

Buletini i Shkencave Gjeologjike

2011

viti 30 (47) i botimit

TIRANE



Buletini i Shkencave Gjeologjike
2011
Buletin of Geological Sciences

REDAKSIA :

Prof. Dr. Adil Neziraj-Kryeredaktor
Dr. Arben Pambuku-Anetar
Ing. Abedin Xhomo-Anetar
Prof. Dr. Aleks Vranai-Anetar
Prof. Dr. Kadri Gjata-Anetar
Dr. Agim Mazreku-Anetar
Ing. Sokol Marku-Redaktor Pergjegjes

ISSN 0254-5276

The stratigraphic and paleoecological significance of the bolivinitidae in the middle and late Miocene of external Albanides

[Rëndësia stratigrafike dhe paleoekologjike e Bolivinitidae në Miocenin e mesëm dhe të vonshëm të Albanideve të Jashtëme]

Simo Prillo 5

Mbi thyerjen tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër, si një ndër tektonikat më të herëshme dhe më aktive të strukturës gjeologjike të Albanideve

[On the Vlorë-Elbasan-Dibra transversal tectonic fault, as one of the earliest and most active tectonics of geological structure of Albanides]

Petraç Naço, Hamza Reçi, Fatbardha Vinçani 33

Ndërtimi gjeologo-strukturor dhe mineralizimi sulfur i vendburimit thirrë dhe rajonit përreth.

[Geological – structural construction and sulphide mineralization of Thirra deposit and the region around.]

Gjon Kaza, Viktor Doda 61

Studim i aktivitetit sizmik të sotëm në segmentin e thyerjeve tërthore Elbasan-Dibër

[Study of actual seismic activity, along the segment of transversal deep fracture Elbasan-Dibra]

Rrapo Ormëni, Edmond Dushi 71

THE STRATIGRAPHIC AND PALEOECOLOGICAL SIGNIFICANCE OF THE BOLIVINITIDAE IN THE MIDDLE AND LATE MIOCENE OF EXTERNAL ALBANIDES

Simo PRILLO*

Abstract

The study of the middle and late Miocene foraminifera from numerous surface and subsurface sections inside and out of the Peri Adriatic Foredeep (PAF) shows that during time interval under consideration the bolivinitids and *Ammonia* genus were more abundant and diverse than during the rest of Miocene, developing in this way different characteristics of the faunal assemblages. Thus, several bolivinitids' species dominant and frequent biofacies, as well as *Ammonia inflata* and *Ammonia beccarii beccarii* dominant are recognized during the time interval under study. The depositional environment in the eastern part of the PAF could be ranged from upper bathyal (*Brizalina arta* biofacies) to inner neritic, restricted marine (*Ammonia beccarii beccarii* biofacies). These different biofacies probably developed from: 1) the eustatic changes of sea level during both transgressive and regressive cycles and 2) the presence in time and space of different restricted and open sea paleoenvironments.

The separation of two different neighbouring areas within the External Albanides (EA) on the basis of the presence or absence here of keeled globorotalids taxa, seems to be the only useful criterion responsible for the all differences between them consisting of different faunal content, and may be of their other organic and inorganic world as well as of their different tectono-sedimentary regimes for each area or bioprovince respectively.

Introduction

The work is based on analysis of foraminifera from numerous samples collected over the past thirty years from surface sections, outcrops and boreholes (Fig.1). Also, last

time the present study was extended almost in whole southern part of the PAF and out using numerous samples from drilling for oil and gas and from different sections, in order to study as more as possible differences in foraminiferal content between Serravallian sediments within the PAF and those out of the PAF. During Serravallian and especially during late one in different regions could be recognized different characteristics of their foraminiferal assemblages. However, more significant in this case is the presence of the Serravallian, probably originated from Paratethys having not any species or subspecies of the *Globorotalia menardii*'s evolutionary lineage, or any other taxon with keel (carina) of planktonic foraminifera. Such a Serravallian is documented in Ros-2 borehole, Roskovec to Ballshi region and to nearby Patos and also in Turbull section. According to Dalipi et al., (1974) these regions are included within the PAF because its eastern boundary at that time based wrongly on the most eastern distribution of *Orbulina* genus. In Ballshi region, in B-1/s and B-2/s borehole is also documented that the "Helvetian" overlies transgressively the underlying late Oligocene sediments (Dalipi et al., 1974). Later Prillo et al., (1994) re-examined the Helvetian's faunal contents, and the presence in their assemblages of the plankton such as *Globigerina falconensis*, *Orbulina suturalis*, *O. universa* and *Globorotalia peripheroronda* made possible to include these assemblages to early Serravallian, while the Serravallian originated from Tethys could be recognized owing to the presence of *Globorotalia menardii* evolutionary lineage such as *Globorotalia menardii*-2,3 and *G.menardii*-4 (Tjalsma, 1971) or *G. miozea*, and *G. praemenardii* to *G.menardii* lineage. It appears that the PAF area corresponds with Tethys in EA, whereas out of the PAF shows analogy with Paratethys. The boundary between early and late Serravallian is

*Ex.-Oil and Gas Institute Fier, Albania. Email: simoprillo@yahoo.com

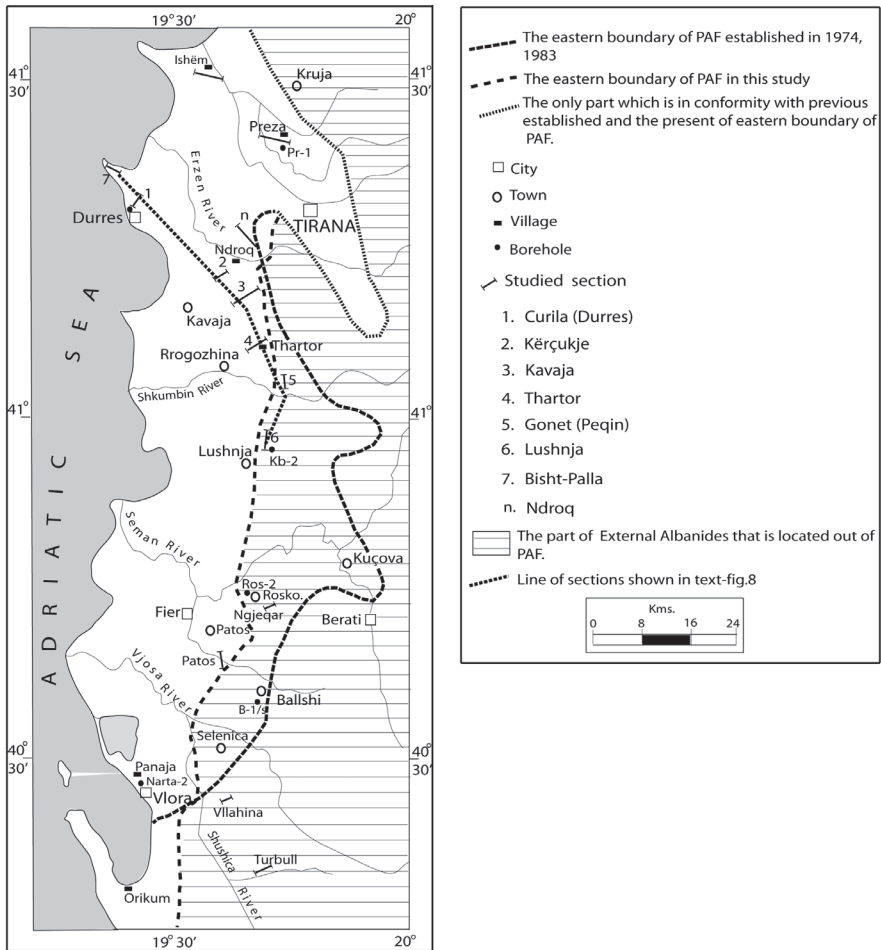


Figure 1. Location map of the study area and studied sections and boreholes.

Figura 1. Hartë e vendodhjes të zonës, seksioneve dhe shpimeve të marra në shqyrtim

marked by the LOD of *G.peripheroronda* as a useful event in both, within and out of the PAF area, and this event seems also to correspond with the boundary between two divisions of the Serravallian, the *Globorotalia siakensis* above and *G.peripheroronda/Orbulina suturalis* below given by Iaccarino (1985). In Thartor section the boundary between Tortonian (now upper Serravallian) and upper Burdigalian sediments is considered as an unconformable geological one by Albanian Geological Service-AGS, 1983 and AGS, 2002. According to first here quoted literature such a boundary is present only between above mentioned sediments around the beginning of the Thartor section and it corresponds also with a supposed tectonic boundary

continuing to north through the Tortonian towards its south-western for about 2 km a local tectonic boundary is given (Fig.1a, 1b). In our opinion the unconformable boundary seems to correspond too with main regional event, whereas supposed tectonic one towards the beginning of the Kavaja and Kercukje sections (Fig.1/a) may take place as a local event, therefore it probably does not correspond with main regional event or with the obvious eastern boundary of the PAF area here obtained. In our opinion as the most likely may be only a transgressive boundary or both transgressive and tectonic one combined.

The stratigraphic and paleoecological significance of the bolivinitidae in the middle and late miocene of external albanides

So, in Thartor section this boundary takes place between upper Serravallian and upper Burdigalian sediments, whereas in Kavaja apparently the same boundary, as continuous of the previous one, takes place between upper Serravallian containing globorotalids taxa with keeled periphery and starts with *Ammonia inflata* frequent

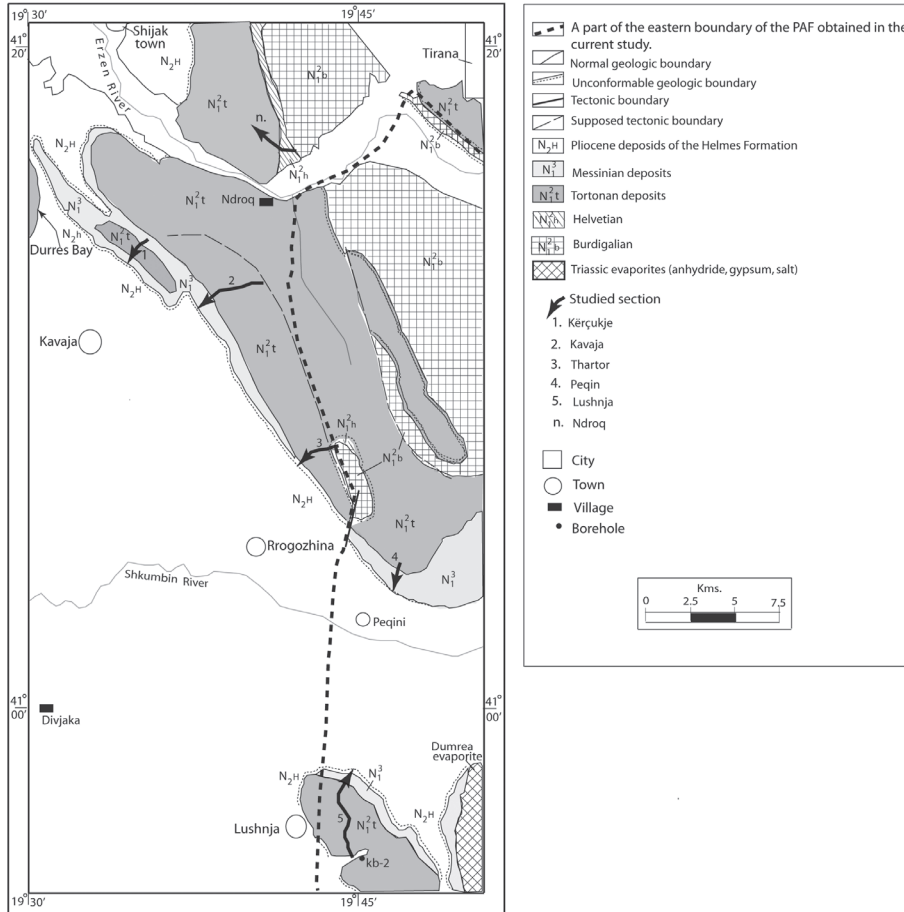


Figure 1a. Geological location map of detailed studied area and sections. (after AGS, 1983)

Figura 1a. Harte gjeologjike e vendodhjes se detajuar te zones e seksioneve te studiuara (sipas SHGJSH 1983)

Serravallian sediments do not containing such taxa. It means that this regional event nearby the beginning of Kavaja section (Fig.1b) takes place between two different originated Serravallian sediments. From the beginning of the Thartor section towards the south-western and further to south to the Lushnja section, as can also be seen in fig.1, the reliable eastern boundary of the PAF area obtained in the current study, is based on above and before mentioned

biofacies of late Tortonian in age. In spite of that some evidences of Kb.2, Kb.3 wells drilled nearby the present section (Dalipi et al., 1974; Prillo et al. 1994) show presence of the Serravallian sediments having not any species of *G.menardii s.l.* Thus, the eastern boundary of the PAF should be approximately in the west of the Lushnja section, whereas its late Tortonian and Messinian sediments suggest for a certain eastern boundary of the young Tethyan

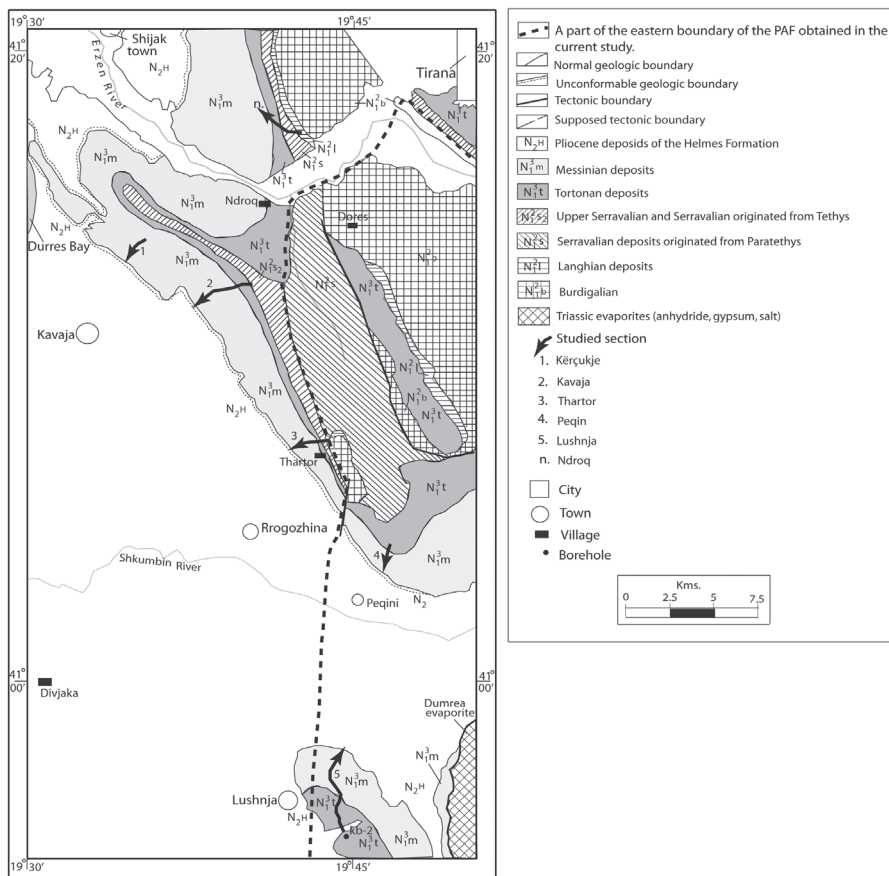


Figure 1b. Geological location map of detailed studied sections. (after AGS, 2002 but separation into Upper Serravalian and Serravalian originated from Tethys and Serravalian deposits originated from Paratethys is given by author of the present paper.)

Figura 1b. Harte gjeologjike e detajuar e seksioneve te studiuara (sipas SHGJSH 2001, por ndarjen brenda serravalianit te siperm nga Prillo S)

realm. Such sediments according to above quoted literature documented also in Kuçova trough located to south eastern part of the Lushnja section, but the eastern boundary of the PAF drawn around this trough seems to be wrong (Fig.1).

In the present study the prominent changes in the frequency and dominance of benthonic foraminifera, especially within the Bolivinitidae, occur both laterally and vertically in the sediments within and out of the detailed studied area. From this several dominant and frequent biofacies are distinguished (Fig.7, 8), and attempts made to explain the factors which could have influenced the development of these biofacies.

Bolivinitidae Stratigraphy

The stratigraphic distribution of more frequent occurred species and sub-species of Bolivinitidae during the middle and late Miocene was established by comparison with the associated planktic foraminifers using the Mediterranean planktic foraminiferal zonation (Iaccarino, 1985; Prillo et al., 1994).

On the basis of this principle made possible here to exactly determine not only the first and last occurrence of bolivinitids species and subspecies but also their frequency and dominance in foraminiferal assemblages as well as their migrations during time interval and regions under study. The migration's factor is apparently present within studied Sazan, Ionian and Kruja Tectonic Zones

(External Albanides) because within the latter probably takes place the boundary between two different neighbouring areas. As can be seen in Fig.2, prior to late Serravallian the bolivinittids' species make very low diversity and are represented

frequent to abundant from late Serravallian to early Tortonian, while from late Tortonian to early Messinian again sporadically occur (Fig.2). Here is used "typical" in order to separate this species from *Brizalina dilatata sensu* Cimerman & Langer (1991) or *Brizalina catanensis-B.dilatata* group (Prillo et al, 1998). The latter are never found in Miocene sediments of our country, and their stratigraphical distribution during Pliocene of the EA are distinctly related to the water depth of the sedimentary's sea basin. Thus, when the Pliocene sediments were deposited shallower than upper bathyal depth, then the typical *B.dilatata* was replaced by *Brizalina catanensis-B.dilatata* group. The same can be said for the replacement of typical *B.dilatata* during middle and late Miocene by *Bizalina albanica*.

Another species that frequent occurs from Tortonian to early Messinian is *Bolivina praeplacentina* Prillo. In our opinion this new species until 1995 was probably wrongly determined as *B.scalprata miocenica Macfadyen* because the latter first of all is characterised by a lanceolate, while *B.praeplacentina* as can be seen in plate 3, is characterized by an elongate test exhibiting in this way affinity with an early Pliocene species such as *Bolivina placentina Zanmatti* (see plate 3, row IV, specimens 7,8,9,10). These morphotypes are found in sample 50 of Radhima outcrop, located 8km south of the Vlora city, in association with other morphotypes of the new species such as that of nr. 3,4,6, and probably with intermediate ones such as nr. 1,2,5, which made possible to conclude that the new species represents an ancestor of *B.placentina*, therefore it was named *Bolivina praeplacentina*. Moreover, the lineage relationships between them are also based on the presence of sutures with nearly hook-shaped lobes in the median part of the test, especially in adult and developed morphotypes of both *B.placentina* and *B.praeplacentina* species. The latter shows similarity with *Brizalina dilatata* in their first occurrence being found very sporadically from late Oligocene to Serravallian, but showing differences as biofacies in terms of their occurrence, bathymetry, and they may be dominant as *B.dilatata* or frequent as

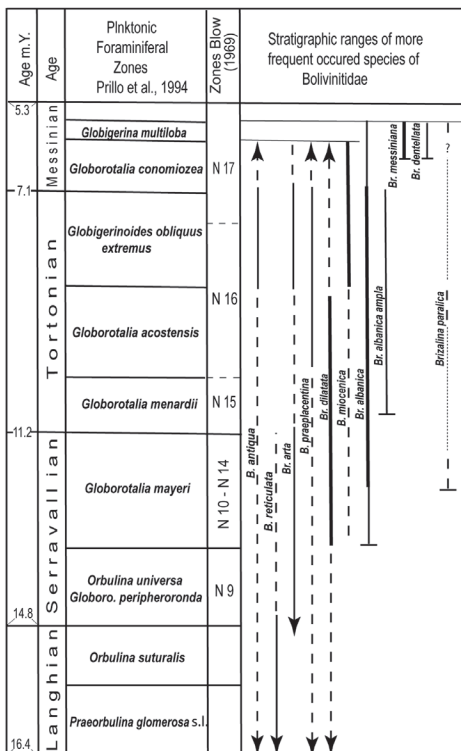


Figure 2. Stratigraphic distribution of more frequent occurred species of Bolivinittidae inside and outside of the PAF during middle and late Miocene. The absolute age after Gradstein F. M. et al., 1996.

Figura 2. Perhapja stratigrafike e shumices se specjeve me te perhapura te Bolivinideve brenda dhe jashte PAF gjate Miocentit te mesem te vone. Mosh absolute sipas Gradstein F. M. et al., 1996.

by rare specimens. In contrast, since the late Serravallian up to late Messinian, they make relatively high species diversity and a large part of them develop frequent and dominant biofacies, also a part of them is useful stratigraphically owing to its restricted vertical range because they first and last occurrences take place within time interval under study. The *Bizalina dilatata* typical species, which is more similar to holotype (Reuss, 1850), sporadically occur since the late Oligocene to late Serravallian and

B.praeplacentina biofacies. The latter was probably a shallow one (Fig.7) that migrated within the same area from middle Tortonian (after FOD of *Globorotalia acostaensis*) of Thartor section to late Tortonian (after FOD of *Globigerinoides obliquus extremus*) of Kavaja (Fig.8), while in Patos section (Fig.4a) the present biofacies occurs during early Messinian.

Stratigraphy and paleontology of the *Brizalina albanica* s.l.

In order to have some knowledges on new unpublished *B.albanica* species, are giving here the relationships of this

species with other bolivinitids and a short description of its morphotypes showing in plate 1. In this plate, in its first row are depicted *B.albanica*'s morphotypes, first appearance of which occur in late and the latest Serravallian, at 1995-97m core sample depth of the Na-2 drilling. Within these morphotypes, one main or prevailing and another extreme could be distinguished: specimen 1 and specimen 3 probably represent a typical morphotype of this species, which characterized by a thickening of test along the median line, and a distinct keeled margin. Other specimens of the main morphogroup, which dominate the bolivinitid assemblage of this core sample are characterized also by a small test, a thickened median portion, an acute periphery and length: width ratio about 1.5 to 2. Moreover, there is probably one extreme morphotype of the present species which is characterized by a smaller test, thickened also along median line, with peripheral keel, where the keel of the basal part of chambers extends towards the base, forming spines and lobes like that of *Brizalina alata*. Specimens of this extreme morphotype are not depicted in plate 1, because they very rarely occur and in their faunal association of above mentioned sample, they make up to 1% of total benthic fauna. Thus, the peripheral keel seems to be the only integral part of the *B.albanica*'s test being developed for the first time in this species during the latest Serravallian, whereas other characteristics of the above mentioned morphotypes seem to be comparable with that of the *B.dilatata* and/or *B.spathulata*'s morphotypes. In this way, it is difficult to resolve if forma *albanica* has evolved from *B.dilatata* or *B.spathulata*. In this case, it is necessary to refer their stratigraphical distribution in our studied sections. In fact, last time the *Brizalina spathulata* species almost never is mentioned in our Miocene studies. In stead of this species, are probably used *B.albanica* s.l. or *B.dilatata*. There are, as above mentioned, two aspects of the *B.dilatata* and *B.albanica*'s occurrence in relation to each other during time interval from late Serravallian up to early Tortonian, whereas their development during late and the latest Serravallian, early Tortonian was

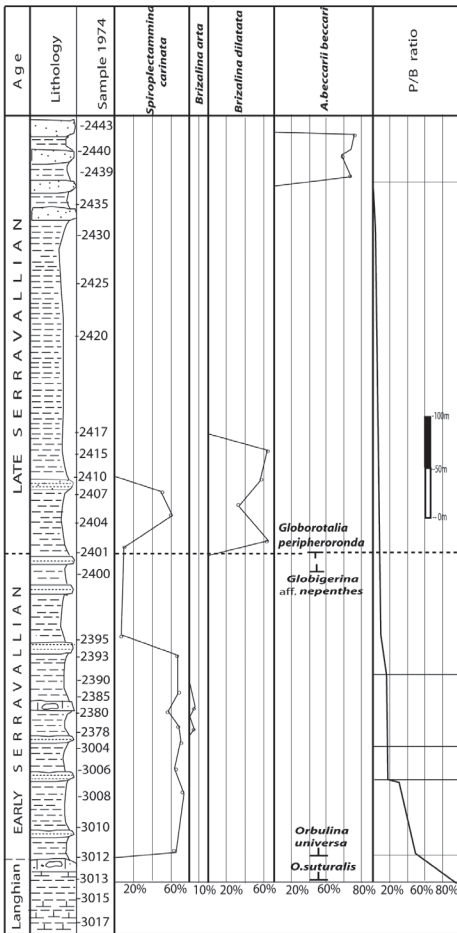


Figure 3. The percentages of the several benthos' taxa among total fauna, and plankton/benthos ratio in samples of the Ngjeqar section.

Figura 3. Përqindja e disa klasave bentosike në totalin e faunes, dhe raporti plankton/bentos në provat e prerjes së Ngjeqarit

The stratigraphic and paleoecological significance of the bolivinitidae in the middle and late miocene of external albanides probably affected by lineage and migrating factors. The most of specimens shown in plate 1, row II and III are representatives of *B.albanica* ampla from Thartor and Pr-1 borehole. Such specimens are also occurred in sections located to north, north-west of the detailed studied area such as Ndroqi, Preza and Ishem (Fig.1). They differ from forma albanica its typical morphotype in having rather a broader test tending to be as long as broad, a relatively larger test, more obvious keel, also in having sutures tending to be perpendicular to the median line and length:width ratio is various from 1,15 to 2.5. Its FOD coincides with the beginning of the Tortonian, whereas its stratigraphic range is also restricted within this age, and *B.albanica* s.l. here dominated by forma ampla.

The Messinian sediments are studied within the detailed studied regions, where within their preevaporitic sequence the evolutive lineage of the *B.albanica* and its new developed biofacies with a new subspecies named *B.albanica messiniana* is present only in Du-15, Kercukje and Kavaja section. On the other hand, in other sections located to south, south-east of the Kavaja section such as Thartor, Peqin and Lushnja characterizing also by the same in

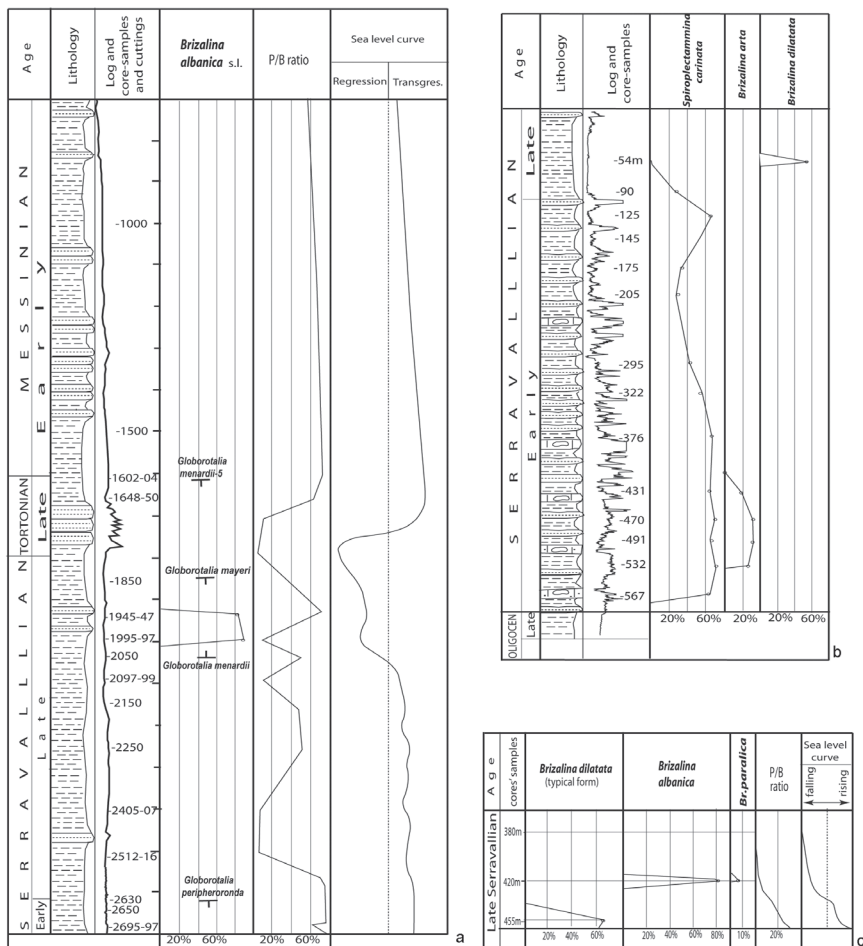


Figure 3. a -The percentages of specimens of the Bolivinitidae's species among the total benthos and plankton/benthos ratio in the Na-2 drilling. b - The percentages of the several benthos' taxa among total fauna in Ballshi-1/s borehole. c -The percentages of specimens of the Bolivinitidae's species among the total benthos and plankton/benthos ratio in the Ros-2 borehole.

Figura 3. Prqindja e individeve te species Bolivinitidae mbi totalin e bentsosit dhe raporti plankton/bentos ne shpimin Na-2. b- Perqindja e disa klasave te bentsosit ne totalin e faunes ne shpimin Ballsh-1/s. c- Perqindja si ne 3a, e shpimit Ros-2

time preevaporitic sequence but the latter does not contain *B.albanica messiniana* biofacies as in previous sections because it is probably replaced by a biofacies containing almost only reworked foraminifera.

The specimens of the forma messiniana are shown in plate 1, row IV, V where that of row IV belong to main morphogroup which is very close to prevailing one of the forma albanica from the latest Serravalian of Na-2, at 1995-97 m core sample depth, shown in plate1, row I. The prevailing morphogroup of the forma messiniana differs from the latter in having relatively larger test with a periphery acute to subacute and in having more megalospheric than microspheric specimens, as can also be observed to *B.dilatata* populations (plate 2). As before mentioned the *B. messiniana* seems to be the same with *Brizalina aff. B.dilatata* (Reuss) of Agip SpA, (1982). The latter, perhaps based on above mentioned characteristics

assigned such a Messinian *Brizalina species* to *Brizalina aff. B.dilatata* (Reuss), whereas in our opinion it is considered as a variety of the forma albanica and named *B.albanica messiniana* Prillo, n. subsp. (plate1,row IV, V). However, there are a large number of samples containing such species which are analyzed and studied by us, but the sample Kavaja 149 seems to be the only particular

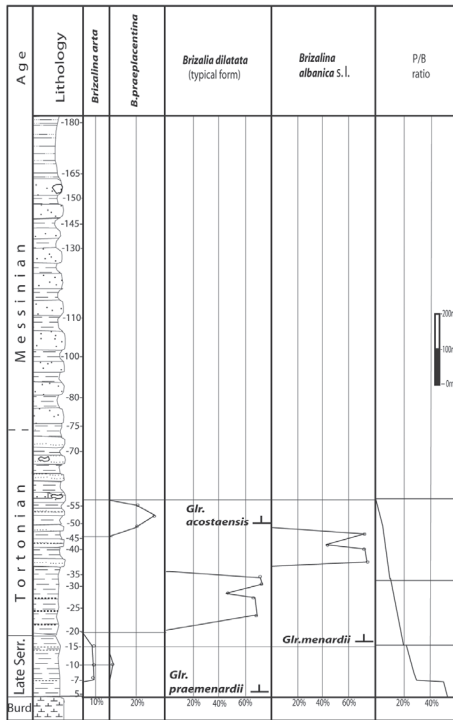


Figure 4. The percentages of specimens of the Bolivinittidae's species among the total benthos and plankton/benthos ratio in samples of Thartor section.

Figura 4. Përqindja e llojeve të specieve Bolivinittidae, në totalin e bentosit dhe raporti plankton/bentos në provat e prerjes së Thartorit

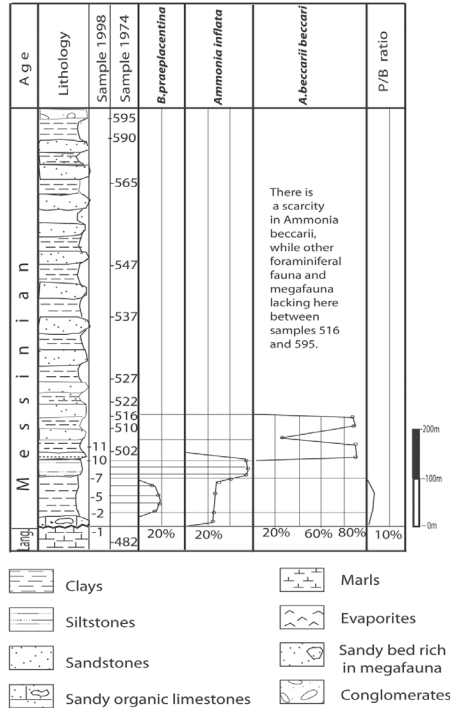


Figure 4a. The percentages of the bolivinittids' species and species of *Ammonia* genus among total fauna, and plankton/benthos ratio in samples of the Patos section.

Figura 4a. Përqindja e specieve Bolivinittidae dhe specieve të gjinise *Ammonia* në totalin e faunes dhe raporti plankton/bentos në provat e prerjes Patos

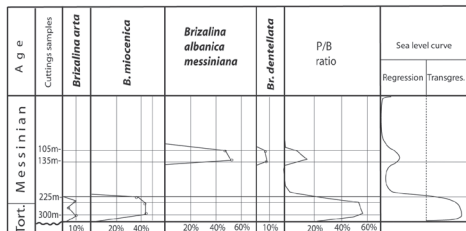


Figure 4b The percentages of specimens of the Bolivinittidae's species among the total benthos and plankton/benthos ratio in D-15 borehole.

Figura 4b. Përqindja e specieve Bolivinittidae në totalin e bentosit dhe raporti plankton/bentos në provat e prerjes Patos

case because in it is being found a benthic foraminiferal assemblage characterizing by abundant presence of specimens of three main constituents or three main benthic taxa such as *Brizalina-Bolivina* genus which almost entirely dominated by *B.albanica messiniana*, *Bulimina* genus which also dominated by *Bulimina aculeate* and *B.echinata*, and representatives of the *Haurinidae* family. Specimens of the above mentioned benthic taxa differ from that of the overall samples within preevaporic Messinan sequences of different studied sections in Albania, including also sample 144 of Kavaja, in having almost a doubling of their specimens' sizes. Thus, for example, in plate 1, row V depicted specimens of the *B.albanica messiniana* from the sample 149, whereas in plate 1, row IV depicted specimens of the same subspecies but they are from sample 144 of the same section. The specimens' sizes of the sample 149 in

general are larger than those of the sample 144 and they are still larger if would take into account that in row V depicted only small specimens of *B.albanica* and *B.albanica messiniana*, whereas in row IV depicted only middle and large in size specimens of *B.albanica messiniana*. On the other hand only in this sample is recorded that specimens of the *Bulimina* genus and that of *Bolivina-Brizalina* genera occur nearly in equal numbers, or there is a slight prevalence of *Bolivina-Brizalina's* specimens. Such an event documented too in the living faunas of the western Mediterranean by Bizon & Bizon (1985) by a change from a *Bolivina*-dominated microfauna below a water depth of about 80 m to one dominated by *Bulimina* above. Thus, in the sample 149 in its foraminiferal assemblage there is an unexpectedly and vigorous development both in abundance of above mentioned benthic taxa's specimens and in their sizes, which only in this sample are present. In our opinion, such a development may be influenced by a increasing of the oxygen content, which may be responsible for the strong oxidization of the foraminiferal fauna, probably before its sedimentation when improved water circulation enhanced the oxygen content of its habitat. In contrast, the other samples of Kavaja preevaporitic sequence and other samples of other preevaporitic sequences contain foraminiferal assemblages not oxidized or they may be slightly pyritized such as those of Kercukje preevaporitic sequence.

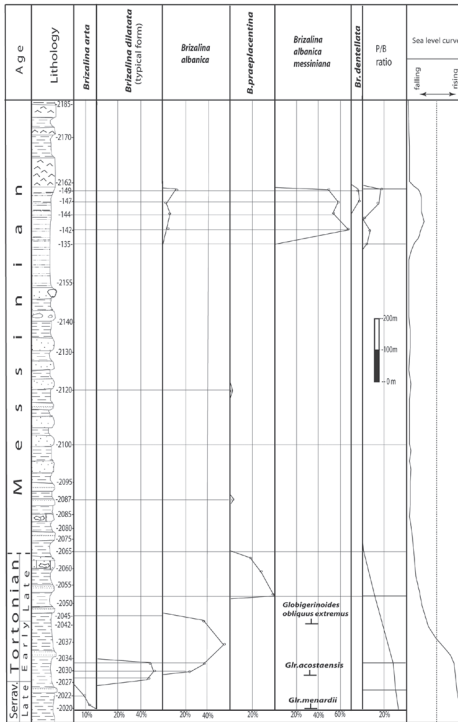


Figure 5. The percentages of specimens of the Bolivinitidae's species among the total benthos and plankton/benthos ratio in samples of Kavaja section.

Figura 5. Përqindja e specieve Bolivinidae në totalin e benthosit dhe raporti plankton/bentos në provat e prerjes Kavaje

Paleoecological interpretation of the Bolivinitidae

In the sediments of the time-interval under study the most of occurred Bolivinitidae species disappeared since the top of Miocene sequence. Therefore ecological data on recent taxa could not be entirely used for a paleoecological interpretation of our assemblages. Thus, we have to rely on the other characteristics of the benthic foraminiferal assemblages such as species dominance or species frequency of their associations or other groups of fossils and on other stratigraphical and sedimentological detailed data.

The present study is focused in a territory where are documented prominent changes in

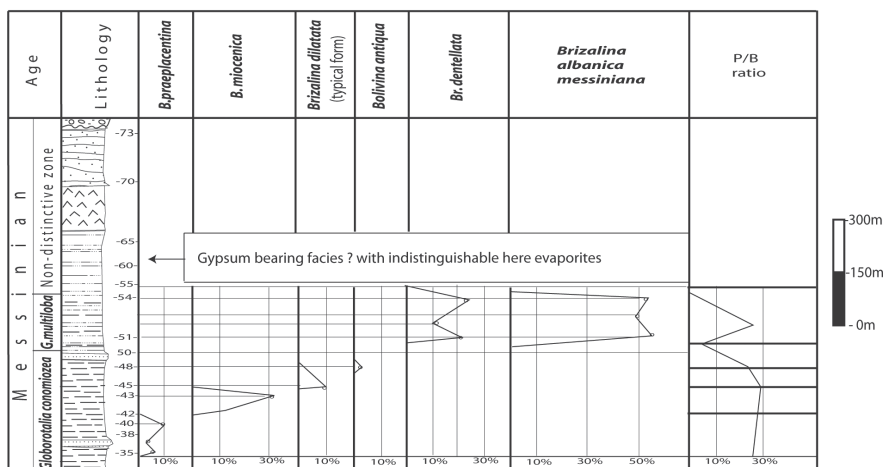


Figure 6. The percentages of specimens of the Bolivinidae's species among the total benthos and plankton/benthos ratio in samples of Kërçukja section.

Figura 6. Përqindja e llojeve të species Bolivinidae, në totalin e bentosit dhe raporti plankton/bentos në provat e prerjes së Kërçukjes

the frequency of benthonic foraminifera, especially within the Bolivinidae, occurring both laterally and vertically (from the Serravallian up to the end of the Miocene sequence). As a result of these changes several dominant and frequent biofacies of Bolivinidae and Ammonia's species are distinguished and are used in palaeological and paleogeographical interpretation.

The species frequent and species dominant patterns

It appears that for the first time in geological history of EA is documented that the only Serravallian stage consists of different composition in planktonic foraminifera due to its different areas, and for the first time during middle Miocene Epoch developed the frequency and dominance trends of benthonic fauna in studied areas. The differences in plankton content have appeared since the early Serravallian of EA because in several regions such as Ndroq, Durrës, Kavaja, Thartor, Vlora (Narta-2) which belong to the PAF area plankton with carina such as *Globorotalia menardii*-2,3, *G. miozea* occur, whereas in other regions such as Roskovec, Ngjeqar, Ballsh, Vllahine and Turbull which included in the area originated from Paratethys or out of the PAF, plankton with carina never occur as in Serravallian as well as in younger ages of this area. *Spiroplectamina carinata* is the only

benthos which dominated its biofacies since the early Serravallian in both areas of EA, and within the same area its occurrence may be dominant or rare. Thus, in Ngjeqar section and Ballsh-1/s the *S. carinata* dominates, while in Vllahina and Turbull rarely occurs, but in all these cases it appears at the same stratigraphic level corresponding with the FOD of *Orbulina universa*. In contrast, in Ndroqi section which includes to another area *S. carinata* appeared rare since the Langhian, but with the FOD of *O. universa* its occurrence becomes frequent, and its abundant one in Ballsh-1/s and in Ngjeqar section (Fig.3) suggest that its different occurrence due to its different lithological compositions of sections of different studied regions is probably much more controlled by lithological compositions and not primarily controlled by paleobathymetry itself. In contrast, other benthic species biofacies determined below occur frequent or dominant from the late Serravallian to Pliocene and their occurrence was probably primarily controlled by paleobathymetry itself in both areas, but the differences in content and occurrence of faunas between them become entirely different because in the area originated from Paratethys as a result of a final regressive cycle during this age brought about a significant shallowing by the end of the Serravallian, and the closing of the sedimentary basin by the early

to middle Tortonian throughout the area (bioprovince) out of the PAF. In contrast, in the PAF area during the same time the sedimentary basin to be continued or became deeper or shallower in its particular parts. Thus, for example, in Ngjeqar and Turbull sections located out of the PAF the composition of faunal assemblages during early Serravallian in Ngjeqar is characterized by the abundant occurrence of *S.carinata*, while in Turbull by its rare one and during late starting in Ngjeqar (Fig.3) with sample 2401 or with the LOD of *G.peripheroronda*, in Turbull with sample 346, the differences in faunas consist of presence of *B.dilatata* biofacies sample 2401 to 2416 and presence of *B.albanica* sample 361 respectively in Ngjeqar and Turbull sections, whereas the disappearance of plankton sample 2435 and 375, which corresponds with the beginning of the *Ammonia beccarii* Acme zone (Prillo & Hasanaj, 1990) respectively. Such a disappearance of plankton also takes place within the middle Miocene or exactly up to Badenian/Sarmatian boundary (Rogl, 1985), which corresponds also to the uppermost part of the Serravallian. Here, ought to point out the absence in the Serravallian of several plankton taxa which are present in Badenian stage of the Central Paratethys, especially in its upper part such as *Globigerina subcretacea*, *G.tarchanensis*, *Globorotalia bykova*, *G.transsylvanica*, *Globigerinoides grilli*, and genus *Velapertina*. On the other hand the absence in the Serravallian of above mentioned Badenian's planktic taxa and the presence during the early one of frequent species such as *Globigerina falconensis*, *G.peripheroronda* and during the late one such as *Globigerina decoraperta* *G.falconensis*, *Globorotalia miozea*, *G.menardii*-3 suggest the absence of any direct connection between the Central Paratethys and the Mediterranean (External Albanides) during the Serravallian. On the other hand, the evidences of both above mentioned sections especially of those starting from disappearance of *B.dilatata* and *B.albanica* to the top of the both sections or towards of *Ammonia beccarii* Acme zone show that there are almost no differences in content and distribution of foraminifera between them. In contrast, the differences in faunas

become entirely different during late Serravallian between two different areas. For example, between above mentioned sections of out of the PAF and Thartor section that is located within the PAF area. That is enough to compare their coeval parts i.e. the latest Serravallian of the Ngjeqar section (Fig.3) where disappeared plankton and occurred *Ammonia beccarii* Acme zone with the same time interval part of the Thartor, sample 10 to 20 (fig. 4) where entirely another content and distribution of the faunas can be observed. Therefore using the frequency and dominance trends of several species of *Bolivina*, *Brizalina* and *Ammonia* genus from late Serravallian to Pliocene depositional environment of EA, the following frequent and dominant biofacies are distinguished.

