis from the east is reflected in the west with a series of intraformational faults which intertwine with each other, where one is extinguished, the other is outcrops in the form of a step a little further in the west.

#### DISCUSSIONS

To the west of the Berati anticlinal belt is observed a system of tectonic faults, which in the north direction are extinguished within the flysch deposits. After they extinguish, another tectonic fault arises further in the west. Further, this fault is extinguished again in flysch deposits but further in the north direction. These tectonic faults are same as in the Berati anticlinal belt where the structures develop to the north direction in the form of a step.

Tectonic faults although extinguish to the north in the form of steps, they at the depth must continue and connect to each other and cut the carbonate deposits.

The flysch belt of Osmanzeza is constructed of flysch of the Lower Middle Oligocene age which is very tectonized in the form of

several flysch prisms covered by the overlap of the Berati subzone. The thickness of the Chattian - Aquitanian age deposits change immediately, which indicates that it has been influenced and controlled by the tectonic and paleo-geo-graphical phenomena, especially in transverse direction of the structural lines. Longitudinal interflysch tectonic faults in combination with transverse tectonic faults have played an important role, which has made possible to control the thickness of the deposits. Where the thickness of the deposits changes immediately in the longitudinal direction up to ten times. The reduction of the thickness of Chattian-Aquitanian age deposits in the region is not related to the presence of structures or their reflection at the level of limestone, but with the rise and activation of interflysch tectonic faults further in the west with a deeper plan, therefore for evaluation of these types of folds it is necessary to use complex methods. These deep faults are combined with the thrust fault of the Berat anticlinal subzone.

#### REFERENCE

- SHGJSH, ALPETROL, UPT. TIRANË.** Harta Gjeologjike e Shqipërisë, Shkalla 1:200.000. Nazaj Sh., Nikolla L., 1986. Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Lekël -Libohove. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.
- Shehu H., Kici V., Skela V., Sadushi P., Shehu D., Ylli L., Druga Dh., 1971.** Stratigrafia e depozitimeve terigjene të Paleogenit në brezat strukturor Berat-Tomorr. Arshiva e AKBN Fier
- Shteto Th., Nurçe L., Iljazi F., 1982.** Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Potom-Kulmak. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.
- Valbona U., Nazaj Sh., 1984.** Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Bodar. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.
- Valbona U., Nazaj Sh. 1985.** Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Gllave Sinje. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.
- Valbona U., Nazaj Sh, Mema A, Dhima S. 1987.** Përgjithësimi Gjeologo Gjeofizik i rajonit të Oligkut. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.
- Xhomo, A., Kodra A., Xhafa, Z., Shallo, M. 2011.** Gjeologjia e Shqipërisë Stratigrafia, Magmatizmi, Metamorfizmi, Tektonika, Neotektonika dhe evolucioni paleogjeografik e gjeodinamik. SH.B. "Ngjyrat e Kohës", Tiranë.
- Yzeiri D., Misha V., Bega I. 1978.** Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Tërpan. Rilevim 1:25000. Arshiva e AKBN Fier.
- Yzeiri D., Nazaj Sh., 2002.** Studimi gjeologo-tektonik i pjesës jugore të zonës Kruja. Ar-



**MODELI I MUNDSHËM GJEOTEKTONIK I TERMETIT TË 26 NËNTORIT 2019**

Viktor Doda, Rakip Hysenaj, Donald Deda

**ABSTRAKT**

*Duke vlerësuar interesin e madh publik për tërmetin e 26 nëntorit 2019 në këtë artikull paraqesim një model të përafërt gjeotektonik, hipotetik, me vatrën e goditjes kryesore të tërmetit të 26 Nëntorit, një termet shkatërrues dhe me pasoja katastrofike (51 viktima dhe dëme të mëdha materiale). Modeli i paraqitur është rezultat i përgjithësimit të punimeve gjeologo-gjeofizike për marrëdhëniet e Orogjenit shqiptar me platformën Adriatike.*

**Fjalë Kyç:** tërmeti, thyerje, model gjeotektonik.

**HYRJE**

Shqipëria është një vend ku aktiviteti sizmik nuk është diçka e rrallë. Ngjarje sizmike janë dokumentuar të paktën që nga viti 44 p.e.s. Vendi ynë ndodhet në një rajon mjaft aktiv për sa i përket lëvizjeve tektonike, dhe këto sjellin si pasojë lëvizje të herëpashershme sizmike, ndonjëherë katastrofike, siç ishte edhe rasti i tërmetit të 26 Nëntorit 2019, i cili shkaktoi viktima, të plagosur dhe dëme të rënda materiale që përllogariten në 1 miliard Euro.

Një gjendje të tillë të sizmicitetit e favorizon pozicioni gjeotektonik që vendi ynë ka. Vendi ynë ndodhet në bregun e Adriatikut, krahu perëndimor i Ballkanit (përfshi këtu pozicionin pllakave dhe zonat e sizmogjene).

Ngjarje sizmike në Durrës dokumentohen, që nga viti 177 para erës se re, të tjerë termete të fuqishëm janë ndjerë në vitin 57, tërmete të forta ka përjetuar në vitet 334-345, në vitin 506, në vitin 1273 Durrësi u prek nga një termet katastrofik. Në vitin 1926 një termet i fuqishëm me  $M=5.8$  Rihter goditi qytetin e Durrësit, i cili krahas shkatërrimit u shoqërua me shatërvanë uji të nxehtë sulfurore dhe pseudovullkane balte, rëre dhe uji si rezultat i lëngëzimit të formacioneve të shkrifëta ranore dhe depërtimit të tyre nëpërmjet çarjeve të

shkaktuara nga tërmeti (çarje të tokës në Jubë nga tërmeti i 26 Nëntorit-2019). Në vitin 1979, një termet me intensitet 6.9 të shkallës Rihter goditi Kepin e Rodonit, rajonet e Lezhës dhe të Shkodrës. Gjithë këto fakte dëshmojnë për atë që vija Durrës-Lezhë është një vijë sizmogjene mjaft aktive, aktiviteti i së cilës vjen nga kohët më të hershme deri në ditët tona.

Tërmeti me epiqendër në Urosevac (Mali i zi) (15 Prill 1979,  $M_w = 6.9$ ), i cili shkaktoi si humbje jetësh edhe dëmtime të mëdha në Shkodër dhe Lezhë, u ndje fuqishëm edhe në Kepin e Rodonit. Tërmeti i fundit i datës 26 nëntor 2019 kishte  $M=6.4$  Rihter, i vlerësuar me  $l_0=8$  në epiqendër e cila ndodhej në kordinatat  $40.5^\circ$ ,  $19.5^\circ$ . Tërmeti ishte paraprirë nga një tjetër goditje e datës 21 shtator 2019 me magnitudë  $M=4.5$  Rihter dhe  $l_0=7$ , me epiqendër pranë fshatit Hamallaj.

**KONTEKSTI GJEOLOGJIK DHE ROLI I THYERJEVE TEKTONIKE**

Lëvizjet tektonike që lidhen me energjinë e brendshme të tokës, në përgjithësi përbëjnë një proces në dukje të pakapshëm apo të padukshëm (lëvizje milimetrike) që nuk ndjehen nga njerëzit, ndërsa tërmetet përbëjnë rastin më të dukshëm të shpre-

hjes së lëvizjeve tektonike ndërmjet blloqeve të mëdha të kores së tokës (lëvizje të menjëhershme destruktive - shkatërruese me përmasa milimetrike-centimetrike deri metrike). Në këtë kuptim tërmetet do të konsideronim si një marrëdhënie e panotëruar midis njeriut dhe natyrës. Lëvizjet tektonike (tërmetet) janë zona ku toka shfryn ose shkakton energjinë e akumuluar në thellësi, duke ruajtur kështu ekuilibrin dhe ekzistencën e saj. Edhe vullkanet si shprehje e brendësisë së tokës dhe veprimtarisë tektonike të saj shkaktojnë tërmete. Përgjigjen më të mirë për ekzistencën e tërmeteve në koren e tokës e jep

teoria globale e pllakave e formuluar në vitet 1960 (ekzistenca e 7 pllakave litosferike të mëdha dhe 64 mikropllakave - apo pllakave me të vogla, në gjithë globin). Po çfarë janë pllakat në vetvete? Pllakat janë plisa shkëmborë me dimensione shumë të mëdha që bashkëveprojnë me njeri tjetrin nëpërmjet tre kufijve madhore: a. kufi divergjente: spredingu-hapje, ku formohet kore e re oqeanike (fig.1b), b. kufi konvergjent: përplasje-kolizioni ndërmjet dy pllakave kontinentale, ku formohen malet; kufi konvergjent subduksioni, ku njëra pllakë zhytet poshtë në brendësi të tokës dhe gëlltitet prej saj (fig.1a, fig.2).

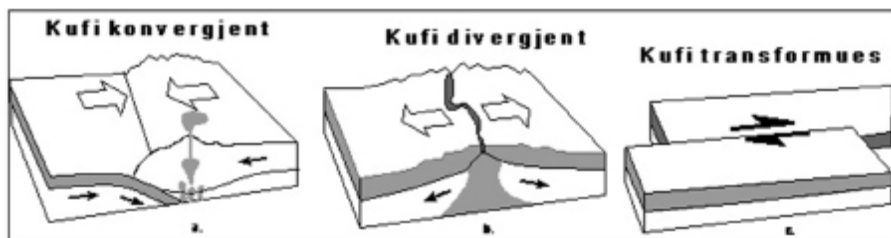


Figura 1. Skema e lëvizjeve të pllakave tektonike

Përgjithësisht aq kore e re sa krijohet në hapje, po aq kore e vjetër gëlltitet në subduksion dhe diametri i tokës qëndron konstant. Kemi edhe kufi transformues (fig. 1c), ku as nuk krijohet kore e re dhe as nuk subduktohet kore e vjetër, por blloqet rrëshqasin apo zhvendosen kundrejt njeri tjetrit, shkëputjet strike-slip (fig.1c). Kufijtë e mësipërm shërbejnë edhe si breza madhore sizmike me të cilët lidhen tërmetet në mbarë botën. Tabloja që shpjeguar me sipër ka të bëjë me dimensionin global, por në dimension më të vogël apo lokal roli i tektonikës shprehet deri në dimensionin e një trupi xeheror, ku minerali takohet i copëtuar në disa blloqe tektonike. Buzët e pllakave në kufijtë konvergjente të subduksionit (fig. 2) janë të afta të prodhojnë tërmete me përhapje shumë të madhe. Në 1964, tërmeti në Alaska me magnitudë  $M=8.3$ , përgjatë zonës së subduksionit, ishte tërmeti me përhapje më të madhe në

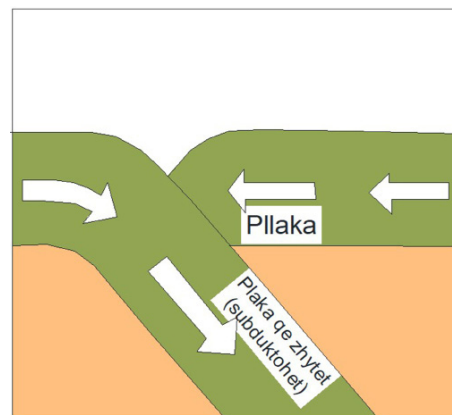


Figura 2. Modeli i zonës së subduksionit

Amerikën e Veriut (Wyss dhe Brune, 1967). Mbihipja përgjatë sipërfaqes së subduksionit solli deformim që ndikoi në një zonë mbi 350 km të gjerë dhe rreth 800 km të gjatë.

Shumica e tërmeteve ndodhin gjatë një thyerje apo frakture në pjesën e jashtme të korës së tokës, ku seksione të shkëmbinjve herë pas here në mënyrë të përsëritur rrëshqasin karshi njëri tjetrit. Shumica e thyerjeve shtrihen në sipërfaqen e tokës, por disa të ngjashme me thyerjen e San Andreas në Kaliforni, U.S.A., shfaqen në mënyrë të dukshme edhe në sipërfaqe. Tërmetet janë të lidhura me ndërtimin tektonik, ato janë përqendruar sipas linjave tektonike aktive. Thyerjet e thella gjenerojnë tërmete sepse përbëjnë zona të dobësuar, që mundësojnë shkarkimin e energjisë sizmike nga thellësitë e mëdha. Përgjigjen më të mirë për shkallën e tërmeteve në Shqipëri e jep skema e zonimit neotektonik të Shqipërisë (fig. 3).

**PËRSE NDODHIN TËRMETET? KUSH JANË FAKTORËT QË ÇOJNË NË KËTO LËKUNDJE NATYRORE, CILI ËSHTË ROLI I LËVIZJEVE TEKTONIKE?**

Shkëmbinj të në thellësi të Tokës, si rezultat i grumbullimit për një kohë të gjatë të sforcimeve, pësojnë deformime, por kur këto deformime e tejkalojnë fortësinë e shkëmbinjve ata thyhen dhe zhvendosen duke zënë një pozicion të ri. Gjatë procesit të thyerjes së shkëmbinjve gjenerohen vibrime, që quhen valë sizmike, të cilat përhapen në të gjithë rruzullin tokësor.

Tërmetet pra ndodhin kur dy blloqe nga korja e tokës shkëputen e rrëshqasin nga njëri tjetri. Vendi ku ndodh kjo, quhet thyerje tektonike. Meqenëse blloqet e tokës nuk rrëshqasin me aq lehtësi, atëherë nga zhvendosja e tyre çlirohet një sasi e konsiderueshme energjie. E thënë ndryshe, një tërmet ndodh kur shkëmbinj të në thellësi të saj papritur thyhen dhe zhvendosen, duke çliruar energji në formë lëkundjesh që quhen valë sizmike. Pika në brendësi të tokës ku ndodhë ky fenomen është quajtur fokus (vatër). Projektioni vertikal i vatrës së tërmetit në sipërfaqe është quajtur epiqendër (fig. 6).

Kuptimi i drejtë i fizikës së thyerjeve tektonike dhe intervalet e përsëritjes së tërmeteve paraqesin një sfidë të madhe për gjeologët dhe sizmologët. Intervallet e përsëritjes ndërmjet tërmeteve kryesore sipas (Sieh and Jahns, 1984) deri në vitin 1100 kanë patur interval përsëritje afërsisht çdo 100 vjet, ndërsa pas vitit 1100 ky interval përsëritje ka qenë afërsisht 160-200 vjet, por ka edhe tërmete që përsëriten çdo 40-50 vjet.

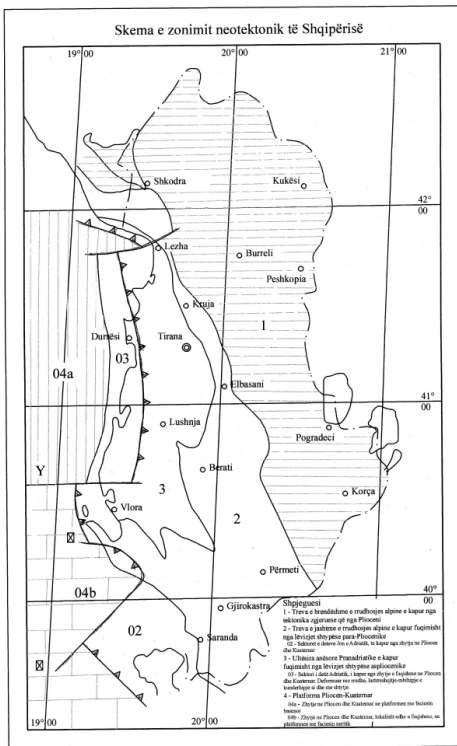
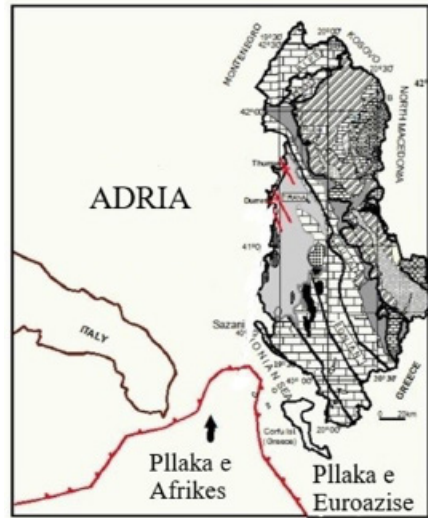


Figura 3. Skema e zonimit neotektonik të Shqipërisë (sipas Aliaj Sh. etj, 2018)

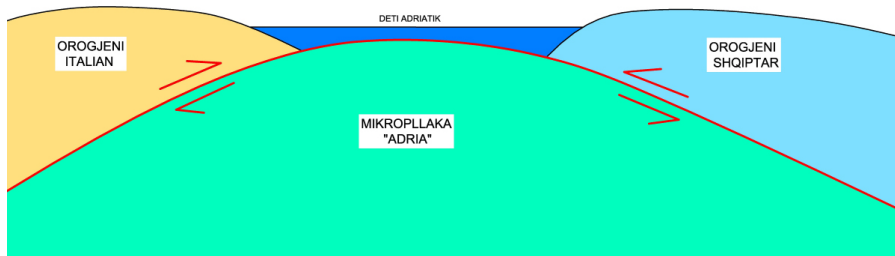
**MODELI GJEOTEKONIK DHE TEKSTI SHPJEGUES**

Në plan rajonal gjeotektonik, tërmeti i 26 Nëntorit, lidhet së pari me subduksionin e pllakës Afrikane nën pllakën e Euroazisë (fig. 4) dhe së dyti me konvergjencën e Apenineve të cilat lëvizin drejt lindjes dhe harkut Dinaro-Albano-Helenid i cili lëviz drejt perëndimit, duke e detyruar mikro-pllakën Adria si pjesë e pllakës Afrikane të zhytet poshtë (fig. 5).

Për këtë problem janë shfrytëzuar të gjitha të dhënat gjeologo-tektonike të rajonit duke përfshirë edhe të dhënat e shpimeve, si Rodoni-1 dhe Adriatiku-2.



**Figura 4.** Subduksioni i pllakës Afrikane nën pllakën e Euroazisë. (sipas Shoqatës së Gjeologëve të Amerikës, USGS).



**Figura 5.** Modeli skematik tektonik i kovergjencës së Orogjenit Shqiptar dhe Italian mbi mikropllakën "Adria", si pjesë e pllakës Afrikane

Në plan lokal, tërmeti i 26 Nëntorit 2019 është rezultat i bashkëveprimit destruktiv ndërmjet dy njësive apo blloqeve tektonike: a. Orogjenit Shqiptar (blloku A) me drejtim lëvizje perëndimore, b. mikroplakës Adriatike (Adria) me vergjencë dhe zhytje lindore. Këto dy njësi apo blloqe tektonike me kah të kundërt lëvizje, vendosen mbi evaporitet dhe ushtrojnë presion litostatik reciprok (fig. 6).

Nga ky bashkëveprim destruktiv i blloqeve A dhe B, evaporitet janë shtrydhur lart duke formuar dy thyerje të mëdha: a.

thyerjen Durrës-Bishti i Pallës, b. thyerjen Ishëm-Prezës, ndërmjet të cilave ndodhet blloku tektonik C, i cili sipas burimeve italiane (referuar NASA), nga tërmeti i 26 Nëntorit është ngritur 10 cm lart (fig. 6; 7). Ky bllok me gjatësi rreth 60 km, gjerësi rreth 20 km dhe trashësi rreth 10 km, kufizohet nga të gjitha anët me kufi tektonik, në veri me thyerjen tërthore të Lezhës, në jug me thyerjen tërthore të Darçit (Karpen), në perëndim me thyerjen gjatësore Durrës-Bishti i Pallës, në lindje me thyerjen gjatësore të Ishëm-Prezës, në thellësi vendoset mbi evaporitet (fig. 6, 7).

Mbi këtë bllok apo bllokun C, janë të vendosura Durrësi me zonat përreth dhe Thumana më në lindje, prandaj edhe goditja ka

genë më e fortë dhe me pasoja katastrofike në jetë njerëzish dhe dëme të mëdha materiale (fig. 7).

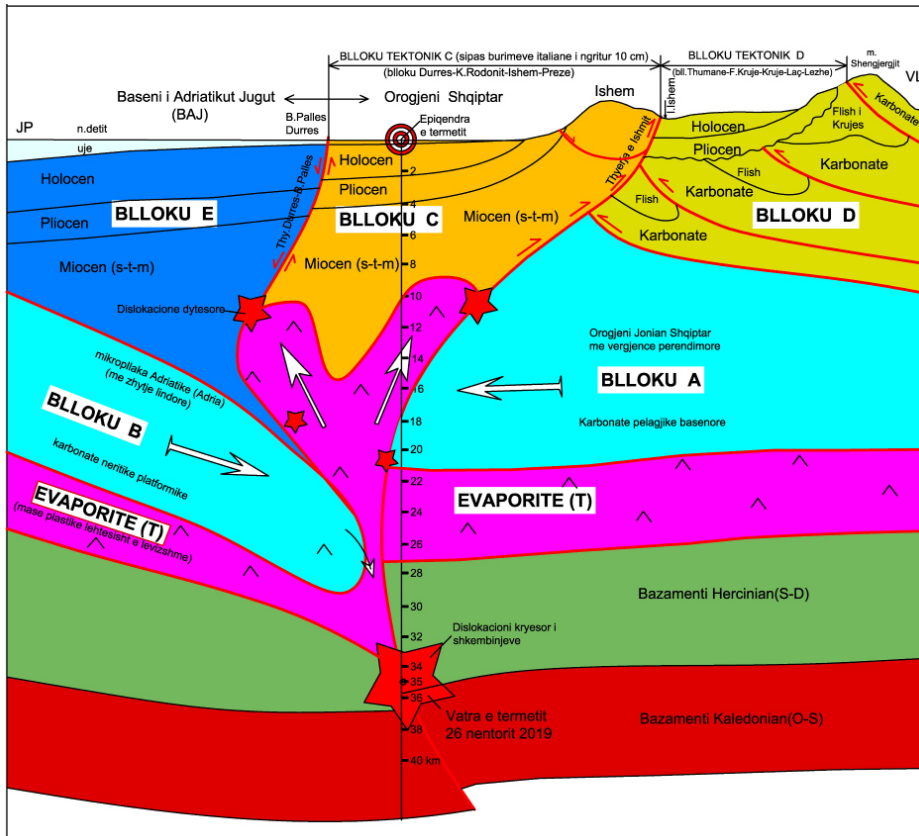
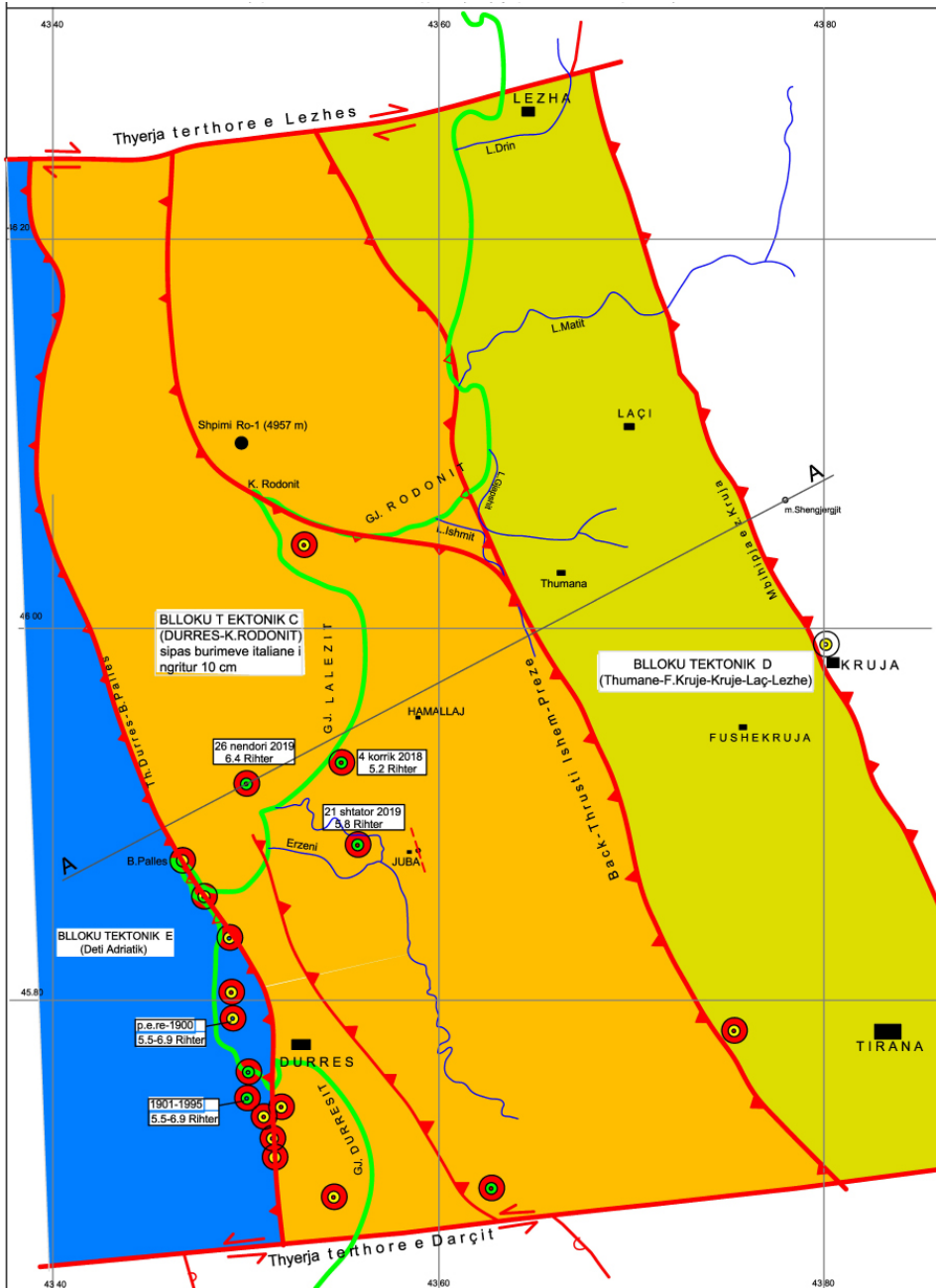


Figura 6. Modeli gjeotektonik hipotetik i tërmetit të 26 nëntorit 2019 sipas prerjes A-A (Bishti i Pallës - Ishëm - Thumanë - Maja e Shëngjergjit)

Lëvizja e bllokut C (10 cm lart- referuar NASA), ka dhënë efekte goditëse edhe në blloqet D dhe E në kufi apo fqinje me të. Edhe blloku D që i përket totalisht zonës Kruja, ka kufi tektonik në të gjitha anët, si në veri, në jug, në lindje dhe perëndim (fig. 7), ndërsa për sa i takon thellësisë ai vendoset tektonikisht mbi zonën Jonike apo bllokun A (fig. 6). Mbi bllokun tektonik D (fig. 7) janë të vendosura Tirana, Fushë Kruja, Kruja, Laçi e Lezha, ku goditja është

ndjerë e fuqishme, por kemi patur vetëm dëme materiale. Blloku tektonik E i vendosur në perëndim të bllokut tektonik C i përket detit Adriatik (fig.6, 7).

Si rezultat i zhytjes së bllokut B drejtë thellësisë, formohet dislokacioni apo zhvendosja kryesore në thellësi 35-37 km, me të cilën lidhet edhe vatra e tërmetit e cila ka dhënë goditjen kryesore me 26 Nëntor 2019 (fig. 6).



**Figura 7.** Harta e thyerjeve tektonike në rajonin Durrës-Tiranë-Lezhë (sipas Hartës Neotektonike të Shqipërisë në shkallë 1:200 000, viti 2018, me disa plotësime)

Megjithëse, Thumana dhe Bubçi i përkasin bllokut D, por duke qenë shumë afër thyerjes tektonike të Ishëm-Prezës (shih fig. 7), janë përfshirë nga një valë e fortë goditjesh sizmike duke shkaktuar viktima në njerëz (Thumana 24) dhe dëme të mëdha materiale në Thumanë e sidomos në Bubç. Tërmetet zakonisht shoqërohen me pasgoditje të gjata në kohë me rënie magnitute deri në shuarje, dhe si rregull përsëriten në një cikël kohor 160-200 vjet, por edhe çdo 40-50 vjet.

E veçanta e tërmetit të 21 shtatorit 2019 është se ai nuk pati pasgoditje për një kohë të gjatë, kjo bëri që energjia të mos shkarohet plotësisht, por të qëndrojë brenda strukturës tektonike për të dhënë goditjen katastrofike të 26 Nëntorit, vetëm 2 muaj e 5 ditë më vonë. Kjo e bën tërmetin e 21 shtatorit jo të zakonshëm, që takohen shumë rrallë dhe përbëjnë vetëm 6% të rasteve të tërmeteve në rang botëror.

Të tre tërmetet (A,B,C) apo epiqendrat e tyre (4 korriku 2018, 21 shtatori 2019, 26 Nëntori 2019), lidhen me të njëjtin fenomen gjeologjik apo destruksionin tektonik ndërmjet ballit të orogjenit Shqiptar me platformën Adria (fig. 6, 7) dhe i përkasin të njëjtit rajon apo Gjirit të Lalzit: 26 Nëntori në det (VL të Bisht Pallës), 21 shtatori në afërsi të Jubës dhe 4 korriku në afërsi të Hamallajt (fig. 7).

Tre vatrat e tërmeteve të mësipërme formojnë një trekëndësh me largësi rreth 7 km nga njeri tjetri (fig.7). Edhe pasgoditjet (disa prej tyre të forta), i përkasin të njëjtit fenomen gjeologjik apo të njëjtës strukturë tektonike, vendosen gjatë planit të shtrirjes së saj, dhe në një periudhë rreth 1-vjeçare realizojnë akomodimin përfundimtar të dislokimit apo fenomenit gjeologjik që shkakton tërmetin.

Sipas burimeve italiane është thënë se edhe reshjet e shiut ndikojnë sidomos në pasgoditjet e tërmetit. Ne dimë se ujërat termale shumë të përhapura në Shqipëri ushqehen nga reshjet, do të thotë që reshjet depërtojnë në thellësi të mëdha

(10 e më tepër km), ngrohen në thellësi e kontaktojnë me evaporitet, marrin prej tyre S, Bo, dhe elemente të tjerë dhe dalin në sipërfaqe. Sipas këtij shembulli do të thotë që reshjet intensive e të zgjatura në kohë pas tërmeteve mund të depërtojnë në thellësi të strukturave tektonike akoma të pa stabilizuara dhe të ndikojnë në periudhën e pas goditjeve të tërmetit. Megjithatë, ky konstatim duhet marrë me shumë rezervë.

