

REPUBLIKA E SHQIPERISE  
UNIVERSITETI POLITEKNIK TIRANE  
FAKULTETI I GJEOLGJISE DHE I MINIERAVE  
SHKOLLA E DOKTORATURËS “GJEOSHKENCAT, BURIMET  
NATYRORE DHE MJEDISI”



*Doktoranti: Gëzim Tola*

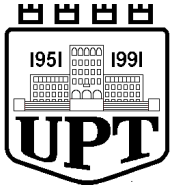
**ROLI I THYERJES “SHKODËR-PEJË” NË SHPEJTËSINË E  
FTOHJES DHE EKZYMIMIT (ZHVARROSJES) SË  
ALBANIDEVE TË BRENDSHME**

**DISERTACION**

Për fitimin e gradës shkencore  
“Doktor”

**Udhëheqës Shkencor**  
**Prof. Asoc. Dr. Bardhyl Muceku**

**TIRANË, 2021**



REPUBLIKA E SHQIPERISE  
UNIVERSITETI POLITEKNIK TIRANE  
FAKULTETI I GJEOLGJISE DHE I MINIERAVE  
SHKOLLA E DOKTORATURËS “GJEOSHKENCAT, BURIMET  
NATYRORE DHE MJEDISI”  
Rruga Elbasanit, Tiranë-Albania  
Tel/fax: ++ 355 4 375 246/5



Disertacion përgatitur nga: *M.Sc. Gëzim Tola*

Për fitimin e gradës shkencore: “Doktor”

## ROLI I THYERJES “SHKODËR-PEJË” NË SHPEJTËSINË E FTOHJES DHE EKZYMIMIT (ZHVARROSJES) SË ALBANIDEVE TË BRENDSHME

Mbrojtur më datë 16.12.2021 para jurisë:

- |                           |                 |
|---------------------------|-----------------|
| 1. Prof. Dr. Avni MESH    | Kryetar/Oponent |
| 2. Prof. Dr. Shaqir NAZAJ | Anëtar          |
| 3. Prof. Dr. Ylber MUCEKU | Anëtar          |
| 4. Prof. Dr. Islam FEJZA  | Anëtar /Oponent |
| 5. Prof. Dr. Ahmet TMAVA  | Anëtar          |

## **DEKLARATË AUTORËSIE**

Deklaroj se Disertacioni i paraqitur është një punë origjinale e kryer vetëm prej meje. Çdo ide dhe/ose teknikë e publikuar (ose jo e publikuar) nga puna e të tjerëve, është e cituar sipas rregullave përkatëse.

Emër Mbiemër  
Gëzim Tola

## ABSTRAKTI

Qëllimi i këtij studimi është aktiviteti i thyerjes Shkodër-Pejë, si dhe roli i saj në shpejtësinë e ftohjes dhe ekzymimit të Albanideve të Brendshme, duke analizuar rreth 40 kampione marrë në tre profile afërsisht perpendikular me shtrirjen e kësaj thyerjeje. Thyerja Shkodër-Pejë e cila ndodhet në veri të Shqipërisë ndan në mënyrë sizmologjike dhe morfologjike Albanidet e brendëshme me ato të jashtme. Të dhënat paleomagnetike kanë treguar që Albanidet kanë pësuar një rotacion në drejtim të lëvizjes së akrepave të orës në jug të thyerjes Shkodër-Pejë, lëvizje kjo që nuk është vërejtur në veri të kësaj thyerjeje. Këto të dhëna tregojnë që ndoshta kjo zonë është një koridor i rëndësishëm akomodimi i sforcimeve midis Albanideve dhe Dinarideve në kohët e vonshme gjeologjike. Albanidet, duke qenë të lokalizuara në zonën e përplasjes kontinentale, pjesë të tyre përshkohen nga një sistem thyerjesh apo zona prishjesh të gjera, të cilat krijojnë burime tërmetesh të rastit. Intervallet e ripërsëritjes së këtyre tërmeteve nuk njihen mirë në periudha afatgjata. Aplikimi i metodës së gjurmëve të ndarjes në Apatit do të mundësojë vlerësimin e amplitudës së lëvizjes në kohë të thyerjeve, duke dhënë një informacion të çmuar në lidhje me shpejtësinë e ftohjes dhe ekzymimit (zhvarrosjes) të shkëmbinjve, si rezultat i aktivitetit të kësaj thyerjeje. Kjo metodë jep të dhëna mbi evolucionin vertikal të ngjitjes së lëndës kristalore dhe na lejon të llogarisim shpejtësinë e denudimit ose të ngjitjes së shkëmbinjëve deri në sipërfaqe (gjatë stadeve të fundit të saj). Metoda përcakton moshën gjatë të cilës formaconet gjeologjike përshkojnë gamën e temperaturave 60°C/120°C (Apatit). Rezultatet e fituara nga aplikimi i metodës së gjurmëve të fisionit në kuadër të kësaj doktrate ka hedhur dritë duke sqaruar lëvizjen e komponentes vertikale të kësaj thyerjeje për të paktën 30 Mv e fundit. Këto të dhënat të japin idene se kjo thyerje mund të përfaqësojë një thyerje transformuese të vjetër, e cila është riaktivizuar në shtytje të djathtë. Moshat e daturara në zonën e studimit variojnë nga  $21.2 \pm 1.8$  Mv deri  $30.0 \pm 3.9$  Mv. Të gjithë moshat tregojnë historinë e ftohjes së fundit të zonës së studimit nga temperatura  $110 \pm 10^\circ$  C, dmth. Kjo korespondon me kohën kur kjo zonë ka filluar të zhvarroset nga një thellësi prej 4 km (kjo varet nga gradienti termik). Ku, përfundimisht mund të themi që shpejtësia e ftohjes së masivit granidioritik të Trokuzit nga Oligoceni deri më sot ka qenë  $5^\circ$  C/Mv, ose shpejtësia e zhvarrosjes së këtij masivi ka qenë 200m/Mv.

Fjalëkyçe: thyerja Shkodër-Pejë, dinaride, gjurmë fisioni, moshë absolute, zhvarrosje.

## ABSTRACT

The subject matter of this study is the Shkoder-Peja transverse fault's activity and its role in the cooling and exhumation of Internal Albanides, by analyzing 40 samples taken in three profiles approximately perpendicular to the extent of this fault. The Shkodra-Peja transverse fault, located to north of Albania, seismologically and morphologically separates the internal and external Albanides. Paleomagnetic data have indicated that Albanides have made a clockwise rotation southward of Shkoder-Peja transverse fault. This type of movement is not observed to the north of this fault. These data indicate that this area has been an important corridor accommodating Albanides and Dinarides frictions over the late geological times. Located in the continental collision area, a parts of Albanides are characterized by extended faults or fracture system creating occasional earthquake sources. The recurrence intervals of these earthquakes are not well known in the long run. Application of the apatite fission track method in this case study will help us to find the fault motion amplitude over time and will also provide valuable information about the rock cooling and exhumation velocity resulting from this fault's activities. This method provides data on the crystalline matter vertical evolution and allows us to calculate the speed of rock denudation to the surface (during the last evolution stages). This method determines the age when the geological formations underwent the the temperatures 60°C/120°C (Apatite). The data retrieved from the application of apatite fission track method, for the purposes of this PhD study, shed light to and clarified the movement of vertical component of this fault, over at least the last 30 Ma. These data indicate that this transverse fault could be an old transformational fault, which has been reactivated to the right thrust. The ages of the study area range from  $21.2 \pm 1.8$  Mv up to  $30.0 \pm 3.9$  Ma. All ages indicate the history of the last cooling of the study area from a temperature of  $110 \pm 10^\circ\text{C}$ , i.e. it corresponds to the time when this area started exhumation from 4 km in depth (this depends on the thermal gradient). In conclusion, we may mention that the cooling velocity of Trokuz granodiorite massif from Oligocene to date is  $5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ , or the exhumation velocity of this massive is 200m/Ma.

Keywords: Shkoder-Peja transverse fault, Dinarides, fission track, absolute age, exhumation.

## FALËNDERIME

Dëshiroj të shpreh konsideratën dhe mirënjohjen time të thellë ndaj gjithë specialistëve dhe ekspertëve të fushave të ndryshme, si në Fakultetin e Gjeologjisë dhe të Minierave, ashtu edhe jashtë tij, të cilët më ndihmuan në kryerjen e këtij studimi. Falenderoj shumë shoqërinë dhe miqësinë e shumë profesorëve, kolegëve dhe miqve të mi, të cilët nuk janë përmendur këtu.

- Falënderimi i parë është për udhëheqësin shkencor të këtij studimi Prof. Asoc. Dr. Bardhyl Muceku për ndihmën që më ka dhënë për kualifikimin tim shkencor dhe në ndjekjen hap pas hapi të ecurisë së punës shkencore, me profesionalizimin, përkushtimin, mbështetjen e vazhdueshme dhe ndihmën e pakursyer, ka qenë motivimi kryesor në realizimin me sukses të këtij studimi.
- Falenderoj stafin akademik dhe administrative të Departamentit të Shkencave të Tokës, pranë Fakultetit të Gjeologjisë dhe të Minierave për sigurimin e kushteve të përshtatshme për kryerjen e analizave lidhur me metodën e aplikuar, për ndihmën e vazhdueshme dhe mundësinë për të punuar në laboratorin e këtij departamenti për realizimin e disertacionit.
- Gjithashtu falenderoj të gjithë profesorët gjatë ciklit të studimeve Bachelor (Departamenti i Gjeologjisë së Zbatuar, Mjedisit dhe Gjeoinformatikës) dhe Master Shkencor, të cilët kanë ndikuar thelbësisht në formimin tim profesional, veçanërisht: Prof. Dr. Avni Meshi, i cili më ka angazhuar në procesin e mësimdhënies dhe ekspeditave në terren; Dr. Gafur Muka, Prof Dr. Arjan Beqiraj, Prof. Dr. Mensi Prela, koordinatorin e doktorates Prof. Dr. Thoma Korini e shumë të tjerë në pamundësi për ti cituar emrat e gjithë stafit akademik.
- Gjithashtu, falenderoj Presidentin dhe drejtuesit e shoqerive të sigurimit Eurosig-Insig të cilët më kanë mbështetur dhe inkurajuar që unë të realizoja këtë studim me përkushtim.

Falenderoj në mënyrë të veçantë bashkëshorten time, prindërit dhe të afërmit e mi.

## **DEDIKIM**

Dëshiroj t’ia dedikoj këtë punë familjes sime,  
dhe fëmijëve të mi Daris&Dua.

## PËRMBAJTJA

<b>DEKLARATË AUTORËSIE .....</b>	<b>II</b>
<b>ABSTRAKTI.....</b>	<b>III</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>IV</b>
<b>FALËNDERIME .....</b>	<b>V</b>
<b>DEDIKIM .....</b>	<b>VI</b>
<b>PËRMBAJTJA.....</b>	<b>VII</b>
<b>LISTA E FIGURAVE .....</b>	<b>IX</b>
<b>LISTA E FOTOGRAFIVE.....</b>	<b>XI</b>
<b>LISTA E TABELAVE .....</b>	<b>XII</b>
<b>1. HYRJE .....</b>	<b>1</b>
<b>2. KUADRI GJEOLGJIK RAJONAL .....</b>	<b>2</b>
2.1 TË PËRGJITHSHME .....	2
2.2 BREZI DINARO-ALBANO-HELENIK, VENDOSJA DHE KUADRI GJEOLGJIK.....	4
2.3 EVULUCIONI GJEODINAMIK I ZONAVE TEKTONIKE PËRGJATË THYERJES SHKODËR-PEJË.....	8
2.4 TË DHËNA SIZMOLOGJIKE PËR THYERJEN SHKODËR-PEJË.....	16
2.5 TË DHËNAT TERMOKRONOLOGJIKE TË MËPARSHME NË KËTË ZONË.....	19
2.6 INTERPRETIME PËR THYERJEN NORMALE SHKODËR-PEJË.....	24
<b>3. STRUKTURAT E DEFORMIMIT DHE TEKTONIKA.....</b>	<b>26</b>
3.1 STRUKTURAT E DEFORMIMIT D1 .....	28
3.2 STRUKTURAT E DEFORMIMIT D2 .....	29
3.3 STRUKTURAT E SFORCIMIT D3 .....	29
3.4 STRUKTURAT E SFORCIMIT D4 .....	30
<b>4. PUNIMET NE TERREN DHE KAMPIONIMI .....</b>	<b>31</b>
4.1 PUNIMET NË TERREN .....	31
4.2 KAMPIONIMI.....	35
4.3 PËRGATITJA E SHLIFEVE .....	37
4.4 REZULTATET E PËRSHKRIMIT PETROGRAFIK .....	39
4.4.1 <i>Kampioni T10</i> .....	39
4.4.2 <i>Kampioni T11</i> .....	41
4.4.3 <i>Kampioni T12</i> .....	43
4.4.4 <i>Kampioni T13</i> .....	45
4.4.5 <i>Kampioni T16</i> .....	47
4.4.6 <i>Kampioni T15\2</i> .....	47
4.4.7 <i>Kampioni T3</i> .....	48
<b>5. DATIMI I GJURMEVE TE FISIONIT .....</b>	<b>49</b>



5.1	PARIMI I DATIMIT .....	49
5.2	EKUACIONI MOSHOR I DATIMIT ME GJURMËT E FISIONIT (NDARJES) .....	59
5.3	TEKNIKA E DETEKTORËVE TË JASHTËM.....	63
5.4	DOMETHËNJA E NJË MOSHE GJURME E FISIONIT .....	65
5.4.1	<i>Zonat e Qëndrueshmërisë së Gjurmëve .....</i>	65
5.4.2	<i>Shpërndarja e gjatësive të gjurmëve të mbyllura, rasti i Apatitit .....</i>	69
5.4.3	<i>Parametri kinetik i gjurmëve të Fisionit .....</i>	72
5.4.4	<i>Modelet termike .....</i>	74
5.5	SAKTËSIMI DHE PREZANTIMI I NJË MOSHE GJURME TË FISIONIT .....	75
5.5.1	<i>Shpërndarjet e moshave TF. ....</i>	75
5.5.2	<i>Testi i <math>\chi^2</math>. ....</i>	75
5.5.3	<i>Shpërndarja e moshës qëndrore. ....</i>	76
5.5.4	<i>Përfaqësimi i një moshe gjurmë e fisionit.....</i>	76
<b>6.</b>	<b>ASPEKTE EKSPERIMENTALE ME ANALIZEN E GJURMEVE TE FISIONIT .....</b>	<b>77</b>
6.1	PËRGATITJA E KRISTALEVE TË APATITIT.....	78
6.2	KUSHTET E RREZATIMIT .....	78
<b>7.</b>	<b>REZULTATET DHE DISKUTIMI I MOSHAVE TE GJURMEVE TE FISIONIT .....</b>	<b>80</b>
7.1	REZULTATET.....	80
7.2	NDRYSHIMI I GJEOMETRISË SË IZOTERMAVE TERMIKE.....	94
7.2.1	<i>Topografia dhe relacioni Moshë-lartësi.....</i>	94
7.3	DISKUTIMI I REZULTATEVE DHE TË DHËNA TERMOKRONOLOGJIKE TË MËPARSHME PËR KËTË ZONË. ....	99
<b>8.</b>	<b>PËRFUNDIME.....</b>	<b>104</b>
<b>9.</b>	<b>BIBLOGRAFIA.....</b>	<b>105</b>

## LISTA E FIGURAVE

Figura 2.1-1: a) Pozicioni i thyerjes Shkodër-Pejë në harkun malor Dinarido-Helenide, b) Harta gjeologjike (Schmid et al 2008).....	2
Figura 2.2-1: Skemë gjeologjike e thjeshtëzuar e Europës Juglindore sipas (Cvetković etj. 2016), modifikuar nga (Schmid et al 2011).....	4
Figura 2.2-2: Profili tërthorë dhe përgjatë Dinarideve, (Schmid et al. 2011).....	5
Figura 2.3-1: Ndarja e dy degëve të oqeanit Neotetis (Schmid et al. 2011).....	8
Figura 2.3-2: Hata që tregon pikërisht rrotullimin në thyerjen Shkodër-Pejë në Helenide përgjatë Neogjenit.....	9
Figura 2.3-3: Harta skematike tektonik e orogjenit Dinarido-Helenide tregon njesitë kryesore tektonike dhe pozicionin e thyerjes Shkodër-Pejë (SPL), po ashtu edhe dy degët e këtij orogjeni në Dinaride dhe Helenide, (modifikuar sipas hartës së Schmid et al. 2008).	10
Figura 2.3-4: Profili 3, tërthorë dhe përgjatë Dinarideve dhe thyerjes Shkodër-Pejë. ....	11
Figura 2.3-5: Profili 1, tërthorë dhe përgjatë Dinarideve dhe thyerjes Shkodër-Pejë. ....	13
Figura 2.4-1: Diagramë treguese e Helenideve dhe Dinarideve.....	16
Figura 2.4-2: Imazhi tomografik i valeve sizmike P në Europe në një thellësi 150 km që tregon edhe vendodhjen e thyerjes Shkodër-Pejë (SPL), (modifikuar pas Bijwaard and Spakman 2000). ....	17
Figura 2.4-3: Dinamika e lëvizjes së Ofiolitit të Vardarit drejtë PVP.....	18
Figura 2.5-1: Harta Tektonik e Shqipërisë që prezanton rezultatet e gjurmëve të Fisionit në Apatite, (U-Th)/He, dhe gjurmët e fisionit në Zirkon (U-Th)/He, (Muceku et al. (2008), të cilat tregojnë mosha më të reja drejtë lindjes, (sipas Muceku et al. 2008).....	19
Figura 2.5-2: Prerja tërthore A–A’ (për vendodhje shih fig. 2.5-1) në Helenide, Shqiperi dhe rrugët e ftohjes tregojnë zhvarrosjen e Zonës Korabi (Dritarja tektonike e Peshkopisë), Zonën veriore të Gashit (gjysmë dritarja veriore e Cukalit) dhe Zonën Mirdita në perëndim (Muceku et al. 2008).....	20
Figura 2.5-3: Modelet termale të Zonës Korabi dhe Gashi nga studimet multi termokronometrike paraqesin një ftohje/zhvarrosje të shpejtë midis (a) 30 dhe 16 Mv (AM15-00) po ashtu (b) 6 dhe 4 Mv, (AM20-00 dhe AM26-03). ....	21
Figura 2.5-4: Harta tektonike pjesë e thyerjes normale Shkodër-Pejë tregon kontaktin ku njësia Ofiolitike e Vardarit Perëndimor i mbivendoset zonës së Budva-Krast-Cukal. (Zertani S 2015).....	21
Figura 3.1-1: Prezantimi skematik i evolucionit strukturor të orogjenit Shqipëtar përgjat Terciarit. ....	28
Figura 3.4-1: Karakteristikat dalluese të 4 ngjarjeve kryesore të sforcimit të rregjistruara në orogjenin Shqipëtar përgjat Terciarit.....	30
Figura 4.1-1: Harta e cila tregon në mënyrë skematike marrjen e kampioneve sipas 3 profileve.....	31
Figura 4.1-2: Harta gjeologjike e zonës në studim.....	32
Figura 4.1-3: Harta gjeologjike vetëm me kampionet të cilët kanë dhënë rezultat. ....	34
Figura 4.2-1: Harta gjeologjike e zonës së studimit bashkë me vendmarrjen e provave. ...	36
Figura 5.1-1: Parimi i datimit të Gjurmëve të Ndarjes (FT) për gamë temperature tek apatitet në Uran. ....	49

Figura 5.1-2: Ndarja e një atomi të Izotopit 238, në natyrë dezintegrohet nga emetimi alfa dhe fisioni spontan duke lëshuar një energji përafërsisht 200 MeV.....	50
Figura 5.1-3: Fision spontan i Uranit 238.....	51
Figura 5.1-4: Izotopi 238U, dezintegrohet nga emetimi alfa dhe fisioni spontan. ....	51
Figura 5.1-5: Gjurmët e fshehura shkaktuar në rrjetin kristalin. ....	52
Figura 5.1-6: Forma e një gjurme të fisionit (a, b, c) .....	53
Figura 5.1-7: (A) Forma e një gjurme të fisionit, pas reaksionit kimik, në minerale me një anisotropi të lart VG. (B) Projektimi i këtyre gjurmëve mbi planin e vëzhgimit. Sipas (Gleadow 1981). ....	55
Figura 5.1-8: Gjurmët e ndarjes (FT) në apatit (a) dhe në zirkon (b) pas sulmit kimik. ....	58
Figura 5.1-9: A- Shpërndarja e numrit të gjurmëve sipas këndit të tyre në raport me sipërfaqën e kristalit. Anisotropia ruhet gjatë kohës së reaksionit. B- Shpërndarja azimutale e numrit të gjurmëve të një sipërfaqeje në raport me drejtimin kristalor C. Anisotropia zvogëlohët me kohën e reaksionit. Sipas (Masumoto 1992). ....	58
Figura 5.3-1: Shpjegimi skematik i metodës eksperimentale përfshirë dallimin e gjeometrisë së dy pjesëve të numërshme. ....	64
Figura 5.4-1: Prezantimi skematik i mekanizmit të reduktimit të pjesshëm të gjatësisë së gjurmëve (Carlson 1990). ....	65
Figura 5.4-2: Prezantimi i ndryshimit të gjatësive të gjurmëve të induktuara në apatitet e Durango-s sipas kushteve të ndryshme të pjekjes së pjesëshme. ....	67
Figura 5.4-3: Zona e paqëndrueshmërisë së plotë (ZPP), Zona e mbajtjes së pjesëshme (ZMP) dhe zona e qëndrueshmërisë së plotë (ZQP). ....	68
Figura 5.4-4: a) Pamje skematike në të cilën shikohet forma e gjurmëve në thellësi të quajtura gjurmë të mbyllura të përdorura për studimin e shpërndarjes së gjatësive të tyre. b) Fotografi e gjurmëve të mbyllura mbi sipërfaqën e kristalit të apatitit (Muceku B. 2006). ....	69
Figura 5.4-5: Diagramat e historive të ndryshme termike të mundshme të përcaktuara për një mostër në funksion të shpërndarjes së gjatësive të gjurmëve të mbyllura. ....	71
Figura 5.5-1: Tipi i përfaqsimi të një moshe gjurmë e fisionit në formë të diagramit radial për apatitet dhe për zirkonët. ....	76
Figura 7.1-1: Paraqitje e moshave të vendosura mbi hartën gjeologjike të rajonit në studiuar. ....	81
Figura 7.1-2: Paraqitja grafike e diagramave radiale të moshat me gjurmën e fisionit tërthorë thyerjes Shkodër-Pejë, cdo pikë në diagram paraqet një moshë individuale të një kritali të apatit. ....	93
Figura 7.2-1: Tre skenare në të cilët norma e ekzymimit vlerësohet nga pjerrësia e relacionit moshë-lartësi.....	95
Figura 7.2-2: Efekti i ndryshimit të topografisë në funksionin moshë-lartësi, në rastin kur me kalimin e kohës izoterma nuk ndryshon. Relievi final është gjithmonë i njejtë. (a) topografi e qëndrueshme, (b) rritje e topografisë, (c) zvoglim i topografisë (Maheo 2002). ....	97
Figura 7.2-3: Funksioni moshë-lartësi përgjatë thyerjes Shkodër-Pejë.....	98
Figura 7.2-4: Funksioni moshë-temperaturë përgjatë thyerjes Shkodër-Pejë. ....	98
Figura 7.3-1: Të dhëna termokronologjike për brezin Dinaro-Helenide (Muceku, 2008; Zertani, 2015) .....	100

## LISTA E FOTOGRAFIVE

Foto 4.4-1: Pamje e vendmarrjes së proves T10, në territorin e Kosovës, nëpër kreshtat kalon kufiri shtetëror. ....	39
Foto 4.4-2: Fotografi e shlifit T10; a) me dritë natyrore b) me drite të polarizuar.....	40
Foto 4.4-3: Fotografi e shlifit T11; a) me dritë natyrore b) me drite të polarizuar. Në foto shihen mineralet e kurcit, feldshpateve (të sericitizuara), amphibole dhe relike të tyre, mika dhe klorit zirkon .....	41
Foto 4.4-4: Pamje e granodioriteve të cilët siç shihet në figurë paraqesin një foliacion të rregusht që i përket fazës së parë të deformimit (S1) (vendmarrje e provës T12). ....	43
Foto 4.4-5: Fotografi e shlifit T12; me dritë të polarizuar. Përberja, kurc, plagjeoklaz (krejtësisht të sericitizuara), relike amfiboli, mika, klorit. Në qendër vihet re tekstura poikilitike (zmadhimi 32X). ....	44
Foto 4.4-6: Vendmarrja e proves T13, me plane foliacioni të rregullta që i përkasin fazës së parë të deformimit (S1) dhe plane të deformimit thyres të një faze të dytë (S2). ....	45
Foto 4.4-7: foto e shlifit T13, disa here e zmadhuar. Vehin re qartë planet e foliacionit nga deformi i kristaleve të feldshpateve, kuarcit etj.....	46
Foto 4.4-8: Fotografi e shlifit T13, me zmadhim 32X. Me shigjeta tregohet minerali i apatitit (me dritë natyrore dhe të polarizuar). ....	46
Foto 4.4-9: Kampioni T15\2.....	47

## LISTA E TABELAVE

Tabela 5.2-1: Lista e etaloneve me mosha ndërkombëtarisht të njohura për datimet me gjurmët e fisionit. Për të përcaktuar kalibrimin tonë Zeta ( $\zeta$ ), kemi përdorur etalonet “Durango” dhe Fish “Canyon Tuff”. Moshat në përgjithësi janë mosha të ponderuara. ....	61
Tabela 5.2-2: Vlerat e parametrin $\zeta$ të përdorur për këtë studim. Monitorët e qelqit të përdorur: NBS 962. Dur, Durango nga Meksika; FCT, Fish Canyon Tuff nga Kolorado. .	62
Tabela 7.1-1: Rezultatet e datimeve me metodën e Gjurmëve të fisionit në apatit, në zonën e studimit. ....	80

## 1. HYRJE

Historia gjeologjike e Shqipërisë është e karakterizuar nga përplasja (kolizioni) e pllakës së Apulias me atë të Europës, histori e cila ka filluar në Eocen (rreth 50 milion vite më pare). Si rezultat i kësaj përplasje është formuar brezi malor Dinaro-Albano-Helenik dhe basenet sedimentare që i bashkëshoqërojnë ato. Strukturat gjeologjike që paraqiten në Shqipëri, pjesë të këtij orogjeni, njihen me emërtimin Albanide. Historia strukturale dhe erozionale e këtij orogjeni ka qenë objekt i kërkimeve të reja shkencore, megjithatë ende shumë pyetje mbeten akoma për t’u zgjidhur e për t’iu gjetur përgjigje në këto struktura, të cilat janë të njohura për të ardhurat ekonomike në formën e burimeve minerare dhe të burimeve hidroenergjitike, pasi në pjesën veriore të Albanideve janë ndërtuar disa Hidrocentrale. Albanidet, duke qenë të lokalizuara në zonën e përplasjes kontinentale, pjesë të tyre përshkohen nga një sistem thyerjesh apo zona prishjesh të gjera, të cilat krijojnë burime tërmetesh të rastit. Intervalet e ripërsëritjes së këtyre tërmeteve nuk njihen mirë në periudha afatgjata. Aplikimi i metodës së gjurmëve të ndarjes në Apatit do të mundësojë vlerësimin e amplitudës së lëvizjes në kohë të thyerjeve, duke dhënë një informacion të çmuar në lidhje me shpejtësinë e ftohjes dhe ekzymimit (zhvarrosjes) të shkëmbinjeve si rezultat i aktivitetit të kësaj thyerje. Një shembull i rëndësishëm studimi do të ishte aktiviteti i thyerjes “Shkodër-Pejë”, si dhe roli i saj në shpejtësinë e ftohjes dhe ekzymimit të Albanideve të Brendshme.

## 2. KUADRI GJEOLOGJIK RAJONAL

### 2.1 Të Përgjithshme

Thyerja Shkodër-Pejë, e pozicionuar në veri të Shqipërisë, përbën një strukturë perpendikulare të orogjenit, e cila ndan Helenidet dhe Dinaridet (fig 2.1-1, Schmid et al. 2008) dhe është e karakterizuar nga përplasja (kolizioni) e pllakës së Apulias me atë të Evropës; histori kjo që ka filluar në Eocen (rreth 50 milion vite më parë). Si rezultat i kësaj përplasjeje është formuar brezi malor Dinaro-Albano-Helenik dhe basenet sedimentare që i bashkëshoqërojnë ato. Ky brez i gjatë është një rezultat i konvergencës dhe përplasjes së Pllakave Evropiane, Afrikane dhe të Adriatikut (Schmid et al. 2008). Dy degët e lartpërmendura të këtij zinxhiri kolizioni janë të ndara nga thyerja Shkodër-Pejë. Studimet e mëparshme nga rajonet e tjera kanë ilustruar tashmë rëndësinë se këto struktura pingule nuk janë më një kureshti gjeologjike, por karakteristika në formimin e vargmaleve të vjetra, dhe luajnë një rol të madh në zhvillimin e këtyre degëve të orogjenit (Katschberg Shear Zone System, Scharf et al. 2013; Brenner Fault, Selverstone et al. 1995). Gjatë kësaj periudhe përplasje-konvergjence duke filluar në Jurë me subduksion Oqeanik dhe përplasjen e pllakës së Evropës me atë Adria (Adriatike) në Mesozoikun e mesëm - Terciar të hershëm (Robertson dhe Dixon 1984; Robertson etj. 1991; Pamiç et al. 1998; Robertson 2002; Bortolotti dhe Principi 2005; Schmid etj. 2008), duke formuar një zonë thyerjesh dhe tërheqjesh në thellësi me ndryshime të mëdha brenda orogjenit.

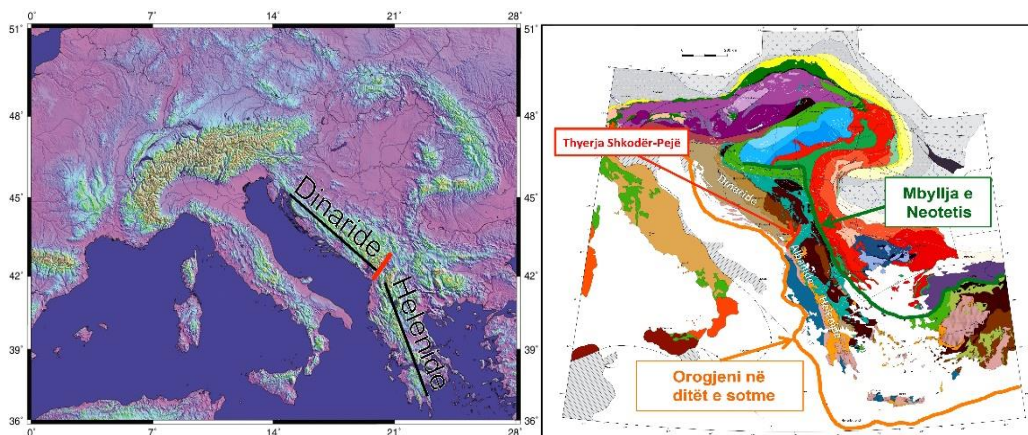


Figura 2.1-1: a) Pozicioni i thyerjes Shkodër-Pejë në harkun malor Dinarido-Helenide, b) Harta gjeologjike (Schmid et al 2008).

Një domethënie shkencore se ndryshimet e mëdha brenda orogjenit që përkojnë me këtë strukturë janë: (1) Orientimi i përgjithshëm i orogjenit ndryshon nga VP-JL në VVP-JJL (Schmid et al. 2011), (2) Thyerja Shkodër-Pejë shënon kufirin verior të Neogjenit rrotullim orar  $40^{\circ}$ - $50^{\circ}$  në drejtim të rrotullimit të akrepave të orës të Helenideve (Kissel et al. 1995; Van. Hinsbergen et al. 2005), (3) njësitë e mëdha tektonike (Psh Njësia e Krastit të Lartë) që janë të pranishme në veri të thyerjes të cilat vazhdojnë në Dinaride, dhe mungojnë plotësisht në jug në Helenide fig 2.2-1 (Schmid et al. 2008). Megjithatë, mosha dhe koha e deformimit, si dhe kinematika dhe paleogjeografia e thyerjes Shkodër-Pejë janë ende të diskutueshme, e cila është e rëndësishme në kontekstin e Dinarideve dhe Helenideve. Përcaktimi i moshës së aktivitetit të thyerjes zakonisht është vështirë të përcaktohet dhe shumë shpesh, koha është më mirë që të nxirret me metoda indirekte, duke përdorur metoda të ndryshme të tilla si, kronostratigrafia dhe biostratigrafia (Mikes et al. 2008), gjeokronologjia (Blisniuk et al. 2001). Shumica e këtyre metodave lejojnë një vlerësim minimal ose maksimal të moshës vetëm për një pjesë të historisë së thyerjes. Në këtë studim, për përcaktimin absolut të moshës, ne kemi zgjedhur të vëmë në zbatim metodën e gjurmëve të ndarjes në Apatit, në mënyrë që të deshifrohet evolucioni termik në të dy anët e thyerjes Shkodër-Pejë duke marrë kampione në tri profile perpendikular thyerjes. Analiza e gjurmëve të ndarjes në Apatit ka potencial të përcaktojë kohën e zhvarrosjes dhe ftohjes së shkëmbit për një gamë të temperaturës nga  $(60-120) \pm 10^{\circ}\text{C}$ , ku kristalet janë të ndjeshme për të regjistruar evolucionin termik. Ky rang temperature korrespondon me thellësi 3-4 km në varësi të gradientit lokal dhe është i përcaktuar për të studiuar mbi koren e tokës (Gallagher et al. 1998), dhe kështu mbulon gamë temperaturë/thellësi që pritet të japë rezultat për deformim në thyerjen Shkodër-Pejë. Kjo metodë është e rëndësishme, për të lidhur historinë termike me evoluimin strukturor të thyerjes Shkodër- Pejë.



## 2.2 Brezi Dinaro-Albano-Helenik, vendosja dhe kuadri gjeologjik.

Struktura gjeologjike e Shqipërisë zë vend në brezin e rrudhosur “Alpin Mesdhetar” të vargut Dinaro-Albano-Helenik, pjesë e segmentit perëndimor të Mesdheut Lindor, gjatë konvergencës së Adrias me atë të Evropës, duke filluar me subduksion interoqeanik ku pjesët e litosferës së re, të formuara, obduktohen në buzët e përplasjes kontinentale me pllakën Adria. Gjatë kësaj përplasjeje Adria në perëndim si një platformë karbonatike mbihypet nga brezi Dinaro-Albano-Helenik drejt lindjes (fig.2.2-2), të cilat paraqesin tipare tektonotratigrafike të deformuara (Bortoloti et al. 2013) që konsistojnë në mbulesa tektonike me zhvendosje perëndimore nga perëndimi në lindje. Ky orogjen i rrudhosur nga veri-perëndimi drejt jug-lindjes (fig.2.2-2) përfaqësohet nga:

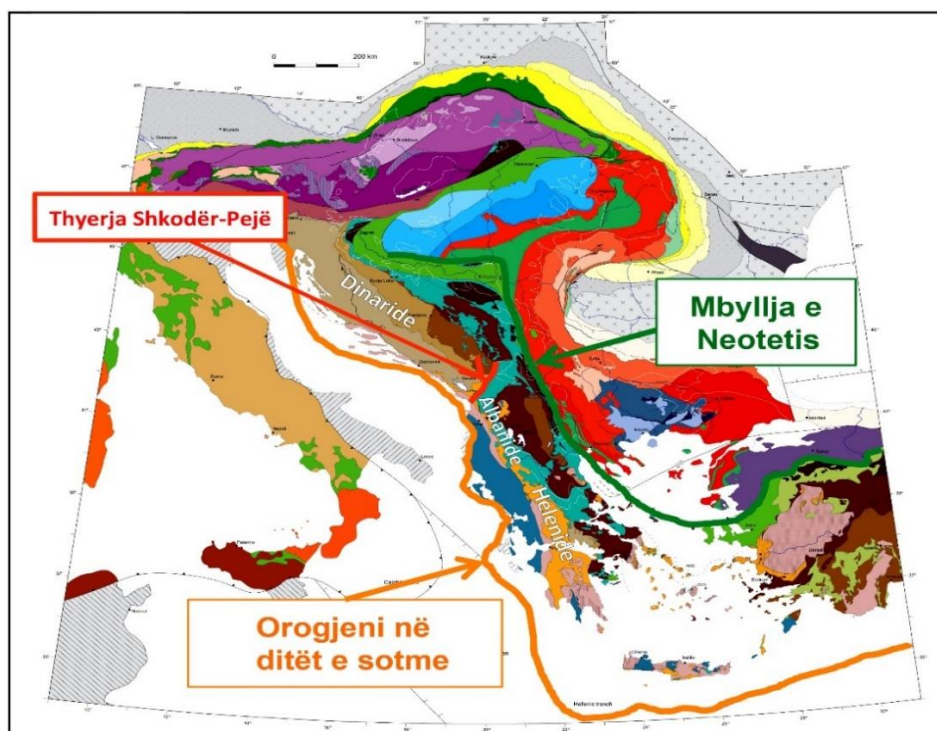


Figura 2.2-1: Skemë gjeologjike e thjeshtëzuar e Europës Juglindore sipas (Cvetković etj. 2016), modifikuar nga (Schmid et al 2011).

Zona e deformuar e Adrias, Platforma e Dinarideve të Jashtme (Zona Dalmatiane ose zona e Gashit në Shqipëri, Zona e Budva Krast-Cukalit dhe e Krastit të Lartë), Platforma e Dinarideve të Brendshme (Zona e Pre-Krastit dhe Flishit Boshnjak, Drina Ivanjica ose Korab Pelagonisë), Njësia e Jashtme Ofiolitike e Vardarit Perëndimor (Ofioliti Mirdita, Meshi at al. 2010), Drina Ivanjica/Zona Korabi ose Pelagoniane, Njësia e Brendshme Ofiolitike e Vardarit Perëndimor dhe Njësia Ofiolitike e Vardarit Lindor (Schmid et al. 2008), (fig.2.2-2) profili tërthor Dinarideve nga PJP në LVL sipas (Schmid et al. 2008).

Këto struktura të rrudhosura Dinaro-Albano-Helenike ndërpriten nga thyerja Shkodër-Pejë pikërisht në territorin e Shqipërisë, pasi kjo e fundit nga pikëpamja gjeologjike përfshihet në Dinaride, duke përbërë pjesën jugore të brezit Alpin Mesdhetar dhe janë të përhapura në të dy anët e tërthores Shkodër-Pejë (fig.2.2-1). Albanidet janë struktura gjeologjike që ndërtojnë truallin shqiptar dhe për shkak të kompleksitetit gjeologjik që kanë, morën termin Albanide nga (Peza, 1967). Albanidet vendosen në pjesën lindore të pllakës së Adrias (Apulia) dhe pjesën perëndimore të mikrobllokut kontinental Korab-Pelagonian. Në to bëjnë pjesë edhe Ofiolite si mbetje të basenit oqeanik të Mirditës (segment Tertisian i pjesës perëndimore të Ofioliteve të Mesdheut Lindor), (Meshi et al. 2010). Kjo thyerje e studiuar më parë nga (nga Auboun & Ndojaj, Aliaj etj. 1996 etj.), e cila kalon në jug të dritares së Cukalit (Nopcsa, 1929) me një shtrirje Veri-Lindje, që ka funksionuar si një shkëputje tërthore e hershme në basenin e oqeanit. Tërthorja Shkodër-Pejë që prej riftëzimit kontinental, e ndan strukturën gjeologjike të Albanideve në dy pjesë (fig2.2-1), Albanidet veriore, të cilat në veri të tërthores vazhdojnë me Dinaride dhe Albanidet jugore dhe vazhdojnë drejt jugut me Helenide.