Brizalina arta biofacies, out of the PAF area (upper bathyal habitat), this frequent biofacies in B-1/s (Ballshi region, Fig.3b) during early Serravallian's transgressive cycle, occurs after FOD of *Orbulina universa* up to above LOD of *G.peripheroronda*. In this borehole it is represented by abundant occurrence of *Spiroplectamina carinata* and by rare occurrence of other benthic foraminifera such as *Melonis pompiloides**, *Brizalina dilatata**, *Bolivina reticulate*, *B.scalprata miocenica*, *Bulimina costata*, *B.inflata** *Uvigerina gallowayi*, *U.barbatula**, *U.rutila**, *U.sp.*, *Gyroidinoides soldanii**, *Ceratobulimina contraria*, *Siphonina reticulate**, *Hoeglundina elegans**, *Cibicides dutemplei**, *C.pachyderma** (frequent), while *Brizalina arta* constitute about 20% of total above mentioned benthos. Plankton makes up 40 to 30% of total fauna. Almost all associated here benthos of *B.arta* biofacies according to Jorissen, (1988); Barbieri, (1991) suggest for an upper bathyal palaeoenvironment (Fig.7).

Brizalina arta biofacies, within PAF (upper bathyal habitat), this biofacies in Thartor section is situated from sample 7 to 17 and its lithology almost remain unchanged, as between samples 5 and 7 (Fig.4), but the sandstone beds become thicker varying in their thickness from 0.3 to 0.5 meter, also more or less stable remain P/B ratio (40 to 30%). In Kavaja section the biofacies is found between samples 2020 and 2027. Its upper boundary in both sections corresponds

approximately with FOD of *G.menardii*-4. The Kavaja section is represented almost by the same lithology as in Thartor , where the *Br.arta* and *U.peregrina* almost in both sections are more frequent occurred species constituting in Thartor about 10% and 14% of total benthos , while in Kavaja section about 12% and 16% of total benthos respectively. The *B. arta* dominates the bolivinitid faunas with only rare specimens of *Br. dilatata*, *Bolivina antique*, *B.praeplacentina* and *B. scalprata miocenica* being found. The other benthos marked with*, is common for both biofacies, out of the PAF area and within the PAF. Moreover all common before mentioned species and other benthos such as *Uvigerina peregrina* (frequent), *U.striatissima*, *Gyroidinoides altiformis* (frequent), *Cibicides pachyderma* (frequent), *Anomalinoides helycinus*, *Planulina ariminensis* and *Cassidulina laevigata* occur in the present biofacies. Plankton makes up 40% of total foraminifers. These characteristics of their foraminiferal

B.arta frequent occurrence is probably affected by the transgressive cycles, as is also documented during younger in age trasgression such as the late Tortonian of the Durres-Bisht Palla region. The both above biofacies, however having the same naming, they are different not only in their benthic faunal content but also in their relative age. These evidences seem to be related with migration's factor, and the latter itself is probably affected by the presence of two different paleogeographic areas inside of of External Albanides or more exactly of two neighbouring different bioprovinces. The concept of the bioprovince was introduced by Laskarev (1924) (referring Rogel, 1985). The same can be said for other following biofacies having the same naming between them. *Brizalina dilatata* biofacies, out of the PAF, (upper bathyal habitat). Its presence is documented in Ros-2 and in B-1/s borehole as well as in Ngjeqar section. In all cases it occurs at or above LOD of *G.peripheroronda*

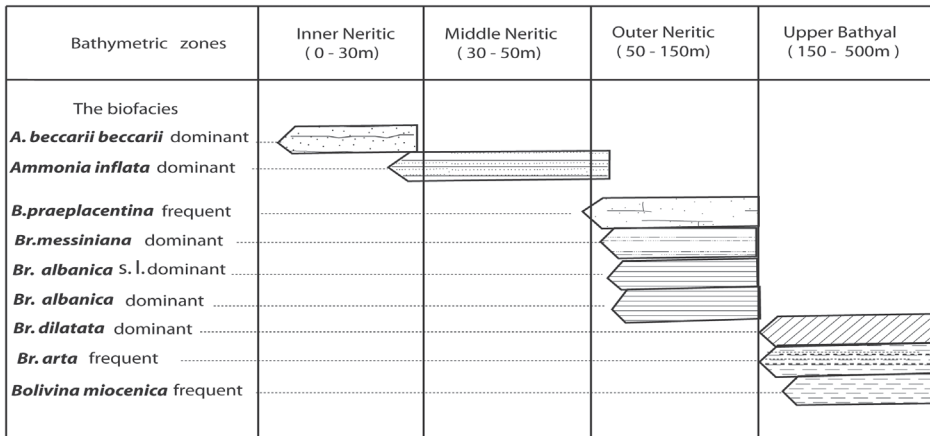


Figure 7. The paleobathymetric distribution of the dominant and frequent distinguished biofacies in the present study. The bathymetric zones are according to Brun et al., (1984). For legend of the present biofacies see also fig.8.

Figura 7. Perhapja paleobatimetrike e e biofacieve kryesore dominuese dhe frekuente ne studimin e prezantuar. Zonat batimetrike sipas Brun et al., (1984). Legjenda ne fig. 8.

assemblages and the presence here of above-mentioned benthos suggest according to quoted above literature for the upper bathyal a rather open sea paleoenvironment. Its frequent occurrence during early Serravallian transgression in Ballshi region out of the PAF area, and during uncomformable (may be transgressive) late Serravallian within the PAF suggest that

and prior to FOD of *Brizalina albanica* or its biofacies of the late Serravallian as in core sample at depth 455 m. of Ros-2 borehole. In the latter, however *Br.dilatata* makes up over 60% of total benthos, there is a high species diversity which seems to be related with rare occurrence of other benthos such as *Bolivina scalprata miocenica*, *Bulimina costata*, *B.inflata*, *Uvigerina barbatula*,

U.gallowayi, *Oridorsalis umbonatus*, and *Brizalina albanica* s.l. biofacies, within the PAF area (outer neritic): the present biofacies was documented at the depth 1945-1947 and 1995-1997m of Narta-2 well core's samples, which be placed between the FOD of *G.menardii* 4 and LOD of *Globorotalia mayeri* corresponding more or less with eroded surface by the late Tortonian's transgression. It is documented also in the sample 731 of the Ndroqi section between the FOD of *G.menardii* 4 and the LOD of *G.mayeri* according to Bandilli et al., 1985. There are nearly no differences, for example between both *Brizalina arta* biofacies before mentioned and between *B.albanica* and *B.albanica* s.l. present biofacies. The only difference between the latter consists of erecting during the *B.albanica*'s migration from late to the latest Serravallian of the other bioprovince of some its new morphotypes and morphogroups, therefore its new biofacies named *B.albanica* s.l. The lithology of both Na-2 core's samples (Fig.3a) is represented by unstratified clays with rare and thin siltstone beds. The lower sample, at the depth 1995-97m is characterized by the frequency of planktonic foraminifera, where P/B ratio is about 15%, and by the abundance of *Br.albanica* (it makes up over 80% of total benthos). The upper sample, at the depth 1945-47m is characterized by the abundance of plankton, where P/B is about 70%, and the frequency of *Br.albanica* but dominates over other benthos (it makes up over 70% of total benthos). Thus, the both samples have in common the same content in foraminifera having not any significant bathymetric benthic taxon except for presence of the dominant species, and *Valvulineria bradyana* rarely being found not only in above samples, but also in some other that come from late Serravallian, especially from its lower part. The species is recorded as outer and inner neritic or more exactly from 130 to 10m water depth (Jorissen, 1988). Moreover, in its core sample at the depth 1945-47 m and 2512-15 m sporadically occurs *Brizalina paralica*. Such an occurrence of this species and its subspecies *forma nigeriana* are given within oligotypic assemblage in upper Oligocene-lower Miocene sediments of the Niger Delta, and its bathymetric range is

B.dilatata typical form associated with such benthos indicates that it inhabited an upper bathyal habitat when the water depth becomes about 150m and deeper (fig. 7), (Brun et al., 1984), whereas shallower than 150 m water depth it may be replaced by next *B. albanica* species or its biofacies. *Brizalina albanica* biofacies out of the PAF (outer neritic): as before mentioned, this is the only biofacies or species occurring for the first time in late Serravallian (after the LOD of *G.peripheroronda*), in core sample of the Ros-2 at the depth 420m (Fig.3c) and in Turbull section (sample 361). In both cases their lithology is represented by clays with rare and thin sandstone and siltstone beds. Above sample 361 there is an increase in numbers of sandstone beds and increase of their thickness. It follows that both samples as in Ros-2 as in Turbull are not rich in foraminifera especially in plankton which constitute only 2-3 % of total fauna. In Ros-2 the *Brizalina albanica* is preceded by *B.dilatata* where the latter entirely at once replaced by *B. albanica*, while in Turbull the latter preceded by faunal assemblages which contain almost the same benthic taxa characterising above mentioned *B.dilatata* biofacies such as *Bulimina costata*, *Uvigerina barbatula*, *U.gallowayi*, *Hoeglundina elegans*, *Cibicides pachyderma*, which according to Jorissen, (1988); Barbieri, (1991), and above quoted literature for *B.dilatata* suggest for an upper bathyal habitat during early to late Serravallian. On the other hand, in both Ros-2 and in Turbull section above the present biofacies, after a short stratigraphic sequence, which is almost without any fauna at the depth 380 m and sample 375 respectively occur faunal assemblages where in both cases dominate specimens of *Ammonia beccarii*, that according to Prillo & Hasanaj (1990); Prillo et al. (1994), suggest for an inner neritic environment. Thus, the paleobathymetric position of the *B.albanica* ranges from outer to inner neritic. Such a paleodepth range is probably affected by a final regressive cycle which brought about a significant shallowing by the end of the Serravallian throughout of the area out of the PAF.

given from upper bathyal to middle neritic (Brun et al., 1984). However, a frequent occurrence of the species within oligotypic assemblages in the preevaporitic Messinian sequence of the Po Basin, in northern Italy is given (Agip, 1982), but we did not explain the absence of this species in the corresponding part of the preevaporitic Messinian sequence of our studied sections. Although, in the overall cases given, the species is found only within oligotypic assemblages suggesting its preference for a restricted paleoenvironment and may be for (hypersaline ?) as stated by Brun et al., (1984). The paleobathymetric position of the present biofacies in Na-2 drilling can also be used to define its bathymetric range as we did for *B.albanica* itself. As can be seen in figure 3a, on the basis of the faunal content and P/B ratio of all cutting and core-samples, especially of those that come from the bottom of the Na-2 well up to the eroded surface by the late Tortonian transgression corresponding with early to late Serravallian time interval, made possible to distinguish three different paleoenvironmental conditions during this time interval. Thus, from the bottom core-sample at the depth 2997-99 m up to cutting sample at the depth 2630 m rarely occurred benthos are totally represented

by bathyal taxa such as *Uvigerina flinti*, *U.rutila*, *Anomalinoidea helycinus*, *Siphonina reticulata*, *Hoeglundina elegans*, *Oridorsalis umbonatus*, *Cibicidoides floridanus*, *C.pachyderma*, *C.ungerianus*, whereas P/B ratio in core is about 60% and in cutting-samples over 70%. These sediments are included in early Serravallian owing to presence of *Globorotalia peripheoronda*, and the presence here of above mentioned benthic bathyal taxa suggest a middle to upper bathyal habitat. In core-samples at the depth 2512-15, 2405-07 and 2097-99 m both probably indigenous benthic bathyal taxa such as *Melonispadanum*, *Gyroidinoides altiformis*, *Oridorsalis umbonatus* (Barbieri, 1991) or bathyal to outer neritic such as *Lenticulina rotulata*, *Bulimina minima*, *Uvigerina peregrine*, and other neritic taxa such as *Valvulineria bradyana* or shallower *Ammonia beccarii* probably displaced as turbidites on the basin floor in association with above mentioned bathyal taxa occur, while P/B ratio in these mixed faunal association is about 10 to 15%. In contrast, from-cutting sample at the depth 2010 m up to core-sample at the depth 1995-97 and 1945-47 m corresponding with uppermost part of before mentioned time interval or with, which is characterized by the absence of any benthic bathyal taxon as well as

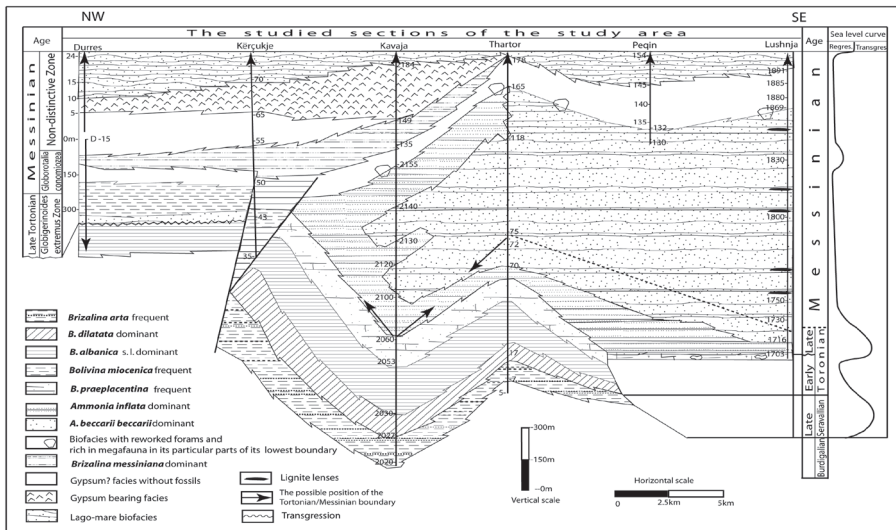


Figure 8. The lateral and vertical distribution of dominant and frequent benthic foraminifera biofacies, based on surface and borehole sections of the study area.

Figura 8. Përhapja gjatësore dhe vertikale e biofacies së foraminiferave dominante dhe frekvente, bazuar në sipërfaqen dhe shpimseksionet e zones së studiuar

any shallow neritic one such as *Ammonia beccarii*. On the other hand this Serravallian part is characterized by the presence of benthic taxa of both above core-samples such as *Brizalina albanica*, *B.albanica s.l.*, *B.paralica*, *Bolivina pseudoplicata*, *Bulimina alazanensis*, *Uvigerina cf. peregrina*, and other benthos of cutting-samples at the depth 2010 and 1850 such as *Lenticulina cultrate*, *L.rotulata*, *Bulimina minima*, *Reussella spinulosa*, *Hanzawaia boueana*, *Elphidium crispum*. P/B ratio in core-samples is characterized by a great anomaly : from about 70% 1995-97 to about 15% at the depth 1945-47 m probably due to restricted conditions, while in cutting-samples this ratio is about 50%. Such faunal assemblages, as before discussed suggest an outer neritic restricted paleoenvironment. From this may be concluded that the development of both *B.albanica* in case of Ros.-2 and Turbull section and *B.albanica s.l* (with some morphotypes) in case of in Na-2 and Ndroqi regions, are probably affected by eustatic changes in sea level during regressive cycles and was documented that they have the same bathymetric range. However, these seem to be different in space and time. Thus, the regressive cycle or falling level in case of Ros.-2 (Fig.3c) and Turbull regions probably regressed during late Serravallian, and it as a final cycle brought about a significant shallowing not only in above regions but in all others showing affinities with these, while in Na-2 and Ndroqi regions regressive cycle probably regressed during the latest Serravallian and brought about a relative shallowing of the sea basin in only these regions, but still not shallower than outer neritic depth. These differences too indicate that these regressions belong to two different areas or bioprovinces. On the other hand the presence of *B.albanica* in both cases suggests that it is stratigraphically and paleoecologically controlled and is water depth related species as well as *B.dilatata*. So, the latter could be replaced by *B.albanica* when sea basin become shallower.

The present biofacies is not documented in the latest Serravallian of the Thartor section where these sediments overlying tectonically (AGS, 2002) late Burdigalian. In the other regions of the PAF such as Tirana

depression is not documented the presence of *Brizalina albanica s.l.* biofacies during latest Serravallian. The Tirana depression wrongly left out of the PAF by Dalipi et al., (1974), and included in PAF by AGS (1983), however the drawing of the eastern boundary at that time based also wrongly on the most eastern distribution of the *Orbulina* genus. The western part of the depression which belong to more eastern part of the Ionian tectonic zone represented by upper bathyal Serravallian sediments, which transgressed during late Serravallian over the underlying early Langhian age (Prillo et al., 1994). The eastern part of the depression, which belong to the next Kruja tectonic zone or to more eastern part of External Albanides are represented by neritic, upper Serravallian sediments that transgressed during late Serravallian over the underlying early Oligocene.

Brizalina dilatata biofacies, within the PAF, (upper bathyal habitat), it occurs after FOD of *G.menardii-4*, in Thartor section from samples 19 to 30 (fig. 4), and is represented by unstratified clays with rare loosely-cemented sandstone beds in lower part. Upwards in section they become gradually stratified clays alternated with sandstone beds. In Kavaja section this biofacies takes place also after FOD of *G.menardii-4*, from samples 2028 to 2032 (fig.5), and is represented by unstratified clays alternated with thin siltstone and occasionally with hard sandstone beds. This early Tortonian biofacies developed from previous *B.dilatata* one of the older age (late Serravallian) of another area, that is probably related to the migration's factor. The present biofacies in both sections is preceded by *B.arta* frequent and is following by *B.albanica s.l.*, but in Thartor section it entirely replaced by *B.albanica s.l*, whereas in Kavaja its is partial i.e. between them an interval in which *B.dilatata*, *U.peregrina* both nearly abundant, and *B.albanica* frequent together occur. In our opinion the transition between these biofacies, in both cases seems to be related with gradual changes in paleoenvironmental conditions primarily to water depth one. However, the transitional interval in Kavaja seems to be represented by a rather mixed fauna because it represented by *B.dilatata*,

U.peregrina and *B.albanica s.l.* in above mentioned quantity as well as by other rare benthic taxa. The mixed benthos here, on the one hand consist of presence here of bathyal taxa such as *Bulimina costata*, *Brizalina dilatata*, *Cibicidoides pachyderma*, on the other hand of presence of probable displaced neritic species such as *Valvulineria bradyana*, *Elphidium crispum*. Turbidity current and frequent eustatic changes in sea level probably by the end of the biofacies of Kavaja transporting shelf sediments downslope are suggested as the most likely cause of these neritic species into upper bathyal habitat preferred by *B.dilatata*. Plankton in Thartor section makes up 12% of total fauna and reduced to 7% by the end of this pattern. In Kavaja plankton makes up about 20% and reduced to 15% by the end of its biofacies. These differences in P/B ratio between two section are probably related to a more basinward location of the Kavaja compared with the Thartor section. In the lower part (sample 2028) of the Kavaja's biofacies *B.dilatata* makes up about 50% of total benthos, while in Thartor nearly the whole biofacies is dominated by *B.dilatata* which makes up about 60 per cent of total benthos, while in the other samples of this biofacies a slight dominance of *U. peregrina* could be observed. In contrast in Kavaja section only in a few analysed samples has a slight dominance of *B.dilatata* while in the other ones has a slight dominance of *U. peregrina*. Thus, in the present biofacies of both sections except for the abundant and frequent occurrence of above mentioned benthos as well as neritic species of the transitional interval, other benthic taxa are represented by rare specimens of *Lenticulina rotulata*, *L.serpens*, *Bulimina costata*, *B.minima*, *Uvigerina schwageri*, *Hopkinsina bononiensis*, *Cibicidoides dutemplei*, *C.pachyderma*, in whole of both sections occur. It follows that *B.dilatata* is the most water depth related species and paleoecologically controlled.

Brizalina albanica s.l. biofacies of the Tortonian (outer neritic), this is another biofacies having the same name with previous one of the latest Serravallian or as before mentioned two *B.arta* or two *B.dilatata* biofacies developing in different space and different time. In contrast, the present *B.albanica s.l.* biofacies developed at the same area and to younger age, probably as a result of the lineage's factor. The present biofacies preceded by *B.dilatata* and represents an its replacement in both sections during early to middle Tortonian. In Thartor *B.albanica* biofacies occurs from samples 36 to 46, in Kavaja section from samples 30 to 44, and is represented by bluish-grey unstratified clays and fine to coarse grained greyish in colour sandstone beds. In Thartor this biofacies consists of intercalations with clays stratified, thin siltstone and sandstone beds, these last one become thicker up to uppermost part of the present biofacies. These differences in the lithology between two sections accompanied also by differences in their foraminiferal content. The lithology of the transitional part between preceded and present biofacies of the Kavaja seems to be gradual, however, as before mentioned this part is accompanied by mixed fauna, whereas in Thartor there is an abrupt change in lithology corresponding probably with total replacement of *B.dilatata* by *B.albanica s.l.*, or the replacement of a bathyal by a neritic habitat respectively. In Thartor section the *B.albanica s.l.* dominates in most of its biofacies samples making up to 85 per cent of total benthos. In Kavaja, in only one sample the latter dominates making up about 55% of total benthos. In present biofacies in several samples, mostly in its lower part of both sections has a slight dominance of *Uvigerina peregrina* or *Hopkinsina bononiensis*, while *Ammonia beccarii*, *Ammonia inflata* rarely occur in its upper part of both sections. On the other hand, the Thartor section is characterized by very pyritized of *Br.albanica s.l.*'s specimens nearly over entire its biofacies, by the absence of any bathyal taxa as well as rare occurrence of *Bolivina praeplacentina*, *Brizalina parolica* in its uppermost part. The plankton in this biofacies of Thartor section makes up 10% of total fauna which reduced to 5% towards of its top. In Kavaja section the plankton constitutes about 15% of total fauna which reduced to 7% by the end of the present biofacies. From above mentioned evidences follows that the present biofacies, especially in Thartor is characterized by oligotypic foraminiferal

The stratigraphic and paleoecological significance of the bolivinitidae in the middle and late miocene of external albanides assemblages where dominate very pyritized of *Br.albanica s.l.*'s specimens, probably with a shortage of oxygen content etc that suggest for a rather restricted outer to middle neritic paleoenvironmental conditions, having nearly the same conditions with previous *B.albanica* and *B.albanica s.l.* biofacies developed during late and the latest Serravallian regressive cycles respectively.

Bolivina praeplacentina biofacies (outer to middle neritic); it occurs in Thartor after FOD of *G.acostaensis* between samples 47 and 55 (Fig.4), and in Kavaja after FOD of *Gs.extremus* between samples 2052 and 2063 (Fig.5). In both sections the lithology of the present pattern becomes almost the same over whole biofacies. It is represented by unstratified clays and fine to coarse grained thick sandstone beds which gradually become thicker upward of its top, ending with a remarkable sandy limestone bed for both sections. This bed or horizon is very varying vertically as concerns its lithological and faunal content, and laterally regarding its thickness. As part and parcel of the same biofacies this horizon migrates from early Tortonian (Thartor) to late Tortonian (Kavaja). Plankton very sporadically occurs and by end of this biofacies it totally disappeared. In Thartor and Kavaja section (in particular samples) *B. praeplacentina* makes up to 37 per cent of total benthos with a same frequency occur also *Lenticulina rotulata*, *Ammonia inflata*, *Florilus boueanum*, *Elphidium crispum*, *E.complanatum*, *Uvigerina peregrine*, and *Cibicides dutemplei*. The same biofacies is documented in Patos section located in southern part of PAF. Its faunal assemblage is more abundant and very well preserved. Its frequency in *B.praeplacentina* seems to be affected by a shallow sea transgressive cycle of the late Tortonian, which replaced gradually by a Messinian regressive one. In Patos section above the basal horizon, which attains a thickness over 7 m, a sequence of about 75 m of the present biofacies occurring from sample 2 to 6 is represented by unstratified clays which gradually alternated with siltstone beds of about 15 meter thickness in uppermost part of the sequence where the *B.praeplacentina* disappeared, and this part probably belong to next *A.inflata dominant* biofacies. In fact, as can be seen in fig.4a, in this section can be distinguished *A.inflata frequent* and next *A.inflata dominant*, the frequent one appears before *B.praeplacentina* biofacies and end the both at sample 7. Nearby this section could be observed that the bituminous Messinian sandstones transgressed over the underlying Serravallian (without *G.menardii* lineage), therefore this transgression seems to represent the reliable eastern boundary of the PAF (Fig.1). The *B.praeplacentina* biofacies in Kerçukje is not the same with that of its next Kavaja section because between them a tectonic boundary makes room (Fig.8) supporting also by the seismic data (Guri et al., 2003).

All above mentioned evidences and especially those of the other benthic foraminifera accompanying *B.praeplacentina* (the most of occurring here are living benthos) suggest for their sedimentation in a neritic, rather middle neritic habitat (Jorissen, 1988). On the other hand to relate these paleoenvironments to the supplementary evidence provided by the frequency of *B.praeplacentina* indicate that this species has preferred an outer to inner neritic habitat and its biofacies ranges from outer to middle neritic (fig. 7).

Ammonia inflata biofacies (middle to inner neritic), this biofacies represent an intermediate one between *B.praeplacentina frequent* and *Ammonia beccarii beccarii dominant*. In Kavaja section an alternate occurrence between present and overlying it was recorded. Thus, in this section *A. inflata dominant* was documented between samples 2065 and 2103; 2113 and 2129; 2140 and 2153. In Thartor section between samples 57 and 71, in Lushnja one from beginning, sample 1703 to 1714 (Fig.8), while in Patos higher up the section, above the lithology of *B.praeplacentina* biofacies, from sample 7 to 11 in a thickness of about 35 m takes place the present dominant biofacies (Fig.4a). Its lithology is represented by siltstone alternated with thin sandstone beds. In Kerçukja section *A.inflata* is represented only by sample nr.50 which seems to be no valid, it contains mixed fauna where *Ammonia inflata* makes up over 40% of total benthos probably having been sedimented as turbidites in upper bathyal

habitat. The bathyal habitat in sample nr.50 is represented by *Spiroplectamina carinata*, *U. peregrine*, *Gyroidinoides altiformis*, *Cibicides pachyderma*, whereas plankton in this sample makes up 5% of total fauna.

In both, Thartor and Kavaja sections there is a similarity in their overall lithological composition of the present biofacies, here is included also the Lushnja section but its lithology will be separately described. In both previous sections their biofacies' lithology begin with unstratified clays with siltstone component which overlay over remarkable horizon above described. These clayey beds alternated with thick sandstone beds, upward in section clays decrease in number and some time, especially in Thartor in their thickness, whereas sandstone beds become thicker and increase in number and up to uppermost part of the biofacies they become massive sandstone. Almost the same overall lithological composition of the present biofacies occurs also in Lushnja section. In this section such a sedimentation overlies over a horizon with a considerable thickness, only its exposed part (probably its base or its lowermost part is not exposed) attains a thickness over 10 m. The greater part of this horizon is represented by sandy organic limestones and occasionally by calcareous clay and sandstone. The similarities between three sections as concerns their lithological and faunal content show that the present biofacies of the Lushnja section ought to have been affected by a regressive cycle as in Thartor and Kavaja section. However, as in these cases, and in the case of the Patos section where the present biofacies represents a transgressive phase, their faunal content show similarity between them which consist in having almost the same species such as transitional subspecies between forma inflata and forma beccarii, rare *Elphidium crispum*, *Florilus boueanum*, and in the overall cases dominated by forma inflata. Such an occurrence is also documented in the living benthos along the Italian coast of the Adriatic sea by Jorissen, (1988) where is reported that populations dominated by forma inflata are also present on the clayey substrata (less than 2% sand fraction) along the Italian coast, between

20 and 60 m water depth. Therefore based on these data is concluded that the present biofacies developed in the past during late Tortonian and Messinian of studied sections, has preferred the same sea water depth between 20 and 60 m or from inner to middle neritic (fig. 7).

In Kerçukja section both the present and previous underlying biofacies, and next to western boundary one are quite different as concerns their water sea paleodepths, probably owing to a tectonical boundary between them (fig. 6); therefore the samples nr.35 for *B.praeplacentina* frequent and nr.50 for *Ammonia inflata* frequent seem not belong to their respective biofacies as previous given (Prillo, 1995). However, the next towards the basin ward *B.miocenica* biofacies is located, and it seems to overlay conformably in this section.

Bolivina miocenica biofacies (upper bathyal), its lower boundary in D-15 borehole at the depth 340 m coincides with the FOD of *Gs.extremus* which also accompanied by a prominent lithological change of the cuttings samples, from almost the sandstone cuttings pass into only clayey cuttings. From 340 m borehole depth up to 200 m, or from late Tortonian up to lower part of *G.conomiozea* Zone, the lithology of the present biofacies is represented only by clays which are rich in plankton, where P/B ratio is about 60%. The *B.miocenica* frequent is also present in Bisht-Palla section (Prillo, 1995), which is located 7 km in north-western direction of D-15 or Currila (Durrës) section (Fig.1). The present biofacies in Bisht-Palla characterized by analogy with D-15 one as concerns their lithology, their stratigraphical range and their foraminiferal content. The lower lithological boundary may be at the same time the stratigraphical one of the present biofacies in both Bisht-Palla and D-15, which takes place between an underlying sequence with almost only sandy lithology that seems to be early Tortonian and the overlying sequence with mainly clayey sediments of the late Tortonian, which probably ascribed to a transgressive cycle (Fig.8).

In unpublished paper (Prillo, 1995) the biofacies named *B.miocenica-Br.arta* because in the Bisht-Palla section *Brizalina arta* and *Bolivina miocenica* occur nearly in

equal number, while in the section of D-15 borehole (Fig.4b) *Br.arta* is not frequent. The *B.miocenica* in particular cuttings represents about 50 per cent of total benthos. Such biofacies is also recorded in two samples of Kerçukja section (sample 43, 44) where *B.miocenica* is associated with a numerous other benthos which also frequently occur such as *Spiroplectamina carinata*, *Brizalina dilatata*, *Uvigerina peregrina*, *U.rutila*, *Gyroidinoides altiformis*, *Planulina ariminensis*, while plankton makes up over 40% of total fauna. In D-15 this biofacies is not rich in benthos but is rich in plankton. In all cases above mentioned there is a relationship between upper bathyal benthos and P/B ratio, and there is a significant decrease in specimens number of *Bizalina arta* and *Bolivina antiqua* from more basin ward (Bisht-Palla) to basin ward (Kercukje). Such an occurrence of *Br.arta* and *B.antiqua* could be related with their preference towards a open sea basin than restricted, also was probably affected by a transgressive phase. *Bolivina miocennica* in all cases is associated with upper bathyal benthos and seems to be the water depth related species paleoecologically controlled, and its distribution appears to be restricted in its geographic and stratigraphic ranges. The following biofacies is more land ward and with a prominent vertical migration but ought to be described here according to age order.

Ammonia beccarii beccarii biofacies (inner neritic); there are differences between before mentioned the Paratethys originated and the present biofacies. The differences consist of restricted geographic range of the previous biofacies, for instance its thickness is only 70 m in Ngjeqar section, nearby Roskovec town (Dalipi et al., 1974), whereas present one has the vast extent, and the previous one belong to the latest Serravallian-Tortonian or so called "old Tortonian" by our geologists, whereas the present biofacies belong to Tortonian-Messinian or so called "young " that from Tethys originated. It is well documented in the Lushnja section between samples 1716 and 1869 reaching a thickness of over 1000 m, in Thartor it is recorded from samples 70 to 118 and not certain to the sample 165 reaching a thickness of over 800 m.,

while in Kavaja section it is alternated with above mentioned *A.inflata* biofacies and occurs between samples 2100 and 2112, 2130 and 2140 (Fig.4,5,8). The lithological composition between the underlying and the present biofacies is nearly the same in three sections. It is represented by coarse grained massive sandstones locally well indurated and has a greyish colour, on weathering; however, they become soft and yellowish. The sandstone beds, usually from 2 to 6 m thick are intercalated with bluish-grey clays. Higher in the section increase occasionally the intervals' thickness with clays, and clays may be rich in *Ostrea* or may pass locally into gravel and pebble bands. The biofacies in Kavaja section contains more clays than those of Thartor and Lushnja section. The presence of several lignite lenses within this biofacies in Lushnja section indicates also for no sea episodes during their sedimentation. In all analyzed samples a high level of *Ammonia beccarii* dominance occurs especially in the Lushnja section where nearly in all its samples *A. beccarii beccarii* comprises over 90 per cent of total benthos and in most of its samples a great number of *Cyprideis* specimens occur, whereas representative of this genus are not frequent in Kavaja section. However, in all cases representative of this genus dominating among other ostracods fossils indicate for their sedimentation in brackish water paleo environment (Sissingh, 1972). On the other hand the highest abundances of *A. beccarii* are found at water depth of between 15 and 20m along the Italian coast of Recent Adriatic Sea in samples with intermediate percentages of organic matter (0.8-1.1%), in which at least some sand fraction (> 2%) is present (Jorissen, 1988). The present biofacies, which is characterized also by a high abundance of *A.beccarii* and by a wide distribution in the latest Tortonian and Messinian of the eastern part of study area, within PAF, seems to have the same water paleodepth range of between 15 and 20 m (fig. 7). Its vertical migration is from latest Tortonian to early Messinian. The migration becomes greatest from previous, older biofacies (Roskovec region) to the present one of the detailed study area. It follows that vertical migration of a biofacies increased with

decreasing its bathymetry. However, it is impossible to have such a migration within the same bioprovince; therefore it seems to be also another evidence in the presence of two bioprovinces or two different areas within external Albanides and the eastern real boundary of the PAF ought to be drawn between them.

Brizalina albanica messiniana biofacies (restricted outer neritic); this biofacies was distinguished only within preevaporitic sequence of Kavaja section from samples 136 to 149 (fig. 5); Kerçukja section from samples 51 to 55 (fig. 6), and in D-15 borehole in interval between 105 and 135 m depth (fig. 4b). Its lithology, in all sections is represented by unstratified clays, occasionally with intercalated clays, thin siltstone and sandstone beds. Within this biofacies take place the FOD and the LOD of *Globigerina multiloba* and *Globorotalia acostaensis dextral coiling dominant*. In most of above mentioned samples has a slight dominance of *Br. messiniana* and in particular samples in the biofacies of Kavaja section *Br. messiniana* makes up over 85 per cent of total benthos, while in Kerçukja section between samples nr.51 and 52 a great anomaly in occurrence of plankton can be evidenced. In sample 51 they make up 10 per cent while in sample 52 make up about 35 per cent of total fauna. Between other samples of this section and that of other sections no any great difference in occurrence of plankton was evidenced. The other benthos such as *Bulimina aculeate*, *Brizalina dentellata*, *Quinqueloculina* and *Valvulinerina bradyana* are more frequent and probably more characteristic to this biofacies. The latter species according to Jorissen (1988), deeper than 130 m water sea depth was not found. In Kerçukja section the most of samples contain pyritized fauna. The presence in this biofacies the low species diversity with single species dominance and the occurrence in their foraminiferal assemblages of an anomaly in P/B ratio suggest for their preferences to a restricted paleoenvironment of outer to inner neritic.

The next "lago-mare" biofacies occurs by the end of Miocene sequence (Cita et al., 1980). In study area (Fig.8), in gypsum bearing regions the present biofacies

overlying the gypsum bearing Formation, while in the other studied sections this biofacies is situated between underlying *A. beccarii beccarii dominant* and overlying early Pliocene sediments (Prillo & Hasanaj, 2002).

Conclusions

The dominance and the frequency patterns of several species of the Bolivinitidae and certain other benthos discussed in this paper are determined by paleoecological, paleogeographical, evolutionary and migrating's factors. The development of *Brizalina albanica* as species and its biofacies have been influenced both by lineage and migrating's factors, and are affected by different regressive cycles within the EA, while *Brizalina arta* and *B.dilatata* biofacies are related to migration's factor, but *B.arta*'s development seems to be affected by different transgressive cycles. In contrast, the other biofacies probably shallower ones such as *Bolivina praeplacentina*, *Ammonia inflata* and *A. beccarii beccarii* migrate to the same area, whereas between two different areas their vertical migration become greater or the greatest. For example, *A. beccarii beccarii* within the same area migrates from late Tortonian of Lushnja to early Messinian of the Kavaja section, whereas between Ngjeqar-Roskovec and Lushnja-Kavaja area its vertical migration is from late Serravallian to late Messinian. These records obviously indicate the presence of two different neighbouring bioprovinces within the EA. Of these, western one named the PAF area that from Tethys originated, while the other represents eastern rest part of the EA probably originated from Paratethys. Moreover, the development of *B.albanica* on the one hand, is affected by a final regressive cycle during late Serravallian that brought about a significant shallowing by the middle of the Tortonian throughout the area, on the other hand, in other place such as Vlora region of Na-2 drilling, the development of *B.albanica s.l.* is affected also by a regressive cycle during latest Serravallian that brought about a relative shallow, from bathyal to outer neritic depth of the sedimentary basin, which in this case is located to west of the previous area.

All these evidences support the criterion which is used here for the separation of EA into two bioprovinces that is based on presence or no of representatives of keeled globorotalids taxa. Thus, it results that every bioprovince here is characterized by the presence of different in space and time of tectono-sedimentary regimes, therefore the boundary between them is the real eastern one of the PAF area. However, only in Tirana depression this boundary resulted in conformity with the definition inferred from the present study, whereas the boundary drawn around the Kuçova's trough and in its northern part probably does not represent the eastern one of the PAF, but it could represent only the most eastern boundary of the young Tethyan realm in Albania. In our opinion the distribution of *Brizalina dilatata* typical species or its biofacies could be characterized by two groupings, one of them named *B.dilatata-B.albanica*, *B.albanica s.l.*, developing during middle to late Miocene and the other named *B. dilatata*, *B. dilatata - B. catanensis* developing during Pliocene epoch. The development of both groups has been more influenced by paleoecological factors, especially in term of paleobathymetry, but the development of Miocene group has been strongly controlled by evolutionary and migration's factors. In this aspect *B.dilatata* is more water depth related, is paleoecologically controlled species, while *Brizalina albanica*, *B.albanica ampla*, *B.albanica messiniana* are stratigraphically

and paleoecologically controlled. The latter species and subspecies as well as other such as *Brizalina dentellata*, *B. paralica* and *Bolivina miocenica* are stratigraphically useful over a limited geographical range because of their restricted vertical distribution.

Species like *Bolivina antique*, *B.praeplacentina*, *Brizalina arta* are paleoecologically controlled.

The biofacies or frequency and dominance trends distinguished and described here define the paleoecological factors and sedimentary regimes preferred by particular faunal assemblages or species during sedimentation of the various units under study. Thus, the dominance of *Brizalina albanica s.l.* for example, was probably affected by the frequent eustatic changes in sea level mainly during a regressive phase, while the frequency of *Bolivina praeplacentina* was probably affected by eustatic changes during transgressive and regressive phases. In contrast the frequency of *Brizalina arta* and may be *Bolivina miocenica* was affected by eustatic changes only during transgressive phase. Thus, the frequency or scarcity of the species can be used to ascertain whether the biofacies overlies the underlying section transgressively or conformably. Text-figure 7 shows that most of the bolivinitids generally inhabited an outer neritic to upper bathyal habitat or from about 80 m to about 500 m water sea paleodepth

Rëndësia stratigrafike dhe paleoekologjike e Bolivinitidae në Miocenin e mesëm dhe të vonshëm të Albanideve të Jashtëme Permbledhje

Punimi ne fjale eshte bazuar ne analizimin e mikrofaunes (ne rastin tone *Foraminifera*) te mbledhura gjate 20-30 vjeteve te fundit nga prerje stratigrafike e zhveshje siperfaqore si dhe nga shllame e kampione qe jane marre e analizuar nga puse te shumta te kerkimit per naftë e gas te cilet jane cpuar po thuaj ne te gjitha anet e Albanideve te Jashtem ku perfshihen zona tektonike e Sazanit, Jonike dhe ajo e Krujes. Keshtu, ne saje te studimit te nje kampionature te bollshme te mbledhur ne vite nga specialiste te ish Institutit te naftes e sidomos atyre te sektorit tematik ku perfshiheshin departamentet e stratigrafise, paleontologjise petrografise, gjeokimise, u arrit qe te beheshin edhe pergjithesime te besushme nga specialiste qe punonin ne keto departamente.