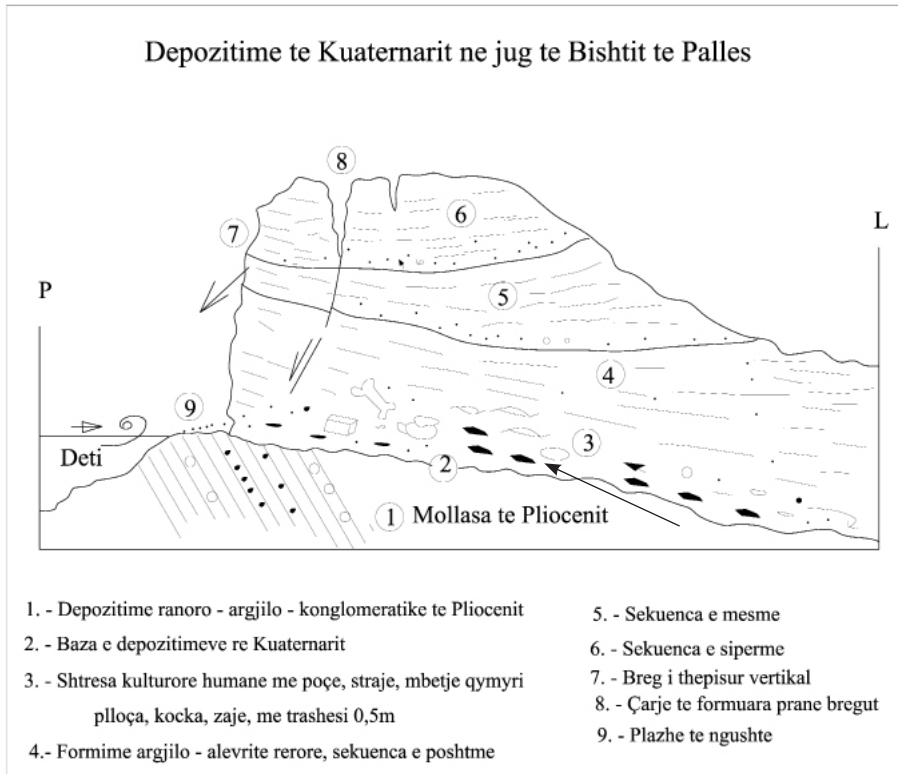
Lidhur me çarjen tektonike të krijuar nga tërmeti i 26 Nëntorit 2019 në Jubë (fig.8), nëpërmjet së cilës kanë dalë në sipërfaqe rërë, llum i përzier me ujë, në trajtë fontane dhe gaz që ka marrë flakë, mendojmë që ky fenomen është rezultat i dridhjes apo goditjes sizmike të tërmetit, i cili ka bërë bashkë në një proces të vetëm, fillimisht çarjet dhe më pas ujin dhe gazin e shtresës të injektuar në këto çarje, gjë që është e shpjegueshme bazuar në ndërtimin gjeologjiko-tektonik të zonës ku janë shfaqur këto çarje.

Ka të dhëna që gjatë epokës së gurit (1-1.5 milion vjet më parë), në rajonin në jug të Bishtit të Pallës (Durrës), treva përreth është përfshirë nga një goditje e fuqishme tërmeti, e cila ka qenë katastrofike për njerëzit e asaj kohe. Një tsunami i shoqëruar dhe me ulje të relievit ka përfshirë rajonin duke formuar shtresën kulturore humane poshtë dhe atë argjilore sipër (fig. 9). Në këtë mënyrë deti ka zgjeruar kufijtë duke u shoqëruar me një sedimentim të



**Figura 8.** Çarje toke në Jubë të krijuara gjatë tërmetit të 26 Nëntorit 2019

shpejtë, efekt i goditjes së menjëhershme, duke na lënë sot një informacion të freskët të ngurosur që nga koha e epokës së gurit (fig. 9).



**Figura 9.** Depozitime kua-ternare (shtresa humane) në jug të Bishtit të Pallës (Naço P. 2005)



**PËRFUNDIME**

- Pjesa më e madhe e tërmeteve në territorin shqiptar është përqendruar sipas vijës Vlorë-Elbasan-Dibër e më në jug të saj, kufi i cili përkon me thyerjen transformuese Vlorë-Elbasan-Dibër.
- Një përqendrim tjetër tërmetesh është ai i vijës Durrës-Kepi i Rodonit-Lezhë, vijë e cila përkon me ballin e mbihijjes tektonike të orogjenit shqiptar mbi njësinë platformike të Adrias (mikroplaka e Adriatikut e cila si pjesë e pllakës Afrikane zhytet poshtë orogjenit apo strukturave të rrudhosura të brezit Dinaro-Albano-Helenid dhe atij Apenin (fig. 4, 5, 6 dhe 7).

Konkretisht tërmetet e fundit në Shqipëri (2018-2019), goditjet kryesore dhe pas goditjet, janë përqendruar në rajonin e Durrësit, Thumanës, Fushë-Krujës, Krujës, Laçit, në Kepin e Rodonit dhe në qytetin e Lezhës dhe i përkasin bllokut tektonik C (fig. 6, 7), i cili sipas burimeve italiane (referuar NASA) nga tërmeti i 26 Nëntorit është ngritur 10 cm.

Faktorë të rëndësishëm dhe të mjaftueshëm për shkallen e sizmitetit apo tërmeteve në truallin shqiptar janë:

- Ekzistenca e thyerjeve tektonike tërthore (tërthorja Shkodër-Pejë, tërthorja Vlorë-Elbasan-Dibër, tërthorja Borsh-Kardhiq, thyerja Leskovik-Korçë, etj), që presin truallin shqiptar nga veriu në jug.
- Ekzistenca e thyerjeve tektonike gjatësore: a. sipas ballit të orogjenit shqiptar (zonës Jonike) mbi platformën Adria (Apuliane-Sazani), që shkon afërsisht përgjatë shtrirjes së vijës bregdetare shqiptare, b. mbihypjet tektonike frontale gjatësore të konsoliduara me drejtim lëvizje perëndimor përgjatë orogjenit shqiptar; ballet e mbihijjeve së zonës Kruja, Krasta, Mirdita e Korabi (stili tektonik mbihypës i zonave nga lindja në perëndim) dhe efektet e rendeve më të ulta tektonike që jep ky fenomen.

**REKOMANDIME**

- Rekomandimi më i rëndësishëm, ka të bëjë me faktin që kur fillojnë lëkundjet e tërmetit, kategorikisht nuk duhet lëvizur nga vendi, nëse je në ecje duhet të ndalosh në vend, kur lëkundjet të kenë mbaruar duhet lëvizur dhe marrë masat për sigurinë e mëtejshme.
- Tërmeti i 26 Nëntorit ishte katastrofik më shumë nga kohëzgjatja (25-30 sekonda sipas IGJEUM por mbi 50 sekonda nga burime të tjera), sesa nga fuqia apo magnituda (6.4 të shkallës Rihter). Tërmeti më i fortë në Shqipëri është ai i 15 prillit 1979, në Shkodër, me magnitudë 6.9-7.2 njësi të shkallës Rihter, ku katet e para të ndërtesave në fshatin Obot për shkak të lëngëzimit të rërës u zhyten të gjitha në tokë. Tërmeti i 26 Nëntorit ishte një mësim i mirë, për të kuptuar sesi në ndërtojmë, sa janë të afta ndërtimet tona për të përballuar rrezikun sizmik, duke vlerësuar faktorët gjeologo-inxhinierik dhe sizmik të truallit ku ndërtohet.
- Nëse në Shqipëri deri tani është projektuar dhe ndërtuar për 8-9 ballë (balli = Rihter x 1.3), është e nevojshme të studihet dhe të përcaktohet më saktë rajonizimi sizmik i Shqipërisë.
- Në kohën e sotme sfida më e madhe është rreth mundësisë së parashikimit të tërmeteve nëpërmjet ciklit të përsëritjes së tyre, por edhe nëpërmjet matjes së zhvendosjeve tektonike në strukturat gjeologjike për shkak të tërmeteve dhe analizimit të tyre. Thuhet që tërmetet nuk mund të parashikohen, ky është një postulat. Megjithatë, nësi gjeologë besojmë se me një bashkëpunim të frytshëm të gjeologut (tektonist) me sizmikun dhe përpunimin e përgjithësimin e kujdesshëm të të dhënave tektonike dhe sizmike (matjeve sizmike), në mund të kuptojmë se çfarë po përgatitet të ndodhë në strukturat tektonike respektive dhe të prognozohet më afërsisht mundësinë e reagimit të

strukturës tektonike. Ka burime se në Kinë në një rast të vetëm është arritur të parashikohet koha e tërmetit, në këtë rast janë evakuuar një milion banorë.

- Sidomos për Durrësin e veçanërisht për Golemin, duke marrë në konsideratë atë çfarë ndodhi në objektin “Mira Mare” (Durrës), i cili u zhyt në rërë nga tërmeti i 26 Nëntorit, do të theksonim rrezikun gjeologjik që vjen për shkak të fenomenit të lëngëzimit të rërës dhe zhytjen e pallateve në rërën e lëngëzuar sidomos për rajonin nga Ura e Dajlanit deri në Qerret, ku ngarkesa izostatike apo peshë e pallateve shumëkatëshe të vendosur ngjeshur e ngjitur me njëra tjetrën, ushtrojnë presion mbi shtresat e rërës në bazament duke bërë që ajo të lëngëzohet e të injektohet në çarjet e ndryshme të krijuara për shkak të tërmetit në trajtën e të ashtuquajturave “intruzione të rërës”. Rëra në këto raste mund të shpërthejë në tra-

jtë fontanash të cilat mund të varrosin banesat përreth, siç ka ndodhur në Oregon të Sh.B.A. (Obermejer, 1996 et. al). Rërat detare në depozitimet e reja Holocenike jo vetëm janë të palitifikuara, por zhyten qetësisht nën ujërat e detit Adriatik duke komunikuar me to. Ato në çdo moment, në qoftë se u prishet ekuilibri që kanë vendosur, për shkak të presioneve të ndryshme, janë të prirura të lëngëzohen dhe të injektohen në trajtë intruzionesh nëpër çarje të ndryshme, apo edhe të shpërthejnë në trajtë fontanash siç ndodhi edhe në çarjen tektonike të Jubës të krijuar nga tërmeti i 26 Nëntorit 2019.

- Së fundi: Përgjegjësi, ndershmëri, përkushtim, zbatim ligjesh e rregullash teknike kudo e nga kushdo, të dënohen ashpër ato që shkelin rregullat dhe ligjet, të shpëtohen të pafajshmit.

## LITERATURA

**Aliaj Sh., Melo V., Hyseni A., etj., 2018.** Harta Neotektonike e Shqipërisë në shkallë 1: 200.000.

**Hysenaj R., 2010.** Evolucioni gjeotektonik dhe gjeomorfik i hapësirës bregdetare Patok-Shëngjin (Tezë Doktorature).

**Naço P., Kodra A., etj., 2004.** Të dhëna të reja mbi gjetjen e depozitimeve të kuaternarit detar në rajonin Bishti i Pallës - Porto Romano – Karpen.

**Hysenaj R., Prifti V., Dore P., Deda D., etj., 2018.** Projekti studimor 3-vjeçar për gjeologjinë e detit Adriatik, në kuadër të Gjeologjisë Detare 2018-2020 dhe raportet vjetore respektive.

**S. F. Obermeier, 1996.** Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis - An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes

**Wyss, M., and Brune, J. N., 1967.** The Alaska earthquake of 28 March 1964; a complex multiple rupture; Bulletin of Seismological Society of America, v.57, p.1017-1023.

**Sieh, K.E., and Jahns, R. H., 1984.** Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California: Geological Society of America Bulletin, v.95, p.883-896.

## HYPOTHETICAL GEOTECTONIC MODEL OF THE NOVEMBER 26, 2019 EARTHQUAKE

Viktor Doda, Rakip Hysenaj, Donald Deda

### ABSTRACT

*Estimating the public interest for the earthquake of November 26, 2019, in this article we present a rough geotectonic, hypothetical model, presenting the epicenter of the main shock of the November 26th earthquake, a devastating earthquake with catastrophic consequences (51 victims and major material damage). The presented model is a result of the generalization of geological-geophysical works for the relations of the Albanian Orogen with the Adriatic platform.*

**Keywords:** earthquake, fault, geotectonic model.

### INTRODUCTION

Albania is a country where seismic activity is not uncommon. Seismic events have been documented at least since 44 b.c. Our country is located in a very active region in terms of tectonic movements, and these results in occasional seismic movements, sometimes catastrophic, as was the case of the earthquake of November 26, 2019, which caused casualties, injuries and severe material damage, estimated at 1 billion Euros.

Such a state of seismicity is favoured by the geo-tectonic position that our country has. It is located on the Adriatic coast, the western flank of the Balkans (including plate's position and seismically areas). Seismic events have been documented in Durres, since 177 BC, other strong earthquakes were felt in 57, other strong earthquakes were experienced in 334-345, in 506, also in 1273 Durres was affected by a catastrophic earthquake. In 1926 a strong earthquake with M= 5.8 Richter struck the city of Durres, which in addition to destruction was accompanied by hot sulphur fountains and pseudo volcanic clay, sand and water as a result of liquefaction of friable sand formations and their penetration through cracks caused by the earthquake (the landslide in Juba from the earthquake

of November 26, 2019). In 1979, an earthquake of magnitude 6.9 Richter scale, struck Cape of Rodon along with the regions of Lezha and Shkodra. All these facts testify that the Durres-Lezhe line is a very active seismic line, which activity comes from the earliest times to the present day.

The earthquake with epicenter in Urosevac (Montenegro, in April 15, 1979, Mw = 6.9), which caused great loss of lives in Shkodra and Lezha, was strongly felt in the Cape of Rodon. The last earthquake of November 26, 2019 had M = 6.4 Richter, rated with lo = 8 at the epicenter which was located at the coordinates 40.5o, 19.5o. The earthquake was preceded by another shock on September 21, 2019 with magnitude M=4.5 Richter and lo=7 and epicenter near the village of Hamallaj.

### GEOLOGICAL CONTEXT AND ROLE OF TECTONIC FAULTS

Tectonic movements associated with the earth's internal energy generally constitute a seemingly elusive or invisible process (millimetric movements) not felt by humans, while earthquakes constitute the most visible case of the expression of tectonic movements between large blocks of land crust (instantaneous destructive

movements in millimeter, centimeter to metric dimensions). In this sense, we would consider earthquakes as an unnotarized agreement between man and nature. Tectonic movements that causes earthquakes are areas where the earth discharges its internal energy which is accumulated in depth, thus maintaining its equilibrium and existence. Even volcanoes cause earthquakes as an expression of the earth interior and its tectonic activity.

The best answer to the existence of earthquakes in the earth's crust is given by the global plate theory formulated in the

1960s (the existence of 7 large lithospheric plates and 64 microplates-or smaller plates across the globe). But what are the plates themselves? Plates are very large rock slabs interacting with each other across three major boundaries: a. divergent boundary: spreading-opening, where new oceanic crust is formed (fig. 1b), b. convergent boundary: collision between two continental plates, where mountains are formed; convergent subduction boundary, where a plate slides down into the interior of the earth and is swallowed by it (fig. 1a, fig. 2).

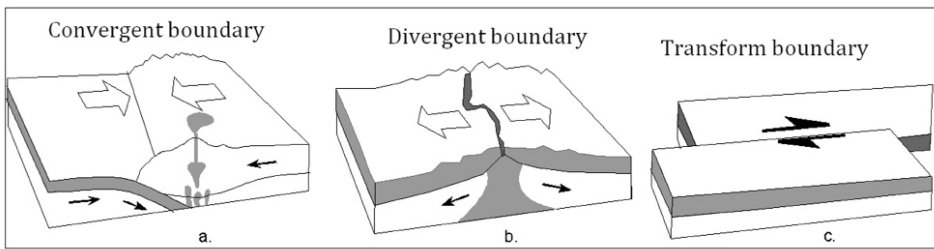


Figure 1. Scheme of tectonic plate movements

Generally, as young crust is created in the opening, as much as the old crust is swallowed in subduction and the diameter of the soil remains constant. There is also a transform boundary (fig.1c), where neither is created new crust nor is the old crust subducted, but the blocks slide or move against each other, strike-slip faults (fig. 1c). The above boundaries also serve as major seismic belts to which earth

quakes are associated worldwide. The picture described above is of global dimension, but in the smaller or local dimension the role of the tectonics is expressed up to the dimension of an ore body, where the mineral is meet shattered in several tectonic blocks. Plate margins at convergent subduction boundaries (fig. 2) are capable, of producing earthquakes of extremely high magnitude.

In 1964, the Alaska earthquake of magnitude  $M = 8.3$ , along the subduction zone, was the largest earthquake in North Amer-

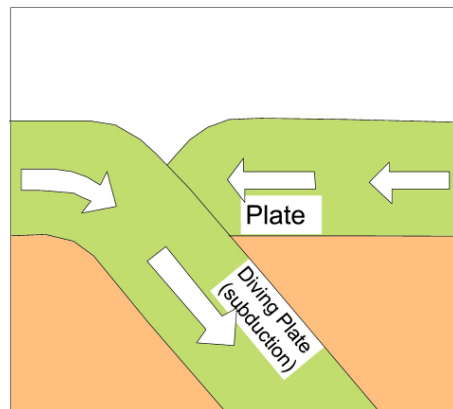


Figure 2. Subduction zone model

ica (Wyss and Brune, 1967). The overthrust along the subduction surface resulted in deformation that affected an area over 350 km wide and about 800 km long. Most earthquakes occur during a break or fault on the outside of the earth's crust where sections of rock repeatedly slide against each other.

Most of the faults lie beneath the surface of the earth, but some similar to the San Andreas faults in California, U.S.A., are prominently on the surface. Earthquakes are related to tectonic construction and are concentrated along active tectonic lines. Deep fractures generate earthquakes because they constitute weakened areas, which allow seismic energy to discharge from great depths. The best answer for the magnitude of earthquakes in Albania is given by the Neotectonic Zoning Scheme of Albania (fig. 3).

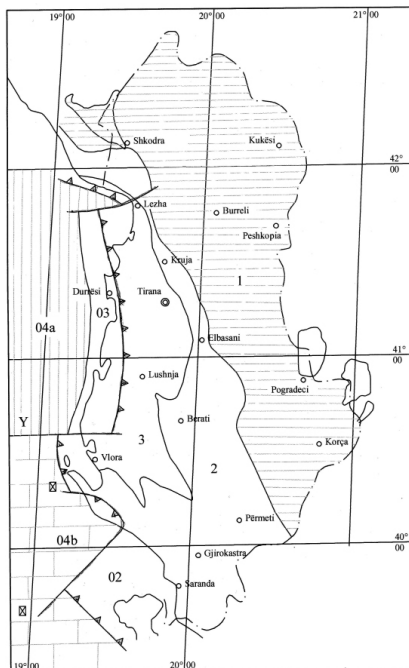


Figure 3. Neotectonic Zoning Scheme of Albania (Aliaj Sh. et al, 2018)

**WHY DO EARTHQUAKES OCCUR? WHAT ARE THE FACTORS THAT LEAD TO THESE NATURAL SHAKES, WHAT IS THE ROLE OF TECTONIC MOVEMENTS?**

The deep rocks of the Earth, as a result of long accumulation of strain (tensions), undergo deformation, but when these deformations exceed the rock hardness they break and move to a new position. During the process of rock breaking, vibrations

are created, called seismic waves, which spread throughout the earth.

Therefore, the Earthquakes occur when two blocks from the earth's crust slide away from each other. The place where this happens is called tectonic fracture (fault). Since the earth blocks do not slide so easily, a considerable amount of energy is released from their displacement. In other words, an earthquake occurs when the rocks in its depth suddenly break and shift, releasing energy in the form of oscillations which are called seismic waves. The area inside the earth where this phenomenon occurs is called focus area. The vertical projection of the earthquake on surface is called the epicenter (fig. 6).

Understanding the physics of tectonic fractures and earthquake recurrence intervals presents a major challenge for geologists and seismologists. The recurrence intervals between major earthquakes (according to Sieh and Jahns, 1984) until 1100 had a recurrence interval of approximately every 100 years, whereas after 1100 this recurrence interval has been approximately 160-200 years, but there are also earthquakes recurring every 40-50 years.

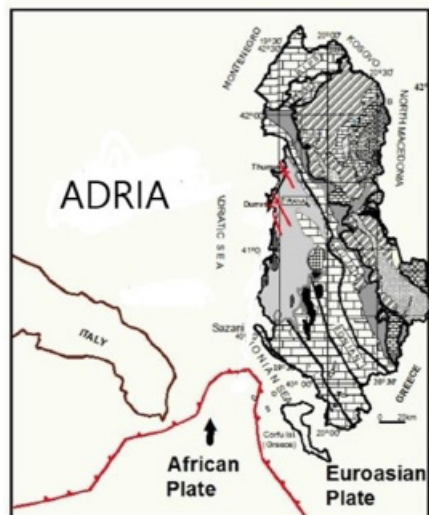
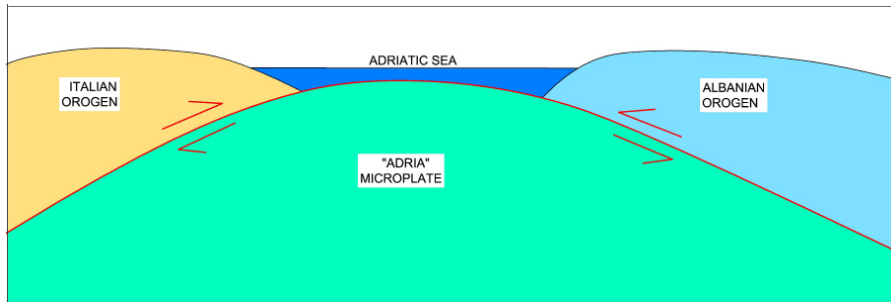


Figure 4. Subduction of African plate under Eurasian plate (USGS).



**Figure 5.** Schematic tectonic model of the Albanian and Italian Orogen convergence on the Adria microplate as part of the African plate

#### GEOTECTONIC MODEL AND EXPLANATORY TEXT

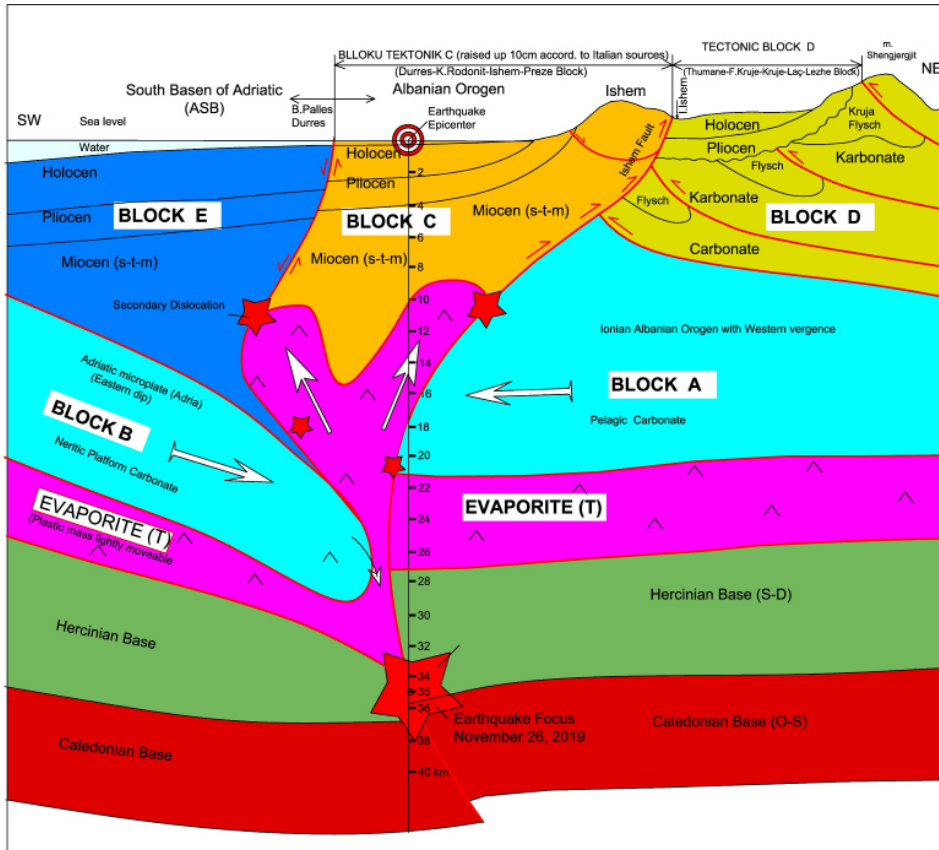
In the regional geotectonic plan, the earthquake of November 26-th relates first to the subduction of the African plate under the Eurasian plate (fig. 4) and secondly to the convergence of the Apennines moving eastward and the Dinarid-Albanid-Helenid belt moving upwards west, forcing the Adria microplate as part of the African plate to sink down (fig. 5).

For this topic, have been used all geological-tectonic data of the region, including drilling data, such as Rodoni-1 and Adriatic-2.

Locally, the earthquake of November 26, 2019 is the result of destructive interaction between two tectonic units or blocks: a. Albanian orogen (block A) with westward movement, b. Adriatic microplate (Adria) with eastern vergence and dip. These two units or tectonic blocks with opposite directions of motion are placed above evaporites and exert lithostatic pressure on them (fig. 6).

From this destructive interaction of blocks, A and B, evaporites are squeezed upward forming two major faults: a. Durres-Bishti i Palles fault, b. Ishem-Preza fault, between which is the tectonic block C, which according to Italian sources (according to NASA), has raised 10 cm because of the earthquake of November 26-th (fig. 6, 7). This block, about 60 km long, 20 km wide and about 10 km thick, is bordered on all sides by tectonic boundary: To the north with the Lezha transverse fault, to the south with the Darç transverse fault (Karpen), to the west with the Durres-Bisht Palla longitudinal fault and east with the longitudinal fault of Ishem-Preza, deeply settles on evaporites (fig. 6, 7).

Above this block or block C, is located Durres with the surrounding areas and Thumana to the east, so the impact has been stronger and with catastrophic consequences on human lives and material damage (fig. 7).



**Figure 6.** Hypothetical geotectonic model of the November 26, 2019 earthquake according to section A-A (Bishti i Palles - Ishem - Thumane - Maja e Shengjergji)

The movement of block C (10 cm raised up according to NASA) has also striking effects on blocks D and E at or near its borders. Even block D, which belongs entirely to the Kruja zone, has tectonic boundaries on all sides, such as north, south, east and west (fig. 7), while in terms of depth it is tectonically placed over the Ionian zone or block A (Fig. 6). Above tectonic block D (fig. 7) are located Tirana, Fushe Kruja, Kruja, Laçi and

Lezha, where the impact felt strong, but had only material damage. The tectonic block E located west of tectonic block C belongs to the Adriatic Sea (fig. 6, 7).

As the result of the dip of block B toward deep, is formed a major dislocation or displacement at 35-37 km depth, to which the earthquake focus is associated and gave the main strike on 26 November 2019 (fig. 6).

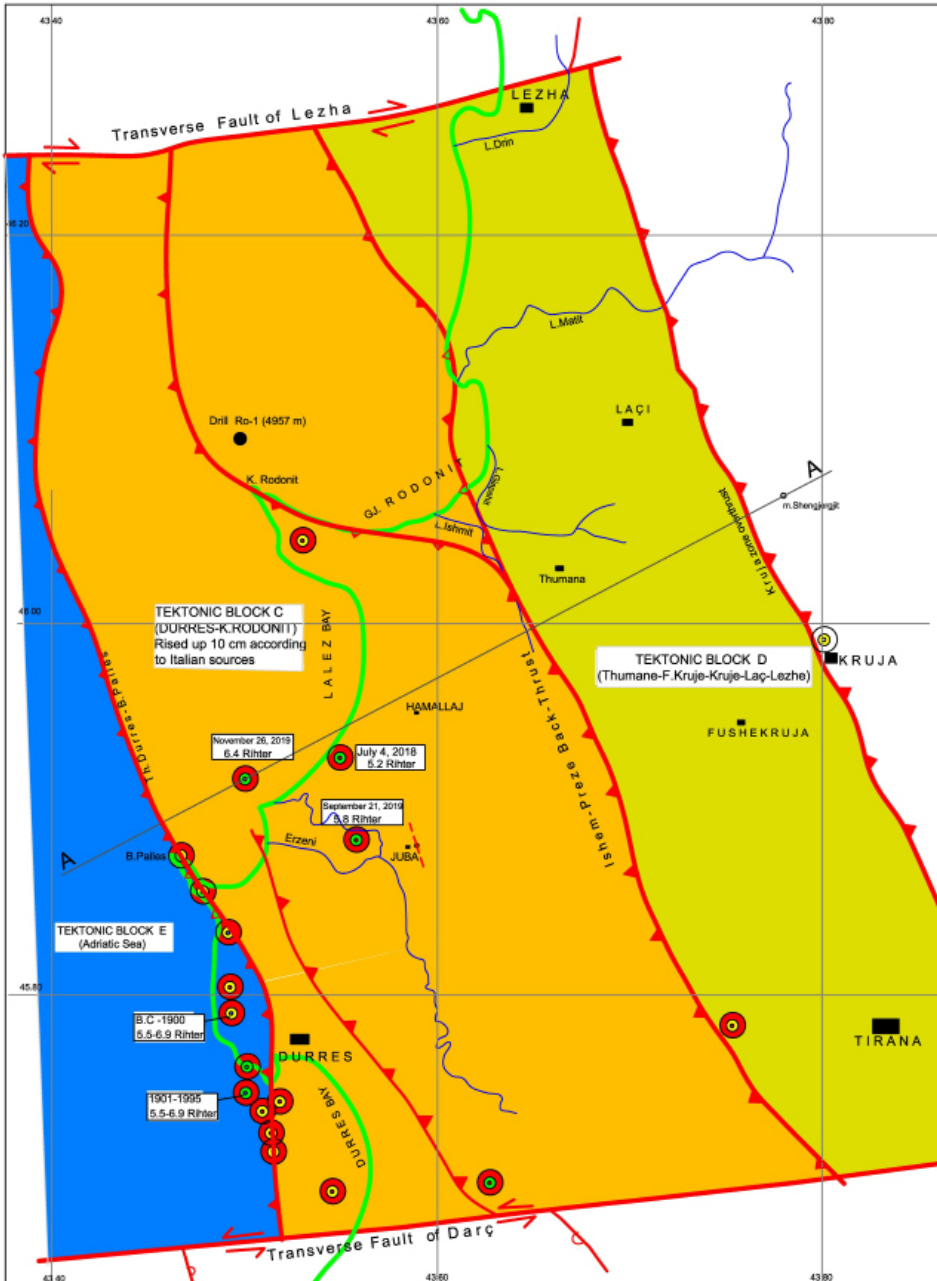


Figure 7. Map of tectonic faults in Durres-Tirana-Lezha region (according to the Neotectonic Map of Albania at scale of 1: 200 000, year 2018, with some additions)



Although, Thumana and Bubç belong to block D, but being very close to the Ishem-Preza tectonic fault (fig. 7), they have been engulfed by a strong wave of seismic shock causing casualties in humans (Thumana 24) and major damage materials in Thumana and especially in Bubç.

Earthquakes are usually associated with long periods of time with decreasing magnitude until extinction and are usually repeated over a period of 160-200 years, but also every 40-50 years.