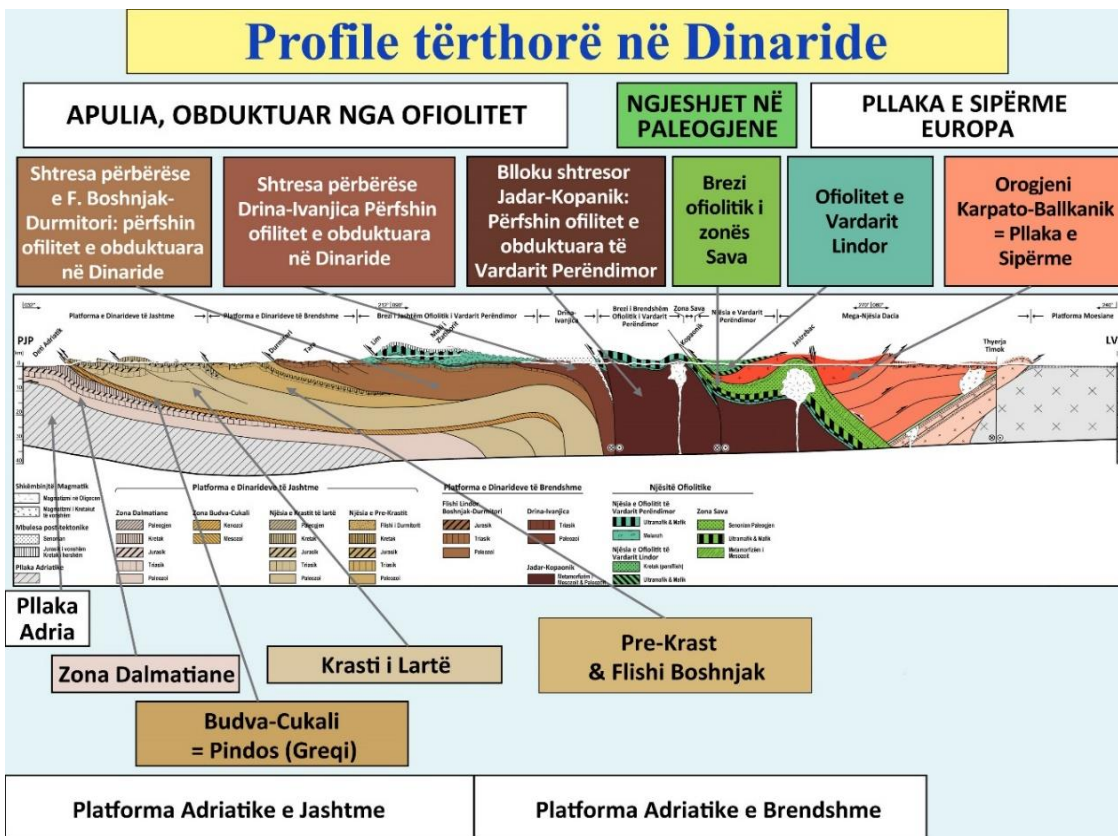


Figura 2.2-2: Profili tërthorë dhe përgjatë Dinardeve, (Schmid et al. 2011).

Dinaridet shtrihen në jug të Alpeve jugore ndërmjet Detit Adriatik dhe Jon në perëndim dhe Detit Egje në lindje. Dinaridet janë rezultat i formimit të maleve nga Mesozoik në Kenozoikë, lidhur me konvergencën e vazhdueshme mes pllakave Apuliane dhe Europiane. Platforma Apuliane formon kepin e maleve greke, i cili është i ekspozuar në ishujt (Paxos) e ndodhur në perëndim të Greqisë. (Kober 1929), e përshkroi këtë hark si Dinaride s.l., dhe nëpërmjet tërthores Shkodër-Pejë i ndau ato në Dinaride s.str në veri të tërthores Shkodër-Pejë sipas (Mercier et al. 1987) dhe në jug Helenide, harku i Egjeut veçohet më vete nëpërmjet shkëputjes tektonike transformuese (Sorel et al. 1976) e cila bën kalimin nga zona e subduksionit oqeanik të Egjeut në kolizionin Adriatik (zonë e subduksionit kontinental). Strukturat gjeologjike të këtyre dy njësisve të mëdha është mjaft e ndryshme (Kober 1929).

Këto struktura gjeologjike të deformatuara lidhen me mbulesën tektonike të imbrikuara me verzhencë perëndimore të buzinës Kontinentale të Adrias (Bortoloti 2013). Dinaridet e Jashtme si zona e Budva Cukalit, Krastit të Lartë, emërtuar nga (Schmid et al. 2008) të përfaqësuar kryesisht nga depozitime karbonatike (Bernulli 2001) dhe Dinaridet e Brendshme përfaqësuar nga Para-rasti dhe zona e Flishit Boshnjak, (Aubouin et al. 1970) e shikojnë Pre Krastin si zonë kalimtare midis platformes së Krastit të Lartë dhe Zonës Boshnjake që karakterizohet nga depozitime flishore të Jurasikut te vonshem deri ne Kretak (Dimitrijevic 1997).

Ndërsa Zona Gashi në Shqipëri dhe agonia e saj në Dinaride (zona Dalmatiane) paraqesin një bazament kristalin të mbuluar me gëlqerore platformike karbonatike të Mesozoit (Meshi et al 2014, 2015), ku ofioliti i Mirditës në Dinaride kanë qenë të obduktuar mbi tërsinë Gash-Durmitor gjatë zhvendosjes me drejtim Jug-Veri, i njëjti sens lëvizje është konstatuar edhe gjatë obduksionit të Ofiolitit Mirdita mbi tërsinë e Korab Pelagonis (Tremblay et al. 2015) ndërsa drejt perëndimit Gash Durmitori si mbulsë tektonike vendoset mbi nëntërsinë e Pre Krastit dhe Flishit Boshnjak (fig.2.2-2). Ndërsa zona Korab Pelagoniane përfaqësuar nga Korabi në Shqipëri dhe Pelagoniane në (Maqedoni dhe Greqi) e konsiderojnë si përfaqësuese të biznes lindore të Adrias në ballin e basenit Oqeanik të Vardarit, përkundrazi sipas (Robertson et al. 1991); (Kodra et al. 1993); (Dilek 2003); (Rassios dhe Dilek 2009); (Meshi et al. 2010); (Robertson 2012); (Robertson 2013) dhe shumë autorë të tjerë, tërsinë Korab-Pelagoniane e konsiderojnë si një mikropllakë kontinentale që ndan dy basene oqeanike: në perëndim të tij oqeani i Mirditë-Pindit; ndërsa në lindje baseni oqeanik i Vardarit, (Pamić 2002), (Bortoloti et al. 2013a), (Ferriere et al. 2012). Sipas (Tremblay et al. 2015), (Bortoloti et al. 2013a), (Schmid et al. 2008) dhe shumë autorë të tjerë, sjellin argumenta tektonostratigrafike dhe petrologjike për prezencën e një baseni të gjërë oqeanik, të emërtuar Baseni Oqeanik i Vardarit, ku pjesë të litosferës oqeanike të tij janë tërësisht të obduktuara mbi buzinën e Adria-s (shih fig.2.2-2).

Nëndarja aktuale e Helenideve në VVP-JJL është e lidhur me hulumtimet strukturore gjeologjike dhe sedimentologjike të (Aubouin et al. 1959), (Aubouin et al. 1963, 1976), (Celet dhe Ferriere (1978), (Jacobshagen et al. 1978), Helenidet përbëjnë pjesën juglindore të rripave alpine orogjenike në Evropë (Fig.2.1-1b). Ata tradicionalisht janë ndarë në Helenide të brendëshme të karakterizuara nga mesozoikë, paleozoikë dhe shkëmbinj metamorfikë të vjetër si Ofiolit-et, dhe Helenidet e jashtme të ndërtuara kryesisht nga Mesozoikë, karbonate të Kenozoit dhe Flishit.

### 2.3 Evulucioni gjeodinamik i zonave tektonike përgjatë thyerjes Shkodër-Pejë

Evulucioni i menjëhershëm gjeodinamik i rajonit të Mesdheut ka filluar në Triasikun e hershëm me riftëzimin kontinental, i shoqëruar nga magmatizëm përgjatë margjinës lindore kontinentale të mikroplakës së Adriatikut, i cili vazhdoi deri në Triasikun e mesëm (Robertson dhe Shallo 2000). Kjo fazë e riftëzimit u pasua me hapjen e dyshemesë oqeanike në pjesën veriore të oqeanit Neotetis (fig.2.3-1a), referuar edhe si oqeani i Vardarit; (Schmid et al. 2008) ose Oqeani Mirdita; (Meshi 2010, Meco dhe Aliaj 2000) nga Jurasiku i poshtëm në atë të vonshëm (Schmid et al. 2008). Subduksioni nën-oqeanike (Egjeut) ka filluar në Oqeanin Neotetis gjatë Jurasikut të mesëm, i cila formoi tabanin metamorfik në bazën e Ofioliteve në Shqipëri (Schmid et al. 2008). Gjatë Jurasikut të vonshëm, kjo degë e Neotetis-it është obduktuar nën pllakën pasive të Adriatikut (zonë e subduksionit kontinental) në lindje (Babic et al. 2002; fig.2.3-1a). Konvergjenca vazhdoi deri në përplasje kontinentale me pllakën e Adriatikut që ka filluar në Kretakun e vonshëm (Channell dhe Horvath 1976, fig. 2.3-1b)

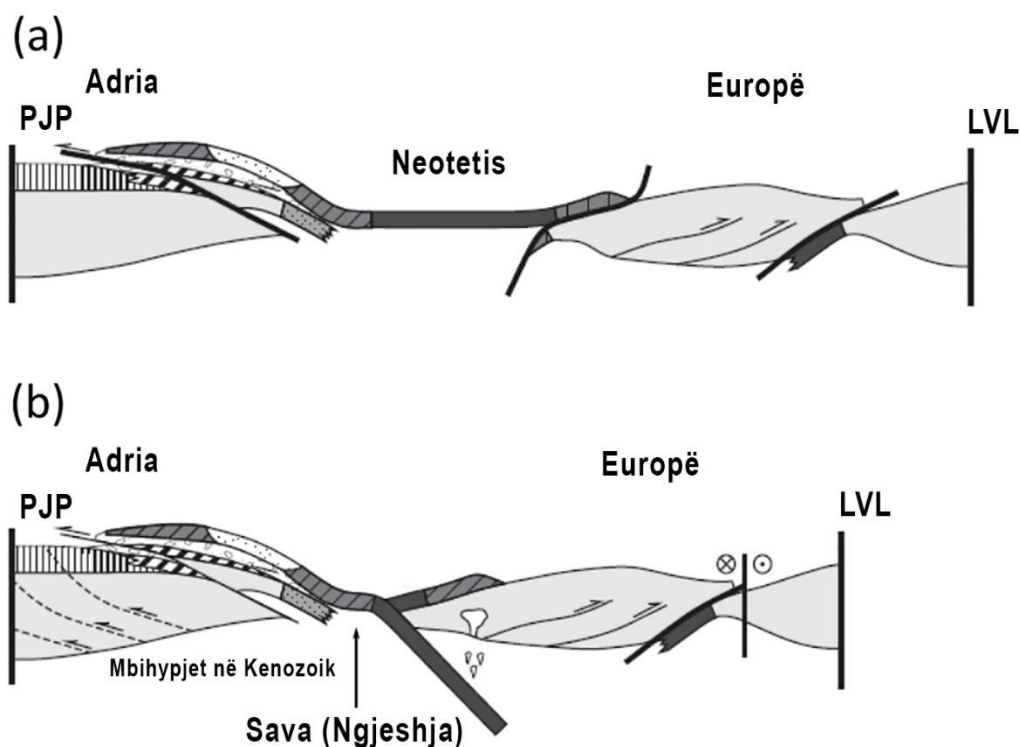


Figura 2.3-1: Ndarja e dy degëve të oqeanit Neotetis (Schmid et al. 2011).

Bazuar në datimin e Ar40/Ar39 në shkëmbinjtë metamorfikë në amfibolite, prezantuar nga (Ustaszewski et al. 2010), ndarja e kësaj dege të Oqeanit Neotetis ndodhi në rreth 65 milionë vite. Suva ndan njësitë tektonike të Adriatikut me atë Evropiane (fig 2.3-1, Schmid et al. 2011). Nga Eoceni i vonshëm deri në Oligocenin e hershëm, evolucioni i Dinarideve ka vazhduar me shkurtimet post-kolosionale (Schmid et al. 2008 dhe Tari 2002). Vazhdimi i akrecionit, nga Mioceni në kohët e fundit, është e shprehur në Dinaridet e jashtme nga rrudhosja dhe mbivendosja mbi njësitë tektonike të metaforfizuara nga kufiri kontinental pasiv i pllakës së Adrias (Tari 2002). Për më tepër, gjatë Neogjenit, rajoni i Helenideve iu nënshtrua një rrotullimi (fig. 2.3-2) në krahun e akrepave të orës deri në 50° (Kissel et al.1995; Van Hinsbergen et al. 2005), i cili nuk është i pranishme në Dinaride; kjo tregon një zonë thyerjesh lidhur me thyerjen Shkodër-Pejë (Kissel et al. 1995). Ky rrotullim nga Miocene-Plioceni u shoqërua me zgjerimin e Helenideve (Van Hinsbergen et al. 2005), e cila ka provokuar zhvarrosjen e dritares tektonike të Peshkopisë në lindje të Shqipërisë në Nogjen me një ftohje të shpejtë në Plio-Pleistocen (Muceku et al. 2008).

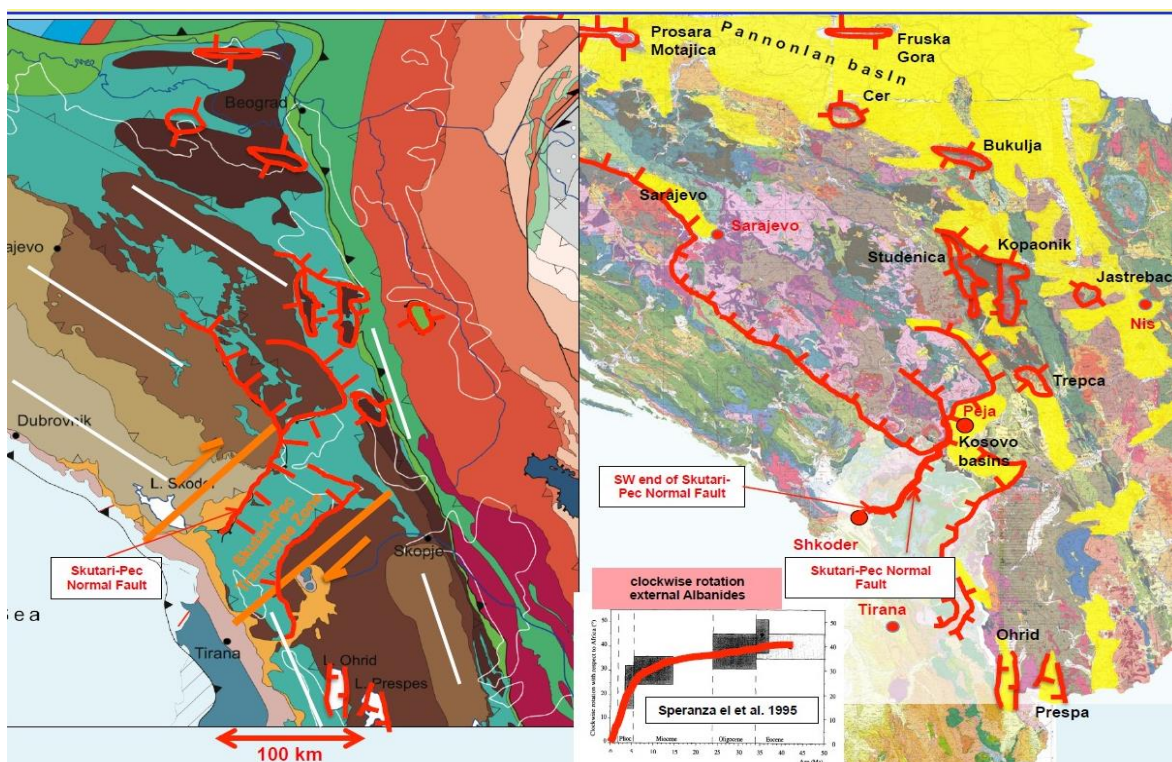


Figura 2.3-2: Hata që tregon pikërisht rrotullimin në thyerjen Shkodër-Pejë në Helenide përgjatë Neogjenit.

Brezi i orogjenit Dinarido-Helenide me orientim kryesor në Dinaride VP-JL dhe VVP-JJL në Helenide (shiko hartën Schmid et al. 2011; fig 2.3-2), këto dy degë kryesore të orogen janë të ndara nga një transversal pingule që është thyerja Shkodër-Pejë (Aubouin dhe Dercourt 1975).

Zona të mëdha të Dinarideve dhe Helenideve karakterizohen nga njësitë tektonike (fig. 2.3-3) që rrjedhin nga kufiri kontinental pasive Adriatik (Channell et al. 1979). Pleo-geografikisht këto njësi paraqesin platformat karbonatike të ujrave të thellë. Këto njësi tektonike karakterizohen shpesh si njësi të jashtme, të cilat janë tektonikisht poshtë me njësitë e brendshme dhe lidhen me Ofiolitin Perëndimor të njësisë së Vardarit (Schmid et al. 2008).

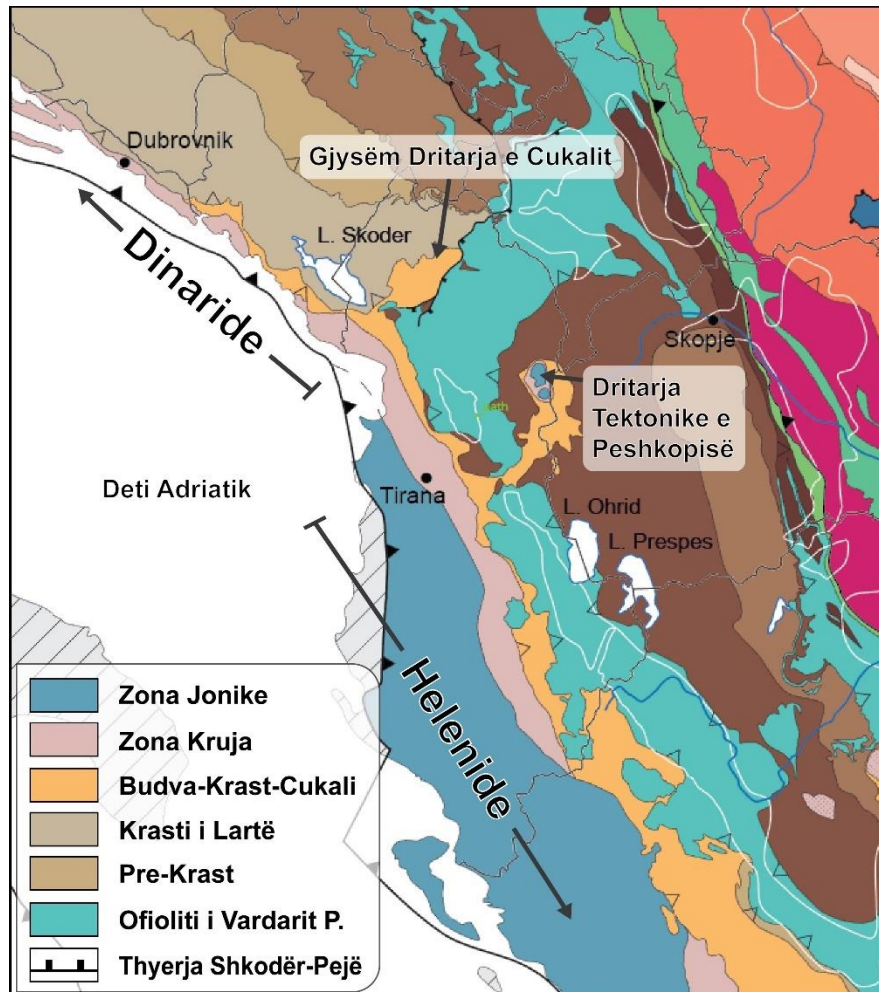


Figura 2.3-3: Harta skematike tektonik e orogjenit Dinarido-Helenide tregon njësiti kryesore tektonike dhe pozicionin e thyerjes Shkodër-Pejë (SPL), po ashtu edhe dy degët e këtij orogjeni në Dinaride dhe Helenide, (modifikuar sipas hartës së Schmid et al. 2008).

Njësi më e ulët tektonikisht është zona Jonike si një rrip i hollë i rrudhosur dhe mbivendosur mbi depozitimet, e cila është e ekspozuar nga Shqipëria jugore drejtë jugut në Greqi (Robertson dhe Shallo 2000). Është një zonë me përhapje të gjerë në Shqipëri dhe ruan po të njëjtin emër edhe në Greqi. Ajo karakterizohet nga facie të thella të shpatit detar (Schmid et al. 2008). Në kuadrin regional, kjo zonë fillon në jug të Greqisë në një formë të zgjatur rreth 60-70 km të gjatë dhe 60 km të gjerë e cila shtrihet në juglindje deri në pjesën juglindore të Greqisë (Dercourt et al. 1980), ekspozim i zonës fillon me evaporitet dhe pasohet në drejtimin vertikal me platformën karbonatike detare të ujrave të cekët (gëlqerorë dhe dolomite) të Triasikut të vonshëm-Jurasikut të hershëm,

nga Peloponezi vazhdon drejt veriperëndimit në vendin tonë, deri tek tërthorja Vlorë-Elbasan-Dibër. Në lindje zona tektonike Jonike kufizohet me zonën e Krujës (fig. 2.3-3), dallim ky i qartë sidomos për nivelin e karbonateve sepse për nivele më të reja të flishit oligocenik e më sipër, ato janë të unifikuara dhe ky dallim pothuajse nuk ekziston.

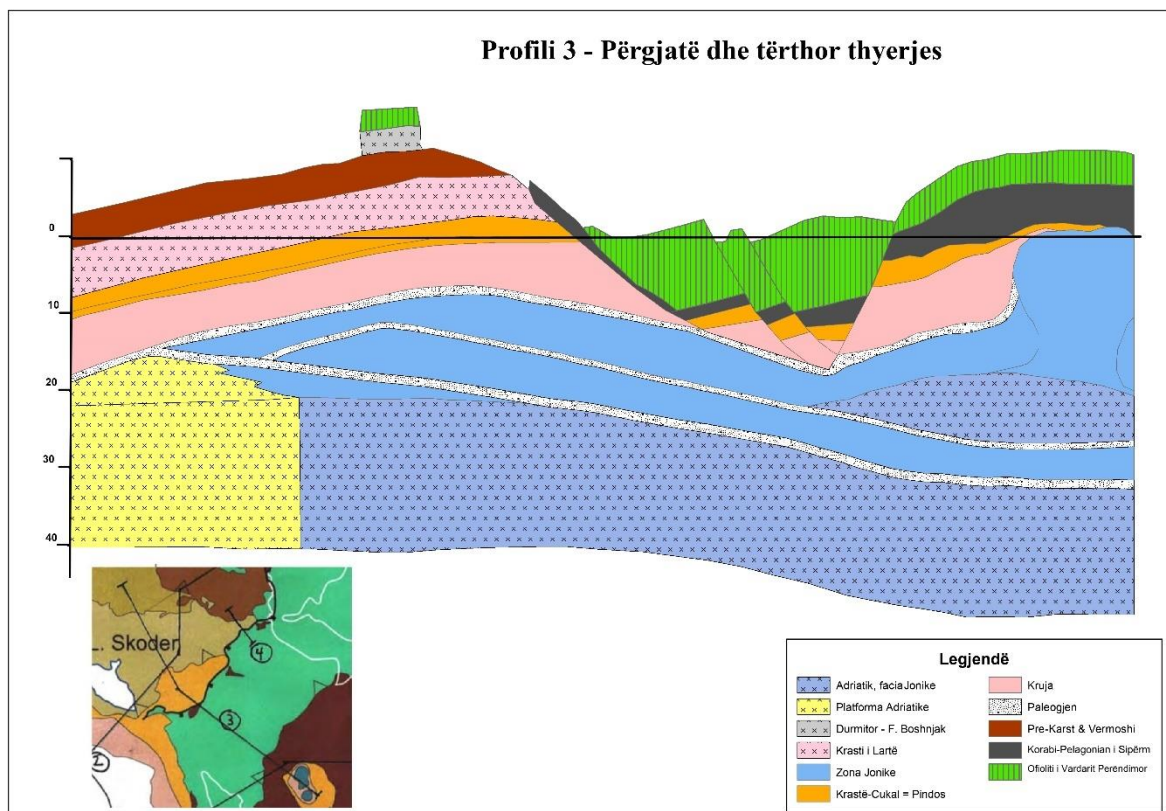
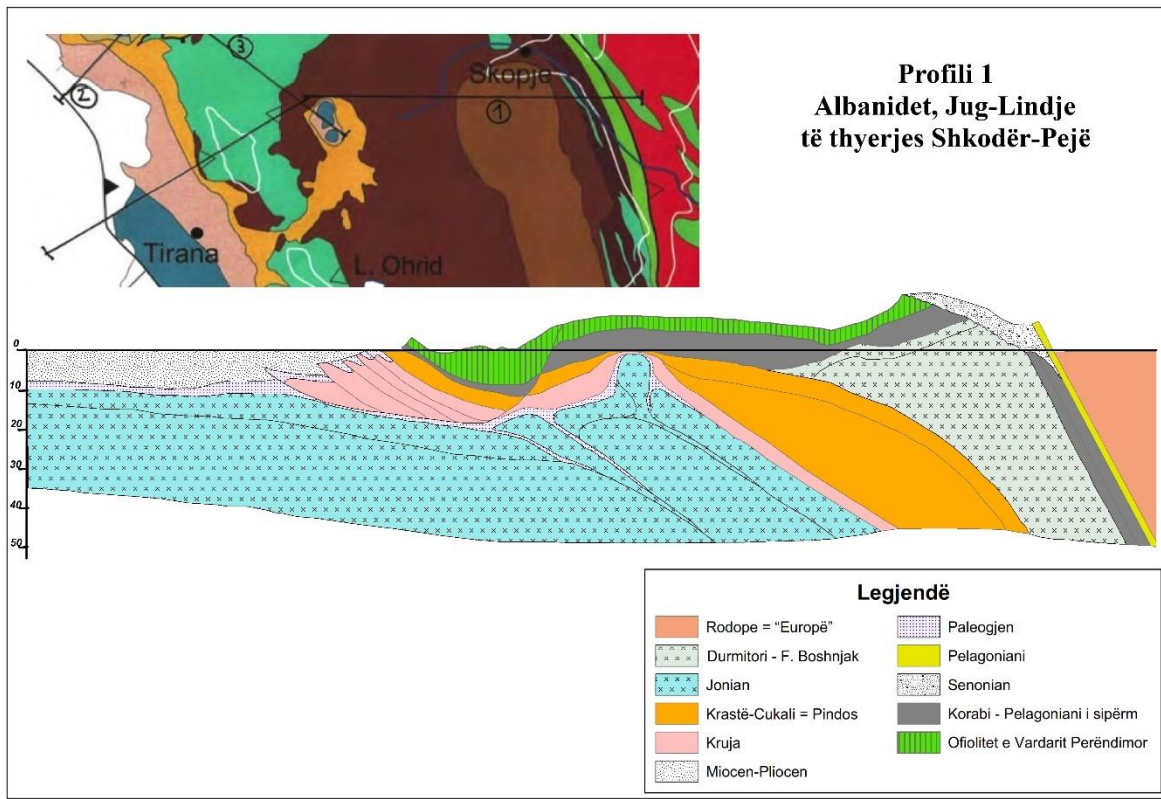


Figura 2.3-4: Profili 3, tërthorë dhe përgjatë Dinarideve dhe thyerjes Shkodër-Pejë.

Zona Kruja (ose Zona Dalmatian në Mal të Zi; Schmid et al. 2008) është mbivendosur mbi zonën Jonike (fig. 2.3-4, profili 3) dhe përfaqëson një platform karbonatike të ujrave të cekët të deformuar drejt perëndimit në formë antiklinal dhe sinklinal nga një thyreje mbihypëse (fig. 2.3-4 profili 3) e cila është e dominuar nga karbonatet Mesozoike (Robertson dhe Shallo 2000).





Ajo shtrihet përgjatë bregut të Ulqinit me emrin Zona Dalmate (Auboui 1960, Aubouin et al. 1970), ose zona para-autoktone. Zona Kruja vazhdon drejt jugut me zonën Gavrovo (fig 2.3-4, profili 1) në veri të Greqisë me një platformë të karbonateve të ujërave të cekëta të Jurasikut, pastaj me terrigjenet turbidite të Eocenit të sipërm-Miocenin e poshtëm (Dercourt et al. 1980; fig 2.3-4). Zona Kruja përfaqëson një platformë të gjërë karbonatike 1.5 m të trashë të ujërave të cekëta deri në Eocen të vonshëm, dhe depozitime të flishit gjatë Oligocenit, e cila kufizohet në lindje me zonën tektonike të Krastë-Cukalit (fig 2.3-4, profili 3 dhe 4), ndërsa në perëndim me zonën Jonike dhe zonën e Adriatikut Jugor.

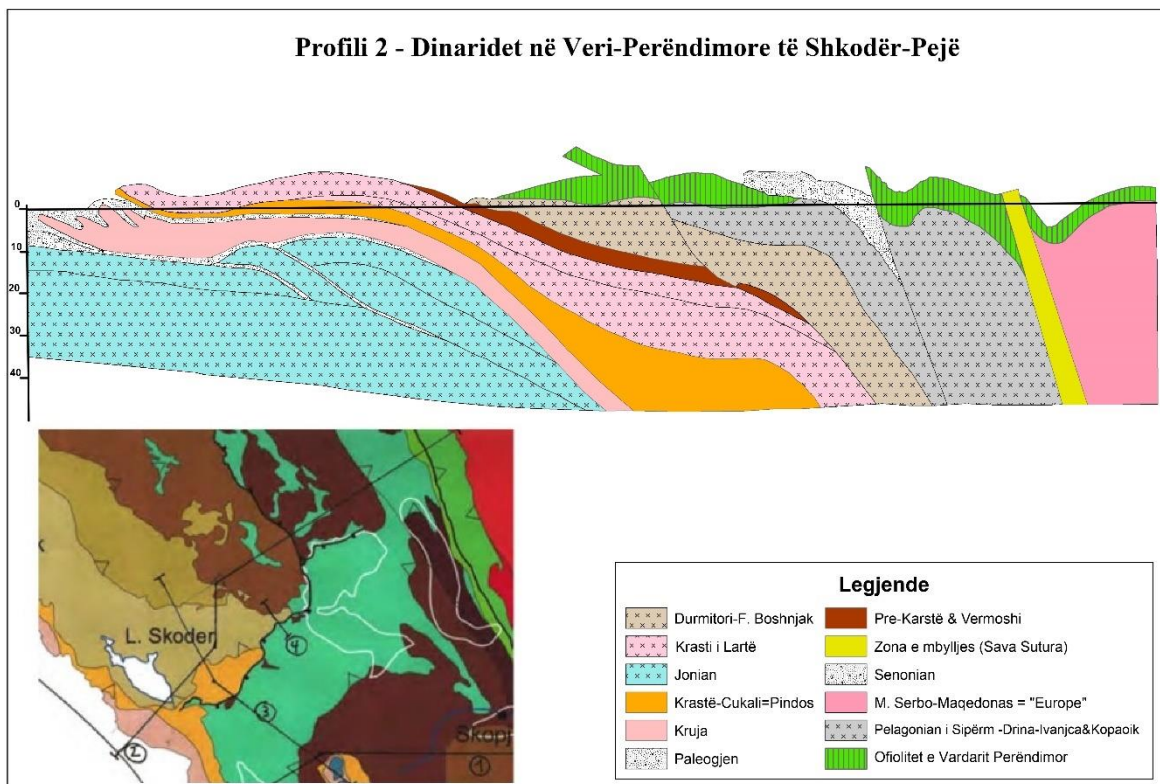


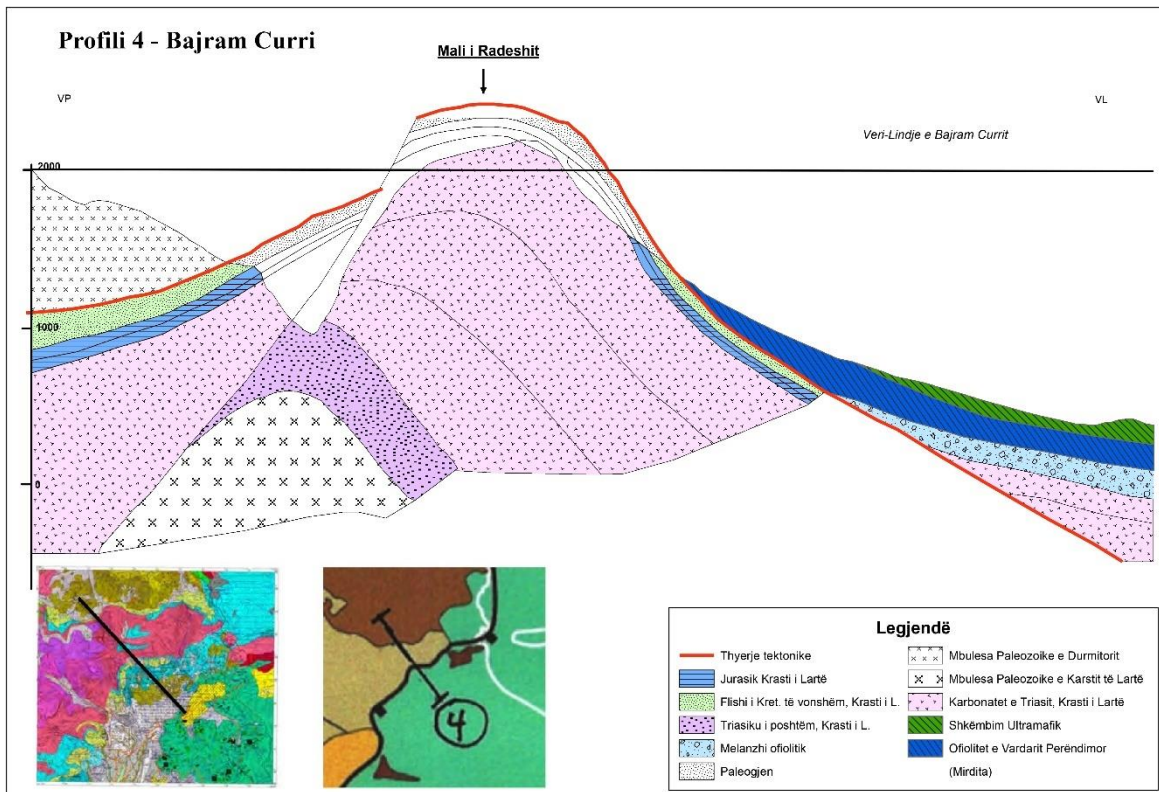
Figura 2.3-5: Profili 1, tërthorë dhe përgjatë Dinarideve dhe thyerjes Shkodër-Pejë.

Tektonikisht Zonës Kruja i është mbivendosur zona Krasta-Cukali-Budva-Pindos (Gorican 1994; Nopça 1921) e cila përfaqëson një basen karbonatik të ujrave të thellë ndërmjet dy baseneve karbonatike (respektivisht Zona Kruja dhe njësisë së Krastit të Lartë) (fig 2.3-4, profili 3 dhe 4). Kjo zonë vazhdon si një pykë në veri të Malit të Zi dhe përmban një seri nga Triasi në Eocen, dhe fillon me sedimentet e thella të Triasit dhe perfundon me flishin e Kenozoit (Schmid et al. 2008). Zona Krasta-Cukali-Budva i mbivendosen dy njësi të ndryshme tektonike në dy degët e orogjenit: Në Dinaride i është mbivendosur nga njësia e Krastit të Lartë ndërsa në Helenide është mbivendosur mbi Ofiolitin perëndimor të njësisë së Vardarit dhe këto njësi janë në Dinaride dhe mungojne në Helenide (Krasti i Lartë dhe njësia e Pre-Krast) (Fig. 2.3-4)

Zona e Krastë-Cukalit takohet si në veri të tërthores Shkodër-Pejë (Albanidet Veriore), ashtu dhe në jug të saj (Albanidet Jugore), dhe analogia e saj Pindos-Olini në Greqi (fig 2.3-4). Zona e Krastë-Cukalit shtrihet gjatësisht në Shqipëri në formën e një rripi të ngushtë, njihet si nënzona e Krastës në jug (< 10 km gjersi) dhe Nënzona e Cukalit në veri (<20 km gjersi). Në Albanidet Veriore, në veri të tërthores Shkodër-Pejë, zona e Krastë - Cukalit degëzohet, në drejtim të verilindjes përfaqësohet me nënzonën e Cukalit dhe në drejtim të veriperëndimit, në trajtën e një brezi të ngushtë, në jug të Taraboshit duke u lidhur, përtej kufirit me zonën e Budvës, në Malin e Zi (fig 2.3-4, profili 1).

Roli i thyerjes “Shkodër-Pejë” në shpejtësinë e ftohjes dhe ekzymimit (zhvarrosjes) së Albanideve të brendshme

Zona e Krastë Cukalit në Shqipëri si dhe analogia e saj zona Pindos-Olonos në Grqi është interpretuar si një kufi pasiv i ujrave të thella të mikropllakës Apuliane. Gjatë mesozoikut tërthorja Shkodër-Pejë është parë duke vepruar si një zone e transformuar që ndante një rift, përfaqësuar nga zona e Budvës në veriperëndim dhe nga një oqean neoTertian (Pindos-Mirdita) më tej në jug. Ky bazament është kufizuar nga zona e Kraste-Cukalit në perëndim. Zona e Krast Cukalit kalon drejt jugut pa një ndarje nëpër zonën Pindos-Olonos të Greqisë, ka një ndryshim progresiv drejt jugut nga një rrip të mbushur pjesërisht nga njera tjetra në zonën Pindos-Olonos të Greqisë.



Veriu i Shqipërisë, zona e Krastë Cukalit dhe zona e Valbonës, mund të lidhen përgjithësisht me njësinë e Buzvas në Malin e Zi dhe Kroaci, për shkak të facies dhe ngjashmërisë së moshës (fig 2.3-4, profil 1) dhe këto dy njesi tregojnë histori të ndryshme tektoniko sedimentare. Vashdmi në zonën e Budvës fillon me shkëmbinjë rënorë të Triasikut të poshtëm dhe pastaj kalon në gëlqeror, vullkanite të Triasikut të vonshem. E ngjashme me zonën Pindos-Olonos, zona e Budvës u zhvilluar si një rift triasik brenda Apulisa. Gjithsesi intervalet e kretakut të zonës Krastë Cukal dhe zonës Pindos Olonos përmbajnë sediment të prejardhura nga Ofiolitet që mungojnë në zonën e Budvës (Gorican 1994), duke treguar që epoka e vonshme qëndroi e izoluar nga efektet e zhvendosjes së ofioliteve në atë kohë. Gjithashtu në Terciarin e hershëm zona e Budvës ishte e mbivendosur nga shkëmbinje karbonatik të mesozoit të Alpeve shqipëtare në kontrast me ofiolitet dhe sedimentet bazike të cilat ishin zhvendosur tektonikisht mbi zonen Krast Cukal në Shqipëri dhe Greqi.

Njësia e Krastit të Lartë përfaqëson një platformë karbonatike nga Triasiku i vonshëm deri në platformën karbonatike të ujërave të cekëta të Kretakut të mesëm të cilët janë mbivendosur nga gëlqerorët e Kretakut të vonshëm të ndjekur nga turbiditet (Robertson dhe Shallo 2000). Në Dinaride njësia e Krastit të Lartë është e kthyer dhe e mbivendosur nga njësia e pre-Krastit që është konsideruar paleogeografikisht si një zonë tranzitore mes dy platformave karbonatike (Schmid et al. 2008). Ajo karakterizohet nga një prerje sedimentare nga Permiani në Paleogen, e cila përfshin platformën karbonatike të ujërave të cekëta të Triasikut dhe Kretakut me facien e ujërave të thella në mes. Seksioni i ri i kësaj njësie është i karakterizuar nga flishi sedimentar në Paleogen (Robertson dhe Shallo 2000).

Njësia Pre-Krast është e mbivendosur nga një seri e gjatë ofiolitike e referuar si Ofioliti Mirdita (në literaturën shqiptare (Meshi 2010, Meco dhe Aliaj 2000) ose njësia perëndimore e Ofiolitit të Vardarit (Schmid et al. 2008). Këto Ofiolite, të cilat janë obduktuar mbi kufirin kontinental pasiv të Adriatikut në Jurasik janë mbetje të oqeanit të Mirditës (Neotetis Ocean) (Schmid et al. 2008). Ajo është ende e debatuar nëse këto ofiolite të ekspozuara në Helenide përbëjnë një shtresë të vetme të mbihapur ose janë përfutur nga dy basene të ndryshme oqeanike (Schmid et al. 2008). Njësitë e përshkruara më sipër kanë qenë të mbihapura mbi kufirin kontinental lindor të plakës Adriatik si një kompleks akrecioni (Schmid et al. 2008). Faza kryesore e mbihapjes (thrusting) u zhvillua nga Eoceni i vonshëm në Miocenin e vonshëm (Schmid et al. 2008). Megjithatë, literatura aktuale sugjeron se konvergjenca mes Adrias dhe Evropës, në rajonin qendror të Mesdheut, është ende në vazhdim edhe në ditët e sotme (Grenerczy et al. 2005).