Punimi ne fjale eshte favorizuar dhe nga fakti qe ne depozitimet e Miocenit te mesem ku perfshihen moshat gjeologjike te Langhianit te vonshem e Serravallinit, dhe Miocenit te vonshem ku perfshihen Tortoniani e Messiniani ka nje shumellojshmeri te madhe te mikrofaunes sidomos asaj bentonike ne krahasim me ato te Miocenit te poshtem

(Akujtarian, Burdigalian e Langhian hershem). Pikerisht ky ndryshim ka bere qe qysh prej Serravallinit te zhvillohen biofacie te ndryshme ku jane te shpeshta ose dominuse specie te gjinive Bolivina e Brizalina dhe ne nivele me te reja specie te gjinise Ammonia. Studimi me kujdes i ketyre biofacieve tregoi qe ne zona paleogjeografike ku jane perfshire p.sh. rajonet Lushnje, Rrogozhine, Kavaje-Kercukje, Durrës (Fig.1,8) keto biofacie nuk migrojne ose kane nje megrim te vogel vertical brënda ketyre rajoneve sic jane p.sh. ato te *Bolivina praepalcentina* dhe *Ammonia beccarii* ku kjo e fundit ne Lushnje p.sh. shfaqet ne Tortonian te vonshem dhe shfaqet ose migron ne Messinian ne prerjen e Kavajes. Nga ana tjetere, ne rajone te tjera qe gjenden ne veri-lindje, lindje ose ne juge lindje te Lushnjes p.sh. ne drejtimin Lushnje-Krutje, Roskovac ka nje megrim te madh vertical te biofacieve te ujrave te cekta detare sic eshte ajo e *Ammonia beccarii* e permendur me lart p.sh kjo biofacie qe dominohet nga *A.beccarii* ne rajonet Krutje-Roskovec-Ngjeqar cfaqet qysh ne Serravallian te vonshem, ndersa ne Lushnje dhe ne veri e veri-perendim te saj ajo shfaqet ne Tortonian te vonshem-Messinian, pra ka nje megrim te madh vertical qe shkon nga Serravalliani ne Tortonian te vonshem-Messinian. Nisur nga ky fakt dhe nga fakte te tjera qe do te permenden me poshte rezulton qe midis rajoneve qe permendem me pare dhe atyre qe permendem me vonë duket se nuk ka nje vazhdushmeri normale te tyre, prandaj eshte menduar tani qe keto dy grupe rajonesh duhet te perfaqesojne dy zona te vecanta tektonike ose sic jane quajtur ne kete punim dy bioprovincat te ndryshme fqinje njera me tjetren. Prania e tyre brënda Albanideve te Jashtem (A.J) eshte mbeshtetur jo vetem nga migrimi i madh vertical i biofacieve te cekta, me paleobatimetri nga Neritiku brendshem ne Neritik te mesem (me thellesi uji nga 10 ne 60m), por edhe nga migrimi biofacieve te tjera te cilat nuk migronin brënda te njejtës zone tektonike sepse ato kane nje paleobatimetri me te madhe qe shkon nga Neritiku mesem deri te Bathyal siperm ose nga 60m deri 500m thellesi e basenit detar sic jane biofaciet e bolivinave dhe brizalinave (Fig.7). Keshtu faktori migrimit te komplekseve mikrofaunistike ose te biofacieve te ndryshme ishte dokumentimi pare qe na lejoi ne te mendojme mbi pranine e dy zonave te medha tektonike brënda AJ, njera prej te cilave i perket Ultesires Prane Adriatike (UPA) ose Ultesires Para Malore dhe qe ka origjinen nga Tetisi dhe tjetra qe vendoset ne lindje te saj dhe qe ka origjinen nga Paratetisi. Kufiri midis ketyre dy zonave apo bioprovincave ose kufiri lindor i UPA propozuar ne kete punim (Fig.1) eshte kufiri me i besueshem mbasi ai koencidon edhe me ndryshime te tjera midis zonave sic jane : Diferencat ne regjimet tektonike-sedimentare te tyre p.sh. ne rajonin e Ballshit qe gjendet ne zonen jashte UPA koha e ciklit te transgresionit eshte dokumentuar qysh ne Serravallian te hershem, ndersa ne Ultesiren e Tiranës qe sipas te dhenave qe kemi duhet ti perkasi UPA, cikli transgresionit aty ka ndodhur gjate Serravallianit te vonshem. Ndarja e AJ ne dy zona te ndryshme nga te dhenat e ketij punimi rezulton te kete ndodhur gjate Serravallianit dhe me vonë ka vazhduar ne mosha me te reja gjeologjike. Keshtu qysh ne Serravallian te hershem jane gjetur komplekse mikrofaune qe jane ne shume raste shme te ngjashme edhe midis dy zonave, dhe vetem nje specialist me shume experience munt te konstatoje ndryshimet midis tyre. Por ajo qe eshte me e rendesishme dhe qe eshte konstatuar per here te pare ne kete punim eshte prania po thuaj kudo ne disa rajone, qe me sa duket i perkasin te njejtës zone, te specieve planktonike te gjinise *Globorotalia* me tegel sic jane p.sh. ato te linjes evolutive te *G.menardii s.l.* te cilat me sa duket jane gjetur vetem ne rajone brënda UPA dhe duke filluar nga Serravalliani. Pikerisht ne Serravallianin e UPA munt te gjenden komplekse mikrofaune qe permbajne *Globorotalia* me tegel dhe qe e kane origjinen nga Tetisi, ndersa depozitimet e Serravallianit qe nuk permbajne keto lloje njgjajne me ato te Paratetisit prandaj e kane origjinen nga Paratetisi. Pra si kriter baze per ndarjen e AJ ne dy bioprovincat te ndryshme eshte prania ose jo ne ato e *Globorotalia* me tegel. Depozitimet e Serravallianit qe nuk permbajne keto te fundit njgjajne me ato te Paratetisit edhe ne nje aspect tjetere mbasi ne të dy rastet keto depozitime qe permbajne shume plankton aty nga pjesa e sipërme e Serravallianit ato fillojne te zhduken te gjitha dhe vendin e tyre e zëne gradualisht depozitimet e zones lulezimit me *Ammonia beccarii* qe ne Paratetisin Qendror ky kalim koencidon me kufirin Badenian/Sarmatian. Megjithë njgjashmerine qe

kane keto regjione gjate shekullit te Serravalianit, prezenca ne ato te Paratetisit te disa formave te tjera planktonike sic jane p.sh perfaqesuset e gjinise Velapertina etj., tregojne qe gjate Serravalianit nuk ka patur komunikime direkte midis AJ te vendit tone me ato te Paratetisit Qendror.

Por deri me sot per vecimin e UPA dhe caktimin e kufirit te saj lindor eshte perdorur kriteri perhapjes se gjinise *Orblina* ose species *O.universa* drejt lindjes ose veri-lindjes apo juge-lindjes. Por dihet qe perhania e saj mund te ndodhe brënda UPA dhe jashte saj, prandaj dhe caktimi kufirit me kete kriter eshte i gabuar dhe prandaj ai eshte koregjuar ne kete punim sic tregohet ne Fig.1, ku sipas ketij kriteri edhe mulda e Kucoves duhej te perfshihej ne UPA ose ne zonen e Tetisit. Ndarja tani e AJ ne dy bioprovinca fqinje argumentohet mire edhe nga ciklet regressive te cilet kane influencuar edhe ne zhvillimin, ne rastin tone te species *Brizalina albanica* ku vete zhvillimi evolutiv i saj tregon qe keto cikle regressive kane ndodhur ne kohe te ndryshme ne keto dy bioprovinca te ndryshme dhe karakterizohet sejcila nga fenomene te ndryshme zhvillimi dhe ne kohe te ndryshme. Keshtu gjithë zona apo bioprovinca qe ndodhet jashte UPA dhe konkretisht ne rajonet Roskovec-Ngejar dhe prerja stratigrafike Velce (Turbull) me vend-ndodhje midis sinklinalit te Shushices dhe brezit te Kurveleshit (Fig.1) ku jane gjetur keto specie ka ndodhur nje regression final qe coi ne nje cektezim te rendesishem jo vetem te ketyre rajoneve por dhe gjithë bioprovinces aty nga fundi Serravallianit, dhe mbylljen perfundimtare te basenit te sedimentimit per gjithë zonen jashte UPA. aty nga fundi Tortonianit.

Ne tekstin anglisht eshte folur shume edhe per rendesine stratigrafike e sidomos paleoekologjike te perfaqesuseve te familjes *Bolivinitidae* si dhe te biofacieve qe ato perfaqesojne. Per sa i perket rendesise stratigrafike te tyre ketu po permendim ate me te rendesishmen sic është *Brizalina albanica* dhe linja evolutive e saj e perfaqesuar nga varietetet *B.albanica ampla* dhe *B.albanica messiniana*. Keshtu *B.albanica* percakton moshen e Serravalianit te vonshem ku ajo shfaqet per here te pare, ndersa *B.albanica ampla* dhe *B.albanica messiniana* percaktojne respektivisht depozitet e Tortonianit dhe Messinianit.

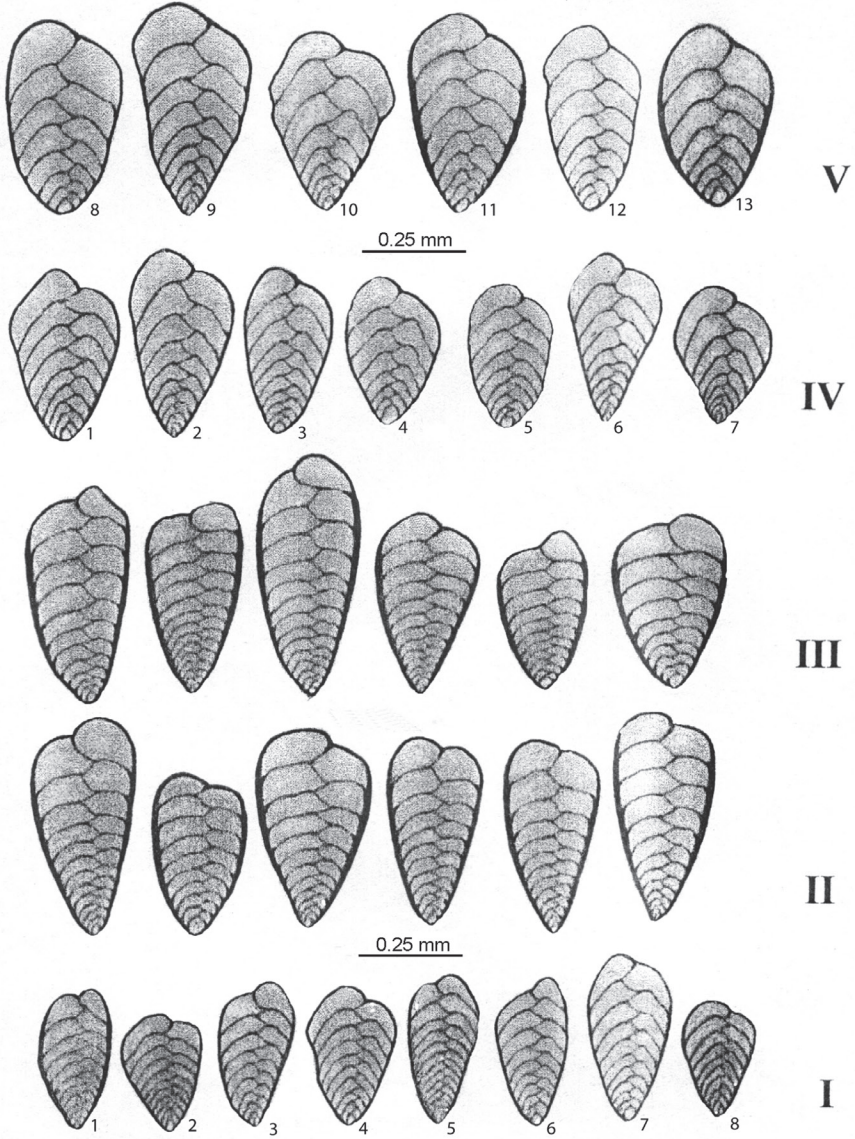
Ne kete punim me teper eshte folur per paleoekologjine e specieve te gjinive *Bolivina*, *Brizalina* dhe *Ammonia* si dhe te biofacieve qe ato perfaqesojne. Ne figuren 7 jane rrjeshtuar nga lart poshte biofaciet e specieve te gjinive te permendura me lart nga ato te batimetrisë me te vogel ne ato me batimetri me te madhe sic jane :

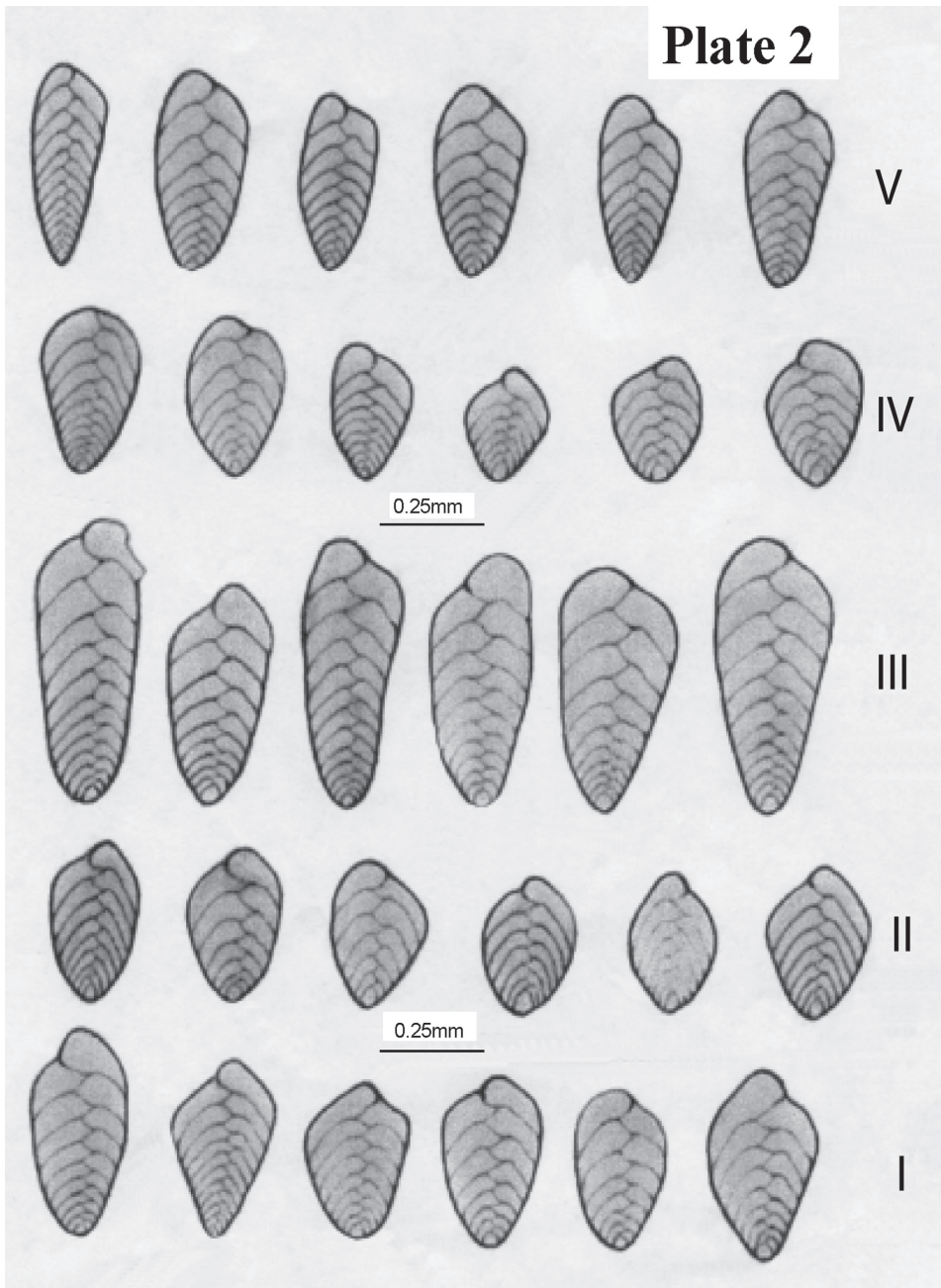
Ammonia beccarii beccarii dhe *Ammonia inflata*, keto kane nje perhapje batimetrike qe shkon nga 10m deri 60m., ndersa ato te gjinive *Bolivina* dhe *Brizalina* jane si me poshte:

Bolivina praeplacentina,
Brizalina albanica messiniana,
B.albanica s.l.
B.albanica
B.dilatata,
B.arta, dhe
Bolivina miocenica,

te gjitha keto biofacie kane nje perhapje batimetrike qe shkon nga 50 deri 500m.

Plate 1





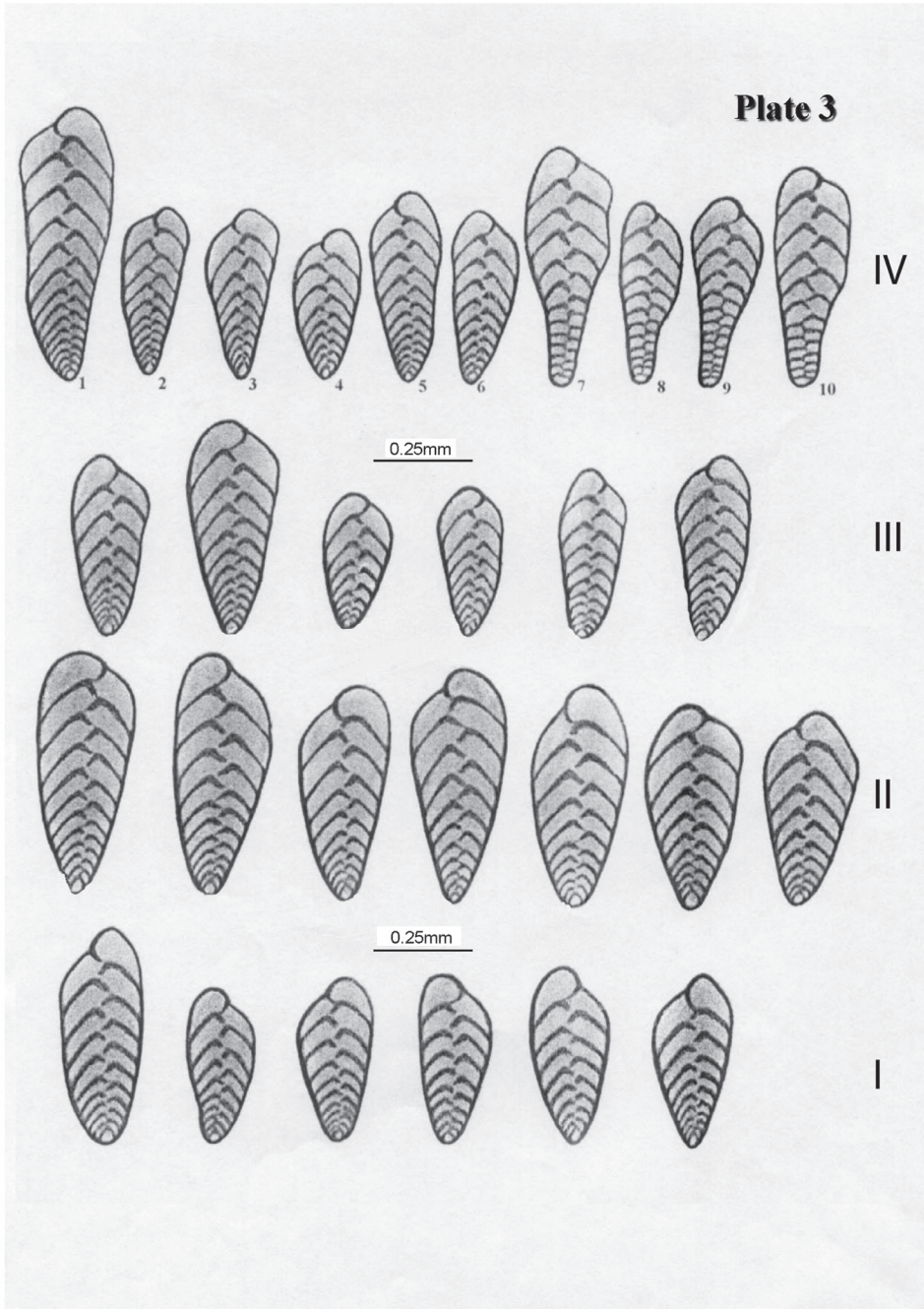


Plate 1

Evolutionary trends of *Brizalina albanica* during different restricted paleoenvironments from Late Serravallian to Late Miocene:

- I. *Br. albanica* Narta-2, 1995-97 m, Latest Serravallian.
- II. *Br. albanica ampla*, Preza-1, 1760m., Tortonian.
- III. *Br. albanica ampla*. Thartor section 1984-85, sample 47, Tortonian.
- IV. *Br. albanica messiniana*. Kavaja 1984-85, sample 144, Messinian
- V. *Br. albanica messiniana*, Kavaja section (1984-1985), sample 149.

Plate 2.

Morphological variations of *Brizalina dilatata* group during different a relatively open and open marine environments from the late Serravallian to Pliocene:

- I. *Brizalina dilatata* (typical) of a relatively open basin of bathyal depth. Ros- 2, 455 m, Late Serravallian.
- II. *Br. dilatata* of a relatively open basin of bathyal depth. Thartor section 1985, sample 32, Tortonian.
- III. *Brizalina dilatata* (sensu Cimerman and Lange, 1991) of neritic depth. Thartor section 1974, sample 287, early Pliocene.
- IV. *Brizalina dilatata* (typical) of the open marine of bathyal depth. Divjaka section 1994 sample 2, middle Pliocene.
- V. *Brizalina catanensis*- *B. dilatata* group of the neritic depth, Divjaka section 1994, sample 5, middle Pliocene.

Plate 3.

Variation scales of *Bolivina praeplacentina* in different open marine environments:

- I. *B. praeplacentina* of the neritic depth of the Late Serravallian sediments. Ballsh- 2, at 7 m. depth.
- II. *B. praeplacentina* of the neritic depth of the Tortonian, Gs.extremus Zone, Kavaja section 1974, sample 2053.
- III. *B. praeplacentina* of the bathyal depth of the Early Pliocene, Kavaja section 1974, sample 2194.
- IV. From 1 to 6 *B. praeplacentina*, from 7 to 10 - *Bolivina placentina* of the bathyal depth of early Pliocene, Radhima (Vlora) outcrop, sample 50.

References

ALBANIAN GEOLOGICAL SURVEY (AGS) (1983). Harta Gjeologjike e RPS te Shqipërisë, shkalla 1: 200 000. *Tirana, 1983.*

A.G.S., (2002). Geological map of Albania, scale 1: 200000. *Tirana, 2002*

AGIP, S.P.A. (1982). Foraminiferi Padani (Terciario e Quaternario). Atlante iconografico e distribuzione stratigrafica. *Seconda Edizione. Agip S.p.A. San Donato Milanese.*

BANDILLI L., LACKA, V. & MUHAMETI, P., (1985). Bashkëlidhja e disa prerjeve sipërfaqore për depozitimet e Tortonianit në pjesën lindore të UPA (Ultesira Prane Adriatike): *Fondi i ING, Fier.*

BARBIERI, R. (1991). Phenotypic variation in *Gyroidinoides altiformis* (Stewart & Stewart) and *Gyroidinoides subangulatus* (Plummer) (Foraminifera). *J. micropaleontol., 9 (2): 239-244, March 1991*

BIZON, G. & BIZON, J. J., (1985). Methode d'études et mode de prelevement des sédiments d'ECOMED: In J. J. Bizon & P. F. Buroillet (Eds): *Ecologie des microorganismes en Méditerranée occidentale. "ECOMED" Ass. Fr. Techn. Petr., Paris.*

- BRUN, L., CHERICI M.A. & MEIJER M. (1984).** Evolution and morphological variations of the principal species of Bolivinitidae in the Tertiary of Gulf of Guinea. *Geologie Mediterraneenne, Vol. 11, no-1, p 13-57.*
- CIMERMAN, F. AND M. LANGER , (1991).** Mediterranean Foraminifera. *Razred za naravoslovne vede, classis IV: historia naturalis, opera 30, pp. 1-118, pls.1-93 . Slovenska Akademia, Ljubljana.*
- CITA, M.B., VISMARASCHILLINGA. & BOSSIOA. (1980).** Stratigraphy and paleoenvironment of the Cuevas del Almanzora section. (Vera Basin). *Riv. Ital. Paleont. v. 86, nr. 1, pp 215-240 Milano.*
- DALIPI, H. NASTO TH. DALIPI V., PRILLO S. (1974).** Stratigrafia e paleogeografia e depozitimeve te Miocenit te mesem, Miocenit te siperm dhe Pliocenit te U.P.A. *Fondi i ING. Fier.*
- GRADSTEIN, F. M. ET AL. (1996).** Geologische Zeitscala der Mark Bradenburg in: *Atlas zur Geologie von Bradenburg, Landesamt fur Geowissenschaften und Rohstoffe, Kleinmachnow.*
- GURI, S., RAKIPI, N., BONJAKU, S. ET AL., (2003).** Studimi kompleks tektonikës sedimentologjisë dhe zonave hidrokarburbajtëse duke përfshirë dhe atë detare. *Fondi IGJNG Fier.*
- IACCARINO, S. (1985).** Mediterranean Miocene and Pliocene planktic Foraminifera. In: *Bolli, H. M., Saunders, I. B. and Perch Nielsen, K., Eds., Plankton stratigraphy. Cambridge Univesity Press: 283-314.*
- JORISSEN, P. J., (1988).** Benthic foraminifera from the Adriatic Sea, principles of phenotypic variation. *Utrecht Micropaleontol. Bull., 37, 5-174.*
- PRILLO, S., (1985).** Konkluzione biostratigrafike ne baze te mikrofaunes (foraminifera) te kampioneve e shllameve te pusit Narta-2. *Fondi ING Fier.*
- PRILLO, S., (1988).** Foraminiferet, biostratigrafia dhe paleoekologjia e depozitimeve nga Akuitani deri ne Helvecian (perfshire). *Disertacion per graden shkencore "Kandidat i shkencave".Fondi Institutit Gjeologjik Naftes e Gazit Fier.*
- PRILLO, S. & HASANAJ L. (1990).** Perkatesia moshore e depozitimeve qe permbajne Ammonia beccarii dhe Cyprideis (Ostracoda). *Bul. Shk. Gjeol. 3/1990.*
- PRILLO, S., HASANAJ, L., ÇOBO, L. & MAHMUTI L. (1994).** Studimi kompleks biostratigrafik i depozitimeve te Miocenit te mesem e te siperm per konkretizimin e kateve Langhian, Serravallian, Tortonian e Messinian sipas stratotipeve te Mesdheut. *Fondi ING Fier.*
- PRILLO, S. (1995).** The stratigraphic and paleoecological significance of the Bolivinitidae in the middle and late Miocene of western Albania. *(unpublished).*
- PRILLO, S. & HASANAJ, L. (1998).** Biostratigrafia dhe interpretime paleoekologjike per depozitimet e Pliocenit ne Shqiperi. *Fondi ING Fier.*
- PRILLO, S. & HASANAJ, L. (2002).** Biostratigraphy and paleoenvironments of the late Messinian sediments of the Durres-Lushnja area, Albania. *Bull. T.CXXV del Academie Serbe des sciences et des arts Classe des sciences mathematiques et naturelles, N° 41, p. 89- 96, Beograd.*
- REUSS, A. E. (1850).** Neue foraminiferen aus den Schichten des osterreichischen Tertiarbechens. *Denkschr K. Akad wiss Wien, mathem, naturwiss Cl. 1, pls 1-6, Wien.*
- ROGL, F., (1985).** Late Oligocene and Miocene planktic foraminifera of the Central Paratethys. In: *Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., Eds., Plankton Stratigraphy. Cambridge University, Press: 315-328.*
- SISSINGH, W. (1972).** Late Cenozoic Ostracoda of the south Aegean Island Arc. *Utrecht Micropaleontol. Bull. 6, 1-187.*
- TJALSMA, R. C., (1971).** Stratigraphy and Foraminifera of the Neogene of the Eastern Guadalquivir Basin, S. Spain. *Utrecht Micropaleontol. Bull., 4, 1-161.*

MBI THYERJEN TËRTHORE VLORË-ELBASAN-DIBËR, SI NJË NDËR TEKTONIKAT MË TË HERËSHME DHE MË AKTIVE TË STRUKTURËS GJEOLGJIKE TË ALBANIDEVE

Petraq Naço*, Hamza Reçi*, Fatbardha Vinçani*

Përmbledhje

Thyerja tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër është një ndër tektonikat më interesante dhe më të veçanta të strukturës gjeologjike të Albanideve. Me të dhe proceset gjeotektonike të zhvilluara nëpërmjet saj, janë të lidhura dhe gjejnë shpjegim një sërë fenomenesh gjeologjike lokale e regjionale. Masivi evaporitik i Dumresë është formuar si rezultat i thyerjes që ka pësuar mbulesa karbonatike Triasiko-Eocenike, duke i dhënë mundësi masave duktile, të rrjedhin nëpërmjet saj, drejt sektorëve me presion më të ulët. Aktivizimi i thyerjes pasojat i ka komplekse, për shembull, ka çuar në uljen e presioneve të thellësisë, për sektorë pranë saj, për rrjedhojë strukturat antiklinale të Patos-Verbasit, Selenicës, Kuçovës, etj., nga njësi tektonike që përjetonin vetëm ngritje pësuan zhytje të shpejtë. Ndryshimet që ndodhën në thellësi të tokës, u reflektuan menjëherë në sipërfaqe, malet u kthyen në depresione dhe deti vërshoi mbi to, proces i cili shënon fillimin e formimit të formacionit mollasik, mbi strukturat e eroduara karbonatike. Evaporitet, falë vetisë së plasticitetit, janë akumulues të presioneve tektonike, për rrjedhojë nismëtarë dhe të lëkundjeve të vazhdueshme sizmike. Kjo është e vërteta, përse segmenti Vlorë-Elbasan-Dibër karakterizohet nga lëkundje të shpeshta dhe të fuqishme tërmetesh. Thyerja tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër, krahas shumë funksioneve, falë parametrave fillestar të formimit, luan rolin edhe të një barriere, përballë tensorit të shtypjes krahinore. Kjo është arsyeja përse treva në juglindje të saj është shumë më e strukturuar se sa treva në veriperëndim.

Fjalët kyç: Thyerja tërthore Vlorë-Elbasan-

Dibër, Masivi evaporitik i Dumresë, shtypja krahinore, strukturat e eroduara karbonatike, Patos-Verbasit, Selenica, Kuçova, lëvizjet e reja tektonike.

Hyrje

Po ti hedhësh një vështrim të kujdesshëm Hartës Gjeologjike të Shqipërisë, të bie në sy menjëherë, copëtimi i sajë në dy sektorë, përafërsisht sipas segmentit tërthorë Vlorë-Elbasan-Dibër. Në shtrirjen hapësinore të këtij segmenti dhe në të dy anët e tij, vërehen fenomene dhe ndryshime esenciale të ndërtimit gjeologjik. Ultësira PranëAdriatike nis dhe zhvillohet maksimalisht, në drejtim të veriut, e karakterizuar nga një reliev kodrinoro-fushor, pikërisht pranë këtij segmenti, ndërkohë direkt në jug të saj, shtrihet e strukturuar fuqishëm, në trajtën e masivëve karbonatik, e karakterizuar nga një reliev i ashpër malor, zona tektonike Jonike. Masivi evaporitik i Dumresë përbën daljen më spektakolare të rrjedhjes së evaporiteve, jo vetëm në Shqipëri, por në gjithë Ballkanin. Dritarja tektonike e Okshtunit, së bashku me dritaret evaporitike të Peshkopisë, përbëjnë një tjetër element në shtrirjen e këtij segmenti. Një sërë vendburimesh hidrokarbure të zbuluara, shenjash masive naftë në sipërfaqe, dalje të ujërave të nxehta, lëkundje të fuqishme tërmetesh, mineralizime hidrotermale, janë përvijuar pikërisht pranë këtij segmenti. Për sa themë më sipër, e më shumë akoma, besoj se është e kuptueshme, për të vlerësuar rolin dhe rëndësinë, që ka luajtur dhe ka segmenti Vlorë-Elbasan-Dibër, në zhvillimin dhe zbrërthimin gjeologjik të këtij sektori dhe gjithë Albanideve në tërësi. Ky përqendrim fenomenesh dhe ngjarjesh gjeologjike, ka tërhequr vëmendjen e shumë studiuesve të fushës së gjeologjisë, të cilët në studimet e tyre, pa u ndalur në mënyrë të veçantë, janë të mendimit se

*Instituti i Gjeoshkencave Tiranë

kemi të bëjmë me një thyerje tektonike tërthore, të thellë dhe të hershme, e cila ka luajtur një rol të rëndësishëm, në zhvillimin dhe strukturimin e Albanideve në të dy anët e këtij segmenti.

Ne, në këtë artikull do të përpiqemi, që në mënyrë të përmbledhur, të bëjmë një analizë dhe harmonizim të fakteve dhe ngjarjeve gjeologjike, në nivelin e sotëm të njohjes dhe të koncepteve për tektonikën globale, në kuptimin e trajtimit të fenomenit si një i tërë.

Të dhënat faktike

Thyerja tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër nuk përfaqëson një lineament të dukshëm dhe të ndjekshëm në sipërfaqe, ashtu siç është për shembull lineamenti, që ndan zonat tektonike Kruja e Krasta-Cukali. Ajo përfaqëson një thyerje të konceptuar mbi bazën e një serie faktesh të

karakterit indirekt. Si e tillë, trasimi i kësaj tërthoreje, ka përbërë gjithmonë një problem të diskutueshëm. Herë herë, ajo është konceptuar si një lineament vijëdrejtë (Bakiaj H., etj., 1991), herë herë si një zonë tranzitore, që bënë kalimin nga zona e rrudhosur orogjenike, që ndodhet në jugë të saj, për tek ajo platformike, që ndodhet në veri (Tushaj D., etj., 1991).

Në të vërtetë janë një seri faktesh (fig.1), të cilët në pamje të parë duket sikur nuk kanë lidhje me njëri tjetrin, por po të shikohen me kujdes, në kuadrin e gjithë strukturës gjeologjike të Albanideve, ato janë pjesë e vazhdueshme e të njëjtit proces gjeodinamizmi. Natyrshëm, lind pyetja, cilët janë këto fakte dhe si lidhen ato me tërthoren e vjetër Vlorë-Elbasan-Dibër. Ky do të jetë qëllimi i këtij artikulli, që jo vetëm t'i listojë si të dhëna faktike, por të argumentojë lidhjen dhe vazhdimësinë

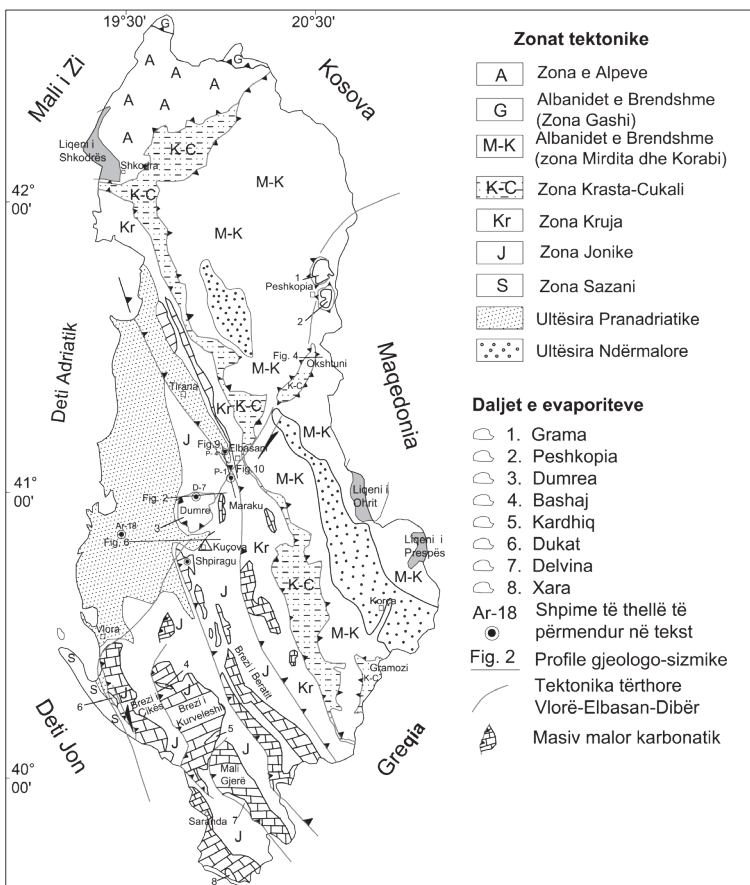


Figura 1. Harta tektonike skematike e Shqipërisë me thyerjen tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër
Figure 1. Schematic tectonic map of Albania, with Vlorë -Elbasan-Dibër transversal fault

gjeodinamike të formimit të tyre, në funksion të faktorit kohë gjeologjike.

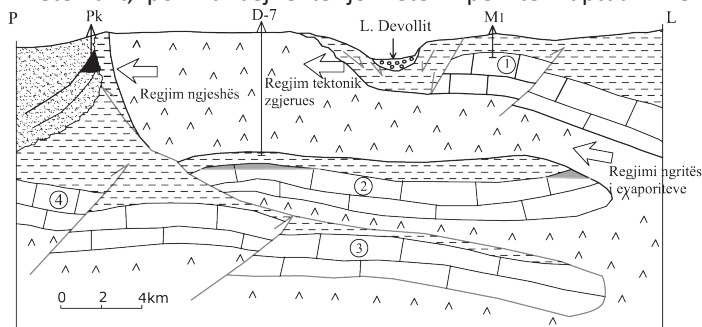
- Diapiri evaporitik i Dumresë përbënë dëshminë më të pa diskutueshme, për ekzistencën e këtij lineamenti tërthor, si rruga e vetme, për rrjedhjen në sipërfaqe të prerjes së vjetër stratigrafike (Naço P., etj., 2009).
- Pak a shumë, në të njëjtën shtrirje lineare me diapirin e Dumresë dhe lineamentin që po diskutojmë, ndodhen dritaret evaporitike të Peshkopisë, të cilat gjithashtu përbëjnë shpërthime diapirike të prerjes së vjetër stratigrafike Permo-Triasike.
- Dritarja tektonike e Okshtunit (Naço P., etj., 1987), e pozicionuar gjeologjikisht midis diapirit të Dumresë dhe dritareve evaporitike të Peshkopisë, përbënë një tjetër fakt potencial, në mbështetje të këtij lineamenti të rëndësishëm, për strukturën gjeologjike të Albanideve.
- Pjesa jugore e zonës Jonike është e karakterizuar nga një malformim i fuqishëm, i shprehur nëpërmjet disa masivëve karbonatik, të cilët sipas segmentit Vlorë-Elbasan, në drejtim të veriut, ja lënë vendin në mënyrë të menjëhershme një reliefi kodrinoro - fushor.
- E ndërkohë, për afërsisht po sipas këtij segmenti, përkundër zonës së masivëve malorë karbonatikë, nis e zhvillohet potencialisht Ultësira PranëAdriatike (Bakiaj H., etj., 1991, Tushaj D., etj., 1991), e karakterizuar nga trashësira të konsiderueshme të molasave, shtrirja e së cilës është shprehje e reliefit kodrinoro-fushor.
- Antiklinali karbonatik i Patos-Verbasit, në trajtën e një masivi malor të varrosur, me shtrirjen e madhe, orientimin Albanid si dhe pozicionin hapësinor, i bënë një kundërshti të padiskutueshme, konceptimit hapësinor të derisotëm, të këtij lineamenti të rëndësishëm (Bakiaj H., etj. 1991).
- Një sërë antiklinalesh të varrosur, siç janë ata të Patos-Verbasit, Kuçovës, Selenicës, etj, përbëjnë fakte të rëndësishme, që flasin për inversitetin e lëvizjeve tektonike, duke dëshmuar se rajone të tëra, që dikur përfaqësonin treva të rrudhosura malore, me erozion të fuqishëm, sot i gjejmë të varrosura nën formacionet molasike. Përkundër lind pyetja, cila është arsyeja, që këto rajone nga treva të fuqishme erozive, të shndërrohen në basene potenciale sedimentare.
- Përgjatë tërthores që po diskutojmë, takohen shenja të shumta hidrokarburesh në sipërfaqe, si dhe janë zbuluar një sërë vendburimesh naftë e gazi në thellësi, të cilat flasin jo vetëm për ekzistencën e një regjimi tektonik kompleks, të shprehur nëpërmjet kurthimeve e rikurthimeve hidrokarbure, por edhe të konditave të favorshme gjeokimie, të karakterizuara nga presione dhe temperatura të larta, të domosdoshme për gjenerimin e hidrokarbureve.
- Vendosja hapësinore dhe marrëdhëniet tektonike midis masivëve ultrabazikë të Shpatit e Kuturmanit, gjejnë shpjegim në kuadrin e tërthores dhe të regjimeve tektonike komplekse të rrjedhura prej saj (Harta gjeologjike 1:200 000).
- Lëvizjet e reja tektonike, të evidentuara për gjatë segmentit Vlorë-Elbasan-Dibër, nëpërmjet faljeve të freskëta normale, luginave të thella erozionale, formimit të sedimenteve të reja, regjistrimit të lëkundjeve të shpeshta sizmike, janë dëshmi e gjallë e aktivitetit të vazhdueshëm të lineamenteve të hershme tërthore (Melo V., 1961; Aliaj Sh., etj., 1994; Naço P., etj., 2006a; Naço P., etj., 2005).
- Pikat e nxehta, të evidentuara përgjatë segmentit Vlorë-Elbasan-Dibër, si nëpërmjet burimeve sipërfaqësore të Peshkopisë, Elbasanit, Kapajt, etj, ashtu edhe nëpërmjet puseve të thellë të naftës në Kozan, Ishëm, Galigat, Grekan, etj, janë dëshmi e pranisë së flukseve të fuqishme termike, e komunikimit të thellësive të mëdha të nëntokës, si dhe e ekzistencës të thyerjeve të thella tektonike (Naço P., etj., 2004).
- Modeli strukturor i brahiantiklinalit të Labinotit-Fushë, si vazhdimi më jugperëndimor i vargut antiklinal të Okshtunit, është një e dhënë tjetër, që fletë për ndikimin e madhe, që ka luajtur tërthorja Vlorë-Elbasan-Dibër,

në strukturimin e njërive tektonike dhe sjelljen e lineamenteve të hershme ndaj boshtit kryesor të sforcimeve (Aliaj Sh., etj., 1991).