The peculiarity of the earth quake of September 21, 2019 is that it did not have a long-term after-shock earthquake; that caused the energy not to completely discharge, but to stay within the tectonic structure and to give the catastrophic shock of November 26, just 2 months and 5 days later. This makes unusual the of September 21-th earthquake, a rare occurrence and constitute only 6% of earthquakes worldwide.

The three earthquakes (A, B, C) or their epicenters (July 4, 2018; September 21, 2019; November 26, 2019), are related to the same geological phenomenon or tectonic destruction between the front of the Albanian Orogen with the Adria platform (fig. 5; 6) and belong to the same region or Lalzi Bay: 26 November at sea (NE of Bisht Palla), 21 September near Juba and 4 July near Hamallaj (fig. 7).

The three focus earthquakes mentioned above form a triangle approximately 7 km apart (fig. 7). Even aftershocks (some of them strong), which belongs to the same geological phenomenon or the same tectonic structure, are deployed on the layering plane, and over a period of about one year realize the final accommodation of the dislocation or geological phenomenon causing the earthquake.

According to Italian sources, even the rainfalls affect especially earthquake aftershock. We know that the very widespread thermal waters in Albania are fed by rainfall, meaning that the rainfall penetrates

to great depths (10 and more km), heats it to depth in contacts with evaporate, receiving S, Bo, and other elements coming to the surface. According to this example, it means that the intense and prolonged rainfall after the earthquakes can penetrate deeper into the unstable tectonic structures and affect the aftershocks period of the earthquake. However, this finding must be taken with great caution.

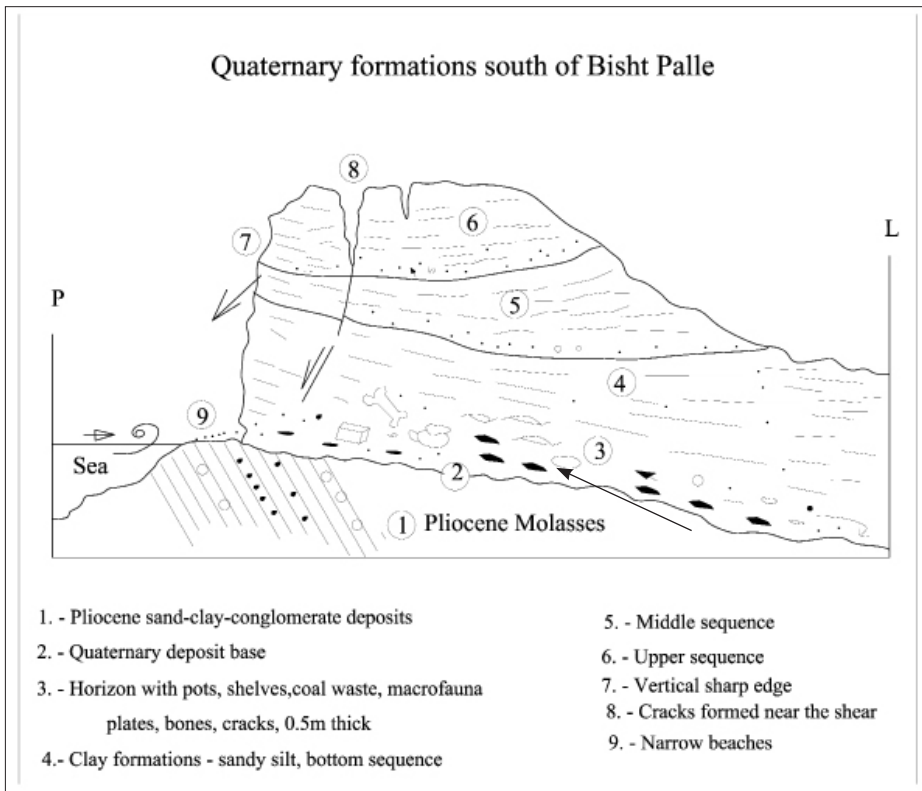
Regarding the tectonic fracture created by the earthquake of November 26, 2019 in Juba (fig. 8), through which has been blown up sand, sludge mixed with water, fountain and gas, we think this phenomenon is the result of an earthquake or seismic shock, which coalesced in a single process, initially cracks and then the water and layer gas injected into these cracks, which is explainable based on the geologic-tectonic construction of the area where these cracks have appeared.

There is evidence that during the Stone Age (1-1.5 million years ago), in the area south of Bisht Palla (Durrës), the surrounding area was affected by a powerful earthquake, which was catastrophic for people in the area at that time. A tsunami associated with the lowering of the relief has swept the region forming the humane cultural layer below and the clay layer above (fig. 9). In this way the sea has expanded its borders by being associated with rapid sedimentation, the effect of an instantaneous shock, leaving us today with fresh,



**Figure 8.** Cracks in Juba created during the earthquake of No-venber 26, 2019

hardened information from the time of the Stone Age (fig. 9).



**Figure 9.** Quaternary deposits (human strata) south of Bisht Palle (Naço P. 2005)

## CONCLUSIONS

- Most of the earthquakes for the Albanian territory are concentrated along the Vlora-Elbasan-Diber line and further south, the boundary which coincides with the Vlora-Elbasan-Diber transformational fault.
- Another concentration of earthquakes is that of the Durres-Kepi i Rodonit-Lezhe line, which coincides with the front of the tectonic overthrust of the Albanian orogen above the Adriatic platform (the Adriatic microplate which is part of the African plate plunge below the orogen or folded structures of the Dinarid-Albanid-Helenid belt) (fig. 4, 5, 6 dhe 7).

Specifically, the recent earthquakes in Albania (2018-2019), the major and post-shock earthquakes, are concentrated in the Durres, Thumana, Fushe-Kruja, Kruja, Laçi regions, in the Cape of Rodoni and in the city of Lezha and belong to the tectonic block C (fig. 6, 7), which according to Italian sources (NASA referenced) from the November 26 earthquake has risen 10 cm (remains to be verified).

Important and sufficient factors for the scale of seismicity or earthquakes in the Albanian soil are:

- Existence of transverse tectonic faults (Shkodra - Peja transverse, Vlora - Elbasan - Dibra transverse, Borsh - Kardhiq transverse, Leskovik - Korça fault, etc.), which cut the Albanian land from north to south.
- Existence of longitudinal tectonic faults:
  - a. according to the front of the Albanian orogen (Ionian zone) above the Adria platform (Apulian-Sazani zones), which continues roughly along the Albanian coastline
  - b. longitudinal frontal tectonic overthrust with westward vergence along the Albanian orogen, the overthrust front of the Kruja, Krasta, Mirdita and Korabi zone (overthrust tectonic style of zones from east to west) and the effects of lower tectonic order which this phenomena gives.

## RECOMMENDATIONS

- The most important recommendation is that when earthquake shocks start, you should not move categorically, if you are walking you should stop at the place and when the earthquakes are over, move on and take further security measures.
- The November 26th earthquake was more catastrophic in duration (25-30 seconds according to IGEWE but over 50 seconds from other sources) than in power or magnitude (6.4 on the Richter scale). The strongest earthquake in Albania is that of April 15, 1979, in Shkodra, with a magnitude of 6.9-7.2 on Richter scale, where the first floors of buildings in the village of Obot due to the liquefaction of sand were all submerged in the ground. The November 26th earthquake was a good lesson to understand how we build, how capable our constructions are to withstand seismic risk, by assessing the geological-engineering and seismic factors of the land where it is built.
- If in Albania so far it has been designed and built for earthquakes of 8-9 intensity (Intensity = Richter x 1.3), now on it is necessary to study and determine more precisely the seismic zoning of Albania.
- The greatest challenge nowadays is the possibility of predicting earthquakes through their repetition cycle, but also by measuring tectonic displacements in geological structures due to earthquakes and their analysis. It is said that earthquakes cannot be predicted, this is a postulate. However, we as geologists believe that with a fruitful collaboration of the geologist (specialised in tectonics) with the seismic and careful processing and generalization of tectonic and seismic data (seismic measurements), we can understand what is preparing to happen in the respective tectonic structures and to roughly predict the likely tectonic structure reaction. There are sources that in China, only in one case,

the time of the earthquake has been predicted, in this case one million inhabitants have been evacuated.

- Especially for Durres and for Golem, considering what happened at the "Mira Mare" facility (Durres) that was submerged in the sand by the November 26-th earthquake, we would emphasize the geological danger posed by the phenomenon of sand liquefaction and immersion of palaces in liquefied sand especially for the region from Dajlan Bridge to Qerret, where the isostatic load or weight of multi-floor buildings, placed compactly adjacent to each other, exert pressure on the sand layers in the basement making it to be liquefied and injected into the various cracks created by the earthquake in the form of so-called "sand intrusions". The sand in these cases could explode

in the form of fountains that could bury surrounding flats, as has happened in Oregon, USA. (Obermejer, 1996 et al.). The marine sands in the new deposits of Holocene are not only unlithified but are submerged beneath the Adriatic Sea communicating with them. At any given moment, if their balance is strained, due to different pressures, they tend to liquefy and be injected intrusively through different cracks, or even explode into fountain shapes as happened in tectonic crack of Juba created by the earthquake of November 26, 2019.

- Finally: Responsibility, honesty, dedication, enforcement of technical laws and regulations everywhere and by anyone, severely punishing those who violate the rules and laws, to save the innocent.

#### REFERENCE

**Aliaj Sh., Melo V., Hyseni A., etj., 2018.** Harta Neotektonike e Shqipërisë në shkallë 1: 200.000.

**Hysenaj R., 2010.** Evolucioni gjeotektonik dhe gjeomorfik i hapësirës bregdetare Patok-Shëngjin (Tezë Doktorature).

**Naço P., Kodra A., etj., 2004.** Të dhëna të reja mbi gjetjen e depozitimeve të kuaternarit detar në rajonin Bishti i Pallës - Porto Romano – Karpen.

**Hysenaj R., Prifti V., Dore P., Deda D., etj., 2018.** Projekti studimor 3-vjeçar për gjeologjinë e detit Adriatik, në kuadër të Gjeologjisë Detare 2018-2020 dhe raportet vjetore respektive.

**S. F. Obermeier, 1996.** Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis - An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes

**Wyss, M., and Brune, J. N., 1967.** The Alaska earthquake of 28 March 1964; a complex multiple rupture; Bulletin of Seismological Society of America, v.57, p.1017-1023.

**Sieh, K.E., and Jahns, R. H., 1984.** Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California: Geological Society of America Bulletin, v.95, p.883-896.

## PËRDORIMI I METODAVE SIZMIKE AKTIVE DHE PASIVE PËR STUDIMIN E RRËSHQITJEVE NË FSHATIN BAGOJ

Erald SILO<sup>1</sup>, Mentor LAMAJ<sup>1</sup>

### ABSTRAKT

Më datën 21 Mars të vitit 2009 në fshatin Bagoj të njësisë administrative Synej të rrethit të Kavajës, ndodhi një rrëshqitje dherash, e cila shkatërroi plotësisht 9 banesa. Për të studiuar se çfarë kishte ndodhur në të vërtetë, krahas punimeve dhe vrojtimit të tjera gjeologjike dhe gjeofizike, u kryen edhe dy profile sizmike me metodën e valëve të refraktuara dhe sipërfaqësore si dhe u shfrytëzuan të gjithë profilet sizmike të kryer më parë në atë zonë me metodën e valëve sizmike të reflektuara për kërkimin e hidrokarbureve. Nëpërmjet interpretimit të integruar të rezultateve, të metodave të sizmikës aktive dhe pasive me të dhënat gjeologjike, u arrit në konkluzionin se burimi kryesor i aktivizimit të rrëshqitjes në fshatin Bagoj (njësia administrative Synej, Kavajë) janë ngjarjet e tërmeteve të ndodhura në atë periudhë, të cilat kanë aktivizuar tektonikën e zonës në studim duke i shkaktuar asaj më shumë elementë ulës të shoqëruar me çarje vertikale se sa elementë që i përkasin një rrëshqitje klasike. Rrëshqitja e kombinuar me çarje vertikale, sipas profileve sizmike të kryera në zonën e rrëshqitjes, evidentohet deri në thellësinë 36m.

**Fjalë Kyç:** tektonikë, ngjarje tërmetore, rrëshqitje, profil sizmik, vala e refraktuar, vala sipërfaqësore.

### TË DHËNA TË PËRGJITHSHME GJEOLGJIKE DHE SIZMO-TEKTONIKE

Rajoni i studimit bën pjesë në basenin mol-lasik të Ultësirës Pranë Adriatike që është formuar nga Mioceni i mesëm (Seravali) ( $N_1^4$ ) dhe ndërtohet nga depozitimet e Pliocenit ( $N_2$ ) të cilët vendosen transgresivisht mbi ato të Tortonianit ( $N_1^5$ ) dhe Mesinianit ( $N_6$ ). Evidentimi i tyre është bërë nëpërmjet punimeve sizmike të kryera në rajon dhe shpimeve të thella për kërkim-zbulimin e hidrokarbureve. Në bazë të përbërjes litologjike, depozitimet e Pliocenit ( $N_2$ ) ndahen në dy formacione: Formacioni "Helmësi" ( $N_2^{1h}$ ) dhe Formacioni "Rrogzhina" ( $N_2^{2f}$ ).

Formacioni "Helmësi" përfaqësohet nga argjila, në bazën e të cilave vendoset një pako ranoro-konglomeratike. Mbi këtë pako vazhdojnë përsëri shtresat argjilore. Pakoja ranor-konglomeratike i përket bazës së transgresionit dhe ka trashësi 10÷30m.

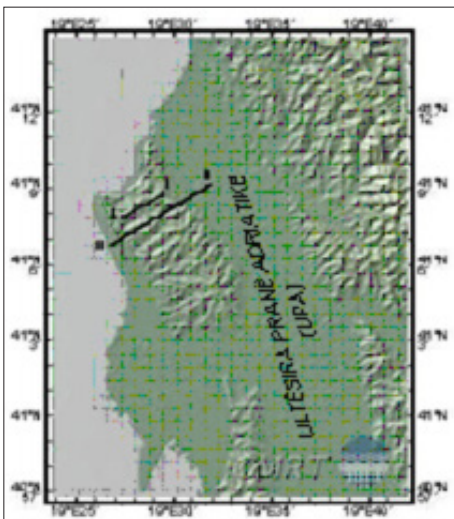
Trashësia e depozitimeve të formacioni "Helmësi" është rreth 200m. Formacioni "Rrogzhina" përfaqësohet nga ndërthurje ranorësh me, konglomeratë dhe alevrolite. Depozitimet e këtij formacioni ndahen në dy pako, përkatësisht: ranorë - alevrolite - argjila ( $N_2^{2r-a}$ ) dhe ranorë - konglomerate ( $N_2^{2r-b}$ ). Formacioni "Rrogzhina" ka trashësi deri 100m.

Në sipërfaqe shfaqen depozitimet e Kuaternarit (Q), të cilat kanë përhapje të madhe. Në përgjithësi takohen të gjithë tipet kontinentale duke filluar që nga ato aluviale e proluviale e deri tek ato deluviale, kënetore e lagunore. Meqënëse rajoni në studim ndërtohet gjeologjikisht nga depozitimet e Pliocenit ( $N_2$ ) dhe ato të Kuaternarit (Q), përbërja copëzore e tyre që nga ato argjilore e deri në ranoro-konglomeratike bën që ato të klasifikohen në grupe të

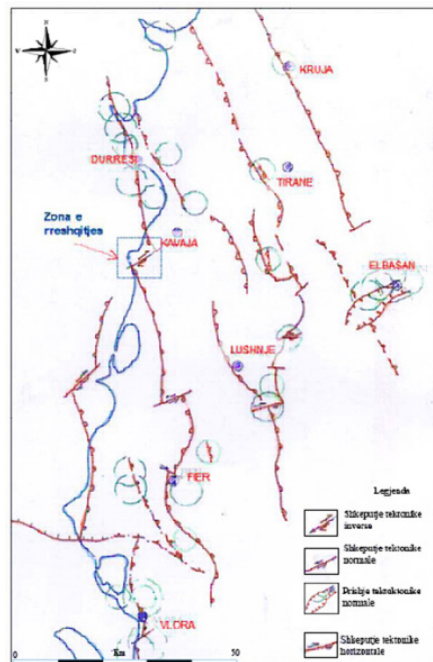
ndryshme përsa i përket përshkueshmërisë dhe ujëmbajtjes.

Duke u mbështetur në këto kriteret renditet ndarja e mëposhtme: a) Kompleksi ujëmbajtës i dherave të Kuaternarit (Q), b) Kompleksi ujëmbajtës i formacionit “Helmësi” dhe c) Kompleksi ujëmbajtës i formacionit “Rrogozhina”. Karakteristikat gjeologjike të depozitimeve të Kuaternarit (Q), bëjnë që ky kompleks të mbajë sasi të madhe ujërash në kohë reshesh dhe mungesë totale të ujërave në kohë të thatë. Ky kompleks shërben edhe si rrugë kalimi i ujërave sipërfaqësore të cilët depërtojnë në thellësi në shtresat ujëmbajtëse të shkëmbinjve të Pliocenit (N<sub>2</sub>). Kompleksi i

formacionit “Helmësi” konsiderohet si jo ujëmbajtës për faktin se ai ndërtohet nga argjila dhe alevrolite nëpër të cilat nuk qarkullojnë ujëra nëntokësore. Në shpatin ku ka ndodhur rrëshqitja, këto argjila nuk janë prezente. Kompleksi i formacionit “Rrogozhina” është më ujëmbajtës në rajon, i cili duke patur përbërje copëzore, kokërrtrashë e poroze, lejon qarkullimin e ujërave të shumtë nëntokësore, që kanë rëndësi të madhe për komunitetin. Në figurën nr. 1, tregohet rajoni i marrë në studim dhe pozicioni i kryerjes së profileve sizmikë I-I, II-II, (Ryan W.B.F., etj., 2009; Lamaj M., etj., 2011; Lamaj M., Silo E., etj. 2018).



**Figura 1.** Profilet sizmikë (I-I), (II-II) në zonën në studim



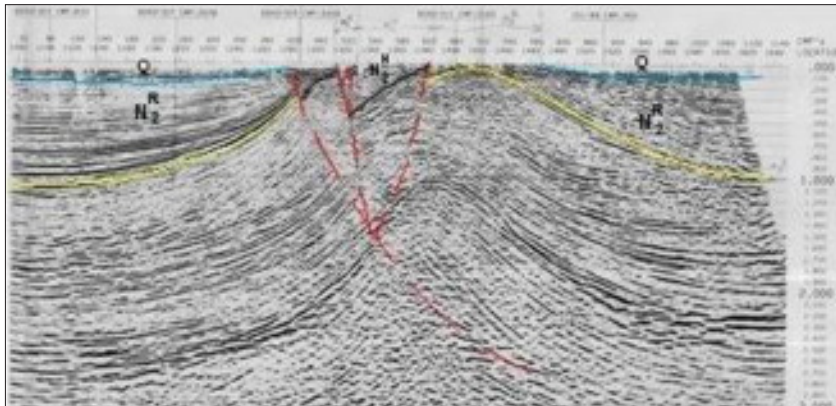
**Figura 2.** Harta tektonike dhe zona e rrëshqitjes (Paraqitje skematike, sipas Lamaj M, etj., 2011)



**Figura 3.** Çarje të tokës ku ka ndodhur rrëshqitja në zonën në studim



**Figura 4.** Pozicioni i kryerjes së profilit sismik (I-I) sipas valëve të refraktuara dhe sipërfaqësore (Figura1)



**Figura 5.** Profili sismik (II-II) regjistruar, përpunuar dhe interpretuar sipas valëve të reflektuara pranë zonës në studim (Figura1), (Dorre P., Silo V., Prifti I., v.2001)

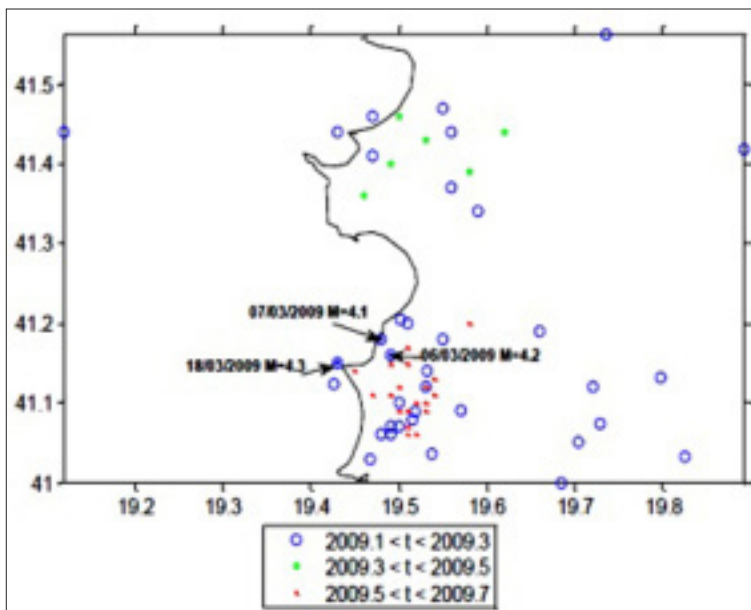
Nga pikëpamja tektonike dhe sizmo-tektonike, rajoni në studim bën pjesë në linjën antiklinale të strukturave gjeologjike Kraps-Ardenicë-Divjakë-Kryevidh-Durrës, që shtrihet përgjatë pjesës qendrore të UPA-së (fig. 1). Për evidentimin e ndërtimit gjeologjik dhe tektonik të UPA-së janë përdorur kryesisht punimet sizmike të kryera për kërkimin e hidrokarbureve, nëpërmjet të cilave janë evidentuar shumë shkëputje tektonike me amplitudë shumë të madhe deri në ato me amplitudë të vogël disa dhjetra metra (fig. 5).

#### METODOLOGJIA E STUDIMIT

Rajoni i marrë në studim karakterizohet nga një aktivitet i lartë sizmik, shpërndarja në hapësirë e të cilit bazuar në të dhënat e regjistrimit të ngjarjeve tërmetore të periudhës kohore Shkurt-Gusht 2009, tregon për një aktivizim kryesisht në zonën Durrës-Kryevidh, (fig. 6). Vatrast e tërmeteve janë përqendruar pranë fshatit Bagoj, të njësisë administrative Synej. Në total loka-

lizohen 51 ngjarje tërmetore, karakteristikat e të cilëve janë renditur në tabelën 1. Shohim që ngjarjet tërmetore me magnituda të moderuara  $M \geq 4$  kanë thellësi hipocendrore rreth 20 km, (EMSC).

Duke përdorur programin "ZMAP", u realizua analiza kohore e ngjarjeve tërmetore për zonën ku ka ndodhur rrëshqitja, (Wiemer S., 2001). Rezultati i përfutur jepet grafikisht në figurën 7. Dallohet qartë se tërmetet me magnitudë më të lartë, përkatësisht në dt.6/03/2009 ( $M=4.2$ ); dt.7/03/2009 ( $M=4.1$ ) dhe dt.18/03/2009 ( $M=4.3$ ), janë ngjarjet që kulmuan aktivitetin sizmik në rritje, para se të ndodhte rrëshqitja e dt.21/03/2009 në fshatin Bagoj të njësisë administrative Synej, Kavajë. Shpërndarja kohore tregohet qartë në histogramën e figurës 8. Ajo që vihet re është se fenomeni gjeodinamik ka ndodhur 3 ditë pas tërmetit me magnitudë ( $M=4.3$ ) të dt.18/03/2009.



**Figura 6.** Shpërndarja në hapësirë e aktivitetit sizmik gjatë periudhës Shkurt-Gusht 2009



Aktiviteti sizmik, ashtu siç duket qartë edhe nga shpërndarja e vlerave të magnitudës, kulmon me vlerën maksimale me magnitudë  $M_{\text{maks}} = 4.3$  që përkon me kohën që ka ndodhur fenomeni gjeodinamik. Pra aktiviteti gjeodinamik rezulton të jetë shprehje e qartë e marrëdhënieve të aktivitetit sizmik tërmetor dhe sistemit të thyerjeve tektonike në zonën e rrëshqitjes (fig. 5). Shpërndarja në hapësirë e këtyre ngjarjeve tërmetore përputhet me thyerjen tektonike Divjakë-Kryeviidh-Durrës (fig. 6).

Nga sa më sipër, seria e ngjarjeve tërmetore sizmike të ndodhura në rajonin në stu-

dim është tregues i qartë i marrëdhënieve tektonike, aktivizimi i të cilës mendojmë se është faktori kryesor aktiv që ka shkaktuar rrëshqitjen në fshatin Bagoj (fig. 2, 5, 6).

Nuk përjashtohen edhe faktorë të tjerë shtesë si ai gravitativ, të cilët për shkak të tektonikës i japin zonës më shumë elementë ulës të shoqëruar me çarje vertikale se sa elementë që i përkasin një rrëshqitjeje klasike. Pra si burim kryesor në aktivizimin e rrëshqitjes kanë shërbyer ngjarjet tërmetore nga aktivizimi i thyerjeve tektonike të zonës në studim.

Tabela 1

Nr.	Data	Koha	Gjat.Gjeo.	Gjer.Gjeo.	Thellesia	Magnituda
	<i>dd/mm/yyyy</i>	<i>hh:mm:ss</i>	<i>(V-J)</i>	<i>(L-P)</i>	<i>(km)</i>	<i>(ML)</i>
1	20/02/2009	09:41:32	41.47	19.55	2.0	2.9
2	28/02/2009	17:36:29	41.44	19.43	2.0	3.5
3	28/02/2009	20:49:43	41.41	19.47	2.0	1.9
4	28/02/2009	20:56:42	41.34	19.59	19.8	1.9
5	04/03/2009	17:39:13	41.09	19.57	0.0	2.7
6	06/03/2009	15:45:15	41.14	19.55	2.0	3.2
7	06/03/2009	18:12:36	41.20	19.50	6.0	2.5
8	06/03/2009	22:59:25	41.06	19.48	2.0	3.1
9	06/03/2009	23:06:44	41.16	19.49	15.0	4.2
10	07/03/2009	00:11:01	41.07	19.50	2.0	2.9
11	07/03/2009	18:51:21	41.18	19.48	20.0	4.1
12	08/03/2009	04:56:40	41.20	19.51	10.0	3.2
13	08/03/2009	22:43:17	41.07	19.49	20.5	3.4
14	08/03/2009	23:07:45	41.06	19.49	7.5	2.8
15	10/03/2009	07:29:45	41.19	19.66	5.0	2.4
16	<b>18/03/2009</b>	<b>16:20:36</b>	<b>41.15</b>	<b>19.43</b>	<b>20.0</b>	<b>4.3</b>
17	02/04/2009	05:45:24	41.18	19.55	20.0	2.9
18	06/04/2009	00:31:28	41.44	19.12	5.0	2.6
19	07/04/2009	13:49:52	41.46	19.47	10.0	3.2
20	07/04/2009	16:00:31	41.44	19.56	2.0	2.4
21	07/04/2009	16:43:49	41.37	19.56	2.0	3.1
22	08/04/2009	09:44:32	41.12	19.72	10.0	2.2
23	09/04/2009	16:59:30	41.12	19.53	2.0	2.7
24	10/04/2009	04:05:28	41.10	19.50	2.0	2.4
25	18/05/2009	01:25:10	41.40	19.49	2.0	2.1
26	20/05/2009	03:14:09	41.43	19.53	20.0	2.1
27	04/06/2009	04:06:35	41.46	19.50	2.0	2.3
28	14/06/2009	05:12:51	41.39	19.58	10.0	3.2
29	20/06/2009	02:16:48	41.44	19.62	21.3	2.7

30	20/06/2009	02:31:45	41.36	19.46	5.0	2.6
31	05/07/2009	12:40:20	41.44	19.53	5.0	3.2
32	15/07/2009	21:17:00	41.33	19.49	2.0	2.1
33	05/08/2009	06:32:32	41.14	19.45	10.0	3.8
34	05/08/2009	08:39:08	41.10	19.52	2.0	3.1
35	06/08/2009	01:09:16	41.13	19.54	2.0	2.4
36	06/08/2009	07:42:13	41.07	19.51	2.0	2.7
37	08/08/2009	18:50:16	41.15	19.51	20.0	2.8
38	08/08/2009	20:50:05	41.06	19.51	2.0	2.6
39	08/08/2009	20:50:25	41.12	19.50	2.0	2.5
40	08/08/2009	21:51:51	41.11	19.54	0.0	2.8
41	09/08/2009	00:20:19	41.20	19.58	19.8	2.2
42	13/08/2009	14:06:43	41.09	19.50	2.0	3.0
43	13/08/2009	15:49:38	41.15	19.49	5.0	3.6
44	13/08/2009	18:04:45	41.11	19.47	2.0	3.0
45	14/08/2009	03:30:39	41.17	19.51	15.0	3.0
46	17/08/2009	16:21:25	41.09	19.51	2.0	2.8
47	17/08/2009	18:12:53	41.12	19.53	2.0	3.0
48	20/08/2009	19:01:23	41.10	19.53	2.0	3.2
48	26/08/2009	15:49:38	41.09	19.53	2.0	1.9
50	26/08/2009	23:49:10	41.11	19.49	8.0	2.8
51	28/08/2009	13:32:29	41.06	19.52	2.0	2.3

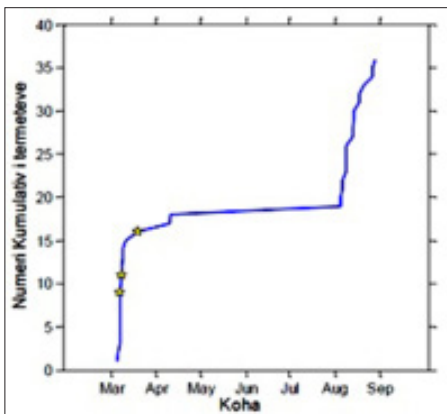


Figura 7. Analiza kohore e tërmeteve

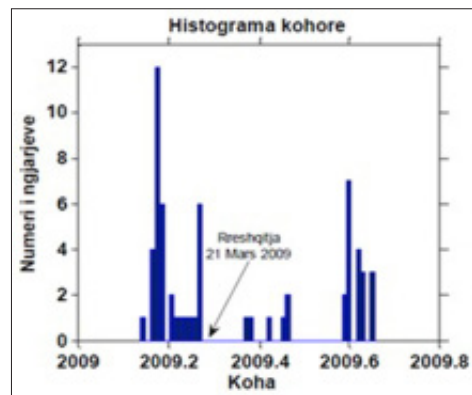


Figura 8. Shpërndarja kohore e tërmeteve

Për të sqaruar fenomenin gjeodinamik të ndodhur pas ngjarjeve tërmetore në njësinë administrative Synej, u kryen dy profile sizmike me metodën e valëve të refraktuara dhe sipërfaqësore. Aparatura e përdorur për të kryer regjistrimin e valëve sizmike është e tipit "Geode 24 kanale". Regjistrimet sizmike janë kryer duke përdorur sizmografë që pranojnë lëkundje

vertikale dhe horizontale.