## 2.4 Të dhëna sizmologjike për thyerjen Shkodër-Pejë

Thyerja Shkodër-Pejë është një strukturë me prirje JL-VL në orogjenin e Dinarido-Helenideve, që fillon nga Shkodra dhe vazhdon drejt VL deri në Pejë në Kosovë. Drejtimi JL-VL është pingul me prirjen e përgjithshme të orogjenit dhe praktikisht ajo ndan Dinaridet nga Helenidet. Edhe përse mosha e saj kinematike është e diskutueshme, disa autorë kanë treguar se ajo përkon me ndryshime të mëdha brenda orogjenit (shih gjithashtu Schmid et al. 2008; Aubouin et al. 1970 dhe Aubouin dhe Dercourt 1975). Prirja e përgjithshme e orogjenit ndryshon në thyerjen Shkodër-Pejë (shiko fig. 1a), në veri të kësaj strukture në Dinaride drejtimi i përgjithshëm është VP-JL, ndërsa ajo ndryshon në VVP- JIL në Helenide, në jug të thyerjes Shkodër-Pejë.

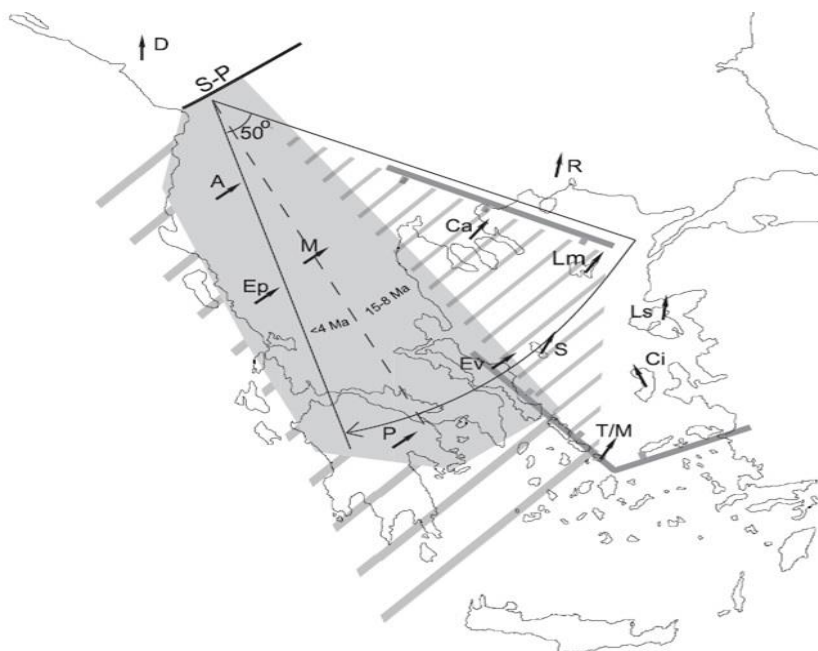


Figura 2.4-1: Diagramë treguese e Helenideve dhe Dinarideve

Rrotullim në drejtim të akrepave të orës përgjatë Neogjenit në Helenide, faza: (1) Rrotullimi me 40° në drejtim të akrepave të orës midis moshave 15 Mv- 8Mv, (2) Rrotullimi me 10° gradë në drejtim të akrepave të orës pas 4 Mv.

Për më tepër, thyerja Shkodër-Pejë në veri shënon një rrotullim në drejtim të akrepave të orës përgjatë Neogjenit në Helenide (Kissel et al. 1995; Van. Hinsbergen et al. 2005), e cila nuk është e evidentuar në Dinaride. Studimi i të dhënave paleomagnetike tregojnë së në jug të thyerjes Shkodër-Pejë janë rrotulluar që në Miocen (Kissel et al. 1995). Ky rrotullim ndodhi në dy faza: (1) Rrotullimi me  $40^\circ$  në drejtim të akrepave të orës midis moshave 15 Mv- 8Mv dhe (2) Rrotullimi me  $10^\circ$  në drejtim të akrepave të orës pas 4 Mv (fig.2.4-1). Thyerja Shkodër-Pejë interpretohet si zona ku ka ndodhur ky rrotullim, ndërsa në veri të kësaj thyerjeje studimet paleomagnetike tregojnë së gjatë Neogjenit nuk ka pasur ndonjë rrotullim (Kissel et al. 1995).

Imazhet tomografike të valëve sizmike P në një thellësi prej 150 km botuar nga (Bijwaard dhe Spakman 2000) tregojnë një zonë të shpejtësive të larta të valëve-P në Helenide, në jug të thyerjes Shkodër-Pejë, e cila është interpretuar si pllaka e litosferës së Adriatikut që është subduktuar poshtë pllakës së Evropës. Në veri të thyerjes Shkodër-Pejë shpejtësitë e këtyre valëve P janë me shpejtësi më të ulët duke treguar se kjo pllakë nuk është e pranishme (subduktuar). Kjo veçori, e cila është interpretuar si (thyerje) fillon në rajonin e thyerjes Shkodër-Pejë (fig.2.4-2).

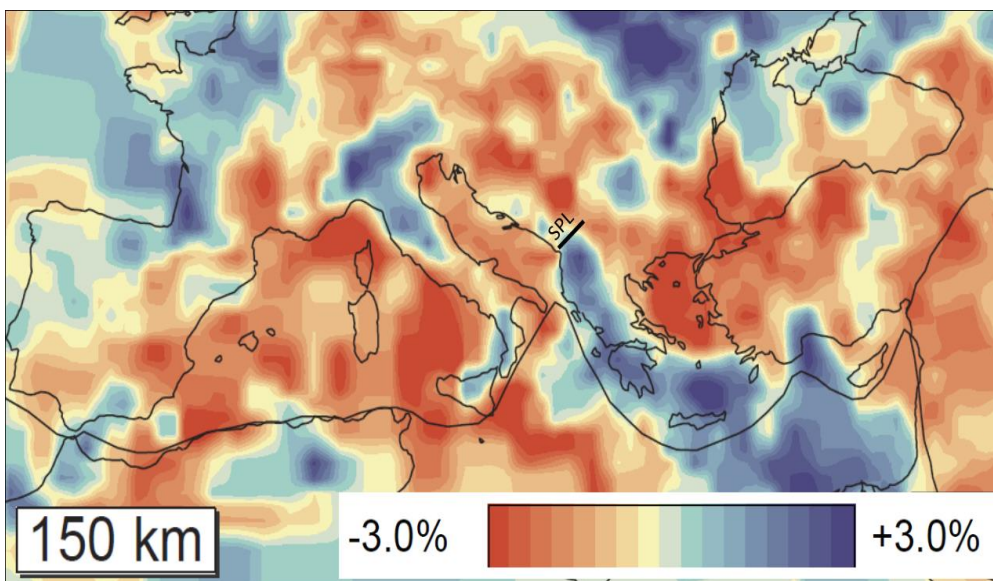


Figura 2.4-2: Imazhi tomografik i valeve sizmike P në Europe në një thellësi 150 km që tregon edhe vendodhjen e thyerjes Shkodër-Pejë (SPL), (modifikuar pas Bijwaard and Spakman 2000).

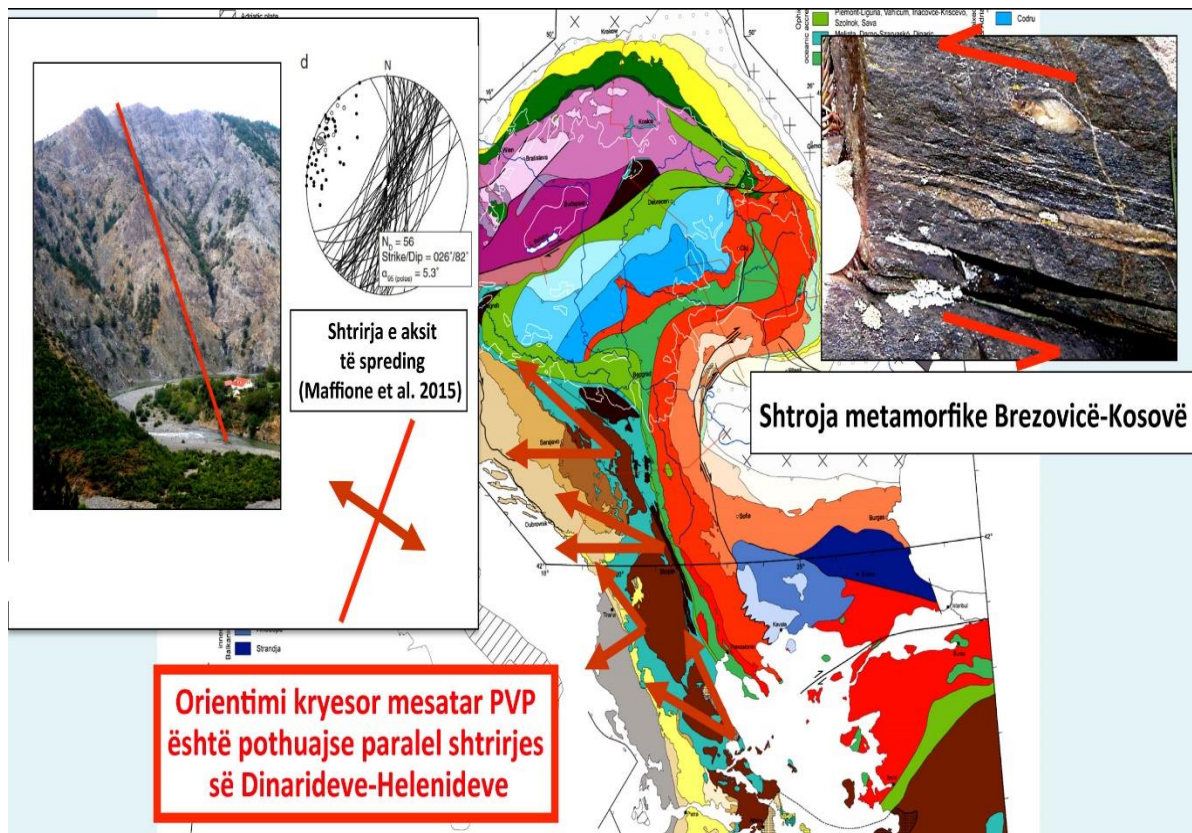


Figura 2.4-3: Dinamika e lëvizjes së Ofiolitit të Vardarit drejtë PVP.

Fillimisht kjo thyerje Shkodër-Pejë u interpretua nga Aubouin et al. (1970), dhe Dercourt (1975) si një zonë e lëvizjes tërthor e shkaktuar nga një thyerje transformuese në Mesozoik. Kjo shprehet sot nga një mbihipje në të djathtë e ofioliteve në drejtim 80 km (fig. 2.4-3). Përveç kësaj, arsyeja më e mundshme për ndryshimin facial në kufirin pasiv të Adriatikut, thyerja Shkodër-Pejë, e cila rezulton me faktin se platforma karbonatike e Krastit të Lartë dhe njësia e pre-krastit, ekspozuar me një trashësi të kombinuar për më shumë se 6 km në Dinaride, nuk janë prezente në jug në Helenide (fig. 2.3-3). (Chorowicz et al. 1981) tregojnë se historia e lëvizjes së thyerjes Shkodër-Pejë mund të analizohet bazuar në imazhet Landsat të fazave të ndryshme. Për shembull, ato tregojnë se struktura paraekzistuese është potencialisht e riaktivizuar gjatë zhvarrosjes së gjysmëditares së Cukalit (fig. 2.3-3).

## 2.5 Të dhënat termokronologjike të mëparshme në këtë zonë

Të dhënat termokronologjike nga orogjeni Dinarido-Helenide janë të pakëta dhe ofrohen vetëm nga një çift publikimesh deri më tani, që kanë të bëjnë me rajone të ndryshme të orogjenit.

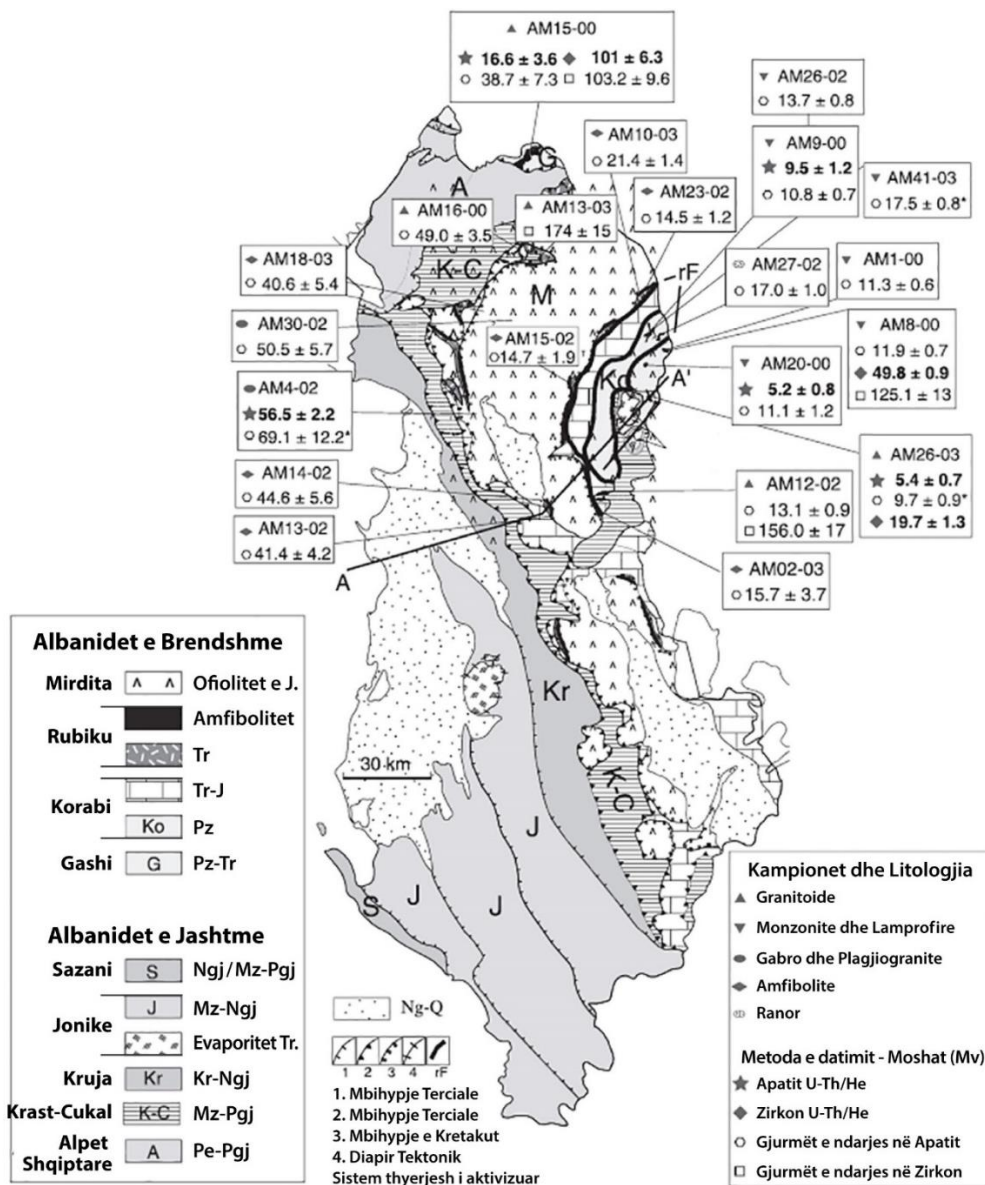


Figura 2.5-1: Harta Tektonik e Shqipërisë që prezanton rezultatet e gjurmëve të Fisionit në Apatite, (U-Th)/He, dhe gjurmët e fisionit në Zirkon (U-Th)/He, (Muceku et al. (2008), të cilat tregojnë moshë më të reja drejtë lindjes, (sipas Muceku et al. 2008).



(Muceku et al. 2008, 2006) publikoi një studim rajonal duke përdorur kampione në një shtrirje të gjërë të gjurmeve të apatitit dhe të zirkonit AFT, ZFT për të datuar historinë e orogjenit të vonshëm krahasuar me njësitë e jashtme dhe të brendëshme në veri të Shqipërisë (fig. 2.5-2)

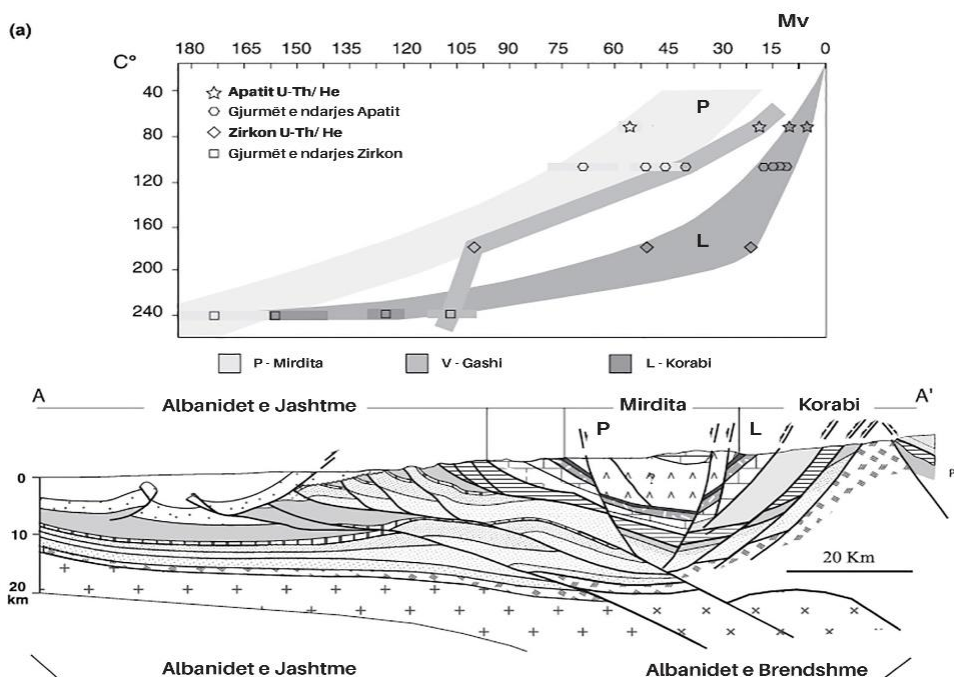


Figura 2.5-2: Prerja tërthore A–A’ (për vendodhje shih fig. 2.5-1) në Helenide, Shqiperi dhe rrugët e ftohjes tregojnë zhvarrosjen e Zonës Korabi (Dritarja tektonike e Peshkopisë), Zonën veriore të Gashit (gjysmë dritarja veriore e Cukalit) dhe Zonën Mirdita në perëndim (Muceku et al. 2008).

Ata raportojë rezultatet AHe moshore  $56.5 \pm 2.2$  Mv deri në  $16.6 \pm 3.6$  Mv në veri dhe perëndim të Shqipërisë, dhe  $9.5 \pm 1.2$  Mv deri në  $5.2 \pm 0.8$  Mv në Shqipërinë Lindore, duke treguar një trend të ftohjes nga perëndimi në lindje në moshë më të reja të dala më vonë mbi siperfaqe. Ky trend është shfaqur gjithashtu në FTA moshë  $69.1 \pm 12.2$  Mv deri në  $9.7 \pm 0.9$  Mv dhe ZFT moshë  $101 \pm 6.3$  Mv në verilindje të Shqipërisë dhe  $49.8 \pm 0.9$  Mv deri në  $19.7 \pm 1.3$  Mv në lindje) Muceku et al. 2006, (fig. 2.5-1). Ky autor ia atribuon këtë trend ftohjeje zhvarrosjes diferenciale të njësisve të brendshme, krahasuar me njësitë e jashtme me një (zgjerim, tërheqje) gjatë Miocen-Pliocenit në Shqipërinë Lindore (fig.2.5-2).

Bazuar në modelimin termal të të dhënave të FTA dhe AHe, dhe moshat e dukshme të AHe, AFT, ZHe respektivisht, (Muceku et al. 2008) shpjegon së zhvarrosja më e shpejtë ka ndodhur midis 6Mv dhe 4Mv me dritaren tektonike të Peshkopisë në Shqipërinë Lindore. (Fig. 2.5-3).

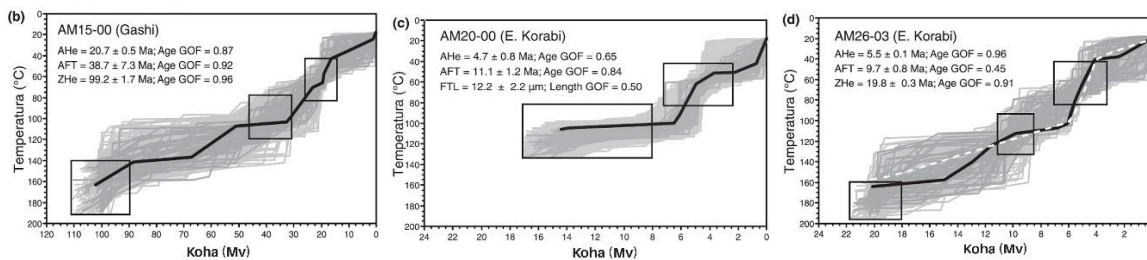


Figura 2.5-3: Modelet termale të Zonës Korabi dhe Gashi nga studimet multi termokronometrike paraqesin një ftohje/zhvarrosje të shpejtë midis (a) 30 dhe 16 Mv (AM15-00) po ashtu (b) 6 dhe 4 Mv, (AM20-00 dhe AM26-03).

Ata ia atribuojnë këtë zhvarrimin në riaktivizim të madh me drejtim VL-JP mbihijes në zonën e Korabit (kampionet AM20-00 dhe AM26-03 nga Muceku et al. 2008). Më në veri të Cukalit modeli i të dhënave termike shfaq mosha të AHe, FTA, ZH, që sugjerojnë ftohje të shpejtë midis 30 dhe 16Mv me një normë ftohjeje maksimale rreth 18Mv (Muceku et al. 2008; kampioni AM15- 00).

Ndërsa në përditë të thyerjes Shkodër-Pejë, më konkretisht në Vau të Dejës në kontaktin përgjatë Zonës Mirdita dhe Krastë Cukali, e cila ndiqet nga ajo e Budvës në Mal të Zi, të dhënat termokronologjike kanë dhënë mosha të një rangu nga  $20.8 \pm 6.0$  deri në  $45.8 \pm 14.3$  Mv nga 6 kampione të rrezatuara në këtë zonë (Zertani S 2015), fig.2.5-4).

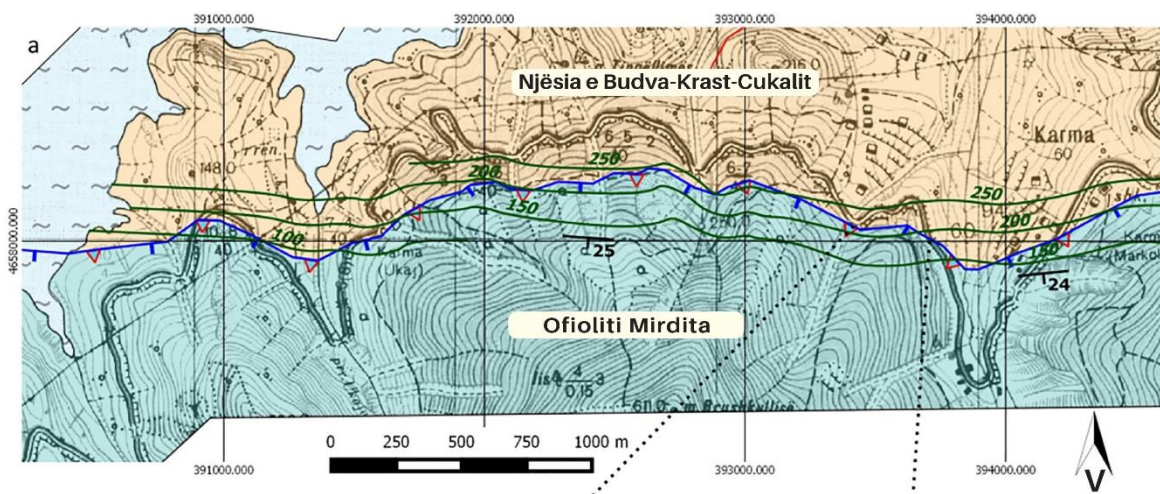


Figura 2.5-4: Harta tektonike pjesë e thyerjes normale Shkodër-Pejë tregon kontaktin ku njësia Ofiolitike e Vardarit Përditë mbivendoset zonës së Budva-Krast-Cukal. (Zertani S 2015)

Moshat e marra nga analiza e FT në apatite tregojnë të gjitha një moshë më të re sesa moshat stratigrafike e këtyre kampioneve nga Mactriktian deri në Eocen (71.3-33.7 Mv për bllokun e shtruar dhe 156.5-142.2 Mv për bllokun e varur) në hartën gjeologjike të Shkodrës, Instituti i Kërkimeve Gjeologjike, Tiranë 2005). Për më tepër, të gjitha moshat janë më të reja se moshat përkatëse stratigrafike, përveç kampioneve SZ13-29 dhe SZ13-34 nga 4 moshat që kanë dhënë rezultat sipas profilit A-A (Zertani, S. 2015).

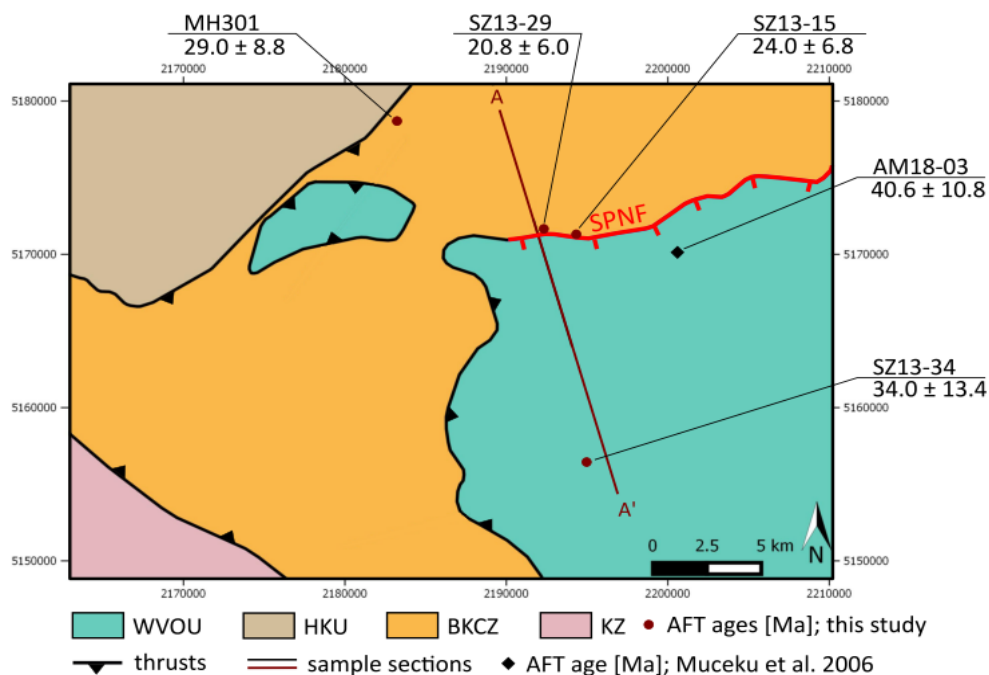


Figura 2.15: Harta tregon pozicionin e kampioneve të FT dhe moshat përkatëse, po ashtu edhe moshën e kampionit AM18-03 nga (Muceku et al. 2008).

Tri kampione janë nga blloku i shtruar i thyerjes normale Shkodër-Pejë. Dy nga këto tri mostra (SZ13-15 dhe SZ 13-29) janë marrë shumë pranë thyerjes dhe një mostër (MH301) është marrë më larg në veri të Shkodrës. Kampioni i fundit (SZ 13-34) është marrë nga blloku i varur disa kilometra në jug të thyerjes. Mostra AM 18-03 me një moshë prej  $40.6 \pm 5.4$  Ma nga (Muceku et al. 2006) blloku i varur përpunohet 95% brenda intervalit të këtyre moshave (Fig. 30). Megjithatë, Muceku et al. (2008) jep një vlerë shpërbërjeje për këtë mostër prej 0%. Kjo mospërpunje mund të shpjegohet me faktin se mostra nga (Muceku et al. 2008) është një amfibolite, ndërsa kampioni nga (Zertani, S.) është marrë në gëlqerorë. Në thyerjen Shkodër-Pejë mostra AM 18-03 nga (Muceku et al. 2006) me një moshë në AFT  $40.6 \pm 5.4$  (me gabim 1 sigma) vetëm në jug të thyerjes në bllokun e saj të varur dhe një mostër AM15-00 me të dhënat apatite dhe zirkon japin moshë të dukshme, përkatësisht  $38.7 \pm 7.3$  Mv (AFT) dhe  $103 \pm 9.6$  Mv (ZFT), të cilat janë me interes të madh (Fig.13).

Përveç këtyre, të dhënat termokronologjike për temperature të uleta në Dinarido-Helenide kanë qenë botuar vetëm nga (Ustaszewski et al. 2010) duke përdorur gjurmet e ndarjes në Apatite dhe Zirkon pranë kufirit midis pllakave të Adrias dhe Europës në Bosnje dhe Hercegovinë, Kroaci dhe Serbi, të vendosura larg nga thyerja Shkodër-Pejë. Autoret e fundit tregojnë se ky zgjerim ka ndodhur midis 25 Mv dhe 14 Mv, dhe është për shkak të riftit, subsidences të lidhur me basenin Panonian përgjatë Miocenit.

## 2.6 Interpretime për thyerjen normale Shkodër-Pejë

Fillimisht Fillimisht kjo thyerje Shkodër-Pejë u interpretua nga (Aubouin et al. 1970), dhe (Dercourt 1975) si një zonë e lëvizjes tërthor e shkaktuar nga një thyerje transformuese në Mesozoik. Kjo shprehet sot nga një mbihypje në të djathtë e ofioliteve në drejtim 80 km (fig 2.4-3). Përveç kësaj, arsyeja më e mundshme për ndryshimin facial në kufirin pasiv të Adriatikut thyerja Shkodër-Pejë, e cila rezulton me faktin se platforma karbonatike e Krastit të Lartë dhe njësisia e Pre-Krastit të ekspozuar me një trashësi të kombinuar për më shumë se 6 km në Dinaride, nuk janë prezente në jug në Helenide (fig. 2.3-3). (Chorowicz et al. 1981) tregojnë se historia e lëvizjes së thyerjes Shkodër- Pejë është potencialisht e riaktivizuar gjatë zhvarrosjes së gjysmëdritares së Cukalit.

Të dhënat gjeologjike dhe gravimetrike, të kombinuara me shpejtësitë e valëve S dhe P tregojnë një trashje të kores shqiptare (Fig.2.4-2), nga një trashësi normal rreth 30 km në Shqipërinë Perëndimore, deri në 45-50 km në pjesën lindore, në afërsi të kufirit më Maqedoninë dhe Greqinë (Frashëri et al. 1996; Papazachos et al. 2002; Cavazza et al. 2004). Të dhënat e sizmologjike (Aliaj S.1991; Muço 1994; Frasheri et al. 1996.) karakterizojnë një zhytje të butë në lindje rreth 50 km midis kufirit të Shqipërisë dhe Maqedonisë. Shqipëria Lindore është e karakterizuar nga një zgjatje (zgjerim, vazhdim) rreth 15 km (Fig. 2c). Imazhet tomografike (Wortel dhe Spakman 1992; 2000; Cavazza et al. 2004) tregojnë një ftohje të pllakës së litosferës me një zhytje të butë drejt lindjes nën brezin Dinarido-Helenike (Fig.2c); kjo paraqet subduksionin e litosferës Apuliane. Të dhënat fushore të sforcimeve në brezin e Dinarideve (Cavazza et al. 2004), tregojnë pak a shume një orientim VL- JP të fushës së sforcimeve në zonën e jashtme me një zonë të tensionuar në sipërfaqen e brendshme. Ky regjim tektonik në tërheqje ka modifikuar rrënjësisht strukturimin gjeologjik të rajonit në studim. Ai prezantohet me një seri shkëputjesh tektonike normale të drejtimit VVL me rënie rreth 70° drejt perëndimit, që ka sjellë në kontakt tektonik shkëmbinj të vullkano-sedimentarë nënofiolitikë të Gjergjanit me shkëmbinj të gëlqerorë triasiko-jurasik i poshtëm. Ky sistem i shkëputjeve tektonike normale përkon me zhvarrosjen e vonshme të zonës së Korabit në raport me ofiolitet e Mirditës.

Studimi struktural i rajonit veriperëndimor të zonës së Korabit ka vënë në dukje dy faza deformimi postherceniene, D1 dhe D2. D1 është para-Kretake dhe me shumë gjasë, e sin-obduksionit të ofiolitit, pasi ky deformim nuk prek as vetë ofiolitin, as mbulesën e tij të përfaqësuar nga gëlqerorët e Kretakut. Pra D1 është një fazë deformimi Mesozoik e rëndësishme, me zhvendosje veri-perëndimore. Në këtë këndvështrim dhe duke ditur se ofioliti i Mirditës ka obduktuar në Jurasik të Mesëm (ndërmjet 160 dhe 174 Mv: DimoLahitte etj., 2001), deformimi D1 i atribuohet me

më shumë gjasa vendosjes së ofiolitit të Mirditës mbi buzinën e Korab-Pelagonisë. Metamorfizmi i facies së shisteve jeshile të shoqruar me D1 nuk mund të jenë të moshës Alpine (Deschamp T 2008), (Most T 2003) në fakt datimet mbi gjurmet e çarjeve mbi zirkon kanë dhënë për zonën e Korabit moshë të  $125.1 \pm 12.9$  Mv dhe  $116.8 \pm 10.7$  Mv (Muceku et al. 2006). Ato deshmojnë se që prej Mesozoit të vonshëm, temperatura ka mbetur nën  $200-250^\circ\text{C}$ , duke konfirmuar kështu së tektonika alpine në rajon është sipërfaqësore, jo metamorfike. Ndërsa D2, tërësisht i paraqitur nga shtypja koaksiale, është një deformim post kretakut të vonshëm përgjat orogjinit Alpin. Në fakt kjo fazë prek jo vetëm tërësinë e Korabit por edhe kompleksin vullkano sedimentar të Gjegjanit, ofiolitin e Mirditës dhe gelqerorët e Kretakut. Tektonika e denudimit ka ndodhur gjatë dhe kryesisht D2 në drejtimin JP gjatë deformimit me karakter ngjeshës JP duke mbihypur zonave të tjera drejtë perëndimit. Përgjatë D2 janë krijuar kushte të ekzymimit dhe ekspozimit të dritareve të Peshkopisë, gjysmë dritares së Cukalit etj. Kontakti tektonik i Zonës së Korabit me flishin e jashtëm mund të interprehet si një mbihypje e riaktivizuar përgjatë thyerjes së orogjinit, ku Korabi përbën pllakën e sipërme krahasuar me atë të poshtme të Albanideve të jashtëm. Në vazhdim strukturat e kundërta të njohura në ballin lindor të ofiolitit Mirdita me trend JP formojë kufirin lindor të zonës Mirdita me atë të Korabit, (Mountrakis et al. 1993a). D3 është aktiv edhe sot dhe prek strukturat e mëparshme ndërsa D4 lidhet me denudimin erozional. Moshë dhe shpejtësia relative e zhvarrosjes janë precaktuar me anë të termokronologjise falë matjeve të gjurmëve të ndarjeve mbi apatit (TFA) dhe zircon (TFZ) (Muceku et al. 2006). Moshë e këtyre lëvizjeve tektonike në regjim tektonik normal janë të reja: moshat mbi apatit  $21.4 \pm 1.4$  Mv dhe  $14.7 \pm 1.9$  Mv në kompleksin vullkano-sedimentar të Gjegjanit, pra në bllokun e sipërm të shkëputjes tektonike normale, dhe ato rinovohen nga  $17 \pm 1$  Mv deri  $10.8 \pm 0.7$  Mv duke kaluar me në lindje në bllokun e shtruar që përfaqëson zonën e Korabit. Jovazhdimsite e moshave TFA të përshkruara këtu më lart janë të lidhura me lëvizjet normale ndërmjet (10 dhe 15 Mv) të cilat kanë prekur ofiolitet dhe vullkano-sedimentaret shoqruese të Gjegjanit dhe kanë zhvarrosur zonën e Korabit me një madhësi zhvendosje të rendit 1,2-1,3 mm/vit (Muceku et al. 2006).

### 3. STRUKTURAT E DEFORMIMIT DHE TEKTONIKA

#### Tektonika dhe strukturat e përgjithshme të Albanideve.

Gjatë konvergencës së plakës së Europës me atë të Adrias, e filluar në Jurë, pjesë të litosferës oqeanike janë obduktuar në kufirin e pllakës së Adrias. Kjo konvergjence midis Adrias dhe Euroazisë ka evoluar më pas me kolizionin (perplasjen) continental, çka tregohet me deformimet me regjim ngjeshës në brendësi të këtij brezi malor (Kiliias et al. 2001, fig. 3.1) të e orogjenit të Albanideve. Thyerja Shkodër-Pejë që prej riftezimit continental, e ndan strukturën e Albanideve (e vendosura në pjesën lindore të plakës së Apulias dhe atë perëndimore të mikroblokut kontinental Korab Pelagonisë) në dy pjesë, Albanidet veriore që vazhdojnë me Dinaride dhe ato jugore me Helenide. Kjo thyerje është pasqyrë e sforcimeve që kanë ndodhur nga fillimi i përplasjes së plakës së Apulias me atë të Euroazisë e cila i ndan Albanidet nga lindja në perëndim në të brendëshme ose blloku i sipërm (Zona e Korabit dhe Ofioliti i Mirditës të cilat shpërndahen zonat e Albanideve të jashtme ose blloku i poshtëm drejt lindjes (fig. 3.1)

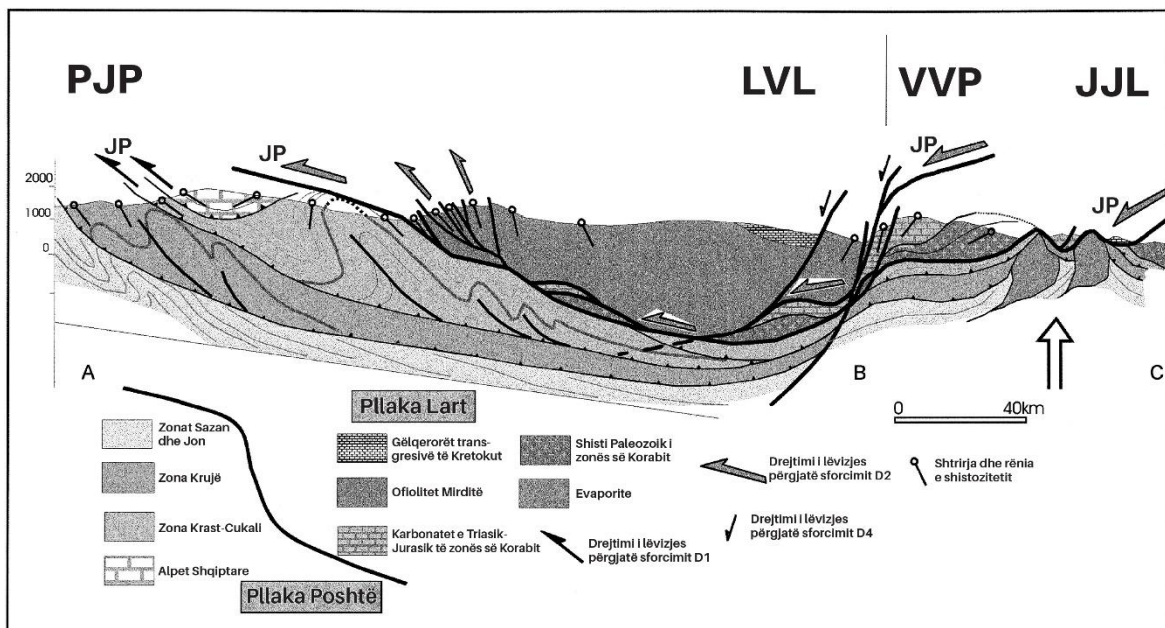


Figura 3.1: Prerja tërthore tektonike përgjatë gjithë brezit orogjenik në Shqipëri.