Diapiri evaporitik i Dumresë

Diapiri evaporitik i Dumresë, përbën një ndër nyjet gjeologjike më interesante në strukturën tektonike të Albanideve, jo për vlerat unikale që ai ka në rajon e më gjerë, as për larmitetin gjeomorfologjik e mundësitë gjeoturistike, por për domethënien gjeodinamike të formimit të tij dhe rolin që ka luajtur në strukturimin e tektonizimin e këtij segmenti Albanid (fig. 2). Ai përbën një masiv gjigant, në trajtën e një ajsbergu, me sipërfaqe e trashësi të konsiderueshme, i cili duket sikur është në lëvizje e ndryshim të vazhdueshëm. Themi në trajtën e një ajsbergu, sepse ai i ngjanë një mysafiri të largët, krahasuar me mjedisin gjeologjik që e rrethon (fig. 1). Pjesa më e madhe e këtij masivi potent është e zhytur në brendësi të tokës, në trajtën e një mase të rëndë, ndërsa pjesa e sipërme e tij paksa zbulohet në sipërfaqe, në formën e një rrafshnalte e rrethuar nga një unazë kodrash flishore. Pusi i thellë Dumreja-7 ka sjellë një informacion të rëndësishëm për sa i përket tectogjenezës së këtij masivi, duke na vërtetuar se evaporitet e këtij diapiri përfaqësojnë një inkluzion brenda formacionit flishor Oligocenik (fig. 2), ose më saktë brenda Oligocenit të poshtëm (Naço P., 1997). Ndërsa të dhënat e sjella nga pusi Papri-1, jo vetëm e mbështesin këtë fakt, por na bëjnë të

kuptojmë, që rrënjët e këtij diapiri shkojnë në drejtim të lindjes e verilindjes, sipas luginës së lumit Shkumbin, drejt qytetit të Elbasanit. Trashësia e madhe e formacionit evaporitik mbi 5000m, e vërtetuar nga pusi Dumreja-7, nuk përfaqëson trashësinë e vërtetë stratigrafike të këtij formacioni, por trashësinë diapirike, të formuar nga rrjedhja, si rezultat i vetive duktile nga të cilat karakterizohen evaporitet. Pra, është e kuptueshme se formacioni evaporitik i Dumresë, në pozicionin gjeologjik që ne e shikojmë sot, nuk gëzon asnjë nga dy elementët fillestar që karakterizojnë formacionet sedimentare, as trashësinë dhe as moshën e formimit. Ky fakt është shumë i rëndësishëm për të kuptuar historinë gjeologjike të formimit të tij dhe gjeodinamizmin e theksuar, nga i cili karakterizohet. Trashësia stratigrafike normale e evaporiteve Permo-Triasike ndër Albanidet nuk zbulohet; kudo ato janë të takuara, si në sipërfaqe ashtu edhe në thellësi, me kontakte mospajtuase, tektonike apo stratigrafike. Nga literatura, trashësia stratigrafike e evaporiteve është llogaritur rreth 1000m (Zirngast M., 1996), kështu që nga një përlllogaritje e thjeshtë i bie që volumi i sotëm i Dumresë të jetë pesëfish i mbivendosur. Kjo do të thotë që paleogjeografikisht evaporitet e Dumresë, në konditat e formimit si sedimente, të kenë pasur të paktën një përhapje pesë herë më të madhe, se ajo që ekspozohet sot në sipërfaqe. Ky fakt është shumë domethënës, jo vetëm për të kuptuar mekanizmin e



Shpjegues

- | | | | |
|--|-----------|--------|---|
| ① Antiklinali Karbonatik i Marakat | Karbonate | Flishe | Puse të thellë të shpuar për hidrokarbure |
| ② Prospekti hidrokarbur nën mbulimin e Dumresë | Evaporite | Molase | Vendburimi naftëmbajtës i Pekishtit |
| ③ Prospekte të thella hidrokarburesh | | | |
| ④ Antiklinali Karbonatik i Patos-Verbasit | | | |

Figure 2. Prerja gjeologjike tërthore në sektorin e Dumresë

Figure 2. Geological cross section at Dumrea area

formimit të masivit evaporitik, jo vetëm për të konceptuar, deshifruar e interpretuar drejt ndërtimin gjeologjik të rajonit për rreth, por ç'ka është më e rëndësishmja nëpërmjet tij marrin përgjigje e kuptohen shumë ngjarje, fenomene e ndryshime esenciale të ndërtimit gjeologjik. Kështu, bëhet i prekshëm konceptimi i thyerjes së thellë dhe të hershme, si rruga e mundshme për rrjedhjen e evaporiteve nga thellësitë e mëdha të nëntokës. Bëhet e prekshme ekzistenca e thyerjes tërthore, intersektimi i saj me tektonikat gjatësore, që kufizojnë në perëndim antiklinalin e Marakut dhe zonën tektonike Kruja, për rrjedhojë dhe koncepti i nryjeve të dobësuar tektonike. Bëhet i prekshëm gjeodinamizmi dhe kompleksiteti i lëvizjeve të fuqishme tektonike, që ka shoqëruar formimin e masivit evaporitik (fig. 2), për rrjedhojë dhe strukturimin e një rajoni shumë më të gjerë se përhapja e tij. E kështu me radhë kuptohen e gjejnë shpjegim shumë koncepte e fenomene, të cilat do ti trajtojmë më poshtë.

Forma hapësinore e masivit të Dumresë, në trajtën e raketës së pingpongut, me bisht të zgjatur në drejtim të qytetit të Elbasanit, si dhe marrëdhëniet e tij me shkëmbinjtë rrethues përbëjnë të tjerë element, që flasin për gjeodinamizmin, mekanizmin e zhvillimit (Edgell H., 1996) dhe rrënjët e shpërthimit të këtij diapiri. Në aspektin e marrëdhënieve me shkëmbinjtë rrethues, masivi evaporitik i ngjan rrëshqitjes së një akullnaje, me front ballor harkun Vlashuk-Kosovë.

Në sektorët lindor, verior e veriperëndimor formacioni flishor është i vendosur mbi kurriz të evaporiteve, në trajtën e një mase pasive, me rënie të butë e shtrirje të përputhshme me konturin e evaporiteve. Ndërsa në sektorët jugor e jugperëndimor, formacioni flishor është i vendosur në ballin e evaporiteve, në kondita kundërshtuese, me shtrirje të përputhshme me konturin e evaporiteve, por me rënie të fortë deri të përmbysur (fig.2). Kjo do të thotë, se zhvillimin maksimal masivi evaporitik i Dumresë e ka patur para formimit të flisheve që takohen për rreth tij (Naço P., 1997), duke vendosur kështu tavan për kohën e shpërthimit të evaporiteve dhe tjetër, që rrënjët e këtij diapiri janë në kufijtë më verilindor të përhapjes së tij.

E ndërkohë, direkt e indirekt tregon, që masa duktile ka rrjedhur nga verilindja drejt jugperëndimit, që kjo kahje është e përputhshme me tërthoren e thellë që ka bërë të mundur rrjedhjen e saj, që tërthorja ndodhet më në lindje se konturi i sotëm lindor, e kapur nën formacionet e mbihypura (fig. 2) dhe që sensi i intensitetit të rrjedhjes së evaporiteve rrënjësore ka qenë i kundërt. Kështu shprehemi, se është tërthorja e vjetër, që jo vetëm ka bërë të mundur inkludimin e evaporiteve, por ka diktuar dhe lëvizjen e tyre, si gjatë ngritjes lart, ashtu edhe gjatë mbishtrirjes.

Që nga momenti që evaporitet kanë çarë mbulesënsedimentare karbonatiko-flishore, gjeodinamizmi i rajonit ka pësuar ndryshime thelbësore. Kuptohet, këto ndryshime, apo lëvizje të fuqishme inverse, dëshmojnë edhe njëherë për rolin e madh që luajnë evaporitet në strukturimin e tektonizimit e trevave gjeologjike (Velaj T., etj., 1991). Shtroja duktile Permo-Triasike ka filluar të rrjedhë nëpërmjet nryjes së dobësuar tektonike, e cila përkon me intersektimin e thyerjes tërthore Elbasan-Dibër, me thyerjet gjatësore që kufizojnë në perëndim antiklinalin e Marakut dhe zonën tektonike Kruja. Tektonikat tërthore apo gjatësore, në konditat e linjave të dobësuar, përbëjnë frontin drejt të cilit është orientuar gjithë rrjedha duktile, ndërsa pika e ndërprerjes së tektonikave përbën nryjen më të dobësuar, të favorshme për krijimin e kraterit, nëpërmjet të cilit janë ngritur lartë evaporitet, duke u kthyer nga shtrojë në mbishtrijë.

Në këto kushte jo vetëm është ndërprerë procesi i tektonizim-strukturimit për ato treva, që shtroja duktile është përfshirë në lëvizje inverse, por masa e humbur, në konditat e kompensimit, është shoqëruar me ulje të mbulesës sedimentare karbonatiko-flishore. Madhësia e uljes ka qenë në funksion të trashësisë stratigrafike të formacionit duktil evaporitik, të cilin për analogji e kemi pranuar rreth 1000m. Rajoni mbi të cilin sot shtrihet masivi evaporitik i Dumresë duhet të ketë pësuar uljen maksimale, diktuar nga afërsia me nryjen e shpërthimit, konditat paleotektonike dhe ngarkesën litostatike gjithnjë në rritje. Gjithashtu, ulje të fuqishme kanë pësuar edhe ato rajone që shtrihen pranë ose përgjatë tektonikave intersektuese,

të cilat kanë përbërë linjat e rrjedhjes së masës duktile, më tej kjo ulje në mënyrë graduale ka ardhur në shuarje. Kjo lëvizje e fuqishme mase u shoqërua me ndryshime esenciale të regjimit tektonik. Treva të tëra nga regjim tektonik kompresiv u përfshinë në regjim tektonik distensiv, të shoqëruar me varrosje të strukturave, nën ritmin e tektonikave të tipit falje e kundrafalje. Ky riorrganizim tektonik e strukturor pa dyshim është shoqëruar me migrim e rikurthim të potencialit hidrokarbur të trevave gjeologjike që janë përfshirë në këto lëvizje inverse.

Nëpërbërjet e këtij procesi tektonik kompleks janë shkatërruar e formuar disa vendburime hidrokarbure, si në Kozan, Pekisht-Murris, Kuçovë, Patos, Marinëz, Selenicë, etj. Pra, me sa shikojmë, shpërthimi evaporitik është i shoqëruar me ndryshime e ndikime të fuqishme në evolucionin gjeologo-tektonik të trevës ku ai ka ndodhur. Bile ndikimet janë aq esenciale, jo vetëm për rajonet ku ato evidentohen në sipërfaqe, por më gjerë edhe se sa struktura tektonike e Albanideve, duke kapur të gjitha parametrat e një ngjarje madhore tektonike, të cilën po e quajmë faza tektonike evaporitike. Problemi qëndron tek koha e veprimit të kësaj faze tektonike, intensiteti dhe regjimet e rrjedhura prej saj. Sipas të dhënave të sjella nga rajoni i Dumresë, nëpërmjet puseve të thellë Dumreja-7 e Papri-1 rezultojnë se gjatë fundit të Oligocenit të poshtëm evaporitet kanë shpërthyer mbulesën karbonatiko-flishore, duke shënuar fillimin e një epoke të re tektonike (Naço P. 1997).

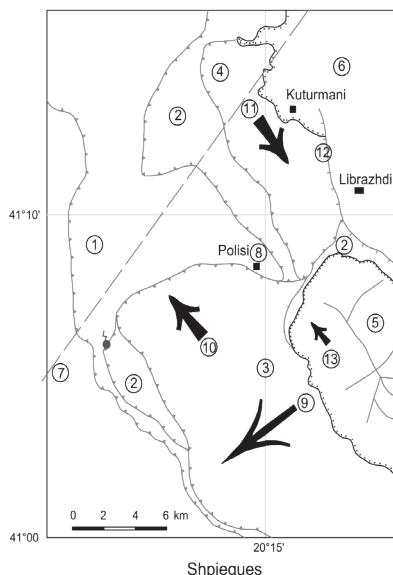
Por le të mbetemi tek Dumreja, duke e sqaruar sado pak historinë e formimit të këtij masivi potent. Me shpërthimin e mbulesës terigjene, shtroja evaporitike është përfshirë nën një regjim të ri sforcimesh tektonike. Krahas regjimit ngjeshës, të cilin kanë vazhduar ta përjetojnë të gjithë ato treva që shtrihen në juglindje të tërthores Vlorë-Elbasan, apo në lindje të tektonikave intersektuese me të, fillon të ndihet fuqishëm regjimi tektonik zgjerues. Ky regjim ka përfshirë gjithë ato treva, nga ku ndodh humbja e shtrojës evaporitike, të cilat shtrihen në veriperëndim dhe perëndim të tektonikave të mësipërme. Pra, shpërthimi i evaporiteve të Dumresë, nëpërmjet thyerjeve të vjetra, e ka ndarë rajonin në

dy sektor me regjime tektonike krejt të ndryshme. Sektori në lindje e juglindje të thyerjeve vazhdon të përjetojë regjimin ngjeshës, me strukturim e malformim të vazhdueshëm, regjim i cili vazhdon dhe sot e kësaj dite. Sektori në perëndim e veriperëndim të thyerjeve përfshihet në lëvizje inverse, si rezultat i regjimit zgjerues të krijuar nga rrjedhja e evaporiteve, i shoqëruar me ulje të vazhdueshme të njësisve tektonike dhe ndryshime të rëndësishme të modelit strukturor të thellësisë, regjim i cili vazhdon dhe sot e kësaj dite (Naço P., etj. 2006b). Gjithë këto ndryshime e lëvizje intensive tektonike janë bërë nën ritmin e tektonikave hedhëse e kundrahedhëse për sektorin lindor dhe të tipit falje e kundrafalje për sektorin perëndimor.

Masivi ultrabazik i Shpat-Kuturmanit

Pozicioni i sotëm hapësinor i masivit ultabazik të Shpat-Kuturmanit përbën një domethënie të rëndësishme në favor të ekzistencës së tërthores Elbasan-Dibër. Ai takohet në trajtën e dy masivëve, atij të Kuturmanit në veri dhe Shpatit në jug (Harta gjeologjike e Shqipërisë në shkallë 1: 200 000), me orientim të qartë Albanid, por të spostuar në tërthorë, në relacion me njëri tjetrin (fig. 3). Karakteristik esenciale e këtyre dy masivëve është se, aty ku mbaron njëri fillon tjetri dhe orientimi i masivit të Kuturmanit është i përputhshëm me orientimin e brezit perëndimor të ofioliteve në veri, ndërsa i masivit të Shpatit është i përputhshëm me orientimin e brezit perëndimor të ofioliteve në jugë. Më konkretisht, masivi i Kuturmanit ka të njëjtën shtrirje azimutale me masivin e Skëndërbeut, ndërsa masivi i Shpatit ka të njëjtën shtrirje azimutale me masivin e Vallamarës dhe të Voskopojës. Të dy këta masivë, së bashku me formacionet e tjera të inkuadruara në Albanidet e brendshme, janë të mbihedhura mbi nënzonën tektonike Krasta, veçse masivi i Shpatit është tërësisht i mbishtruar mbi këtë të fundit, duke shprehur një avancim mbi 12 km më shumë. Kjo situatë marrëdhëniesh tektonike është e njëjtë për gjithë brezin e Albanideve të brendshme, që shtrihen në jug të segmentit Elbasan-Librazhd.

Pra, me sa shikojmë, fenomeni nuk është i lokalizuar vetëm për sektorin e



1. Nënzona tektonike Krasta 2. Albanidet e brendshme 3. Masivi ultrabazik i Shpatit 4. Masivi ultrabazik i Kukurmanit 5. Karbonatet kretake të Polisit 6. Molaset serevalian - tortoniane të Librazhdit 7. Thyerja tërthore Elbasan - Dibër 8. Gjysëm dritarja tektonike e Polisit 9. Boshti i shtypjes krahinore 10. Drejtimi i lëvizjes të masivit të Shpatit 11. Drejtimi i lëvizjes të masivit të Kukurmanit 12. Mbihedhje e masivit të Kukurmanit mbi molaset 13. Drejtimi i lëvizjes të gëlqerorëve kretakë.

marrëdhënieve ndërmjet dy masivëve në fjalë, por është Albanid. Kjo do të thotë, se ndryshimin në strukturim të Albanideve të jashtme, në të dy anët e segmentit Vlorë-Elbasan, e kanë reflektuar dhe Albanidet e brendshme. Kjo është e lidhur me koeficientin e shkurtimit, pra me sjelljen e paleoprishjeve ndaj boshtit të shtypjes krahinore. Sa më i madh të jetë ai, aq më i fuqishëm është malformimi (Aliaj Sh., 1987), për rrjedhojë aq më të zhvilluara janë hapësirat depressive, që krijohen në pjesët e pasme të zonave orogjenike, të përshtatshme këto për zhvillimin e mbihypjeve dhe shariazheve. Pra, në këto kondita regjimi tektonik janë evoluar Albanidet e brendshme në jug të segmentit Elbasan-Librazhd, për rrjedhojë dhe masivi ultrabazik i Shpatit-Kukurmanit. Në rrjedhë të këtij procesi tektonik, masivi jo vetëm është copëtuar në dy pjesë, por është përfshirë në lëvizje inverse, të rrjedhura nga njëra tjetra. Pjesa e Shpatit ka lëvizur në drejtim të veriperëndimit, duke tentuar të kapi gjithmonë pozicionin më të ulur, pranë tërthores, ndërsa pjesa e Kukurmanit ka lëvizur në drejtim të juglindjes, drejt boshllëkut të krijuar nga lëvizja e masivit

Figure 3. Harta e marrëdhënive formacionale dhe lëvizjeve tektonike midis masivëve ultrabazikë të Shpatit dhe Kukurmanit

Figure 3. Relations map of geological formations and tectonic movements between ultrabasic massives of Shpatit and Kukurmanit

të Shpatit (fig. 3). Vazhdimësia e këtij kompleksi lëvizjesh tektonike ka përbërë një proces të gjatë, i cili ka filluar gjatë fundit

të Eocenit të poshtëm, kohë në të cilën Albanidet e brendshme janë mbihedhur mbi nënzonën tektonike Krasta, por që vazhdon dhe sot e kësaj dite, duke na lënë si dëshmi një sërë faktesh, si copëtimin e masivit ultrabazik në dy pjesë, krijimin e gjysmë dritares tektonike të Polisit, mbihedhjen e masivit të Kukurmanit mbi molaset Tortoniane të Librazhdit, shkundjen tektonike të karbonateve Kretake të malit të Polisit, drenimin e burimeve të fuqishme të Byshekut, etj., të cilat pa dyshim janë krijuar si rezultat i regjimit depresiv të rrjedhur nga aktivizimi i tërthores së vjetër Elbasan-Dibër.

Njësia tektonike Labinot Fushë

Njësia tektonike Labinot Fushë, në pikëpamje litofaciale, ashtu si dhe dritarja tektonike e Okshtunit, janë pjesë e pa kundërshtueshme e nënzonës tektonike Krasta, ndërsa mbështetur në karakteristikat strukturore dhe pozicionin gjeografik, të dyja së bashku përbëjnë një deviacion paleotektonik të tipareve Albanide të kësaj nënzone, duke u veçuar si njësi më vete tektonike (Naço P., 1995). Elementi strukturor më i

spikatur i kësaj njësie është brahiantiklinali (1987).

Labinot Fushë, i cili është i përbërë nga disa ondulime pozitive e negative, si dhe nga disa tektonika të karakterit hedhës e kundrahedhës. Në të shumtën e rasteve akset e ondulimeve dhe shtrirja e tektonikave janë me orientim verilindor, por takohen dhe raste me orientim Albanid (veriperëndimor). Ndërkohë, mbihypja e strukturave është me sens veriperëndimor, me ndonjë përjashtim pranë ballit të zonës tektonike, ku ato tentojnë të konvergojnë me mbihypjen e përgjithshme Albanide, jugperëndimore. Pra, me sa shikojmë, treva në shqyrtim ka përjetuar kryesisht një regjim tektonik sforcimesh në shtypje juglindor, por nuk ka shpëtuar pa u ndikuar dhe nga regjimi krahinor i sforcimeve në shtypje, atij nga verilindja. Ky deviacion i fuqishëm tektoniko-strukturor, në një sektor kaq të ngushtë, përbënë një fakt të rëndësishëm për problemin që po diskutojmë. Po të kemi parasysh konceptin, se rrudhat e mëdha zhvillohen, si rregull, paralel me shkëputjet e lashta paraekzistuese dhe që boshti i rrudhave përputhet me një nga sistemet e shkëputjeve (Aliaj Sh., 1987), atëherë gjykojmë se brahiantiklinali Labinot Fushë është shprehje direkte e tërthores së vjetër Elbasan-Dibër. Ky pohim bëhet dhe më i besueshëm po ti referohemi përputshmërisë në shtrirje të këtij brahiantiklinali, me dritaren tektonike të Okshtunit në verilindje dhe lineamentin nga ku është zhvilluar masivi evaporitik i Dumresë në jugperëndim, duke zënë një pozicion të ndërmjetëm, në lidhje me këta dy element të rëndësishëm të gjeologjisë së Albanideve. Në mbështetje të këtij arsyetimi shkon dhe mbihypja veriperëndimore e këtij brahiantiklinali, i cili nëpërmjet një sistemi tektonikash lartëdhedhëse, përjeton me sa duket ende regjimin tektonik në shtypje, ndoshta si rezultat i intrudimit të evaporiteve nga thellësitë e nëntokës edhe sot e kësaj dite (Leka P., etj., 1987). Pra, gjykojmë, se brahiantiklinali Labinot Fushë është produkt i ekzistencës së tërthores së hershme Elbasan-Dibër dhe i aktivizimit të saj, gjatë përfshirjes së Albanideve nga fazat tektonike në shtypje, përgjatë kohës kur boshti i shtypjes krahinore është ndodhur (raste të pakta) në skajin më juglindor të diapazonit të luhatjes së tij (Aliaj Sh.,

Segmentimi i nënzonës tektonike Krasta

Tërthorja Vlorë-Elbasan-Dibër ashtu si dhe Albanidet e jashtme, e ndanë nënzonën Krasta në dy pjesë. Kjo ndarje është e përvijuar nëpërmjet brahiantiklinalit Labinot Fushë, i cili siç e thamë dhe më sipër, përbënë një deviacion të tipareve tektoniko-strukturore, me të dy pjesët e saj. Pjesa veriore është e karakterizuar nga tipare tektoniko-strukturore të përafërta me ato Albanide, të formuara nën influencën e drejtimit mbizotërues të shtypjes krahinore, deri në shndërrimin e saj në kontinent, gjatë fundit të Eocenit të poshtëm, duke shënuar kështu një ndryshim thelbësorë me atë jugore. Pjesa jugore është e karakterizuar nga tipare tektoniko-strukturore të larmishme, të formuara nën influencën e disa drejtimeve të shtypjes krahinore, duke shënuar kështu një zhvillim më të ngadalshëm malformues, për rrjedhojë dhe një zhvillim më të vonshëm të basenit Krastian, i cili ka vazhduar si i tillë deri nga fundi i Eocenit të sipërm, ndoshta fillimi i Oligocenit të poshtëm (Naço P., 1995). Ky fakt është vazhdimësi llogjike i gjithë asaj që ka ndodhur me Albanidet e jashtme, në jug të thyerjes së vjetër Vlorë-Elbasan-Dibër. Pra, atë që e ka marrë me shumicë zona Jonike, malformim e strukturim i fuqishëm, karakterizuar nga koeficienti i lartë i shkurtimit në shtypje, i ka ngelur me pakicë nënzonës Krasta, malformim e strukturim më i pakët, koeficient i vogël i shkurtimit në shtypje, për rrjedhojë basen sedimentar i vonuar. Me sa duket, pjesa jugore e nënzona Krasta, si pjesë e pasme e një zone orogjenike, ka përfaqësuar paleogjeografikisht një trevë, e cila ka përjetuar zgjerim të vazhdueshëm, duke kondicionuar kështu zhvillim të vonshëm të basenit, tektono-strukturim të dobët, për rrjedhojë dhe brahnisje më të madhe të Albanideve të brendshme në drejtim të perëndimit, deri në fluturim total siç është shembulli i masivit ultrabazik të Devollit (Harta gjeologjike e Shqipërisë në shkallë 1:200,000, 1983, 2002).

Dritarja tektonike e Okshtunit

Dritarja tektonike e Okshtunit është konsideruar një nyje e rëndësishme në

ndërtimin gjeologjik të Albanideve. Rëndësi kjo, e rrjedhur nga ndërtimi litofacial, i njëjtë me atë të nënzonës Krasta dhe shtrirja hapësinore e saj, e pozicionuar midis Albanideve të brendshme. Të qenit midis Albanideve të brendshme, ashtu si dhe dritaret tektonike të Peshkopisë, përbënë një fakt të fortë, për të parë në një kënd vështrim tjetër, jo vetëm këtë element interesant, por gjithë konceptimin tektonik të deri më sotëm të Albanideve. Nga disa autorë ky fakt është konsideruar si demaskim i Albanideve të jashtme, në fushë përhapjeje Albanideve të brendshme (Melo V., etj., 1991), nga disa të tjerë është quajtur si gjuhë ingressive (Çili P., 1977), megjithatë asnjëherë nuk është vënë në diskutim të konceptuarit autokton të Albanideve të brendshme. Në vrojtimet fushore të kryera gjatë viteve 1985-1987, në sektorin nga Librazhdi në Peshkopi (Naço P., etj., 1987), është konstatuar dhe konsoliduar mendimi, se formacionet shkëmbore përbërëse të kësaj hapësire, grupohen në disa unitete tektonike (Naço P., etj., 1998), të cilat ruajnë të njëjtën radhë vendosje në gjithë shtrirjen e saj. Në vijim të këtij konceptimi shikojmë, që formacioni flishor i Mastrohtian-Eocenit, i cili ndërton dhe pjesën qendrore të antiklinalit të Okshtunit, megjithëse është me moshë më të re, është më i poshtështruar tektonikisht. Jo vetëm kaq, por flishi i hershëm Jurasiko-Kretak vendoset sipër tij, në trajtën e një nape rrethore, pa e ndërprerë vijueshmërinë litologjike dhe strukturore, duke qëndruar në përputhshmëri të plotë me flishin e ri të Mastrohtian-Eocenit që ka nën vete. E mandej me radhë vendosen unitetet e tjera, që janë formacioni shistozo-diorit grandioritik, formacioni karbonatik Triasiko-Jurasik dhe së fundi mbi të gjithë këto unitete tektoniko-shkëmbore mbishtrohet tektonikisht formacioni i shkëmbinjve ultrabazikë. Kjo situatë marrëdhëniesh tektonike nuk është rajonale, por shtrihet shumë më gjerë se rajoni i cituar më sipër, pra është Albanide. E quajmë Albanide, sepse të njëjtën situatë vendosje tektoniko-formacionale, që takojmë në Peladhi, Krajkë, Zerqan e gjejmë dhe në Fushë Studën, Trebisht, Ura e Topojanit, Sllatinë, etj. (Naço P. 1995). Të pranuarit e kësaj situatë tektonike, domethënë që flishi i

Mastrohtian-Eocenit si më i poshtështruar i të gjithë uniteteve shkëmbore, ti përkasë zonës tektonike Krasta-Cukali, ndërsa formacionet e tjera të jenë pjesë përbërëse të Albanideve të brendshme, të dikton një riorganizim pak më ndryshe të strukturës tektonike të Albanideve. Përmendim këtu disa nga këto ndryshime; që flishi i Mastrohtian-Eocenit përfaqëson dritare tektonike të zonës Krasta-Cukali midis Albanideve të brendshme, që orientimi strukturor verilindor i tij shkon tërthorë me orientimin Albanid të njëjësive tektonike, që vendosja konkrete e uniteteve shkëmbore shkon ndesh me organizimin e tyre në zonat tektonike Mirdita e Korabi dhe së fundi, që strukturimi i njësisë tektonike të Okshtunit ka ndodhur pas vendosjes së uniteteve shkëmbore mbi njëri tjetrin, domethënë pas Eocenit të mesëm, kohë e cila është përafërsisht e përputhshme me strukturimin e Diapirit evaporitik të Dumresë dhe dritareve tektonike të Peshkopisë. Për sa themë më sipër, kuptohet, që Dritarja tektonike e Okshtunit përfaqëson një nyje të rëndësishme, në ndërtimin tektonik të Albanideve dhe më gjerë akoma dhe se strukturimi i saj është produkt i të njëjtit proces gjeodinamik që ka formuar Diapirin evaporitik të Dumresë, dritaret tektonike të Peshkopisë, strukturën gjeologjike të Sharrit; i aktivizimit të thyerjes tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër-Malet e Sharrit-Grykë e Kaçanikut. Në vijim të këtij arsyetimi gjeologjik kemi bërë dhe interpretimin e profilit sizmik, që kalon në fshatin Okshtun (fig. 4), ku nëpërmjet leximit të tablosë valore kemi evidentuar thyerjen tërthore të paktën që nga koha 4 sekonda thellësi dhe intrudimin e evaporiteve nëpërmjet saj, si një masë duktile që është në lëvizje të vazhdueshme dhe me ndikime të ndjeshme në evolucionin strukturor të njëjësive tektonike. E thënë më direkt, nëpërmjet elementëve që afron nyja gjeologjike e Okshtunit, të paktën kuptojmë tre gjëra kryesore; që organizimi i Albanideve të brendshme në përbërje të zonave tektonike Korabi e Mirdita ka divergjenca të theksuara, që Albanidet e brendshme janë tërësisht të shariazhuara mbi Albanidet e jashtme dhe ajo çfarë duam të shprehim nëpërmjet këtij artikulli, që transversalja Vlorë-Elbasan-Dibër është

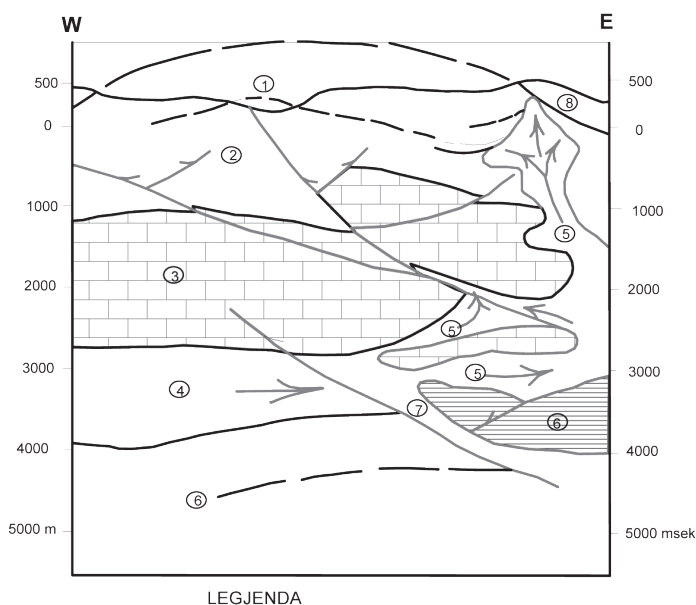
një thyerje transformuese, e thellë dhe e hershme, e cila jo vetëm është aktive dhe sot e kësaj dite, por ka luajtur dhe vazhdon të luaj një rol thelbësor në strukturimin dhe evolucionin gjeodinamik të Albanideve. Kujtojmë këtu, që modeli gjeotektonik dhe gjeostrukturor i Albanideve që ndodhen në jugë të saj, karakterizohet nga ndryshime të dukshme, me modelin gjeotektonik dhe gjeostrukturor të Albanideve që ndodhen në veri të saj. Pra, për sa thamë më sipër, kuptohet qartë, që dritarja tektonike e Okshtunit, struktura antiklinale e Okshtunit, orientimi strukturor i tyre verilindor, është produkt i proceseve gjeodinamike ngritëse, që kanë shoqëruar evolucionin gjeotektonik të thyerjes transversale Vlorë-Elbasan-Dibër-Malet e Sharrit. Në themel të këtij evolucionit gjeotektonik qëndron transversalja e hershme dhe e thellë, si zonë e dobësuar dhe intrudimi i evaporiteve si një masë duktile, e ndjeshme maksimalisht ndaj sforcimeve tektonike dhe e gatshme për të lëvizur menjëherë drejt sektorëve të

dobësuar. Me pakë fjalë, ky është modeli gjeodinamik që ka çuar në formimin e kompleksit të elementëve strukturor që trajtuam më sipër.

Dritaret tektonike të Peshkopisë

Dritaret tektonike të Peshkopisë përbëjnë daljen më lindore të ekspozimit në sipërfaqe, përgjatë strukturës gjeologjike të Albanideve, të evaporiteve Triasike dhe flishit Eocenik. E trajtojmë bashkë këtë bashkëshoqërim litofacial për faktin se, në çfarëdo larmiteti formacional që ato të ndodhen, gjithmonë janë në kontakt direkt me njëra tjetrën. Pra, duke parë kontekstin e vendosjes konkrete të këtyre formacioneve dhe natyrën e marrëdhënieve ndërmjet tyre, shikojmë që formacioni evaporitik ndërton poshtështrorjen e të gjithë formacioneve shkëmbore që takohen për rreth tij, sa do të vjetra që ato të jenë. Ndërsa formacioni flishor Eocenik, në të gjitha rastet kur është prezent, jo vetëm që mbishtrohet direkt mbi evaporitet, pa pranuar asnjë ndërfaqe tjetër

formacionale midis, por dhe natyra e kontaktit është shumë e qetë dhe graduale, e shoqëruar me shënues, që flasin për një ambient sedimentimi normal të flisheve mbi evaporitet (Naço P., 1995). Mandej, është flishi mergelor Jurasiko-Kretak, i cili me kontakt të qartë tektonik vendoset mbi flishin Eocenik dhe në mungesë të tij mbi evaporitet (Naço P., 1995). Evaporitet janë të rrethuara në trajtën e një kurore, nga flishi Eocenik, ashtu siç janë të rrethuara dhe evaporitet e Dumresë nga flishi



1. Dritarja tektonike e Kostenjes (Pjesa Jugperendimore e dritares tektonike te Okshtunit)
2. Formacione flishore te periudhes Aptian-Eocen
3. Reflektor sizmik i forte. Formacionet karbonatike te Triasik-Jurasikut
4. Reflektor sizmik i dobet. Evaporitet e Permian-Triasikut
5. Intruzioni i evaporiteve nepermjet nyjeve tektonike te dobësua
6. Reflektor sizmik i fuqishem. Formacionet terrigjene te shtrira poshte Evaporiteve
7. Tektonika aktive
8. Albanidet e brendshme

Figure 4. Profili gjeologjiko-sizmik i Okshtunit
Figure 4. Geological-Seismic cross section of Okshtuni

i Oligocenit të poshtëm (Naço P., 1997). Pra, në këtë situatë faktesh, evaporitet nuk kemi si ti mendojmë ndryshe, veçse të lidhura organikisht dhe strukturalisht me flishin Eocenik, duke përbërë një bashkëshoqërim shkëmbor autokton, duke i përkasur të njëjtës zonë tektonike dhe duke qenë produkt i të njëjtit evolucioni gjeotektonik. Mali i Bardh, i cili ndërtohet kryesisht nga evaporitet, gati përfaqëson kuotat më të larta të malësisë së Korabit, ndërkohë është dhe shumë i aksidentuar, falë vetisë tretëse të shkëmbinjve evaporitikë, që e ndërtojnë atë. Në pamje të parë ky realitet duket shumë kontradiktorë, por në fakt është shumë domethënës. Indirekt, flet për atë, që ritmet e ngritjes së evaporiteve janë shumë më të larta sesa ritmet e konsumimit të steresë për shkak të erozionit, aq më tepër dhe aftësisë tretëse të tyre, duke treguar që jo vetëm janë mal formuese, por i kanë dhënë tonin gjithë evolucioni tektoniko-strukturor të rajonit. Në drejtim të lindje-verilindjes Dritaret tektonike të Peshkopisë, së bashku me formacionet e vjetra të njësisë së Korabit që kanë mbi vete, ia lënë vendin njësisë tektonike të Maleve të Sharrit, duke të prezantuar e vijuar të njëjtën vazhdimësi tektoniko-strukturore. Në këto kushte, jemi të mendimit, se i njëjti mekanizëm gjeodinamik që ka formuar Dritaret tektonike të Peshkopisë, ka strukturuar dhe njësinë tektonike të Maleve të Sharrit. Në vijim të këtij arsyetimi mendojmë, që në bërthamë të strukturës së maleve të Sharrit qëndron formacioni evaporitik, si promotor i malformimit; si iniciues i strukturimeve të fuqishme, nëpërmjet kontrollit dhe administrimit të shtypjes krahinore dhe si dëshmi e thyerjeve të thella, që kanë mundësuar intrudimin e evaporiteve (Grazhdani A., 1987), nga thellësitë e mëdha të poshtëstrojës së njësisë tektonike të cilës ato i përkasin.

Struktura antiklinale e Patos-Verbasit

Struktura antiklinale e Patos-Verbasit përbën një element të rëndësishëm strukturor dhe tektonik, kur bëhet fjalë për të kuptuar dhe shpjeguar pozicionin hapësinor dhe gjeodinamizmin që karakterizon tektonikën tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër. Kjo strukturë antiklinale, falë informacionit të bollshëm të thellësisë, ka sot një pozicion të precizuar

saktë në hapësirë (fig. 5), dhe shtrihet përfaqësisht nga qyteti i Ballshit deri në veri të qytetit të Lushnjës.

Ajo përbën një strukturë antiklinale karbonatike, me moshë Kretak-Eocenike, të përvijuar në thellësi nëpërmjet profileve sizmike dhe të vërtetuar nga një sërë pusesh të thellë, të shpuar për naftë e gaz.

Në krahun perëndimor ajo është e komplikuar nga një thyerje e fuqishme tektonike, e cila ka mundësuar jo vetëm strukturimin e antiklinalit të Patos-Verbasit (fig. 6), por edhe të gjithë zonës strukturuese që shtrihet në lindje të saj. Për këtë segment, ajo përbën dhe rrafshin e mbihijes, së zonës orogjenike mbi atë platformike. Pra, për rastin konkret, antiklinali karbonatik i Patos-Verbasit, së bashku me atë të Cakran-Kreshpanit, për segmentin nga Selenica deri në veri të qytetit të Lushnjës ndërtojnë ballin perëndimor të malformimit Albanid (fig. 6). Veçse sot, kjo zonë malformuese ndodhet e zhytur nën depozitimet molasike të Ultësirës PranëAdriatike.