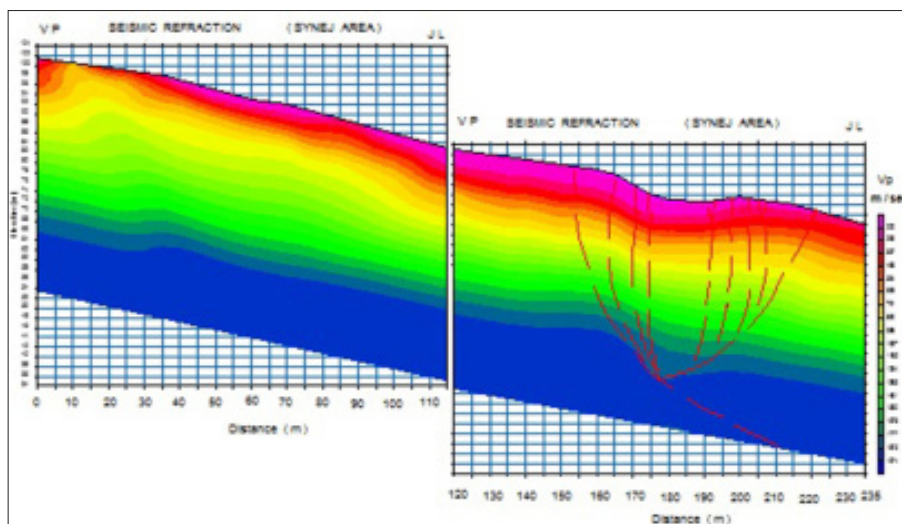
Përpunimi shifror u krye duke përdorur paketat e programeve "SeisImager/2D" dhe "SeisImager/SW". Rezultatet e përpunimit shifror të valëve sizmike të refraktuara dhe sipërfaqësore, tregohen në (fig. 9, 10) (Silo V., 2005; Silo V., etj., 2012; Silo E. 2014; Silo E. etj., 2016; Silo V., etj., 2017).

### INTERPRETIMI I TË DHËNAVE

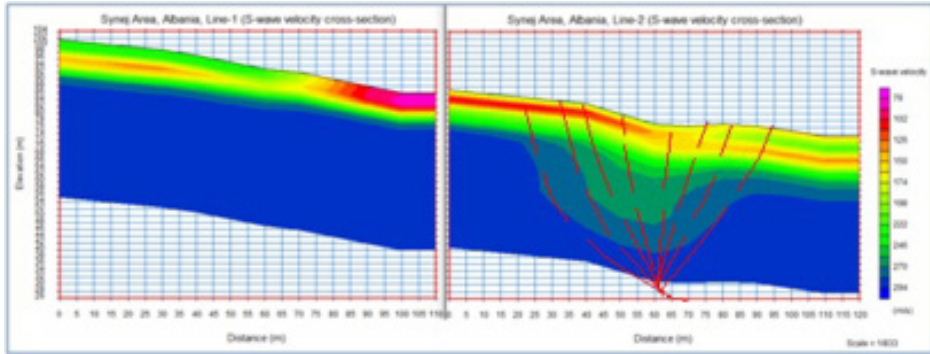
Modeli shpejtësior-2D përpunuar sipas valëve gjatësore  $VP = f(h)$  tregohet në figurën nr. 9. Në figurën 10 tregohet modeli shpejtësior-2D përpunuar sipas valëve sipërfaqësore  $Vs = f(h)$ . Nga rezultatet e mara nga përpunimi shifror sipas valëve të refraktuara dhe sipërfaqësore të regjistruar në profilin sizmik (I-I), jepet shumë qartë konfigurimi i shtresave me thellësinë. Ndërsa fenomeni i rrëshqitjes evidentohet në piketat (20÷95) të profilin sizmik (I-I), hapja 2, regjistruar dhe përpunuar sipas valëve sizmike sipërfaqësore (Figura 10). Gjithashtu vihet re fenomeni i johomogjenitetit të shtresave në drejtimin horizontal deri në thellësinë 10÷12m në gjithë gjatësinë e profileve sizmikë.

Këto rezultate tregojnë se rrëshqitja që ka ndodhur në njësinë administrative Synej, Kavajë, nuk përfaqëson thjesht një rrëshqitje klasike, por është një ulje e kombinuar me çarje vertikale e shoqëruar me rrëshqitje që sipas profilin sizmik (I-I), hapja 2, të kryer në zonën e marrë në studim evidentohet në piketat (20÷95) deri në thellësinë 36m (fig. 10).

Ky interpretim mbështetet shumë qartë nga të gjithë profilet sizmikë të regjistruar me valët e reflektuara për kërkimin e hidrokarbureve të kryer në zonën e marë në studim. Në figurën nr. 5 tregohet një nga profilet sizmikë të regjistruar dhe përpunuar sipas valëve të reflektuara, (Dorre P., Silo V., Prifti I. 2001).



**Figura 9.** Paraqitja tomografike dhe interpretimi i rezultateve të përpunimit të valëve sizmike të refraktuara të profilin (I-I) të kryer në zonën e rrëshqitjes (Synej, Kavajë)

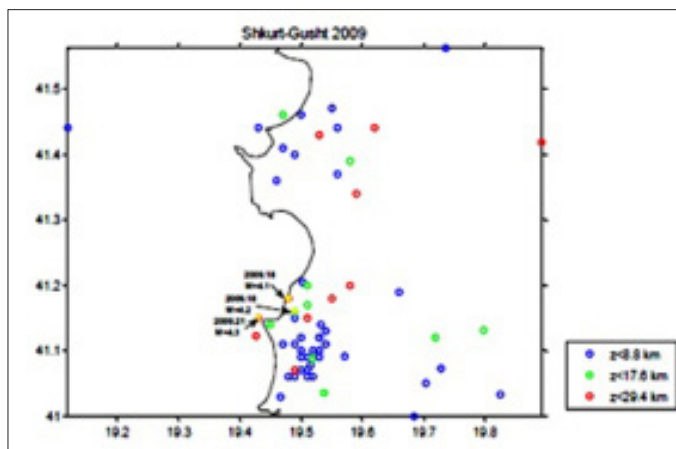


**Figura 10.** Paraqitja tomografike dhe interpretimi i rezultateve të përpunimit të valëve sizmike sipërfaqësore të profilin (I-I), hapjet 1, 2, të kryer në zonën e rrëshqitjes (Synet, Kavajë)

**DISKUTIMI I REZULTATEVE**

Duke analizuar serinë e ngjarjeve tërmetore shohim se ajo përbëhet nga ngjarje që kanë magnituda  $2.0 \div 3.5$  dhe disa me magnitudë  $M > 4.0$ . Ndër karakteristikat kryesore të tyre dallojmë përqendrimin e pjesës më të madhe të vatrave pranë zonës së rrëshqitjes. Sipas të dhënave të tabelës 1 vihet re se përqendrimi i hipoqendrave të ngjarjeve tërmetore me magnituda relativisht të vogla rezultojnë në thellësitë rreth 5 km, dhe për ngjarjet tërmetore me magnitudë të moderuar  $M > 4.0$  në thellësinë rreth 20 km (fig. 11, 12). Bazuar në hartën e shpërndarjes së epiqendrave të ngjarjeve tërmetore dhe në vlerat e magnitudave të tyre, vërehet qartë se energjia maksimale

sizmike është çliruar përgjatë zonës me thyerje tektonike. Shpërndarja e epiqendrave bën të mundur të interpretohet më qartë pozicioni i shkëputjes tektonike në zonën në studim (fig. 14). Sa më sipër, lokalizimi i rrëshqitjes pranë zonës së vatrave me thellësi  $h < 20$  km dhe  $M > 4.0$ , si dhe stili i rrëshqitjes ku predominon më tepër ulja e shoqëruar me çarje vertikale e mbështetur nga të dhënat e profileve sizmike, mendojmë se flet për një ndikim të konsiderueshëm të ngjarjeve tërmetore në lindjen e rrëshqitjes në fshatin Bagoj në dt.21/03/2009, ndodhur tre ditë pas tërmetit me magnitudë ( $M=4.3$ ) të dt.18/03/2009.



**Figura 11.** Shpërndarja e magnitudave  $M > 4.0$ , përgjegjëse për aktivizimin e rrëshqitjes

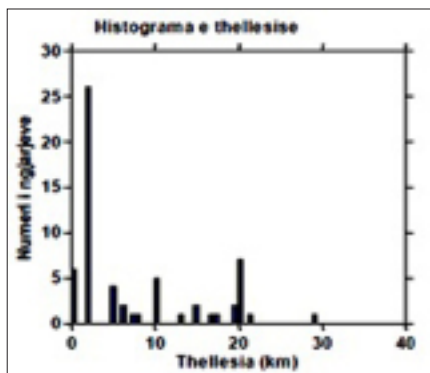


Figura 12. Histograma e shpërndarjes së ngjarjeve tërmetore në vartësi me thellësinë

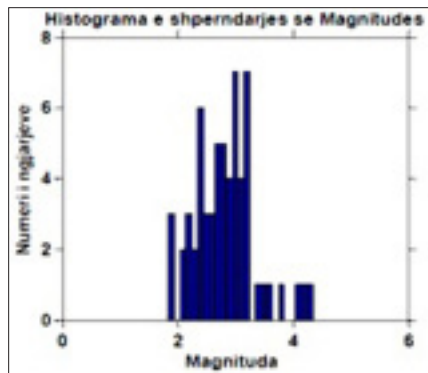


Figura 13. Histograma e shpërndarjes së magnitudave në vartësi të numrit të ngjarjeve tërmetore

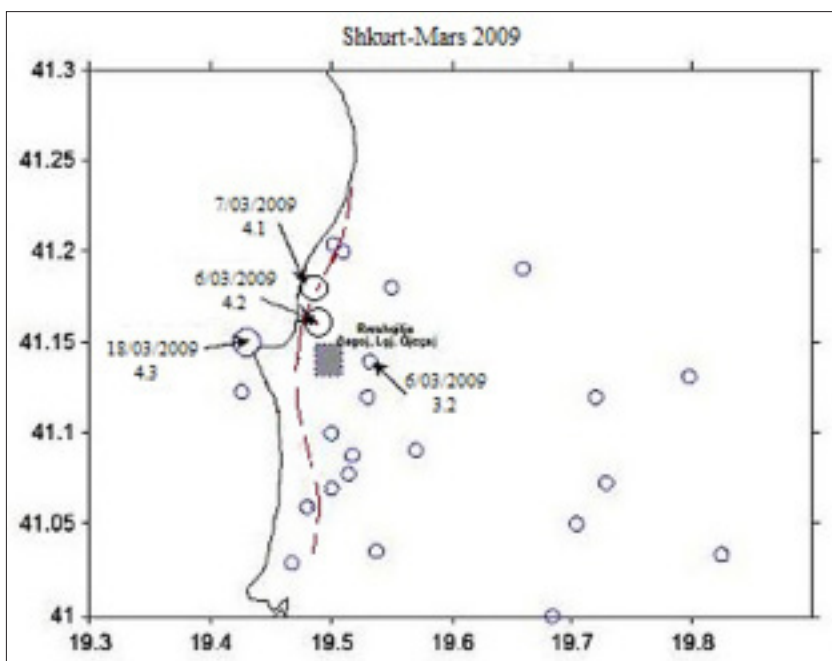


Figura 14. Pozicioni në hapësirë i vatrave të ngjarjeve tërmetore që provokuan rrëshqitjen në lidhje me gjurmën në sipërfaqe të shkëputjes kryesore tektonike të zonës në studim

**PËRFUNDIME**

Si burim kryesor në aktivizimin e rrëshqitjes në fshatin Bagoj, njësia administrative Synej, Kavajë, kanë shërbyer ngjarjet tërmetore. Janë pikërisht këto ngjarje tërmetore të cilat kanë aktivizuar tektonikën e zonës në studim duke shkaktuar rrëshqitjen e dherave. Nuk përjashtohen edhe faktorë të tjerë shtesë si ai gravitativ, të cilët i japin zonës më shumë elementë ulës të shoqëruar me çarje vertikale se sa

elementë që i përkasin një rrëshqitjeje klasike.

Rrëshqitja e kombinuar me ulje dhe e shoqëruar me çarje vertikale sipas profileve të regjistruar me valë sizmike të refraktuara dhe sipërfaqësore dhe përpunuar me anë të paketave të programeve "Seislmager/2D" dhe "Seislmager/SW", evidentohet qartë deri në thellësinë 36 m, (fig. 9, 10).

**LITERATURA**

**Lamaj, M., Silo E., et al. 2018.** "Vlerësimi e monitorimi i fenomeneve gjeodinamike të digave të rezervuarëve ujëmbajtës, nëpërmjet metodave gjeologo-gjeofizike" Arkivi SHGJSH, Tiranë.

**Silo V., Bushati S. 2017.** "Bazat teorike dhe zbatimet e metodave sizmike dhe gravimetrike", (bib. Akademia e Shkencave Tiranë, ISBN 978-9928-237-24-8).

**Silo E., Silo V. 2016.** "Seismic surface waves and their application in civil engineering", library of Faculty Geology and Mining Tirana, Albania, ISBN: 978-9928-4303-2-8, pages 224.

**Silo E. 2014.** "Application of seismic methods of refracted and reflected waves in civil engineering", (Disertacion-2014), bib. F.GJ.M. Tiranë.

**Silo V., Bushati S., Silo E. 2012.** "Applied geophysics in the Earth sciences", library of Faculty Geology and Mining Tirana, Albania, ISBN: 978-9928-4096-5-2, pages 560.

**Lamaj, M., etj., 2011.** "Kushtet gjeologo-inxhinierike të shpatit ku ka ndodhur rreshqitja gjeçaj në Synej, Kavajë". Arkiv i SHGJSH. Prezantuar në "60 vjetorin e SHGJSH" Tiranë.

**Ryan, W.B.F., etj., 2009.** "Global Multi-Resolution Topography synthesis, Geochem. Geophys. Geosyst., 10, Q03014, doi: 10.1029/2008GC002332. (<http://www.geomapapp.org>)

**Silo V. 2005.** "Digital processing of seismic data", (v.2), Library of Faculty Geology and Mining Tirana, Albania, ISBN: 99943-877-9-0, pages 163.

**Dorre P., Silo V., Prifti I. 2001.** "Studimi gjeologo-gjeofizik për vlerësimin e potencialit ujëmbajtës për objektet e pliocenit në zonën e kerkimit të hidrokarbureve", Arkivi SHGJSH, Tiranë.

**Wiemer, S., 2001.** "A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP" Seismological Research Letters, Vol. 72, 373-382.

**EMSC,** "European Mediterranean Seismological Centre".

## THE USE OF ACTIVE AND PASSIVE SEISMIC METHODS FOR THE STUDY OF LANDSLIDES IN BAGOJ VILLAGE

Erald SILO<sup>1</sup>, Mentor LAMAJ<sup>1</sup>

### ABSTRACT

On March 21, 2009 in the village of Bagoj in the Synej administrative unit, Kavaja district, occurred a landslide, which completely destroyed 9 houses. In order to study what really happened, in addition to other geological and geophysical works and observations, two seismic profiles with the refracted and surface waves method were performed. In addition, all seismic profiles with the reflected seismic waves, previously performed in that area for the search of hydrocarbons were used. Through the integrated interpretation of the results of active and passive seismic methods with geological data, it was concluded that the main source of landslide activation in the village of Bagoj (Synej administrative unit, Kavaja) are the earthquake events that occurred in that period, which have activated the tectonics of the study area causing it to have more landing elements accompanied by vertical cracks than elements belonging to a classical slide. The landslide combined with vertical cracks, according to seismic profiles performed in the landslide area, is evidenced up to a depth of 36m.

**Keywords:** tectonic fault, earthquake event, landslide, seismic profile, refracted wave, surface wave.

### GENERAL GEOLOGICAL AND SEISMO-TECTONIC DATA

The study area is part of the Molasses basin of the Peri-Adriatic Depression formed during the Middle Miocene (Serravallian) ( $N_1^4$ ) and is built from Pliocene ( $N_2$ ) deposits, which are transgressively located above those of the Tortonian ( $N_1^5$ ) and Messinian ( $N_1^6$ ). Their identification has been done through seismic studies carried out in the region and deep drilling for hydrocarbon exploration. Based on the lithological composition, Pliocene ( $N_2$ ) deposits are divided into two suites: "Hemesi" suite ( $N_2^{1h}$ ) and "Rrogozhina" suite ( $N_2^{2r}$ ).

"Hemesi" suite is represented by clays, at the base of which is placed a sandstone-conglomerate package. On top of this package continues again the clay layers. The sandstone-conglomerate package belongs to the base of transgression and has a thickness of 10 ÷ 30m. The thickness

of the deposits of the "Hemesi" suite is about 200m. The "Rrogozhina" suite is represented by a combination of sandstones, conglomerates and siltstones. The deposits of this formation are divided into two packages, respectively: sandstone-siltstone-clay ( $N_2^{2r-a}$ ) and sandy-conglomerates ( $N_2^{2r-b}$ ). "Rrogozhina" suite has a thickness of up to 100m.

Quaternary (Q) deposits appear on the surface, which have a large spread. In general, there are all the continental types, from alluvial and proluvial to deluvial, marshy and lagoon. Since the study area is geologically composed of Pliocene ( $N_2$ ) and Quaternary (Q) deposits, their fragmentary composition from clayey to sandy conglomerates, classifies them into different groups in terms of permeability and water content.

Based on these criteria, the following division can be listed: a) Quaternary soil aquifer complex (Q), b) Aquifer complex of "Helmesti" suite and c) Aquifer complex of "Rogozhina" suite. The geological characteristics of the Quaternary (Q) deposits make this complex hold large amounts of water in rainy days and have total lack of water in dry weather. This complex also serves as a passageway for surface waters which penetrate deep into the water retaining layers of Pliocene (N2) rocks. The complex of the "Helmesti" suite is considered non-water-retaining, due to the fact

that it is built of clays and silt, through which groundwater does not circulate. On the slope where the landslide occurred, these clays are not present. The complex of "Rogozhina" suite is the most water-retaining in the region, which having fragmentary composition, coarse-grained and porous, allows the circulation of abundant groundwater, which is of great importance to the community. Figure 1 shows the region under study and the position of the performed seismic profiles I-I, II-II, (Ryan W.B.F., et al., 2009; Lamaj M., et al., 2011; Lamaj M., Silo E., et al. 2018).

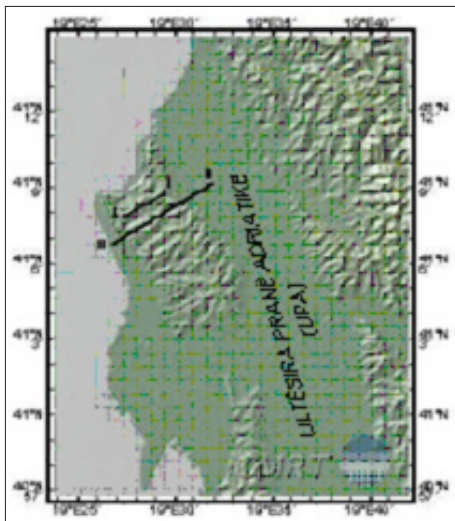


Figure 1. Seismic profiles (I-I), (II-II)

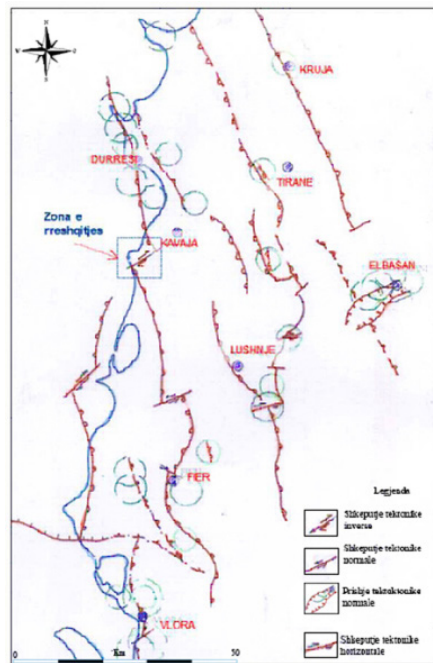


Figure 2. Tectonic map and the landslide zone in the study area (Schematic representation, according to Lamaj M, et al., 2011)

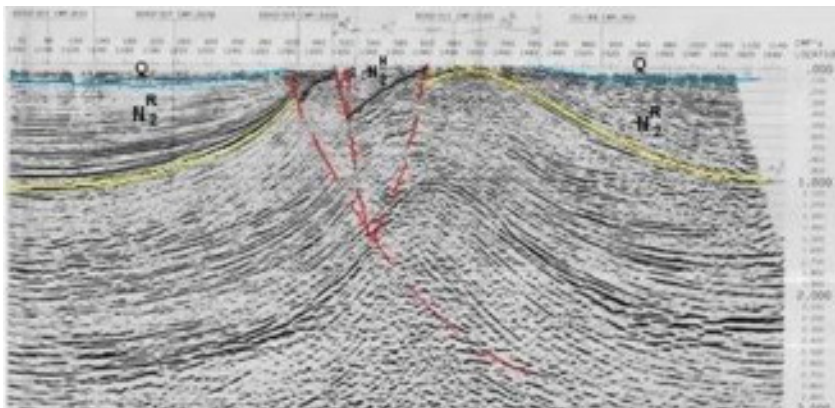




**Figure 3.** Soil cracks where the landslide has happened, in the study area



**Figure 4.** Position of the seismic profile (I-I) according to refracted and surface waves (Figure 1)



**Figure 5.** Seismic profile (II-II) recorded, processed and interpreted according to reflected waves. Near the study area (fig. 1), (Dorre P., Silo V., Prifti I., v.2001)

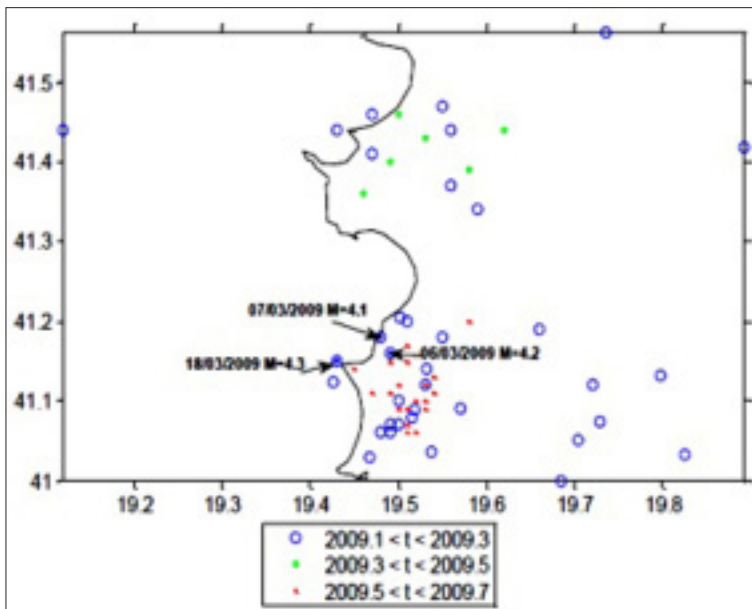
From the tectonic and seismo-tectonic point of view, the study region is part of the anticline line of the geological structures Kraps-Ardenica-Divjake-Kryevidh-Durres, which extend along the central part of the Peri-Adriatic Depression, (fig. 1). For the identification of the geological and tectonic construction of the Peri-Adriatic Depression, mainly seismic studies performed for the search of hydrocarbons have been used, through which many tectonic faults with very large amplitude, up to those with small amplitude of several tens of meters have been identified (fig. 5).

**THE STUDYING METHODOLOGY**

The region under study is characterized by a high seismic activity, the distribution of which based on the data of the recording of earthquake events of the period February-August 2009, indicates an activation mainly in the area of Durres-Kryevidh, (fig. 6). The epicenter was reported near the village of Bagoj, in the Synej district. A total

of 51 seismic events are evidenced, the characteristics of which are listed in Table 1. We see that seismic events with moderate magnitudes  $M \geq 4$  have a hypocentric depth of about 20 km, (EMSC).

Using the “ZMAP” software, a time analysis of earthquake events was performed for the area where the landslide occurred (Wiemer S., 2001). The obtained result is given graphically in figure no.7. It is clearly seen that the earthquakes with higher magnitude, respectively on 06/03/2009 ( $M = 4.2$ ); 7/03/2009 ( $M = 4.1$ ) and 18/03/2009 ( $M = 4.3$ ), are the events that culminated the increasing seismic activity, before the landslide of 21/03/2009 in the village Bagoj of the Synej administrative unit, Kavaja, occurred. The time distribution is clearly shown in the histogram of figure no. 8. What is noticed is that the geodynamic phenomenon occurred 3 days after the earthquake with magnitude ( $M = 4.3$ ) dated 18/03/2009.



**Figure 6.** Time distribution of seismic activity during the period February-August 2009

Seismic activity, as is clear from the distribution of magnitude values, culminates with the maximum value of magnitude  $M_{max} = 4.3$  which coincides with the time when the geodynamic phenomenon occurred. So, geodynamic activity turns out to be a clear expression of the relationships of seismic activity and the system of tectonic faults in the landslide zone (fig. 5). The spatial distribution of these earthquakes coincides with the Divjake-Kryevadh-Durres tectonic fault (fig. 6).

As from the above, the series of seismic earthquake events that occurred in the

study region is a clear indicator of tectonic relationships, the activation of which we think is the main active factor that caused the landslide in the village of Bagoj (fig. 2, 5, 6).

Other additional factors such as the gravitational one are not excluded, which due to the tectonics, give the area more landing elements accompanied by vertical cracks than elements belonging to a classical landslide. So, the main source in the landslide activation have served the earthquake events from the activation of tectonic faults of the study area.

Table 1.

No.	Date	Time	Long.	Lat.	Depth	Magnitude
	<i>dd/mm/yyyy</i>	<i>hh:mm:ss</i>	<i>(V-J)</i>	<i>(L-P)</i>	<i>(km)</i>	<i>(ML)</i>
1	20/02/2009	09:41:32	41.47	19.55	2.0	2.9
2	28/02/2009	17:36:29	41.44	19.43	2.0	3.5
3	28/02/2009	20:49:43	41.41	19.47	2.0	1.9
4	28/02/2009	20:56:42	41.34	19.59	19.8	1.9
5	04/03/2009	17:39:13	41.09	19.57	0.0	2.7
6	06/03/2009	15:45:15	41.14	19.55	2.0	3.2
7	06/03/2009	18:12:36	41.20	19.50	6.0	2.5
8	06/03/2009	22:59:25	41.06	19.48	2.0	3.1
9	06/03/2009	23:06:44	41.16	19.49	15.0	4.2
10	07/03/2009	00:11:01	41.07	19.50	2.0	2.9
11	07/03/2009	18:51:21	41.18	19.48	20.0	4.1
12	08/03/2009	04:56:40	41.20	19.51	10.0	3.2
13	08/03/2009	22:43:17	41.07	19.49	20.5	3.4
14	08/03/2009	23:07:45	41.06	19.49	7.5	2.8
15	10/03/2009	07:29:45	41.19	19.66	5.0	2.4
16	<b>18/03/2009</b>	<b>16:20:36</b>	<b>41.15</b>	<b>19.43</b>	<b>20.0</b>	<b>4.3</b>
17	02/04/2009	05:45:24	41.18	19.55	20.0	2.9
18	06/04/2009	00:31:28	41.44	19.12	5.0	2.6
19	07/04/2009	13:49:52	41.46	19.47	10.0	3.2
20	07/04/2009	16:00:31	41.44	19.56	2.0	2.4
21	07/04/2009	16:43:49	41.37	19.56	2.0	3.1
22	08/04/2009	09:44:32	41.12	19.72	10.0	2.2
23	09/04/2009	16:59:30	41.12	19.53	2.0	2.7
24	10/04/2009	04:05:28	41.10	19.50	2.0	2.4
25	18/05/2009	01:25:10	41.40	19.49	2.0	2.1
26	20/05/2009	03:14:09	41.43	19.53	20.0	2.1
27	04/06/2009	04:06:35	41.46	19.50	2.0	2.3
28	14/06/2009	05:12:51	41.39	19.58	10.0	3.2
29	20/06/2009	02:16:48	41.44	19.62	21.3	2.7

30	20/06/2009	02:31:45	41.36	19.46	5.0	2.6
31	05/07/2009	12:40:20	41.44	19.53	5.0	3.2
32	15/07/2009	21:17:00	41.33	19.49	2.0	2.1
33	05/08/2009	06:32:32	41.14	19.45	10.0	3.8
34	05/08/2009	08:39:08	41.10	19.52	2.0	3.1
35	06/08/2009	01:09:16	41.13	19.54	2.0	2.4
36	06/08/2009	07:42:13	41.07	19.51	2.0	2.7
37	08/08/2009	18:50:16	41.15	19.51	20.0	2.8
38	08/08/2009	20:50:05	41.06	19.51	2.0	2.6
39	08/08/2009	20:50:25	41.12	19.50	2.0	2.5
40	08/08/2009	21:51:51	41.11	19.54	0.0	2.8
41	09/08/2009	00:20:19	41.20	19.58	19.8	2.2
42	13/08/2009	14:06:43	41.09	19.50	2.0	3.0
43	13/08/2009	15:49:38	41.15	19.49	5.0	3.6
44	13/08/2009	18:04:45	41.11	19.47	2.0	3.0
45	14/08/2009	03:30:39	41.17	19.51	15.0	3.0
46	17/08/2009	16:21:25	41.09	19.51	2.0	2.8
47	17/08/2009	18:12:53	41.12	19.53	2.0	3.0
48	20/08/2009	19:01:23	41.10	19.53	2.0	3.2
48	26/08/2009	15:49:38	41.09	19.53	2.0	1.9
50	26/08/2009	23:49:10	41.11	19.49	8.0	2.8
51	28/08/2009	13:32:29	41.06	19.52	2.0	2.3

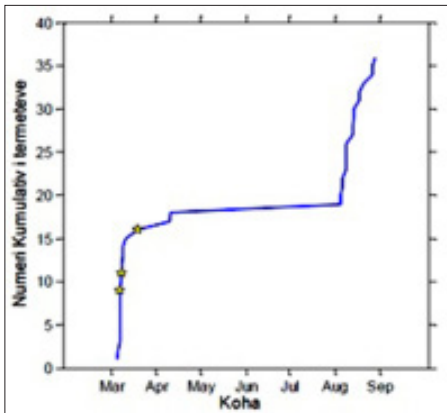


Figure 7. Time analysis of earthquakes

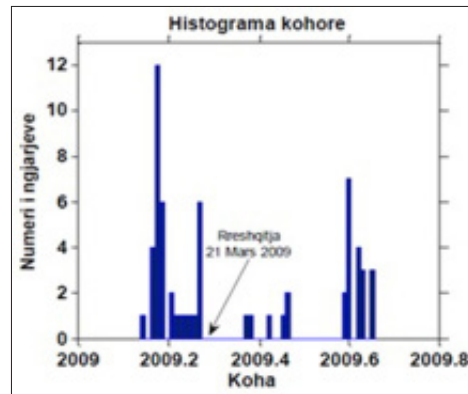


Figure 8. Spatial distribution of earthquakes

To clarify the geodynamic phenomenon that occurred after the earthquake events in the Synej administrative unit, two seismic profiles were performed with the method of refracted and surface waves. The electronic equipment used to perform seismic wave recording is "Geode 24 channel". Seismic recordings were performed using seismographs that accept vertical

and horizontal oscillations.