Ku disa autorë sugjerojnë se kjo përplasje ka ndodhur në Jurasik të vonshëm-Kretak i hershëm, ndërsa të tjerë sugjerojnë se përplasja ka ndodhur më vonë gjatë Kretakut të vonshëm-Paleogjenit të hershëm. Eventi kryesor deformues i këtij brezi të rrudhosur ka regjim sforcimi në terheqje në Terciarin e hershëm. Për nga pozicioni tektonostratigrafik dhe evolicioni strukturor zona e Alpeve

Shqipëtare, Krastë Cukalit, Zona Kruja, Joniane dhe ajo e Sazanit formojnë kufirin lindor të pllakës së Apulias. Këto njësi i përkasin Albanideve të jashtme dhe janë të karakterizuara nga mosdërprerje sedimentare nga Triasiku në Terciar (fig. 3.1). Përkundër këtyre, zona Korab Pelagoniane, e përfaqësuar nga Korabi në Shqipëri dhe Peladoniane në (Maqedoni dhe Greqi) e konsiderojnë si përfaqësuese të buzinës lindore të Adrias në ballin e basenit Oqeanik të vardarit, sipas (Robertson et al. 1991; Kodra et al. 1993; Rassios dhe Dilek 2009; Meshi etj. 2010; Robertson 2012; Robertson 2013) dhe shumë autorë të tjerë, tërësia Korab-Pelagoniane është konsideruar si një mikropllakë kontinentale që ndan dy basene oqeanike: në perëndim të tij oqeani i Mirditë-Pindit; ndërsa në lindje baseni oqeanik i Vardarit. (Pamić 2002; Bortoloti et al. 2013a; Ferriere et al. 2012). Sipas (Tremblay et al. 2015; Bortoloti et al. 2013a; Schmid et al. 2008) dhe shumë autorë të tjerë, sjellin argumenta tektonostratigrafike dhe petrologjike për prezencën e një baseni të gjerë oqeanik, të emërtuar baseni Oqeanik i Vardarit, ku pjesë të litosferës oqeanike të tij janë tërësisht të obduktuara mbi buzinën e Adria-s në ballin e Oqeanit të Vardarit pjesë e Albanideve të brendshme dhe brezi ofiolitik i Mirditës përfaqësojnë mbetje të oqeanit Tetis në Mesozoik (Shallo, 1990, 1992; Mello et al. 1991a). Ky brez orogjenik i Albanideve i pozicionuar në të dyja anët e thyerjes Shkodër-Pejë, respektivisht si pjesë të pllakës së poshtështruar (Zona e Alpeve Shqiptare, Krastë Cukalit, Zona Kruja dhe ajo Joniane) dhe pllakës së ngritur (Zona e Korabit dhe Ofioliti i Mirditës) gjatë kësaj përplasjeje ka rregjistruar dy evente kryesore të sforcimit: deformimin horizontal D1 dhe atë vertikal D2.



### 3.1 Strukturat e deformimit D1

Deformimi D1 i cili është vetëm horizontal, i shoqëruar me sforcim në ngjeshje, përfaqësuese të strukturave D1 për zonat e Krastë-Cukalit, Joniane dhe atë të Krujës konsistojnë në rrudha asimetrike të përmbysura me trend VP-JP me sens kryesor lëvizjeje drejt JP. Këto struktura janë të karakterizuara me një gjeometri duplekse. Deformimi D1 shkaktoi grumbullimin e shtresave për shkak të sforcimit në ngjeshje, e cila pasqyrohet me trashjen e kore (fig. 3.1-1). Ky deformim i datuar më përpara nga studiuesit, si një deformim i ndodhur në Eocen-Oligocenin e hershëm. (Aubouin dhe Ndojaj 1964; Melo et al. 1991a; Collaku dhe Cadet, 1991) ka trend kryesor JP.

Gjatë D1, zona Korabi dhe Ofiolitet e Mirditës përmbysin flishin Terciar të Albanideve të Jashtme, në mënyrë që Albanidet të mund të ndahen nga pllaka të sipërme të përfaqësuar nga zona e Korabit dhe brezi i Ofiolitit dhe nga ajo e poshtme, Albanidet e Jashtme (Fig. 3.1-1). Një studim i imtësishëm për deformimin D1 në Albanidet e brendshme dhe konkretisht për zonën e Korabit është bërë nga (Alain dhe Meshi 2010).

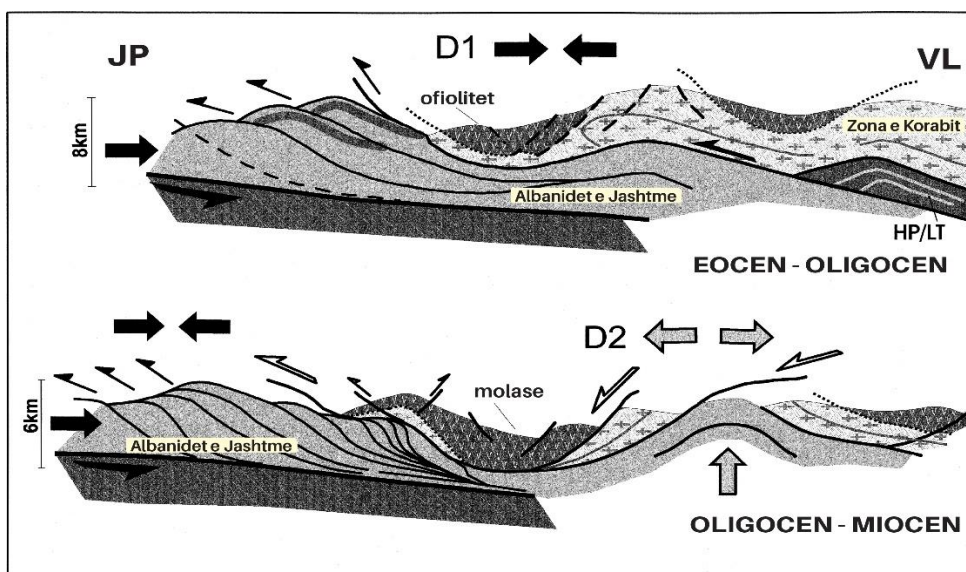


Figura 3.1-1: Prezantimi skematik i evolucionit strukturor të orogjenit Shqipëtar përgjatë Terciarit.

Ku është konstatuar se evenimenti kryesor tektonik post-hercenian, i cili ka strukturuar zonën e Korabit është i shoqëruar me deformimin regjional D1. D1 është heterogjen dhe intensiteti i tij varion nga Perëndimi në Lindje, duke u prezentuar si një klivazh i krenulimit në gelqeroret mikritike të Jurasikut në Perëndim; ai bëhet drejt Lindjes në pjesën e brendshme të zonës së Korabit një shistozitet i planit aksial, duke u paralelizuar nganjëherë me stratifikimin So

### 3.2 Strukturat e deformimit D2

Në përgjithësi treguesit kinematik tregojnë sens levizje JP përkundër drejtimit të share zone përgjatë D2. Këto zona me drejtim të kundërt drejtë VL janë të lidhura me të njëjtin kontakt të kushteve të formimit në JP duke formuar zona të ndërlidhura dhe vëzhgohen në mënyrë spontane. Kjo gjeometri e lëvizjes sugjeron një deformim koaksial i ndodhur përgjatë deformimit D2. Përfundimisht mund të themi së thyerjet respektive strike slipe PJP-LVL dhe VVP-JJL në VVL-JJP respektivisht të njohura në zonën e Korabit dhe ofiolitin e Mirditës duhet të jenë të lidhur më procesin e deformimit D2, (fig 3.1-1). Ata tregojnë sensin e levizjes së D2 të cilat janë më të vjetra se strukturat e D3 meqenë se sedimentet mollasike të Miocenit janë të prekur nga deformimet D3 dhe jo nga D2.

### 3.3 Strukturat e Sforcimit D3

Strukturat e deformimit D3 janë të karakterizuar nga struktura kontraktuese me trend VP-JL si thyerje inverse dhe rrudha asimetrike në formë të këllëfit të thikës me zhvendosje JP ose VL. Strukturat D3 kanë pësuar një levizje me strukturat e kundërta të cilët kanë qenë të përshkruara në pjesën e ballit të Ofiolitit të Mirditës drejtë perëndimit me sforcim subhorizontal me orientim VL-JP (fig 3.1). D3 është zhvilluar pas Miocenit të mesëm (fig 3.4-1) në sedimentet mollasike të cilat janë të kundërta strukturalisht me Ofiolitin e Mirditës, sforcim i cili ka vepruar për një kohë të shkurtër me regjim tërheqës përgjatë Miocenit dhe është e lidhur me mbihypjen e Ofiolitit të Mirditës mbi sedimentet mollasike. Prandaj deformimi D3 duhet të ketë qenë në periudhën Miocenit të mesëm-vonshëm.

### 3.4 Strukturat e Sforcimit D4

Strukturat më të reja janë strukturat për shkak të deformimit D4 dhe ndërpresin të gjitha strukturat e tjera nga D1-D3 (fig. 3.4-1). Ky deformim ka ndodhur gjatë Miocenit të vonshëm dhe në Pliocen (fig. 3.4-1) dhe modifikojnë fort të gjitha strukturat e mëparëshme. D4 përfaqëson thyerjen që ka prodhuar ndryshimin e madh tektono-stratigrafik midis disa njësisve litostratigrafike të Albanideve. Një thyerje e tillë me kënd të lartë, me pjerrësi normale drejt JP, mund të pranohet si thyerja që ndan shkëmbinjtë Ofiolitik të Mirditës nga Zona e Korabit në rajonin e Kukësit, duke formuar thyerjen më të re të D2 (Mountrakis et al. 1993a).

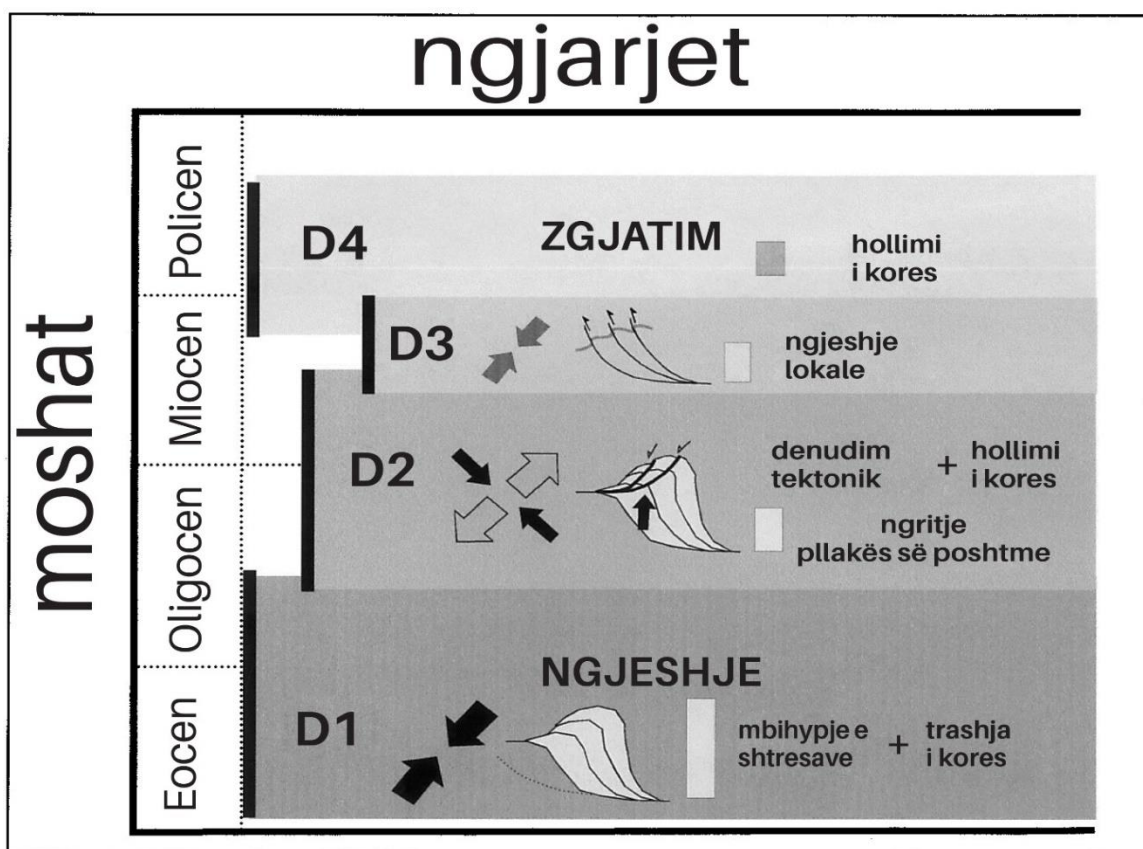


Figura 3.4-1: Karakteristikat dalluese të 4 ngjarjeve kryesore të sforcimit të rregjistruara në orogjenin Shqipëtar përgjat Terciarit.

## 4. PUNIMET NE TERREN DHE KAMPIONIMI

### 4.1 Punimet në terren

Në kuadër të punimeve fushore, marrja e kampioneve në terren, matja e elementeve strukturore, studimeve petrografike, përgatitja e provave për metodën gjurmë të fisionit përgjatë thyerjes Shkodër-Pejë është realizuar gjatë muajve Qeshor, Korrik, Gusht të vitit 2013, studimet petrografikë janë realizuar në vitin 2014-15 dhe përgatitja e provave për ndarjen e historisë së denudimit është realizuar në vitin 2017 në kuadër të krijimit të laboratorit të Termokromologjisë me gjurmë të fisionit në Fakultetin e Gjeologjisë dhe Minierave në Tiranë dhe marrja e rezultateve është bërë e mundur vetëm përgjatë vitit 2019-2020

Punimet kanë konsistuar në evidentimin e plotë e të gjitha llojeve shkëmbore, vrojtimet fushore në lidhje me vetë strukturën e masivit, si dhe të marrëdhënieve të tij me shkëmbinjtë rrethues. Në zonën e studimit, të dhënat tona kanë një shpërndarje LP deri në (JLL-VVP) në tri profile afërsisht përpjendikular me shtrirjen e thyerjes Shkodër-Pejë. Profili i parë në afërsi të Vaut të Dejës, përgjatë kufirit tektonik të kontaktit të zonës Mirdita me atë të Krastë Cukalit, profili i dytë përpjendikular thyerjes në afërsi të liqenit të Fierzës dhe profili i tretë me përfaqësues është ai që fillon në zonën e Gashit në veri-perëndim të thyerjes dhe zgjatet deri në Kosovë (Pejë) në formën e një harku në verilindje të thyerje.

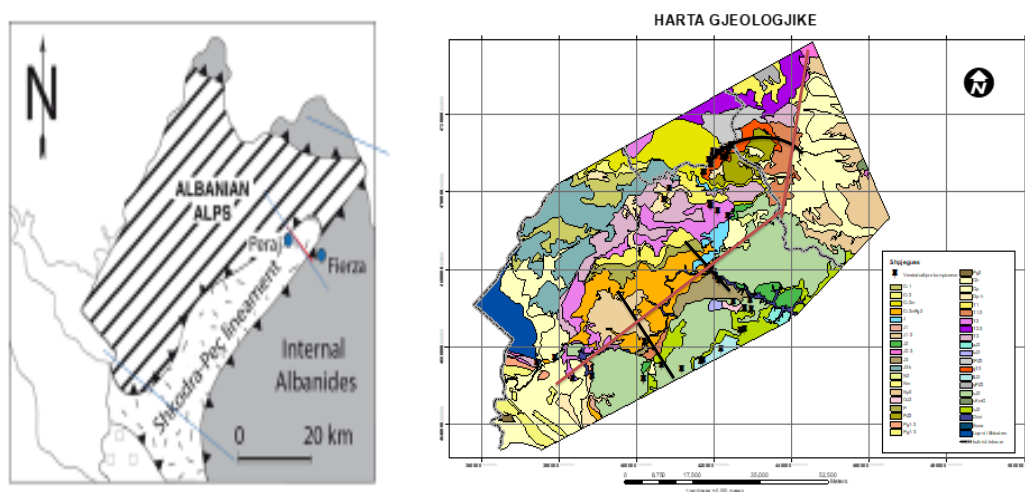


Figura 4.1-1: Harta e cila tregon në mënyrë skematike marrjen e kampioneve sipas 3 profileve.

Analizat e gjurmëve të ndarjes nga bërthamat e U në apatit do të përdoren për të përcaktuar kohën e lëvizjes së kësaj zone thyerje. Gjatë vitit 2015 është bërë ndarja e mineraleve të Apatitit dhe Zirkonit, ku për këtë qëllim janë zgjedhur 40 kompone të cilat janë bluar dhe pas sitisjes janë seleksionuar fraksionet 80 deri ne 160 Nm si dhe nga 160 deri 250 Nm. Ky studim mendojmë se do të na ndihmojë në njohjen e intervaleve të ripërsëritjes në shkallë të gjërë të temeteve në veri të Shqipërisë dhe për të përcaktuar rrezikun sizmik për popullatën dhe për digat e hidrocentraleve kryesorë të vendit.

Një ndër qëllimet e këtij studimi, gjatë punës së vrojtimit të shlifeve petrografike është edhe evidentimi me kujdes i pranisë së mineraleve dytësore të apatitit dhe zirkonit, të cilat janë minerale me përmbetje të kënaqshme në shkëmbinjë dhe prania e tyre krijon mundësi datimi me metoda termokronologjike të ndryshme. Në figurën e mëposhtme (fig. 4.1-2) është paraqitur harta gjeologjike e rajonit, ndërsa në (fig. 4.1-4) vendndodhja e marrjes së kampioneve në studim sipas fotografisë ajrore të zonës së studimit

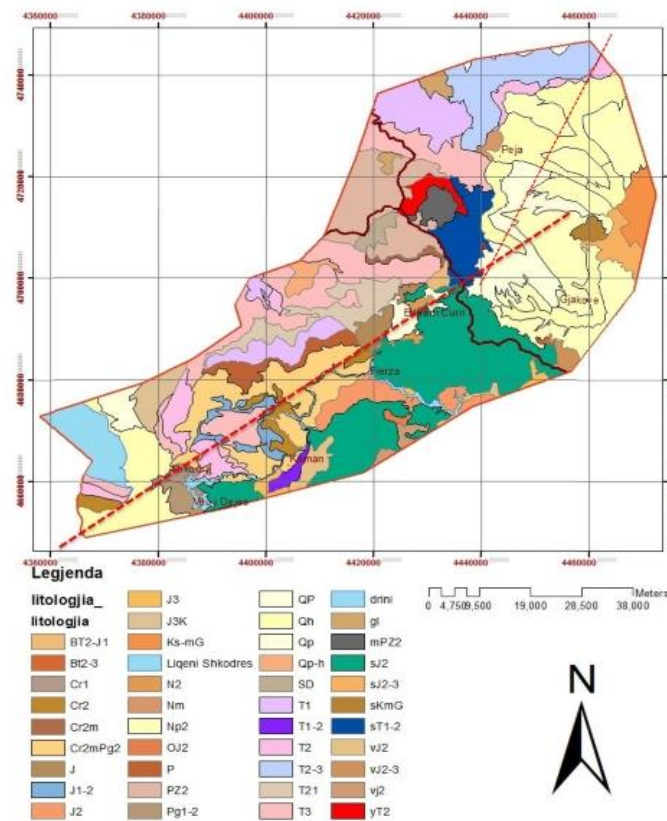
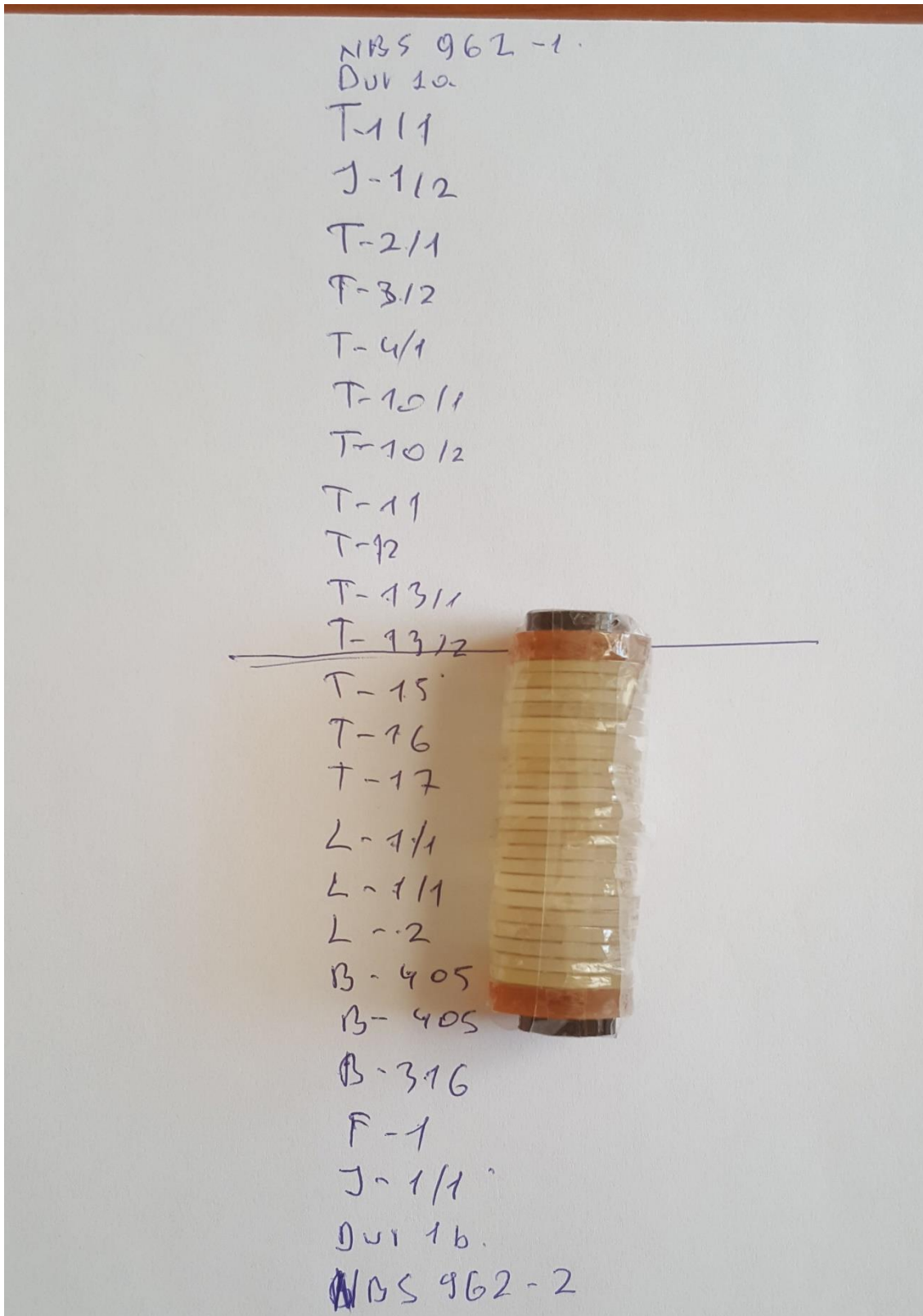


Figura 4.1-2: Harta gjeologjike e zonës në studim.

Për analizimin e provave kam marrë pjesë në përgatitjen e shlifeve petrografike dhe përgatitjen e aspektit eksperimentale të provave (metoda e gjurmëve të fisionit) të cilat janë kryer në laboratorin e shlifeve të fakultetit të Gjeologjisë dhe Minerave, deri në fazën e dërgimit të provave për rrezatim.



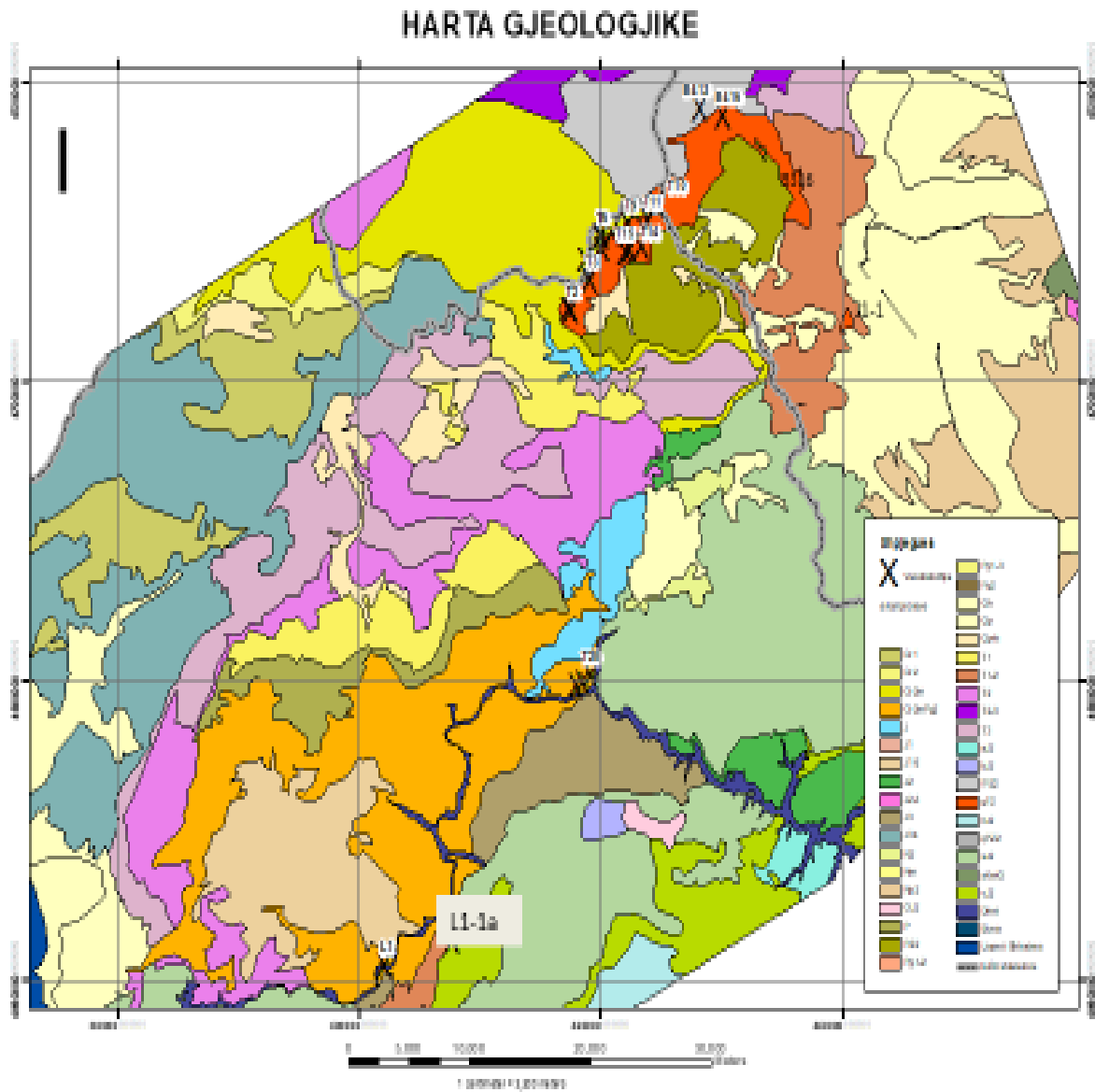


Figura 4.1-3: Harta gjeologjike vetëm me kampionet të cilët kanë dhënë rezultat.

## 4.2 Kampionimi

Në kuadër të studimit petrografik të masivit granodioritik të Trokuzit janë kryer punime fushore disa ditore. Punimet kanë konsistuar në vrojtimit fushore në lidhje më vetë strukturën e masivit, si dhe të marrëdhënieve të tij më shkëmbinjtë rrethues. Është munduar që vrojtimit dhe marrja e kampioneve sa më perfaqësuese dhe përgjatë gjithë shtrirjes së masivit në drejtimin VL-JP dhe tërthor tij në drejtimin VP-JL.

Qëllimi i këtij studimi është të analizojmë rreth 40 kampione në tri profile afërsisht përpjendikular me shtrirjen e thyerjes Shkodër-Pejë

Analizat e gjurmëve të ndarjes nga bërthamat e U në apatit është përdorur për të përcaktuar kohën e lëvizjes së kësaj zone thyerje. Ky studim mendojmë se do të na ndihmojë në njohjen e intervaleve të ripërsëritjes në shkallë të gjerë të termeteve në veri të Shqipërisë dhe për të përcaktuar rrezikun sizmik për popullatën dhe për digat e hidrocentraleve kryesore të vendit.

### Rezultatet e pritshme

Vlerësimi i shpejtësisë së ftohjes së shkëmbinjve. Ftohja mund të jetë (ose jo) rezultat i lëvizjes së thyerjes që studiohet. Vlerësimi i shpejtësisë së ekzymimit (zhvarrosjes) të shkëmbinjeve, proces që mund të jetë i lidhur me aktivitetin tektonik, erozional apo ngritës.

Vlerësimi i rolit të aktivitetit të thyerjes “Shkodër-Pejë” në procese të rëndësishme tektonike që kanë pësuar Albanidet e Brendshme nga Neogjeni deri më sot.



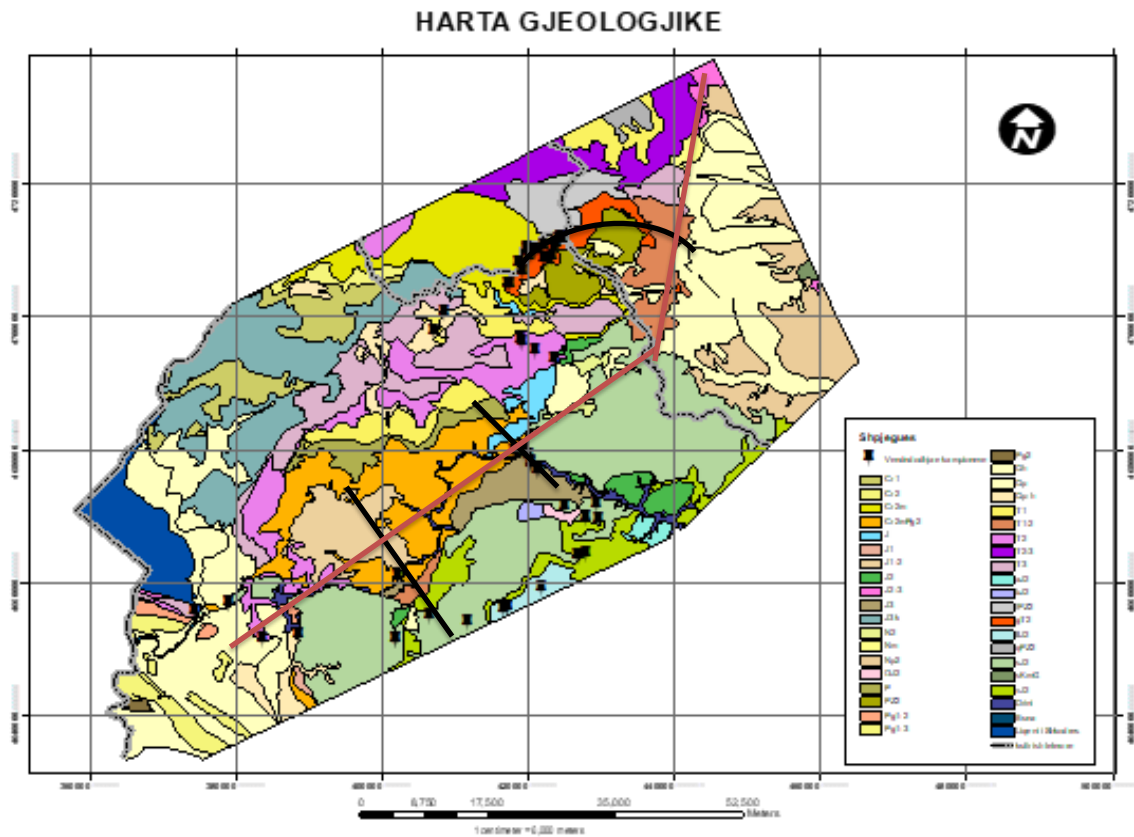


Figura 4.2-1: Harta gjeologjike e zonës së studimit bashkë me vendmarrjen e provave.

### 4.3 Përgatitja e shlifeve

#### **-Prerja:**

Kampioni është prerë në formë pllake me përmasa afërsisht 40x25x5 mm

#### **-Ngurtësimi:**

Në qoftë se kampioni ka plasaritje, pore ose është i thërrmueshëm siç është rasi i kampioneve F1-1 është bërë ngurtësimi i sipërfaqes që do të punohet me ngjitës ARALDIT.

Kampioni është ngrohur paraprakisht në 50° dhe është lyer sipërfaqja që do të punohet me ngjitës.

Eshtë lënë që të ngurtësohet për 1.5 – 2 orë

Eshtë lënë që të ftohet dhe fillohet procesi i polerimit

#### **-Polerimi**

Eshtë rrafshuar sipërfaqja:

Me Carbo 320 (hiqen gërvishtjet e sharrës)

Me Carbo 600 (rrafshim i “hollë”)

Eshtë shënuar numri i kampionit nga ana e pa rrafshuar dhe është pastruar në banjë me ultratinguj me ujë për 3 minuta.

#### **-Ngjitja e kampionit në xham**

Kampioni është vendosur për tu ngrohur në furnelë në 70° C, me sipërfaqen e rrafshuar sipër.

Eshtë përgatitur ngjitësi: për 20 shlife përdoren 50 pika produkt A (ngjitës) dhe 16 pika produkt B (ngurtësues)

Faqja e rrafshuar është lyer me pak ngjitës të përzier mirë

Roli i thyerjes “Shkodër-Pejë” në shpejtësinë e ftohjes dhe ekzymimit (zhvarrosjes) së Albanideve të brendshme

Faqja e zmeriluar e xhamit është vendosur mbi kampion, fillimisht nga një anë e kampionit duke larguar flluskat, në mënyrë që trashësia e ngjitësit të jetë minimale.

Kampioni i ngjitur në xham është lënë për 1.5 – 2 orë mbi ngrohës (furnelë)

Pasi hiqet nga ngrohja, kampioni me xham është lënë të ftohet dhe është verifikuar që pjesa e prapme të jetë e pastër (në rast nevojë xhamat pastrohen me brisk)

Proceset e mëtejshme janë vazhduar një ditë më vonë, në mënyrë që ngjitja të jetë e garantuar.

### **-Zvogëlimi i trashësisë**

Kampioni është kapur me vakum në sharrën e vogël dhe avancohet mbajtësja me anë të dorezës vidë për të prerë shlifin me trashësi 150 – 200 Nm. Mbas sharrimit mbetja me gjithë shlifin është vendosur në kutinë përkatëse.

### **-Hollimi**

Shlifet janë kapur në mbajtësen e shlifeve dhe hollohen automatikisht deri në trashësinë e dëshiruar (30 Nm) duke përdorur karbur silici të lubrifikuar me ujë.

### **-Polerimi i imët**

Dora e fundit është dhënë në xham, fillimisht me Carbo 600 dhe më tej me Carbo 800, duke kontrolluar vazhdimisht trashësinë në mikroskop.

### **-Mbulimi**

Xhami mbulues dhe shlifi, janë vendosur mbi pllakën ngrohëse në 110° C dhe mbi të është vendosur një cipë balsami kanadez.

Pas 2 – 3 minuta mbi kampion është vendosur xhami mbulues i lyer me balsam

Është pastruar me pambuk të lagur me metanol për të hequr balsamin e tepërt, është shpëlarë me ujë dhe pastaj është tharë.

-Pasi shënohet numri, shlifi është përgatitur për studimin petrografik. Ku më poshtë jepen rezultatet e këtij studimi.

#### 4.4 Rezultatet e përshkrimit petrografik

Prezantimin e rezultateve të studimit petrografik është menduar të bëhet nga skaj VL i masivit (në vijën e kufirit shtetëror midis Republikës së Shqipërisë dhe asaj të Kosovës; (kampioni T10) në Doberdol, deri në skajin perëndimor të masivit në drejtim të fshatit Cerem (kampionet T1 dhe T2). Këtu më poshtë po paraqiten të dhënat e vrojtimit në terren, si dhe përshkrimet petrografike të secilit kampion.

##### 4.4.1 *Kampioni T10*

Kampioni T10 është marrë pranë vijës së kufirit shtetëror të Shqipërisë. Granodioritet këtu duken të metamorfizuara me plane foliacioni të dukshme me azimut shtrirje VL-JP dhe me rënje vëri-perëndim.



Foto 4.4-1: Pamje e vendmarrjes së proves T10, në territorin e Kosovës, nëpër kreshtat kalon kufiri shtetëror.

Nga pikpamje mikroskopike shkëmbi paraqet teksturë blastoporfirite me variacion të madhësisë së kokrrizave kristalore. Ka përmbajtjen mineralogjike të mëposhtme: Kuarc 45% feldshpatë (kryesisht plagjioklaz) rreth 40%, amfibol pjesërisht i transformuar në mikë dhe klorit, 10%, minerale opak 3-4% dhe dytësore si apatite dhe zirkon më pak se 1%.

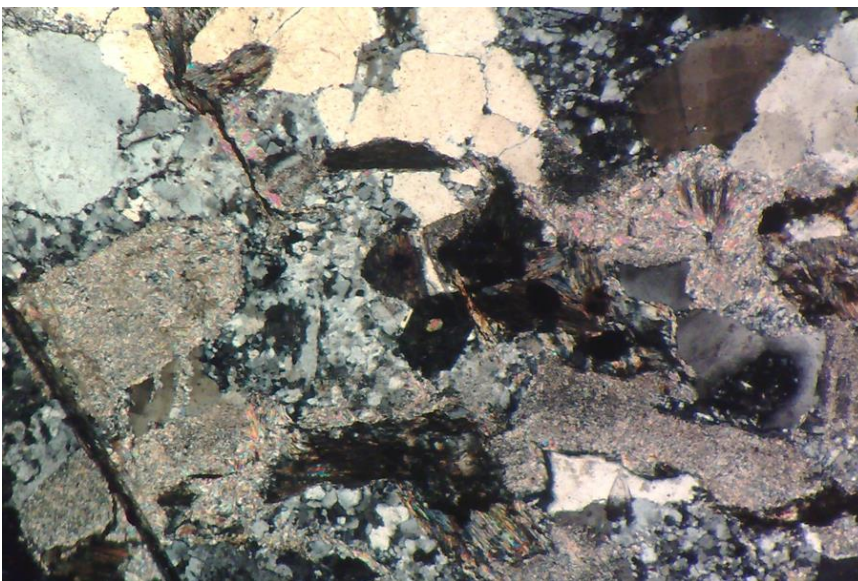
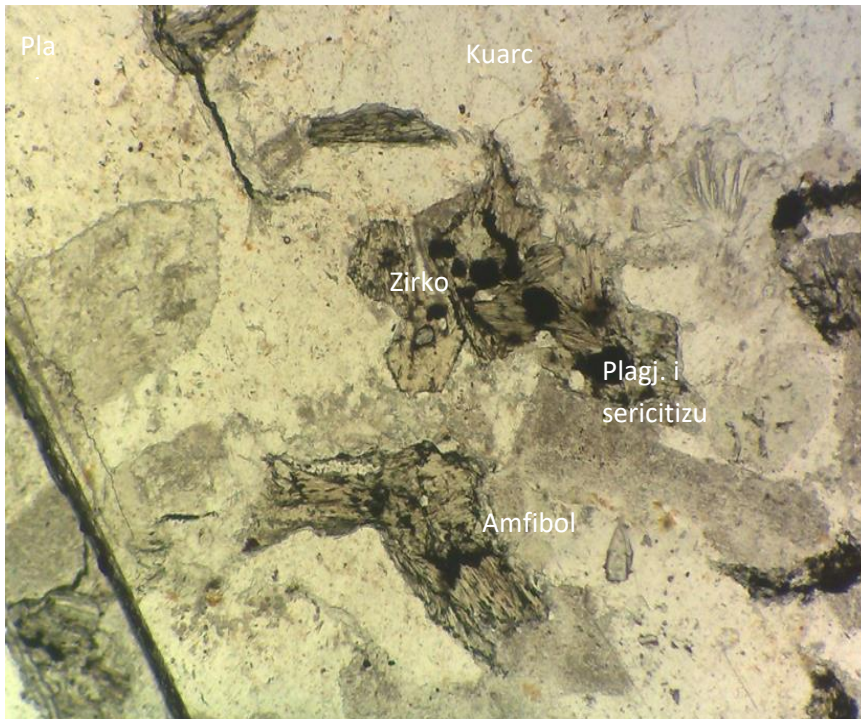


Foto 4.4-2: Fotografi e shlifit T10; a) me dritë natyrore b) me drite të polarizuar.

Shkëmbi ka pësuar deformim i cili evidentohet nga deformimi i kuarcit, i cili ka kaluar në rikristalizim në trajtë të mikrokristaleve, sidomos në planet e foliacionit. Po kështu edhe plagjeoklazet janë të

deformuara. Plagjeoklazet në pjesën më të madhe të tyre janë të sericitizuar dhe amfibolet janë të transformuara në biotit dhe pak muskovit. Këto ndryshime tregojnë se shkëmbi mund të ketë pësuar një metamorfizem të facies së shisteve të gjelbërta.

#### 4.4.2 *Kampioni T11*

Shlifi numer T11, ka ngjashmëri me shlifin numër T10, të dy këta kampionë paraqesin një foliacion më pak të zhvilluar se në kampionin T3. Paraqet teksturë kokrrizore blastoporfiritike, planet e foliacionit zhvillohet mirë, sipas mineraleve të amfibolet apo mikave. Dallohet gjithashtu prania e zirkonit dhe apatitit.