Ky është një fakt i rëndësishëm, që fletë për regjimin tektonik invers, që ka përjetuar dhe vazhdon të përjetojë struktura antiklinale e Patos-Verbasit. Më konkretisht nga masiv malor që ka qenë struktura e Patos-Verbasit para Tortonianit, sot e takojmë të zhytur në thellësi nga 1230m në pusin Zharrëza-2, në 3896 m në pusin Këmishtaj-1 (fig. 5). Nga kjo kuptojmë që treva gjeologjike në fjalë, për kohën para Tortoniane ka përjetuar regjim tektonik ngjeshës, për rrjedhojë strukturim e malformim të fuqishëm, kuptohet dhe erozion maksimal. Produkti, formimi i zonave të rrudhosura, i masivëve malor dhe i trevave erozive. Në kondita të këtij regjimi tektonik janë formuar si strukturat antiklinale të thellësisë, antiklinalet e Patos-Verbasit, Cakranit, Ballshit, Selenicës, Gorrishtit, Amonicës, ashtu dhe masivët malor sipërfaqësor të Tragjasit, Gribës, Kremenarës, Beratit, Marakut, etj. (fig. 5). Mandej, gjatë kohës Tortoniane e derimë sot, një pjesë e strukturave ngritëse janë kapur nga regjimi tektonik zgjerues, ku nën ritmin e faljeve e kundrafaljeve, ato kanë pësuar ulje të vazhdueshme. Nga të tillë kondita tektonike, është kapur edhe struktura antiklinale e Patos-Verbasit, regjim të cilin, ndoshta vazhdon ta përjetojë dhe sot e kësaj dite. Pusi Ardenica-18 i shpuar paksa në

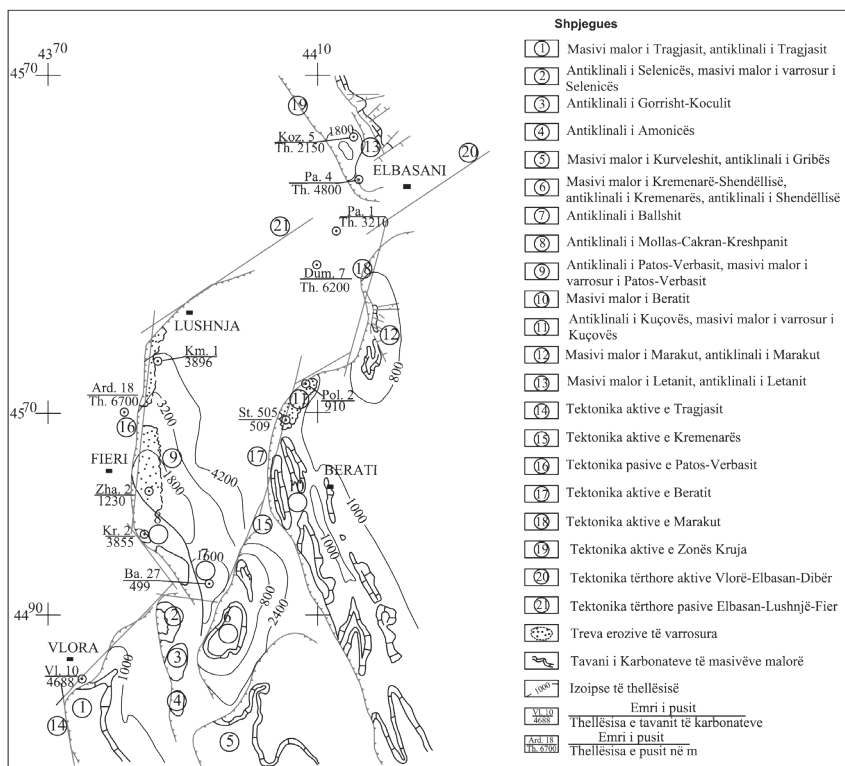


Figura 5. Skema strukturore sipas tavanit të karbonateve e rajonit Vlorë-Elbasan
 Figure 5. Structural scheme according to the ceiling of carbonates in the region of Vlorë-Elbasan

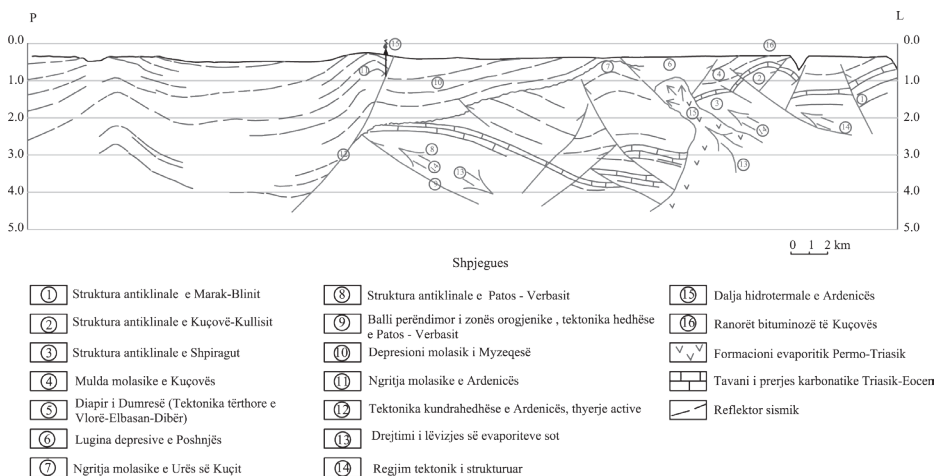


Figure 6. Modeli gjeodinamik i rajonit Ardenicë-Patos Verbas-Fier Mimar-Blin (ndërtuar mbi bazën e facies sizmike)
 Figura 6. Geodynamic model of the region Ardenica-Patos-Verbas-Fier Mimar-Blinn (mapped on the basis of seismic facies)

perëndim të antiklinalit të Patos-Verbasit, (fig. 6). megjithëse u thellua 6700 m nuk arriti të Pra, kemi të bëjmë me një amplitudë kapte gëlqerorët e Kretë-Eocenit, ndërkohë zhvendosëse vertikale mbi 3500 m, që që përballë, paksa në lindje të tij, tavanit i është shumë domethënëse, jo vetëm gëlqerorëve ndodhet në thellësinë 3200 m për të kuptuar zhytjen e menjëhershme

të tavanit të karbonateve, por edhe për të shpjeguar diferencat e theksuara në regjimin gjeodinamik, që përjetojnë trevat gjeologjike në të dy anët e këtij kufiri. Është e qartë, që ky kufi nuk është gjë tjetër, veçse kontakti tektonik midis zonës Orogjenike Albanide dhe Platformës Adriatike. Nisur nga sa thamë më sipër shprehemi, se kontakti tektonik që kufizon në perëndim kompleksin strukturor Cakran-Kreshpan-Patos-Verbas përbënë një thyerje të thellë dhe të hershme, të formuar që në momentin e themelimit të Albanideve. Tjetër, që parametrat e kësaj thyerje kanë qenë të tilla, që në përballjen me boshtin e shtypjes krahinore, trevat gjeologjike në të dy anët e saj të reagojnë me intensitete të ndryshme strukturore. Trevat gjeologjike në juglindje të saj, kanë përjetuar fuqishëm regjimin orogjenik, të karakterizuar nga struktura e masivë malor, ndërsa trevat në veriperëndim të saj kanë përjetuar regjimin platformik, të shoqëruar me rrudhaformim të dobët, zhytje të vazhdueshme dhe formimin e trashësive të mëdha mallasike. Antiklinali i Patos-Verbasit në një pjesë të mirë të përhapjes së tij, me një shtrirje rreth 25km e gjerësi 3 km është i eroduar (fig. 5). Sipërfaqja e eroduar është e pozicionuar, gati në pjesën më veriperëndimore të përhapjes së strukturës, pranë kontaktit tektonik, në konditat e periklinalit verior dhe krahu perëndimor të saj, i cili sot ndërton nivelet më të thella të konturimit të antiklinalit të Patos-Verbasit në thellësi. Në afërsi të pusit Këmishtaj-1 sipërfaqja e eroduar pozicionohet në thellësinë nga 3200m në jug deri në 4400m në veri, ndërsa në pjesën qendrore të antiklinalit në fjalë pozicionohet në thellësinë nga 900m në jug deri në 2300 m në veri (fig. 5). Nga bashkësia e fakteve që parashtruan më sipër kuptojmë që, për kohën gjeologjike deri para Tortonianit struktura antiklinale e Patos-Verbasit ka përjetuar fazën e një strukturimi intensiv, e cila ka bërë të mundur jo vetëm formimin e antiklinalit, por dhe shndërrimin e tij në një trevë erozive, duke na konfirmuar kështu një regjim të fuqishëm kompresiv. Mandej, për kohën Tortoniane e më vonë, ndodhin ndryshime thelbësore, rajoni Patos Verbas-Këmishtaj nga trevë erozive shndërrohet në një basen të fuqishëm akumulimi dhe pjesa e Këmishtajt zhytet me ritme më të

shpejta se pjesa e Patos-Verbasit, duke na konfirmuar kështu jo vetëm përfshirjen e rajonit në një regjim të fuqishëm distensiv, por edhe të diferencuar. Pjesa veriore zhytet me ritme më të shpejta se pjesa qendrore. Për sa thamë, kuptohet që situata bëhet interesante dhe intriguese, nga ku mund të lindin shumë pyetje, për faktorët që çuan në ndryshimin e menjëhershëm të regjimit tektonik. Ne gjithçka ja atribuojmë regjimit tektonik dhe gjeodinamizmit të zhvilluar nëpërmjet tektonikës tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër. Për segmentin Selenicë-Elbasan, që në momentin e themelimit tërthorja është përvijuar në dy degë (fig. 5). Për sa kohë ka qenë aktive dega perëndimore, rajoni ka përjetuar vetëm regjim kompresiv, për rrjedhojë antiklinali i Patos-Verbasit ka vijuar strukturim e malformim të vazhdueshëm. Kur është bërë aktive dega lindore, nëpërmjet të cilës kanë rrjedhur evaporitet e Dumresë, treva është përfshirë në një regjim tektonik distensiv, për rrjedhojë antiklinali i Patos-Verbasit është përfshirë në lëvizje ulëse, duke u shndërruar kështu nga trevë erozive në basen akumulativ. Sa më afër kraterit të shpërthimit të evaporiteve ndodhet pjesa e ngritur e strukturës, aq më fuqishëm është përfshirë ajo në lëvizjet ulëse. Kuptohet, sa më shumë evaporite të humbura nga trashësia sedimentare nën dyshtemenë e karbonateve, aq më shumë do të ulen këto të fundit.

Ngritja mallasike e Ardenicës, së bashku me elementët tektonik shoqërues, përbënë një tjetër moment interesant dhe shumë domethënës. Në krahun lindor të saj, ajo është e komplikuar nga një tektonik kundrahedhëse, e cila përvijohet qartë, që nga afër sipërfaqes deri në 8-9km thellësi (fig. 6). Nëpërmjet këtij fakti ne kuptojmë dy gjëra, së pari që ajo është një thyerje dytësore, produkt i regjimit tektonik ngjeshës që kanë përjetuar dhe vazhdojnë të përjetojnë njësitë tektonike, që ndodhen direkt në lindje të saj. Dhe së dyti, që ajo është një kundrahedhje me moshtë të re, ndoshta Pliokuaternare, dëshmitare e një regjimi tektonik aktiv ngjeshës.

Antiklinali i varrosur i Patos-Verbasit, falë informacionit të bollshëm të thellësisë, ka sot një pozicion të përcaktuar qartë, si në kuptimin e ndërtimit strukturor, ashtu edhe

të vendosjes në hapësirë (fig. 5, 6). Ky fakt është shumë domethënës kur bëhet fjalë për përvijimin në shtrirje të tektonikës tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër. Nisur nga gjeometrizimi strukturor i tij, i përvijuar nëpërmjet izopahiteve të thellësisë (fig. 5), bie varianti i të konceptuarit të kësaj transversaleje si një lineament vijëdrejtë (Bakiaj H., etj., 1991), sepse struktura antiklinale e Patos-Verbasit është e pa aksidentuar dhe qëndron si një unitet solid, përballë kësaj transversaleje. Atëherë normal lind pyetja, cili është pozicioni i kësaj tërthoreje në relacion me strukturën në fjalë. Mendimi jonë është, se evolucioni strukturor i antiklinalit të Patos-Verbasit është pjesë e evolucionit gjeodinamik, që ka karakterizuar përgjatë historisë gjeologjike transversalen Vlorë-Elbasan-Dibër. Më konkretisht, për segmentin Selenicë-Elbasan tërthorja është e ndarë në dy degë (fig. 5), për sa kohë evaporitet nuk kishin arritur të çanin mbulesën sedimentare, aktive ka qenë dega veriore, produkt i së cilës është vijimi i procesit të strukturimit e malformimit. Mandej, kur evaporitet çajnë mbulesën sedimentare, aktive bëhet dega jugore, produkt i së cilës është fillimi i formimit të masivit evaporitik të Dumresë, ndryshimi i regjimit gjeodinamik që po përjeton treva, për pasojë dhe fillimi i procesit të varrosjes të disa strukturave antiklinale, e trevave malformuese.

Strukturat e varrosura karbonatike

Një fenomen tjetër interesant, në shtrirje të problemit që po trajtojmë është se përgjatë tij takohen një sërë strukturash antiklinale, të cilat dikur kanë përbërë masivë malor, ndërsa sot i takojmë të varrosura në thellësi, nën depozitimet molasike të Serevalian-Tortonianit. Përmendim këtu antiklinalet e Selenicës, Patos-Verbasit, Kuçovës (fig. 5, 7), Tiranës, Ishmit, etj. Përballë këtij fakti mund të lindin shumë pyetje, por ne po shtrojmë vetëm një tërësi prej tyre. Çfarë ka ndodhur në këto njësi tektonike, të cilat nga masivë malor me erozion të fuqishëm, të shndërrohen në treva të varrosura karbonatike. I quajmë struktura të varrosura, apo treva të varrosura karbonatike, sepse ato nga masivë malor që kanë qenë dikur, me dhjetra e qindra metra mbi nivelin e detit, të shoqëruara me një erozion të

fuqishëm, deri në nivelin e karbonateve të Kretë-Eocenit, sot i gjejmë qindra e mijëra metra, të zhytura në thellësi, nën depozitimet molasike. Sot këto struktura të varrosura ndodhen të përvijuara, ose në të dy anët e atij lineamenti, që ne e quajmë tërthorja aktive Vlorë-Elbasan (Selenica, Patos-Verbasi, Kuçova), ose në ballin e mbihijes të zonës tektonike Kruja (Tirana, Ishmi). Tjetër fakt është, që këto struktura kanë përjetuar kohë të ndryshme strukturimi. Strukturat e zonës Kruja, që ndodhen në veri të tërthores Vlorë-Elbasan janë strukturuar fuqishëm dhe shndërruar në treva erozive, nga fundi i Oligocenit të poshtëm, fakt i cili mbështetet edhe nga të dhënat e sjella nga pusi i thellë Dumreja-7 (Naço P., 1997), i cili mbasi përshkoi një trashësi shumë të madhe evaporitesh, në thellësinë 6100m ra në depozitimet flishore të Oligocenit të poshtëm, duke ngelur i varur në to. Ndërsa strukturat që ndodhen në të dy anët e tërthores Vlorë-Elbasan, kanë vijuar një strukturim shumë më të vonshëm, ashtu si dhe gjithë njësitë tektonike në jug të saj, deri nga fundi i Burdigalianit. Antiklinali i Kuçovës, ashtu si gjithë brezi antiklinal i Beratit është kthyer në trevë erozive nga fundi i Oligocenit të sipërm. Nga këtu kuptojmë që, sa më afër kraterit të shpërthimit të evaporiteve, aq më i hershëm dhe i fuqishëm strukturimi, sa më larg tij, aq më i ngadalshëm dhe i vonshëm. Ndërsa koha e përfshirjes në lëvizjet ulëse, të këtyre njësive tektonike është e njëjtë, të gjitha janë të mbuluara nga molasat e Serevalian-Tortonianit. Kjo do të thotë, që varrosja e strukturave antiklinale, do me thënë përfshirja e tyre në lëvizje të fuqishme ulëse dhe formimi i depresioneve të Tiranës, Kuçovës, Patosit, Selenicës, e Dukatit janë produkt i gjeodinamizmit të theksuar, që ka karakterizuar tërthoren Qafë e Llogorasë-Vlorë-Elbasan-Dibër, përgjatë kësaj kohe gjeologjike. Pra me sa duket kemi të bëjmë me një proces zinxhir, i cili fillon me lëvizjen intensive të evaporiteve, mandej me rritjen në trashësi të masivit evaporitik të Dumresë, varrosjen e strukturave antiklinale, formimin e depresioneve, transgresionin e detit mbi luginat regresive dhe fillimin e formimit të ciklit sedimentar molasik. Është e qartë se, si varrosja e antiklinaleve ashtu dhe formimi i trashësive molasike mbi to, është produkt

i regjimit tektonik depresiv, të rrjedhur nëpërmjet thyerjes së thellë Vlorë-Elbasan-Dibër.

Vendburimet e naftës, ujërat dhe mineralizimet hidrotermale.

Në Shqipëri janë zbuluar disa vendburime nafte, si vendburimi i Kuçovës, Pekisht-Murrizit, Marinzës, Patosit, Ballshit, Cakranit, Gorrisht-Koculit, Drashovicës, etj., të cilët si për çudi, janë pozicionuar të gjithë sipas lineamentit tërthor Vlorë-Elbasan-Dibër (fig. 8), bile në bllokun e hedhur të tij (fig. 6).

Këto vendburime ose janë të ruajtur në rezervuarët parësorë karbonatik të Kretë-Eocenit, si Ballëshi, Cakrani, Gorrisht-Koculi, etj., ose në ranorët molasikë të Tortonian-Mesinianit, si Kuçova, Marinza, Patosi, etj., të vendosur transgresivisht mbi karbonatet. Në këto kushte, si formimi i kurthimeve për ruajtjen e hidrokarbureve, ashtu edhe mundësia e gjenerimit të tyre, janë të lidhura me aktivitetin gjeodinamik të zhvilluar për gjatë lineamentit tërthorë

fuqishme termike (Grazhdani A., 1987), të ardhur nga thellësia, të karakterizuara nga temperatura mbi 500 gradë celsius. Janë këto temperatura të larta, që kanë mundësuar pjekjen e lëndës organike dhe shndërrimin e saj në hidrokarbur. Në vijim të këtij arsytimi gjen shpjegim, si përqendrimi i vendburimeve hidrokarbure pranë këtij lineamenti të fuqishëm, ashtu dhe takuarja e linzave serpentinite brenda evaporiteve në Dhrovjan. Pra, të gjitha të dhënat të lënë të kuptosh, se kemi të bëjmë me një thyerje të thellë që i kalon kufijtë e 15 kilometrave.

Ranorët bituminoz të Kasnicës, të Kuçovës, të Pekisht-Murrizit, të Selenicë-Trebllovës janë të njohura si për daljet masive në sipërfaqe (fig. 8), ashtu dhe rezervat e mëdha nga të cilat karakterizohen. Në shumë raste, ato janë përdorur si tregues metodik për kërkimin e naftës në këto rajone. Kështu u zbuluan vendburimet e Kuçovës, Pekisht-Murrizit, Patosit e Drashovicës. Në shkrimet e hershme, kur bëhet fjalë

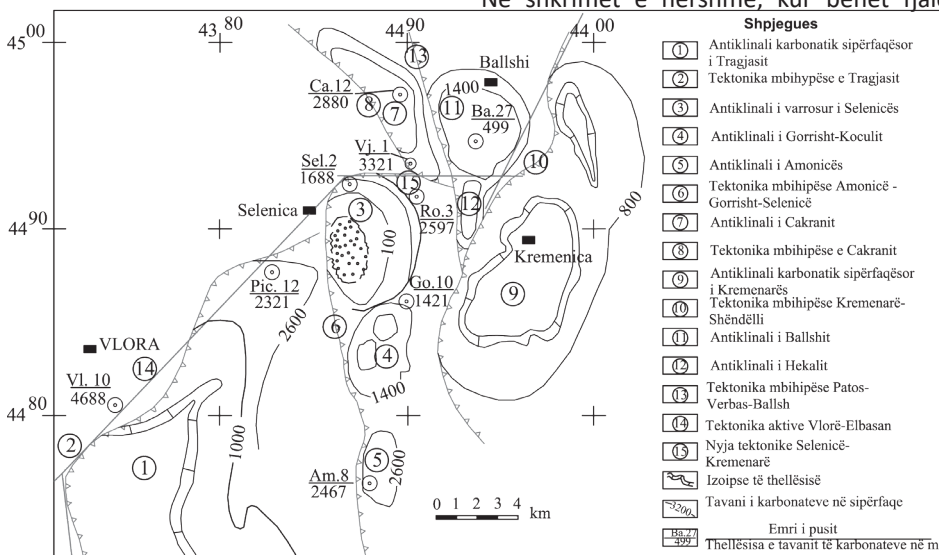


Figura 7. Modeli tektoniko-strukturor, sipas tavanit të karbonateve të Kretë-Eocenit, rajoni Vlorë – Ballsh. Segmenti Selenicë-Kremenarë është i karakterizuar nga një përplasje linjash të fuqishme tektonike

Figure 7. Structural-tectonic model, according to the ceiling of the Crete-Eocene carbonates, Vlorë-Ballsh region. The segment Selenica-Kremenara is characterized by a strong tectonic collision lines.

Vlorë-Elbasan-Dibër. Nga kjo kuptojmë, se thyerja e thellë Qafë e Llogorasë-Vlorë-Elbasan-Dibër nuk ka shërbyer vetëm si rrugë për lëvizjen e evaporiteve drejtë sipërfaqes, por edhe si element përçues i flukseve të

për bitumet e Selenicës, përmenden dhe zjarret shekullore, si një fenomen natyror mbresëlënës në kujtesën e njerëzve. Në rastin konkret rezervat e mëdha të ranorëve bituminoz, zjarret shekullore të Selenicës,

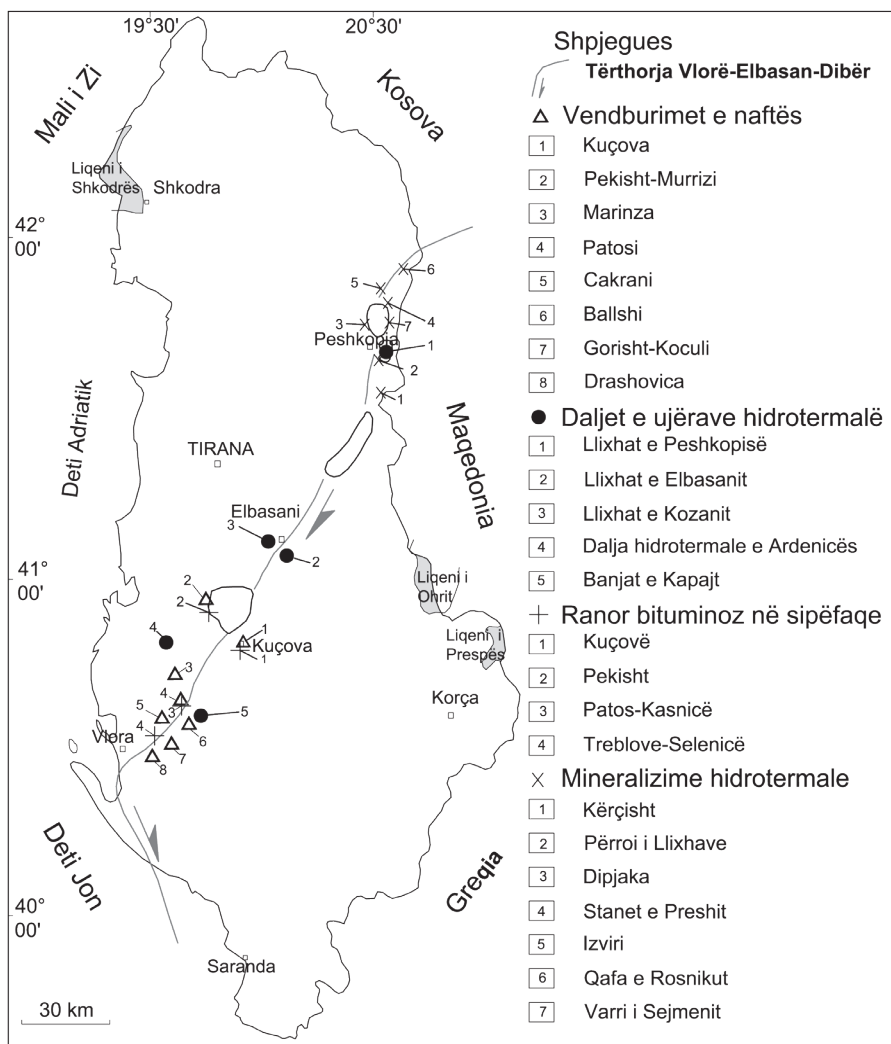


Figure 8. Planvendosja e vendburimeve të naftës dhe daljeve hidrotermale në relacion me thyerjen tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër
 Figura 8. Layout of oil deposits and thermal emergences in relation to Vloë-Elbasan-Dibra transversal tectonic fault.

vendosjen hapësinore të tyre përgjatë thyerjes së thellë Vlorë-Elbasan-Dibër, duke lineamentit tërthorë, do të përdorim si dëshmuar për komunikime të thellësive tregues për të argumentuar aktivitetin e të mëdha të nëntokës me sipërfaqen. lartë gjeotermik të zhvilluar nëpërmjet Në burimet sipërfaqësore temperaturat thyerjes tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër. e ujërave arrijnë rreth 60 gradë, ndërsa Ndërsa zjarret shekullore të Selenicës, të në pusin Kozani-8 në thellësinë 1800 m është matur temperatura 84 gradë, duke tjetër për aktivitetin shumë të ri gjeotermal përfaqësuar në të gjitha rastet anomali të zhvilluar përgjatë kësaj thyerje. të fushës gjeotermike. Burimet e ujërave Burimet hidrotermale të Llixhave të të nxeha, si në Elbasan dhe në Peshkopi të Elbasanit, të pusit Kozani-8, të Llixhave janë pranë daljeve evaporitike, ndërsa të Peshkopisë (fig. 8), janë një tjetër shkëmbinjtë për rreth tyre ngajnë me tullat tregues që flasin në favor të ekzistencës të e pjekura, duke treguar njëkohësisht se janë

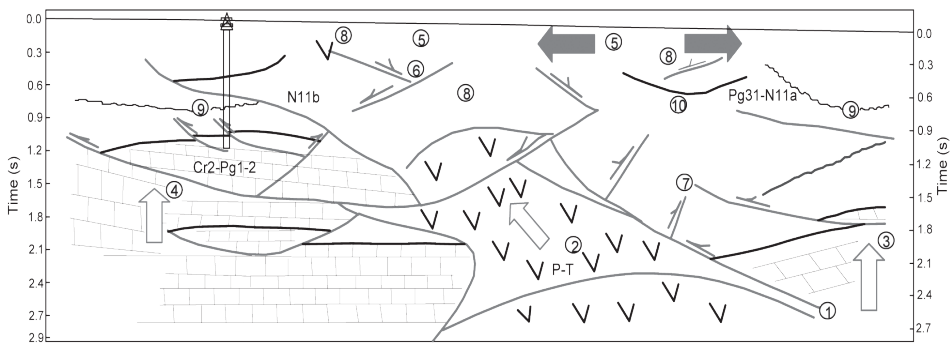
Mbi thyerjen tërthore vlorë-elbasan-dibër, si një ndër tektonikat më të herëshme dhe më aktive të

produkt i të njëjtit proces gjeodinamik, dhe Mitrovicë (Maliqi G., etj., 2006; Këpuska H., etj., 2000; Hyseni S., etj., 1999). se janë përshkruar nga flukse të fuqishme hidrotermale.

Mineralizimet hidrotermale takohen në pjesën më verilindore të thyerjes tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër, përgjatë segmentit Kërçisht-Qafa e Rosnikut (fig. 8). Nisur nga vendndodhja e mineralizimeve dhe pozicioni stratigrafik i tyre, kupton menjëherë, se ato janë të lidhura ngushtë me gjeodinamizmin që ka përjetuar formacioni evaporitik. Me pak fjalë, thyerja e thellë Vlorë-Elbasan-Dibër, që ka mundësuar intrudimin e evaporiteve nga thellësitë e mëdha të nëntokës drejt sipërfaqes, ka qenë rruga e vetme nëpër të cilën kanë lëvizur edhe flukset hidrotermale (Maliqi G., 1999). Përgjatë daljeve të mineralizuara takohen mineralizime të sqfurit, fluoritit, baritit, celestinës, dausonitit, halitit, manganit, realgarit, auropigmentit, vanadit, selenit, zinkut, plumbit, arsenikut, bakrit, zhivës etj., me dominim herë të njërit apo tjetrit element (Hoxha V., 1999; 2000; 2001; 2003). Qartazi shprehemi, se këto mineralizime janë të lidhura me veprimtarinë hidrotermale, të një magmatizmi të ri pas Eocenik, të inspiruar nga aktivizimi i herë pas hershëm të thyerjes së thellë tektonike Vlorë-Elbasan-Dibër-Malet e Sharrit-Shkup-

Lëvizjet e reja tektonike

Lugina depresive e Elbasanit ka një shtrirje verilindore, gati perpendikular me orientimin strukturor të Albanideve, të përputhshëm me boshtin kryesor të shtypjes krahinore. Lugina është sa e hershme po aq dhe e re. E quajmë të hershme, sepse i ka fillimet e veta, që me ndodhjen e proceseve tektonike që çuan në mbylljen e basenit mollasik të Librazhdit, ndërsa të re, sepse ajo është aktive dhe sot e kësaj dite. Përmes saj kalon lumi i Shkumbinit, i cili me hidrodinamizmin e tij, i ka dhënë tiparet e një lugine akumulativo-erozionale. Në pikëpamje të gjeodinamizmit të krijuhet përshtypja sikur lumi ka dominuar mbi luginën, duke zgjeruar kufijtë e saj dhe duke depozituar trashësira të konsiderueshme sedimentesh. Në të vërtetë, është gjeodinamizmi i trevës, i lindur nëpërmjet aktivizimit të tërthores Vlorë-Elbasan-Dibër, që ka çuar në formimin e luginës dhe të lumit njëkohësisht. Intrudimi i evaporiteve, nëpërmjet aftësive duktile e zgjeruese (fig. 9), ka bërë të mundur që treva mbi të, të përjetojë një regjim tektonik ekstensional (Naço P., etj., 2006a).



LEGJENDA

- | | |
|--|--|
| 1. Thyerja terthore Elbasan-Diber | 6. Tektonika terthote te tipit fajle |
| 2. Shperthimi i evaporiteve | 7. Tektonika hedhese |
| 3. Treva ne ngritje, Antiklinali i Marakut | 8. Zone me lekundje, sizmicitet te vazhdueshem |
| 4. Treva ne ngritje, zona Kruja | 9. Kontakt transgresiv, faze rrudhosese |
| 5. Zone depresive, treva ne zgjerim te vazhdueshem | 10. Zona te ulura te prirura per tu mbushur me sedimente |

Figura 9. Ndërtimi gjeotektonik pranë qytetit të Elbasanit (sipas informacionit sizmik dhe puseve të shpuar). Profili pret tërthor thyerjen e thellë Vlorë-Elbasan-Dibër

Figure 9. Geotectonic structure near the city of Elbasan (by seismic information and drilled wells). The Profile crosses the deep fault Vlorë-Elbasan-Diber

Kjo është arsyeja, që lugina e Elbasanit dhe sot e kësaj dite është në zgjerim të vazhdueshëm, e shoqëruar me shkallë erozionale, falje të freskëta, erozion të brigjeve dhe akumulime të fuqishme sedimentesh. Bile në momente, apo intervale të caktuara kohe, zgjerimi ka qenë aq i fuqishëm, sa që lugina është kthyer në një liqen, përmes të cilit ka lëvizur lumi Shkumbin. Shprehje të këtij versioni janë mbetjet Pliokuaternare, të takuara në të dy anët e saj, në Tregan dhe Baltëz (Naço P., etj., 2006c). Depozitimet Pliokuaternare në zonën e Treganit sot i gjejmë në lartësinë 250 m, ndërkohë që lugina përballë tyre ka lartësinë 80m, pra përgjatë kësaj kohe gjeologjike deri sot kemi një ngritje të trevës afërsisht 170m, duke dëshmuar në mënyrë konkrete për regjimin ngritës të saj. Me sa diskutuam kuptohet, që lugina depresive e Elbasanit është zhvilluar nën ritmin e një regjimi tektonik kompleks, të shoqëruar me zgjerim e ngritje të vazhdueshme (fig. 10). Në të tillë kondita regjimi tektonik është formuar edhe lugina e Cërrik-Devollit.

Shkallët erozionale të qafë Kërrabës, Letanit e Sulovës dhe faljet e freskëta shoqëruese të tyre (fig. 11), janë një tjetër element që flasin për aktualitetin e lëvizjeve të reja. Ato janë shprehje direkte të regjimit zgjerues që përjetojnë trevat konkrete, por indirekt janë tregues edhe të ngritjeve të fuqishme. Përmendim këtu pjerrësinë e menjëhershme, në trajtë

shkallare që pëson reliefi në qafë Kërrabë, Letan e Marak, në relacion me fundin e luginës që është i rrafshët dhe i gjerë. Si shkallët erozionale, ashtu dhe planet e reja tektonike, falen në drejtim të luginës, duke shkuar paralel me aksin e saj. Nga këtu kuptojmë, se ato janë produkt i të njëjtit proces tektonik, i aktivizimit të thyerjes tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër. Aktivizimi i thyerjes ka karakter segmentar, bëhet aktiv ai segment tektonik, shtrirja e të cilit është e përputhshme me boshtin e shtypjes krahinore. Aktiviteti lëvizës vazhdon për aq kohë, sa zgjat edhe përputhshmëria azimutale.

Përgjatë luginës, përveç tarracës së shtratis takohen dhe katër nivele të tjera tarracash aluviale: tarraca e dytë, tarraca e tretë, tarraca e katërt, tarraca e pestë, bile me përhapje të konsiderueshme. Këto fakte janë shumë domethënëse për paleogjeografinë e saj. Nga njëra anë, nëpërmjet numrit të niveleve tarracore, ato na shprehin karakterin impulsiv ngritës të luginës, nga ana tjetër, nëpërmjet përhapjes së madhe sipërfaqësore, na shprehin regjimin e fuqishëm zgjerues, që ajo ka përjetuar, duke krijuar kushte për akumulime të vazhdueshme sedimentesh (Leka P., etj., 2007; Naço P., etj., 2006a).

Aktiviteti sizmik

Informacionet kryesore për studimin e aktivitetit sizmik në zonat ku gjenerohen

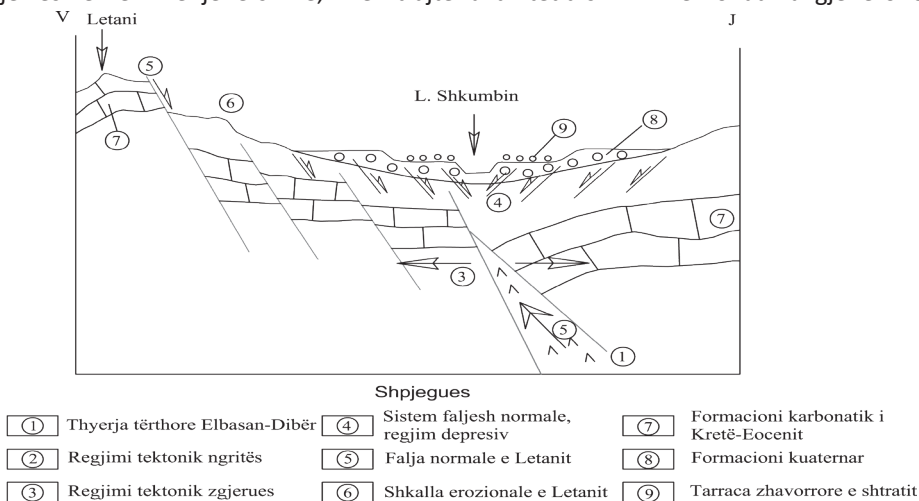


Figure 10. Skematizimi i modelit gjeotektonik të luginës depresive të Elbasanit
Figure 10. Diagram of geotectonic model of Elbasani depressive valley

tërmete merren nga hartografimi i parametrave sizmikë dhe sidomos nga shpërndarja e epiqendrave të tyre. Për studimin e shpërndarjes së aktivitetit sizmik në hapësirë dhe kohë ndërtohen një sërë hartash të epiqendrave të tërmeteve. Në këtë artikull janë paraqitur tre harta të shpërndarjes së epiqendrave të ngjarjeve sizmike: harta e shpërndarjes së tërmeteve historikë dhe instrumental për periudhën 56-2006 me $M_s \geq 4.5$ të shkallës Richter (fig. 12); harta e shpërndarjes së epiqendrave për periudhën 1948-2009 për tërmete me magnitudë $M_s \geq 4.6$ (fig. 13), përtë cilët është zgjidhur mekanizmifokal i tyre si dhe harta e epiqendrave të tërmeteve me $M_L \geq 1.2$ për periudhën 2001-2011 (Fig.14). Nga këto tre harta duket qartë që epiqendrat e tërmeteve

janë të përqendruara kryesisht në zonat e jashtme të Albanideve dhe më konkretisht përgjatë bregdetit Jonik, në shtrirje të zonës së kolizionit midis pllakës Adriatike me orogjenin Shqiptar; në segmentin Durrës-Kepi Rodonit; në segmentin Shkodër-Ulqin dhe përgjatë sektorit Vlorë-Elbasan-Dibër-Tetove, i cili pret tërthor si Albanidet e jashtme ashtu edhe ato të brendshme. Ndërsa në Albanidet e brendshme dendësia e tërmeteve është më e pakët, takohen kryesisht në rajonin Korçë-Ohër, përgjatë zonës së thyerjes të luginës së lumit Drin dhe në segmentin Kuturman-Peshkopi. Të dyja këto zona me shtrirje Albanide priten në tërthorë nga brezi sizmogjen Vlorë-Elbasan-Dibër, i cili shtrihet përtej territorit Shqiptar, duke ndërprerë një pjesë të gjerë të rajonit Ballkanik.



Zona sizmogjene Joniane vijon në drejtim të jugut me harkun e Egjeut, ndërsa brezi tërthor Vlorë-Elbasan-Dibër vazhdon përtej kufirit Shqiptar në drejtim të Shkupit. Duke vrojtuar hartën e epiqendrave të tërmeteve me $M_L \geq 1.2$ (fig. 14) është e dukshme që në zonat ku kanë ndodhur tërmete të fuqishëm, tërmetet e dobët ndodhin në mënyrë të vazhdueshme, në një numër dhe shpeshmëri të madhe. Në zonat dhe linjat sizmogjenike të Shqipërisë dhe më gjerë, siç ndodh me Ballkanidet në përgjithësi, epiqendrat e tërmeteve janë të shpërndarë në breza të ngushtë, të cilat në mënyrë të dukshme ndjekin zonat dhe thyerjet tektonike me aktive. Koncentrimi i epiqendrave të tërmeteve në breza të ngushtë, rezulton në atë që, fokusimi i tërmeteve në territorin Shqiptar dhe më gjerë, është kryesisht i tipit linear. Studimi i shpërndarjes së thellësisë së vatrave të tërmeteve në territorin e vendit tonë na bën të mundur të konkludojmë që tërmetet janë të cekët dhe rrallë i kalojnë thellësitë 20-25 km. Një numër i vogël tërmetesh e kanë thellësinë hypoqendrore në afërsi të kufirit Moho-Mantel, dhe këto ndodhen në zonën e depresionit Adriatik, si në Kepin e Rodonit dhe në pjesën jugore të Albanideve, në afërsi të zonës së përplasjes të mikroplakës Adriatike me Oroqjenin Shqiptar.

Figure 11. Gjurmë të freskëta të tërthores Vlorë-Elbasan-Dibër: Foto 1, 2 – neotektonika e Maraku; Foto 3 – neotektonika e Letani

Figure 11. Fresh traces of Vlora-Elbasan-Dibra transversal fault: Photo 1, 2 – neotectonics of Maraku; Photo 3 – neotectonics of Letani

Sizmiciteti historik dhe instrumental

Sizmiciteti historik i Shqipërisë është i përshkruar në katalogë të ndryshme si:

Moreli 1942, Mihajlović 1951; Shebalin et al., 1974, Makropoulos et. al., 1981, Papazachos et. al., 1989. Nga evidencat që ne disponojmë sot, rezulton që nga periudha e shekullit III-II para Krishtit dhe deri në ditët tona, territori shqiptar është goditur nga 55 tërmete me intensitet $I_0 \geq VIII$ grade (MSK-64), nga të cilët 15 prej tyre janë me Intensitet $I_0 \geq IX$ gradë (MSK-64). Nga këto 55 tërmete të fuqishëm, të një periudhe kohore për më shumë se 2000 vjeçare, 36 prej tyre i përkasin kohës qysh prej shekullit të 19^{të}, gjë që na bën të mendojmë, se numri i tërmeteve shkatërrues është fshehur gjatë kalimit të viteve, si pasojë e mungesës së fakteve historike. Një pjesë e madhe e këtyre tërmeteve kanë ndodhur përgjatë segmenteve të thyerjes tërthore më sizmoaktive të territorit Shqiptar, asaj Vlorë-Elbasan-Dibër.

Zona sizmogjene Vlorë-Elbasan-Dibër-Tetovë është një zonë tektonike tërthore aktive, me shtrirje verilindore, gjatë së cilës janë regjistruar këta tërmete të fuqishëm: 1380 $M_s=6.6$; 5 shtator 1843 $M_s=6.3$; 16 gusht 1907 $M_s=6.2$; 31 mars 1935 $M_s=5.7$; 12 mars 1960 $M_s=5.8$; 30 nëntor 1967 $M_s=6.6$ etj. (Sulstarova et al., 2005). Mekanizmi fokal i tërmetit të 30 nëntorit 1967 tregon për gjenerimin e tij nga sforcime horizontale në zgjerim VP-JL (Sulstarova E., 1986; Muço B., 1994). Gjatë zonës së shkëputjeve normale Vlorë-Elbasan-Dibër-Tetovë priten tërmete me $M_{max}=6.9$. Është e rëndësishme të theksohet se kjo zonë tërthore e burimeve sizmike është më sizmoaktivja në Shqipëri. Zona sizmogjene ka një shtrirje më shumë se 200 km, një gjerësi deri 10 km, është tepër aktive dhe në të janë regjistruar një numër i madh tërmetesh të fuqishëm përgjatë shekullit të 20 dhe 21. Më të fuqishmit e regjistruar mund të përmendim: 18 Dhjetor 1920, $M_s=5.6$, Elbasan; 31 Mars 1935, $M_s=5.7$, rajoni i Çermenikës; 1 shtator 1959 $M_s=6.2$, Lushnjë; 30 Nëntor 1967, $M_s=6.6$, rajoni i Gollorbordës; 06 Shtator 2009, $M_w=5.5$ rajoni i Gjoricës.

Sizmiciteti instrumental

Themelimi i stacioneve të parë sizmologjik në Evropë, në fund të shekullit të 19 dhe në fillim të shekullit të 20, bëri të mundur evidentimin edhe të tërmeteve, që kanë ndodhur në territorin Shqiptar e më gjerë.

Në varësi të modernizmit dhe dendësisë së stacioneve sizmologjike në Evropë dhe në mbarë botën mund të thuhet që në territorin shqiptar e më gjerë tërmetet me $M_s \geq 6.0$ (me intensitet $I_0 \geq VIII$ gradë (MSK-64)), janë regjistruar qysh prej fillimit të shekullit të 20^{te}; kurse ato me $M_s \geq 5.5$ (Intensitet $I_0 \geq VII$ gradë (MSK-64)), qysh prej vitit 1911; ato me $M_s \geq 5.0$ (Intensitet $I_0 \geq VI$ gradë (MSK-64)), qysh prej vitit 1940; ato me $M_L \geq 4.0$ (Intensitet $I_0 \geq IV-V$ gradë (MSK-64)), qysh prej vitit 1968; kurse ato me $M_L \geq 2.5$ që prej vitit 1976. Stacioni i parë sizmologjik në Shqipëri u themelua në Gusht të vitit 1968, ndërsa rrjeti sizmologjik shqiptar filloi të operonte në vitin 1975. Qysh prej vitit 1984, Shqipëria operon me një rrjet që ka 13 stacione sizmologjike. Nga grumbullimi dhe përpunimi i të dhënave nga rrjeti sizmologjik shqiptar është e evidentuar qartë që gjatë shekullit të 20 Shqipëria është goditur nga shumë tërmete të cilat kanë shkaktuar dëme ekonomike dhe humbje njerëzore.

Zgjidhja e mekanizmit fokal të tërmeteve dhe fusha e sforcimeve.