Digital processing was performed using the software packages "SeisImager/2D" and "SeisImager/SW". The results of digital processing of refracted and surface seismic waves are shown in (Figures 9, 10).

(Silo V. 2005; Silo V., et al., 2012; Silo E. 2014; Silo E. et al., 2016; Silo V., et al., 2017).

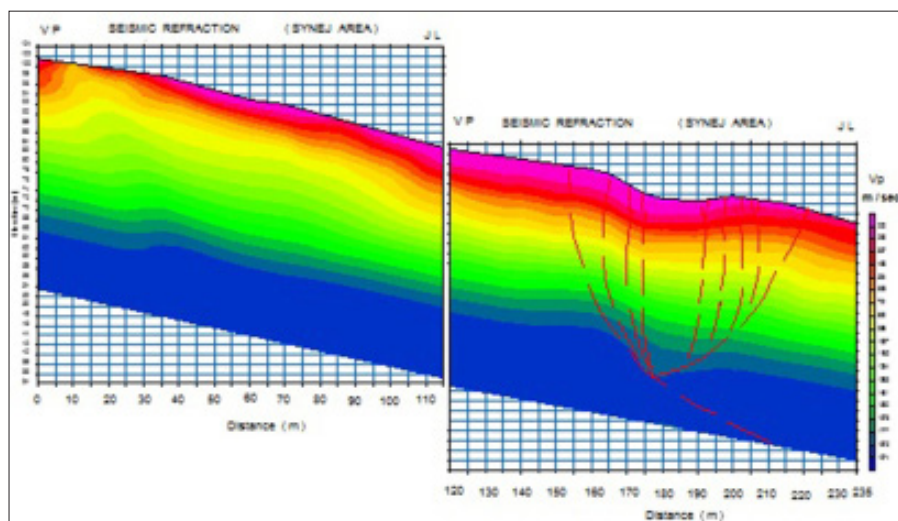
### DATA INTERPRETATION

The 2D velocity model processed according to the longitudinal waves  $V_P = f(h)$  is shown in figure no. 9. Figure no. 10 shows the 2D velocity model processed according to the surface waves  $V_s = f(h)$ . From the results obtained from the digital processing of the refracted and surface waves recorded in the seismic profile (I-I), the configuration of the layers with the depth is given very clearly. While the landslide phenomenon is evidenced in the pickets (20 ÷ 95) of the seismic profile (I-I), spread 2, recorded and processed according to surface seismic waves (fig. 10). The phenomenon of inhomogeneity of layers in the horizontal direction up to a depth of 10 ÷ 12m along the entire length of seismic profiles is also

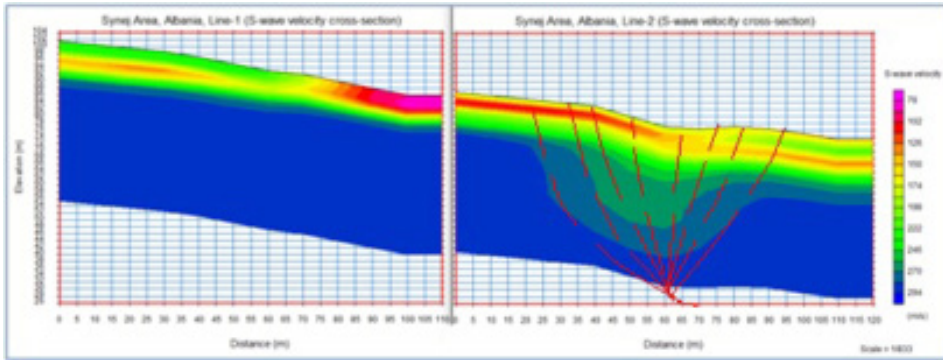
observed.

These results show that the landslide that occurred in the Synej administrative unit, Kavaja, does not represent simply a classic landslide, but is a landing combined with vertical cracks and accompanied with landslide, that according to seismic profile (I-I), spread 2, performed in the study area, is evidenced in pickets (20 ÷ 95) to a depth of 36m (fig. 10).

This interpretation is very clearly supported by all the seismic profiles recorded with the reflected waves for hydrocarbon exploration, carried out in the study area. Figure 5 shows one of the seismic profiles recorded and processed according to the reflected waves, (Dorre P., Silo V., Prifti I. 2001).



**Figure 9.** Tomographic representation and interpretation of the results of the processing of refracted seismic waves of profile (I-I) performed on the landslide area (Synej, Kavaje)

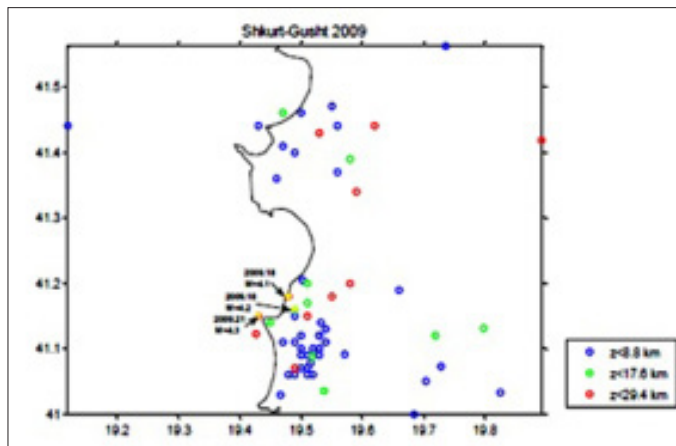


**Figure 10.** Tomographic representation and interpretation of the results of the processing of surface seismic waves of profile (I-I) performed on the landslide area (Synej, Kavaje)

**DISCUSSION OF RESULTS**

Analyzing the series of earthquake events, we see that it consists of events that have magnitudes  $2.0 \div 3.5$  and some with magnitude  $M > 4.0$ . Among their main characteristics we distinguish the concentration of most hypocenters near the sliding area. According to the data in Table 1, it is observed that the concentration of hypocenters of earthquake events with relatively small magnitudes results in depths of about 5 km, and for earthquake events of moderate magnitude  $M > 4.0$  at a depth of about 20 km (fig. 11, 12). Based on the map of the distribution of the epicenters of earthquake events and their magnitude values, it is clearly observed that the maxi-

imum seismic energy is released along the area with tectonic faults. The distribution of epicenters makes it possible to interpret more clearly the position of the tectonic detachment in the study area (fig. 14). As above, the localization of the slide near the hypocenters area with depth  $h < 20$  km and  $M > 4.0$ , as well as the sliding style where predominates the landing accompanied by vertical cracks, supported by seismic profile data, we think speaks for a significant impact of earthquake events on the birth of the landslide in the village of Bagoj on 21/03/2009, which occurred three days after the earthquake with magnitude ( $M = 4.3$ ) on 18/03/2009.



**Figure 11.**  $M > 4.0$  magnitude distribution, responsible for the activation of the landslide

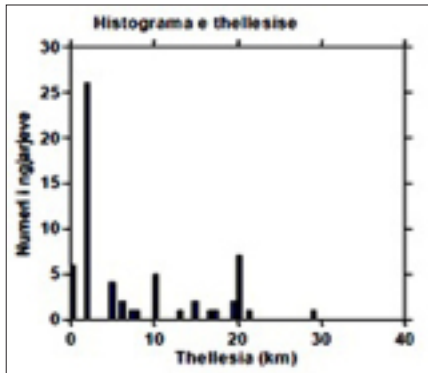


Figure 12. Distribution histogram of earthquake events depending on depth

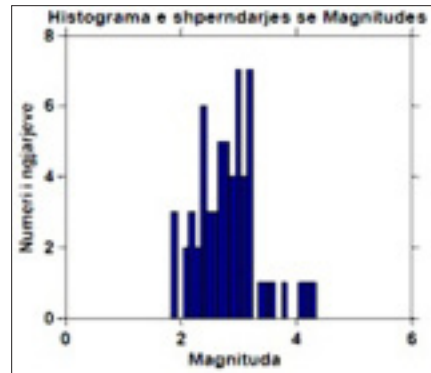


Figure 13. Magnitude distribution histogram depending on the number of earthquake events

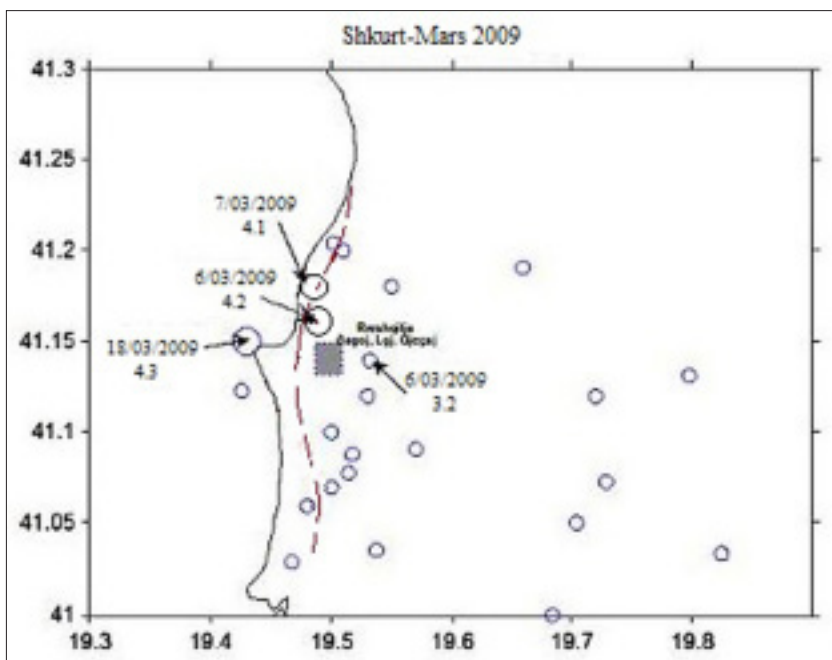


Figure 14. Spatial position of earthquake events hypocenters which provoked the land-slide regarding the trace on the surface of the main tectonic fault of the study area

## Conclusions

Earthquake events served as the main source in activating the landslide in the village of Bagoj, Synej administrative unit, Kavaja. It is precisely these earthquake events which have activated the tectonics of the study area causing the landslide. Other additional factors such as gravitative are not excluded, which give the area more landing elements accompanied by

vertical cracks than elements belonging to a classic landslide.

The landslide combined with landing and accompanied by vertical cracks according to the profiles recorded by refracted and surface seismic waves and processed by "Seismager/2D" and "Seismager/SW" software packages, is clearly evidenced to a depth of 36 m (fig. 9, 10).

## LITERATURA

**Lamaj, M., Silo E., etc. 2018.** "Vlerësimi e monitorimi i fenomeneve gjeodinamike të digave të rezervuarëve ujëmbajtës, nëpërmjet metodave gjeologo-gjeofizike" Arkivi SHGJSH, Tiranë.

**Silo V., Bushati S. 2017.** "Bazat teorike dhe zbatime të metodave sizmike dhe gravimetrike", (bib. Akademia e Shkencave Tiranë, ISBN 978-9928-237-24-8).

**Silo E., Silo V. 2016.** "Seismic surface waves and their application in civil engineering", library of Faculty Geology and Mining Tirana, Albania, ISBN: 978-9928-4303-2-8, pages 224.

**Silo E. 2014.** "Application of seismic methods of refracted and reflected waves in civil engineering", (Disertacion-2014), bib. F.GJ.M. Tiranë.

**Silo V., Bushati S., Silo E. 2012.** "Applied geophysics in the Earth sciences", library of Faculty Geology and Mining Tirana, Albania, ISBN: 978-9928-4096-5-2, pages 560.

**Lamaj, M., etj., 2011.** "Kushtet gjeologo-inxhinierike te shpatit ku ka ndodhur rreshqitja gjeçaj neSynej, Kavajë". Arkiv i SHGJSH. Prezantuar ne "60 vjetorin e SHGJSH" Tiranë.

**Ryan, W.B.F., etj., 2009.** "Global Multi-Resolution Topography synthesis, Geochem. Geophys. Geosyst., 10, Q03014, doi: 10.1029/2008GC002332. (<http://www.geomapapp.org>)

**Silo V. 2005.** "Digital processing of seismic data", (v.2), Library of Faculty Geology and Mining Tirana, Albania, ISBN: 99943-877-9-0, pages 163.

**Dorre P., Silo V., Prifti I. 2001.** "Studimi gjeologo-gjeofizik per vleresimin e potencialit ujembajtes per objektet e pliocenit ne zonen e kerkimit te hidrokarbureve", Arkivi SHGJSH, Tiranë.

**Wiemer, S., 2001.** "A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP" Seismological Research Letters, Vol. 72, 373-382.

**EMSC,** "European Mediterranean Seismological Centre".



## “REVOLUCIONI” KONODONTIK NE STRATIGRAFI

Selam Meço

### ABSTRAKT

Në këtë botim relativisht të shkurtër trajtohet kontributi i konodontëve në stratigrafinë e Shqipërisë e sidomos për zonat e brendshme të Albanideve (Korabi, Mirdita, Gashi) por edhe për ato të jashtme (Vermoshi, Alpet e Shqipërisë, Cukali dhe Krasta) në diapazonin Ordovikian i Sipërm – Triasik i Sipërm. Me futjen në përdorim të këtyre fosileve (konodontëve) stratigrafia e zonave të lartpërmendura u korrigjua rrënjësisht dhe për pasojë edhe gjeologjia e tyre në tërësi ndryshoi mjaft. Kontributi i fosileve në fjalë u ndie së tepërmi edhe në hartografimin gjeologjik duke filluar që nga hartat kapitale me shkallë të vogël (1:200.000) e deri tek ato të detajuara (1: 50.000 apo edhe 1: 25.000).

**Fjalë Kyç:** konodontë, stratigrafia, zonat gjeologjike të Albanideve.

### QËLLIMI

Qëllimi i këtij shkrimi (artikulli) është i thjeshtë dhe i qartë: Kam dëshirë që së pari t’ju vë në dukje të gjithë gjeologëve të sotëm dhe atyre të ardhshëm se çfarë është bërë në stratigrafinë dhe gjeologjinë e Shqipërisë me futjen në përdorim të analizës konodontike në diapazonin moshor Ordovikian – Triasik (mbas Triasikut, d.m.th. Jurasik e më vonë) nuk ka më konodontë, që do të thotë se gjallesat konodontmbartëse nuk kanë jetuar më, janë zhdukur nga gjeoneologjia e botës shtazore. Siç do të shikohet më poshtë ndryshimet janë të mëdha, mund të quhen një “**revolucion**” i vërtetë. Nuk mund të ketë gjeologji të saktë, përfshi hartografimin gjeologjik apo tektonikën pa stratigrafi të saktë dhe nuk mund të ketë stratigrafi të saktë pa paleontologji, gjërat janë shumë të lidhura me njëra tjetrën.

Në këtë kontribut timin veç tekstit do të ketë vetëm fotografi konodontësh, por jo figura e prerje të ndryshme, për arsye se ato janë dhënë në mënyrë të detajuar në botime të mëparshme të autorit (shiko listën e bibliografisë).

“Revolucioni” në fjalë në fushën e stratigrafisë është i hershëm qysh kur këto or-

ganizma (dhëmbë) u zbuluan për herë të parë nga **PANDER** (1856). Autori i konstatoi ato duke punuar në rreshpet e Silurian-Devonianit (duke i vrojtuar vetëm me një xham zmadhues-lupë) në afërsi të Rigës dhe Shën Petërburgut të sotëm ku më vonë u bë anëtar i akademisë së shkencave të qendrës shkencore në fjalë. Zbuluesi i tyre duke parë morfologjinë më primitive të këtyre organizmave ju dha emrin **conodonts** (konodontë ose dhëmbë në formë koni).

Qysh nga koha e zbulimit të tyre e deri sot evolucioni i tyre ka qenë i jashtëzakonshëm. Përkatësia sistematike e këtyre fosileve nuk dihet me saktësi, por sidoqoftë tendencat e sotme më tepër janë për ti pranuar si dhëmbë ose elementë të lëkurës së vertebrorëve.

Ecuria e studimit të konodontëve sidomos nga vitet ‘80 të shekullit të kaluar e deri në fillim të shek. XXI ka qenë shumë e shpejtë dhe qëllimi kryesor ishte zgjidhja e problemeve të stratigrafisë. Evolucioni i tyre në pikëpamje gjeologjike ka qenë i shpejtë dhe për të nxjerrë në pah vlerën stratigrafike të tyre ato janë krahasuar me amonitet, që pranohen si fosilet më tipike udhëheqëse

në diapazonin kohor nga Devoniani deri në fund të Kretakut, ndërsa konodontët (ose gjallesat konodont-mbartëse) kanë jetuar në intervalin kohor Kambrian-Triasik i Vonshëm. Autorë të shumtë që janë marrë dhe merren me studimin e tyre venë në dukje se morfologjia e tyre është e shumëllojshme kurse vlera e formave primitive (dhëmbët konike të zbuluar nga Pander) në stratigrafi është relativisht e vogël. Në fazën aktuale të studimit të tyre është përpunuar një sistematikë mjaft e ndërlikuar në kuadrin e pranimit të aparateve konodontike, por me shumë vlera në stratigrafi. Midis të tjerave, prej shumë vitesh funksionon një shoqatë shkencore e fuqishme e studimit të konodontëve me emrin "Pander Society", (emër i marrë nga zbuluesi i konodontëve) anëtar i të cilës është edhe autori i këtij studimi.

#### **KU QËNDROJNË MERITAT E KONODONTËVE (KËTYRE FOSILEVE "AGRESIVE") DHE KUR U FUT STUDIMI I TYRE NË SHQIPËRI DHE PSE?**

Arsyet sepse u desh fillimi i studimit të konodontëve në vendin tonë, autori i ka shprehur në një botim të mëparshëm (Meço, 2011), prandaj mendoj se nuk është nevoja për një paraqitje më të detajuar të çështjes në fjalë. Më konkretisht meritat e këtyre fosileve do të jepen sipas prerjeve dhe zonave gjeologjike.

Dihet që përhapja stratigrafike në shkallë globale e konodontëve është vërtetuar se (sikurse u theksua më sipër) i përket diapazonit kohor Kambrian, (më tepër nga seksioni i sipërm i tij) e deri në Triasik të Sipërm. Në Shqipëri në përgjithësi në fushën e stratigrafisë është punuar sipas moshave gjeologjike me ndihmën e mikro-

faunës, por edhe me anën e makrofosileve (bivalvorë, gastropodë, ammonitë etj.). Problem kanë qenë në radhë të parë formacionet paleozoike e ato triasike në zona të tilla gjeologjike si ajo e Korabit, Gashit, Mirditës, Alpeve Shqiptare etj., ku fosilet e lartpërmendura kanë qenë të rralla, ose kanë munguar fare.

#### **OBJEKTI I STUDIMIT - KONODONTËT**

Më tej do të vëmë në dukje se ku pikërisht janë përdorur konodontët në Shqipëri sipas moshave dhe zonave përkatëse gjeologjike.

Në këtë kuadër e quajmë të arsyeshme që përdorimin e këtyre fosileve ta fillojmë nga Zona e Korabit, si zona më problematike për deshifrimin e stratigrafisë për diapazonin Ordovikian-Triasik.

#### **PËR ZONËN E KORABIT**

*Çfarë ndryshimesh dhe korrigjimesh janë bërë në stratigrafinë e zonës në fjalë (në diapazonin Ordovikian i Sipërm-Triasik i Sipërm) me futjen në përdorim të konodontëve?*

Si zakonisht do të përdoret parimi stratigrafik duke ecur nga poshtë-lart sipas prerjeve dhe zhveshjeve të ndryshme

#### **Fillimisht trajtohen ndryshimet e bëra në N/Zonën e Kollovozit:**

**a.** Në të ashtuquajturën prerja e Përroit të Mullirit (afër Shishtavecit) (fig. 1) u vërtetua për herë të parë prania e katit **Ashgilian (maja e Ordovikianit)** mbasi u gjetën dhe u përcaktuan shkencërisht format:

- *Tetraprioniodus sp.*, *Drepanodus sp.*, *Cornuodus sp. cf. bergstroemi*; *Hemarodus sp. cf. europaeusetj* (Meço, S., 2010).

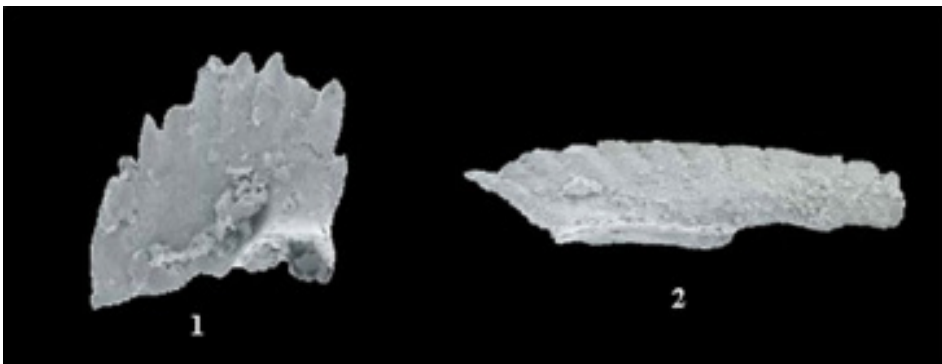


**Figura 1.** (1) *Drepanodus sp.*, (2) *Hemarodus sp.*, cf. *H.europaeus*, (3) *Drepanoistodus sp.*

Në literaturën e mëparshme gjeologjike shqiptare (Kodra A., 1986) e gjithë prerja nga **kontakti Korab/Mirditë** në mbylljen lindore të Grykës së Vanave e deri në Shishtavec është dhënë në përgjithësi me moshë paleozoike, kjo natyrisht edhe për arsye të mungesës së fosileve ose e shumta është pranuar se moshë e këtyre formacioneve mund të shkonte deri në Triasik të Poshtëm. Argumentimi i lartpërmendur as që ishte menduar më parë.

**b. Në rrugën automobilistike** nga fundi i Grykës së Vanave e deri në afërsi të masivit të **Nimçës** zhvishet e ashtuquajtura **seria rreshpore-kuarcitike me linza gëlqerorësh**

në të cilët konstatohen midis të tjerave edhe **bivalvorë pelagjikë**. Por ajo që është e rëndësishme është prania në këta gëlqerorë e konodontëve të serisë **Triassospathodus**, që dëshmon moshën **spathiane** ( $T_1$ ) (Meço S., 1988). Në tërë këtë ecuri prerjeje ku mund të futet gjithashtu **Orçikla, Kepi i Ferizit** etj. (prerja në fjalë në literaturën e mëparshme është pranuar si devoniane) ekzistojnë sektorë të tërë të moshës së Triasikut të Poshtëm vërtetuar nga prania e formës të mësipërme (Fig.2), por edhe e shumë formave të tjera bashkëshoqëruese. Nga emrat e sapo përmendur, prerja më e plotë është ajo e **Kepit të Ferizit**.



**Figura 2.** (1) *Neospathodus waageni*, (2) *Triassospathodus homeri*

Duke u nisur nga sa më sipër rezultojn se prerja e Zonës së Korabit (pjesa që i përket **N/Zonës së Kollovozit**) nga fundi i Vanave e deri në Shishtavec ka pësuar **ndryshime të konsiderueshme** nga pikëpamja moshore. Kjo nuk do të thotë aspak se në prerjen në fjalë nuk ka ose nuk ekzistojnë moshat të tilla si Kembriani, apo Ordovikiani i plotë (veç Ashgilianit), apo edhe Siluriani, por për mungesë të dhënash paleontologjike aktualisht një gjë e tillë nuk mund as të mohohet e as të pohohet.

c. Një ndër **strukturat e rëndësishme** të N/Zonës së Kollovozit është **Mali i Sorokolit**. Në pjesën e sipërme të prerjes paleozoike të cilët është ndeshur ***Kockelella variabilis***, (Fig.3) e cila dëshmon majën e Siluriani (Pridolian). Është i vetmi dokument paleontologjik i prerjes paleozoike të kësaj strukture (gjithçka ndodhet poshtë Pridolianit për arsye të mungesës së fosileve është pranuar thjesht si Ordovikian-Silurian i pa ndarë).

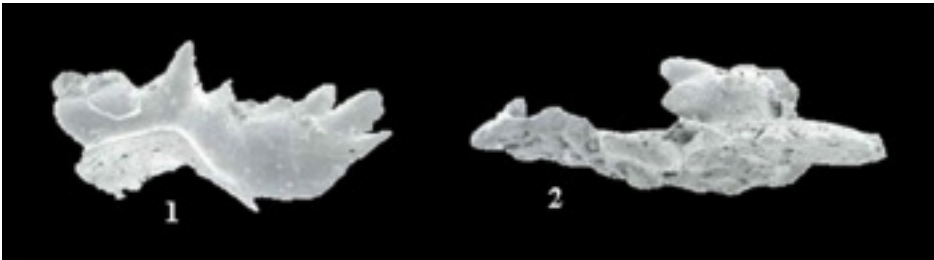


Figura 3. (1,2) *Kockelella variabilis*

Sipër niveleve të Pridolianit (majës së Siluriani të sapo përmendur) në mënyrë transgresive vendoset **Spathiani** ( $T_1$ ) i vërtetuar nga prania e serisë Triassospathodus.

Në këtë mënyrë në strukturën në fjalë është bërë një sqarim jo i vogël për të dy rastet e lartpërmendur të cilët më parë kanë qene të panjohur.

d. **Ndërprerja më nevralgjike** që ka demonstruar **ndryshim të madh moshor me anën konodontëve** është e ashtuquajtura dritarja tektonike e **BORJES** në afërsi të Shishtavecit.

Studimet e mëparshme për arsye të mungesës së të dhënave paleontologjike e kanë trajtuar si të moshës Permiane duke i dhënë madje edhe një interpretim të gabuar krahasuar me serinë Luma ose Verrukano.

Studimet tona (Meço, 2010) vërtetuan një moshë krejt tjetër - atë të **Frasnianit** ( $D_3^1$ ). Grupi kryesor i konodontëve që vërtetoi moshën në fjalë është ai i ***Palmatolepis (jamiea, ederi, rhenana massuta, gigas gigas, hassi), Polygnathus, Ancyrodella nodosa*** dhe i formave të tjera shoqëruese (fig.4).

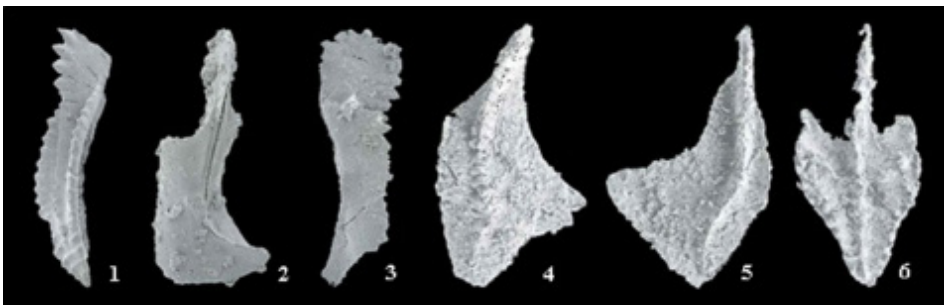


Figura 4. (1) *Polygnathus costatus partitus*, (2) *P. serotinus*, (3) *P. Quadrata* 4) *Palmatolepis rhenana nassuta*, (5) *P.subrecta*, (6) *Ancyrodella nodosa*

Gjithçka u përmend më sipër për N/Zonën e Kollovozit përbën pikat ose prerjet më nevralgjike të saj që kanë pësuar ndryshime të rëndësishme moshore me anën e konodontëve.

Por krahas tyre në këtë N/Zonë ka edhe mjaft zhveshje e prerje të tjera me shtrirje më të kufizuar që gjithashtu kanë pësuar ndryshime. Ato janë pasqyruar në botime të tjera të mëparshme të autorit.

#### **N/ZONA E MALËSISË SË KORABIT**

N/Zona në fjalë është ajo që ka tërhequr vëmendjen e shumë autorëve në fushën e stratigrafisë dhe tektonikës të lidhura ngushtë njëra me tjetrën. Duke qenë se në këtë territor, më parë pothuajse nuk janë gjetur fare fosile (me përjashtim të disa fragmenteve trilobitesh gjetur nga V. Melo gjatë viteve '60) edhe gjeologjia në tërësi ka qenë e paqartë. Në këtë mënyrë futja e metodës së konodontëve bëri një revolucion të vërtetë jo vetëm në deshifrimin stratigrafik të prerjes, por edhe të ndërtimit gjeologjik në tërësi.

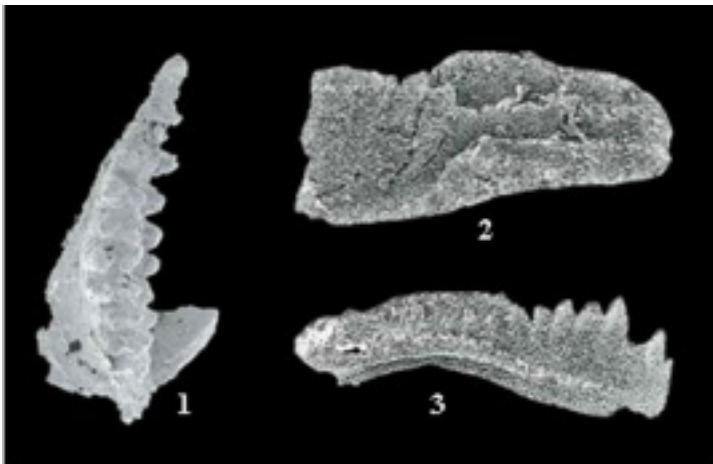
Në përgjithësi qysh nga koha e gjeologëve rusë (para viteve '60) e më vonë me punimet e Prof. V.Melo prerja e Malit të Korabit është dhënë ose e tëra si triasike (nga gje-

ologët ruse) ose kryesisht e tëra paleozoike (V.Melo, 1964a, 1964b)).

#### ***Cilat janë prerjet më të spikatura që ju nënshtruan deshifrimin të ri me anën e konodontëve?***

Fillimisht prerja karbonatike e Bjeshkës së Shehut – Bjeshka e Zonjave (pjesërisht), e gjithë ecuria e këtyre prerjeve të paraqitura më parë në mënyrë të detajuar (Meço, S., 2010) në punimet e autorëve të mëparshëm (Melo, 1964) janë dhënë të moshës Devoniane në tërësi si për gjithë Malin e Korabit.