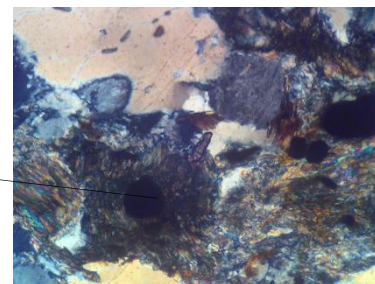
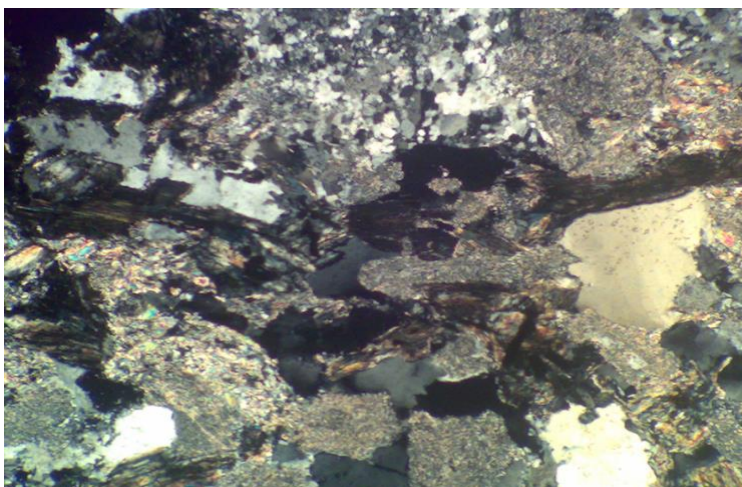
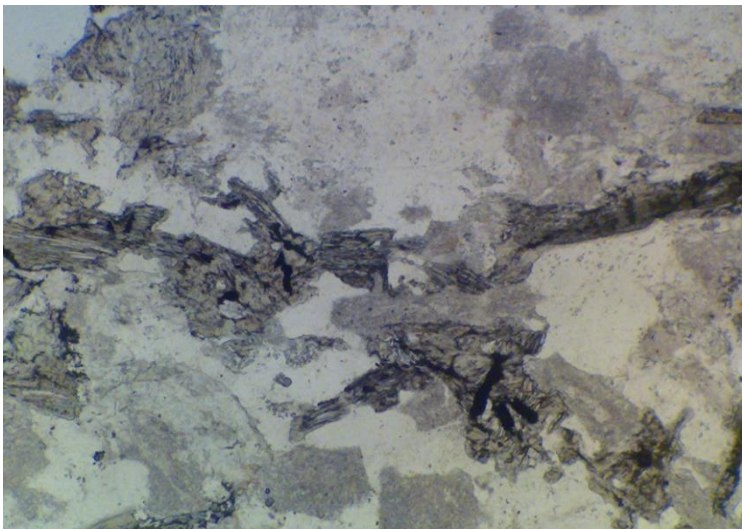


Foto 4.4-3: Fotografi e shliferit T11; a) me dritë natyrore b) me dritë të polarizuar. Në foto shihen mineralet e kurcit, feldshpateve (të sericitizuara), amfibolet dhe relike të tyre, mika dhe klorit zirkon

Përmbajtja mineralogjike. Kuarci rreth 45%, i cili paraqitet me kristale të mëdhenj dhe me mikrokristale, të cilët për shkak të deformimit janë formuar nga rikristalizimi i kristaleve të mëdhenj. Ka përmbajtje plagjioklazi rreth 35%, i cili është krejtësisht i sericitizuar (është ndryshuar) ndërkohë që dhe amfiboli është pjerësisht i transformuar në mikë. Vihet re që ka përqindje shumë të vogël biotiti dhe muskoviti. Minerale dytësore, zirkon ( $Zr_2SiO_4$ ) dhe apatit ( $Ca_5(P_3O_2)_3(OH, Cl)$ ) më pak se 1%.

#### 4.4.3 *Kampioni T12*

Granodioritet e masivit të Trokuzit në përgjithësi janë të ndryshuar dhe të coptuara në blloqe të cilët për shkak të relievit tepër të thyer kanë lëvizur në shpatet e maleve të Dobërdolit. Marrja e kampioneve në shkëmbinjtë rrënjesor ka rëndësi të madhe për të patur një informacion të saktë në lidhje me shpërndarjen e deformimit në të gjithë strukturën e masivit.

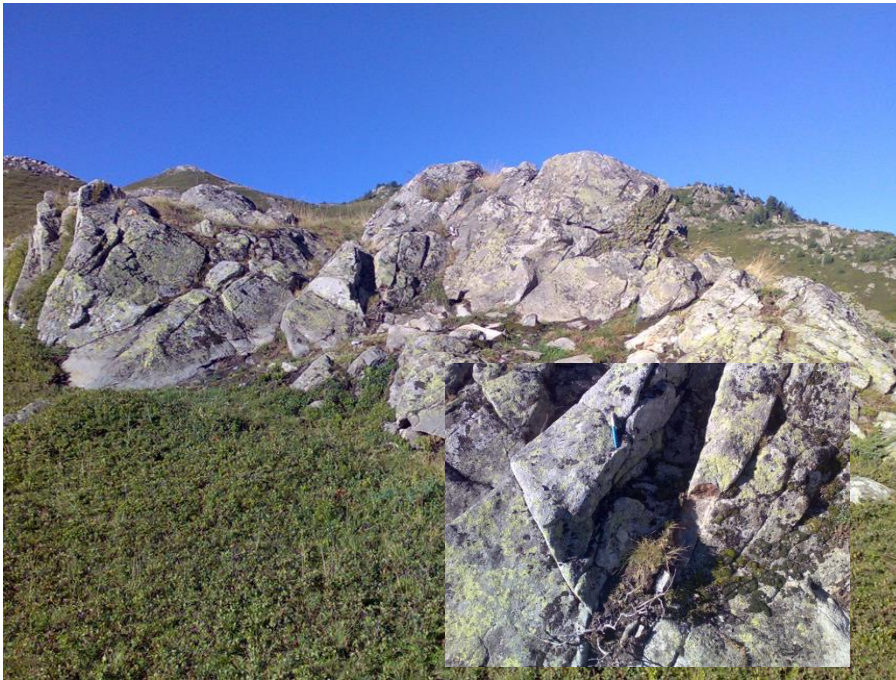


Foto 4.4-4: Pamje e granodioriteve të cilët siç shihet në figurë paraqesin një foliacion të rregullt që i përket fazës së parë të deformimit (S1) (vendmarrje e provës T12).

Përmbajtja mineralogjike e shlifit T12: kuarc rreth 45%, plagjoklazi rreth 35%, amfibol, i cili është shndërruar në biotit, i cili nga ana e tij është pjesërisht shndërruar në klorit. Në këtë shlif janë vrojtuar edhe relike të piroksenit. Fenokristalet e kuarcit i përkasin fazës së parë të formimit të shkëmbit, ndërsa mikrokristalet janë produkt i rikristalizimit të tij. Plagjeoklazi është krejtësisht i sericitizuar. Vetëm në këtë shlif evidentohet feldshpati i kaliumit dhe kuarcit në teksturë poikilitike, e cila mund t’i përkasë fazës së parë minerale apo fazës së deformimit të shkëmbit, ku në këtë rast kemi të bëjmë me teksturë poikiloblastike, kjo nuk është e qartë. Vihet re që ka përqindje të vogël biotit dhe muskoviti. Minerale dytësore janë apatiti dhe zirkoni



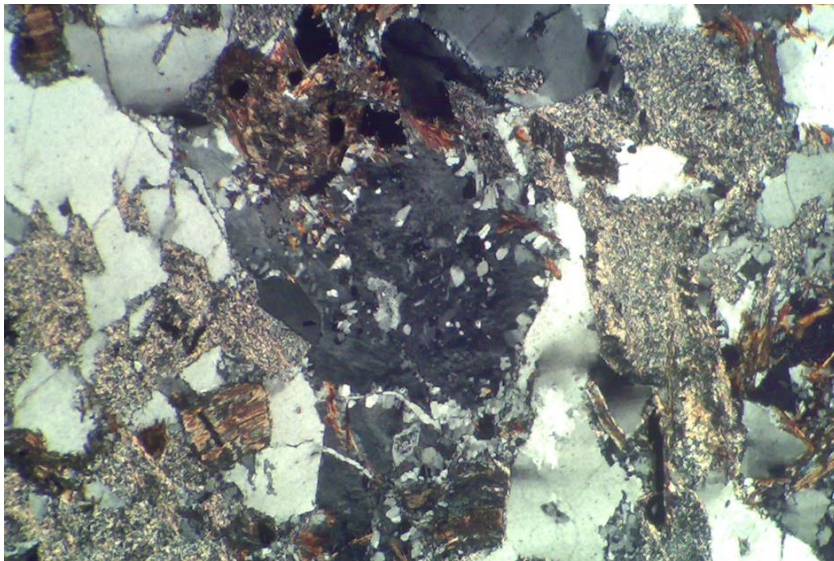


Foto 4.4-5: Fotografi e shlifit T12; me dritë të polarizuar. Përberja, kurc, plagjeoklaz (krejtësisht të sericitizuara), relike amfiboli, mika, klorit. Në qendër vihet re tekstura poikilitike (zmadhimi 32X).

#### 4.4.4 *Kampioni T13*

Ka teksturë blastoporfiritike. Foliacioni ka një drejtim VL-JP, i cili siç thame më parë shënohet sipas deformimit të mikave të amfibolit, plagjoklazeve dhe të rikristalizimit të kuarcit.

#### **Përmbajtja mineralogjike.**

Ka përmbajtje kuarci rreth 40%.

Ka përmbajtje plagjoklazi rreth 40%, i cili është krejtësisht i sericitizuar (është ndryshuar)

Amfiboli është pjerërisht i transformuar në mikë dhe në klorit.

Minerale dytësore në këtë shlif shihet prezenca e apatitit dhe zirkonit. Ka gjithashtu minerale opake.

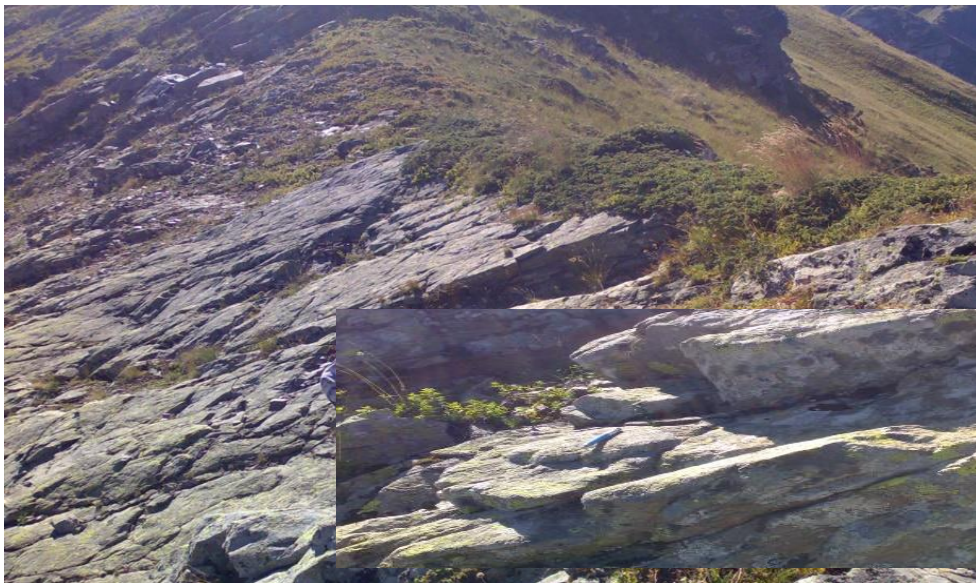


Foto 4.4-6: Vendmarrja e proves T13, me plane foliacioni të rregullta që i përkasin fazës së parë të deformimit (S1) dhe plane të deformimit thyres të një faze të dytë (S2).



Foto 4.4-7: foto e shlifit T13, disa herë e zmadhuar. Vehin re qartë planet e foliacionit nga deformimi i kristaleve të feldshpateve, kuarcit etj.

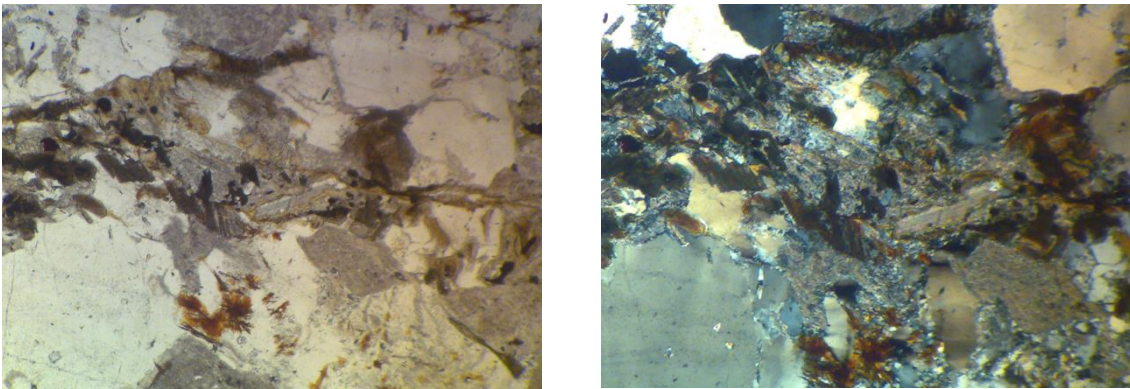


Foto 4.4-8: Fotografi e shlifit T13, me zmadhim 32X. Me shigjeta tregohet minerali i apatitit (me dritë natyrore dhe të polarizuar).

#### 4.4.5 *Kampioni T16*

Ka teksturë kokrrizore. Foliacioni ka drejtim VL-JL, shkalla e deformimit është relativisht e lartë, plagjoklazi është krejtësisht i sericitizuar. Nëpër planet e foliacinit kuarci është i rikristalizuar në teksturë mikrokokrrizore. Nuk shohim as amfibol dhe as piroksen, pra, ndoshta janë kthyer krejtësisht në biotit dhe një pjesë e biotiteve është shëndërruar në klorit.

#### **Përmbajtja mineralogjike.**

Ka përmbajtje kuarci rreth 45% ku kuarci paraqitet me kristale të mëdhenj dhe me mikrokristale (rikristalizim), ka përmbajtje plagjoklazi rreth 35%, i cili është krejtësisht i sericitizuar (është ndryshuar) ndërkohë që dhe amfiboli është pjesërisht i transformuar në mikë.

Vihet re që ka përqindje të vogël biotit dhe muskoviti.

Minerale dytësore kemi zirkon ( $Zr_2SiO_4$ ) dhe apatit ( $Ca_5(P_3O_2)_3(OH, Cl)$ ). Ka dhe minerale opake.

#### 4.4.6 *Kampioni T15\2*

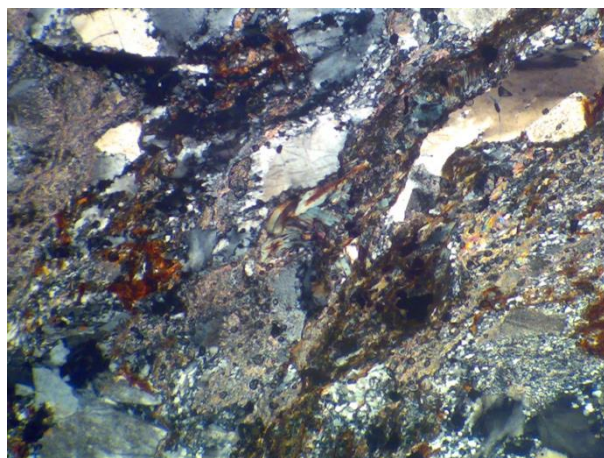
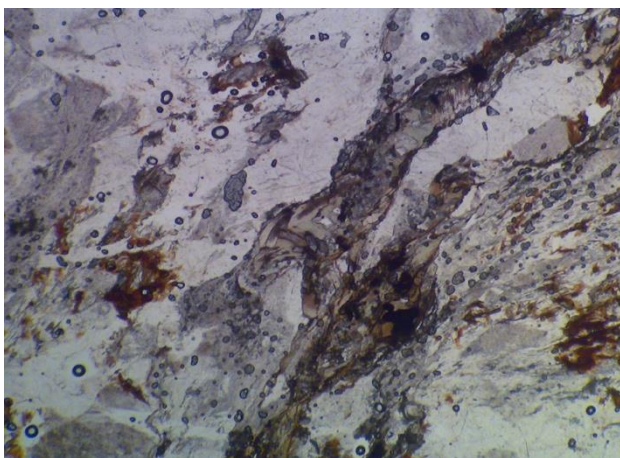
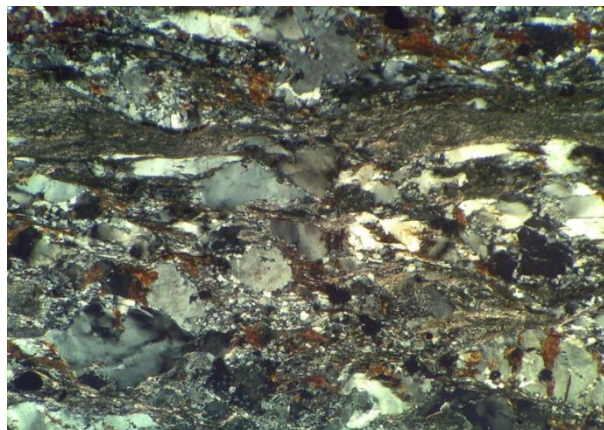
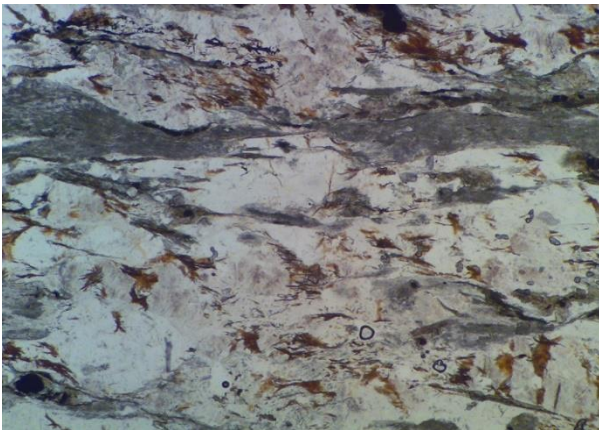


Foto 4.4-9: Kampioni T15\2

#### **4.4.7 Kampioni T3**

Ky shkëmb është i metamorfizuar ka teksture granobazaltike me foliacion të mire, i cili është formuar mirë sipas mineraleve të felshpateve, të cilët janë krejtësisht të sericitizuara, si dhe përgjatë mikave. Të dy këta minerale janë shumë të zgjatur dhe plani i foliacionit është formuar nëpërmjet këtyre të dyve. Kuarci gjithashtu është shumë i deformuar nëpërmjet këtyre planeve. Kuarci ku ai paraqitet me një teksturë mikrokorrizore, si rezultat i deformimit.

Përmbajtja mineralogjike: Ka përmbajtje kuarci rreth 45%, përmbajtje plagjoklazi rreth 30%, Amfiboli duket që është shëndërruar në mika, Biotiti dhe muskoviti është rreth 5%.

Ka klorit me përqindje shumë të vogël

Ka dhe minerale opak, që janë okside të hekurit dhe të titanit etj

Ka dhe minerale dytësore si apatit dhe zirkon

Shlifi nr 3 ka shkallë deformimi më të lartë së sa shlifi nr 10.

Për këtë qëllim janë marrë në terren gjithsejtë 40 kampione për analiza petrografike. Kampionet janë analizuar në labortarin e Fakultetit të Gjeologjisë dhe të Minierave, Universiteti Politeknik i Tiranës.

## 5. DATIMI I GJURMEVE TE FISIONIT

### 5.1 Parimi i datimit

Muceku B., (2006; 2007) Kutllovci F. (Doktorata, 2017) kanë qenë literatura kryesore e paraqitjes së metodës së Gjurmëve të Ndarjes, si më poshtë.

Datimi i gjurmëve të fisionit është bazuar në ndarjen spontane të Uranit 238 (fig. 5.1-1), çdo ndarje e bërthamave të Uranit krijon në mineral një dëmtim (çarje) pak a shumë në formën e fijos së shkrepëses. Analiza e fisionit ka potencial të përcaktojë kohën e zhvarrosjes dhe ftohjes së shkëmbit për një gamë të temperaturës nga 60 deri në 120 °C (fig. 5.1-1) ku kristalet janë të ndjeshme për të regjistruar evolucionin termik. Ky rang temperature korrespondon me thellësi 2-4 km në varësi të gradientit lokal dhe është i përcaktuar për të studiuar mbi koren e tokës (Gallagher et al. 1998), dhe kështu mbulon gamë temperaturë/thellësi që pritët për deformim në thyerjen Shkodër-Pejë. Kjo metodë është e rëndësishme për të lidhur historinë termike me evoluimin strukturor të thyerjes Shkodër-Pejë. Izotopi 238U, me përmbajtje rreth 99,3%, e izotopeve të U, në natyrë dezintegrohët nga emetimi alfa dhe ndarja spontane (fig 5.1-3). Numërojmë përafërsisht dy milion dezintegrimi alfa për një fision spontan, që përfaqëson pra një mënyrë të vogël të dezintegrimit 238U.

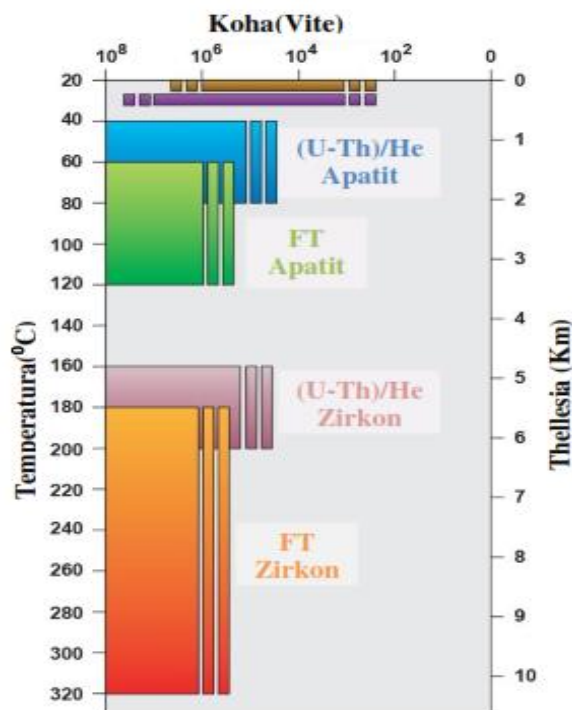


Figura 5.1-1: Parimi i datimit të Gjurmëve të Ndarjes (FT) për gamë temperature tek apatitet në Uran.

Izotopi  $^{235}\text{U}$  (0,7%) dezintegrohet gjithashtu nga emitimi alfa dhe fisioni spontan. Por, duke pasur parasysh vështirësinë e ndarjes së izotopeve dhe periudhën e tyre të dezintegrimit nga fisioni spontan, më i madh nga ai i izotopit  $^{238}\text{U}$ , kontributi i tij për gjurmët e fisjonit spontan është i papërfillshëm (<1/10.000 nga ato të  $^{238}\text{U}$ ). Megjithatë, ky izotop posedon një veçanti të rëndësishme për datimin e gjurmëve të fisjonit: është i vetmi që ndahet nën veprimin e neutroneve termike.

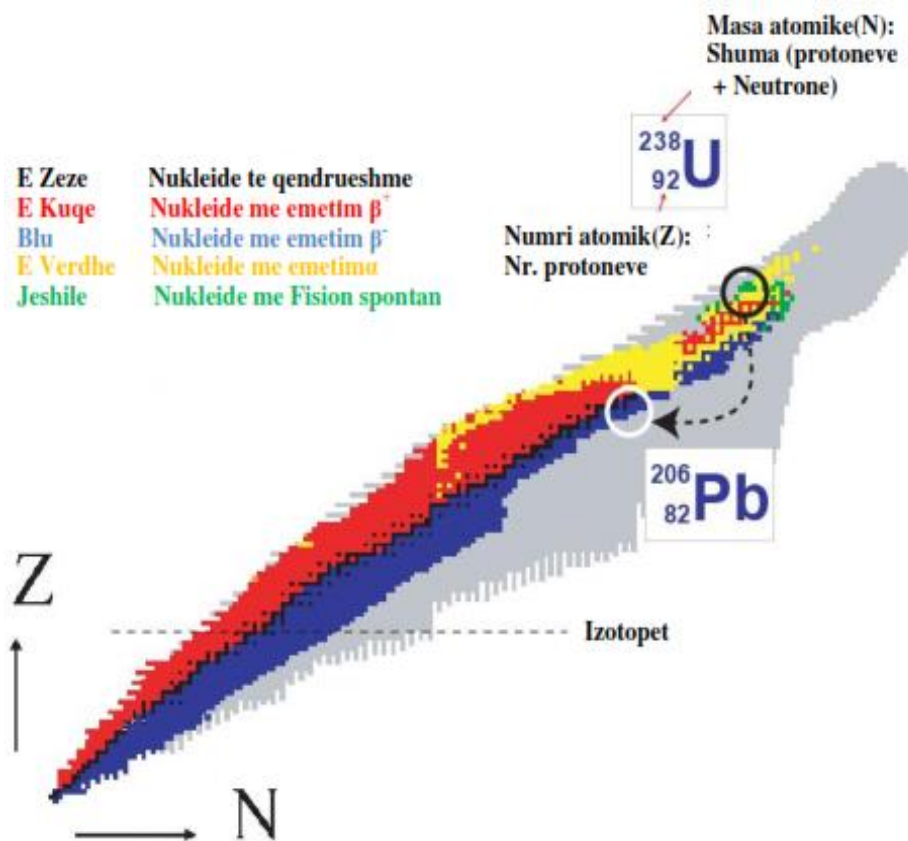


Figura 5.1-2: Ndarja e një atomi të Izotopit 238, në natyrë dezintegrohet nga emitimi alfa dhe fisioni spontan duke lëshuar një energji përafërsisht 200 MeV.

**Fisioni Spontan i Uraniumit U<sup>238</sup>**

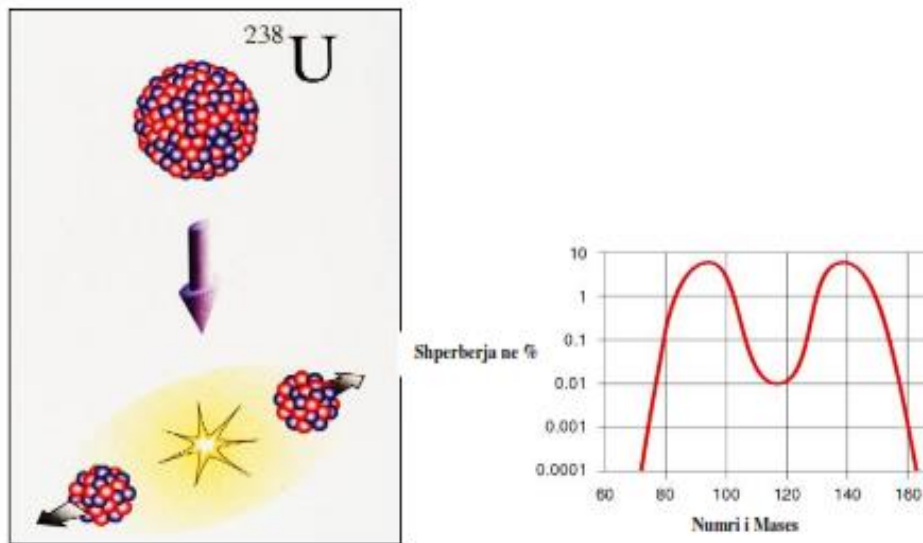


Figura 5.1-3: Fision spontan i Uranit 238

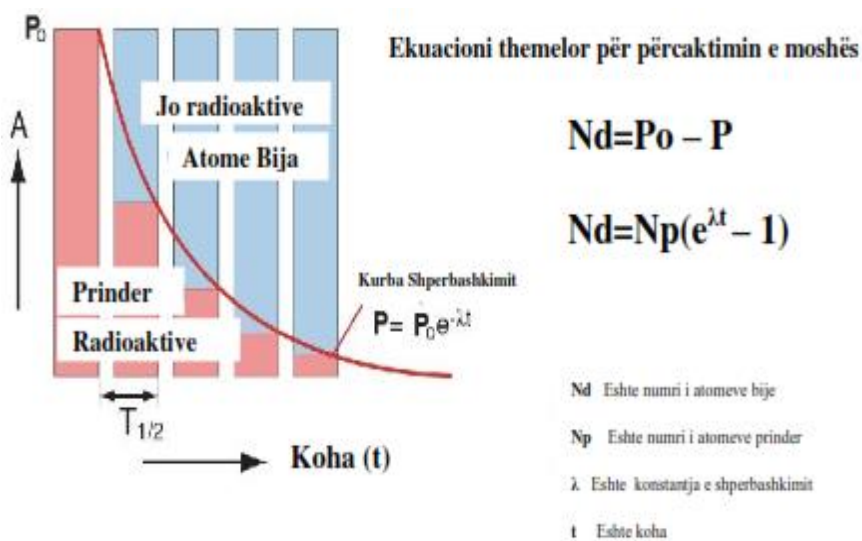


Figura 5.1-4: Izotopi  $^{238}\text{U}$ , dezintegrohët nga emetimi alfa dhe fisioni spontan.

Kjo e fundit është kryesisht e shfaqur në formën e energjisë kinetike lidhur më fragmentet e fisionit që shpërndahen në drejtime të kundërta. Detektorët solid jopërçues dhe gjysëmperçues me rezistencë të madhe si shumica e mineraleve, qelqi dhe plastika, janë në gjendje të regjistrojnë kalimin e këtyre fragmenteve të fisionit.





Në apatite dhe zirkone, gjurmët e dukshme (të projektuara) tregojnë një lloj anizotropie në relacion më drejtimet e tyre kristalografike. Kështu, në një plan paralel me aksin kristalografik C, vërejmë se gjurmët janë të holla paralelisht me C dhe shfaqen në formën e një V më të hapur perpendikular me C. Kjo vjen nga fakti që Vt është më e madhe paralelisht me C sesa vertikalisht me këtë aks kristalografik (fig. 5.1-6c).

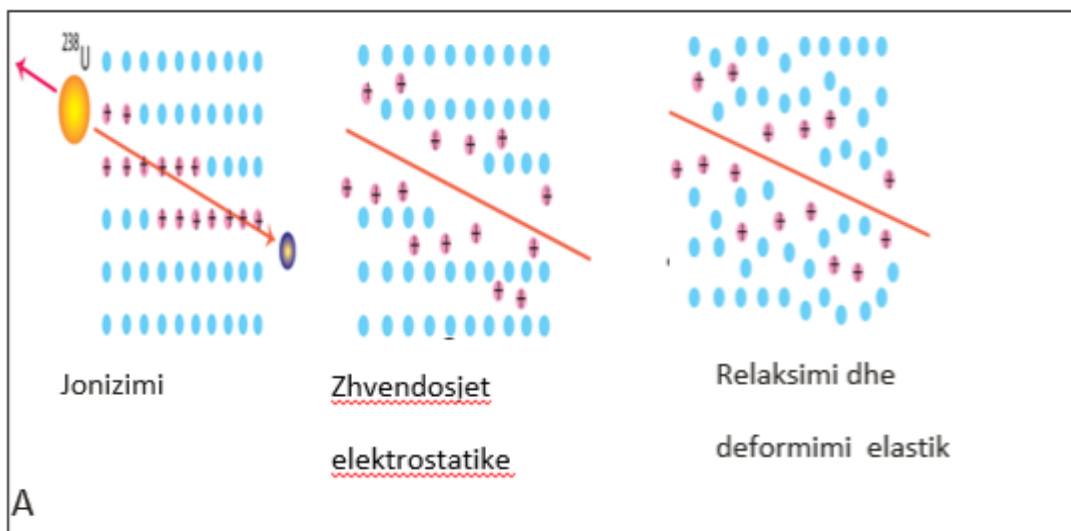
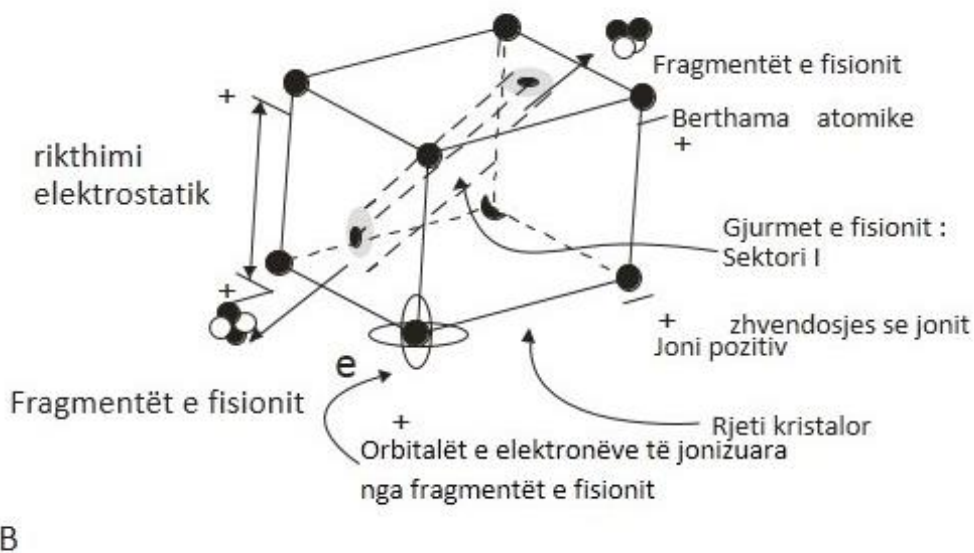
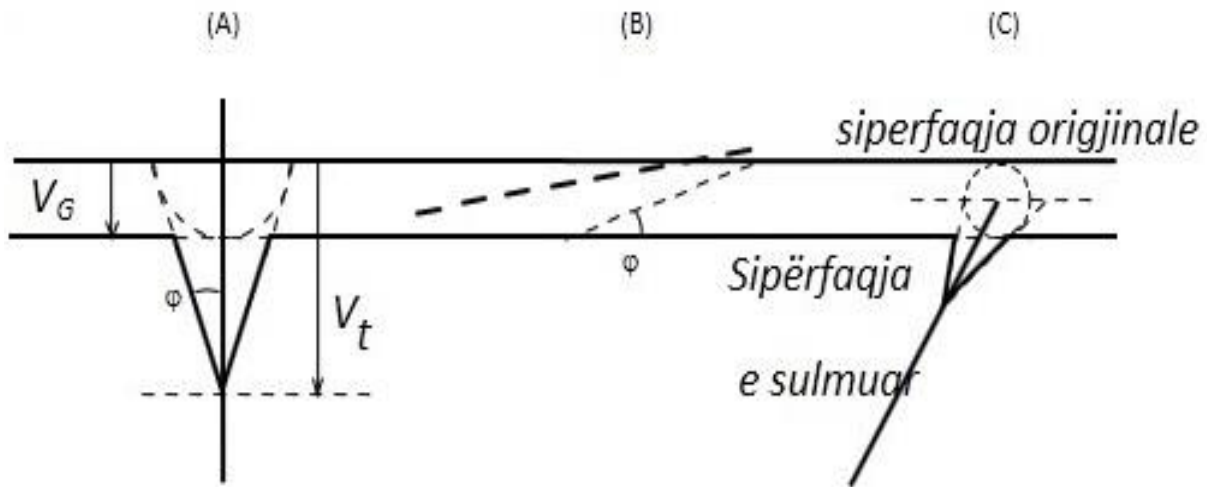


Figura 5.1-6: Forma e një gjurme të fisionit (a, b, c)



Roli i thyerjes “Shkodër-Pejë” në shpejtësinë e ftohjes dhe ekzymimit (zhvarrosjes) së Albanideve të brendshme

Paraqitja skematike e procesit të formimit të një gjurme të fisionit. Modeli i kulmit të shpërthimit jonik. Prezantimi 2D i formimit të një gjurme të fshehur (nga Fleischer dhe al. 1965). Prezantimi 3D (modifikuar nga Walter 1989).



(A) Forma e një gjurme të fisionit e fituar pas reaksionit kimik varet nga raporti i shpejtësisë së reaksionit të gjurmëve VT dhe asaj të mineralit VG. (B) Gjurmët që kanë kënd të vogël (më pak se këndi  $\phi$ ) në raport me sipërfaqën e reaksionit nuk janë të dukshme në mikroskop optik. (C) Disa gjurmë të reja, që fillojnë nën sipërfaqën origjinale do të shfaqen pas këtij reaksioni, (Fleischer & Price 1963a, b,)

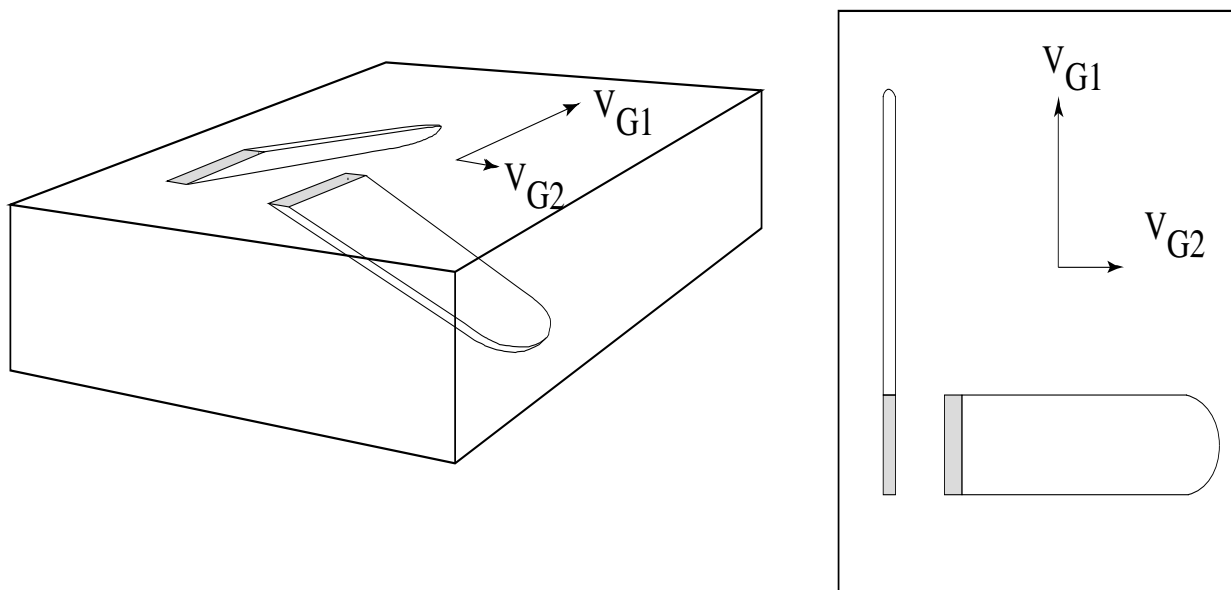


Figura 5.1-7: (A) Forma e një gjurme të fisionit, pas reaksionit kimik, në minerale me një anisotropi të lart VG. (B) Projektimi i këtyre gjurmëve mbi planin e vëzhgimit. Sipas (Gleadow 1981).

Në një plan paralel me drejtimin kristalografik C, gjurmët bëhen pak a shumë njëkohësisht të dukshme. Në apatite një « tretje » kimike selektive e realizuar me acid nitrik 5N, gjatë 20 sekondave në temperaturë 21°C, mjafton për t'i bërë gjurmët të dukshme në mikroskop optik (fig. 5.1.8a). Për zirkon (Fig. 5.1.8b), përdorim një solucion bazik NaOH-KOH në 220°C, por mund të shfaqen dallime të rëndësishme. Kështu në shembullin e shfaqur në (fig. 5.1-9), kur gjurmët e para janë të dukshme për 24 orë, në plan paralel me aksin C, duhet pritur 60 orë për dukshmëri të plotë dhe izotrope. Në atë moment, arrijmë densitetin maksimal të dukshmërisë së gjurmëve. Numri i orëve i nevojshëm për të arritur një distribucion këndor uniform është i ndryshëm varësisht nga zirkonët. Ky distribucion përbën kriterin e vazhdueshëm të përparimit, nëse koha e sulmit është optimale (Zhai dhe Zhao 1992). Kur gjurmët janë të dukshme plotësisht, sipas të gjitha orientimeve kristalografike të mundshme, po ashtu nuk vërejmë më anisotropi në gjatësi të gjurmëve të dukshme (Masumoto 1992).