Fusha e sforcimeve në territorin Shqiptar është përcaktuar nga zgjidhja e mekanizmit fokal si dhe nga analiza strukturore e shkëputjeve nga Pleistoceni i mesëm deri në ditët tona (Aliaj 1988, Sulstarova 1986, Tagari 1993). Nga zgjidhja e mekanizmave fokal të tërmeteve me $M > 4.6$, të ndodhur në vitet 1948- 2010, dallohen dy sisteme të thyerjeve aktive: sistemi VP-JL i cili është karakteristik kur bëhet fjalë për strukturën tektonike të Albanideve në tërësi si dhe sistemi me drejtim VL-JP i cili është karakteristik për zonat e shkëputjeve tërthore. Sistemi i parë tregon për një regjim tektonik kompresiv, tipik për trevat e Albanideve të jashtme dhe ato juglindore, ndërsa sistemi i dytë kallëzon për një regjim zgjerues, tipik për zonat e shkëputjeve tërthore dhe trevat e Albanideve veriore e verilindore. Ndërtimi tektoniko-strukturor, sistemi i shkëputjeve, aktiviteti sizmik dhe fusha e sforcimeve tregojnë që treva Albanide dhe më gjerë, është e ndërtuar nga disa zona apo njësi tektonike, të cilat lëvizin me intensitete të ndryshme, në relacion me njëra tjetrën. Kjo është pasojë e evolucionit gjeodinamik kompleks që ndodh ndërmjet

Mbi thyerjen tërthore vlorë-elbasan-dibër, si një ndër tektonikat më të herëshme dhe më aktive të

dy pllakave të mëdha tektonike, Euroazisë Adriatike, e cila zhytet dhe konsumohet nën dhe asaj Afrikane. Më konkretisht, aktiviteti kompresionin e Ballkanideve nga njëra anë

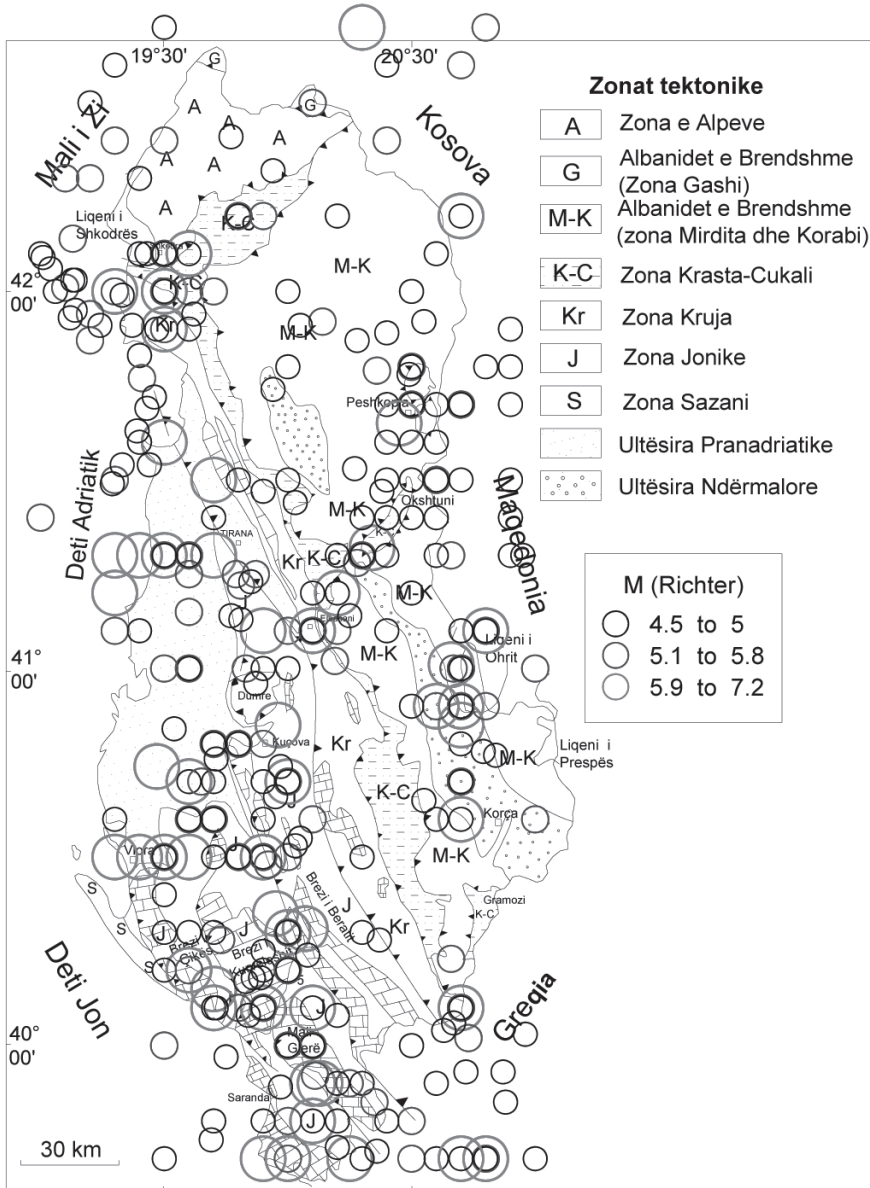


Figure 12. harta e shpërndarjes së tërmeteve historikë dhe instrumental për periudhën 56-2006 me $M_s \geq 4.5$ të shkallës Rihter

Figura 12. Distribution map of historical and instrumental earthquakes for the period 56-2006 with $M_s \geq 4.5$ on the Richter scale

tërmetor në territorin Shqiptar është dhe të Italeveve nga ana tjetër. pasojë e përplasjes tektonike, midis zonës Transversalja, apo siç quhet ndryshe, Orogjenike Albanide, e cila si pjesë tërësore thyerja tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër, e gjithë gjeodinamizmit të Ballkanideve lëviz me shtrirje VL, është tashmë e njohur në drejtim të perëndimit dhe mikroplakës për aktivitetin gjeodinamik dhe rolin që

Mbi thyerjen tërthore vlorë-elbasan-dibër, si një ndër tektonikat më të herëshme dhe më aktive të

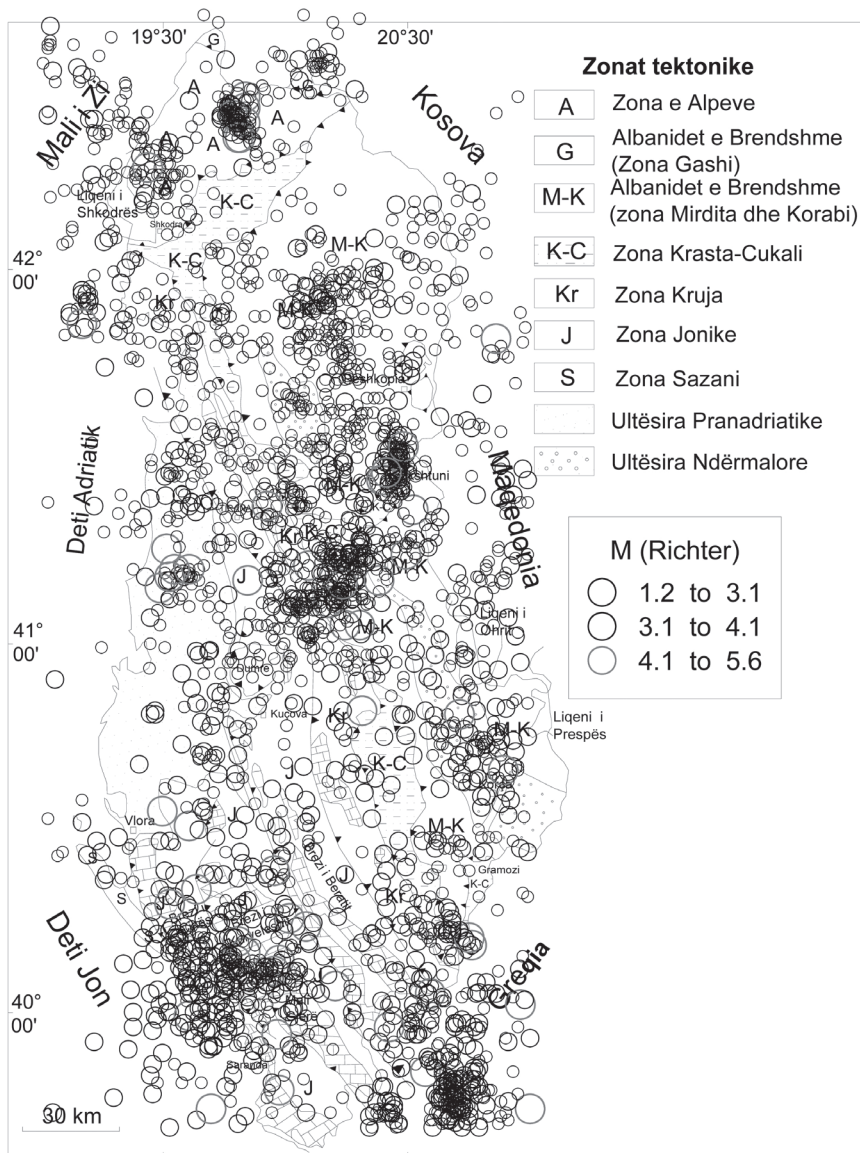


Figure 14. Harta e epiqendrave të tërmeteve me $M_L \geq 1.2$ për periudhën 2001-2011
Figura 14. The epicenter map of earthquakes with $M_L \geq 1.2$ for the period 2001-2011

Zgjidhja e mekanizmeve fokal të tërmeteve të kësaj më të fuqishëm, të gjeneruar nga segmente të kësaj tërthoreje, tregojnë për një thyerje të tipit të djathtë (strike-slip) me drejtim VL të këndit të shtrirjes. I njëjti mekanizëm fokal shfaqet edhe nga tërmetet e vegjël të gjeneruar përgjatë segmenteve të saj. Në shtrirje të kësaj transversaleje komponentët predominues të sforcimeve janë të tipit zgjerues (tensionale), të drejtimit të shtrirjes VL, në rajonin Fier-Lushnjë (VL 10°-20°) deri në VP, në rajonin Dibër-Shkup (VP

thyerje që mund të aktivizohen i kalojnë disa dhjetëra kilometra, atëherë përgjatë saj janë gjeneruar dhe mund të gjenerohen në të ardhmen, tërmete me magnitudë deri në 7 të shkallës Richter. Në jug të Vlorës, zona ka një zgjerim në drejtimin lindor, është morfologjikisht shumë e diferencuar dhe nga zgjidhja e mekanizmit fokal rezultojnë fushë sforcimesh me shtrije predominante VP-JL. Bazuar në të dhënat sizmologjike dhe sizmotektonike, përgjatë bregdetit Jonian

në jugë të Vlorës, mund të priten tërmete me magnitudë deri në 7 të shkallës Richter.

Përfundime

- Thyerja tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër është një ndër tektonikat më të hershme dhe më aktive të strukturës gjeologjike të Albanideve dhe më gjerë akoma.
- Ajo ka funksionuar si një shtytje lartëhedhje e djathtë, në trajtën e një lineamenti përcaktues, duke bërë që evolucioni gjeologjik, në të dy anët e saj, të karakterizohet nga diferenca të ndjeshme të tipareve strukturore.
- Në kuptimin e klasifikimit e konsiderojmë thyerje të rendit të parë, sepse ajo jo vetëm pret tërthor zonat tektonike, por ka bërë që në të dy anë e saj, ato të kenë sjellje të ndryshme ndaj boshtit të shtypjes krahinore.
- Karakteristikat kryesore të saj janë: moshë e hershme, që në kohën e themelimit të njësive tektonike; thellësia e madhe, duke i kaluar kufijtë e kores kontinentale; karakteri ndërprerës krahinor, duke mundësuar formimin e njeve të dobësuar tektonike; përputhshmëria azimutale me boshtin e shtypjes krahinore, duke bërë që të klasifikohet si lineament me energji të lartë sizmike dhe lëkundje të herë pas hershme.
- Në këndvështrimin regjional ka trajtën e një sigmoidi, me pika thyerje Ujin e Ftohtë, Vlorë dhe Grykën e Kaçanikut, Kosovë, duke përfaqësuar kështu një lineament tërthorë të kufizuar në perëndim nga zona tektonike Sazani ndërsa në lindje nga njësia tektonike e përbërë e Vardarit (Elezaj Z., Kodra A., 2008).
- Thyerja tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër-Grykë e Kaçanikut, me azimut shtrirje verilindor, në pikën e thyerjes së Ujit të ftohtë ndryshon azimutin në drejtim të jug-juglindjes, duke u njësuar me kontaktin tektonik ndërmjet zonave tektonike Sazani e Jonike. Ndërsa në pikën e thyerjes së Grykës së Kaçanikut ndryshon azimutin në drejtimin veriperëndimor, duke u njësuar me kontaktin tektonik midis njësive së Drenicës dhe njësive së përbërë të Vardarit, ose mbulohet tektonikisht nga kjo e fundit.
- Në kuptimin e përgjithshëm, të krijon përshtypjen e një lineamenti vijë drejtë, pranë të cilit janë përqendruar, të gjithë vendburimet e naftës, burimet e ujërave termominerale, daljet sipërfaqësore të ranorëve bituminoz, grumbullimet e mineralizimeve hidrotermale, duke dëshmuar kështu, për thellësinë e madhe të tij dhe flukset e fuqishme termike që e kanë karakterizuar.
- Në kuptimin e detajuar përfaqëson një thyerje tektonike të segmentuar, e cila kufizon në perëndim brezin antiklinal të Çikës, periklinalin verior të antiklinalit të Tragjasit, mbylljen veriore të antiklinalit të varrosur të Selenicës, mandej kalon nëpër nyjene përplasjesh të strukturave të Cakran-Mollasit, Ballsh-Hekalit e Kremenar-Shëndëllisë, duke lënë në veri dy të parat dhe në lindje vargun malor të Kremenar-Shëndëllisë. Mandej, dikton mbylljen veriperëndimore të brezit antiklinal të Beratit, nëpërmjet masivëve malor të Shpirag-Kullësit, antiklinalit të varrosur të Kuçovës dhe strukturës antiklinale të Marakut. Më tutje segmentimi vijon nëpërmjet luginës depresive të Elbasanit, brahiantiklinalit Labinot-Fushë, dritares tektonike të Okshtunit, dritareve tektonike të Peshkopisë, njësive tektonike të Maleve të Sharrit, ku çdo element është produkt i gjeodinamizmit që ka përjetuar segmentimi përkatës.
- Për segmentin Elbasan-Selenicë, tërthorja Vlorë-Elbasan-Dibër është e përvijuar në dy degë, ku fillimisht ka qenë aktive dega perëndimore, e shprehur nëpërmjet strukturës antiklinale të Patos-Verbasit, mandej është bërë aktive dega lindore, e konkretizuar me formimin e masivit evaporitik të Dumresë.
- Në pikëpamje të gjurmës është shumë vështirë të takohet direkt në sipërfaqe, sepse ajo është iniciuese e shumë fenomeneve madhore gjeologjike, të cilat në kuptimin e pasojës; transgresionet molasike, lëvizjet tektonike inverse, etj.; e kanë maskuar atë.
- Në kuptimin fizik përfaqëson një kontakt të prerë tektonik, i cili trevën Albanide e ka copëtuar në dy mjedise të diferencuara tektonike.

- Për të studiuar më në detaje fushën e sforcimeve, në segmente të veçantë të thyerjes kërkohet një bazë më e madhe të dhënash të karakterit gjeodinamik, siç mund të jenë monitorimet me rrjete portable GPS, me rrjete portable sizmometrash.

On the vlorë-elbasan-dibra transversal tectonic fault, as one of the earliest and most active tectonics of geological structure of Albanides

Resume

The transversal tectonic fault Vlorë-Elbasan-Dibra is one of the most interesting and characteristic tectonics of geological structure of Albanides. Together with developed geotectonic processes through it, are related and explained several local and regional geological phenomena. The massif dome of Dumrea is formed as a result of the rupturing of the carbonatic coverage of Triassic-Eocene age, giving in this way the possibility to the ductile masses, to flow through it, towards zones with lower pressure. The consequences of that activated fault are complex, for example it has driven the low pressure at depths, for sectors nearby, and as consequence the anticlines of Patos-Verbas, Selenices, Kucoves, etc., from uprising tectonic units became into fast sinking units. The changes that happened in depth of the ground were reflected immediately to the surface of the earth, the mountains were transformed in depressive regimes, and the sea overflowed through it, process that corresponds with the beginning of the shaping of molassic formations, above the eroded carbonatic structures. Due to the plasticity property, Evaporates are accumulative of tectonic pressures, consequently initiators of seismic earth vibrations. This is the reality, why the segment Vlorë-Elbasan-Dibra is characterized from high seismic activity. The transversal Vlorë-Elbasan-Dibra in addition to multifunction it has and due to the fact of initial forming process plays the role of one barrier, versus the regional compressive tensor.

If one takes a careful look at Geological Map of Albania, immediately is noticed, the separation of it in two partitions, approximately along the transversal segment of Vlorë-Elbasan-Dibra. In the spatial extent of this segment and on both sides of it, are observed phenomena and essential changes of geological structures.

The Adriatic depression Zone starts and develops at maximum toward the north, characterized by a hilly-flat terrain, exactly near this segment, while directly to its south, extends the Ionian tectonic zone, strongly structured in the form of massive carbonates, characterized by a mountainous rough relief.

The evaporate massif of Dumrea constitutes the most spectacular emergence evaporative flow, not only in Albania, but in the Balkans area. The Okshtuni tectonic window, together with the evaporate windows of Peshkopia, constitutes another element along the extension of this segment. A number of discovered oil and gas deposits, massive signs of oil on the surface, hot water output, strong earthquakes, hydrothermal mineralization, are exactly outlined at this segment.

As stated above and still more for the segment Vlorë-Elbasan-Dibra, we believe that is understandable to assess the role and importance that it has played and still plays at geological development and degradation of this sector and entirely all Albanides.

This concentration of geological phenomena and events, has attracted the attention of many researchers in the field of geology, who in their studies, without stopping in particular, are of the opinion that we are dealing with a deep and early transversal tectonic fault, which has played an important role in the development and structuring of Albanides on both sides of this segment.

In this article we try, in summary, to do an analysis and integration of geological facts and events, today's level of knowledge and concepts of global tectonics in terms of treating

the phenomenon as a whole.

Key words: *The transversal tectonic faults of Vlorë-Elbasan-Diber, The dome massif of Dumrea, regional compression axis, eroded carbonatic formations, Patos-Verbas, Selenica, Kucova, Neotectonic structures*

Referencat

ALIAJ SH., (1987). Disa çështje themelore të evolucionit strukturor të zonave të jashtme të Albanideve. *Bul. Shk. Gjeol.*, 4/1987, f. 3-21.

ALIAJ, SH., (1988). Neotektonika dhe Sizmotektonika e Shqipërisë. *Disertacion për gradën shkencore "Doktor i Shkencave", Instituti Sizmologjik Tiranë.*

ALIAJ SH., MEHILLKA LL., ETJ., (1991). Mekanizmi i formimit të strukturave në brezin antiklinal të Kurveleshit. *Bul. Shk. Gjeol.* 1/1991, f. 179-187.

BAKIAJ H., BEGA Z., (1991). Tektonika tërthore Lushnje-Elbasan, roli i saj në stilin dhe madhësinë e mbihipjeve tektonike në Albanidet e jashtme. *Bul. Shk. Gjeol. nr. 1/1991, f. 33-40.*

ÇILI P., (1977). Mbi strukturën dhe vendosjen gjeotektonike të gjuhës flishore të Labinot-Dibrës ndër Albanidet e brendshme. *Përmb. stud. Nr. 2/1977.*

EDGELL H. S., (1996). Salt tectonism. In the: *Persian Gulf Basin, p.129-152. Salt tectonics. Edited by: Alsop, G. I., Blundell, D. J., Davison, I.*

ELEZAJ Z., KODRA A., (2008). Gjeologjia e Kosovës. *Tekst, Universiteti i Prishtinës.*

MALIQI G., (1999). Qëndrat e aktivitetit vullkanik në rajonin e Trepçës. *Bul. Shk. Gjeol. nr.1/1999. f. 43-50.*

GRAZHDANI A., (1987). Metalogjenia e thyerjeve tërthore të Albanideve. *Bul. Shk. Gjeol.* 4/1987. f. 35-47.

HOXHA V., ETJ. (2003). Administrimi i territorit dhe resurseve natyrore në rrethin e Dibrës, të Qarkut Dibrë, për vitet 2001-2003. *Studim, FQGj, Tiranë.*

HOXHA V., (2001). Tiparet themelore të gjeologjisë dhe perspektiva e kërkimeve në rajonin Kërçisht-Sorokol. *Disertacion, Universiteti i Tiranës.*

HOXHA V., (2000). Harta gjeologjike edhe e pasurive minerale të rrethit Dibrë me shkallë 1: 50000 me tekstin shpjegues përkatës. *FQGj, Tiranë.*

HOXHA V., (1999). Mineralizimi i squfurit dhe mineralizime të tjera në sektorin Kërçisht i sipërm-Kllobçisht. *Bul. Shk. Gjeol.* 1/1999, f. 83-90.

HYSENI S., ALLIU I., (1999). Veçoritë gjeologjike dhe metalogjenike të fushës xeherore Hajvali-Badovci-Kishnicë (Kosovë). *Bul. Shk. Gjeol.* 1/1999, f. 59-66.

KËPUSKA H., FEJZA I., (2000). Zonaliteti në vëndburimin e plumb-zinkut "Trepça". *Bul. Shk. Gjeol.* 1/2000, f. 53-66.

LEKAP, NAÇOP, VINÇANIF., BEDINIE., (2007). Qualificative evaluation of Elbasani's aquifer basin through Schlumberger electrical Soundings. *Bul. Shk. Gjeol.* 2/2007, f. 47-56.

MALIQI G., DIEHL M., SHALA B., (2006). Skarnet e vëndburimit të Stantërgut. *Simpozium shkencor ndërkombëtar, 27-30 shtator, Mitrovicë.*

MELO V., (1961). Pasqyrimi i lëvizjeve neotektonike në ndërtimin e terracave të Shkumbinit në sektorin Elbasan-Peqin. *Bul. Shk. Nat. nr.2/1961, f. 135-148.*

MACROPOULOS K. AND BURTON P.W., (1981). A catalogue of seismicity of Greece and adjacent areas. *Geophys. J. R. Astron. Soc., 65, 741-762 (and Microfische GJ 65/1).*

MIHAJLOVIC D., (1951). Catalogue des tremblements de terre Epiro-Albanais. *Travaux de*

l'Academie de Sciences Serbe, Beograd.

MORELI C., (1942). Carta Seismica dell Albania, *Firenze, Italia.*

MUÇO B., (1994). Focal mechanism solutions of earthquakes for the period 1964-1988. *Tectonophysics, 231*

NAÇO P., GODROLIM., HAMITI S., MIOI., ÇOBOM., (1987). Ndërtimi gjeologjik dhe vlerësimi i perspektivës naftëgazmbajtëse dhe e mineraleve të tjera të dobishme të rajonit Kostenjë-Okshtun-Çerenec., *Studim. FQGj, Tiranë.*

NAÇO P., (1997). Mbi ecurinë e flisheve në sektorin në veri të Diapirit kripor të Dumresë. *Bul. Shk. Gjeol., 1/1997, f.13.*

NAÇO P., HAMITI S., (1998). Mbi tektonikën e rajonit Neshtë-Okshtun-Cerenec. *Bul. Shk. Gjeol., 1/1998, f. 23-32.*

NAÇO P., (2004). Rajonizimi gjeotektonik, vlerësimi i baseneve të ujërave termominerale dhe mundësia e shfrytëzimit në rajonin Elbasan-Tiranë-Ishëm. *FQGj Tiranë.*

NAÇO P., KODRA A., ÇINA A., BEDINI E., (2005). Active tectonics, evaporites and permanent seismicity of Elbasani area (Albania). *Natyrat hazards related to recent geological processes and regional evolution. Torino p. 46-47.*

NAÇO P., BEDINI E., LEKA P., (2006A). Baseni akuifer i Elbasanit, konditat tektonik formuese dhe problemet e menazhimit të tij. *Bul. Shk. Gjeol. .1/2006, f.47-56.*

NAÇO P., BEDINI E., LEKA P., (2006B). Kërkimi i hidrokarbureve nën mbihypjet e mëdha tektonike të Albanideve. *Bul. Shk. Gjeol. 2/2006.*

NAÇO P., CINA A., BEDINI E., (2006C). Geothermal energy in Albania. *European Congress, Barcelona, 2006.*

NAÇO P., CINA A., VINÇANI F., (2009). The Vlora-Elbasan-Diber fracture, Albania. *European Congress, Mynich, 2009.*

PAPAZACHOS B., PAPAZACHOS C., (1989). The earthquakes of Greece. *Ziti publications, Thessaloniki, 356 p.*

RECI, H., (2010A). The mainshock and aftershock sequence distribution of Gjorica Earthquake of September 2009. *Istanbul, Turkey, 2010.*

RECI, H., (2010B). Focal mechanism solution of Albanian territory earthquakes, for the period 1979-2010. *Izmir, Turkey, 2010.*

SULSTAROVA, E., (1986). Mekanizmi i vatrave të tërmeteve dhe fusha e sforcimeve tektonike aktuale në Shqipëri. *Disertacion për gradën shkencore "Doktor i Shkencave", Instituti Sizmologjik Tiranë.*

SULSTAROVA E., PEÇI V., SHUTERI QI P., (2000). Vlora-Elbasani-Dibra (Albania) transversal fault zone and its seismic activity. *Journal of Seismology 4: 117-131.*

SULSTAROVA, E., MUÇO, B., KOÇIU, S., (2005A). Katalogu i tërmeteve historikë dhe instrumentalë të Shqipërisë me $M_s > 4.5$, periudha 58-2005. *Instituti Sizmologjik Tiranë.*

SHEBALIN N.V., KARNIK V. AND HADZIEVSKI D. (EDS.), (1974). Balkan Region-Catalogue of Earthquakes. *UNESCO Office, Skopje.*

TAGARI, DH., (1993). Etude neotectonique et seismotectonique des Albanides: Analyse des deformations et geodynamique du Langhien a l'actuel. *These de Docteur en Science. Paris-Sud, Orsay.*

TUSHAJ D., MËHILLKA LL., XHUPI Ç., VEIZI V., (1991). Modeli strukturor i Albanideve të jashtme. *Bul. Shk. Gjeol. 1/1991, f. 171-177.*

VELAJT., PREMTII., BANDILLI L., BAJOI., BEGAZ., (1991). Diapirizmi evaporitik në Shqipëri dhe ndikimi i tij në stilin tektonik mbihipës. *Bul. Shk. Gjeol. 1/1991, f. 43-50.*

ZIRNGAST, M., (1996). The development of the Gorleben salt dome (northwest Germany) based on quantitative analysis of peripheral sinks, p. 203-226. *Salt tectonics. Edited by: Alsop, G. I., Blundell, D. J., Davison, I.*

NDËRTIMI GJEOLIGO–STRUKTUROR DHE MINERALIZIMI SULFUR I VENDBURIMIT THIRRË DHE RAJONIT PËRRETH.

Gjon KAZA*, Viktor DODA*

Vendburimi i Thirrës ndodhet në pjesën jugore të masivit të Kaptenës. Në pikpamje strukturore ai vendoset në krahun juglindor të antiklinalit të madh të Majës së Zezë. Ky vendburim lokalizohet brenda masivit gabror, kontakton në lindje me masivin ultrabazik të Kuksit, në perëndim kufizohet me një pykë tektonike ultrabazike që shtrihet gjatë faqes së majtë të lugut të përroit të Hebës. Në veri vendburimi ndërpritet nga një zonë e fuqishme tektonike me shtrirje subgjerësore, kurse në jug komplikohet gjithashtu nga një prishje tektonike shkëputëse me po këtë shtrirje. Në ndërtimin gjeologjik të vendburimit marrin pjesë kryesisht shkëmbinjt intruzivë bazikë. Në disa vende si në majën e Sukës dhe përroit e Qarrit (fig.1), ndeshen edhe dalje të vogla intruzionesh ultramafike (Shallo M. 1998). Këto dalje që takohen brenda fushës xeherore formojne trupa të vegjël që ndjekin njeri-tjetrin në shtrirje në drejtim të verilindjes. Mardhëniet e tyre me gabrot nuk janë shumë të qarta dhe për pasojë ka mendime të ndryshme. Autore të ndryshëm si Kallmak (1956) dhe Shallo etj., (1970) këto dukuri i kanë konsideruar si mbetje erozionale gjatë intrudimit të magmës bazike. Zhadan (1959) i anekson ato në kompleksin e gabro-peridotiteve. Vllaho J. (1971) i konsideron si ksenolite ndërmjet shkëmbinjëve gabroide. Ndërsa Vranaj A. (1971), këta ultrabazikë i konsideron si shkrirje mbetëse të pasura me olivinë e piroksen brenda shkëmbinjëve bazikë (gaborë). Kodra A.(1972), këto dukuri i konsideron si pyka tektonike të futura mbas konsolidimit të gabrove. Ne i përmbahemi mendimit se këto dukuri janë intruzione ultramafike brenda fushës gabrore të futura mbas konsolidimit të gabrove, ku mbizotërojnë gabronoritet.

Në skajin lindor të fushës xeherore takohen gabro-piroksenitet dhe piroksenitet, takohen gjithashtu lloje shkëmbore injeksiono–metasomatike, sikurse janë daljet e vogla në degëzimin e majtë të përroit të Hebës. Në Lakun e Lugjeve dhe në pjesën lindore të Thirrës takohen gabro të kuarçezuara.

Gabronoritet janë kokrrizore mesatare dhe përgjithësisht kanë teksturë ataksite dhe në disa raste brezore, që janë karakteristikë për skajin jugor e juglindor të fushës xeherore. Në vendburim, dhe në rajonin për rreth zhvillim ka tektonika rrudhosese dhe ajo shkëputese. Strukturat rrudhosëse deshifrohen nga elementët parësore strukturor në shkëmbinjt gabror. Si bazë për deshifrimin strukturor të vendburimit janë konsideruar matja e elementëve parësor strukturor si teksturat parësore brezore, çarshmeria parësore si dhe seria dajkore. Por si më bindëse janë matja e elementeve paresor të teksturave brezore plagjioklaz – piroksen. Ka dhe çarje të tjera që i emërtojmë si dytësore të cilat kanë drejtime të ndryshme. Por zhvillim të mirë kanë çarjet parësore që shtrihen paralel breznimit të elementeve parësor strukturor (Vranaj A, etj. 1985).

Në fushën xeherore të Thirrës bëjnë pjesë një sërë strukturash si sinklinali i Thirrës, antiklinali i përroit të Ukës dhe sinklinali i Gurit të Larmë, orientimi i të cilave përgjithësisht është subgjerësor deri në verilindor me rënie relativisht të pjerrta të krahëve.

E zhvilluar është dhe tektonika shkëputese e paramineralizimit, gjatë mineralizimit dhe pas mineralizimit. Zhvillimi i kësaj tektonike komplikon në një shkallë të madhe ndërtimin gjeologo–tekonik të vendburimit (fig. 2,3,).

Ndërtimi gjeologjik i vendburimit Thirrë

* Instituti i Gjeoshkencave, Tirane

dhe i zonës bëhet më i komplikuar për efekt të prishjeve shkëputëse. Të tilla janë prishjet shkëputëse të skajit verior dhe perendimor të kësaj fushe, zonat e dobësuar tektonikisht ose çarjet, nëpër të cilat janë formuar trupat xeherorë, si dhe prishjet shkëputëse me orjentim tërthor ndaj strukturave kryesore, me amplituda relativisht të vogla.

Rajoni i vendburimit të Thirrës karakterizohet nga një përqëndrim relativisht i madh i trupave xeherore kuarc-sulfure. Prej tyre më të rëndësishëm janë ato të vetë vendburimit të Thirrës, me damarë kuarc-sulfure të Hebës, Lakut të Lugjeve, Lugjatës, Gurit të larmë (Fig.1).

Këto trupa janë përfshirë në një fushë xeherore duke u mbështetur në ngjasimin e tyre për sa i përket morfologjisë, konditave

të vendosjes, mardhënieve me shkëmbinj të rrethues, ndryshimeve anesore, përbërjes minerale etj.

Një karakteristikë e rëndësishme e këtyre trupave xeherorë është vendosja e tyre në shear-zonat që në shumicën e rasteve vijnë në pajtim me shtrirjen e shkëmbinjëve rrethues, gjë që na lejon të konsiderojmë fushën xeherore të Thirrës të rrudhosura me po ato rrudha sinklinale dhe antiklinale të shkëmbinjëve gabrorë të përmendur më lart.

Për sa i përket përmasave trupat xeherorë karakterizohen nga një shtrirje relativisht e madhe, deri në 500–600m e më shumë metra, kurse në rënie në bazë të të dhënave të punimeve të zbulimit gjeologjik ato ndiqen deri në 300–400m. Trashësia e tyre pëson lëkundje në kufij të gjërë nga disa

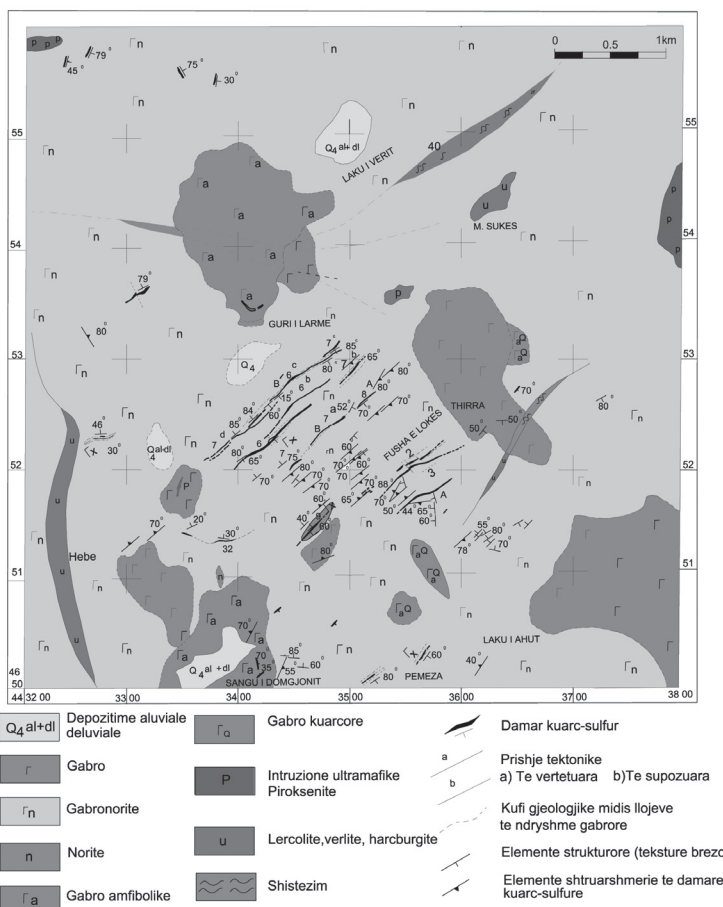
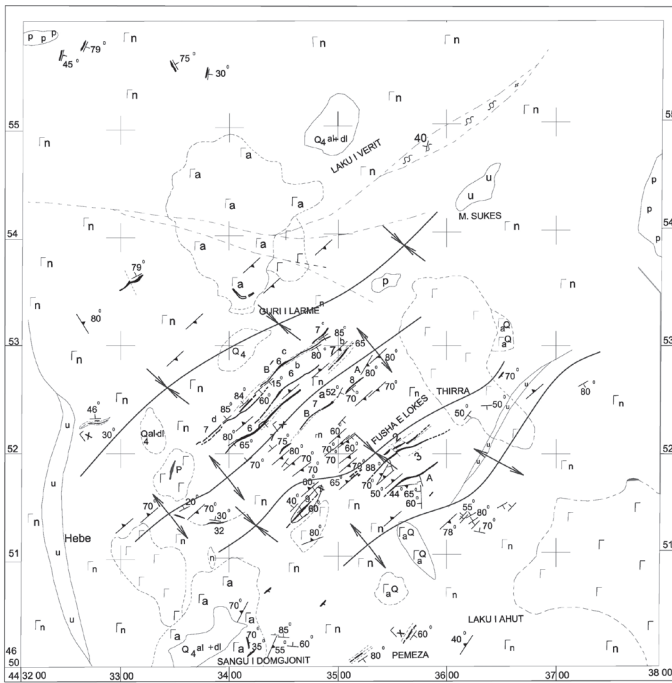


Figura 1. Harta gjeologjike e vendburimit të Thirrës dhe rajonit rreth tij (sipas Shallo M. 1970, Imami S. (1979), Kaza Gj. 1988-1990, me plotësime nga Daci A., 1979-1984, 2001)

Figure 1. Geological map of Thirra ore body . (after Shallo M. 1970, Imami S.1979, Kaza Gj. 1988-1990, and additions from Daci A., 1979-1984, 2001)



me shtrirje verilindore deri në subgjerësore, kanë rënie të madhe, mesatarisht 70°, kurse për trupa të veçantë si p.sh. Guri i Larmë e Lugjatën trupi nr. 9, rënia është mjaft e butë (15–35°). Për efekt të veçorive morfologjike të lartpërmendura, në trupat xeherorë vërehen luhajtje të azimuteve të shtrirjes dhe të rënies së tyre, duke kaluar nganjëherë (Trupi Nr.6) nga rënie veriperendimore për në atë juglindore. Kjo morfologji komplikohet nga prishjet shkëputëse gjë që ndonjëherë krijon përshtypjen e gabuar për ekzistencën e trupave paralele ose për

dhjetëra cm në pjesët e hollimeve deri në 7–8 m në pjesët e fryrjeve.

Në lidhje me morfologjinë e trupave xeherorë duhet cilësuar forma damarore-linzore e përgjithëshme e tyre. Vetë damarët përbëhen nga disa thjerrza që kalojnë nga njëra për tek tjetra nëpërmjet zonave të ngushta kloritike. Kjo gjë i takon morfologjisë së trupit si gjatë shtrirjes së tij, ashtu edhe gjatë rënies.

Karakteristikë tjetër e trupave xeherorë është përfshirja brenda tyre e “ksenoliteve”

ndryshimin e elementëve të shtruarjes së tyre.

Zakonisht kontaktet e trupave xeherorë me shkëmbinjtë rrethues janë të prera. Krahas kësaj vërehen degëzime të trupave kryesor, të cilat përfaqësojnë deje kuarc–sulfure që ndërpresin shkëmbinjtë anësorë. Një karakteristikë dalluese e trupave të kësaj fushe xeherore është zhvillimi i kufizuar i ndryshimeve anësore i shprehur kryesisht me kloritizimin, pjesërisht me kuarcëzimin

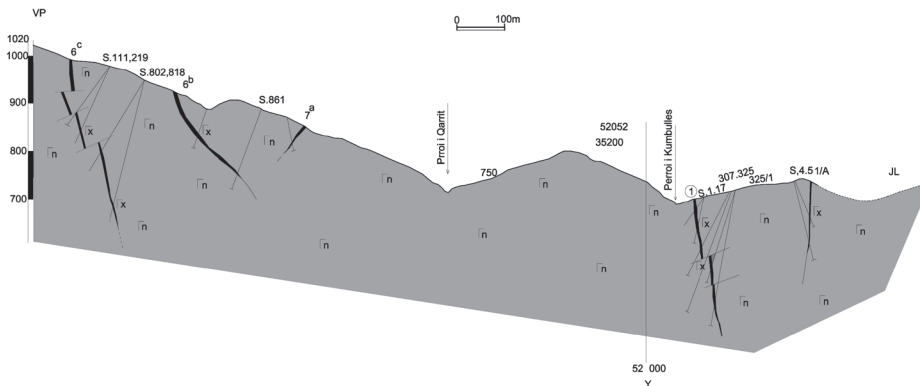


Figura 3. Vendburimi Thirre prerja A-A (sipas Daci A. 2001 me plotësime nga Kaza Gj.)

Figure 3. Cross section A-A of Thirra ore body (after Daci A. 2001, with additions from Kaza Gj.)

të shkëmbinjëve gabrorë, shpesh të e gabrove dhe në ndonjë rast edhe me kloritizuar. Përgjithësisht trupat xeherorë, formimin e disa pikëzimeve të imta dhe

të shpërndara të kalkopiritit e piritit në shkëmbinjt gabrorë pranë kontaktit me trupat xeherorë. Duhet cilësuar se këto ndryshime anësore janë të zhvilluara shumë pranë trupave xeherorë, duke mos i kaluar metrat e para. Trupat xeherorë të vendburimit të Thirrës kanë një përbërje minerale relativisht të komplikuar. Ato përbëhen kryesisht nga kuarci, pjesërisht nga kalçiti dhe kloritet dhe në ndonjë rast edhe nga epidoti. Minerali metalor përbërës është kalkopiriti. Në sasira më të vogla takohet pirotina, piriti, dhe shumë më pak sfaleriti, arsenopiriti, e magnetiti. Prej trupave dhe shfaqjeve të këtij vendburimi përbërje më të komplikuar kanë trupat ne

të cilat përbëhen kryesisht nga kuarci dhe pjesërisht nga kalkopiriti e në ndonjë rast dhe piriti.

Tipi xeheror më i përhapur është ai kuarc-kalkopirit, më pak tipi klorit-kalkopirit-pirotinë, kuarc-kalcit-kalkopirit dhe për ndonjë pjesë të kufizuar të trupave xeherorë tipet klorit-pirit-epidot, kuarc-kalkopirit-arsenopirit, kuarc-kalkopirit-sfalerit. (fotot 1-4)

Në pikpamje të veçorive teksturore-strukturore, xeherorët janë gjithashtu të komplikuar. Në përgjithësi këto veçori janë një pasqyrim i proceseve mineralizuese, të cilët janë kushtëzuar nga mbushja e boshllëqeve e çarjeve të krijuara në shkëmbinjt gabrorë si rezultat i tektonikës së paramineralizimit. Ky dokumentohet nga ekzistenca e xeherorëve me tekstura damarore, damarore-thjerrzore, të krustifikacionit, të druzave, me zheode, kokarde, nyjore – rrjetore. Duhet cilësuar gjithashtu prania e xeherorëve me teksturë të çimentimit (copra kloritike të çimentuara nga masa kuarc-sulfide), klastike, brekçiore (e copëtimit të shoqërimeve minerale më të herëshme dhe i çimentimit të coprave të tyre nga shoqërimet minerale më të vonëshme, kryesisht kuarcore ose kalcit-piritore). Krahas kësaj vërehen ndërprerje të masës xeherore ose të damarëve xeherorë kuarc-sulfur nga damarë më të vonshëm kuarcorë ose kalçiti.

Nga strukturat më tipike janë ato kokrrizore (idiomorfokokrrizore, allotriomorfokokrrizore, dhëmbëzore, radialorrëzore), korozionale (skeletore, relikte, unazore, grafike e subgrafike), kristaloblastike (ndërtimi polisintetik i binjakëve, strukturat pojkilite të ndarjes së solucioneve të ngurta si ato emulsionale, dhe si yje (Foto).