**a.** Fauna e konodontëve e gjetur in-situ në nivelet e **Bjeshkës së Shehut**, (Triasospathodus..., **Neogondolella**., **Epigondolella**...) dhe më sipër në prerjen e **Avdanicës (Paragondolella. polygnatiformis)** (Meço s., 2005, 2010) (fig. 5) vërtetuan se moshja e tyre është nga Spathian, Anizian - Ladinian e deri në Karnian dhe nuk ka të bëjë fare me Devonianin, me përjashtim të disa blloqeve olistolitike të ardhur nga struktura e Malit të Korabit. Në këtë mënyrë **ndryshimi nga Devoniani në Triasik** i prerjeve në fjalë është një nga ndryshimet kryesore stratigrafike në profilin e N/Zonës së Korabit.



**Figura .5** (1) *Icriodus corniger aff.ancestralis*, (2,3) *Paragondolella polygnathiformis*

b. Në vazhdim të prerjeve të mësipërme, tashmë në strukturën e mirëfilltë të Malit të Korabit është **prerja e Rebive**.

Prerja në fjalë përfaqëson një formacion karbonatik të fuqishëm që arrin trashësinë deri afër 700 m. Gëlqerorët në përgjithësi karakterizohen si shtresë mesëm, më rrallë shtresëhollë e akoma më rrallë si masivë.

Ashtu si edhe territoret përreth kësaj prerjeje (Bjeshka e Shehut, stanet e Preshit, Avdanica e ndonjë tjetër) nga punimet e mëparshme (para futjes së metodës së konodontëve) është trajtuar me moshë devoniane.

Natyrisht kjo moshë nuk është e vërtetë dhe konodontët vërtetuan se i gjithë ky formacion ka moshë triasike dhe kryesisht i përket **Ladinian-Karnianit** duke qenë kështu shumë larg Devonianit të dhënë më parë.

Format konodontike që vërtetojnë moshën në fjalë dhe të ndeshura në këtë formacion janë:

- ***Paragondolella auriformis*, *P. foliata*, *Budutovignathus mungoensis*, etj., të cilat më tepër përqendrohen në Ladinian të Sipërm – Karnian të Poshtëm.**

Theksojmë se prerja e Rebive ka marrëdhënie tektonike me ato që vendosen poshtë saj (me Stanet e Preshit etj...) nëpërmjet përroit të Elbthit (Meço S., 2010), por marrëdhënie të tilla ka edhe me vetë strukturën e Malit të Korabit.

Në këtë mënyrë edhe prerja e Rebive **nuk i përket fare** Devonianit por më saktësisht Ladinianit të Sipërm – Karnianit të Poshtëm ( $T_2^2 - T_3^1$ ).

Pra edhe këtu **jemi në kuadrin e revolucionit konodontik** në stratigrafi (fig.6).

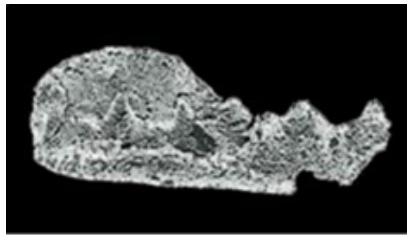


Figura 6. *Paragondolella auriformis*

c. Prerja që vjen më sipër (mbi atë të Rebive) dhe që përbën gjithashtu një **“bombë”** në transformimin e moshës është ajo e **Rrafshit të Korabit**.

Në punimet e mëparshme (para konodontëve) duke menduar për një vazhdimësi të moshave paleozoike, prerja në fjalë është menduar si **Karbonifere??**, (sipër asaj “Devoniane”?) të Rebive pa asnjë dokument paleontologjik.

Studimi ynë i konodontëve e sidomos ai i

viteve 2004-2005 vërtetoi të kundërtën. Marrëdhëniet e Rrafshit të Korabit me N/Zonën e Kollovizit dhe atë të Malit të Korabit pa dyshim janë tektonike (Meço, S., 2005), por vetë prerja e rrafshit në fjalë që shpesh herë paraqitet në trajtë pakosh, ka ofruar konodontë me ruajtje shumë të mirë me **moshë tipike Noriane**. Cilët janë këta konodontë? Ata janë të shumtë, por dy forma janë më tipiket (fig. 7) ***Epigondolella postera* dhe *Norigondolella steinbergensis* etj.**

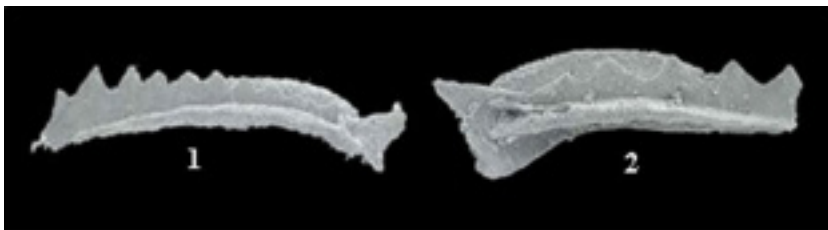


Figura 7. (1,2) *Norigondolella steinbergensis*

Duhet theksuar se kontakti midis formacioneve të rrafshit dhe rreshpeve të N/ Zonës së Kollovozit (në rastin konkret të strukturës së Malit të Sorokolit) është tektonik dhe formacionet që dalin në bazën e prishjes janë më tepër stralle dhe nuk ofrojnë konodontë.

Kështu mbyllet një tjetër “bombë” në transformimin moshor të stratigrafisë së Shqipërisë me anën e konodontëve.

#### d. Shpati i mirëfilltë i Malit të Korabit

Studimi i prerjes në fjalë ka kushtuar shumë djersë e punë dhe përfaqëson ndoshta “bombën” më të fuqishme të konodontëve. Në këtë shpat është punuar edhe me kolege shqiptarë (Kodra, Xhomo, Pashko) por edhe me të huaj - gjermanë si Koenigshoff, Schindler e ndonjë tjetër (të Institutit Senckenberg të Frankfurtit). Puna kryesore e voluminoze është kryer nga autori i këtij punimi.

Së pari theksojmë se prerja e Shpatit të Korabit stratigrafikisht ka një trashësi reale rreth 400m. Faciet dominante të prerjes janë rreshpet argjilore, filitike, kloritike dhe gëlqerorët, që në mjaft raste ndërthuren me rreshpe të zeza gjithashtu karbonatike. Gjatë shumë studimeve të mëparshme (Melo. V 1964, etj.) e gjithë prerja përfshi edhe gjithë Malin e Korabit është pranuar si paleozoike e sidomos Silurian-Devoniane. Studimet dhe analizat e konodontëve, pa përjashtuar Silurian - Devonianin dhanë shumë hollësi e ndryshime që do të paraqiten këtu më poshtë:

Pjesa më e poshtme e prerjes ku dominon facia rreshpore ka një trashësi rreth

160m, por fauna është e varfër dhe vetëm në nivelin 119m, në shtresa gëlqerorësh janë ndeshur *Polygnathus serotinus* dhe *Icriodus fusiformis* që dëshmojnë katin Emsian ( $D_1$ ). Gjatë prerjes në fjalë herë pas here vërehen kontakte tektonike dhe në nivelet mbi 200m, në një formacion karbonatik është ndeshur *Polygnathus costatus* e ndonjë formë tjetër gjithashtu me moshë Emsiane. Përsëritja e Emsianit në një trashësi relativisht të konsiderueshme (rreth 240m) është edhe si pasojë e tektonikës (shih Meço S., 1991, 2010). Kati Emsian vazhdon akoma më lart në prerje deri në trashësinë 270m, ku vërehet përsëri kontakt tektonik dhe sipër tij (brenda gëlqerorëve) shfaqet tashmë kati Frasnian ( $D_3$ ). Prania e Frasnianit vërtetohet nga gjetja e *Palmatolepis rhenana nassuta?*, *P.hassi* – *P.ederi* e ndonjë tjetër.

Sipër këtyre gëlqerorëve me konodontët e mësipërm vërehet përsëri tektonikë dhe sipër saj përsëritet kati Emsian (brenda një facie kryesisht rreshpore) ku janë gjetur format klasike të Emsianit: *Polygnathus serotinus*, *P.quadratus* etj. Pra siç shihet sipër Frasnianit ( $D_3$ ) vendoset Emsiani ( $D_1$ ), d.m.th. një situatë e përmbytur. Akoma më lart vijjnë katet Pragian e Lohkovian (ky i fundit duhej normalisht duhet të ndodhej në fillim të ( $D_1$ ) dhe jo në krye).

Konodontët që kanë vërtetuar prerjen e përmbytur janë ata të Pragianit (*Icriodus steinachensis* etj.) dhe të Lohkovianit (*Ancyrodelloides transitans*, *A. assymmetricus*, *Palmatolepis hassi* etj.) (Fig.8). Disa nga kondodontët e prerjes së Malit të Korabit paraqiten në figurën e mëposhtme:

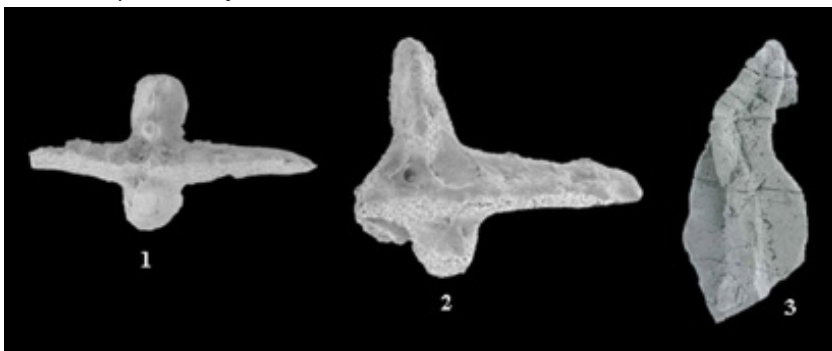


Figura 8. (1,2) *Ancyrodelloides transitans*, (3) *Palmatolepis hassi*

Duke menduar se situata e përmbysur e prerjes është kuptuar, konstatohet se stratigrafia e prerjes së shtatit të Korabit ka pësuar **një ndryshim rrënjësor** në krahasim me mendimet dhe **botimet e mëparshme ku është folur e shkruar për një Silurian - Devonian në tërësi.**

Në mënyrë të detajuar kjo prerje si edhe shumë të tjera të Zonës së Korabit janë pasqyruar në botimin e autorit në vitin 2010 realizuar në Shtypshkronjën e Suttgartit (shih Meço S., 2010).

#### e. Kreshta e gëlqerorëve të Malit të Korabit

Në përgjithësi gëlqerorët e Kreshtës së Malit të Korabit në të gjitha vrotimet e mëparshme nuk kanë paraqitur ndonjë objekt të veçantë dhe janë marrë sëbashku me gjithë strukturën në fjalë si paleozoike, kryesisht devoniane.

Futja e konodontëve dhe kampionimi i hollësishëm i këtyre gëlqerorëve çoi në ndryshime të mëdha.

- **Së pari** duhet vënë në dukje se formacioni i gëlqerorëve të Kreshtës së Ko-

rabit ka marrëdhënie tipike tektonike me prerjen e mëposhtme të shtatit të Korabit.

- **Së dyti** dhe më e rëndësishme është se gëlqerorët e Kreshtës janë të përmbysur duke paraqitur një strukturë të mirëfilltë luspore (shih fig.9 te Meço S.,2010),
- **Së treti** si është vërtetuar situata e përmbysur? Ajo që ka vërtetuar një gjë të tillë është fauna e konodontëve dhe pikërisht: në **bazën e këtyre gëlqerorëve** është gjetur *Klapperina disparilis* që vërteton majën e Devonianit të mesëm (**Zhivetianit**), madje fillimin e **Frasnianit (D<sub>3</sub>)** dhe duke ecur hipsometrikisht lart gjatë prerjes kalohet në moshë më të hershme (që normalisht duhej të ishte e kundërta) gjë që është vërtetuar nga prania e Emsianit (*Polygnathus serotinus*), por edhe e Eifelianit (*Tortuodus k.australis*) (fig. 9).

Pra ndërtimi dhe dokumentimi stratigrafik e strukturor i Kreshtës së Korabit përbën një nga **"bombat"** më të forta që ka "plasar" me analizën konodontike.

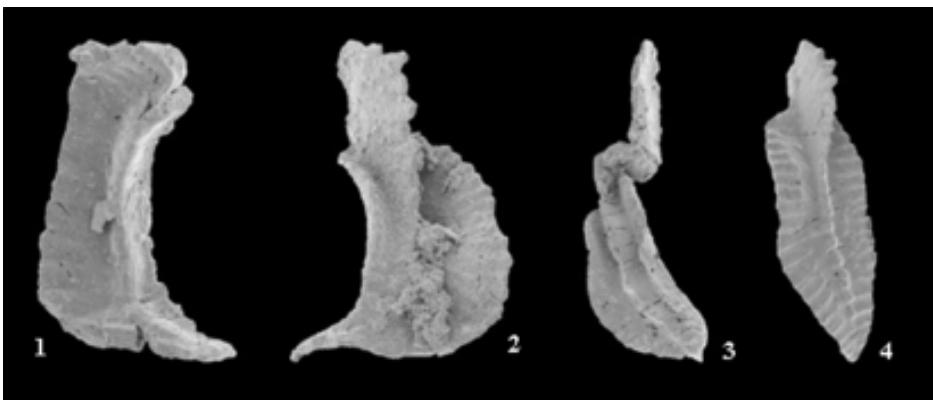


Figura 9. (1) *Polygnathus linguiformis*, (2) *P. serotinus*, (3) *P. eiflii*, (4) *P. costatus patulus*

Në këtë mënyrë në tërësi në gjithë strukturën e Malit të Korabit konstatohet një ndërtim gjeologjik mjaft i ndërlikuar dhe nuk është ashtu siç është menduar më parë për një paleozoi në tërësi dhe kaq.

**f. Pika ose xhveshja tjetër e N/Zonës së Korabit** është e ashtuquajtura **Fusha e Pa-**

**naireve.**

Fusha në fjalë përfaqëson një strukturë të mirëfilltë grabenore e ndodhur midis gëlqerorëve të Kreshtës së Korabit (në perëndim) dhe formacioneve rreshporanorike-karbonatike në lindje. Midis të dy anëve të grabenit në kontaktin me ba-



zamentin e tij shfaqen disa burime ujërash të ftohta, gjë që vërtetojnë karakterin tektonik të këtij grabeni.

Studimi dhe analiza konodontike është përqendruar në krahun lindor të grabenit, i cili në pjesën më të sipërme të tij kontakton me gëlqerorë të Triasikut e që tashmë janë në kufirin me Maqedoninë e Veriut.

Në nivelin më të poshtëm të prerjes zhvishen rreshe të tipit të Fm. Muhurit (rreshe grafitike etj.) dhe ku tamam në nivelin më të sipërm të këtyre shisteve kontakti me prerjen e mësipërme është tektonik. Por para se të kalohet në prerjen e mirëfilltë të shpatit lindor të grabenit në një shtrësëz gëlqerori janë gjetur *Polygnathus*

*c. costatus* dhe *Icriodus steinachensis*, që vërtetojnë moshën e Ejfelianit. **Pra baza e prerjes së grabenit (që del shumë pak në sipërfaqe) ka moshë eifeliane ( $D_2^1$ )** (fig. 10) dhe prerja e plotë e mësipërme është e rregullt. Ajo fillon me Lohkovianin, Pragian – Emsian i Poshtëm – Emsian, më lart kalohet në Ejfelian dhe në fundin e prerjes me kontakt tektonik kalohet në Triasik (shih Meço, S., 2010). Vëmë në dukje se afërsisht në nivelin 200m nga baza e prerjes ndeshet një nivel hekuri kryesisht i tipit oksid.

Konodontë të ecurisë lohkovine deri eifeliene e që janë gjetur në këtë prerje janë:

- *Polygnathus linguiformis*, *P. costatus patulus*, *P. serotinus*, *P. quadratus* etj.

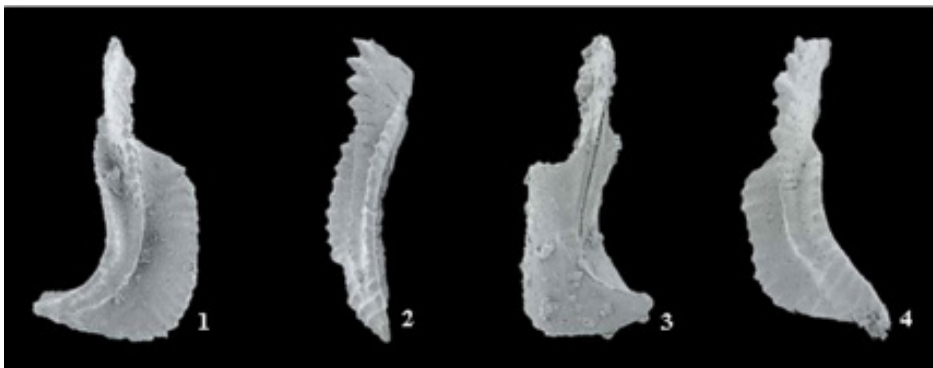


Figura 10. (1, 3, 4) *Polygnathus serotinus*, (2) *P. costatus partitus*

Si përfundim mund të thuhet se edhe për prerjen në fjalë është realizuar një ndryshim shumë domethënës i pa njohur më parë e që ka sjellë një informacion të rëndësishëm për gjithë Zonën e Korabit Të dhënat e kësaj prerjeje mund të paralelizohen gjithashtu me një “bombë” stratigrafike.

g. Një element **tepër i veçantë** që duhet ti përkasë kësaj N/Zone (?) është **Mbulesa e Gramës**. Në përroin e fshatit Tomina (shumë afër Peshkopisë) zhvishet një seri vullkaniko-sedimentare, brenda pjesës së sipërme të të cilës ndeshen edhe nivele gëlqerorësh. Pikërisht brenda këtyre gëlqerorëve u gjetën konodontë të serisë *Epigondolella-Paragondolella* të moshës ( $T_2 - T_3$ ). Për arsye të ruajtjes jo shumë të mirë të këtyre

formave konodontike, masha nuk mund të jepet më tepër e detajuar se sa më sipër.

Në studimet e mëparshme idetë mbi moshën e kësaj mbulesë kanë qenë konfuze, dhe ndoshta i vetmi që e ka quajtur triasike ka qenë A. Spiro, ndonëse krahasimi me Kçirën nuk është i përshtatshëm.

#### **N/ZONA E TRETË E ZONËS SË KORABIT ËSHTË AJO E MUHUR – ÇAJËS**

N/Zona në fjalë është ajo më perëndimore e zonës së Korabit dhe në perëndim ajo kontakton tektonikisht me Zonën e Krastë - Cukalit dhe atë të Mirditës, kurse në lindje po tektonikisht kontakton me N/Zonat e Kollovozit dhe të Malësisë së Korabit.

Gjatë revizionimit të stratigrafisë së zonës

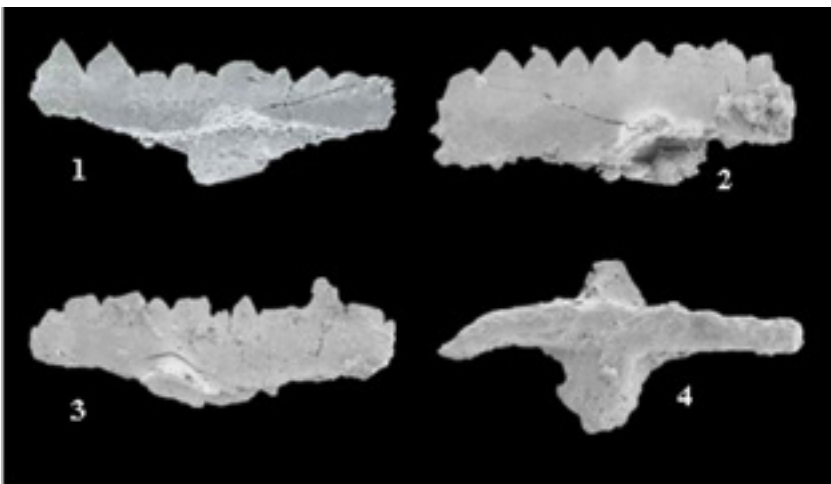
së Korabit në përgjithësi nuk mund të ngelej jashtë vëmendjes edhe kjo n/zona.

**a.** Duhet theksuar se ajo karakterizohet nga përhapja e konsiderueshme e rreshepeve të natyrave të ndryshme që njihen me emërtimin "**Formacioni i Rreshepeve të Muhurit**". Në këto rreshepe në disa prerje si Hurdhe-Muhur, Buflin, Bulaç etj, të moshës Silurian-Devonian i Poshtëm janë gjetur shumë graptolite të studiuar me shumë kujdes nga kolegu P. Pashko (2019). Nga këto graptolite janë përcaktuar moshat Llando-verian, Uenlokian e Ludlovian (fig.11).

Konodontët janë gjetur në prerje të tilla si Buzëmadhe, Nimçe e ndonjë tjetër dhe moshat e përcaktuara prej tyre janë nga Lohkoviani (Buzëmadhe) e deri në Emsian (Nimçe).

Forma të Lohkovianit janë:

- *Ozarcodina mascara*, *icriodus cf. woschmidti*, *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis*, *Pandorinella steinhornensis miae* e ndonjë tjetër, kurse si formë e Emsianit është *Polygnathus serotinus*.



**Figura 11.** (1,2,3) *Ozarkodina remscheidensis*, (4) *Pandorinella steinhornensis*

Në këtë mënyrë edhe në këto prerje të studiuar nga Xhomo A. etj. (1987), janë bërë ndryshime e plotësime të konsiderueshme (këtu qëndron kontributi i konodontëve) sidomos në Buzëmadhe, Nimçe etj.

**b.** Ndër prerjet e tjera të kësaj n/zona (njësie) është ajo e Kalisit.

Si edhe shumë prerje të tjera të kësaj N/Zone edhe Kalisi i është nënshtruar analizës konodontike. Facialisht, prerja në fjalë përfaqësohet nga formacioni mergeloro-ro-shistoz, i cili si kudo edhe këtu është pranuar i moshës paleozoike në tërësi.

Me anën e konodontëve është arritur të diferencohen dy katet e Devonianit të poshtëm: Lohkoviani dhe Pragiani. Pra nuk

ka Paleozoi në tërësi por vetëm Devonian të Poshtëm.

Kati i poshtëm-Lohkoviani është argumentuar nga gjetja e serisë *Ozarkodina remscheidensis* dhe *O. confluens*, kurse i dyti-Pragiani është dokumentuar nga gjetja e *Icriodus steinachensis*, *Ancyrodelloides sp.*, *Ozarkodina sp.* e ndonjë element tjetër.

Sipër Pragianit në mënyrë transgresive vendoset seria e njohur Luma ose e quajtur ndryshe në hapësirën mesdhetare Verurukano.

**c.** Një ndër prerjet interesante dhe mjaft heterogjene të kësaj N/Zone është ajo e Miravecit e zhveshur në afërsi të fshatit me të njëjtin emër.

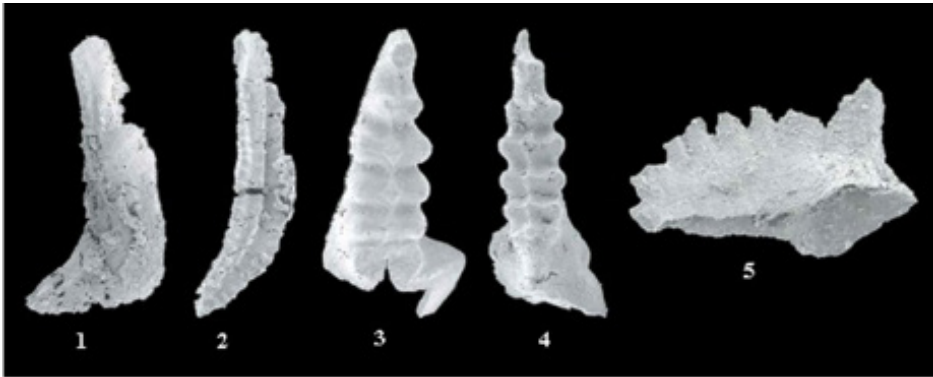
Prerja dominohet nga prania e katit Emsian

dhe vetëm pak metra zhvishet **Pragiani**. Herë pas here konstatohen edhe pjesë të mbuluara, por megjithatë mund të flitet për një prerje të vijueshme.

Seria e konodontëve që datojnë Emsianin është e pasur dhe përbëhet si vijon:

- *Polygnathus costatus partitus*, *P. serotinus*, *P. quadratus*, *P. I. Linguiformis*, *P. nothoperbonus*, *Pandorinellina steinhornensis miae*, *Ozarkodina excavate* (fig.12).

Në nivelin e 104m kontakti është tektonik me pjesën që vjen më lart ku edhe është gjetur *Pelekysgnathus serratus* që vërteton Pragianin. **Ndër të veçantat** e kësaj prerje është se pikërisht këtu, në nivelin e 100 metave sipër kontaktit tektonik zhvishet një nivel gëlqerorësh mergelorë, me përmbajtje **krinoidesh**, nivel i cili është gati udhëzues (**markues**) në shumë prerje të të gjithë zonës së Korabit.



**Figura 12.** (1) *Polygnathus serotinus*, (2) *Polygnathus nothoperbonus*, (3) *Icriodus steinhornensis*, (4) *Icriodus*, sp., (5) *Pelekysgnathus serratus*

Gëlqerorët krinoidikë të këtij niveli me kontributin e kolegut Dr. Vangjel Qirici dhe në bashkëpunim me profesorë çekë u përcaktua *Scyphocrinites elegans*, një formë tipike kjo për kufirin Silurian/Devonian. Lidhur me këtë theksojmë se në 50 metrat e sipërm prerja është e përmbysur me çka vërtetohet edhe gjetja e nivelit krinoidik dhe shfaqja e Pragianit.

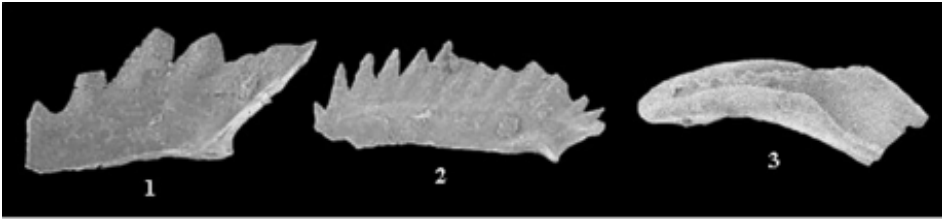
Në këtë mënyrë edhe kjo prerje si shumë të tjera të Zonës së Korabit apo të nënzona përkatese, me anën e konodontëve është deshifruar e diferencuar imtësisht. Në studimet e mëparshme prerja në fjalë është paraqitur në përgjithësi si Silurian-Devoniane.

**d.** Një element i veçantë i panjohur më parë në këtë n/zonë është prania e **Triasikut të Sipërm** (Karnian) në hapësirën **Muhur - Bufel - Selishtë** (Fig.13).

Në prerjen e realizuar gjatë rrugës auto-

mobilitike drejt Buflit në një pako gëlqerorësh pllakorë më tepër me ngjyrë gri me trashësi rreth 35 m, sipër serisë Verrukano vendosen rreshpe argjiloro-mergelore, dhe gëlqerorë pllakëhollë të ndërthurur pjesërisht edhe me stralle, facie kjo tipike për kërkimin dhe gjetjen e konodontëve.

Në pjesën e gëlqerorëve të ndërthurur me stralle në disa prova u gjet konodonti zonal *Paragondolella polygnathiformis* i moshës Karniane (T<sub>3</sub>). Në përgjithësi treva e Muhurit me një përhapje të konsiderueshme të Formacionit të rreshpeve të Muhurit, është konsideruar si e moshës paleozoike e kryesisht Siluriane (edhe në sajë të studimit të graptoliteve nga P. Pashko). Konstatimi i Karnianit në territorin e përshkruar më sipër është jo vetëm një dokument i veçantë stratigrafik, por shtron pikëpyetje edhe për paleogeografinë e N/ Zonës së Muhur-Çajës.



**Figura 13.** (1) *Triassospathodus spathi*, (2) *Chiosella timorensis*, (3) *Paragondolella polygnathiformis*

**Zona tjetër tektonike**, ku konodontët kanë dhënë kontribut me shumë vlerë është **Zona e Gashit**.

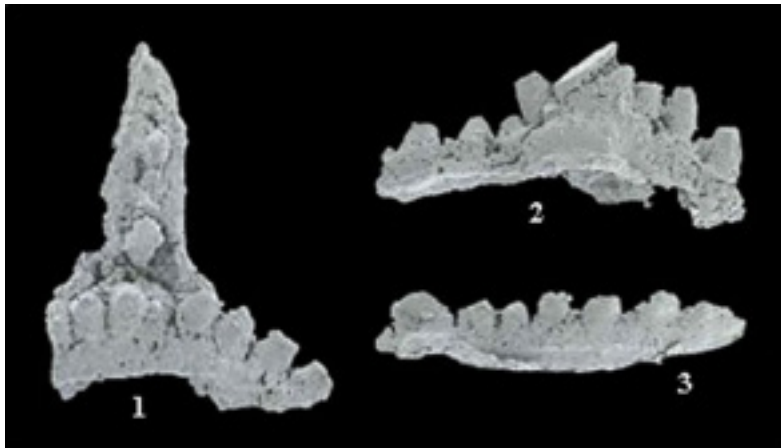
Nga fundi i viteve '80 autori i këtij botimi sëbashku me kolegët e Ndërmarrjes Gjeologjike të B.Currit (me prof. Jakup Hoxhën) u angazhua në sqarimin e problemeve të stratigrafisë të kësaj zone dhe sigurisht edhe të gjeologjisë në përgjithësi.

Më kryesorja për të sqaruar ishte marrëdhënia e **Masivit Plagjiogranitik të Trokuzit** me formacionet rrethuese sedimentare. Lidhur me moshën e plagjiograniteve ka pasur mendime të ndryshme duke i spostuar nga Paleozoi e deri në Kretak. Kontributi i stratigrafisë (nëpërmjet konodontëve) do të dilte në pah duke sqaruar së pari karak-

terin e kontaktit midis plagjiograniteve dhe formacioneve sedimentare përreth, kryesisht gëlqerorë, por edhe facie rreshpore.

Nga vrojtimet fushore u arrit në përfundimin se **kontakti në fjalë** ishte i **karakterit të nxehtë**. Kjo do të thoshte se **plagjiogranitet ishin më të vonshëm** se sa sedimentarët e atyshëm.

Në këtë situatë u morën kampione për konodontë në prerjen e quajtur **Kersh i Kocaje** (fig. 14), ku zhvishet një pako gëlqerorësh pllakorëhollë. Për fatin e mirë nga këta gëlqerorë u përftua forma ***Pterospathodus amorphognathoides*** (fig. 14), e cila vërteton pa mëdyshje moshën nga **fundi i Silurianit të poshtëm – fillimi i Silurianit të sipërm**.