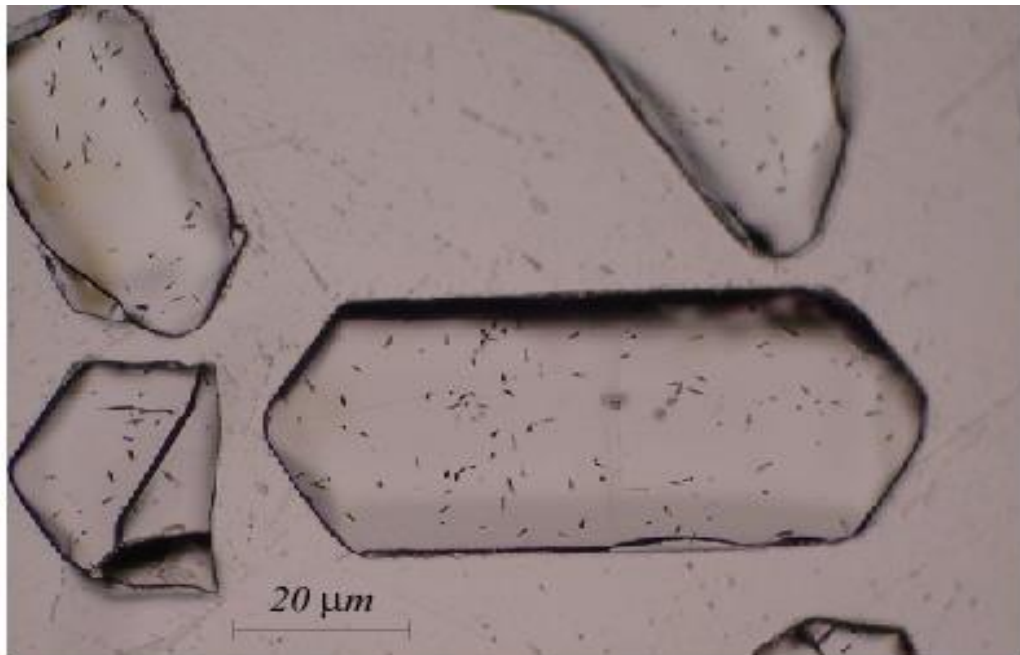
Roli i thyerjes “Shkodër-Pejë” në shpejtësinë e ftohjes dhe ekzymimit (zhvarrosjes) së Albanideve të brendshme



**Apatit**  
 **$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$**

U ✓





*a*



*b*



Figura 5.1-8: Gjurmët e ndarjes (FT) në apatit (a) dhe në zirkon (b) pas sulmit kimik.

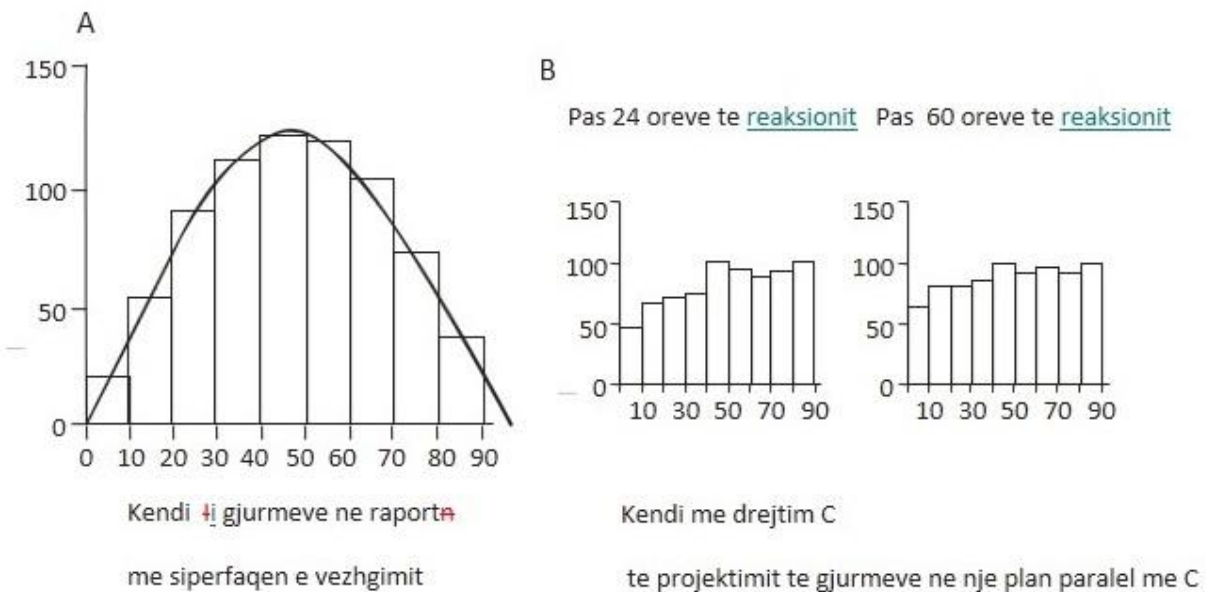


Figura 5.1-9: A- Shpërndarja e numrit të gjurmëve sipas këndit të tyre në raport me sipërfaqën e kristalit. Anisotropia ruhet gjatë kohës së reaksionit. B- Shpërndarja azimutale e numrit të gjurmëve të një sipërfaqeje në raport me drejtimin kristalor C. Anisotropia zvogëlohet me kohën e reaksionit. Sipas (Masumoto 1992).

## 5.2 Ekuacioni moshor i datimit me gjurmët e fisionit (ndarjes)

Zvoglimi në kohë i popullimit të një izotopi "prind" të paqëndrueshëm ndiqet nga një ligj eksponencial. Në mënyrë korrelative, numri i gjurmëve të padukshme që akumulohen në një mineral rritet me kalimin e kohës. Densiteti  $\rho_s$  (numri i gjurmëve/cm<sup>2</sup>) i gjurmëve të fisionit spontan, në sipërfaqën e brendshme të mineralit, të dukshme nga polirimi, do të jetë funksion njëkohësisht i përmbajtjes në U dhe i kohës prej kur këto gjurmë kanë filluar të regjistrohen. Në fakt, gjurmët e fisionit që ruhen në një mineral janë ato që formohen pas kalimit nën temperaturën e tij të mbylljes (gjatë ftohjes lineare në kohë).

Vetëm matja e densitetit  $\rho_s$  nuk mjafton për të përcaktuar "moshën e gjurmës së fisionit" të një minerali: duhet të njohim gjithashtu përmbajtjen e tij në Uran. Dimë që raporti <sup>235</sup>U/<sup>238</sup>U është konstant. Mund ta njohim pra përmbajtjen e <sup>238</sup>U, nëse përcaktojmë atë të <sup>235</sup>U. Për këtë rrezatojmë mineralin me një fluks neutronesh termike, në një reaktor bërthamor. Densiteti i gjurmëve të fisionit  $\rho_i$  të shkaktuara ose induktuara në këto kushte në një mineral varet njëherësh nga përmbajtja <sup>235</sup>U dhe nga fluksi  $\rho_d$  (neutron/cm<sup>2</sup>) të përdorur.

Në këto kushte, mund të tregojmë që ekuacioni moshor me datimin e gjurmëve të fisionit shkruhet (të shikohet aneksi):

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \times \ln\left(1 + \frac{\rho_s g \lambda_\alpha \phi \sigma}{\rho_i \lambda_f}\right) \quad (1)$$

Ku:

t- mosha e gjurmëve të fisionit,  $\rho_s$ - densiteti (numri/cm<sup>2</sup>) i gjurmëve spontane të fisionit,  $\rho_i$ , densiteti (numri/cm<sup>2</sup>) i gjurmëve të fisionit të induktuara, g, një "faktor gjeometrik", vlera e së cilit varët nga teknika e datimit të përdorur,  $\phi$  fluksineutronik,  $\sigma$  seksioni efikas i kapjes së neutronëve termike për fisionin e <sup>235</sup>U ( $570,8 \times 10^{-22}$ cm<sup>-2</sup>), I, raporti i përmbajtjes izotopike <sup>235</sup>U/<sup>238</sup>U, ( $7,2527 \times 10^{-3}$ )  $\lambda_f$ , konstantja e dezintegrimit (shpërbërjes) nga fisioni spontan i <sup>238</sup>U ( $8,216 \times 10^{-17}$ ans<sup>-1</sup>),  $\lambda_\alpha$ , konstantja e dezintegrimit nga radioaktiviteti i <sup>238</sup>U ( $1,55125 \times 10^{-10}$ ans<sup>-1</sup>).

Dozimetria neutronike sigurohet nëpërmjet anshlifeve qelqi, ose "monitorëve", që përmbajnë një sasi të njohur mirë të Uranit, të cilët rrezatohen bashkërisht me mineralet që do të datohen. Gjatë rrezatimit, sikurse në mineralet edhe në këto monitore, prodhohen gjurmë të fisionit të <sup>235</sup>U. Densiteti  $\rho_d$  i



Roli i thyerjes “Shkodër-Pejë” në shpejtësinë e ftohjes dhe ekzymimit (zhvarrosjes) së Albanideve të brendshme

gjurmëve të dukshme të induktuara në këto monitore është propocional me fluksin neutronik, duke u shprehur si më poshtë:

$$\phi = B \times \rho d \quad (2)$$

Ku: B është një konstante karakteristike e dozimetrit.

Ekuacioni moshor bëhet atëherë:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln\left(1 + \frac{\rho_s g \lambda_\alpha B \rho d \sigma I}{\rho_i \lambda_f}\right) \quad (3)$$

Në këtë ekuacion, dy terma shkaktojnë problem:

-Nga njëra anë është e vështirë të vlerësohet me saktësi termi  $B$

-nga ana tjetër, vlera e  $\lambda_f$  njihet vetëm në masën 15%. Këto vështiresi janë mënjanuar duke vendosur parametrin  $\zeta$ :

$$\zeta = \frac{B \sigma I}{\lambda_f} \quad (4)$$

Kështu përfitojmë formën finale të ekuacionit të moshës:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln\left(1 + \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho d \lambda_\alpha g \zeta\right) \quad (5)$$

Nëse densiteti i gjurmëve fosile ( $\rho_s$ ) dhe atyre të induktuara ( $\rho_i$ ) janë matur në një mostër standarte (mineral ose xham vullkanik) me moshë mjaft të njohur ( $t_{st}$ ), atëherë mund të llogarisim  $\zeta$  nga ekuacioni (6):

$$\zeta = \frac{\exp(\lambda_\alpha t_{st}) - 1}{\frac{\rho_{s(st)}}{\rho_{i(st)}} \rho d \lambda_\alpha g} \quad (6)$$

Çdo përdorues i metodës së gjurmëve të fisionit duhet të përcaktojë vlerën e tij të  $\zeta$ , e cila, për një reaktor nuklear dhe një pozicion të dhënë të rrezatimit, varet nga kushtet e dukshmërisë dhe vëzhgimit të gjurmëve, si dhe, në një masë të caktuar, nga kriteret e njohjes së gjurmëve. Në fund, vlera e këtij parametri varet nga monitorët e qelqit të përdorur.

Për përcaktimin e kësaj konstanteje, përdorim disa mostra etalone me mosha të njohura ndërkombëtarisht (Tab. 5.2-1).

Shkembinj etalon	Lokalizimi	Mosha $\pm 2\sigma$ (Ma)	Metoda	Referenca
<b>Apatit</b>				
Durango	Meksikë	30,68 $\pm$ 0,62	K/Ar (feldspath)	Naeser dhe Fleischer -1975
		31,40 $\pm$ 0,62	K/Ar (feldspath)	
		30,88 $\pm$ 0,62	K/Ar (feldspath)	
		31,91 $\pm$ 0,72	K/Ar (feldspath)	
		32,32 $\pm$ 0,72	K/Ar (feldspath)	
		<b>31,40 <math>\pm</math> 0,72</b>		
Mount Dromedary	Australi	(98,80 $\pm$ 0,60)	Rb/Sr (biotite)	Hurford dhe Green -1983
<b>Zirkon</b>				
Bishop Tuff	Kaliforni	0,760 $\pm$ 0,001	40Ar/39Ar (sanidine)	Van den Bogaard dhe Schirnick -1995
Buluk Member Tuff	Bakata (Kenia)	16,10 $\pm$ 0,20	K/Ar (feldspath-K)	McDougall dhe Watkins (1985)
		16,40 $\pm$ 0,20	K/Ar (feldspath-K)	
		<b>16,25 <math>\pm</math> 0,14</b>		
Tardree rhyolite	Irlanda veriore	58,70 $\pm$ 1,10	K/Ar (sanidine)	Hurford et Green -1983
<b>Apatite dhe Zirkon</b>				
Fish Canyon Tuff	Colorado (U.S.A.)	27,90 $\pm$ 0,70	K/Ar (plagioclase,anidine, biotite et hornblende)	Steven dhe al., 1967 Hurford et Hammerschmidt -1985
		27,42 $\pm$ 0,41	K/Ar (plagioclase,anidine, biotite et hornblende)	
		27,80 $\pm$ 0,20	40Ar/39Ar (biotite)	Kunk dhe al., 1985
		27,79 $\pm$ 1,40	K/Ar (plagioclase,anidine, biotite dhe hornblende)	
		<b>27,74 <math>\pm</math> 0,30</b>		

Tabela 5.2-1: Lista e etaloneve me mosha ndërkombëtarisht të njohura për datimet me gjurmët e fisionit. Për të përcaktuar kalibrimin tonë Zeta ( $\zeta$ ), kemi përdorur etalolin “Durango. Moshat në përgjithësi janë mosha të ponderuara.

Në këtë punim (Tab. 5.2-2), për të llogaritur vlerat  $\zeta$  si dhe për datimet kemi përdorur monitorët e qelqit 962 të Institutit Kombëtar për Standarde dhe Teknologji (NIST, Gaithersburg, Mariland, USA, për dozimetrinë neutronike).

Vlerat e  $\zeta$  të përfituara nga dy vëzhguës janë të ngjashme Tab. 5.2-2:

Vezhguesi	apatit	$\zeta$	$\pm 1\sigma$	Rrezatimi	zirkon	$\zeta$	$\pm 1\sigma$
B. Muceku	Durango 1	337,0	$\pm 9,6$	(2-2002)	FCT-7	139	$\pm 7,1$ (7-2002)
	Durango a	338,1	$\pm 9,8$	(4-2002)	FCT-6	136,6	$\pm 7$ (7-2002)
	Durango a'	337,7	$\pm 9,5$	(2-2003)	FCT-a	141	$\pm 10,4$ (3-2003)
	FCT-2	346,9	$\pm 28$	(4-2002)	FCT-6	154,6	$\pm 9,2$ (4-2004)
	FCT-3	336,8	$\pm 23$	(4-2004)	FCT	154,7	$\pm 12$ (6-2004)
	Durango a	338,1	$\pm 10$	(7-2005)			
	Vle. Ponderuar	337,9	$\pm 5,3$	(1-2015)	Vle. Ponderuar	142,7	$\pm 3,8$
E. Kutllovci		343,9	$\pm 4$				

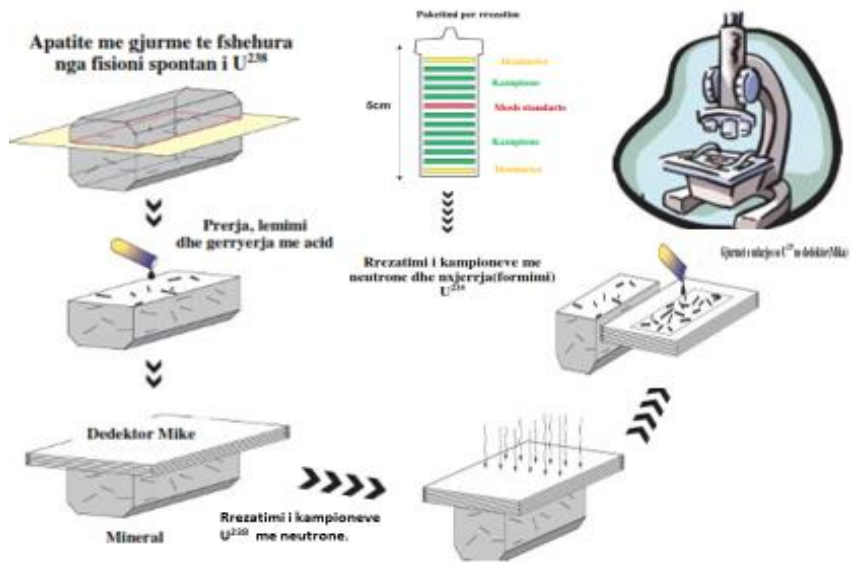
Tabela 5.2-2: Vlerat e parametrit  $\zeta$  të përdorur për këtë studim. Monitorët e qelqit të përdorur: NBS 962. Dur, Durango nga Meksika; FCT, Fish Canyon Tuff nga Kolorado.

### 5.3 Teknika e detektorëve të jashtëm

Në këtë studim janë propozuar disa qasje eksperimentale të datimit të gjurmëve të fisionit. Në këtë studim kemi përdorur teknikën e datimit të quajtur metoda e detektimit të jashtëm, në të cilën datojnë individualisht disa kristale të një lloji të një minerali. Kjo metodë është e domosdoshme kur variacionet e përmbajtjes në Uran janë të konsiderueshme nga njëri kristal në tjetrin, sikurse të zirkonit, ose të çdo kristal bartës i një historie termike specifike, sikur mineralet që kanë prejardhje nga shkëmbinjë sedimentarë detritikë (Gleadow dhe al. 1976; Hurford 1990).

Në metodën e "detektorëve të jashtëm", një fletë mike vendoset mbi anshlirin me kristale të poleruar dhe së bashku rrezatohen (fig. 5.3-1). Gjurmët e induktuara, të përfituara mbi detektorin (fletën e mikës) janë zmadhuar kimikisht dhe të dukshme në mikroskop optik. Densitetet e gjurmëve fosile dhe të induktuara të matura janë relativisht të së njëjtës sipërfaqe të një kristali. Megjithatë, meqë gjurmët e induktuara nuk janë drejtpërdrejt të matura mbi mineralin, por mbi një detektor të jashtëm (fletë mike), që regjistron gjurmët e fisionit, të shkaktuara në reaktor nga fisioni i  $^{235}\text{U}$ , ekziston një dallim gjeometrik në lidhje me origjinën e gjurmëve. Gjurmët fosile, në mineral, vijnë nga një hapësirë gjeometrike 4 steradiane, ngase punojmë në një sipërfaqe të brendshme të mineralit, e cila zbulohet me polirim (gjurmët e vëzhguara vijnë në mënyrë të barabartë nga atome të Uranit të vendosura mbi dhe nën sipërfaqën e vëzhgimit, para polerimit), kurse gjurmët e induktuara, mbi detektorin e jashtëm vijnë nga gjysma e hapësirës së vetme të mineralit që ka përballë dedektori (fig. 5.3.1).

Duke ndërhyrë me një faktor gjeometrik "g"; përvoja tregon që duke punuar mbi ballët paralele të drejtimit C të zirkonit ose apatitit me një detektor të jashtëm të muskovit (Gleadow dhe Lovering, 1977) përfitojmë një faktor "g"; konstant afër me 0,5.



### Numërimi i Gjurmëve (FT)

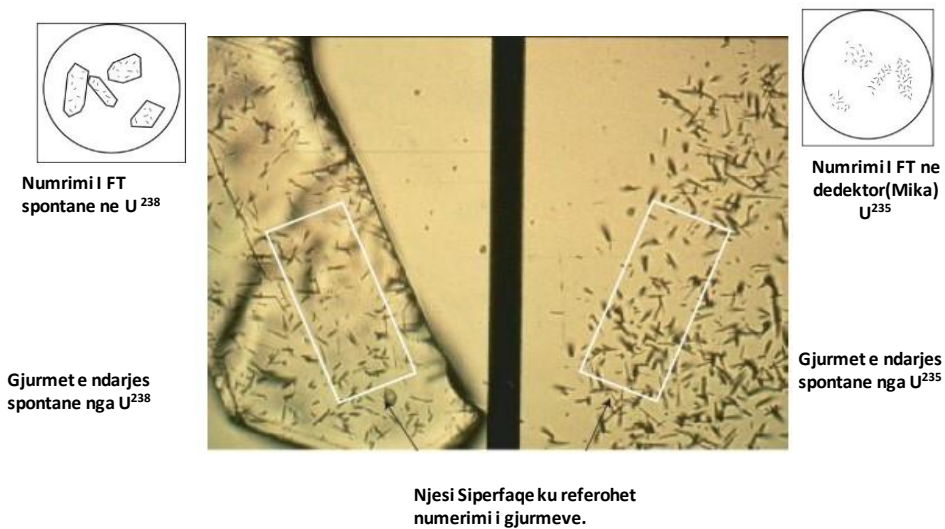


Figura 5.3-1: Shpjegimi skematik i metodës eksperimentale përfshirë dallimin e gjeometrisë së dy pjesëve të numërshme.

## 5.4 Domethënja e një Moshe Gjurmë e Fisionit

### 5.4.1 Zonat e Qëndrueshmërisë së Gjurmëve

Eksperiancat laboratorike në temperatura relativisht të larta dhe datimi i kristaleve të apatitit të marra në thellësi të ndryshme në shpimet e puseve të naftës, kanë treguar që temperatura është faktori kryesor i jostabilitetit të gjurmëve spontane të fisionit, në natyrë (Fleischer et al. 1975).

Në një pus naftë është vënë re se sa më shumë rritet temperaturura në një thellësi të caktuar, aq më më të shkurtëra janë gjurmët e fisionit të shfaqura në një mineral. Kjo shkurtësi e gjurmëve është funksion kryesisht i mineralit dhe i kohëzgjatjes së qëndrimit në një temperatur të caktuar.

Nën efektin e temperaturës, rrjeti kristalor i dëmtuar nga kalimi i fragmenteve të fisionit (gjurmët e fshehura), ka aftësinë e riorganizimit nga difuzioni ndërkristalor. Pra, Gjurmët e fshehura mund të tregojnë një ulje të gjatësisë së tyre (fig. 5.4-1).

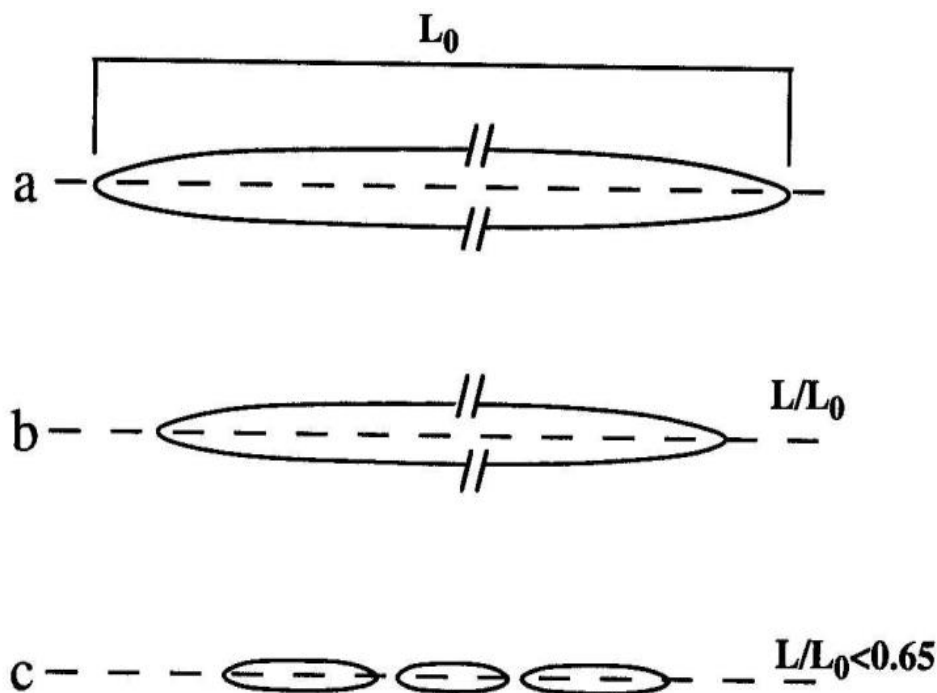


Figura 5.4-1: Prezantimi skematik i mekanizmit të reduktimit të pjesshëm të gjatësisë së gjurmëve (Carlson 1990).

Figura (a) tregon gjatësinë origjinale. (b) Zvoglimi i gjatësisë ndodh fillimisht nga shkurtimi aksial i pjesës cilindrike më funde konike të saj. Në nivel të lart temp, (c) pasi gjurma të jetë shkurtuar deri në raportin  $L/L_0 \approx 0.65$ , norma e zvoglimit të gjatësisë së gjurmëve shpejtohet nga segmentimi (modifikuar nga Corrigan, 1991).

Ky zvoglim është gjithashtu funksion i anisotropisë së mineralit. Për kohëzgjatje të njëjtë në një temperaturë të caktuar, norma e shkurtimeve është më e madhe për gjurmët të orientuara pingul me drejtimin C në raport me ato që gjenden paralel me këtë aks; sa më shumë kushtet temperaturë-kohë rriten, aq më shumë rritet ky dallim (fig. 5.4-2) (për rastin e apatitit, (Green et al. 1986; Donelick et al. 1991; Donelick dhe al. 1999). Norma e zvoglimit të gjurmëve varet gjithashtu nga përbërja kimike. Për kushtet të njëjta, gjurmët e fisionit në apatite të pasura me Cl janë shumë më rezistente (në shkurtes) se sa ato të pasura me OH dhe F (Green et al. 1985; Crowley et al. 1999; Carlson dhe al. 1999; Barbarand dhe al. 2003b). Për mineralin e apatitit, është vëzhguar një ndikim i presionit mbi gjatësinë e gjurmëve nga (Wendt dhe al. 2002) (për presion më shumë se 1 kbar) por mbetet i diskutueshëm (Khon dhe al. 2003). Një varësi e tillë për zirkonin është e panjohur (Fleischer dhe al. 1965b; Brix dhe al. 2002; Yamada dhe al. 2003). Moshja « gjurmë e fisionit » (GJF) përcakton kohën (nga ekuacioni (5)) prej të cilës gjurmët spontane (fosile) janë regjistruar, por me kusht që të jenë plotësisht të ruajtura, do të thotë që gjatësia e tyre mesatare e dukshme të jetë e afërt me ato të gjurmëve të induktuara. Në rast të kundërt, me gjurmë më të shkurta, të ardhura nga një histori termike e mineralit që datohet, atëherë mosha GJF do të jetë një moshë minimale e kohës së fillimit të regjistrimit të gjurmëve të dukshme.

Në përgjithësi, për mineralet, përcaktojmë tre fusha të stabilitetit termik të gjurmëve të fshehura (Wagner dhe Storzer, 1972) (fig. 5.4-3). Zona e paqëndrueshmërisë së plotë (ZPP), Zona e mbajtjes së pjesëshme (ZMP) dhe zona e qëndrueshmërisë së plotë (ZQP). Zona e paqëndrueshmërisë së plotë (ZPP), ku temperatura është më e madhe se  $120 \pm 10^\circ\text{C}$  për apatitët dhe më e madhe se  $\sim 280^\circ\text{C}$  për zirkonët, është një fushë "e fshirjes" totale të gjurmëve fosile. Në këtë zonë, gjurmët nuk janë të qëndrueshme. Sapo ato formohen, ato zhduken shpejt për arsye të riorganizimit të shpejt dhe të plotë të rrjetit kristalor. Në këtë zonë gjurmët e fshehura kanë jetëgjatësi të shkurtër. Zona e mbajtjes së pjesëshme, ose zona e pjekjes së pjesëshme (ZMP), është zona ku gjurmët shfaqen më të shkurtëra nga ndikimi i kohës dhe temperaturës. Për apatitit, ndërmjet  $120$  dhe  $60^\circ\text{C}$ , ( $\sim 270^\circ\text{C}$  dhe  $\sim 200^\circ\text{C}$  për zirkonin), si pasojë e formimit të një gjurme rrjeti kristalor nuk riorganizohet plotësisht. Është zona në të cilën gjatësitë e dukshme të gjurmëve varen nga temperatura e ambientit në një thellësi të caktuar. Këto gjatësi të dukshme zvoglohen progresivisht deri sa zhduken kur temperatura arrin  $\sim 120^\circ\text{C}$ , për apatitit (këto limite ndryshojnë pak, për afërsisht  $10^\circ\text{C}$ , për kohëzgjatje të ndryshme: dhe mund të ndryshojnë më shumë se  $40^\circ\text{C}$ , në funksion të përbërjes kimike) dhe  $\sim 270^\circ\text{C}$  për zirkonët (në funksion të normës së ftohjes dhe të normës së dëmtimeve rezatimeve alfa). Për një kohë të caktuar të qëndrimit, gjurmët e dukshme janë edhe më të shkurtëra, tek baza e kësaj ZMP (fig. 5.4-3).

Prezantimi i ndryshimit të gjatësive të gjurmëve të induktuara në apatitet e Durango-s sipas kushteve të ndryshme të pjekjes së pjesëshme. Për një gradë relativisht të dobët të pjekjes së pjesëshme (a-c), gjatësit e gjurmëve, në funksion të këndit të tyre në raport me aksin C janë të shpërndara uniformisht sipas një elipsi. Për gradë relativisht më të mëdha të pjekjes së pjesëshme (d-f), është i vëzhguar një ulje e rëndësishme e gjatësive të gjurmëve që kanë një kënd të madh në raport me aksin C, ("elipsi i thyer"). Sa më shumë rritet « pjekja » e pjesëshme, aq më shumë "thyerja" e elipsit kthehet duke ardhur paralel me drejtimin C (Donelick dhe al. 1999; 2005).

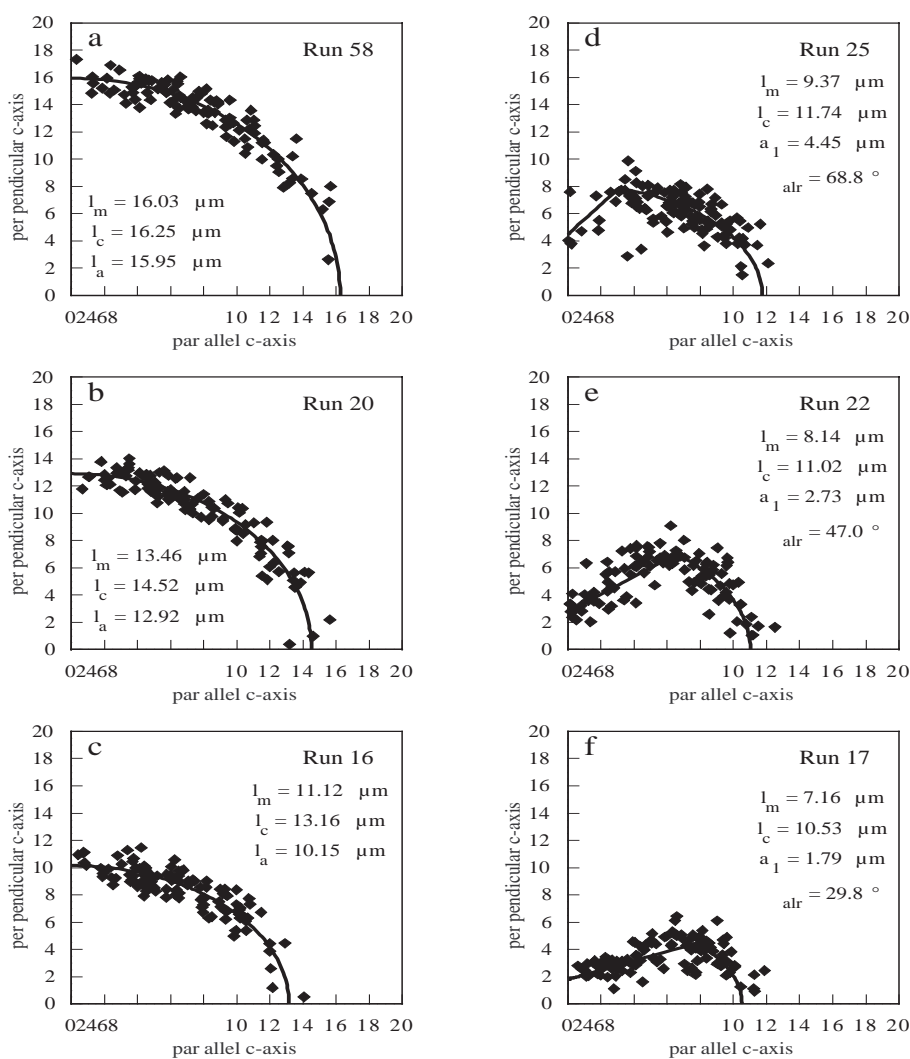


Figura 5.4-2: Prezantimi i ndryshimit të gjatësive të gjurmëve të induktuara në apatitet e Durango-s sipas kushteve të ndryshme të pjekjes së pjesëshme.



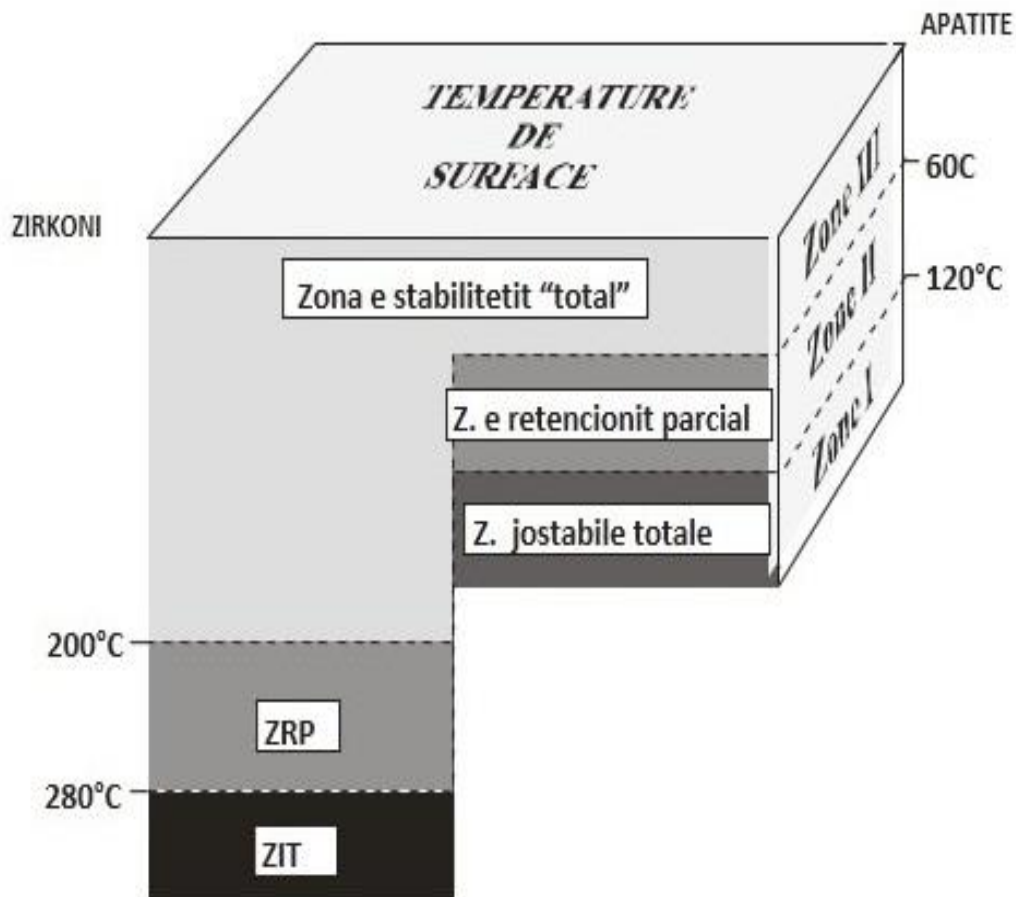


Figura 5.4-3: Zona e paqëndrueshmërisë së plotë (ZPP), Zona e mbajtjes së pjesëshme (ZMP) dhe zona e qëndrueshmërisë së plotë (ZQP).

Skema që përmban zonat e mbajtjes së pjesëshme (ZBP) të zirkoneve dhe apatiteve. Zona e qëndrueshmërisë së plotë (ZQP) është zona e regjistrimit të plotë të gjurmëve. Nga temperatura sipërfaqësore deri në 60°C për apatitët dhe 200°C për zirkonët, ekziston vetëm një ndikim minimal i saj mbi gjatësitë e gjurmëve të cilat janë më të mëdha sesa ato të matura mbi mineralet që kanë qëndruar në zonën e mëparshme dhe kanë gjatësi të përafërt me gjurmët e induktuara (në reaktor bërthamor).

### 5.4.2 Shpërndarja e gjatësive të gjurmëve të mbyllura, rasti i Apatitit

Nga Nga fakti që gjatësitë e gjurmëve të fisionit ndryshojnë sipas një game të temperaturës (në brendësi të ZMP), është e mundur të interpretojmë më mirë dhe më saktë një moshë gjurmë të fisionit, nëse përcaktojmë shpërndarjen e gjatësive të tyre të dukshme. Për këtë duhet të matim gjurmët e përfshira plotësisht brenda kristalit, në mënyrë që të përcaktojmë gjatësinë e saj. I kryejmë këto matje mbi gjurmët që quhen të mbyllura. Sipas një përkufizimi do të quajmë gjurmë të mbyllur të gjitha gjurmët plotësisht të përfshira brenda një minerali dhe që mund të bëhen të dukshme nga një reagent i përshtatshëm, vetëm nëse ato priten nga një gjurmë tjetër, e cila gjithashtu pret sipërfaqen e mineralit ku hidhet reagenti (TINT, "Track IN Track"), ose nëse pritet nga një thyerje edhe ajo prerëse me sipërfaqen e mineralit (TINCLE, "Track IN Cleavage"), (L lëng ose përfshirja minerale e shpjegueshme (TINDEF "Track IN DEFECT") (Donelick dhe al 2005) (fig. 5.4-4.a). Ato që masim janë paralele me sipërfaqën e polirimit (fig 5.4-4. b) Në studimin kemi kryer matje vetëm mbi TINT dhe TINCLE në kristalet e apatitit.

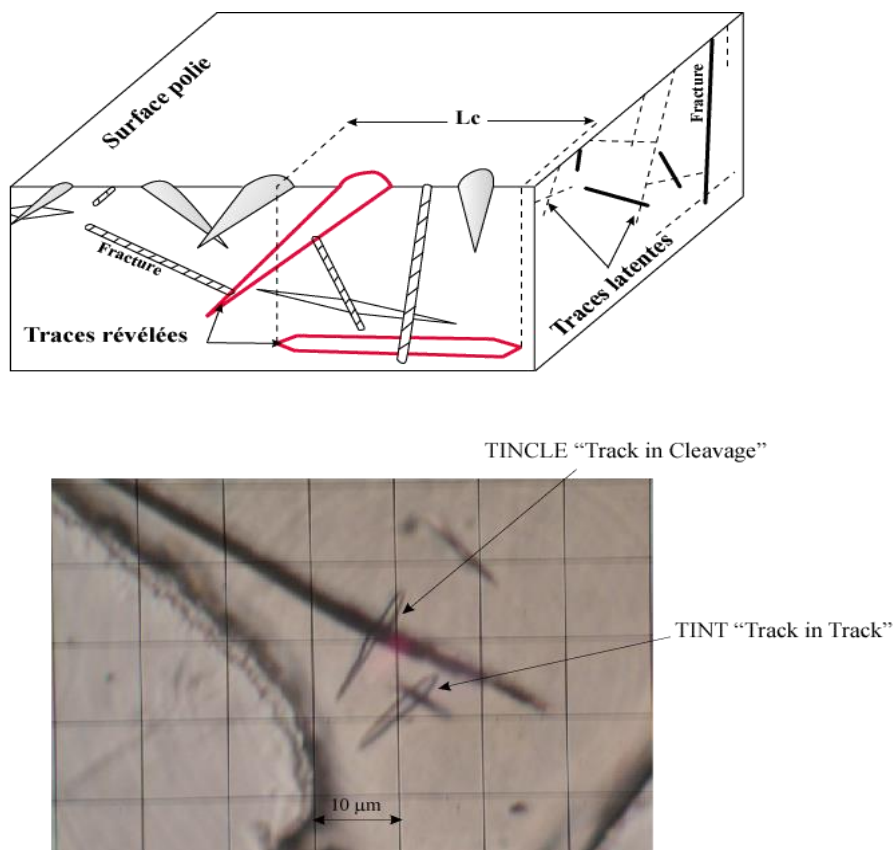


Figura 5.4-4: a) Pamje skematike në të cilën shikohet forma e gjurmëve në thellësi të quajtura gjurmë të mbyllura të përdorura për studimin e shpërndarjes së gjatësive të tyre. b) Fotografi e gjurmëve të mbyllura mbi sipërfaqën e kristalit të apatitit (Muceku B. 2006).