Shqyrtimi i raporteve moshore ndërmjet agregateve minerale dhe ndërmjet kokrrizave minerale, përbërëse të këtyre të fundit, ka çuar në përfundimin se mineralizimi është zhvilluar në disa stadi, përgjithësisht në dy dhe në ndonjë rast në tre ose në një stad. Kështu mineralizimi i vendburimit të Thirrës, Gurit të Larmë është formuar

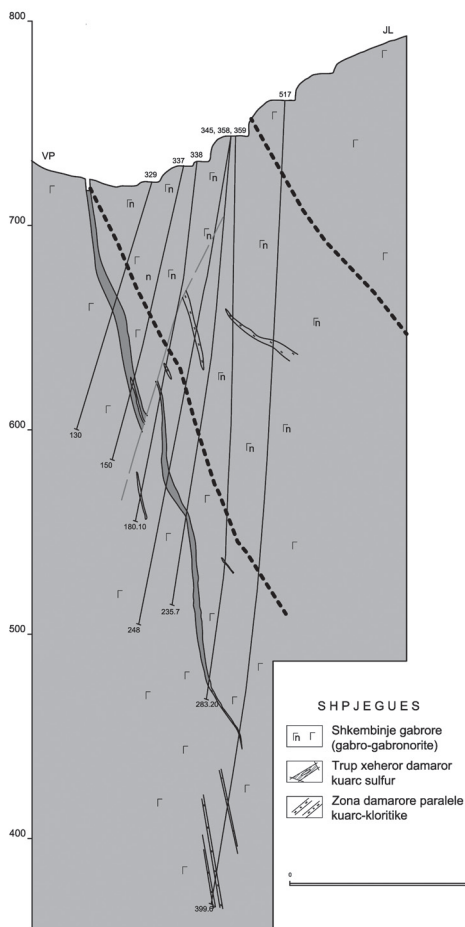


Figura 4. Trupi nr. 1. Vendburimi Thirre profili I-I
Figure 4. Mineralized body nr 1, Thirra ore body, cross section 1-1

Gurit e Larmë edhe shfaqjet e mineralizuara si ajo e Hebes, Lugjatës, Lakut të Lugjeve

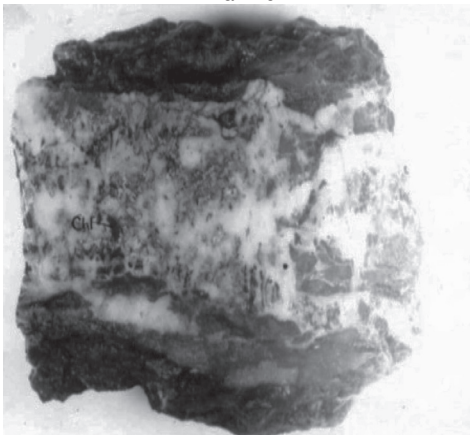


Foto 1. Tipi kuarc – kalkopirit, dhe klorit
- kalkopirit - pirovine

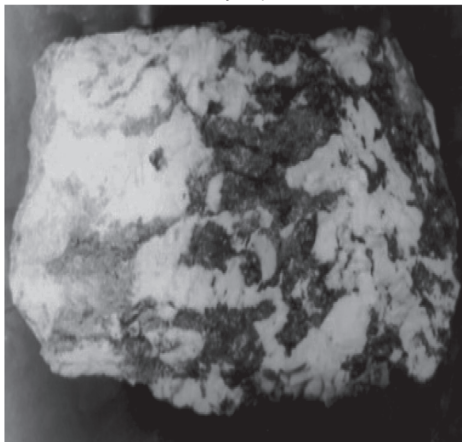


Foto 3. Tipi kuarc – kalkopirit dhe kuarc
– kalkopirit - arsenopirit

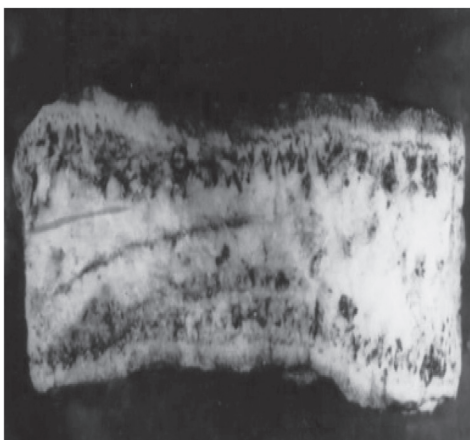


Foto 2. Tipi kuarc – kalkopirit.



Foto 4. Tipi kuarc – kalцит – kalkopirit dhe kuarc
– kalkopirit – sfalerit.

në tre stade, ai i Hebës e i shfaqjeve të mineralizuara të pjesës juglindore, është formuar në dy stade, ndërsa mineralizimi i Lugjatës, i Lakut të Lugjeve me një stad. Shoqërimet paragjenetike (të renditura sipas radhës së formimit) janë klorit–kuarc–pirit–pirotinë–kalkopirit; kuarc–arsenopirit–kalkopirit–sfalerit–pirit–klorit; dhe kuarc–kalkopirit–pirit (epidot)–kalцит. Këto shoqërime në mënyrë të plotë janë të zhvilluara në vendburimin e Thirrës dhe deri diku në atë të Gurit të larmë, kurse për shfaqjet e tjera të mineralizuara janë karakteristike një ose dy shoqërimet minerale paragjenetike të fundit dhe këto jo plotësisht, me të gjitha mineralet e sipërshtënuar. Kështu për Heben është karakteristike shoqërime minerale kuarc–(pirit)–kalkopirit dhe ai i thjeshtë kuarc, për Lugjatën vetëm shoqërimi mineral kuarc–pirit–kalkopirit–(sfalerit), për Lakun

e Lugjeve ai kuarc–kalkopirit–(pirit–epidot), të Thirrës shoqërimi mineral klorit–pirit–epidot–kalцит.

Nga të dhënat e parashtruara më lart, me gjithë dallimet e pjesëshme të shfaqjeve të mineralizuara të fushës xeherore në shqyrtim, del se ato karakterizohen nga veçori të përgjithshme të përbashkëta, të kushtëzuara nga e njëjta veprimtari hidrotermale, e lidhur me të njëjtën vatër magmatike. Dallimet e përmendura më lart nuk mund të shërbejnë si argument për të mos i parë këto shfaqje të mineralizuara si një e tërë, të bashkuara me një fushë xeherore, për arsye se ato janë rrjedhim i evolucionit të veçorive fiziko–kimike të solucioneve mineralizuese në kohë dhe në hapësirë. Një gjë e tillë mund të ilustrohet me karakteristikat mineralogjike të xeherorëve të trupit Nr.6 të përroit të Ukës. Këtu pjesët

e veçanta të të njejtit trup xeherorë, që u përkasin horizonteve të ndryshme, përbëhen nga shoqërime minerale paragjenetike të ndryshme, të formuara në stadi jo të njejtë mineralizimi. Vende-vende shoqërimet minerale më të vonëshme mbulojnë, duke ndërprerë, koroduar dhe çimentuar, ato më të herëshmit, gjë që ka kushtëzuar praninë në të njëjten pjesë të trupit të disa shoqërimeve minerale paragjenetike, me veçori teksturoro-strukture të komplikuar.

Për sa i përket vendosjes hapësinore të trupave xeherorë, ata nuk i përkasin vetëm një horizonti të caktuar të shkëmbinjëve gabrorë, por përfaqësojnë një seri trupash paralel të vendosur në një brez potent të këtyre shkëmbinjëve. Ky brez mund ti përkasë pjesëve të poshtme – të mesme deri të mesme të prerjes së masivit gabrorë të Kaptinës. Në raport njeri me tjetrin trupat xeherorë kanë një vendosje të tillë: ka mundësi që trupat xeherorë të përroit të Ukës (6,7), të përroit të Kumbullës (1,2) ti përkasin niveleve të thella pra lokalizohen në gabro shtresore, ndërsa trupat xeherorë të Gurit të Larmë, Lakut të Lugjve, Lugjatës, tu përkasin niveleve më të sipërme të këtij brezi, gabrove izotropike.

Veçoritë teksturoro-strukture te xeheroreve.

Këto veçori janë evidentuar bazuar në të dhënat fushore dhe studimet në mikroskop, nga të dhënat e shumta të studimeve të mëparshme rezulton se:

Xeheroret kuarc-sulfure të vendburimit janë heterogjen, gjë që kushtëzohet nga alternimi i agregateve mineral me veçori teksturoro-strukture dhe përbërje minerale të ndryshme. Vetëm në raste të veçanta, dhe kjo vetëm në pamje të jashme xeheroret kanë teksture homogjene. Këtu nga grupet gjenetike përmendim atë të mbushjes së boshllqeve të shkëmbinjëve, ndërsa si tipe morfologjike atë me pikzime uniforme dhe masive.

Teksturat me pikzime uniforme karakterizohen nga vendosja e pikzimeve të kalkopiritit, me madhësi 1-5mm në masën e kuarcit në një mënyrë pak a shumë uniforme. Për agregatin mineral të dhënë është karakteristike struktura kokrrizore

hipidiomorfe, e kushtëzuar nga gërshetimi i kokrrizave idiomorfe të kuarcit me atë ksenomorfe të kalkopiritit.

Tekstura masive duhet thënë se ajo duket e tillë vetëm në pamjen makroskopike të xeheroreve, kurse nga vrojtimit mikroskopike rezultojnë veçori të shumta mikroteksturale, pra kemi të bëjme me gërshetim agregatesh me ndërtim dhe përbërje të ndryshme të formuar në mënyrë të herepasherëshme ku mineralet më të rinj ndërpresin dhe korodojnë ata me të herëshmit.

Disa raste të veçanta të teksures masive janë thjeshtë masa kuarcore si në trupin e Majes së Mjegulles, Guri i Larmë në Lashtë etj. Për sa i përket teksures heterogjene ato kanë një larmi të madhe grupesh gjenetike, morfologjike dhe llojesh të këtyre të fundit. Nga grupet gjenetike të teksturave dhe strukturave mbizotërojnë ato parësore, kurse ato dytësore janë mjaft të kufizuara. Teksturat parësore krijohen nga proceset e mbushjes së boshllqeve me lëndë xeherore dhe jo xeherore, dhe pjesërisht ato të zëvendësimit metasomatik. Nga teksturat dytësore përmendim ato të krijuara nga metamorfizmi i xeheroreve dhe nga alterimi i tyre.

Nga teksturat parësore të mbushjes së boshllqeve takohen këto grupe morfologjike dhe morfogjenetike: thjesht heterogjene (llojet më pikzime dhe njolllore), të zgjatura (llojet brezore të krustifikacionit, thjerrzore, damarore, nyjore dhe druzore), klastike (lloji brekçioz) të çimentimit (kokarde). Nga teksturat e zëvendësimit metasomatik të damarëve me xeheror takohen ato thjesht heterogjene (njolllore, me pikzime) të zgjatura (damarore nyjore), dhe korrozionale (skeletore, unazore nyjore, relikte, rrjetore, grafike, subgrafike). Për sa i përket strukturave sipas grupeve gjenetike të teksturave takohen këto grupe morfologjike: kokrrizore (llojet morfologjike, idiomorfe, dhembëzore, radialorrezore, hipidiomorfokokrrizore alotriomorfe, me pamje porfire, pojkilitike, grafike dhe subgrafike), korrozionale (skeletore, relikte, grafike, subgrafike); metakokrrizore (idiomorfometakokrrizore, skeletore, allotriomorfometakokrrizore), (foto).

Nga teksturat sekondare të metamorfizmit të xeheroreve përmendim ato brezore

me pamje gneisore, thjerrzore, shistozë dhe brekçioze, ndërsa nga strukturat ato kristaloblastike (thjesht kristaloblastike-idiomorfoblastike, blastike e orjentuar; të ndarjes së solucioneve të ngurta-emulsionale, rrjetore, subgrafike, nyjore, copezore-porfiroblastike, copëzore). Për xeherorët kuarc-sulfure janë karakteristike makroteksturat damarore, brezore dhe brekçioze, (foto.). Makrotekstura damarore është formuar nga mbushja e të çarave të shkëmbinjëve gabror prej lëndës minerale të depozituar nga solucionet hidrotermale që shprehet me formën damarore të trupave xeherore

kuarc-sulfure në të çarat e shkëmbinjëve gabrore. Të tillë tekstura kemi në shfaqjen e mineralizuar në Lugjate, Hebe etj. (shih fotot).

Makrotekstura brekçioze karakterizohet nga kapërthimi dhe çimentimi i coprave të shkëmbinjëve gabror të ndryshuar deri në kloritike nga lënda xeherore kuarc-sulfure. Në disa prej tyre vërehen kuarcëzime dhe veçime njolloro-nyjore e pikëzime sulfure kryesisht kalkopirit-pirit-pirotine. Të tilla kemi në trupat e vendburimit Thirre.

Duhet të theksojme se në trupat e vendburimit dhe shfaqjet e mineralizuara në rajonin përreth tij janë karakteristike teksturat damarore të cilat sipas mënyres së gërshetimit të agregateve minerale të ndryshëm janë thjesht damarore, rrjetore dhe brezore. Duke përjashtuar teksturat të përfshirë në llojet e krustifikacionit, brezore dhe druzore, të tjerat karakterizohen nga ndërprerja e masës së shkëmbit të kloritizuar, ose deri në kloritike nga damare ose deje sulfure dhe kuarc-sulfure, si dhe nga ndërprerja e veçimeve xeherore me të hershme nga damare ose deje xeherore më të vonshëm. Për rastin e parë kemi ndërprerje të gabrove të kloritizuara nga damare kuarc-sulfure (kalkopirit) dhe të kalkopirit-pirotines që është takuar në xeheroret e trupit 6^c. Për rastin e dytë deje të kalcit-piritit (trupit 6, 7^d, 1, 8/A) ndërpresin xeherorin kompakt kryesisht me kalkopirit, damare kuarci me strukture dhembzore ndërpresin damaret e kuarc-kalkopiritit (trupit 6), deje kuarci ndërpresin masën e xeherorit kuarc-kalkopirit-pirit (Guri i Larne) e raste të tjera. Mjaft e përhapur dhe interesante janë edhe xeheroret me teksture damarore-brezore. Kjo kushtezohet nga vendosja paralele e disa damareve kuarc-sulfide që janë formuar nga depozitimi i lëndës minerale prej solucioneve hidrotermale në disa të çara paralele ose pothuajse paralele, të tilla xeherore janë karakteristike për Heben etj. Është për tu cilësuar se nganjëherë damarë kuarc-sulfide e thjeshtë kuarcore të vendosur paralelisht njëri ndaj tjetrit, nuk janë formuar njëkohësisht, të tillë kemi në Hebe, Thirre etj (shih fotot 5-

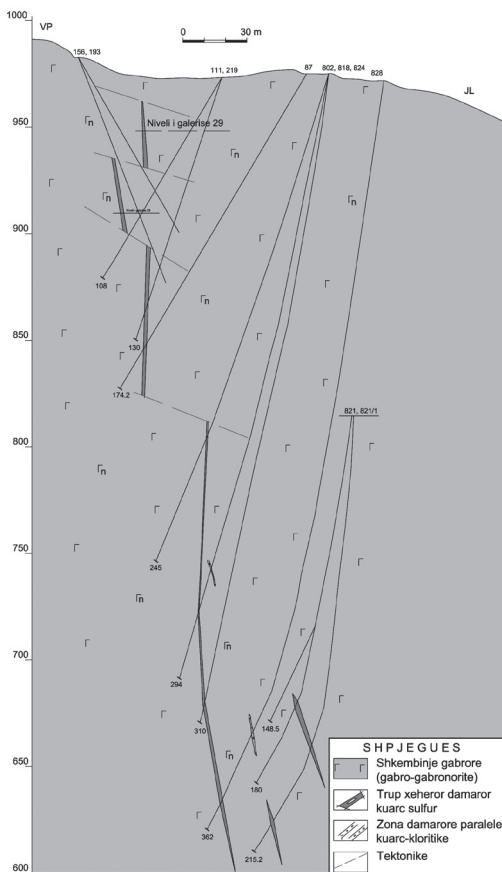


Figura 5. Trupi nr. 6c, Vendburimi Thirre profili I-I
Figure 5. Mineralized body nr 6c, Thirra ore body, cross section 1-1

(shih fotot). Makrotekstura brezore karakterizohet nga vendosja e disa damarëve paralel ose pothuajse paralele të përbëra nga xeherore

10).

Tekstura e krustifikacionit i perket xeheroreve të formuar nga depozitimi i lëndes minerale në forme brezash paralele, të vendosura në dy faqet e të çarave. Brezat që kembehen njeri me tjetrin përbëhen nga agregate minerale të ndryshme. Këto tekstura janë karakteristike kryesisht për xeherorët e Hebes dhe me pak të Thirrës, Lakut të Lugjeve e Lugjatës. Në vendburimin e Thirrës në përroin e Ukës, janë takuar xeherorë kuarc-kalkopirit-arsenopirit-sfalerit me ndërtim të tillë: në pjesët anësore të damarit vendoset një brez i hollë kuarci që kalon në atë kuarc-kalkopirit-sfalerit-arsenopirit, ndërsa në pjesën qendrore vendoset kuarc pothuajse pa mineralizim sulfid. Rasti i damarëve me tekstore krustifikacioni asimetric është vërejtur në xeheroret e Lakut të Lugjeve. Këtu në faqen e damarit vendoset kuarc që kalon në kuarc me njollëza kalkopiriti dhe përfundon me druze kuarci. Nganjëherë brezat janë të përkulur dhe si rrjedhim individet dhembëzore të kuarcit kanë një vendosje radialorrezore. Në disa trupa të vendburimit dhe shfaqjeve përreth takohen xeherore me tekstura heterogjene të mbushjes së boshllqeve si p.sh. me pikëzime dhe njolllore. Këto kushtëzohen

kalkopiritit kanë trajta të çrregullta njolllore-nyjore meqenëse agregatet e tij vendosen ndërmjet kokrrizave të kuarcit. Nganjëherë tekstura njolllore-nyjore është karakteristike edhe për xeheroret kompakt te pirrotine-kalkopiritit ku në masën e pirotinës përmbahen njolla-nyje kalkopiriti duke pasur kështu strukturë hipidiomorfokokrrizore. Per teksturat copëzore dhe të çimentimit janë karakteristike llojet brekçiore, të çimentimit dhe kokarde. Si shembuj të këtyre përmendim xeheroret e përbëre nga masa e kuarc-kalkopiritit apo edhe me pirotine, në të cilën janë çimentuar copra kloritike apo klorito-amfibolike (Laku i lugjeve, Sangu etj). Në vendburim takohen xeherore me tekstore brekçioze dhe të çimentimit të kushtëzuara nga çimentimi i coprave të kuarcit të tymosur nga masa e kalkopiritit-pirit-pirotinës. Tekstura kokarde kushtëzohet nga çimentimi i coprave kloritike prej masës kuarc-sulfide ku të parat janë rrethuar nga unaza kuarci dhe kalkopiriti, që ndërthuren njëra me tjetrën. Në to vendosja e individeve të kuarcit është radialorrezore. Nga vrojtimet mikroskopike rezultojnë mikrotekstura brekçioze dhe të çimentimit të agregateve kokrrizore të kuarcit nga piriti dhe kalkopiriti te piritit nga kalkopiriti, ose nga kuarci i mëvonshëm, nga

Nr. R.	Trupi Nr.	Elementët dhe komponentët kryesorë								
		Cu	Co	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	S	TiO ₂
1	6 ^p		0.01	51.62	21.68	9.15	1.70	20.04	0.74	Ska
2	1		0.005	38.18	13.6	37.05	7.0	14.32	3.95	0.2

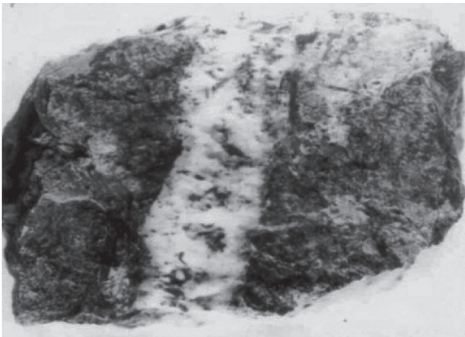


Foto 5. Tekstura damarore

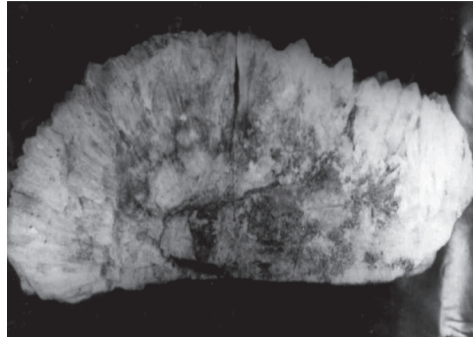


Foto 6. Tekstura radiale rezore

nga vendosja e pikëzimeve sidomos të kalkopiritit (dhe më rrallë e pirotinës) në masën e kuarcit. Shpesh veçimet e

kalcit, pirotina, të kobaltinës, arsenopiritit nga kalkopiriti. Kemi dhe mikrotekstura nyjore të korrodimit të agregateve

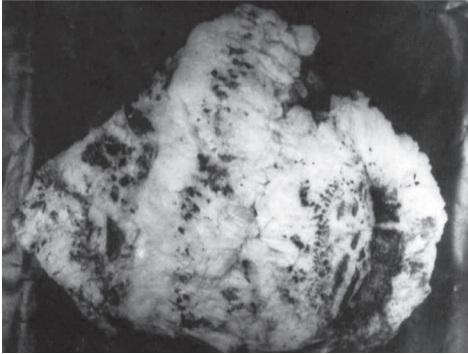


Foto 7. Tekstura kokarde (Laku i Lugjeve)

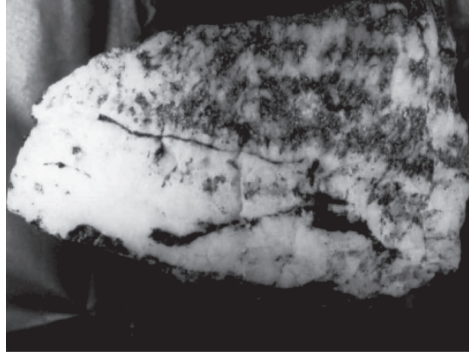


Foto 8. Tekstura krustifikacioni

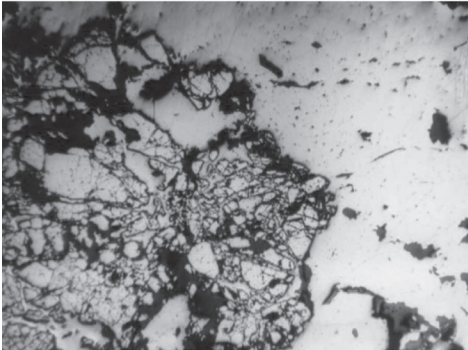


Foto 9. Tekstura e çimentimit, brekçioze, klastike. kokrrizore të piritit, arsenopiritit, pirrotinës nga kalkopiriti, mikrotekstura dejzore dhe penjzore të zevendësimit të pirrotines nga piriti, korrodimi i kristaleve të arsenopiritit nga kloritet. Teksturat sekondare janë të zhvilluara dobët dhe karakterizohen nga metamorfizmi dhe alterimi. Në vendburimin e Thirrës vërehen raste të teksturave shistoze të rrudhosura të xeheroreve kalcit-kalkopirit-pirit (teksturë thjerrëzore-shistoze e xeherorit ku janë karakteristike strukturat kristaloblastike të orientuara të agregateve të kalkopiritit). Në strukturat e formuara nga metamorfizmi këtu mund të përmendim ato të ndarjes së sulicioneve të ngurta si të tilla janë vërejtur strukturat: emulsionale të pikëzave shume të imta të kalkopiritit të vendosura në kokrrizat e sfaleritit dhe e kundërta, duke patur një rregullaritet shpërndarje sipas disa drejtimeve të caktuara.

Karakteristikat e përbashkëta për të gjithë trupat xeherore të vendburimit të Thirrës.

1. Format e trupave janë damarore mjaft të zgjatura të shoqëruara me fryrje dhe hollime si gjatë shtrirjes dhe gjatë rënies

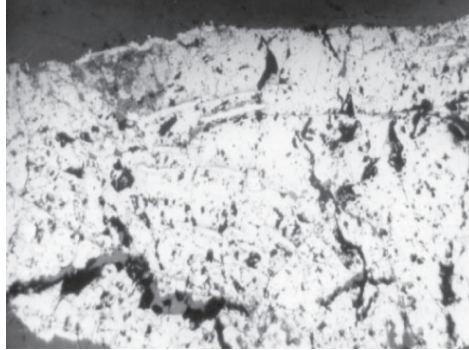


Foto 10. Mikrotekstura pejzore e dejzore që u japin trupave karakter linzor. Kalimi nga një linzë në tjetrën bëhet nëpërmjet një "filli" udhëheqës zone e kloritizuar që mund të shërbej për gjetjen në vazhdim të njëra-tjetrës të linzave xeherore. Përmasat e linzave në shtrirje dhe rënie lëvizin nga 20–50 deri 200m. Këto përmasa zakonisht janë më të mëdha në shtrirje sesa në rënie.

2. Trupat xeheror jo gjithnjë ruajnë të njëjtin azimut shtrirje dhe rënie. Po ashtu ata pësojnë hollime si gjatë shtrirjes ashtu edhe gjatë rënies. Kjo kërkon kujdes të veçantë për orientimin e punimeve të zbulimit.

3. Shtrirja e përgjithëshme e trupave është verilindore dhe përputhet me drejtimin e shear zonave në të cilat është lokalizuar mineralizimi. Përsa u takon mardhënieve të trupave xeherorë me shkëmbinjtë rrethues, mund të themi se të gjithë kanë të njëjtin karakter.

4. Kalimet nga trupi xeherore për në shkëmbinjtë rrethues në shumicën e rasteve bëhet nëpërmjet një brezi kloritik me trashësi të vogël që lëviz nga disa cm në 10–20cm.

Duke kaluar nga trupi xeheror për në shkëmbinjtë rrethues, shpesh herë kemi të bëjmë me zona të ndryshuara (në përgjithësi

të amfibolitizuara dhe kloritizuara). Trashësia (SiO_2) kemi një korelacion të drejtë. Në këto e zonës së ndryshuar është e ndryshme dhe raste kur kemi shmangie nga kjo, dmth, me

Mineralet	Mineralet xeherorë		Minerale damarorë (jometalor)
	Sulfidë	Ekzogjenë	
Kryesorë	Kalkopiriti, piriti, pirotina	Hidroksidet e hekurit	Kuarci, kloriti
Dytësorë	Hematiti, arsenopiriti, sfaleriti, magnetiti, kobaltina.	Kovelina, borniti, azuriti, kalkozina	Kalciti, epidoti.

lëviz nga 2–3m në 20m. Karakteristike është se trashësia e zonës së ndryshuar është më e madhe në krahun e varur të trupit xeheror sesa në atë të shtruar. Duke u larguar nga zona e ndryshuar, vërejmë ndërthurje të shkëmbinjëve të ndryshuar me shkëmbinj të gabroidë të freskët deri sa të kalohet në shkëmbinj krejtësisht të freskët.

Karakteri i shpërndarjes së elementeve dhe komponentëve kryesorë

Në trupat xeheror të vendburimit të Thirrës si element kryesor xeheror është Cu, por krahas këtij elementi edhe Co e S janë në sasira të konsiderueshme. Përmbajtja e SiO_2 është e lartë në këta trupa. Kur bakri është dërguar direkt në shkrirje, SiO_2 shërbëhet si flus gjatë procesit të shkrirjes, po ashtu edhe kalciti që përmbahet shpesh herë në sasira të konsiderueshme është i dobishëm gjatë procesit të shkrirjes. Po ashtu gjatë shkrirjes së bakrit (pa e pasuruar pozitivisht ndikojnë edhe Al_2O_3 dhe MgO. Si element i dëmshëm paraqitet As që lidhet me arsenopiritin, por ky paraqitet me sasira shumë të vogla, kështu që efektet e tij të dëmshme nuk merren parasysh. Xeherorët me përmbajtje mbi 50% SiO_2 i konsiderojmë të tipit kuarc-sulfure, kurse ato me përmbajtje më të ulët i konsiderojmë klorit-sulfure. Në mënyrë të përmbledhur, përmbajtjet mesatare të komponentëve kryesorë për trupat, jepen në tabelën e mëposhtme. (Rezultatet janë marrë nga analizat grupore).

Një studim të hollësishëm në drejtim të karakterit të shpërndarjes së elementëve dhe komponentëve kryesor për të gjithë trupat e vendburimit është bërë në raportin gjeologjik (Bajo I., Konomi N. 1967, si dhe në raportin e fundit viti 1992). Dhe nga ky studim janë vërejtur disa karakteristika kryesore ku po përmendim vetëm disa prej tyre:

1. Vihet re se ndërmjet sulfureve dhe kuarcit

shtimin e SiO_2 dhe uljen e sulfureve, kjo mospërputhje vjen nga shtimi i kuarcit të gjeneracionit të dytë (kuarc qumështor) që paraqitet pothuaj steril ose me shumë pak mineralizim.

2. Vihet re gjithashtu një korelacion i drejtë ndërmjet Co dhe piritit, gjë që përputhet dhe me të dhënat mineralogjike.

Për sa i takon karakterit të shpërndarjes së Cu në trupat xeheror të vendburimit, del se kurba e ndërtuar mbi bazën e analizave paraqitet me asimetri të majtë që i përgjigjet shpërndarjes heterogjene të komponentit Cu.

Për trupin Nr.1 keoficenti i variacionit për trashësi $V_m\%=90.8\%$ ndërsa keoficenti i variacionit për përmbajtje $V_c\%=101.4$.

Për trupin 6^b, $V_m=114\%$, $V_c=40.8\%$. Sikurse shihet përse i përket përmbajtjes dhe trashësisë kemi një heterogjenitet.

Karakteristikat mineralogjike të xeherorëve kuarc-sulfur

Në lidhje me këtë problem është bërë studim i detajuar (Çina A.1969). Vrojtimit e bëra në një sërë anshlifesh të marra në trupa të ndryshëm të vendburimit për përcaktimin e ndërtimit tekstural të xeherorëve, veçoritë strukturale, përcaktimin e radhës së formimit të mineraleve, gjeneracioneve dhe staveve të mineralizimit, si dhe nga studimet e mëvonshme nga autore të tjerë kane evidentuar disa karakteristika si më poshtë.

Përbërja minerale dhe tipet e xeherorëve.

a. Përbërja minerale. Për të gjithë trupat si mineral jo metalor (damarorë në vendburimin e Thirrës) është kuarci dhe kloriti, dhe me pakicë takohet kalciti dhe epidoti (deri në 92%). Si minerale më të rëndësishëm metalorë paraqiten kalkopiriti, piriti dhe pirotina.

Në trupa të veçantë dhe në sasira të vogla

takohen magnetiti, hematiti, sfaleriti, arsenopiriti, kobaltina. Nga mineralet që rrjedhin si rezultat i veprimit të proceseve ekzogjene takohen hidroksidet e hekurit, mallahiti, kovelina, kalkozina, azuriti, borniti, por më shpesh nga këto takohen hidroksidet e hekurit dhe mallahiti.

Kalkopiriti: Ky është përbërësi kryesorë i cili përcakton dhe vlerën industriale të xeherorëve. Në sasira të ndryshme ai ndodhet në të gjithë trupat xeherorë dhe përmbahet në masën rreth 10%. Në ato trupa ku kemi kuarc qumështor (kuarci i gjeneracionit të dytë) përmbajtja e kalkopiritit ulet. (Lugjatë, Laku i Lugjve, etj).

Piriti: Takohet pothuajse gjithmonë në bashkëshoqërim me kalkopiritin. Si sasi ai përmbahet në sasira më të vogla se kalkopiriti por takohet në të gjithë trupat. Më shumë takohet në pjesen verilindore, Lugjatë, Guri i Larmë.

Piritina: Në krahasim me dy mineralet e mësipërme, kjo ka përhapje më të kufizuar. Takohet në pjesë të ndryshme të trupave xeherorë në shtrirje, po ashtu edhe në rënie. Karakteristikë është për Petoçin. Përmbajtja lëviz në pjesë të ndryshme të trupave 5 – 10%. Ndërsa përmbajtja e pirotinës rritet në xeherorë masive dhe shoqërohet në sasira të vogla piriti, kuarci me kalkopirit.

Mineralet e tjerë metalorë përmbajnë sasira të vogla që shpesh nuk mund të shikohen makroskopikisht. Kështu mundet të përmendim hematitin, mushketovitin, magnetitin, sfaleritin, arsenopiritin. Po ashtu mallahiti, azuriti, borniti, kovelina, kalkozina, si minerale sekondare takohen me pakicë.

Kuarci: Në tipin e mineralizimit kuarc-sulfur paraqitet si përbërësi kryesor i xeherorit dhe përmbajtja e tij shkon deri në 95%, kurse në xeherorin e tipit klorit – sulfur përmbajtja e tij shkon deri në 15%.

Kuarci është karakteristik për të gjithë trupat xeherorë, por në pjesë të ndryshme të trupave (shtrirje dhe rënie) ky ja le vendin kloritit përmbajtje të lartë kuarci kanë trupat kryesore.

Kloritet: Janë përbërësit kryesorë të trupave xeherorë mbas kuarcit. Në disa trupa ato pothuajse ndërtojnë gjithë damarin xeheror, po ashtu edhe për pjesë të veçanta të trupave.

Kalciti: Takohet pothuajse në të gjithë trupat xeherorë por në sasira të vogla. Ka raste që takohet edhe në sasira të konsiderueshme. Epidoti: Ka përhapje të kufizuar në xeherorët e vendburimit, karakteristikë është për trupa te vecante.

Në tabelën e mëposhtme jepet përbërja minerale në formë të përmbledhur.

b. Tipet e xeherorëve. Trupat xeherorë të vendburimit të Thirrës kanë një përhapje të larmishme dhe përbërje të komplikuar mineralogjike, kështu në të njejtin trup mundet të dallohen tipe (lloje) të ndryshme xeherore.

Ndarja e xeherorëve në tipe është bërë duke patur parasysh përmbajtjen që predominon nga përbërësit jo metalorë, kuarc, klorit, kalcit, ose të predominimit të njerit mineral në krahasim me tjetrin.

1. Tipi kuarc-sulfid: Ky tip mbizotron në xeherorët e vendburimit.

Masën kryesore të xeherorit e përbën kuarci i shoqëruar me mineralin sulfur ose pa mineralizim (kur është kuarc qumështor) apo me pikzime të rralla sulfuresh. Në saj të mbizotërimit të njërit apo tjetrit mineral mund të dallojmë këto nën tipe:

- Kuarc-kalkopirit.
- Kuarc-kalkopirit-pirit.
- Kuarc-kalkopirit-pirit-pirotinë.

2. Tipi klorit-sulfur. Në këtë tip xeherori, masën kryesore mbi 50% e përbën kloriti. Të njejtët nën tipe si më sipër dallojmë edhe në këto tip:

- Klorit-kalkopirit.
- Klorit-kalkopirit-pirit.
- Klorit-kalkopirit-pirit-pirotinë.

Kur në të dy tipet marrin pjesë kuarci dhe kloriti, kemi këto kombinime:

- Kuarc-klorit-sulfur.
- Klorit-kuarc-sulfur.

Tipet xeherore të përmendura më sipër janë karakteristikë pothuajse për pjesën më të madhe të trupave.

Tipi kloritik pothuajse gjithmonë ndërton pjesët kalimtare (lidhëse) nga njëra linzë tek tjetra. Vendburimi i Thirres perbehet nga nje sere trupash xeherore damarore kuarc-sulfure, të lokalizuar në gabrogabronorit, afersisht paralel njeri tjetrit. Bazuar në ngjashmërinë e tyre për sa i përket morfologjisë, kushteve të vendosjes,

marrëdhëniet me shkëmbinjtë rrethues, ndryshimeve anësore dhe përbërjes minerale e elementare, ato janë përfshirë në një fushe të vetme xeherore. Sipas (Shallo etj. 1970), ky brez potent i vendosjes së trupave xeherore, mund t'i përkasë pjesëve të poshtme- mesme deri të mesme të prerjes së masivit gabror të Kaptënës. Damarët kuarc-sulfur të vendburimit të Thirrës karakterizohen nga qëndrueshmëria në shtrirje dhe në rënie. Ata përbëhen nga disa thjerrëza (fryrje) të ngjashme me hallkat e një zinxhiri që lidhen me njëra-tjetrën nëpërmjet zonave të ngushta kloritike. Trupat xeherore ndiqen në shtrirje nga 20-30 m., deri në 800-900 m. dhe në rënie 200-300 m. Trashësia e tyre varion nga disa cm deri në 7-8 m, e rrallë më shumë.

Nga vrojtimit sipërfaqësor, të dhenat e punimeve të kerkim-zbulimit dhe ato të shfrytezimit të minieres (Aleksi 1972; Imami 1979; Daci 1979-1985; Jauri 1985, 1986; Kaza 1987, 1988-1992), rezultojnë se trupat xeherore të vendburimit të Thirres, karakterizohen nga:

- Shtrirje e përgjithëshme verilindore paralel me akset e rrudhave të shkëmbinjeve rrethues dhe rënie e fortë 70-80°, juglindore ose veriperendimore.
- Sipas rënies trupat xeherore presin strukturën e rrudhosur të shkëmbinjeve rrethues (Aleksi 1972; Imami 1979; Daci 1979-1985).
- Në disa raste vërehen degëzime të trupave xeherore, ondulime në shtrirje dhe rënie.
- Kontaktet e trupave xeherore me shkëmbinjtë rrethues janë të qarta dhe të prera. Ato shoqërohen me zona të ngushta kloritike, me trashësi në anën e shtruar disa cm dhe në anën e varur deri në 20-30 cm e më shumë.
- Në trupat xeherore takohen gabro të kloritizuara deri në klorite.

Përbërja minerale e trupave xeherore të vendburimit të Thirrës është:

Mineralet xeherore kryesore janë: kalkopiriti, piriti dhe pirotina, në sasira të vogla në disa trupa takohen dhe hematiti, magnetiti, arsenopiriti, sfaleriti dhe kobaltina.

Minerale jo xeherore janë: kuarci, kloriti, në

trupa të veçantë kalciti dhe epidoti.

Nga mineralet ekzogjene ndeshen hidroksidet e hekurit dhe rrallë mallahiti, kovelina, borniti, azuriti dhe kalkozina.

Dallohen disa shoqërime minerale kryesore:

1. Shoqërimi pirit-kalkopirit, është më pak i përhapur, dhe në disa raste ndërton pjesë të veçanta të trupave xeherore.

2. Kalkopirit-pirit-pirotine, është shoqërimi më i zakonshëm në vendburimin e Thirrës dhe takohet pothuajse në të gjithë trupat xeherore.

Shoqërimi kalkopirit-pirit-pirotine, takohet në trupat xeherore të Përroit të Ukës si dhe në shfaqjet xeherore të Sholthit, Petoçit etj.

Veçoritë teksturale dhe strukturale të xeherorëve dëshmojnë për formimin e xeherorëve në rrugën e mbushjes së boshllëqeve, si dhe në rrugën e zëvendësimit metasomatik. Vërehen makroteksturat damarore, damarore-thjerrëzore, brezore, brekçiore, druzore dhe e krustifikacionit si dhe tekstura me pikëzime, kalkopirit-pirit, të shpërndara në masën e kuarcit, karakteristike për trupa apo pjesë të veçanta të trupave xeherore me përbërje kryesisht kuarcore. Strukturat më tipike janë: Kokrrizore, alotromorfo-kokrrizore, dhëmbëzore, radialozore, skeletore, relikte, unazore, grafike e subgrafike si dhe struktura e ndarjes së solucionëve të ngurta kalkopirit-sfalerit.

Gjeneza e vendburimit

Përsa i takon gjenezës së mineralizimit kuarc-sulfur të vendburimit Thirre (Aleksi V.1972, Shallo M. etj 1970; Imami S. 1979; Daci A. 1984; Kaza Gj. 1992) janë të mendimit se damarët kuarc-sulfur janë formuar si rezultat i prurjes së lëndës xeherore nëpërmjet solucionëve hidrotermale të pasura me SiO₂ dhe elementë të tjerë të shperlare nga shkëmbinjtë mesatare. Hidroterma gjatë kalimit neper shkëmbinjtë gabroide, është pasuruar me elementë të tjerë si Co, Mg, Fe, të cilët marrin pjesë në formimin e mineraleve të tjerë damarorë si kalciti, kloritit, pirit dhe pirotina.

Mbi bazën e studimeve mineralogjike të xeherorëve, rezultojnë se minerale të tillë si

kuarci, piriti etj. i përkasin dy gjeneracioneve (Çina A. 1977). Kështu kuarci gri është i gjeneracionit më të hershëm se kuarci qumështor dhe mineralizimi vërehet të lidhet pikërisht me kuarcin ngjyrë gri (ose siç e quajmë ne "kuarc i tymosur"), kurse me kuarcin qumështor nuk lidhet ose lidhet fare pak mineralizim.

Mesa duket edhe ngjyra gri e kuarcit i dedikohet mikroinkluzioneve të amfibolitit, piriritit, pirotines etj., pra e mineraleve metalore. Sic duket në kete kuarc ndodhen edhe mikroinkluzionet e arit, i cili ndonese nuk dallohet shpesh në mikroskop, është i pranishëm në analizat kimike të xeherorit. Gjithashtu ndërtimi zonal i xeherorëve (breza kuarci-sulfid që ndërthuren me breza kuarci qumështor pa mineralizim etj.) dëshmon se depozitimi i lëndës xeherore nga solucionet hidrotermale ka patur karakter të diferencuar dhe pulsiv. Diferencimi i tillë vihet re edhe në drejtimin vertikal, gjë që shprehet me një farë zonaliteti hipogjen të mineralizimit.

Vihet re se në pjesët e sipërme predominon kuarci i gjeneracionit të dytë, ndërsa horizontet më të thella ndërtohen nga kuarci i gjeneracionit të parë me mineralizim sulfur. Kështu psh, trupat e Lugjatës, Laku i Lugjeve, Laku i Thive, Guri i Larmë, që zënë nivelet më të sipërme, përbëhen kryesisht nga kuarci i gjeneracionit të dytë, paraqiten pa ose me mineralizim të varfër. Mesa duket ngarkesa kryesore metalogjenike është leshuar nga hidrotema në momentet fillestare të ftohjes. Ndersa me vonë, në temperatura të ulëta, depozitohet vetëm kuarci qumështor dhe shumë pak mineralizim sulfur. Kjo ligjësi ka rëndësi të madhe në orientimin e sakte të punimeve të kërkim-zbulimit të trupave xeheror industrial duke u nisur nga nivelet të ndryshme të prerjes.

Për sa i takon temperaturën së formimit të mineralizimit që ka dhënë kete vendburim (duke u bazuar edhe në bashkëshoqërimet minerale) mendohet se është formuar nga solucionet hidrotermale, kryesisht të temperaturave mesatare (Aleksi V. 1972., Imami S. etj 1979).

Për sa i takon lidhjen së mineralizimit me magmatizmin ka mendime të ndryshme.

Ne mendojmë se lidhet me vetë aktivitetin e magmës bazike pa përrjashtuar pikpamjen e lidhjes gjenetike në vatrën magmatike të kompleksit komagmatik intruziv gabro-plagjiogranitik.

Përfundime e rekomandime.

Ky vendburim ndodhet në pjesën jugore të masivit gabror të Kaptenes.

Sot gjendja e rezervave në këtë vendburim është $B+C_1=348572.93\text{ton}$, $Cu=1.748\%$, $C_2=168860\text{ton}$, $Cu=1.85\%$. Shuma $B+C_1+C_2=517432.93\text{ton}$, $Cu=1.78\%$.

Është e domosdoshme që në të ardhmen të gjithë trupat e këtij vendburimi si dhe zonat minerale të vlerësohen për elemente të çmuar pasi nga analizat e kryera në fund të viteve 90 kemi prova ku përmbajtja e $Au=1\text{gr/ton}$ dhe një analize ka rezultuar me 12gr/ton .