**Figura 14.** (1,2,3) *Plectospathodus amorphognathoides*

Duke vazhduar punën në këtë zonë u morën prova për konodontë dhe në zhveshje të tjera e sidomos në **Dobërdol** dhe në **Qafën e Ali Çelës**. Faciet karbonatike të këtyre zhveshjeve vendosen sipër plagjiograniteve dhe në këta karbonate, ndonëse me ruajtje jo shumë të mirë, është gjetur një **Triassospathodus** i moshës **Permiane**. Pra sipas situacionit gjeologjik të paraqitur dhe marrëdhënieve plagjiogranite/sedimentarë, del se moshja e plagjiograniteve në një situatë të përafërt ndodhet në diapazonin **Devonian** (ose fundi i Silurianit) -**Permian**.

Sipër facieve karbonatike të Ali Çelës vendoset transgresivisht seria e famshme Luma (ose Verrukano) e cila nuk lë më shteg për interpretime të tjera.

Konkluzione “bombastike” ka dhënë fauna e konodontëve në **Zonën e Vermoshit**.

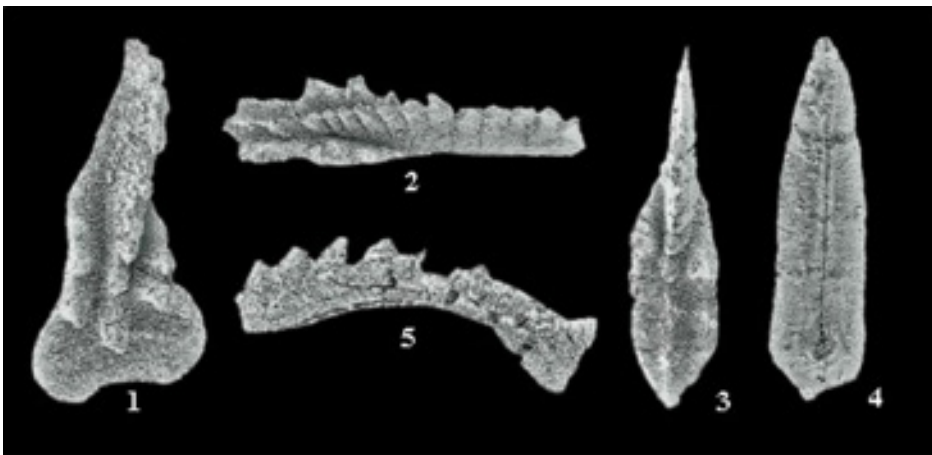
a. Rezultatet më interesante i ka ofruar prerja e Seferçes, e ndodhur afër kufirit me Malin e Zi. Të gjitha punimet e mëparshme (Gjata Th., etj,1987) gëlqerorët e kësaj prerjeje me trashësi mbi 120m për arsye

edhe të ngjyrës rozë dhe të krahasimit me zhveshje të tilla si ajo e Kçirës, i kanë quajtur me moshë të **Han - Bulogut**, d.mth kryesisht Triasik i Poshtëm (ose sikurse e kanë quajtur gabimisht Verfenian) - Triasik i Mesëm (deri në Anizian).

Fauna e konodontëve që rezultoi me bollëk (fig.15) nga provat e kësaj prerjeje, vërtetoi një ndryshim shumë të madh duke dhënë me shumë saktësi moshën **Noriane**, madje deri në **Retian**. Ndryshimi kaq i theksuar i moshës në këtë prerje (nga Han-Bulog në Norian-Retian) ka qenë një **dukuri shumë e veçantë**.

Format konodontike janë të shumta dhe me ruajtje shumë të mirë. Mund të përmenden disa nga specie nga poshtë – lart (stratigrafikisht):

- *Epigondolella spatulata*, *E. postera*, *Norigondolella steinbergensis*, *N. halstattensis* e pastaj më lart *N. steinbergensis*, *N.navicula*, *Epigondolella abneptis*, *E. quadrata*, *E. triangularis* e shumë të tjera (fig. 15)



**Figura 15.** (1) *Epigondolella spatulata*, (2,3) *E.postera*, (4) *Norigondolella navicula*, (5) *N.steinbergensis*

E veçanta plus në këtë prerje është gjetja e *Oncodella paucidentata* në pjesën më të sipërme të saj dhe dokumentimi për **herë të parë i katit Retian**.

Në prerjen në fjalë nuk mungojnë as fenomenet e tektonikës që vërehet në trashësinë rreth 100 m të saj.

Në mënyrë të hollësishme kjo prerje është përshkruar nga autori në një botim të hershëm të tij (Meço S., 2005).

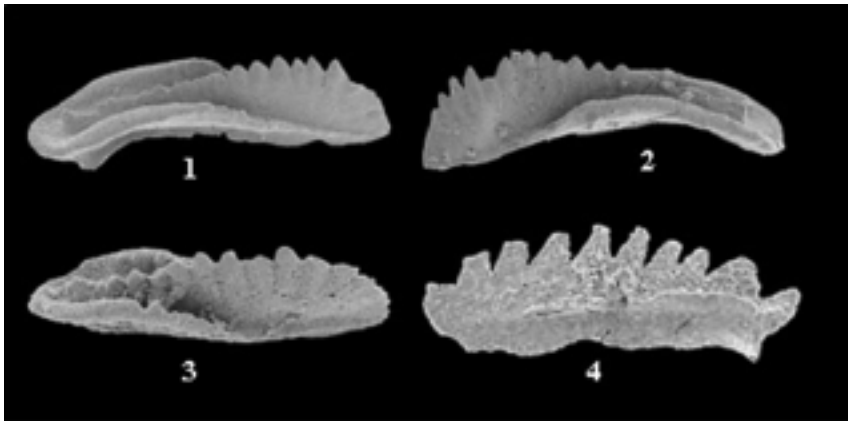
Prerja e Seferçes konsiderohet si një nga **bumet më të fuqishëm** i konstatuar me anën e konodontëve.

**b.** Një prerje tjetër jo shumë larg nga Seferçe (po në Zonën e **Vermoshit**) dhe e pajtuar fare më parë, është prerja e **Mojanit** e karakterizuar veç të tjerave edhe nga rrudha të shumta. Faciet më të zhveshura

në këtë prerje janë gëlqerorët pllakorë, strallet e tij të mikrorrudhosur fuqimisht.

Nga ana stratigrafike janë evidentuar Ladiniani i Sipërm me anën e *Budurovignathus mungoensis*, dhe mandej më lart Karniani me anën e *Paragondolella polygnathiformis*, *P. auriformis*, *Metapolygnathus nodosus* etj., kurse më lart akoma në Norian janë evidentuar *Epigondolella triangularis*, *E. abneptis*, *E. spatulata*, *Misikella hernsteini* etj. (fig. 16).

Në këtë mënyrë prerja e **Mojanit** (fig. 16) deri në fillim të viteve '2000 krejtësisht memece, dhe e panjohur ka vërtetuar prarinë koseguente të një Triasiku të Sipërm pelagjik, fenomen ky jo vetëm me rëndësi të konsiderueshme stratigrafike, por edhe me vlera për interpretime paleogjeografike.



**Figura 16.** (1,2) *Paragondolella inclinata*, (3,4) *P. tadpole*

Duke shkuar drejt **perëndimit të Albanideve**, do të flitet për ndryshimet që kanë ndodhur nga përdorimi i konodontëve në Zonën e **Mirditës**.

Në Zonën e Mirditës kontributi i konodontëve ka qenë i rëndësishëm për depozitimet triasike pelagjike të cilat kanë një përhapje të konsiderueshme.

**a.** Prerja klasike shumë e njohur është ajo e **Han-Bulogut të Kçirës** (fig. 17).

Prerja në fjalë është e njohur prej shumë

kohësh që nga Nopça dhe Arthaberi (1929, 1908, 1911 etj.) me anën e amoniteve. Futja e konodontëve në përdorim filloi nga mesi i viteve '90 të shekullit të kaluar nga autori i këtij punimi në bashkëpunim me Departamentin e Shkencave të Tokës të Universitetit të Milanos. Lidhur me kontributin e përbashkët konodontë - amonite tashmë është botuar më parë (Mutoni etj. 1996, 1997) Sidoqoftë këtu më poshtë paraqiten katër figura konodontësh nga kjo prerje. (Mutoni etj. 2005).

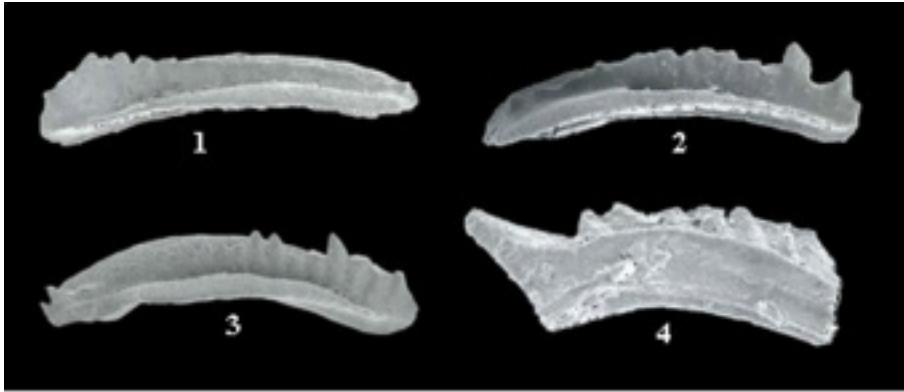


Figura 17. (1,2,3) *Paragondolella hanbulogi*, (4) *Neogondolella shoshonensis*

Por kontributi i konodontëve në këtë zonë nuk ka qenë vetëm për facien e Han-Bulogut ( $T_1$ -  $T_2^1$ ). Prerjet ku janë futur konodontët në përdorim janë disa.

**b.** E para prej tyre mund të përmendet ajo e **Përroit të Kçirës**, e ndodhur afër prerjes klasike të Han-Bulogut, por me marrëdhënie tektonike. Faciet e prerjes në fjalë janë karbonatike (gëlqerorë pllakorëhollë e shtresëmesëm), por edhe silicorë. Trashësia e kësaj prerjeje shkon deri 60m. Konodontët që vërtetojnë moshën **karnian-noriane** janë: *Paragondolella polygnathiformis*, *P. tadpole*, *P. foliate foliate*, *Metapolygnathus slovakensis*, *Epigondolella postera etj.* (fig.18).



Figura18. *Ochardella cf. multidentata*

E veçanta e këtushme është se në Kçirë nuk është vetëm prerja klasike e Han-Bulogut, por aty shfaqen edhe **formacione** të  $T_3$ , krejt ndryshe nga të parat. Kjo do të thotë se kjo situatë tektonike është e ndërlikuar dhe ka nevojë për interpretime

**c.** Një tjetër **prerje** me shumë vlera strigrafike e gjeologjike është ajo e **Mirakës** në afërsi të Librazhdit. Në literaturën e mëparshme kjo prerje është konsideruar Triasike në përgjithësi. Futja e konodontëve në përdorim solli hollësi të konsiderueshme.

- **së pari** prerja nuk është Triasike në përgjithësi, dhe pjesa më e poshtme e saj është e Triasikut të Mesëm dhe përfaqësohet nga rreshpe kloritike e pjesërisht Karbonate.

-**së dyti** ajo që është më e rëndësishme është deshifrimi i dy kateve të Triasikut të Sipërm: Karnianit dhe Norianit. Faciet prezantuese janë karbonatet shpesh të ndërthurura edhe me stralle dhe në pjesën e sipërme janë intensivisht të rrudhosur. Format (specie) konodontike që mund të përmenden janë:

- për Karnianin: *Paragondolella polygnathiformis*, *P.auriformis*, *Metaplognathus nodosus* e ndonjë tjetër (fig. 19).
- kurse për Norianin mund të përmenden: *Epigondolella triangularis*, *E. abnaptis*, *E. spatulata*, *Misikella hernsteini* e ndonjë tjetër.

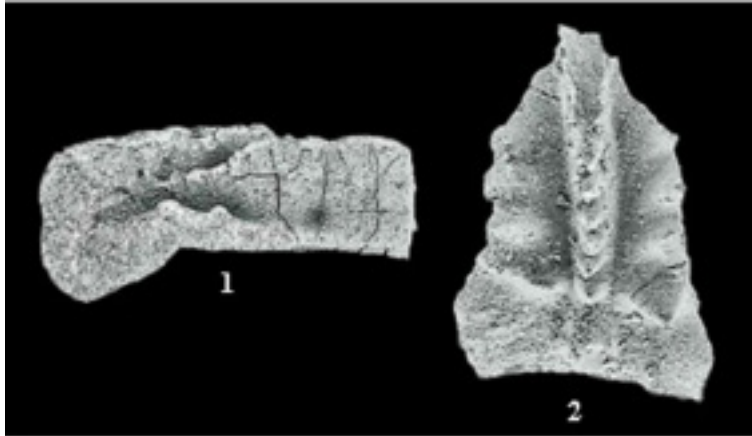


Figura 19. (1) *Epigondolella abneptis*, (2) *E. spatulata*

d. Sikurse është theksuar edhe më lart në zonën e Mirditës ka shumë zhveshje e prerje ku konodontët kanë peshë të rëndësishme, por në këtë kuadër ekziston edhe një rast tjetër i veçantë, ai i **Grykës së Vanave** drejt zonës së Korabit (**n/zona e Gjallicës**). Triasiku i Gjallicës në përgjithësi është shtresëtrashë e neritik dhe pranohet si i ( $T_3$ ), por jo kudo është kështu.

Gjatë rrugës automobilistike drejt Kukësit, në buzën e lumit të Topojanit (ose Lumës?) zhvishet një pako disa metroshe gëlqerorësh shtresë mesëm e ndërthurur me efuzivë (jo fort e trashë) (Meço S., 2010). Pikërisht në tavanin e këtyre gëlqerorëve e në kontakt me ata neritikë u gjet ***Budurovignathus diebeli***, formë tipike e tavanit të Ladinianit. Pra ajo që ka rëndësi është se Triasiku i strukturës së Gjallicës nuk është vetëm i ( $T_3$ ). Veç kësaj në anën e majtë (sipas rrjedhjes së lumit) zhvishen edhe faciet e Han-Bulogut me prezantimin e ***Triassopathodus homeri***, formë tipike e bazës së Anizianit. Pra nga këto të dhëna rezulton se struktura e Gjallicës nuk ndërtohet vetëm nga gëlqerorët neritikë të ( $T_3$ ), por pjesë të prerjes janë edhe gëlqerorët e karakterit të Han-Bulogut e madje edhe të Ladinianit efuzivo-karbonatik.

Këto të dhëna kanë vlerë edhe për një interpretim paleogeografik të kësaj N/Zone.

e. Një ndër prerjet e fuqishme të kësaj zone dhe e studiuar shumë vite më parë nga

autori është ajo e Linit, në afërsi të Pogradecit. Facialisht kjo prerje nga pamja është e ngjashme me atë të Kçirës, por edhe me karakteristika të veçanta. Karbonatet që zhvishen këtu ose janë shtresë – hollë e mesëm ose (sidomos në pjesën e poshtme) janë të karakterit copëzor që ndryshe janë quajtur debris – flow. Pjesa më e madhe e prerjes (> 40m) është e moshës së Anizianit të Poshtëm – të Mesëm (Egjejan, Bitinian e deri në Pelsonian).

Fauna e konodontëve që ka vërtetuar këto moshë ka qënë e bollshme dhe me ruajtje të mirë.

Një ndër format më të shumta (e gjetur në shumë prova) është ***Chiosella timorensis*** dhe bashkë me të janë ndeshur:

- ***Triassopathodus homeri*, *T.spathi*, *Neogondolella regale*, *Paragondolella bulgarica*, *P. bifurcate*, *P. hanbulogi*, *Gladygondolella tethydis*, *Nicoraella kockeli*** e shumë forma të tjera.

Gjatë prerjes, mbas një intervali të mbuluar (rreth 3-4m) zhvishet një pako 10 metroshe gëlqerorësh nyjorë dhe stralle diagjenetike. Kjo pako është e varfër në konodontë por sidoqoftë aty janë ndeshur:

- ***Neogondolella constricta cornuta*, *Paragondolella excels*** dhe afër majës së prerjes është ndeshur ***Triassopathodus newpascensis*** (fig.20).

Fauna e sipërpërmendur shtrihet nga Aniz-



iani i Sipërm deri në Ladinian, por nuk përjashtohet edhe fillimi i Karnianit (?).

Në të kaluarën të dhënat faunistike kanë

munguar tërësisht, me përjashtim të ndonjë fragmenti amoniti i gjetur nga Prof. V. Melo.

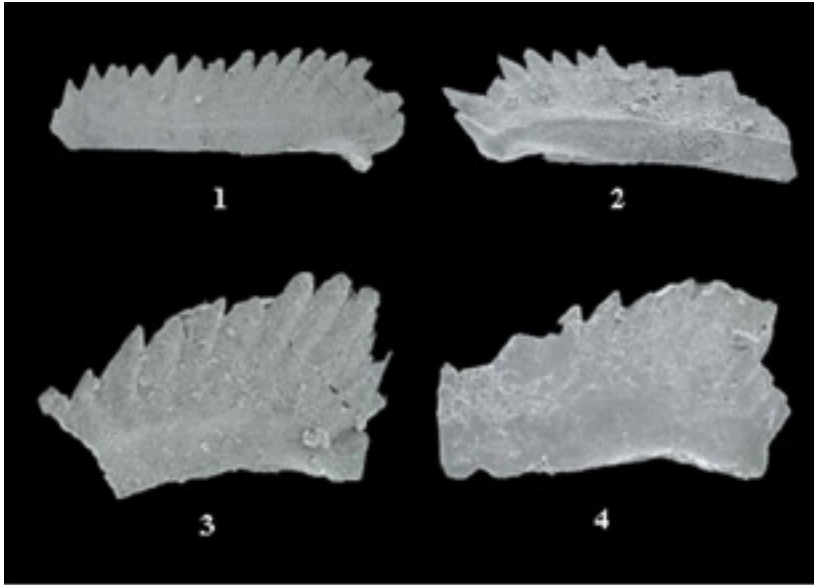


Figura 20. (1,2) *Chiosella timorensis*, 3,4- *Nicoraella germanica*

Në zonën e Mirditës janë studiuar edhe shumë prerje e zhveshje të tjera, ku konodontët gjithashtu kanë pasur peshë të rëndësishme. Të tilla janë prerjet e **Qerretit, Kishaxhi, Porav, Miliska, Prroi i**

**Magjypit, Maknorit, Lunikut,** etj. Për të mos e ngarkuar më shumë materialin, nuk po jepen speciet e konodontëve për secilën prej tyre (fig.21).

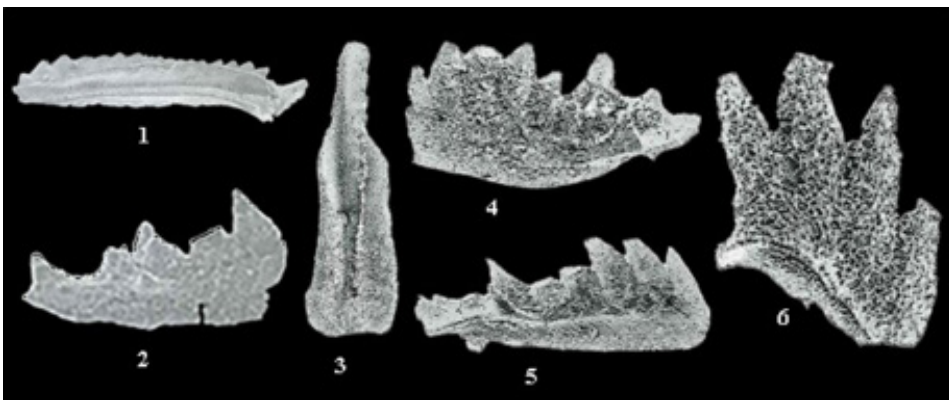


Figura 21. (1) *Neogondolella bulgarica*, (2) *Mockina bidentata*, (3) *Epigondolella primitia*, (4,5) *Epigondolella bidentata*, (6) *Misikella hernsteini*

**Duke dalë nga zonat e brendshme dhe duke shkuar drejt perëndimit të Albanideve, në zonat e jashtme të tyre, së pari zona që është prekur më tepër është ajo e Cukalit.**

**a. Në këtë zonë** prerja më tipike është ajo e Fesekut.

E veçanta e saj është se depozitimet triasike vendosen me diskordancë mbi gëlqerorët brekçiozë me fragmente fuzulinidësh të Permianit (?).

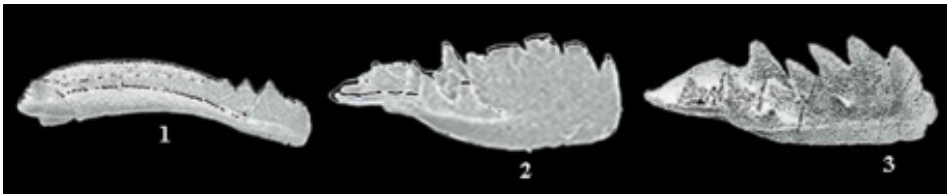
Triasiku përfaqësohet nga gëlqerorë pllakorë- hollë - mesëm në të cilët veç të tjerave ndeshen edhe bivalvorë pelagjike, një tregues ky i kushteve detare pelagjike. Një tjetër veçori e kësaj prerjeje është mung-

esa pothuajse e plotë e silicorëve

Konodontët kanë vërtetuar moshën e **Norianit të poshtëm (?)** – të mesëm dhe nga format karakteristike mund të përmenden:

- *Norigondolella navicula*, *N. steinbergensis*, *N. hallstattensis*, *Epigondolella postera*, *E. abneptis* etj. (fig. 22).

Trashësia e prerjes është rreth 60m dhe në mënyrë të hollësishme është përshkruar në punime të mëparshme të autorit (Meço S., 2005). Pak më në veri të Fesekut ndodhet një prerje relativisht jo potente – ajo përroit të **Pikut** e përfaqësuar nga gëlqerorë më tepër në të kaftë, por me konodontë të ruajtur shumë mirë. Moshë është Ladiniano-Karniane.



**Figura 22.** (1) *Norigondolella navicula*, (2,3) *Mockina postera*

**b. Ndër prerjet e veçanta** është ajo e **Omaraj** me trashësi rreth 90 m, por nga këto më shumë se 70 m janë shkëmbinj efuzivë. Në pjesën më të poshtme të tyre ndeshen linza gëlqerorësh, në të cilat është gjetur *Neogondolella bulgarica*, *Paragondolella hanbulogu* dhe *P. bifurcata* e moshës **Aniziane**. Pjesa më e sipërme e prerjes përfaqësohet edhe nga gëlqerorë pllakorëhollë pelagjikë, por edhe nga nyje e ndërshtresa silicorësh. Pra **e veçanta**

e kësaj prerjeje është se me anën e **konodontëve** është dhënë diapazoni moshor nga **Aniziani, Ladinian(?)** e më tej **Karnian** e akoma më tej **Norian**. Si forma që vërtojnë **Karnianin janë:**

- *Paragondolella polygnathiformis*, *P. auriformis*, *P. foliata foliate*, kurse më lart për **Norianin** janë gjetur: *Metapolygnathus primitivus*, *Epigondolella spatulata*, *E. abneptis*, *E. multidentata*, *E. postera* etj. (fig.23).



**Figura 23.** (1) *Paragondolella foliate*, (2) *P. polygnathiformis-P. noah*, (3) *Epigondolella abneptis*

c. Një prerje tjetër e kësaj zone që ka ofruar konodontë të rëndësishëm është ajo e **Ndërgurasit**.

Prerja në fjalë është e moshës Ladiniane - Karniane(?) – Noriane e poshtme – mesme. Faciet kryesore janë kryesisht gëlqerore pllakorë, por edhe brekçiozë dhe arrijnë trashësinë rreth 120m.

Fauna konodontike vërtetuese është e për-

faqësuar nga:

-*Budurovignathus diebeli*, *Gladigondolella G. malayensis* (të dyja Ladinian) dhe më lart *Norigondolella steinbergensis*, *N. navicula*, *Metapolygnathus slovakensis*, *Epigondolella postera*, *E. abneptis* etj., që vërtetojnë moshën nga Karniani e deri në Norian të Mesëm (fig.24).

**Në studimet e mëparshme këto të dhëna nuk ekzistonin fare.**

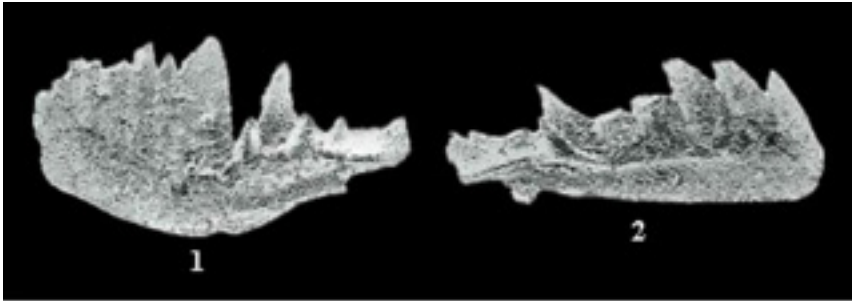


Figura 24. (1) *Metapolygnathus slovakensis*, (2) *Epigondolella bidentata*

d. Një prerje shumë e bukur e kësaj zone është **ajo e Zbuqit**, me trashësi rreth 115m. Faciet dominuese janë rreshpet, tufitet, radiolaritet, gëlqerorët pllakorëhollë, fragmente të debri flow etj.

Fauna e dokumentuar e konodontëve fillon nga Anizian i Poshtëm (*Triassospathodus germanicus*), *Paragondolella bifurcate*, *P. hanbulogi*, *P. bulgarica*, *Nicoraella kockeli*, etj (Anizian i Sipërm) (fig.25), *Paragondolella polygnathiformis* (Karnian) dhe për

Norianin prezantohen *Metapolygnathus pseudoechinatus*, *Norigondolella steinbergensis* etj.

E gjithë prerja në fjalë **më përpara** ka qenë e **pa deshifruar** stratigrafikisht, nominuar **vetëm si Triasike dhe kaq**.

Në këtë zonë sigurisht ekzistojnë edhe prerje të tjera ku janë bërë deshifime të rëndësishme me anën e konodontëve. Të tilla janë **Ura e Shtrenjtë**, **Katundi Vjetër** (në afërsi të Rubikut) etj.

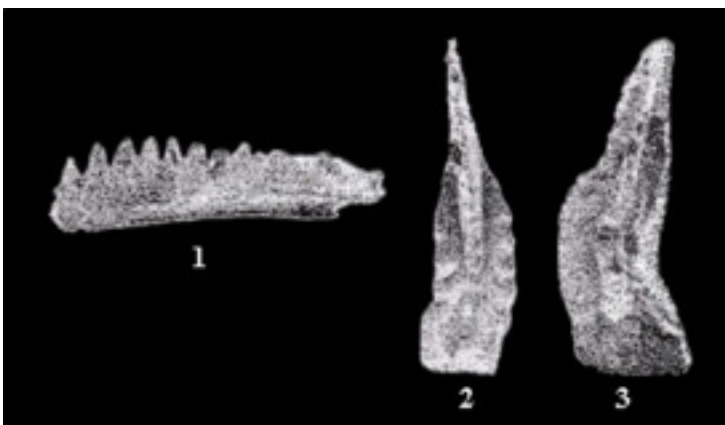


Figura 25. (1) *Paragondolella tadpole*, (2,3) *Epigondolella primitia*

Duke ecur drejt perëndimit të Albanideve kalohet në atë që quhet **Zona Krasta**.

Në punime të mëparshme (Meço & Aliaj, 2000) zona Krasta është ndarë si njësi tektono - paleogjeografike më vete, veçmas nga zona e Cukalit. Argumentimi për një ndarje të tillë është dhënë në punimin e sapo përmendur.

**a.** Prerja kryesore e studiuar në këtë zonë me anën e konodontëve është ajo e **Gurite Zi** (Meço, S., 1999; Muttoni et al., 2005)

Në punimin e dytë të sapo cituar ka patur dy objektiva: **manjetostratigrafia** dhe **biostratigrafia**. Studimi **manjetostratigrafik** është realizuar në bashkëpunim me Departamentin e Shkencave të Tokës (Universiteti i Milanos).

Prerja në fjalë facialisht përfaqësohet krye-

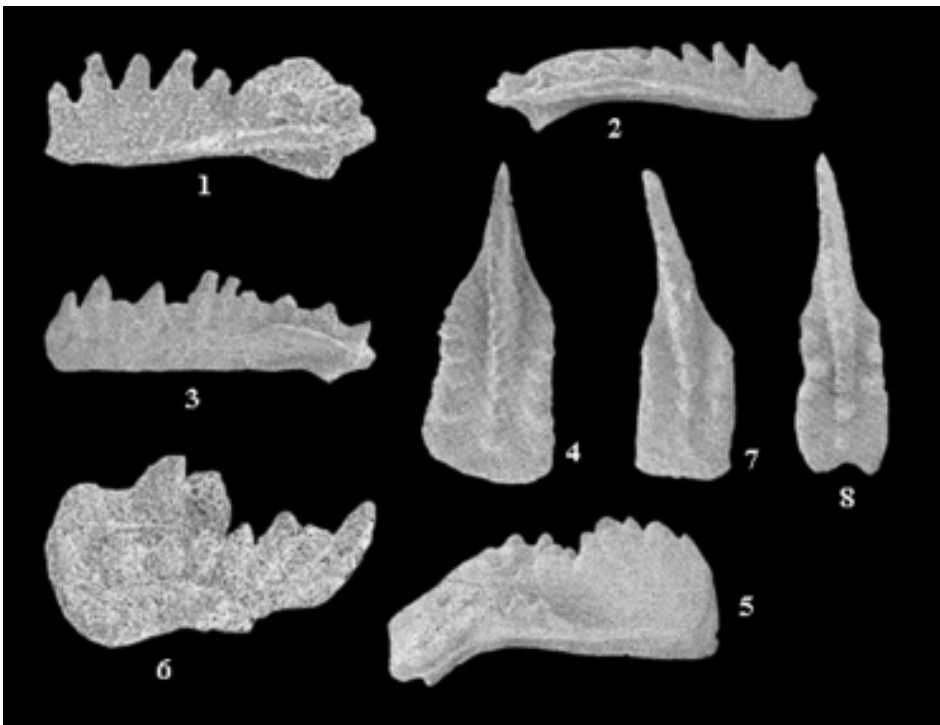
sisht nga gëlqerorë pelagjike shtresëhollë – mesëm dhe pjesërisht nga silicorë.

Nga ana moshore janë diferencuar Karniani (me nënkate e tij) dhe Noriani (gjithashtu me dy nënkate). Konodontët janë të shumtë dhe me ruajtje shumë të mirë.

Për Karnianin mund të përmenden: ***Paragondolella polygnathiformis***, ***P. tadpole***, ***P. tadpole*** - ***P. noah***, ***P. noah*** etj.

Për Norianin mund të jepen: ***P. noah*** - ***P. carpathica***, ***Metapolygnathus nodosus***, ***Epigondolella primitia***, ***E. abneptis***, ***E. abneptis*** - ***spatulata***, ***E. multidentata*** etj. (fig.26).

Padyshim polariteti magnetik në këtë prerje është me shumë vlerë jo vetëm për këtë prerje, por për Triasikun e vonshëm në përgjithësi në rang global.