Vërejmë që në mostrat standarde të apatitit, të shkëmbinjve vullkanikë, të cilat nuk janë nxehur më shumë se 60°C pas shpërthimit të tyre (Fish Canyon Tuff, Perëndimi i Shteteve të Bashkuara dhe Durango, Meksikë), që gjurmët fosile janë mesatarisht rreth 1 deri 1,5 µm më të shkurtra sesa gjurmët e induktuara, gjatësia mesatare e tyre (MTL) ndryshon nga 14.5 deri 15 µm me një devijim standard midis 0,8 dhe 0,9 µm (Gleadow et al. 1986) MTL për zirkonët është ~10.5 µm, (Hasebe dhe al. 1994). Gjurmët e fisionit të 238U dhe 235U teorikisht duhen të kenë shpërndarje të njëjtë të gjatësive të tyre. Ndryshimi i vërejtur vjen ndoshta nga një riorganizim, në kushte natyrore, ndonjë nga stabiliteti i defektit të përhapjes në ekstremitete të gjurmëve të fshehura. Në të vërtetë, dëmi për njësitë rrugës së energjisë përgjatë rrjetit të krijuar nga fisioni zbutet në skaje të gjurmëve, përfshirë një gjatësi të reduktuar të gjurmëve të fshehura fosile. Kemi vërejtur edhe në laborator këtë zvogëlim në funksion të intervalit të kohës nga rrezatimi në reaktor dhe krijimi i gjurmëve të fshehura deri në çastin e reaksionit kimik që ato bëhen të dukshme (Green et al. 1986; Donelick 1991). Megjithatë, pranojmë që ato përfitojnë shpejt një qëndrueshmëri. Kështu, gjurmët e fisionit spontan të shkëmbinjve vullkanikë të FCT (28 Ma) dhe të Mont Dome (98 Ma) prezantojnë shpërndarje të ngjashme, të përqëndruar tek 14,5 µm.

Shpërndarja e gjatësive të gjurmëve fosile është kryesisht funksion i rrugës së mineralit në hapsirën kohë-temperaturë.

Figura 5.4-5 tregohen tre skenare të tipit:

Kurba I përfaqëson rastin e shkëmbinjve vullkanikë ose të denuduar shpejt, që kanë pësuar një ftohje shumë të shpejtë pas vendosjes së tyre, për shembull, nga zhvarrosja tektonike. Koha e kaluar në ZMP është e shkurtër. Gjatësia mesatare e gjurmëve fosile të mbyllura është e lartë, >14 µm, dhe devijimi standard është ≤1 µm (gjurmët të formuara plotësisht në një temperaturë nën 60°C).

Kurba II i korrespondon një norme të ftohjes mjaft të ngadalshme (erozion dhe denudimit progresiv). Gjatësia mesatare e gjurmëve të mbyllura është më e vogël, deri në 12-13 µm, devijimi standard është >1 mm, deri në 1,9 µm, sipas normës së ftohjes, minerali ka kaluar në mënyrë efektive një kohë më të gjatë në ZMP sesa në rastin e mëparshëm. Shpërndarja paraqet një pjerrësi karakteristike të anës së gjatësive të vogla të gjurmëve.

Kurba III shpreh rastin e një rruge më komplekse të realizuar gjatë një zhytje, nën shkëmbinj sedimentare, të një metamorfizmi të kontaktit, ose për shembull, si pasojë e qarkullimit të ujrave hidrotermale: ftohja e shkëmbit pas një ngjarje të tillë termike të moderuar.

Të gjitha gjurmët e prodhuara përpara maksimumit të fundit termik janë zvogëluar në një shpërndarje të gjatësive të gjurmëve tipike të kësaj temperature.

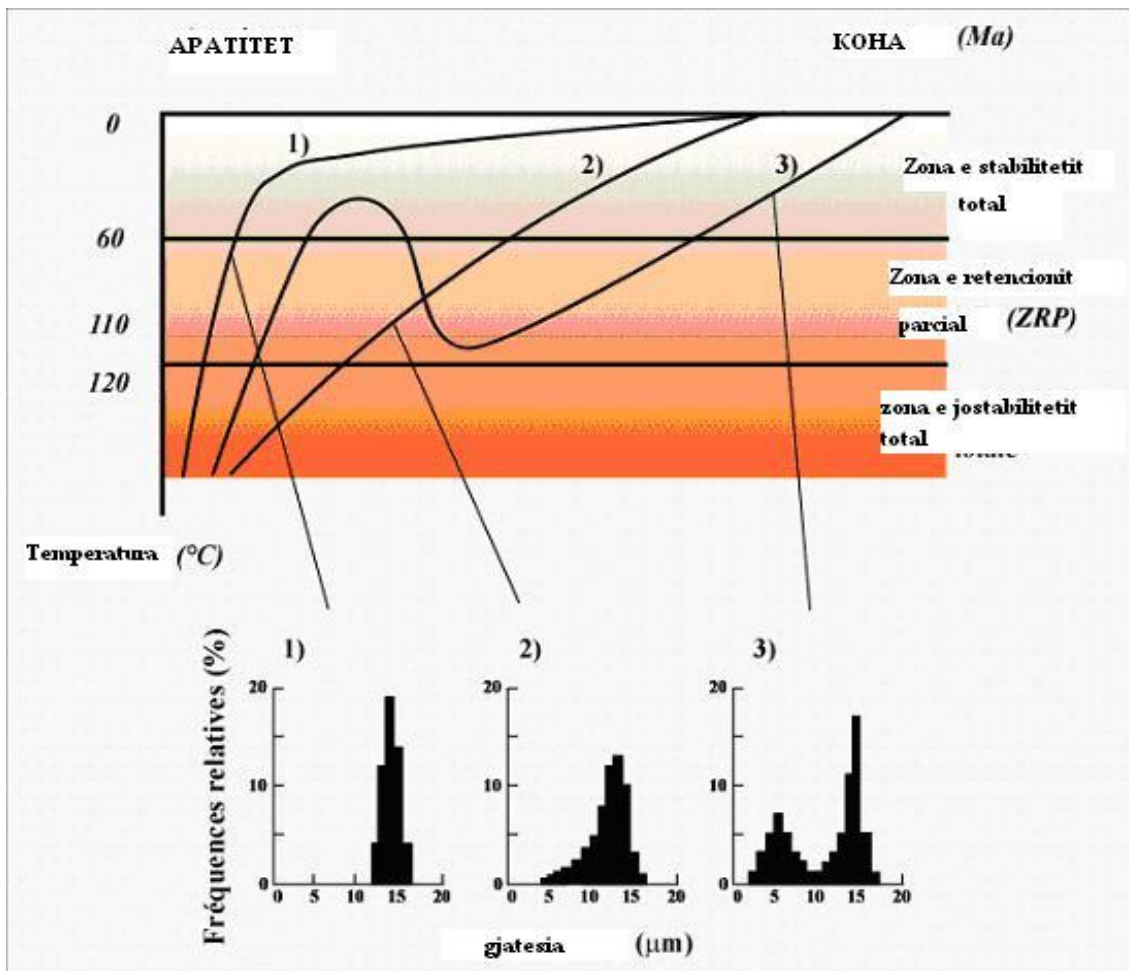


Figura 5.4-5: Diagramat e historive të ndryshme termike të mundshme të përcaktuara për një mostër në funksion të shpërndarjes së gjatësive të gjurmëve të mbyllura.

Disa gjurmë më të gjata do të rishfaqen pastaj, gjatë ftohjes finale: kemi në këtë rast një shpërndarje të gjatësive të gjurmëve bimodale, gjatësia mesatare e së cilës mund të zbrësë deri në 10-12 µm dhe devijimi standard të arrijë 3 µm. Në raste të shumta, megjithatë, nuk kemi të bëjmë me shpërndarje aq karakteristike. Për të interpretuar bashkësinë moshë/shpërndarje të gjatësive të gjurmëve të apatiteve duhet pra të përdorim një model optimizmi i të dhënave. Në këtë punim kemi përdorur atë të (Ketcham et al. 2000; 2005).

### 5.4.3 Parametri kinetik i gjurmëve të Fisionit

Kemi parë që kinetika e shkurtesës së gjurmëve të fisionit, përveç kohës dhe temperaturës është po ashtu e kontrolluar nga përbërja kimike e Apatitit. Për të pasur një lidhshmëri ndërmjet kinetikës së shkurtesës së gjurmëve në raport me përbërjen kimike, autor të ndryshëm propozojnë të masin parametrat mbi çdo kokërr të datuar dhe çdo kokërr që masim gjatësit e gjurmëve. Një përshkrim i hollësishëm i parametrave kinetik dhe rëndësia e matjeve të tyre është dhënë nga (Donelick et al. 2005).

Këta parametra janë:

- Dpar, mesatarja aritmetike e diametrit të gjurmëve të projektuara, paralelisht me aksin C të apatitit.
- Cl %, përmbajtja në përqindje e Klorit, ose Cl apfu, (numëri i atomëve të Cl për njësi të formulës).
- OH apfu, përmbajtja në hidrksil, (numëri i atomëve për njësi të formulës).
- mikrospektroskopia Infra-Kuq (IK), ku karakteristikat e përvetësimit IK janë funksion i përmbajtjes në F dhe Cl të apatitit.
- Dëmtet e grumbulluar nga rrezatimi  $\alpha$  në apatit dhe në zirkon, nga zvogëlimi  $\alpha$  të U dhe Th.

Masa e parametrave kinetik, Cl apfu, OH apfu (Carlson et al. 1999), mikrospektroskopia IK (Siddall dhe Hurford 1998), dëmtimet e grumbulluara të rrezatimit  $\alpha$  (Hendriks dhe Redfield 2004; Garver et al. 2004), janë komplekse dhe japin rezultate të përkryera edhe (Donelick et al. 2005) insiston të përdoret matja e parametrave kinetik Dpar dhe Cl%. Dpar është lidhur pozitivisht me Cl % dhe OH% dhe negativisht me Fl % (Donelick et al. 1993; Donelick et al. 1995; Burtner et al. 1994).

Studime të kryera nga (Carlson et al. 1999) kanë treguar që mund të kemi një vlersim të efekteve të përbërjes kimike mbi ndryshimet e gjatësive të gjurmëve, duke matur Dpar. Gjurmët e fisionit mbi apatit kanë vlera të ulta të Dpar ( $\leq 1,7 \mu\text{m}$ , kur apatitet janë të sulmuar nga acidi HNO<sub>3</sub>, 5,5 molar gjatë 20 sekondave, në temperatur në 21°C), dhe që shkurtojnë relativisht shpejt, karakterizojnë më tepër kalikan-fluorapatitë, tipi i apatitit më i përhapur. Gjurmët e fisionit që prezantojnë vlera të larta të Dpar ( $\geq 1,7 \mu\text{m}$ ) dhe shkurtohen më ngadal nga raporti i homologëve të tjerë, janë më tepër klorapatitët.

Kokrrizat e apatitit që kanë përqindje të vogël të Cl (<1-2 %) prezantojnë shpesh herë, por jo në të gjitha rastët, gjurmë që shkurtohen relativisht më shpejt në raport me homologët e tyre me vlera të larta të Cl % (>1-2 %), (Carlson dhe al. 1999; Barbarand dhe al. 2003a).

Kinetika e shkurtimeve të gjurmëve të fisionit nuk është kontrolluar vetëm nga parametri kinetik Cl %. Elemente të tjerë mund të luajnë rol të rëndësishëm, që është vënë në dukje nga tretshmëria e apatitit (lidhur drejtpërdrejt me Dpar, (Carlson et al. 1999). Kokrrizat e apatitit që i qëndrojnë më pak shkurtimeve (Dpar ≤ 1,50 μm ; Cl % = 0 ), pësojnë një fshirje totale të gjurmëve të tyre të fisionit deri në 100-110°C, në një mjedis gjeologjikë ndërsa kokrrat që i qëndrojnë më shumë shkurtimeve (Dpar ≥ 3,00 μm ; Cl % ≥ 3 %) pësojnë një fshirje totale të gjurmëve të tyre në një temperaturë që mund të arrijë 160°C. Kur kokrrizat më pak të qëndrueshme gjenden në zonën e paqëndrueshmërisë totale, ndërsa për kokrrizat më shumë të qëndrueshme reagojnë sikur sapo kanë hyrë në zonën e mbajtjes së pjesshme (Ketcham et al. 1999). Shohim pra, ZRP ose temperatura e mbylljes ndryshon në funksion të përbërjes kimike të apatitit. (Donelick et al. 2005) nënvizon rëndësinë e matjes së këtyre dy parametrave kinetik, sidomos për shkëmbinjët sedimentar. Nëse nuk marrim të paktën njërin nga këta parametra (Dpar et Cl %) matja e kryer e gjatësisë së gjurmëve nuk është përfaqësuese.

#### 5.4.4 *Modelet termike*

Pak më parë sapo pamë që historitë e ndryshme termike të shkëmbinjve korrespondojnë me shpërndarjet karakteristike të gjatësive të gjurmëve të mbyllura (fig. 5.4-5). Kështu që, nëse njohim shpërndarjen e gjatësive të gjurmëve, është e mundur të rivendoset historia termike e një mostre nën temperaturën e saj të mbylljes. Për këtë lipset mbështetja te një model sasiore i fshirjes termike të gjurmëve, që mundëson parashikimin e moshës dhe shpërndarjen e gjatësive të gjurmëve të mbyllura që rezultojnë nga një histori termike e caktuar. Këto modele, bazuar mbi përvojën laboratorike, ekzistojnë për apatitët që prej dy dekadave të fundit. Kohët e fundit modele të tilla janë propozuar gjithashtu për zirkonët, por nuk janë ende shumë të përdorshëm.

Modele sasiore janë propozuar nga (Corrigan 1991; Crowley et al. 1993a; Gallager 1995; Hadler et al. 2001; Issler 1996a; Ketcham et al. 2000; Ketcham 2005; Lutz dhe Omar 1991; Willet 1997. Karakteristikat bazë të këtyre zgjedhjeve janë të ndërtuara nga:

- një model teorik i shkurtimit të gjurmëve të mbyllura, që parashikon se si ky sistem ndryshon në funksion të kohës dhe temperaturës.
- një algoritëm që llogarit në mënyrë të vazhdueshme evoluimin e modelit mbi një rrugë kohë-temperaturë.
- një mënyrë statistikore për të krahasuar llogaritjet modelet me të dhënat e matura.
- një strategji për zgjedhjen e rrugëve kohë-temperaturë që mund të krahasohen me të dhënat, dhe kërkimin e modeleve optimale të rrugës kohë-temperaturë që përputhen me të dhënat e matura.
- një mënyrë për të parë gamën e rrugëve kohë-temperaturë koherente me të dhënat e matura, (Ketcham et al. 2005).

Në punimin tonë kemi përdorur modelin AFTsolve (Ketcham et al. 2000) dhe HeFTy (Ketcham et al. 2005). Ata kanë përparësinë në raport me të tjerët, parashikojnë rrugët kohë-temperaturë si një sistem multi-kinetik, pasi ata kryejnë korrigjimin e ndikimit të anisotropisë së apatitit mbi gjatësinë e gjurmëve dhe marrin parasysh parametrat kinetikë të secilës kokrrizë dhe të secilës kokrrizë, së cilës i kemi matur gjatësinë e gjurmëve.

## 5.5 Saktësimi dhe prezantimi i një moshe gjurme të fisionit

### 5.5.1 Shpërndarjet e moshave TF.

Në një shkëmb metamorfik ose plutonik, apatitet dhe zirkonët e tyre mund të kenë më shumë se një popullim moshash sipas historisë së qëndrimit të mostrës në ZRP. Për apatitet, kjo vjen për shkak të ndryshimit të ndryshueshmërisë së fshirjes së gjurmëve ndërmjet klor apatit dhe fluor apatit, pasi këta të fundit janë pak më të ndryshëm, sidomos kur  $T=90^{\circ}\text{C}$  (Green et al. 1987). Për zirkonët, kjo i atribuohet gradave të ndryshme të metamiktizimit, do të thotë të ndryshimit (alterimit) të rrjetit të tyre kristalor nga lëvizja e bërthamave të transmetuesve  $\alpha$  që ata përmbajnë (U, Th dhe pasardhësit e tyre radioaktivë  $\alpha$ ). Dhe mbi të gjitha, për të njohur moshat e ndryshme të prejardhjeve të kristaleve, është e domosdoshme të njihen moshat individuale të çdo kristali apatiti apo zirkoni.

### 5.5.2 Testi i $\chi^2$ .

Precizionin e një moshe gjurmë e fisionit me metodën e detektorëve të jashtëm varet nga ngjashmëria e moshave të çdo kristali të të njëjtit kampion. Varet po ashtu nga gabimet statistike të lidhura me numërimet, po aq mbi gjurmët fosile dhe të shkaktuara (induktuara), si dhe mbi gjurmët e monitorëve.

Për të testuar ngjashmërinë e moshave gjurmë të fisionit përdorim testin e Chi-katror ( $\chi^2$ ) (Galbraith, 1981; Green, 1981). Kjo konsiston në numërimin e gjurmëve fosile (spontane) dhe të shkaktuara (induktuara), dhe krahasuar ato me numrin e pritur për një shpërndarje puasoniane  $(1/\text{numër})^{1/2}$ , ku mesatarja është ajo e N kokrrizave të numëruara ( $\chi^2$ ); pra, llogaritet për një shkallë lirie  $V = N-1$ , ku N është numri i kokrrizave të datuara.

Konsiderojmë që nëse vlera e  $P(\chi^2)$  është më e madhe se 5%, testi është pozitiv. Jemi në prezencë të një tipi të vetëm të popullimit, kjo do të thotë që të gjitha kokrrizat e datuara i përkasin popullimit të vetëm moshe. Duhet cekur që sa më shumë vlera është afër 100%, aq më shumë kjo reflekton me një shpërndarje të ulët të moshës. Kur  $P(\chi^2) < 5\%$ , kemi të bëjmë me më së paku dy popullime moshash. Ky test megjithatë nuk lejon të përcaktojmë numrin e popullimeve të moshave të pranishme në kampionin e analizuar.



### 5.5.3 Shpërndarja e moshës qendrore.

Për llogaritjen e moshës së çdo mostre, kemi përdorur metodën e moshës qendrore (Galbraith dhe Laslett, 1993). Kjo metodë na mundëson të llogarisim mesataren logaritmike (moshë qendrore) të moshave të kokrrizave të ndryshme të datuara, por edhe një parametër të shpërndarjes që mundëson të vërehet nëse të gjitha moshat i përkasin ose jo të njëjtit popullim. Ky parametër i shpërndarjes shprehet në përqindje dhe konsiderojmë që ka më shumë se një popullim moshe në një kampion, nëse ky parametër është >30% dhe një popullimi të vetëm, nëse është < 15%. Situata është e pasigurt kur shpërndarja është e përfshirë në mes të këtyre dy vlerave.

### 5.5.4 Përfaqësimi i një moshe gjurmë e fisionit

Gjatë studimit tonë, moshat e fituara mbi apatitet dhe zirkonët janë llogaritur nga programi i (Dunkl 2001). Ky program ndjek procedurën e llogaritjes së moshës qendrore (Galbraith dhe Laslett 1993) dhe mundëson një pamje të diagramave "radiale" dhe "njëkohëse". Në këta tipa diagramash, çdo pikë përfaqëson një kristal të analizuar (Galbraith 1988, 1989) (fig. 5.5-1).

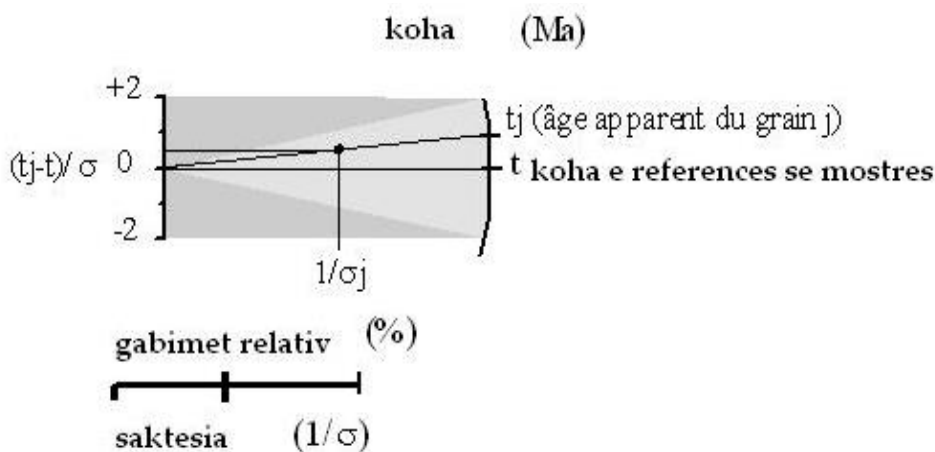


Figura 5.5-1: Tipi i përfaqësimi të një moshe gjurmë e fisionit në formë të diagramit radial për apatitet dhe për zirkonët.

Ky grafikë mundëson një pamje mjaft të mirë të të dhënave, nga që çdo moshë është e përfaqësuar me gabimin e saj në një pikë të vetme. Kjo mundëson kështu të realizojmë shpërndarjen e moshave të kokrrizave individuale rreth një moshe reference. Gabimet e moshave individuale llogariten sipas statistikes se Puasonit:  $\sigma = [(1/N_s) + (1/N_i) + (1/N_d)]^{1/2}$ .

## **6. ASPEKTE EKSPERIMENTALE ME ANALIZEN E GJURMEVE TE FISIONIT**

Datimet Datimet e paraqitura në këtë punim janë realizuar në mineralin e apatitit. Për këtë qëllim, për secilin nga kampionet e analizuara janë marrë në terren rreth 5 kg sasi shkëmbore, të cilat janë bluar dhe është kryer ndarja mineralogjike. Të gjitha operacionet e bluarjes dhe ndarjes janë kryer në Labororet e Fakultet të Gjeologjisë dhe Minierave. Duke përdorur teknikat konvencionale që i korrespondojnë përdorimit të lëngjeve të rënda, për të realizuar ndarjen e mineraleve të apatitit dhe zirkonit, është punuar sipas procedurës së më poshtme:

Për këtë qëllim janë zgjedhur rreth 40 kampione, të cilët janë bluar dhe pas sitjes janë seleksionuar fraksionet 80 deri 160  $\mu\text{m}$ , si dhe nga 160 deri me 250  $\mu\text{m}$ , kampionet me fraksionet e sipërpermendura i kemi kaluar në tavolinën gravitacionale, fraksionet e rënda që përftojmë nga tavolina i kemi kaluar në separator magnetik, i cili lejon largimin e mineraleve magnetikë dhe paramagnetikë. Pastaj fraksioni “jomagnetik” është kaluar në lëngje të rënda, përkatësisht në tetrabromoetan, i cili lejon përfitim të mineraleve më dendësi mbi 2.85 g/cc. Për përfitim të apatitit dhe zirkonit, mineralet me dendësi më të madhe se 2.85 g/cc i kemi kaluar në jodurin e mitilenit, i cili ka dendësi 3.3 g/cc, kështu që në fraksionin me dendësi më të madhe se 2.85 g/cc dhe më të vogël se 3.3 g/cc do të përftojmë mineralin e apatitit, ndërsa në fraksionin me dendësi më të madhe se 3.3 g/cc atë të zirkonit.

Sipas procedurës së mësipërme do të përftojmë mineralin e apatitit, i cili ka dendësi midis 2.85 dhe 3.3 g/cc, dhe mineralin e zirkonit, i cili ka dendësi më të madhe se 3.3 g/cc.

Si përfundim kemi montuar dhe poleruar rreth 12 kampione me mineralin e apatitit, të cilët, për të zmadhuar gjurmët e fisionit dhe për t'i bërë të dukshme në mikroskop optik, kampionet do të vendosen për 20 s në temperaturë 21°C në acid Nitrik 5.5 M. Pastaj këto kampione janë dërguar për rrezatim me neutrone termike në centralin bërthamor të kërkimit shkencor « Heinz Maier- Leibnitz (FRM II) » në Universitetin Teknik të Mynihut në Gjermani.

## 6.1 Përgatitja e kristaleve të Apatitit

Kristalet e apatit janë përzgjedhur në bazë të morfologjisë pak a shumë homogjene, të cilat janë hedhur në një sipërfaqe të sheshtë në mënyrë që aksi kristalografik i tyre të jetë paralel me këtë sipërfaqe. Mbi ta kemi hedhur materialin për të përfituar një anshlif rrethor me diametër rreth 18 mm dhe trashësi 1-2 mm, sipërfaqja e të cilit është poleruar në mënyrë që kristalet e apatitit të « zbulohen » deri në gjysmën e tyre. Ky proces është shumë i rëndësishëm, sepse gjatë polerimit mund të krijohen vijëzime, të cilat pas reaksionit kimik zmadhohen dhe ndikojnë shumë në datimin e kristalit, duke e komplikuar atë.

Gjurmët spontane zmadhohen, bëhen të dukshme në mikroskop optik me acid nitrik (5 molar) për 20 s në një temperaturë 21°C. Pastaj një fletë mike (muskovit i varfër në U) ngjitet në cdo anshlif si detektor i jashtëm përpara se të rrezatohet.

## 6.2 Kushtet e rrezatimit

Rrezatimi neutronik i kampioneve është realizuar në Centralin Bërthamor të Kërkimit Shkencor « Heinz Maier-Leibnitz (FRM II) » në Universitetin Teknik të Mynihut në Gjermani. Fluxi nominal i neutroneve termike është rreth  $1,4 \times 10^{13}$  n/cm<sup>2</sup>. Kohëzgjatja e rrezatimit është e variueshme, me një mesatare rreth 35 sekonda për kampionet e zirkonit, duke i korresponduar një fluksi neutronik  $5 \times 10^{14}$  n/cm<sup>2</sup> dhe 255 sekonda për kampionet e apatitit, me një fluencë rreth  $4,5 \times 10^{15}$  n/cm<sup>2</sup>.

Rrezatimet e zirkoneve dhe apatiteve kryhen të veçanta. Gjithsesi procedura është e njëjtë. Kampionet (anshlifet me kristalet e apatiteve) vendosen në një cilindër me diametër 2 cm dhe gjatësi rreth 7 cm. Në përgjithësi, dy dozimetra të fluencës neutronike vendosen paraprakisht në të dyja skajet e cilindrit për të kontrolluar gradientin e fluksit të neutroneve. Këta dozimetra janë anshlife xhami CN-1, CN-5 dhe 962 të NIST (National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg, Maryland, USA). Këta detektorë janë të mbuluar nga të dyja faqet e tij nga një fletë mike (muskovit i varfër në U). Pas rrezatimit, fletët e mikave vendosen në acid fluorhidrik (HF me 48%) për rreth 18 minuta, me qëllim zbulimin e gjurmëve të fisionit, të cilat i quajmë të « shkaktuara » ose të « induktuara » nga fisioni i <sup>235</sup>U në kampione dhe detektorët e jashtëm

Matja e densitetit të gjurmëve të induktuara dhe fosile janë kryer me mikroskop optik me objektiv X100 dhe okular X10 në dritë të përshkruar. Kur kristalet e apatitit janë të vendosur në linja të rregullta, mund të indentifikojmë lehtësisht imazhin (gjurmët e induktuara mbi fletën e mikës) të një kristali. Gjithsesi, në punën tonë kristalet janë hedhur në formë pudre. Kjo teknikë lejon të vendosim më shumë se 100 kristale për çdo kampion në sipërfaqen e një anshlifi dhe të zvogëlojmë në mënyrë domethënëse kohën e montimit të kampioneve, por ka pengesën e vështirësisë së gjetjes së « imazhit » të kristalit në detektorin e jashtëm. Megjithatë kjo vështirësi zgjidhet duke përdorur një platine automatike të komanduar nga një program softuerik me anë të cilit regjistrojmë pozicionin e dy kristaleve në raport me tri pika reference dhe në këtë mënyrë, në çdo moment mund të gjejmë pozicionin e çdo kristali dhe të imazhit të tij në fletën e mikës. Ky sistem është i montuar në Departamentin e Shkencave të Tokës pranë Fakultetit të Gjeologjisë dhe Minierave. Në përfundim 13 datime moshore janë kryer në mineralin e apatitit

## 7. REZULTATET DHE DISKUTIMI I MOSHAVE TE GJURMEVE TE FISIONIT

### 7.1 Rezultatet

Në tabelën e mëposhteme janë paraqitur 13 moshat e gjurmëve të fisionit në apatit. Të gjitha moshat e perfutuara vijnë nga shkëmbinjë kristalinë. Në tabelë janë paraqitur moshat qëndrore (Hurford 1990; Galbraith dhe Laslett 1993) me një gabim  $\pm 1\sigma$ . Ato variojnë nga  $21.2 \pm 1.8$  Mv dhe  $30.0 \pm 3.9$  Mv.

Kampionet	Iartesia	n	rs	Ns	ri	Ni	rd	Nd	P(c2)	D	t±1s
	m.		105 /cm2		105 /cm2		105 /cm2		%	%	Ma
T4-1	1945	19	0.416	-79	1.147	-218	3.571	-7689	100	0	25.9±3.9
T10-1	2326	15	4.067	-610	11.4	-1710	3.571	-7689	90.36	0	25.5±2.3
T10-2	2323	20	4.01	-802	11.62	-2324	3.571	-7689	57.08	2	24.7±2.1
T11	1880	18	1.822	-328	5.628	-1013	3.571	-7689	99.99	0	23.2±2.3
T12	1977	18	1.028	-185	2.444	-440	3.571	-7689	83.67	9	30.0±3.9
T13-1	2293	6	1.35	-81	4.217	-253	3.571	-7689	75.9	0	22.9±3.4
T13-2	2296	7	0.757	-53	2.3	-161	3.571	-7689	24.59	5	23.6±4.2
T16	1525	23	1.309	-301	3.552	-817	3.571	-7689	99.94	0	26.3±2.7
T17	1783	21	0.662	-139	1.786	-375	3.571	-7689	99.98	0	26.5±3.3
B-316	2100	14	0.193	-27	0.479	-67	3.571	-7689	100	0	28.8±6.9
J1-1	650	19	6.974	-1325	18.411	-3498	3.571	-7689	13.96	6	26.9±2.3
J1-2	400	19	5.089	-964	17.158	-3260	3.571	-7689	91.97	0	21.2±1.8
L1-1/a	264	20	0.895	-179	2.59	-518	3.571	-7689	80.58	1	24.7±2.9

Tabela 7.1-1: Rezultatet e datimeve me metodën e Gjurmëve të fisionit në apatit, në zonën e studimit.

### HARTA GJEOLGJIKE

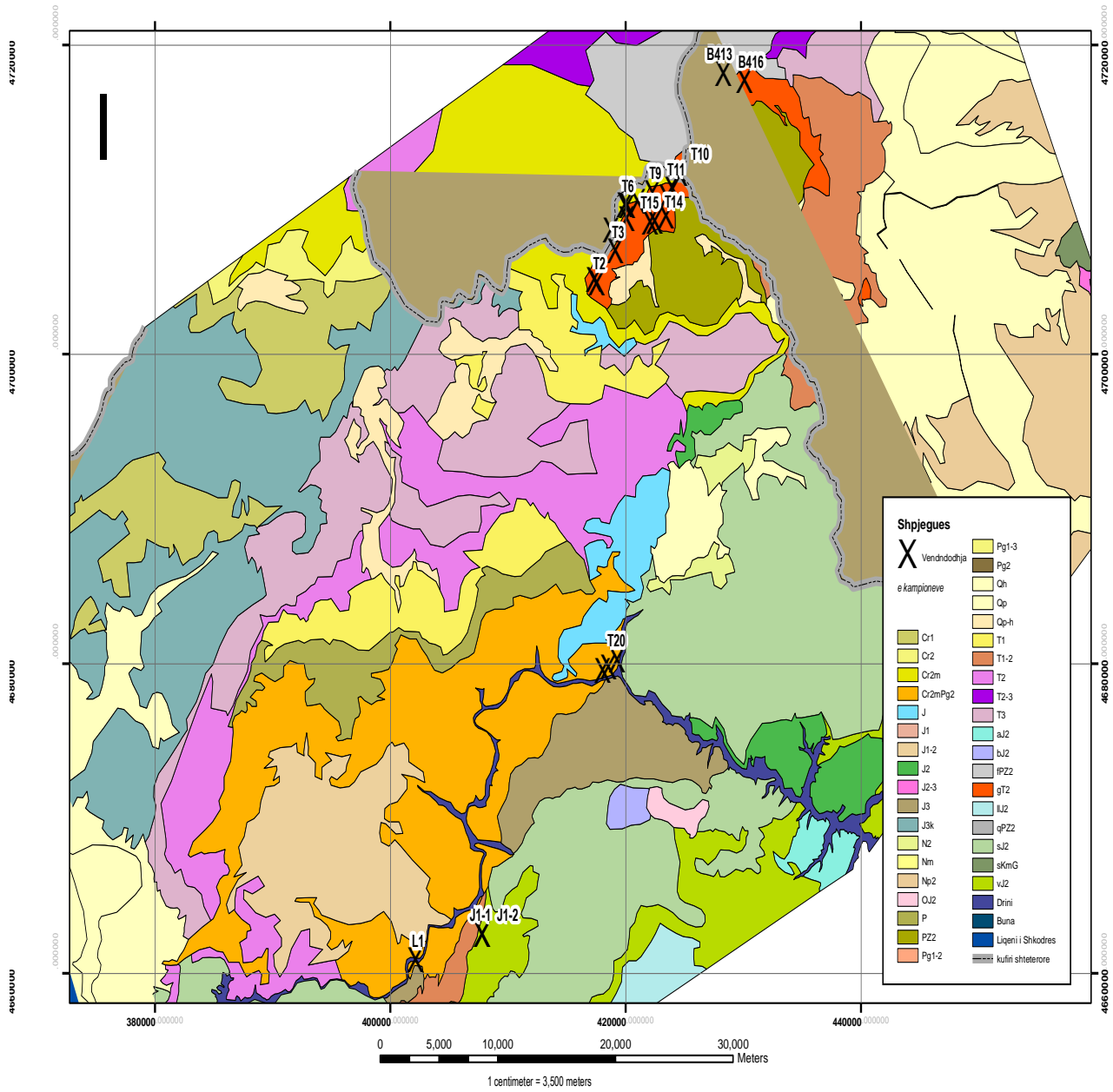
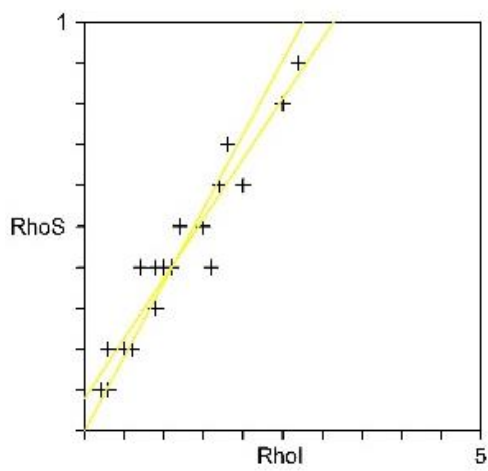
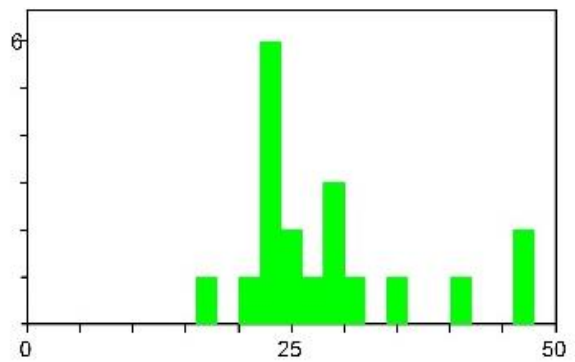
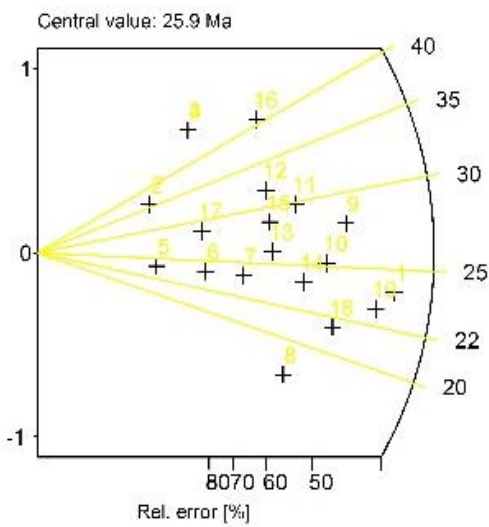
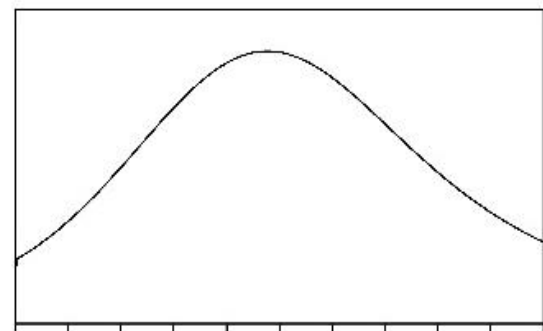


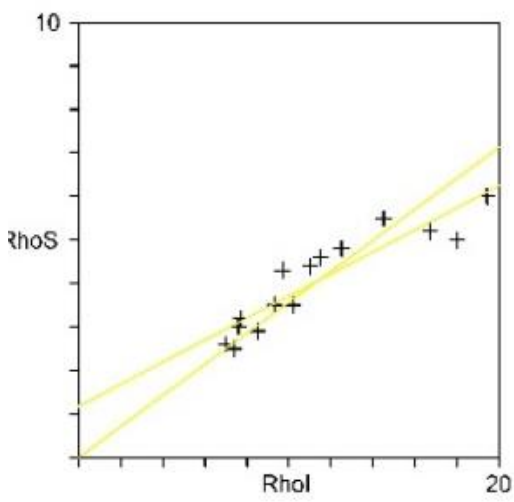
Figura 7.1-1: Paraqitje e moshave të vendosura mbi hartën gjeologjike të rajonit në studiu.