Rekomandojmë që në të ardhmen punimet të përqendrohen në trupat e këtij vendburimi kryesisht në thellësi pra në nivelet e poshtme të këtyre trupave, kryesisht në trupat $6^a, 6^b, 1$ pasi në krahët mineralizimi kuarci-sulfur është i varfër dhe nuk i përmbush kushtet për kërkim.

Për objektet, mendojmë se premisa të mira për kërkim ka në zonën e Srriqës, tek Arat e Mira. Gjithashtu duke qenë se trupat e zbuluar në objektet e Lugjatës, Laku i Lugjeve, Guri i Larmë etj, zënë nivelet më të sipërme të prerjes në të ardhmen, do ishte e rekomandueshme, që të kryhen shpime të thella, pasi mund të takohen zona të fuqishme mineralizimi duke qenë se mineralizimi kryesor është përqëndruar në nivelet e poshtme dhe të mesme të këtij formacioni (masivi).

Kërkimi në të ardhmen duhet të zhvillohet edhe në drejtim të kontaktit të këtij masivi me shkëmbinjtë ultrabazike pasi në këtë pjesë ndodhemi në pjesët më të thella të prerjes dhe në këtë nivel janë zbuluar disa vendburime siç janë vendburimi Nikoliq 2 dhe Golaj, si dhe vendburimi Kurbnesh.

Geological-structural construction and sulphide mineralization of Thirra deposit and the region around.

Resume

The deposit of Thirra is located in the southern part of Kaptina massif. In the structural point of view it is located in southeastern part of huge anticline of Maja e Zeze, this source localized within gabbro massif, contacts ultrabasic massif in the east of Kukes, on the west with a tectonic wedge that extends ultrabasic left site of groove Hebe stream. In the north intersect deposit from an area with strong tectonic sub broadly stretch, while the south is complicated also by a change in tectonic secessionist with the same stretch. In building geological deposit intrusive participate mainly basic rocks. In some places like Qarri Sukës peak and the stream (Fig.1), face the small exit intrusions ultramaphic (Shallo M. 1998).

We stick to the view that these phenomena are within the scope gabbro ultramaphic intrusions introduced after consolidation gabbro where gabbro-norite prevail.

IN source, and in the region around corrugation tectonic and breakaway has developing. Corrugation structures decoded primary structural elements in rocks gabbro. As a basis for deciphering deposit structural elements are considered measurement

primary structural texture belt primary, primary and dissection dike series. (Vranaj A., Kote Dh., Shallo M. 1985). The place is and the breakaway tectonic pre-mineralization, during and after mineralization Tectonic development of this complicates the construction of a large-scale geological - tectonic deposit (Fig. 2.3.) The deposit of Thirra region is characterized by a relatively large concentration of quartz ore bodies - pyrites. Of these the most important are those calling themselves the deposit, quartz-sulphide veined to Hebe, Lakut te Lugjeve, Lugjatës, Gurit te Larme (Fig.1).

An important characteristic of these ore bodies is placed in shear zones, in most cases come in accordance with the layout of the surrounding rock, which allow us to consider calling the mining area with the same wrinkles folded syncline and anticline of rock gabbro mentioned above.

In relation to the morphology of ore bodies should set the general vein forms – line forms of them. This belongs to the body morphology as during its expansion and recede. Other distinctive of ore bodies is the inclusion of “xenoliths” the rock gabbro within them, often chloritized. Generally the ore bodies, north- east spreading to submeridional, have decreased the most, averaging 70 degree, while for specific bodies such as Guri i Larme and Lugjata is quite gentle decline (15–35grad). Ore bodies usually contacts with surrounding rocks are cut. A distinguishing characteristic of ore bodies in this area is limited development of adverse changes mainly expressed chlorinating , partly with the gabbro quartzing and in some cases, even the formation of some of the fine stipple and chalcopryite of pyrites scattered on rocks near gabbro contact with the ore bodies.

The deposit of ore bodies in Thirra region have a structure mineral relatively complicated. They consist mainly of quartz, partly by tiff and chlorites and in any case by epidote. Metallic mineral ingredient is chalcopryite. In smaller quantities meet pyrotine, pyrites, and much less sphalerite, arsenopyrite, and magnetite. Of the troops and this deposit shows a more complicated structure have troops on Guri I Larme and indicating mineralized as Hebe, Lugjatë, Lakut te Lugjeve which consist mainly of quartz and partly by chalcopryite and in some cases and pyrites.

Ore type is the most widespread quartz-chalcopryite, less chlorine type-chalcopryite-pyrotine, quartz-TIFF-chalcopryite and any part of the limited types of ore bodies chlorine -pyrite-epidot, quartz-chalcopryite-arsenopyrite, quartz-chalcopryite-sphalerite. (photo) In view of the features fabric-structural, ore are also complicated. This documented the existence of ore vein texture, vein-eyeglass, crustification, the druses, with zheode, scrambled eggs, nodal-network. The most typical structures are granule (idiomorphic -granule , allotryomorph-granule, dent form, radial) corrosion (skeletal, relics, loops,

graphic sub graphic) crystal-blasters (polysynthetic construction of twins, sharing poicilite structures of solid solutions as they emulsify, and as a star (Photo).

Review of aging reports between mineral aggregates and between mineral grains, as part of the latter has led to the conclusion that mineralization is developed in several stages, generally in two and in some cases three or a stage. Mineralization of Thirra deposit and Gurri I Larme is formed in three stages, and the performances of mineralized Heba southeastern part, is formed in two stages, while mineralization of Lugjata and Laku i Lugjeve with a stage. Pre genetic association (listed in order of formation) are chlorine-quartz-pyrite-pyrotin-chalcopryrite; Quartz - arsenopyrite - chalcopryrite - sphalerite - pyrite-chlorine, and Quartz - chalcopryrite - pyrite (epidote) - TIFF, Conditioned by the hydrothermal same activity, linked to the same magmatic hearth.

In relation to one another ore bodies have such a placement: probably ore bodies of stream Uka (6.7), stream Kumbulla (1.2) belong to locate deep level so are located in gabbro tier, while the ore bodies of Gurri te Larme, Laku i Lugjeve and Lugjata, belonging to the upper levels of this generation, isotropic gabbro.

Common features of ore bodies of Thirra deposit

1. Format of the bodies are very long vein associated with swelling and slimming as during expansion and collapse during that give troops line character. Moving from a line in another through a "thread" leading chlorite area that can serve for finding each other following the lines ore. Lines. size in the stretch and falling move from 20-50 to 200 m. These dimensions are usually larger in scope than in decline.
2. Ore bodies do not always retain the same azimuth range and decline. Also they suffer dilution as well as expansion during the fall. This requires special attention to the orientation of intelligence works.
3. The general scope of the troops is Northeastern and complies with the direction of shear zones in which it is localized mineralization. Regarding relations of ore bodies with the surrounding rocks, we can say that all have the same character.
4. Passages from ore body for the surrounding rocks in most cases through a thick belt of small chlorite that ranges from a few cm to 10-20 cm. Moving from the ore body to the surrounding rocks, often dealing with areas of change (in general chloritized and amphibolized). The thickness of the zone change is different and ranges from 2-3 m to 20 m. Characteristic are that the thickness of the zone change is greater in the dependent arm ore body than that of spread. Moving away from the area of change, we see the combination of the rocks changed with fresh gabbroid rocks until completely transferred to fresh rocks.

Genesis of deposit

Regarding the genesis of quartz-sulphide mineralization of the deposit Call (Aleksi V. 1972, Shallo M. etc. 1970, S.1979 Daci A., Imami I. 1984, Kaza Gj. 1992) have argued that the quartz-sulphide veins are shaped like result of material flow through the ore-rich solutions hydrothermal SiO₂ and other elements of the average composition. This course ore during the transition from magmatic foci, as a result of assimilation of surrounding rocks gabbroid is enriched with other elements such as Co, Mg, Fe, who participate in the formation of other minerals as vein tiff, chlorite and epidote. Regarding temperature formation of mineralization that has given this source (based association of minerals) is thought to be formed by hydrothermal solutions, mainly the average temperature (Aleksi V. 1972., Imami S. etc. 1979). In terms of connecting the mineralization with magmatic has different opinions. We think it relates to the basic magma activity itself is not excluded in view of genetic connectivity hearth complex magmatic gabbro-plagjiogranite comagmatic intrusive.

Referencat

- Aleksi V. Raport mbi ndertimin gjeologjik dhe llogaritjen e rezervave te vendburimit Thirre me gjendje 1.01.1972.
- Aleksi V. Konomi N. Çina A. "Karakteristika morfologjike dhe mineralogjike të trupave xeheror në një vendburim bakri në zonën e Fanit". Përmbledhje studimesh Nr. 12.1969.
- Bajo I. Konomi N. –Raport gjeologjik mbi rezultatet e punimeve te kerkim-zbulimit ne vendburimin e Thirres (me llogaritje rezervash deri me 1.01.1967).
- Caslli H. Raport paraprak mbi studimin e metodes se marrjes se provave ne vendburimin Thirre viti 1970.
- Çina A. Shoqerimet minerale paragjenetike te xeheroreve hidrotermal damarore(Zona Mirdita). Botim I U.T. Katedra Mineralogji-Petrografi viti 1977.
- Imami S. Pletri F. Raport mbi ndertimin gjeologjik dhe llogaritjen e rezervave te vendburimit Thirre me gjendje 1.01.1979.
- Imami S. Daci A. Kaza Gj. Jauri Z. Projekte kerkim-vleresimi dhe kerkim-zbulimi te vendburimit Thirre dhe rajonit per rreth gjate viteve 1976-1992.
- Imami S. Daci A. Kaza Gj. Krifca A. Projekte te perbashkta te punimeve komplekse gjeologo-gjeofizike-gjeokimike ne vendburimin Thirre dhe objektet per rreth gjate viteve 1985,1986,1987.
- Iski M. "Harta gjellogjike e Shqipërisë në shkallë 1:200.000." Tirane viti 1967.
- Kaza Gj. (1992) – Raport mbi rezultatet e punimeve te kerkim-zbulimit dhe llogaritja e rezervave gjeologjike te vendburimit Thirre me gjendje 1.09.1992. Arkiva e deges Gjeologjike Rajonale Rubik.
- Shallo M., Cina A., Turku I. (1995) -Outline of the metallogeny of the Albanian MOR and SSZ-Type ophiolites. The Mirdita oceanic basin from rifting to closure. Workshop on albanian ophiolites and related mineralization, IUGS/UNESCO Modeling Programme. fq 27-46.
- Shallo M. (1995) -Volcanics and sheeted dykes of the Albanian SSZ ophiolite. Përmbledhje Studimesh. nr. 1 f. 99-118
- Shallo M.. and Dilek Y. (2003)- Development of the ideas on the origin of Albanian ophiolites . – In Dilek Y., and Neëcomb S., eds. , ophiolite concept and the evolution of geological thought. Bouldes' Colorado, Geological Society of America special Paper 373, p. 351-363.
- Shallo M. "Vështrim i shkurtër mbi magmatizmin dhe mineralizimin sulfid lidhur me atë në pjesën veriore te zonës së Mirditës." Përmbledhje studimesh Nr. 5, 1967.
- Shallo M. Spiro (Qirinxhi) A. Çina A. Kote Dh. Konomi N. Çaushti R. "Vlerësimi i prespektivës për xeherorë kuarc-sulfid në masivin gabror të Kaptinës." (Rezultatet e punimeve kërkimore-tematike të kryera gjatë viteve 1968-1970 në masivin gabro të kaptinës). Tiranë 1970

STUDIM I AKTIVITETIT SIZMIK TË SOTËM NË SEGMENTIN E THYERJEVE TËRTHORE ELBASAN-DIBËR

Rrapo ORMËNI*, Edmond DUSHI*

Abstrakt

Punimi që paraqesim mbështetet në një numër të konsiderueshëm të dhënash sizmologjike të periudhës 2001-2009, të përfutuara jo vetëm nga regjistrimet e Rrjetit Sizmologjik i Shqiptar, por edhe nga ato të vendeve fqinje. Objektivi kryesor i këtij punimi është analiza e informacionit parametrik që karakterizon aktivitetin sizmik përgjatë kësaj zone thyerjesh duke nxjerrë konkluzione të drejta mbi shpeshësinë dhe madhësinë e tërmeteve, shpërndarjen e tyre hapësinore dhe kohore, tipologjinë e aktivitetit sizmik etj. Nëpërmjet zgjidhjes së mekanizmit vatrës si edhe analizës statistikore-kohore të pasgoditjeve është analizuar tërmeti me çlirim më të lartë të energjisë sizmike gjatë kësaj periudhe kohore në këtë zonë. Është paraqitur një kuadër i përgjithshëm sizmotektonik në kësaj zone thyerjesh, duke hedhur edhe më tej dritë mbi mardhënien tektonik-aktivitet sizmik si edhe influencën e tërmeteve të fortë në relaksim dhe fushës së sforcimeve dhe triggerimin e pasgoditjeve sizmike.

1. Hyrje

Zona tërthore e shkëputjeve aktive Vlorë-Elbasan-Dibër, që nga pikëpamja sizmotektonike njihet si brezi sizmogjen Vlorë-Dibër, është studiuar në mënyrë të veçantë sidomos pas tërmetit të Dibrës së 30 Nëntorit 1967 ($M_s=6.6$). Egzistenca e kësaj zone tërthore është konfirmuar nga shpërndarja e epiqendrave të tërmeteve të fortë dhe atyre të lehtë, nga shpërndarja e pasgoditjeve të tërmeteve të fortë, nga migrimi i epiqendrave të këtyre

tërmeteve, nga drejtimi i akseve kryesore të hartave të izoseisteve me shtrirje gati VL, si edhe nga zgjidhja e mekanizmit të vatrave (Sulstarova., etj. 2000).

Në këndvështrimin tektonik, struktura e Albanideve, me një drejtim të përgjithshëm VP-JL, ndërpritet nga disa zona tërthore shkëputjesh të thella, që kanë një drejtim VL-JP dhe L-P, krijimi dhe aktivizimi i të cilave ka nisur që në fillim të ciklit Alpin duke luajtur një rol të rëndësishëm në zhvillimin tektonik të Shqipërisë, rol të cilin e luajnë edhe sot (Altiner Y., 2006). Zona e shkëputjeve tërthore, Vlorë-Elbasan-Dibër, me një tendencë shtrirje VL, ndërpret strukturën e Albanideve përgjatë gjithë gjerësisë së saj (Aliaj 2000; 2001). Në Albanidet e jashtme, kjo zonë tërthore karakterizohet nga diapiri i Dumresë, rudhosja e Lushnjes, ultësira tërthore kuaternare e Elbasanit dhe brezi i strukturës tërthor të Labinotit. Në jug të qytetit të Elbasanit gati në veri të qytetit të Beratit, strukturat Jonike dhe Kruja pësojnë rënie për tu ngritur më në veri; gjithashtu, edhe molasat pranë qytetit të Fierit bien drejt veriut. Përgjatë kësaj zone shkëputjesh lëvizjet tektonike kanë qenë gjithmonë dhe vazhdojnë të jenë intensive. Kjo shfaqet dukshëm me oshilacionet e forta të luginave të lumenjve Shkumbin, Seman dhe Vjosë. Në zonën e brendëshme, zona e shkëputjeve tërthore vazhdon me horstin tërthor të Gollobordës, i cili ndan ofiolitet e Shqipërisë në dy pjese, në atë veriore dhe jugore me karakteristika të ndryshme dhe vazhdon më tej drejt VL, në pjesën jugore të malit të Deshatit, drejt Maqedonisë. Kjo zonë paraqitet tepër aktive edhe në ditët tona, duke shfaqur veçorite e saja te veçanta si per natyren tektonike ashtu edhe për sizmicitetin që e karakterizon. Periudha

*Instituti i Gjeoshkencave, Universiteti Politeknik, Rruga "Don Bosko" Nr.60. Tiranë

e marrë në studim, gati 10 vjeçare, siguron një informacion të bollshëm për studimin e sizmitetit përgjat kësaj zone.

Studimi i variacionit kohor të koeficientit b, përcaktimi me metoda probabilitare të ligjësisë së shuarjes së serive sizmike dhe analiza

sizmike të çliuara, krahasuar me aktivitetin e kësaj zone në të kaluarën. Për intervalin kohor 2001-2009 janë lokalizuar 334 tërmete përgjatë zonës së thyerjeve aktive Elbasan-Dibër. Epiqendrat e këtyre ngjarjeve janë shtrirë në hapësirë

brenda zonës së kufizuar nga koordinatat 40.8-41.1 V dhe 19.9-20.6 L, me sipërfaqe 2932 km² (fig. 2). Bazuar në vlerat e përfutuara për thellësinë vatrore të tërmeteve, që shkojnë nga 2 deri 60 km, mund të thuhet që ky aktivitet sizmik i dedikohet kryesisht tektonikës së pjesës më të sipërme të kores së tokës. Ky fakt thekson natyrën tepër aktive e komplekse të kores së tokës si rrjedhojë

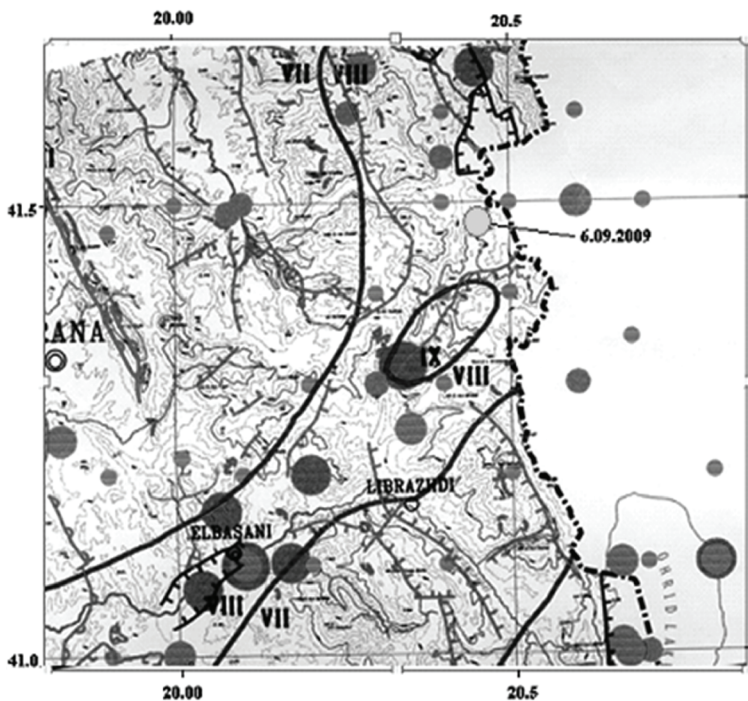


Figura 1. Harta e shkëputjeve tektonike aktive të Zones Elbasan-Dibër (sipas Aliaj 2001)

e shpërndarjes hapësinore-kohore të këtij sizmiteti, janë disa nga aspektet e studiuar dhe të evidentuara në këtë artikull.

2. Sizmiteti në tërthoren Elbasan-Dibër, gjatë periudhës 2001-2009.

Modernizimi i rrjetit tonë sizmologjik ka rritur ndjeshëm numrin e tërmeteve të regjistruar dhe lokalizuar. Përdorimi i sensorëve me bandë të gjerë regjistrimi (BB) ka bërë të mundur regjistrimin e gjithë tërmeteve me $M \geq 1.5$ dhe lokalizimin e tërmeteve me $M \geq 2.0$. Kjo ka bërë të mundur evidentimin sa më të plotë të zonave sizmoaktive në vend dhe në mënyrë të veçantë të zonës tërthore Elbasan-Dibër si një nga më aktivet në vendin tonë. Pavarësisht nga frekuenca e ndeshjes së ngjarjeve sizmike sot vërehet një vlerë relativisht e ulët e energjisë

e ndërtimit të saj heterogjen (Kočaj., 1986; Ormeni., 2010) për shkak të ndërprerjes tërthor të strukturës së Albanideve. Nga analiza e statistikore gjatë kësaj periudhe rezulton se pragu minimal i magnitudës është $M=2.0$. Në total janë lokalizuar 334 tërmete me $M \geq 2.0$ nga të cilat 141 ngjarje me $M \geq 3.0$ dhe 9 me $M \geq 4.0$. Tërmeti më i fortë pas vitit 1967, që ka goditur këtë zonë, është tërmeti i 6 Shtatorit 2009 ($M=5.4$) me epiqender në fshatin Gjoricë, i cili preku rrethet shumicën e fshatrave të Rrethit të Dibrës. Sizmiteti karakterizohet kryesisht nga seri tërmetesh ku dallohet goditja kryesore e pasuar nga një numër pasgoditjesh, por edhe nga tërmete të përbërë si ata të ndodhur pranë fshatit Kuturman. Tërmete të tillë janë ata të 24 Tetorit 2008 të regjistruar në orën lokale 17⁰⁰ me magnitudë $M_L=4.1$ dhe në orën lokale 19 e

31 minuta me magnitudë $M_L=4.4$. Këto ngjarje janë përvijuar nga shumë pasgoditje. Në total, në zonën pranë Kuturmanit, janë lokalizuar 55 tërmete me magnitudë $M \geq 4.0$. Segmenti verilindor i thyerjes Elbasan-Dibër, nga Elbasani në drejtim të Gollobordës, është edhe segmenti më aktiv i kësaj zone tërthore.

Data	Koha origjin	Gjat.Gjeo	Gjer.Gjeo	(M_L)	Thellësi (km)
01.12.2001	01:54 :41.7	41.36V	20.52L	4.3	5
16.01.2002	18:24: 37.8	41.30V	20.09L	4.0	9
19.06.2004	21:44: 52.4	41.16	20.16	4.0	12
26.12.2005	05:53: 52.4	41.19V	20.38L	4.2	5
16.06.2006	00:36: 26.6	41.11V	20.17L	4.3	26
16.04.2007	07:38: 54.2	41.21V	20.09L	4.5	20
24.10.2008	17:00:15.7	41.16V	20.25L	4.1	6
24.10.2008	19:31: :18.6	41.10V	20.23L	4.4	5
06.09.2009	21:49	41.49V	20.45L	5.4	7.6

tërmete me magnitudë brenda intervalit 2.4-4.4 dhe thellësi vatrore 6-60 km. Këto ngjarje janë paraqitur në figurën 2. Në të gjitha rastet e studimit të serive tërmetore të ndodhura përgjatë kësaj tërthore është vënë re që shuarja e pasgoditjeve me kohën përputhet mirë me ligjin e Omorit, $n(t) = K / (c + t)^{-p}$ ku koeficienti p merr vlera në intervalin 0.7-0.83,

Zgjidhja e mekanizmit të vatrës për tërmetin e 6 Shtatorit 2009 tregon për një aktivizim të një shkëputje normale me shtrirje V-VL (Ormeni Rr., Dushi E., Koci R., 2009). Kjo zonë është goditur, gjatë periudhës në studim, nga disa tërmete me magnitudë $M \geq 4.0$, që jepen në tabelen Nr.1.

Sherndarja hapsinore e sizmicitetit, për periudhën 2001 - 2009 në segmentin nga Elbasani në Dibër

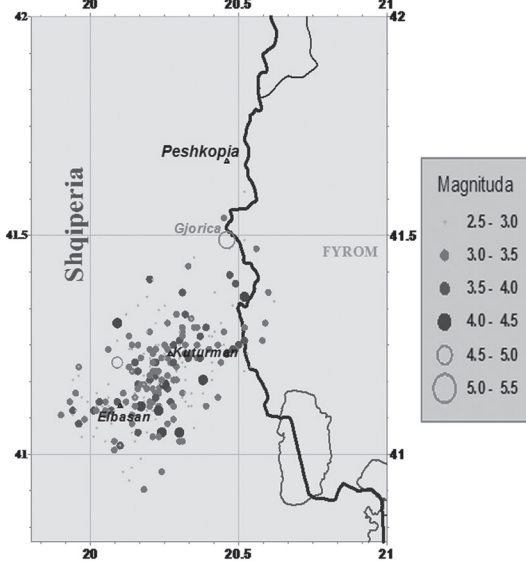


Figura 2. Harta e epiqendrave të tërmeteve të zonës së burimeve sizmike Elbasan-Dibër periudha 2001-2009, [përpunuar në Wizmap II, Rr. Ormeni & E. Dushi, 2010].

3. Zgjidhja dhe interpretimi i mekanizmit të vatrës të tërmetit me tërmeti (ml=5.4).

Tërmeti i 6 Shtatorit 2009 orës 21h49m ishte pikënisja e një serie tërmetore me një numër të konsiderueshëm pasgoditjesh. Meqënëse goditja kryesore kishte një vatrë të cekët, afërsisht 7.6 km, ajo shkaktoi dëmtime të konsiderueshme në zonat e banuara pranë epiqendrës por edhe më gjerë si edhe efekte në relief e terren.

Nga zgjidhja e mekanizmit të vatrës u përcaktua gjeometria e saj: drejtimi i goditjes (strike) 219° dhe këndi i rënies së planit aktiv (dip), 40° dhe shvendosje (rake), -90° (fig. 3). Ky mekanizëm tregon se tërmeti i 6 Shtatorit 2009 u gjenerua nga aktivizimi i një shkëputje e tipit normal, nën veprimin e një regjimi tektonik në tërheqje. Duke përdorur metoden spektrale nepermjet rutinave të sistemit Seisan (Haskov & Ottemoler, 2008), u vlerësuan parametrat e burimit sizmik për ngjarjen kryesore (Ormeni.Rr., Dushi

bazuar në analizën e dy serive kryesore.

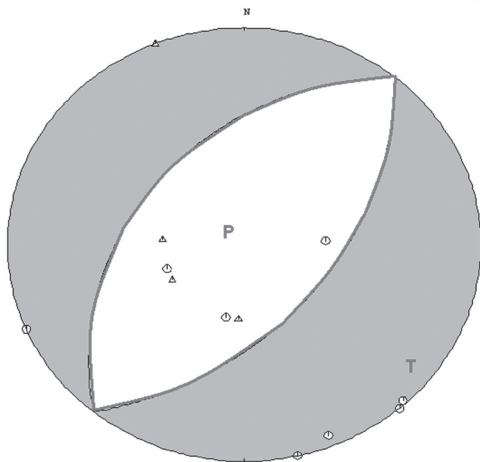


Figura 3. Zgjidhja e mekanizmit vatrore. Stacionet sizmologjike te Rrjetit Sizmologjik Shqiptar

89; koeficienti i zvogëlimit për frekuencat e larta $q\alpha = 0.4$, për intervalin frekuencial $f \geq 1$ Hz dhe faktori i shuarjes pranë sipërfaqes $\kappa = 0.03$. Këto janë vlerat paraprake të gjeneruara për modelin e shuarjes duke përdorur procedurën standarte “Coda” mbi format vlerë të regjistruara nga stacionet me bandë të gjerë regjistrimi, të rrjetit sizmologjik shqipëtar. Parametrat e burimit sizmik, të vlerësuar për këtë ngjarje me metoda spektrale, janë: $f_0 = 0.8$ Hz (frekuenca vetjake), $\Delta\sigma = 36$ bar (rënia e sforcimit në vatër) dhe $a = 3.6$ km (rrezja vatrore për një vatër sferike). Bazuar në këto vlera u përcaktua $M_0 = 0.31 \times 10^{18}$ Nm and $M_w = 5.3$.

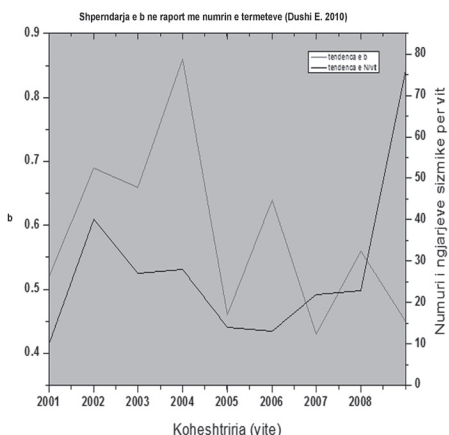
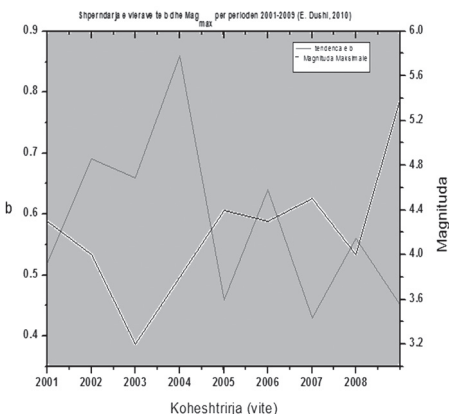


Figura 4. Grafiket e shpërndarjes së vlerave të koeficientit b në raport me M_{max} dhe N/vit të ngjarjeve sizmike.

E., Koci R., 2009). Për këtë qëllim, u morrën në konsideratë për korigjimin spektral të spektrave të zhvendosjes: faktori cilësor $Q_0 =$

4. Karakteristikat e shpërndarjes së sizmicitetit nëpërmjet vlerave të b, m_{max} dhe numrit të tërmeteve të ndodhur.

Vlerat e koeficientit b, kanë një rëndësi shumë të madhe, si tregues të rënies ose rritjes së aktivitetit sizmik në një zonë të dhënë. Zona e shkëputjeve tërthore Lushnje-Elbasan-Dibër paraqet një interes në këtë drejtim, duke u aktivizuar në mënyrë segmentare dhe duke shfaqur karakteristika të një periodiciteti afatshkurtër bën që për nga niveli dhe potenciali i aktivitetit sizmik të jetë një nga zonat më aktive në vend. Duke përdorur metodat e njohura tashmë të regresit linear, janë përcaktuar vlerat e koeficientit b për ngjarjet brenda poligonit që përfshin pjesën verilindore të kësaj zone, nga Elbasani në drejtim të Dibrës. Programi i përdorur Wizmap, bën të mundur zbatimin e relacionit të frekuencës Gutenberg-Richter, duke marrë në konsiderat ngjarjet sizmike brenda poligonin të zgjedhur për studim (Gutenberg, R. and Richter, C.F., 1944). Në figurën 5, janë dhënë grafikët e variacionit të vlerave të b në lidhje me M_{max} dhe N/vit të ngjarjeve për periudhën kohore 2001-2009. Nga grafiku i parë, vërrehet një zvogëlim periodik në vlerën e këtij koeficienti me rritjen e vlerës së M_{max} dhe për rrjedhojë edhe të energjisë sizmike të çliruar, ndërsa ky trend përputhet mirë me rritjen e numurit të tërmeteve të ndodhur për çdo vit, duke arritur vlerën minimale $b = 0.45$ pikërisht para 6 Shtatorit 2009, kur edhe u arrit pika kulmore e aktivitetit sizmik të kësaj zone.

Menjëher mbas ndodhjes së goditjes kryesore numri të konsiderueshëm pasgoditjesh. vlera e b pëson një rritje deri në $b=0.66$ 3. Tërmeti i 6 shtatorit 2009 me epiqendër në afërsi të fshatit Gjoricë në Qarkun e Dibrës dhe $M=5.4$ është shprehje e aktivitetit sizmik në rritje të venë re vitet e fundit në zonën e thyerjeve Elbasan- Dibër

Përfundime

1. Zona Elbasan-Dibër, duke marrë në konsiderat periudhën 2001-2009, është zona sizmoaktive tërthore me nivelin më të lartë të aktivitetit sizmik dhe potencialit sizmik dueke patur një magnitudë maksimale të pritshme 6.0-6.9.

2. Per kete periudhe te sizmicitetit vërrehet një zvogëlim periodik në vlerën e koeficientit b për çdo vit, duke arritur vlerën minimale $b=0.45$ pikërisht para 6 Shtatorit 2009, mbas ndodhjes së goditjes kryesore vlera e b pëson një rritje deri në $b=0.66$ gjë që tregoi për një tendencë në rënien e sforcimeve të akumuluar, relaksimi i të cilave erdhi si rrjedhojë e ndodhjes së një

4. Zgjidhja e mekanizmit vatror tregon për aktivizimin e një thyerje normale me një drjejtim 219° , kënd të rënies 40° dhe zhvendosje -90° , si shkaktare të tërmetit të 6 Shtatorit 2009

5. Aktiviteti më i lartë i pasgoditjeve është zhvilluar në jugperëndim të goditjes kryesore dhe kryesisht në koren e sipërme dhe të mesme në thellësitë 2 -25km.

6. Vlera e b dhe p të sekuencave të pasgoditjeve japin një informacion të dobishëm për studimin e karakteristikave të sizmicitetit në segmentin verilindor të kësaj zone.

7. Vlera e ulët e koeficientit p për sekuencat e tërmetit të 6 Shtatorit nga Ligji Omori i modifikuar flasin për një shkallë më të madhe heterogjeniteti të strukturave gjeologjike në zonën epiqendrore.

Study of actual seismic activity, along the segment of transversal deep fracture

Elbasan-Dibra

Resume

This paper is a consequence of an enormous work done by authors during this period, on data elaboration and permanent study. Thus it briefly describes comprehensive characteristics of seismicity recorded along Lushnja-Elbasani-Dibra, based on a considerable data quantity ensuring reliability of the results obtained. The main goal of this paper was to evaluate main parameters describing the time-space distribution of earthquake sequences as well as the variation of the seismicity rate and its periodicity. Our study is focused on this transversal seismoactive zone because the importance of its tectonic impact to other adjacent tectonic locations as well as its interconnection with the direct collision of Adria microplate with Eurasia tectonic plate.

The Albanian orogeny, as the most south-western part of the Euro-Asiatic plate, in convergence with the Adria microplate, is divided in two areas with different tectonic regimes: the external area with compressive regime, representing its offshore part and the internal area with expanding regime, representing the continental area (Aliaj, et.al.,1996). The movement of the Adria microplate, in our days, is one of the important elements used to understand the geodynamic evolution and the deformations along the western front of the folded Dinarid-Albanid-Hellenid system as well as for all the Mediterranean area (Altiner,Y., 2006).

The Elbasani-Diber segment with direction SW-NE in Albania, represent an earlier transversal deep fracture, which has played an important role in development and structuring of Albanides in two sites of this segment. From the Seismotectonic point of view, the area belongs to a complex faulting environment, and according to the actual map of neotectonic zonation of Albania (Fig. 2), (Aliaj Sh., et.al. 2000). It is located in the internal tectonic zone characterized by compressed movements. To this fault zone are related many geological phenomena: Evaporate diapirs of Dumrea and Peshkopi,

tectonic windows of Okshtumi; the tectonic displacement of Shpati ultra basic massifs and Quaternary; the presence of the many buried anticlines under molasses formations; the source of sulfur hot waters; the presence of some hydrothermal mineralization and the last, the frequency and strong earthquakes, being active and now. Elbasani-Dibra seismogenic transversal belt has been active during recent years along all its length. The characteristics of the present day seismicity along the Elbasani-Dibra transversal fault zone are presented in the present paper, based on seismic events, registered by Albanian Seismic Network during 2001-2009 time period. 334 localised earthquakes with $M \geq 2.0$, from witch 141 with magnitude $M \geq 3.0$ and 9 with magnitude $M \geq 4.0$ were registered. The activity of this transversal zone was culminated with the Earthquake of September 6, 2009 ($M_L = 5.4$), occurred in Gjorica, about 19 km south of the city of Peshkopi, Albania. The main shock was followed from 250 localized aftershocks (Ormeni R., et.al., 2009). The aftershock sequence followed from the September 6, 2009 and continued with relatively high frequency until September 9. These aftershocks continued with a lower frequency as well as with lower magnitude values from September 9, 2009 and on. Mostly the foci of these secondary events are located in SW part of the epicenter zone, with a depth ranging from 1-29 km.

This earthquake expresses the increased recently seismic activity of the Vlore-Elbasani-Dibra transversal faulting zone. The main event is a shallow one, with the hypocentral depth at 7.6 km. This fact explains the localized destruction in the epicentral zone. This earthquake of intensity of VII degree at the epicentre caused more heavily damage in Gjorica, Qerenec villages and Shupenza municipality in Dibra district. The earthquake was strongly felt in Dibra as well as in Librazhdi, Elbasani and Tirana districts, and it was considered as the strongest seismic event after that of the strong earthquake of 1967 which heavily hit the Dibra district. The focal mechanism of main shock has the parameters: strike 219° , dip 40° , rake -90° . The focal mechanism solutions show that the earthquake of September 6, 2009 has been triggered from the activation of a normal fault with NE-SW direction, in conditions of a extensional tectonic regime, in the northeastern segment of Elbasani-Dibra seismoactive zone.

The source spectral parameters determined on displacement spectra are: $f_0 = 0.8$ Hz (corner frequency), $\Delta\sigma = 36$ bar (stress drop) and $a = 3.6$ km (focal radius).

The Elbasani-Dibra seismogenic transversal belt represents the most important transversal fault from seismological point of view.

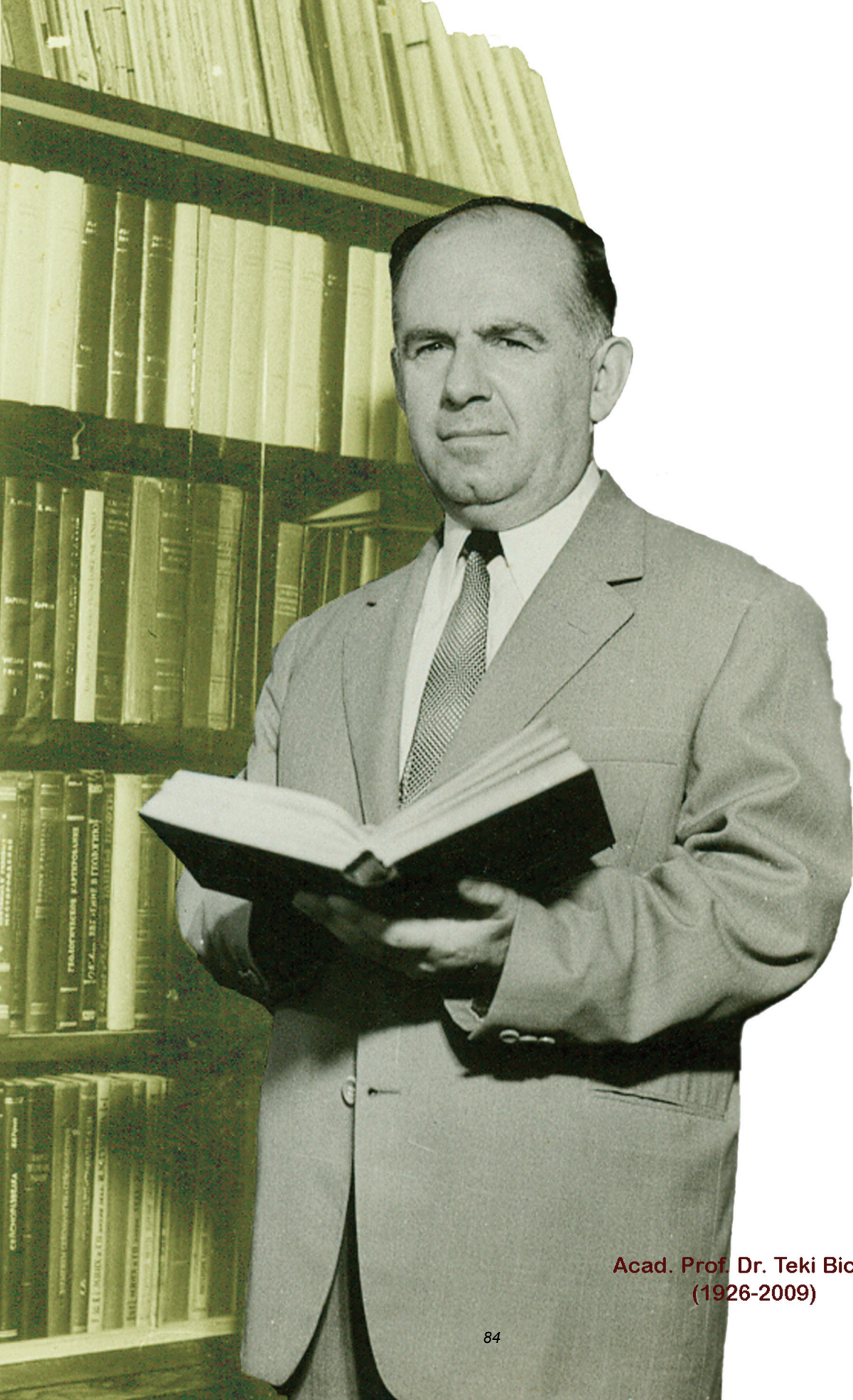
Referencat

- ALIAJ SH., SULSTAROVA E., MUÇO B., KOÇIU S., (2000).** Seismotectonic map of Albania, scale 1:500.000. *Seismological Institute Tirane*
- ALIAJ, SH., (2001).** Sizmotektonika dhe zonat e burimeve sizmike në Shqipëri. *Arkivi Institutit Gjeoshkencave. Tiranë.*
- ALTINER, Y, BACIC, Z, BASIC, T, CTICHIA, A, MEDVED, M, MULIC, M, NURÇE, B. (2006).** Present-day tectonics in and around the adria plate inferred from GPS measurements. *Geol. Soc. of America, Special Paper 4009.*
- GUTENBERG, R. AND RICHTER, C.F., (1944).** Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seismol. Soc. Am., 34, 185-188.*
- KOÇIAJ S. (1986).** Rreziku i Kores se Tokës në Shqipëri dhe saktësimi i tij për sheshet e ndërtimit. *Disertacion për gradën "Doktor i Shkencave"*
- ORMENI. RR., (2010).** Struktura e shpejtësive të valeve P,S të Litosferës së Tokës Shqiptare dhe vecorit sizmoaktive të saj. *Monografi, Tirane.*
- ORMENI.RR., DUSHI E., KOCI R., (2009).** The Gjorica earthquake september 6, 2009 Albania (M5.4) *Newesletter EMSC, Monteller Franc.*
- SULSTAROVA E., PEÇI V., SHËTERIQI P., (2000).** Vlora-Elbasani-Dibra (Albania) transversal fault zone and its seismic activity. *Kluwer Academic Publisher, Journal of Seismology 4: 117-131, Netherlands.*

Sherbimi Gjeologjik Shqiptar
Buletini i Shkencave Gjeologjike
ISSN 0254-5276

viti i 28 (45) i botimit

Botimi i pare viti 1964 (Permbledhje Studimesh ISSN 0370-1638)
Shtypur ne shtypshkronjen "Ngjyrat e Kohes"



**Acad. Prof. Dr. Teki Bicoku
(1926-2009)**