**Figura 26.** (1,2) *Paragondolella polygnathiformis*, (3) *P.tadpole*, (4) *P.noah*, (5) *P.polygnathiformis*, (6) *Metapolygnathus nodosus*, 7-*Epigondolella primitia*, (8) *E.abneptis*

**b.** Prerje tjetër e kësaj zone është ajo e **Karmës**.

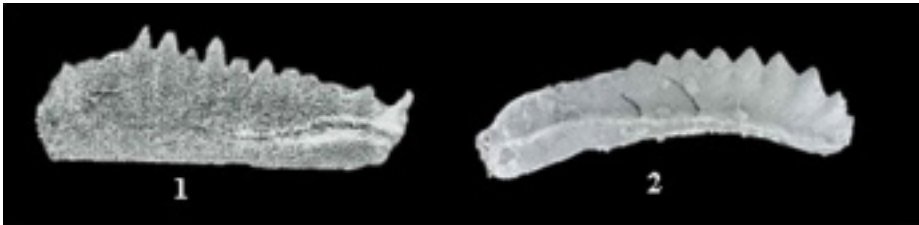
Facialisht prerja në fjalë dominohet nga karbonate, nga gëlqerorë pllakorëhollë e deri në masivë, kurse në bazën e saj prezantohet nga gëlqerorë shtresëhollë-mesëm me përmbajtje bivalvorësh pelagjikë. Moshat e konstatuara janë **Ladiniani** i dokumentuar nga prania e **Paragondolella foliate inclinata** dhe mandej **Karniani** i dokumen-

tuar nga ;

- **Paragondolella tadpole**, **P.polygnathiformis**, dhe **P. auriformis** (fig. 27).

Më përpara prerja e Karmës ose nuk ishte trajtuar fare, ose ishte menduar si thjesht triasike.

Pjesa më e sipërme e prerjes përfaqësohet nga radiolarite të Jurasikut, kurse Trashësia konodontike e prerjes arrin mbi 30m.



**Figura 27.** (1) *Paragondolella tadpole*, (2) *Paragondolella foliata inclinata*

Kontributi dhe pesha e konodontëve në stratigrafinë e Shqipërisë nuk është vetëm në prerjet e lartpërmendura, por edhe në shumë zhveshje e pika të tjera të këtyre zoneve, gjetja e të cilave ka ndihmuar shumë në sqarimin e situatave të ndryshme gjeologjike.

#### ZONA E ALPEVE SHQIPTARE

Kjo zonë ka tërhequr vëmendjen jo vetëm të autorit të këtij shkrimi, por edhe të një bashkëpunimi mbi 20 vjeçar me Departamentin e Shkencave të Tokës të Universitetit të Milanos e sidomos me Profesorin e shquar të atij departamenti **Maurizio Gaetani**, por edhe me specialiste të tjerë të shquar si Alda Nicora, Giovanni Muttoni etj.

Bazuar në karakteristikat faciale e jetësore të gjallesave konodontmbartëse, sigurisht që vëmendja ka qenë e përqendruar në **N/Zonën e Valbonës**. Është punuar gjatë në territorin e Thethit e të Lumit të Shalës, por shumë më tepër në trevën e Dukagjinit gjatë rrjedhjes së lumit Kir e përreth tij.

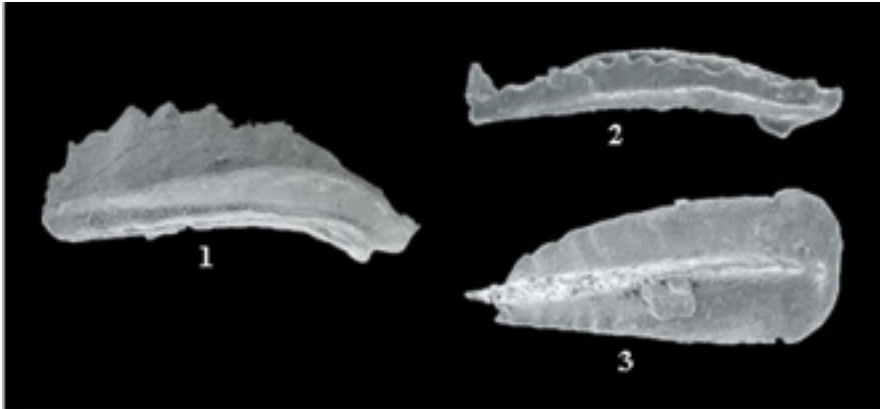
**a.** Ndër prerjet e para që është studiuar me imtësi ka qenë ajo e **Ndërlysjaj** (një fshat tepër piktoresk në bregun e djathtë të lumit të Shalës e me njerëz të mrekullueshëm).

Prerja e botuar edhe vite më parë (Mtton et al. 1997) facialisht karakterizohet nga prania e **Han - Bulogut**, mandej nga gëlqerorë nyjorë të të ashtuquajturit fm.Gjuraj dhe më sipër përsëri nga gëlqerorët e Hanbulogut. Nga ana moshore me anën e konodontëve (por jo vetëm) është vërtetua prania e Anizianit (**Palsonianit - Anizian i Mesëm**) dhe në krye e Ilirianit (**Anizian i Sipërm**).

Konodontët kryesorë kanë qenë:

- **Paragondolella bulgarica**, **P. bifurcate**, **P.budurovi**, **P.hanbulogi**, **P.praeszaboi**, **Triassospathodus germanicus**, **Nicoraella kockeli**, **Neogondolella cornuta**, **Paragondolella liebermanni** e mjaft të tjera (fig. 28).

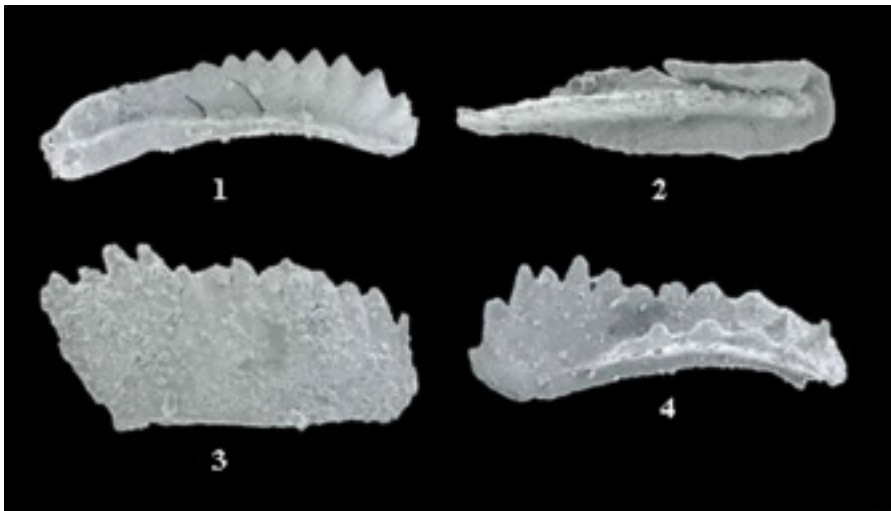
Nga pikëpamja sistematike e konodontëve por edhe ajo faciale, prerja e Ndërlysjajve është gati identike me atë të Kçirës.



**Figura 28.** (1) *Paragondolella excelsa*, (2) *Neogondolella cormuta*, (3) *Neogondolella bifurcata*

**b.** Në afërsi të Qendrës turistike të **Thethit** është kryer një prerje shumë e rëndësishme. Ajo u realizua me spostime për arsye të relievit të aksidentuar dhe arrin deri në trashësi 500m. Nga ana litostratigrafike këtu fillohet me Fm. **Gjuraj** (me trashësi rreth 40m) (shih **Gaetani** et al., 2015) dhe më sipër vjen **facia** e njohur me emrin **Bu-**

**chenstein**, e përhapur sidomos në Alpet Jugore të Italisë, në Dinaridet etj. Trashësia e kësaj facieje shkon deri në >80m dhe nga ana moshore i përket **Ladinianit** e vërtetuar nga prania e **Nicoraella kockeli**, **Paragondolella bifurcata**, **P. hanbulogi**, **Pilamina densa** etj.



**Figura 29.** (1) *Neogondolella bifurcata*, (2) *Paragondolella liebermanni*, (3) *Nicoraella kockeli*, (4) *Budurovignathus diebeli*

Më lart në prerje vjen **Fm. potent** i **Thehit** me trashësi mbi 300 m dhe me moshë të **Ladinianit të Sipërm.** Faciet në përgjithësi janë karbonatiko shtresë hollë, shpesh edhe të tipit slumping. E gjithë prerja pelagjike e Thethit në pjesën më të sipërme (në tavan) të saj kalon tashmë në facie neritike tip dolostone që pa dyshim i përkasin Triasikut të Sipërm. Nga format më tipiken përfaqësuese të konodontëve që kanë vërtetuar Ladinianin më të Sipërm janë: **Budurovignathus diebeli**, **B. mungoensis** etj. (fig. 29).

c. Një ndër prerjet e rëndësishme të Zonës së Alpeve është ajo e **Gjurajve** (në afërsi të fshatit Gjuraj).

Nga ana moshore shfaqen Olenekiani, Aniziani dhe më pak Ladiniani. Formacioni më i poshtëm është Fm.Palan, i cili i përket Olenekianit edhe Anizianit. Ky formacion prezantohet me dy gjymtyre: 1 dhe 2. Në bazën e gjymtyrit 1 dalin kryesisht konglomerate, kurse më lart kalohet në rreshpe, mergele silicorë e deri në gëlqerorë nyjorë, që i takojnë më tepër gjymtyrit 2.

Fm. më i zhvilluar është I ashtuquajtur i Fm. **Gjuraj** me tre gjymtyrë dhe arrin trashësinë 125m. Në këtë Fm. dominojnë gëlqerorët nyjorë, por edhe kalkarenite e lloje të tjera shkëmbinjsh.

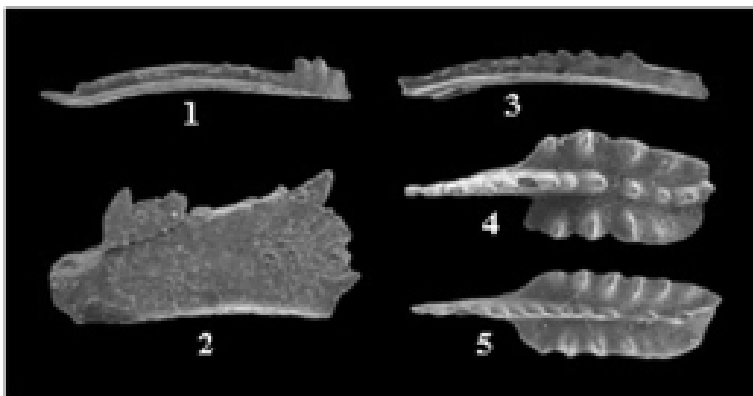
Sipër Fm. në fjalë përhapet facia "**Buchenstein**" e përfaqësuar nga gëlqerorë nyjore dhe silicore. Ky term (facia në fjalë) nuk ka qenë i njohur në literaturën stratigrafike shqiptare, por emërtimin dhe përhapjen e ka marrë nga Alpet Jugore të Italisë, Austrisë, Dinaridet etj. Trashësia e kësaj facie në këtë prerje arrin deri në >70 m. Kufijtë stratigrafikë të saj janë të paqartë, por sidomos mendohet se më tepër i takon bazës së Ladinianit.

Sipër kësaj facieje vendoset një pako e hollë dolostonesh, që mandej kontakton me gëlqerorët masivë dolomitikë (dolostonë masivë) të Triasikut të Sipërm.

Konodontët janë **dominant** në **Anizian** dhe kryesisht përfaqësohen nga: **Paragondolella bifurcate**, **P. bulgarica**, **P. hanbulogi**, **Nicoraella kockeli**, **Triassospathodus germanicus** etj. Por në këtë prerje janë të shumtë edhe përfaqësuesit e mikrofaunës e sidomos **Meandrospira pusilla**, **M. dinarica** etj.

Në pjesën e sipërme të facies Buchenstein ka qenë me shumë rëndësi gjetja e **Budurovignathus diebeli**, **B. mostleri** dhe **Paragondolella foliate inclinata** (fig.30).

Në të gjitha botimet e mëparshme **prerja e Gjurajve** paleontologjikisht ka **qenë e pa deshifruar** dhe është folur thjesht për një Triasik të Mesëm.



**Figura 30.** (1) *Paragondolella hanbulogi*, (2) *Nicoraella kockeli*, (3) *Paragondolella bifurcata*, (4,5) *Budurovignathus mungoensis*

**d.** Qershia *mbi tortë* në Zonën e Alpeve është **Prerja e POGUT**.

Ky emërtim dhe vlerësim për prerjen në fjalë jepet për faktin sepse **pikërisht** këtu **dokumentohet për herë të parë Permianit** dhe lidhja e tij me Triasikun (fig. 31).

Prerja në fjalë ka qenë objektivi i studimeve tona për evidentimin e kësaj moshe dhe mundësisht edhe i marrëdhënieve me Triasin. I vetmi informacion mbi praninë e Permianit në këtë zonë është ai i vitit 1981 nga A. Pirdeni mbi praninë e *Hemigordius renzi*.

Trashësia reale e kësaj prerje i kalon 200m dhe është ndjekur gjatë anës së majtë të lumit Kir, gjatë rrugës automobilistike që shkon për në Plan.

Gjeologjikisht ajo në bazën e saj kontakton tektonikisht me rreshpet e Zonës së Cukalit.

Faciet që shfaqen dhe janë ndjekur hap pas hapi janë rreshpet argjilore, mergelet, gëlqerorë të ndërthurur me mergele dhe argjila, kalkarenite, por edhe konglomerate. Gëlqerorët pllakorë hollë që janë edhe më interesantë për konodontët janë të rrallë.

Në përgjithësi në evolucionin e tyre (Kembrian – Triasik), gjatë Permianit gjallesat konodontmbartëse kanë qenë në krizë (Meço S., 2011). Duke pasur parasysh këtë dukuri globale, grupi ynë i punës ka qenë tepër i kujdesshëm për evidentimin e gëlqerorëve pllakorë hollë ku mund të ndeshnim edhe konodontët. Kjo për arsyen e vetme sepse vetëm ky grup fosilesh mund të hidhte dritë mbi praninë ose jo të Permianit.

Pikërisht konodontët u gjetën në tre prova të gëlqerorëve pllakorë hollë dhe përfaqësohen nga: *Mesogondolella omansensis*, *Jinogondolella sp.*, *J. altudaensis* e ndonjë tjetër (përcaktime të Prof. Ch. Henderson, Universiteti i Calgary i t, Kanada).

Format në fjalë kanë **vërtetuar për herë të parë** praninë e kateve **Roadian**, **Wordian** dhe **Capitanian**, të cilët që të tre i përkasin seksionit të **Guadalupianit**, pra **Permianit të Mesëm**.

Por krahas konodontëve nëpërmjet mikrofacieve janë ndeshur edhe alge të grupit *Tubiphytes* dhe *incertae sedis* të tjera. Ndeshen gjithashtu edhe foraminiferë (jo të grupit të fuzulinideve) si *Climacamina*, *Textularia*, *Hemigordius renzi* etj. Fuzulinidet në përgjithësi kanë qenë të rrallë, por nuk është se kanë munguar fare (janë gjetur p.sh. *Neoschwagerina sp.*, *Verbeekina sp.*, *Afghanella tumida* etj.). Por sigurisht ato që **përcaktuan Permianin** e këtushëm janë **konodontët**. Në këtë mënyrë në zonën e Alpeve Shqiptare është dokumentuar prania e sistemit Permian (madje Permian i mesëm). Sistemi Permian me facie detare është vërtetuar vetëm në këtë zonë të Albanideve dhe nuk është i pranishëm (të paktën deri sot nuk është vërtetuar) në asnjë zonë tjetër.

Litostratigrafikisht prerja e Pogut ndërtohet kryesisht nga formacioni i Pogut (Gaetani M., et al. 2015), kurse në pjesën e sipërme të prerjes formacioni është i pa përcaktueshëm. Permianit në tavanin e vet në këtë prerje kontakton me një Triasik konglomeratik, i cili nuk përmban fosile.





## PËRFUNDIME

1. Përfundimi kryesor nga ky studim është se konodontët janë një grup nga më të rëndësishmit për stratigrafinë për diapazonin moshor Ordovikian – Triasik.
2. Në të ardhmen duhet të përgatiten të paktën dy specialistë të rinj; njëri për depozitimet Paleozoike dhe tjetri për ato Triasike. Përgatitja e tyre duhet të inkuadrohet në fushën e paleontologjisë dhe kjo mund të realizohet jashtë vendit. Vendet më të përshtatshme për këtë qëllim janë Italia, Gjermania dhe Austria, pa përjashtuar edhe vende të tjera, që kanë një traditë të gjatë në këtë fushë.
3. Për realizimin e studimeve të tilla duhet të funksionojë laboratorit i analizës mikropaleontologjike me të gjitha pajisjet e nevojshme në FGJM për të shërbyer gjithë vendit.
4. Duhet të ruhen me kujdes të gjitha koleksionet e grumbulluara deri sot nga autori i këtij studimi dhe të vihen në përdorim të specialistëve të ardhshëm.
5. Të gjitha koleksionet e faunës së konodontëve të mbledhura dhe përpunuar gjatë më shumë se 30 vjet punë të autorit, ndodhen në Kabinetin e Paleontologjisë në Fakultetin e Gjeologjisë dhe të Minierave (FGJM).
6. Këto koleksione mendoj se janë një pa-suri e çmuar për brezat e ardhshëm e sidomos të atyre që mund të vazhdojnë studimin e këtyre fosileve.

## LITERATURA

- Arthaber G., von 1908.** Ueber die Entdeckung von Untertrias in Albanien und ihre faunistische Bewertung. Mitteilungen Wiener Geologische Gesellschaft, 1, 245-289.
- Arthaber G. von 1909.** Ueber neue Funde in den Untertrias von Albanien. Mitteilungen Wiener Geologische Geseeschaft, 2, 227-234.
- Arthaber G. von 1911.** Die Trias von Albanien. Beitrage Paleont.Oesterreich u. Ungarn, 24, 169-277.
- Bignot G., Kodra A., Neumann M. and Pirdeni A. 1982.** Le Permien supèrieur des Alpes Albanaises. Etuden prèliminaire. C.R. Academie Sciences Paris, 295, 883-886.
- Gaetani M., Meço S., Rettori R., and Tulone A. 2014.** The Permian and Triassic in the Albanian Alps. Preliminary note. Albertiana, 41, 31-33.
- Gaetani M., Meço S., Rettori R., Chenderson Ch. M., and Tulone A. 2015.** The Permian and Triassic in the Albanian Alps. Acta Geologica Polonica, 3, 271-295.
- Germani, 1997.** New data on ammonoids and biostratigraphy of the classic Spathian Kçira sections (Albania). Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia, 103, 267-292.
- Gjata K., Theodhori P., Marku D., Pirdeni A., Kanani J., Dodona E., and Zeraj I. 1987.** Stratigrafia dhe kushtet e formimit të depozitimeve triasike ne Albanidet lindore. Buletin I Shkencave Gjeogjike, 2., 79-90.
- Hauer F.v., 1888.** Die Cephalopoden Bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog bei Sarajevi. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, der mathematisch-naturwissenschaftliche Classe, 54, 1-50.
- Kodra A., 1986.** Gjeologjia dhe perspektiva e mineraleve të dobishme ne rajonin Resk – Shishtavec. Disertacion, Fondi i ISPGJ – Tiranë.
- Kozur H., and Wardlaw B.R., 2010.** The Guadalupian conodont fauna of Rustaq and Wadi Wasit, Oman and a West Texaz connection. Micropaleontology, 56, 213-231.
- Meço S., 1968.** Disa përfaqësues kryesore të faunes amonitike të Triasikut të mesëm në Shqipëri. Permb. Studimesh, 8, 69-111.

- Meço S., 1989.** Mbi përhapjen hapësinore dhe stratigrafike të biozonës *Polygnathus serotinus* Telford në zonën e Korabit. *Bul.Shkencave Gjeologjike*, 3,15-19.
- Meço S., 1991.** Mbi karakterin mbulesor të strukturës së Malit të Korabit. *Buletini i Shkencave Gjeologjike*,1, 30-35.
- Meço S., 1987.** Konodontët e kufirit Silurian – Devonian në disa prerje të zonës së Korabit. *Buletin I Shkencave Gjeologjike*, 4.
- Meço S., 1988.** Mbi moshën e facieve triasike në zonën e Korabit të përcaktuara me anën e konodonteve. *Buletini i Shkencave Gjeologjike*, nr.2.
- Meço S., 1988.** Konodontet dhe stratigrafia e depozitimeve paleozoike dhe triasike të Zonës së Korabit. *Disertacion*, 276 pp., 65 figura, 7 tabela. FGJM, Tiranë.
- Meço S., 1999.** Conodont biostratigraphy of Triassic Pelagic strata. Albania. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105, 251-266.
- Meço S., 2005.** Upper Triassic conodonts and lithofacies from Albania. *Geologica et Palaeontologica*,39, 35-53.
- Meço S., 2010.** Litho – biostratigraphy and the conodonts of Palaeozoic/Triassic deposits in Albania. *Palaeontographica*, Abt. A, Palaeozoology – Stratigraphy, 290, 4-6, 131 – 197.
- Meço S., 2011.** Konodontet dhe vlera e tyre në stratigrafinë e Shqipërisë. *Buletini i Shkencave Gjeologjike*, 2, 47-58.
- Meço S., Aliaj Sh., and Turku I., 2000.** *Geology of Albania*,246 pp.Geobrueder Borntraeger. Berlin. Stuttgart.
- Melo V., 1964.** Mbi praninë e Silurian - Devonianit në zonën e Korabit, B.U.SH.T., *Seria Shkenca e Natyrës*,nr.2.
- Melo V., 1964.** Mbi praninë e Silurian - Devonianit në zonën e Korabit. B.U.SH.T., *seria Shkenca e Natyrës*, Nr.4.
- Muttoni G., Kent DV., Meço S., Nicora A., Gaetani M., Balini M., Germani D., and Rettori R., 1996.** Magneto-biostratigraphy of Spathian to Anisian (lower to Middle Triassic) Kçira Section, Albania. *Geophysical Journal International*, 127,503-514.
- Muttoni G., Kent DV., Meço S., Balini M., Nicora A., Rettori R., Gaetani M. and Krystin L., 1998.** Towards a better definition of the Middle Triassic magnetostratigraphy and biostratigraphy in the Tethys Realm. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 164, 285-302.
- Muttoni G., Meço S., Gaetani M., 2005.** Magnetostratigraphy and Biostratigraphy of the late Triassic Guri Zi section, Albania: Constraint on the age of the Carnian – Norian boundary. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 111, 2, 233-245.
- Nopcsa F., 1929.** *Geologie und Geographie Nordalbanien mit Anhang von H.M. Mzik Beitrage zur Kartographie Albanien nach orientalischen Quellen. Geologica Hungarica, Series Geologica*, 3,1-704
- Pirdeni A., 1981.** *Hermigordius renzi* (Reichel) në depozitimet e Permianit të Sipërm të rajonit të Gjurajt në zonën e Alpeve Shqiptare. *Permbledhje Studimesh*, 4, 65-73.
- Shehu V., Gjata Th., Pirdeni A., 1983.** Rreth gjeologjisë të sektorit Curraj i Epërm. *Buletini i Shkencave Gjeologjike*, 4., 11-25.
- Sudar M., Jovanovic D. and Kolar-Jurkovsek T., 2007.** Late Permian conodonts from the Jadar Block (Vardar Zone, Western Serbia). *Geologica Carpathica*, 58, 145-152.
- Shërbimi Gjeologjik Shqiptar, 2003,** map 1:50 000, sheet 6, Thethi.
- Shërbimi Gjeologjik Shqiptar, 2011,** map 1:50 000, sheet 10, Lekbibaj.
- Theodhori P., 1988.** Kushtet e sedimentimit dhe evolucioni paleogeografik mesozoik në Nënzonën e Cukalit, 183 pp., *Shërbimi Gjeologjik Shqiptar*, Tirana (unpublished).

**Xhomo A., Kodra A., Xhafa Z. and Shallo M., (Eds), 2008.** Gjeologjia e Shqipërisë. Strati-grafia, Magmatizmi, Metamorfizmi, Tektonika, Neotektonika, Evolucioni Paleogjeografik dhe Gjeodinamik, 464 pp, Shërbimi Gjeologjik Shqiptar, Tiranë.

## CONODONTIC “REVOLUTION” IN STRATIGRAPHY

Selam Meço

The study of conodonts in Albania began in the second half of the 1970s of the last century, by the author of this paper mainly for the needs of compiling the geological map of Albania. The stratigraphic value of conodonts is very large (they are also compared with Ammonites in terms of their value) and for this reason, we have called their application a “revolution”.

The geological zones where the need to study the conodonts was greatest were the internal ones (Korabi, Mirdita, Gashi), but also external ones such as Vermoshi, Albanian Alps, Cukali, as well as Krasta. The deposits where the study of these fossils was required were those of Paleozoic and Triassic, because, as it is known, the lifespan of conodont-bearing creatures was from the Cambrian to the Triassic, (not later).

The author's efforts have been more focused on the **Korabi Zone**, where the lack of other fossils was almost complete. The first sub-zone (of the Korabi Zone) was that of **Kollovozi**. The presence of the **Ashgilian** stage (the uppermost Ordovician) was first documented by the conodonts and with this finding, it was argued that below this level there should be documented in the future other ages of the Paleozoic. Within this sub-zone is also the structure of Sorokol Mountain, where the presence of **Priodolian** (uppermost Silurian) was confirmed for the first time by means of conodonts (*Kockelella variabilis*...).

One of the most important discoveries was the documentation of **Frasnian (D<sub>3</sub>)** in the so-called tectonic window of **Borje** (near Shishtavec) which, by mistake in the past, due to lack of fossils, was given the age of Permian. All three of these arguments in the mentioned zone were discovered for the first time by means of conodonts. These are certainly not the only ones, but I believe it is not necessary to mention them all.

The other subzone where the conodontic analysis has been successful, is that of the **Korabi Mountain**. The application of conodonts in this area starts with the Bjeshka e Sheut and then continues with the section of Avdanica, with that of the Rebie with the Rrafshi i Korabit with the Slope and the limestone range of Korabi Mountain, and finally with the Fusha e Panairëve near the Albanian-North Macedonian border. Based on the fauna of the conodonts, the scaly tectonic character of this structure has been confirmed. The age argument in some of these sections (Bjeshka e Shehut, Avdanica, Rebie, Rrafshi i Korabit) is of the Middle-Upper Triassic, at a time when in the previous geological literature, due to lack of fossils, all these sections were presented as Paleozoic. Korabi Mountain itself in the complex, including the Fusha e Panairëve is documented (always according to the conodontic analysis) mainly as Devonian from (**D<sub>1</sub>**) to (**D<sub>3</sub>**). Based on the numerous identifications of conodonts in the above-mentioned structures, the dominant genera have been *Polygnathus*, *Palmatolepis*, and many others.

The conodonts found in all these sections have been abundant and relatively well preserved. All conodontic material is photographed and processed in Milan and Vienna.

The third subzone of the Korab Zone is that of **Muhur - Çaje**. In this sub-zone, the spiciest sections, where the conodontic analysis was applied, are that of Miravec, Kalis, Muhur-Bufli, and some others. The most interesting was the section of Miravec, in which the ages from the Upper Silurian to the Lower and even Middle Devonian came out. In addition, at the Muhur-Bufel section towards Selishta, the presence of (**T<sub>3</sub>**) (Carnian) was confirmed for the first time, which gives an argument for paleogeographical interpretation. In the Kalis section, it was proved that the section is

constructed from Lohkovian-Pragian (Lower Silurian) deposits and is transgressively superimposed by the well-known Luma series (Verrukano). In many of the above-mentioned sections, of course, there are also tectonical phenomena, ascertaining cases of inverted formations, but through this analysis, these cases have also been clarified.

The Inner geological zone that has undergone conodontic analysis is **that of Mirdita**. The sections of this area that have been studied and have given very interesting results are numerous. Among them can be mentioned the famous section of Kçira and then Miliska, Miraka, Lini, Qerret, Kishaxhi, and many others. The ages verified in the context of these sections are within the Triassic system starting from Spathian (Lower Triassic) to Carnian or even Norian (Upper Triassic). The amount and storage of conodonts obtained from these sections are abundant and, in many cases, very pleasing. The dominant genera have been Paragondolella, Triassopathodus, Epigondolella, Misikella, and many others. In the illustrations that accompany the material in Albanian, there are many photos of these sections.

The other Inner Zone is **Gashi**. In this zone, the spiciest problem has been that of the relations between the Plagiogranitic Masif of Trokuzi and the sedimentary formations around it. Conodontic analysis of the surrounding rocks confirmed the last age of the Lower Silurian - the beginning of the Middle Silurian (*Pterospathodus amorphognathoides*). Noting that the contact between plagiogranites and sedimentary rocks where conodonts were found, is of a **hot nature**, to some extent the age of plagiogranites was confirmed. The discovery of conodonts in this area has been a considerable success because previously there were almost not found paleontological data.

Walking towards the **outer zones** of the Albanides, the first that is included in the study and that has been almost dumb from the paleontological point of view is the **Vermoshi zone**. Two have been the

sections of this area that have completely changed the situation: the section of Seferçe and that of Mojan. First, that of Seferçe, simply due to external similarity, has been misinterpreted with the age of Han - Bulog (**T<sub>2</sub>**). The Conodonts confirmed the Norian, even Rhaetian (**T<sub>3</sub>**) age. The dominant genus has been Epigondolella, but also many others. The other section, that of Mojan (which had not previously provided any paleontological records) also resulted in (**T<sub>3</sub>**), but rather Carnian.

The further Outer zone of the Albanides is that of the **Albanian Alps**. In this zone, there was the Permian / Triassic range, for which, especially for Permian, there were no (or were sporadic) data. The study of this area has been done for a long time (over 20 years) in close collaboration with the Department of Earth Sciences of the University of Milan. The most valuable was the documentation of the Middle Permian with many conodonts, especially of the series of the genus *Jinogondolella*.

Another zone studied by means of conodonts was that of **Cukali** (its Triassic deposits). Here too, the sections have been numerous (Fesek, Zbuq, Ndërguras, Ura e Shtrenjtë, etc.). The Triassic of these sections is typically pelagic and has provided rich conodontic fauna.

It was further passed to the **Krasta Zone**, the main sections of which were that of Guri i Zi and that of Karma. The first (Guri Zi) has been studied not only biostratigraphically, but also magnetostratigraphically. On the basis of abundant conodonts, the section age turned out to be Carnian-Norian with the dominant genus **Epigondolella**, but also many others.

Finally, the section studied by means of conodonts (of the same zone) is that of **Karma**. On the basis of conodonts, this section also resulted in the Carnian age (*Paragondolella*, *Epigondolella*, etc.).

In this way, the author of this study has concluded that the stratigraphic value of the conodonts in the Ordovician-Triassic range is considerable and therefore their study should continue in the future.