Paraqitja grafike e diagramave tërthorë thyerjes Shkodër-Pejë,

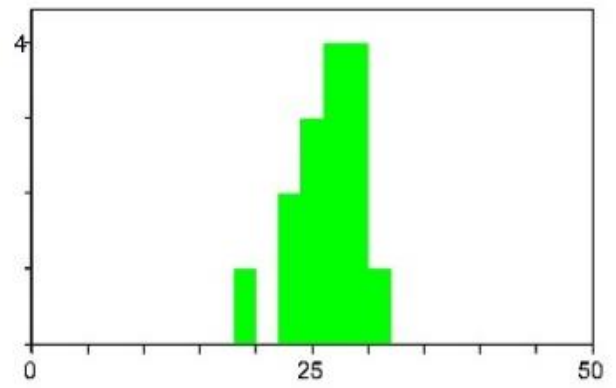
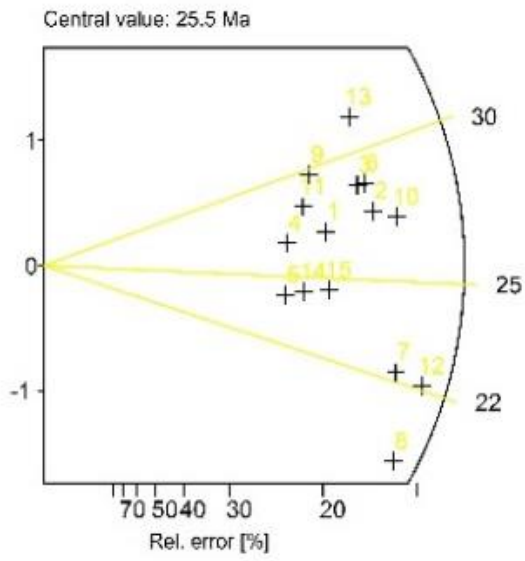
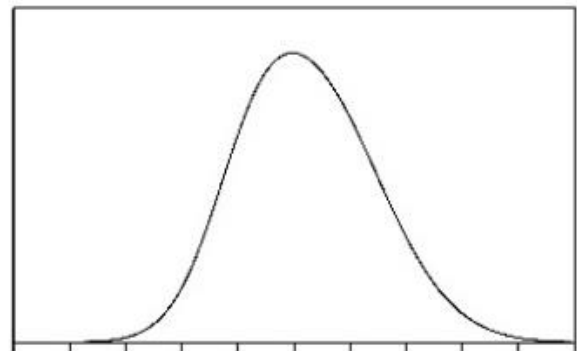


T4-1.apa  
T4-1  
Apatite  
19 crystals

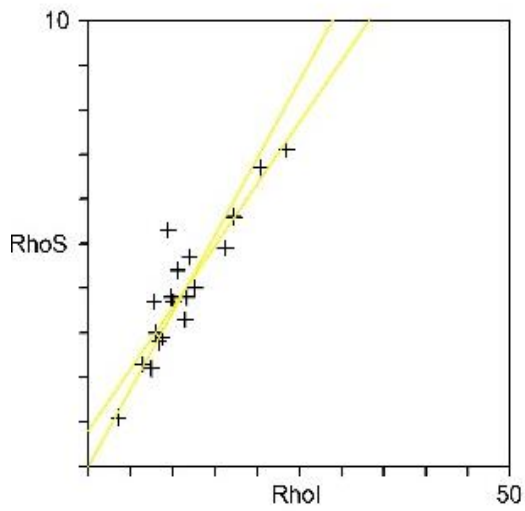




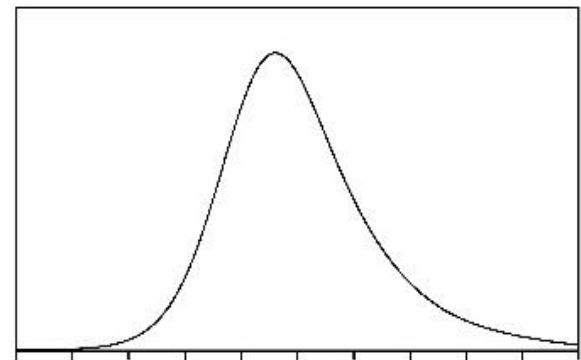
T10-1.apa  
 T10-1  
 .  
 Apatite  
 15 crystals



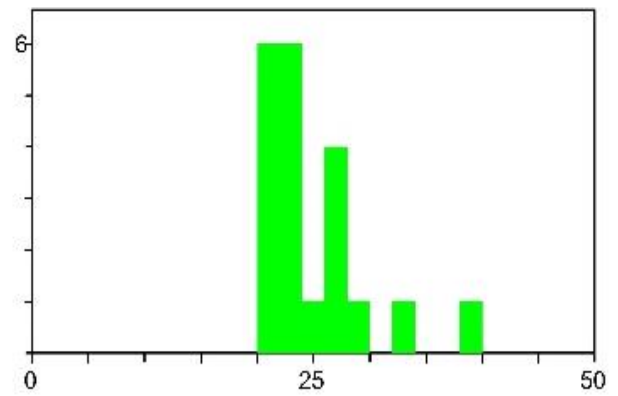
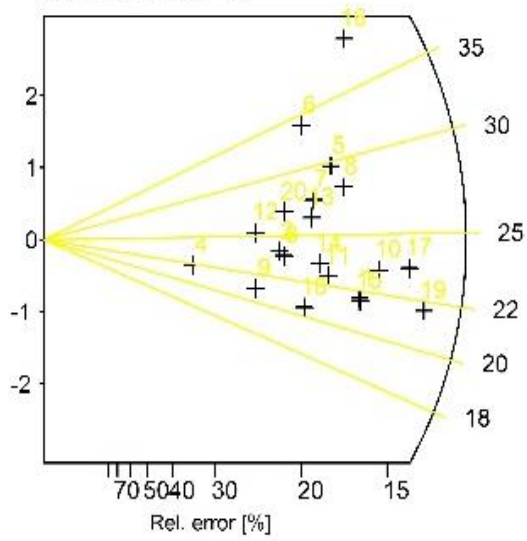


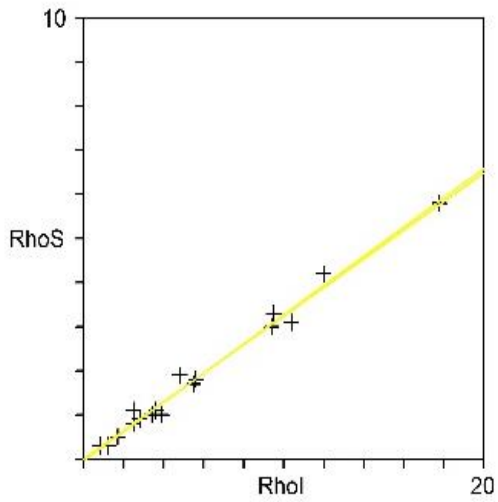


T10-2.apa  
 T10-2  
 Apatite  
 20 crystals

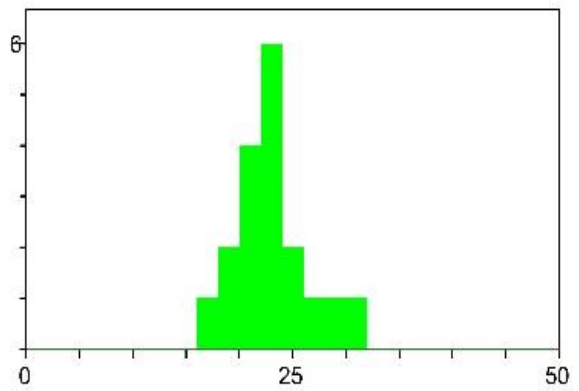
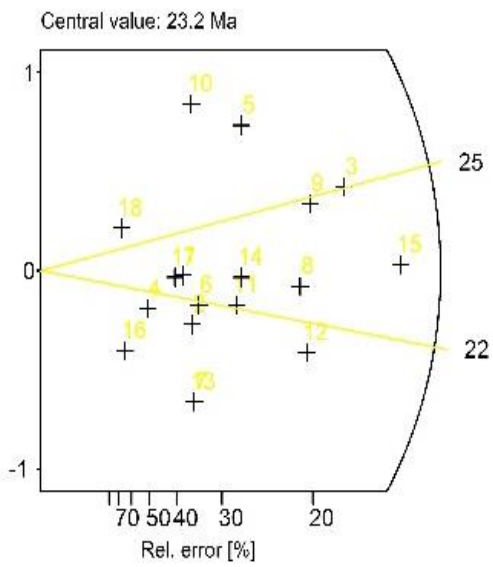
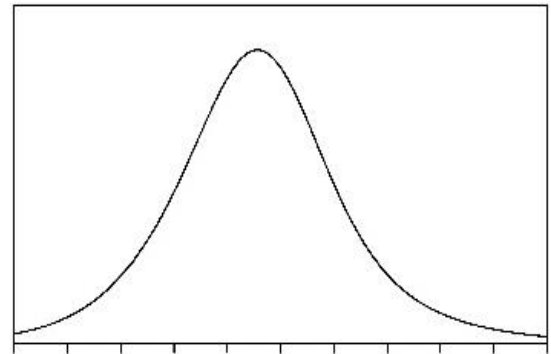


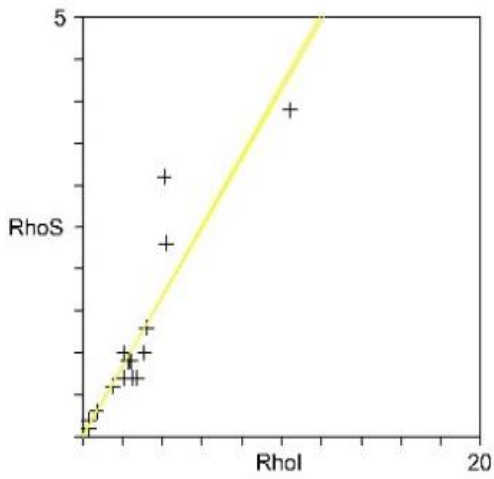
Central value: 24.7 Ma



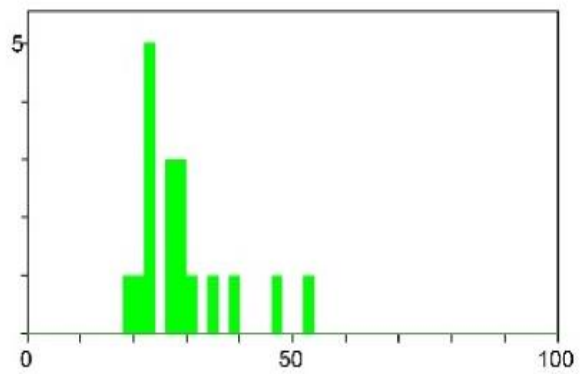
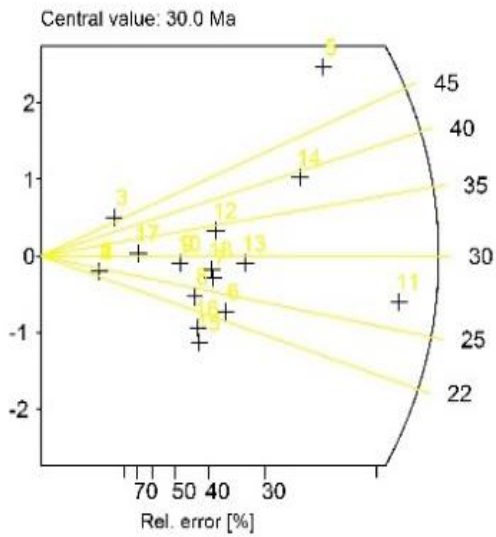
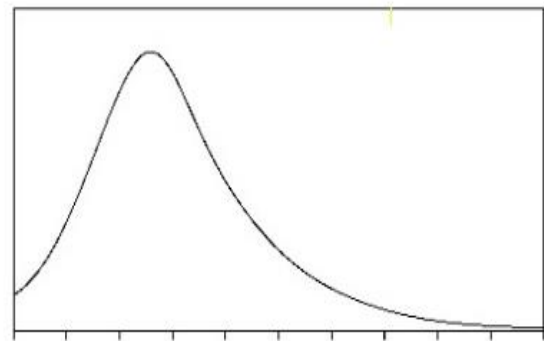


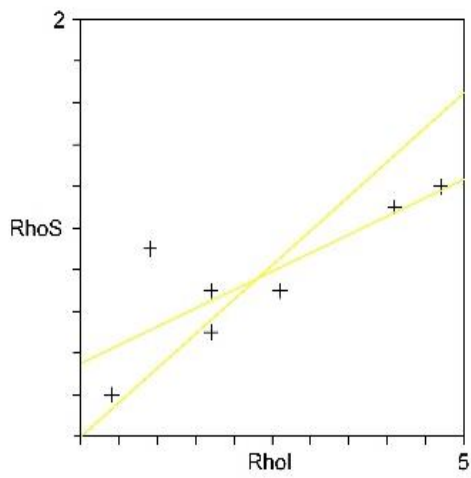
T11.apa  
 T10-2  
 Apatite  
 18 crystals





T12.apa  
T12  
Apatite  
18 crystals

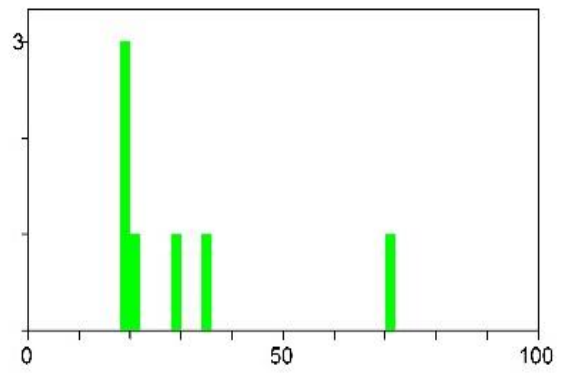
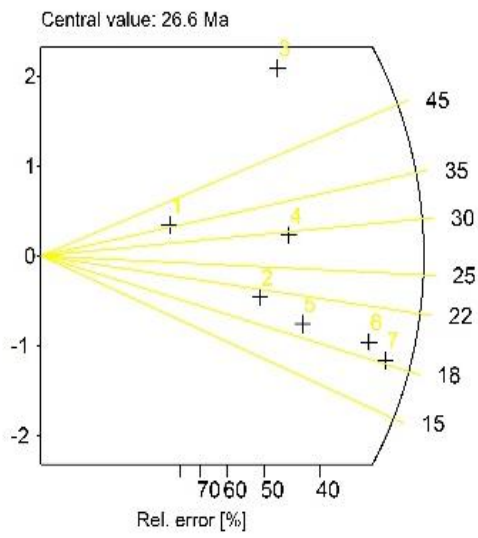
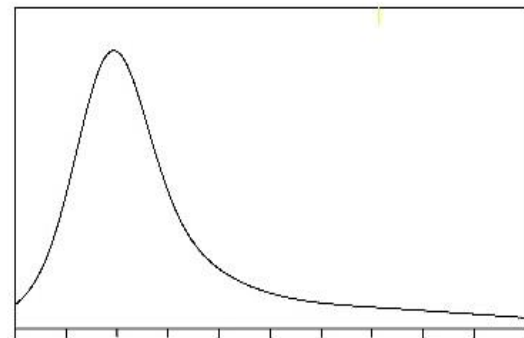


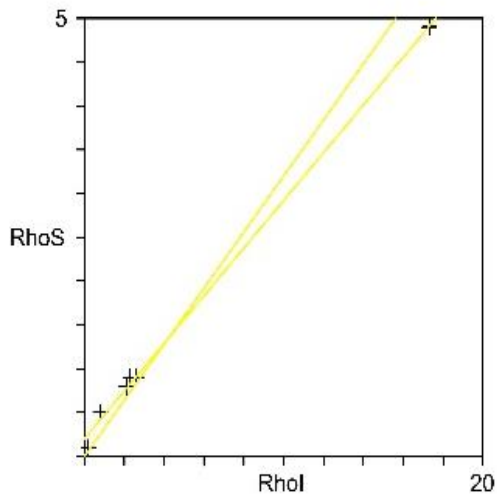


T13-2.apa

T13-1

Apatite  
7 crystals

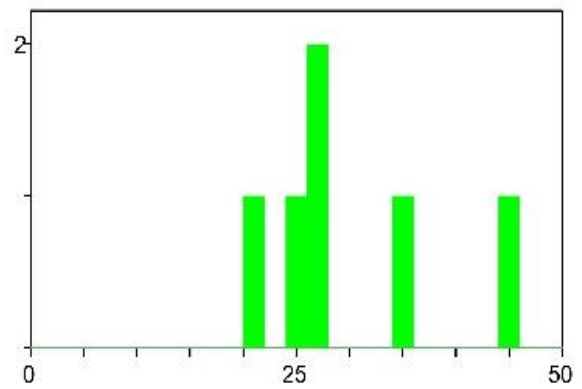
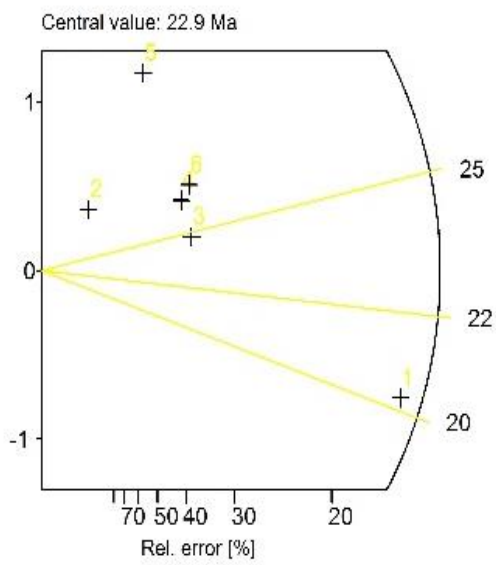
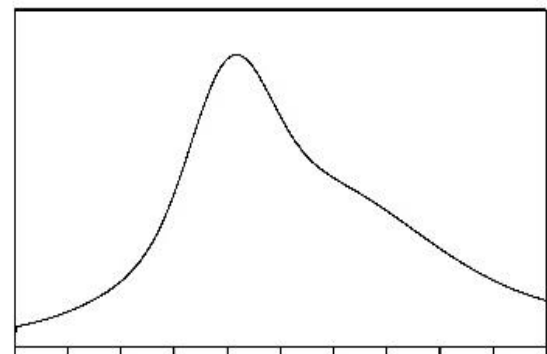


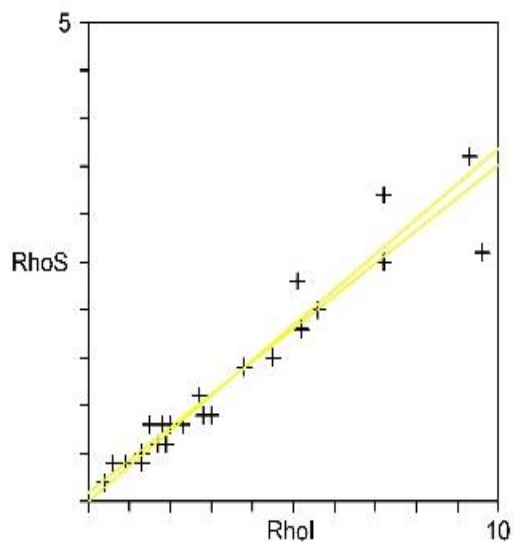


T13-1.apa

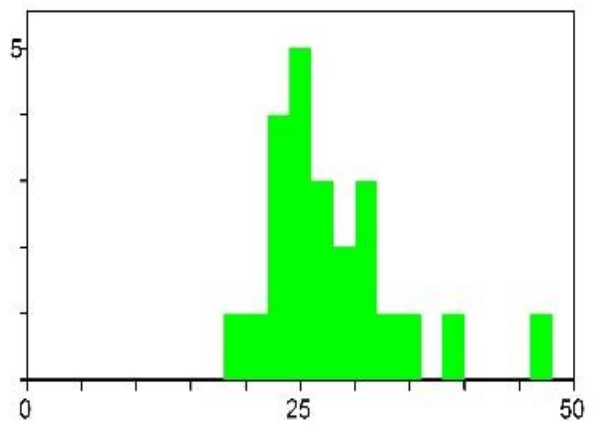
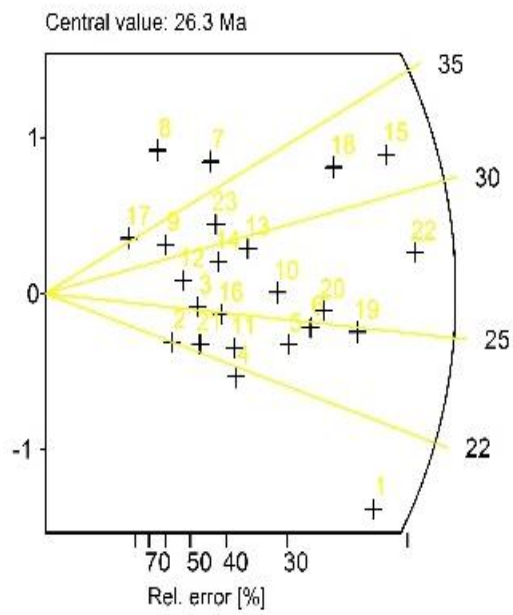
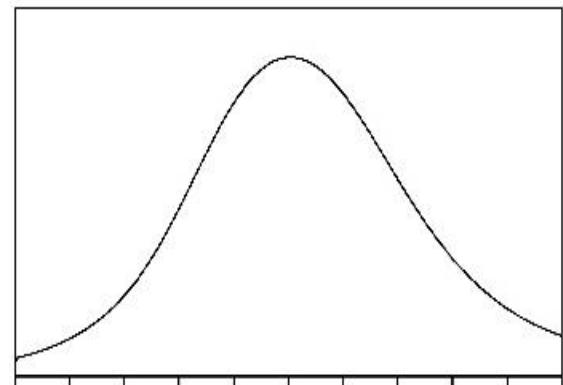
T13-1

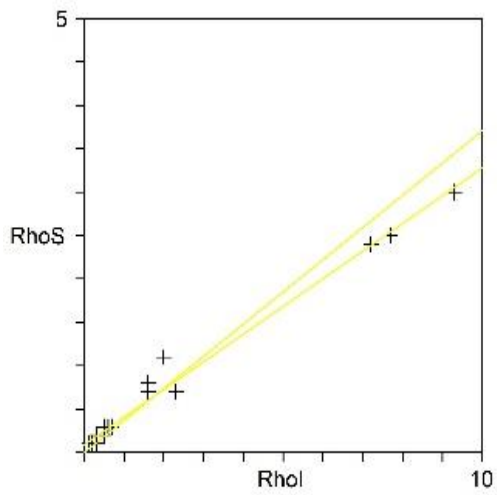
Apatite  
6 crystals



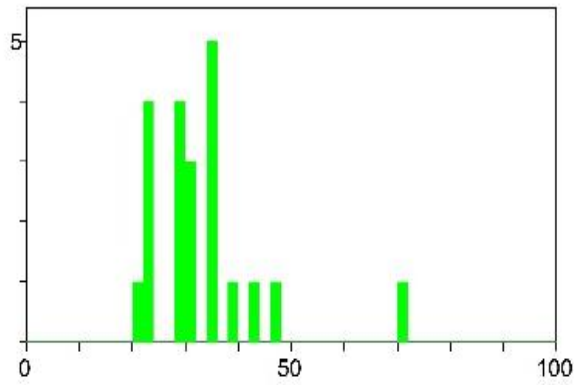
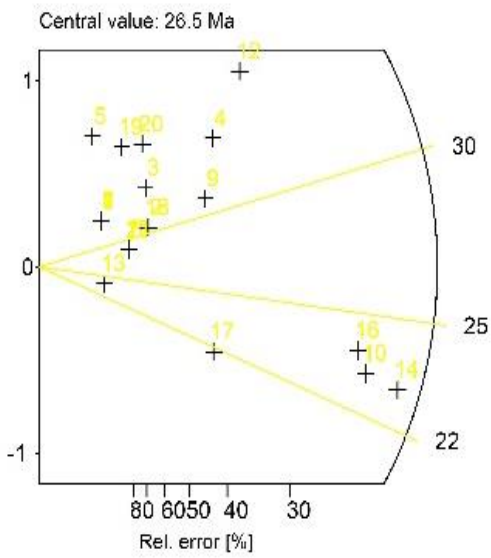
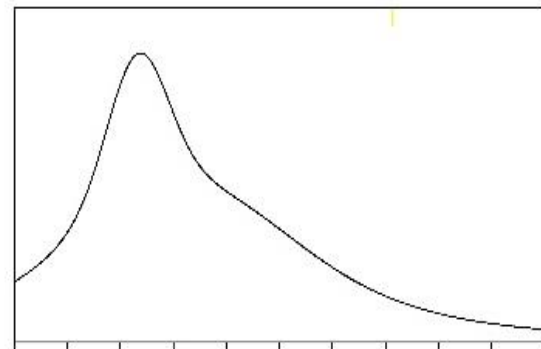


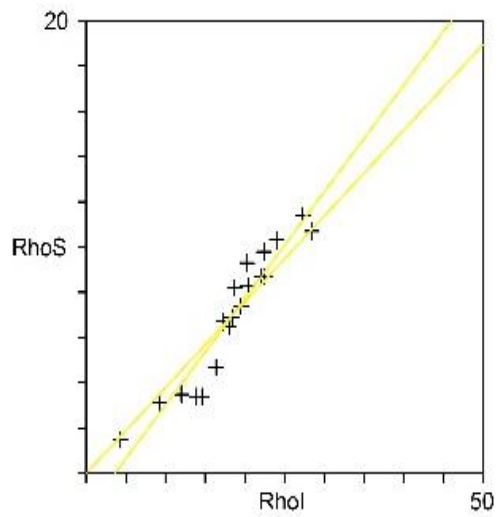
T16.apa  
 T16  
 Apatite  
 23 crystals



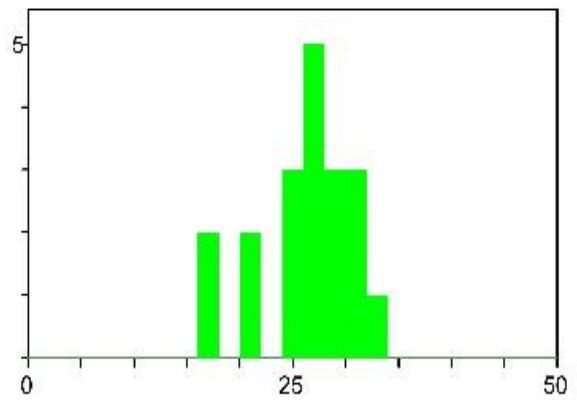
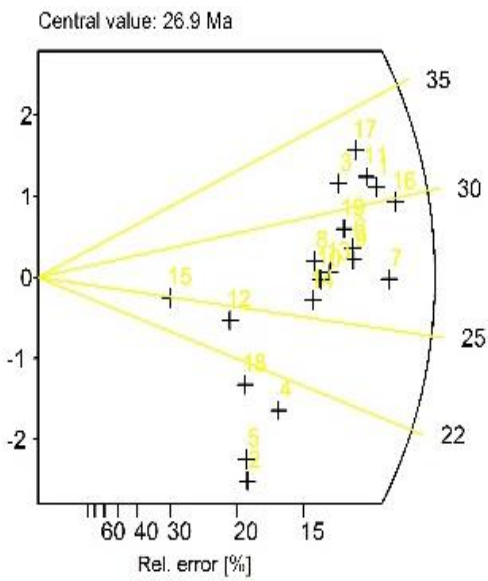
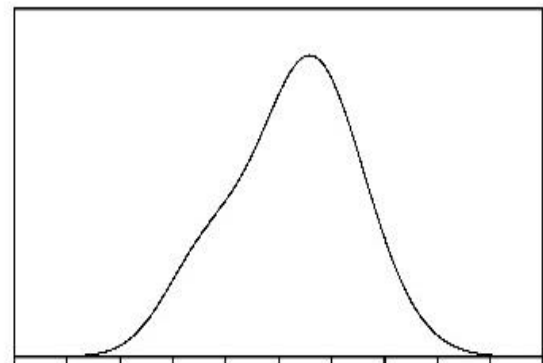


T17.apa  
 T17  
 Apatite  
 21 crystals

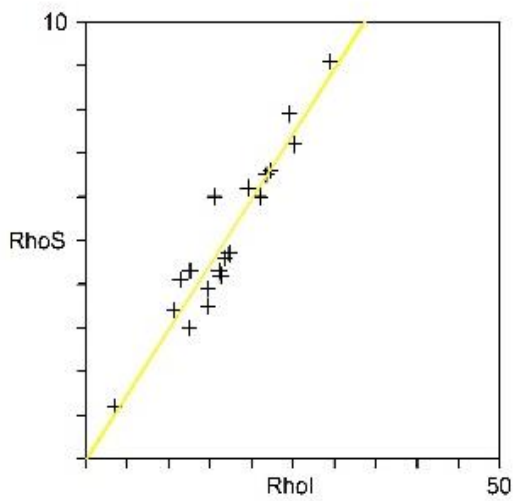




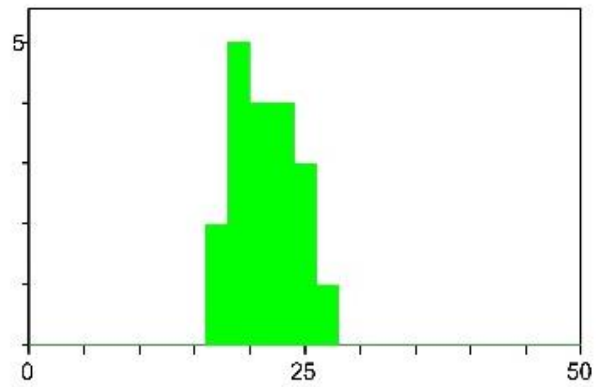
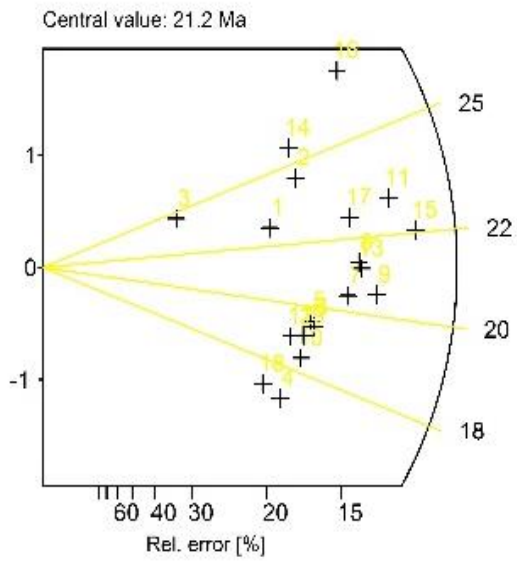
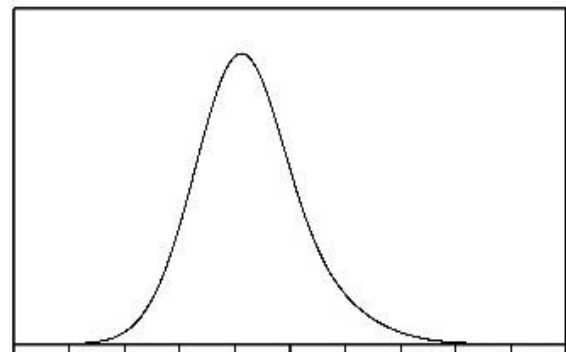
J1-1.apa  
 J1-1  
 Apatite  
 19 crystals







J1-2.apa  
 L1-1/a  
 Apatite  
 19 crystals



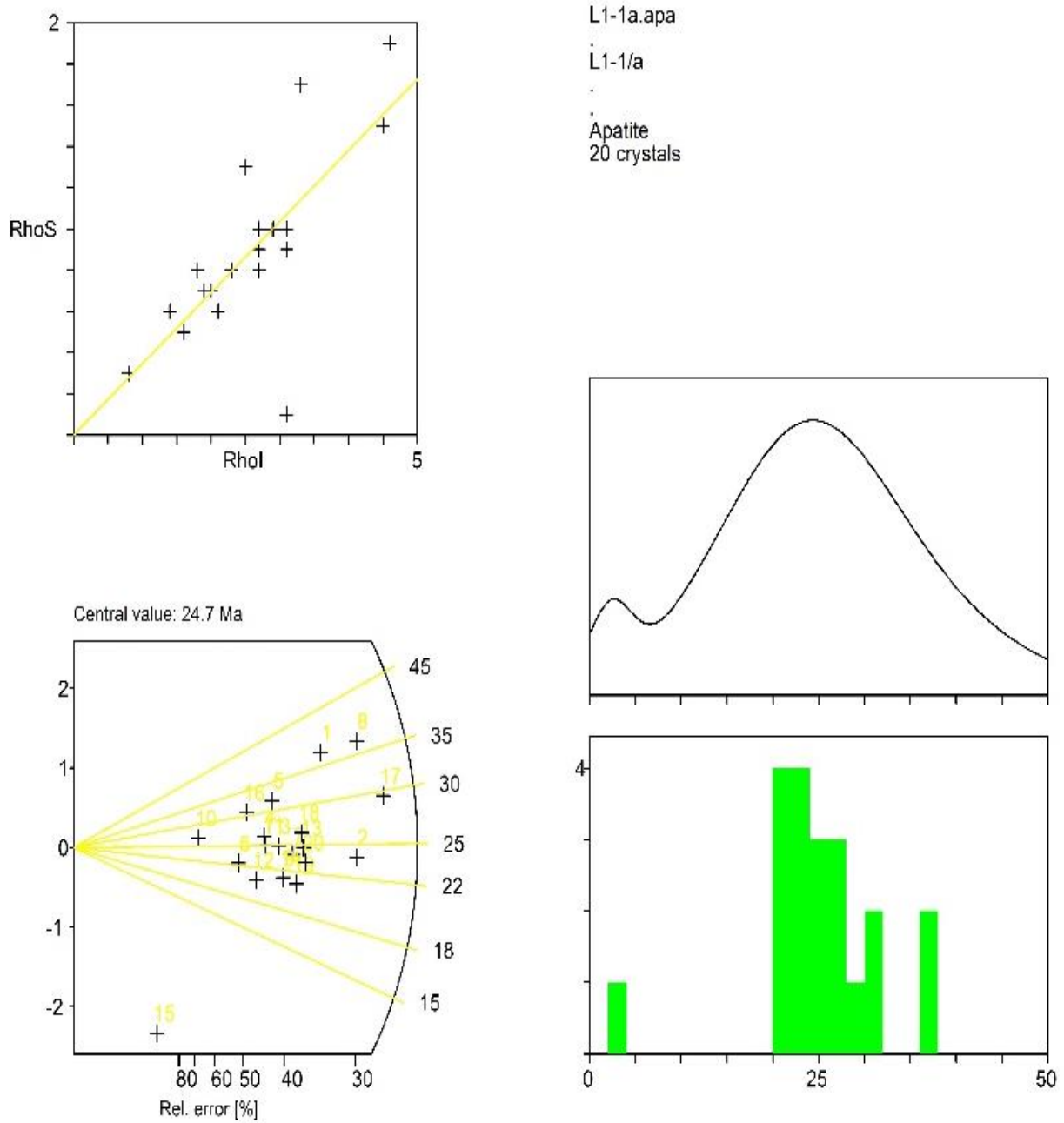


Figura 7.1-2: Paraqitja grafike e diagramave radiale të moshat me gjurmën e fisionit tërthorë thyerjes Shkodër-Pejë, cdo pikë në diagram paraqet një moshë individuale të një kritali të apatit.

## 7.2 Ndryshimi i gjeometrisë së izotermave termike

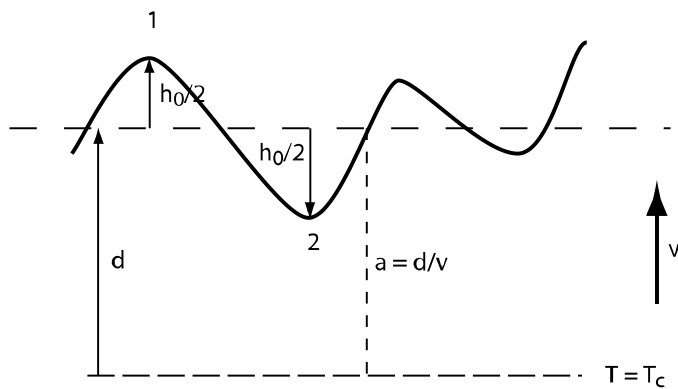
Të dhënat moshore me gjurmët e fisionit (GJF) në një shkëmb varet shumë nga temperatura që ai ka kaluar dhe ndryshimi i saj në kohë. Njohja mirë e variacioneve të moshave GJF në apatit është e rëndësishme dhe e lidhur ngushtësisht me njohjen e variacionit të temperaturës në thellësi të tokës.

Në litosferë, nxehtësia e prodhuar nga radioaktiviteti i izotopeve të paqëndrueshme, në brendësi të saj transmetohet kryesisht nëpërmjet përçueshmërisë; fluksi i nxehtësisë është proporcional me gradientin termik. Në zonat orogjenike nxehtësia transmetohet nëpërmjet përçueshmërisë dhe adveksionit. Gradienti termik, në këtë mënyrë mundet të modifikohet nga adveksioni i nxehtësisë së magmave ose i fluideve, nga nxehtësia e fërkimit përgjatë një thyerjeje dhe nga topografia, ose nga kombinimi i këtyre faktorëve.

### 7.2.1 Topografia dhe relacioni Moshë-lartësi

Për një normë të ekzymimit (zhvarrosjes) konstant ( $V$ ), nga shumë autorë është theksuar se një shkëmb, i cili ndodhet në majën e një mali, ka kaluar më parë izotermën e temperaturës së mbylljes së një termokronometri të dhënë, sesa një shkëmb, i cili ndodhet në luginën ose në faqen e këtij mali. (fig. 7.2-1). Kjo diferencë në kohë është më e madhe për termokronometrat me temperaturë të lartë të mbylljes së sistemit dhe zvogëlohet për termokronometrat me temperaturë të ulët të mbylljes së sistemit (fig. 7.2-1). Është vërtetuar tashmë se efekti i ndryshimit të izotermës i shkaktuar nga topografia zvogëlohet eksponencialisht me thellësinë (Braun et al. 2006). Sa më e ulët të jetë temperatura e mbylljes së një termokronometri, aq më shumë izoterma e saj do të ndjekë topografinë dhe aq më e drejtë (vertikale) do të jetë pjerrësia e lidhjes moshë-lartësi. Pjerrësia e grafikut të relacionit moshë-lartësi të përfituar nga të dhënat e një termokronometri ku topografia nuk influencon në gjeometrinë e izotermës së temperaturës së mbylljes, do të japë në këtë mënyrë normën reale të ekzymimit (zhvarrosjes) (fig. 7.2-1 (a)). Në të kundërt një ndryshim i izotermave lidhur me efektet topografike do të japë një mbivlerësim të normës së ekzymimit. (fig.7.2-1(b)). Në qoftë se ndryshimi i izotermës zvogëlohet eksponencialisht në raport me amplitudën topografike, ajo është proporcionale me gjatësinë e valës topografike. Për një termokronometër të dhënë, ekziston një gjatësi vale topografike ( $\lambda_c$ ) e tillë, që për vlera më të vogla se  $\lambda_c$  topografia nuk do të influencojë në izotermën e temperaturës së mbylljes.

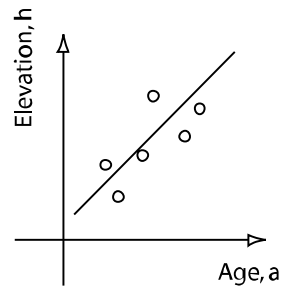
**(a) High  $T_c$  thermochronometers**



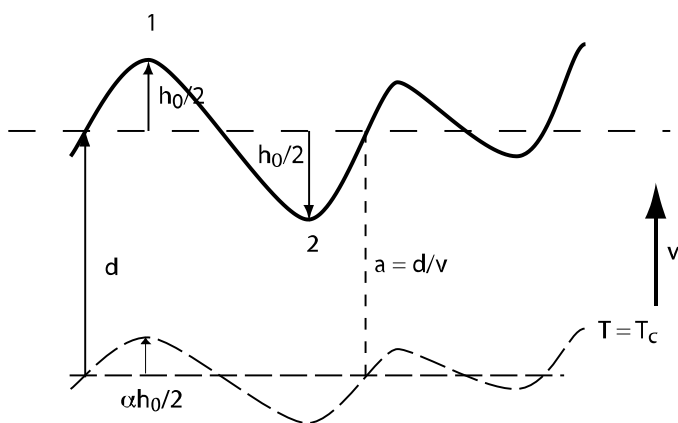
$$dh/da \sim h_0/(a_1 - a_2)$$

$$a_1 = a + h_0/2/v \quad \& \quad a_2 = a - h_0/2/v$$

hence,  **$dh/da = v$**



**(b) Low  $T_c$  thermochronometry**

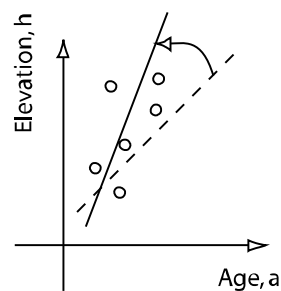


$$dh/da \sim h_0/(a_1 - a_2)$$

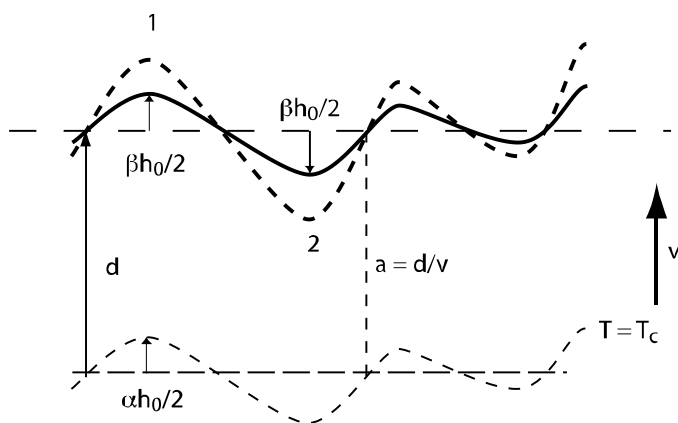
$$a_1 = a + h_0(1 - \alpha)/2/v$$

$$a_2 = a - h_0(1 - \alpha)/2/v$$

hence,  **$dh/da = v/(1 - \alpha)$**



**(c) Low  $T_c$  thermochronometry + Relief change**



$$dh/da \sim \beta h_0/(a_1 - a_2)$$

$$a_1 = a + h_0(\beta - \alpha)/2/v$$

$$a_2 = a - h_0(\beta - \alpha)/2/v$$

hence,  **$dh/da = \beta v/(\beta - \alpha)$**

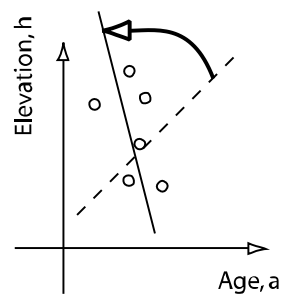


Figura 7.2-1: Tre skenare në të cilët norma e ekzymimit vlerësohet nga pjerrësia e relacionit moshë-lartësi.

Skenaret: Skenaret: (a) në termokronometrat e temperaturave të larta, pjerrësia është e barabartë me normën e ekzymimit; (b) në termokronometrat e temperaturave të ulëta, pjerrësia e përftuar mbivlerëson normën e ekzymimit; (c) një zvogëlim i relievit prodhon një mbivlerësim suplementar të normës së ekzymimit AER. (Brawn et al. 2002).

Marrim në konsideratë një rast të thjeshtë ku forma e izotermës së temperaturës së mbylljes të një termokronometri nuk ndryshon me kohën. Topografia finale ka amplitudën  $Z$ , e përftuar qoftë nga rritja apo zvogëlimi i menjëhershëm i relievit (fig. 7.2-2). Shpejtësia e dukshme e ekzymimit është llogaritur nga dy kampionet A dhe B me diferencë vertikale midis tyre (fig. 7.2-2).

Është e mundur të llogarisim diferencën e lartësisë,  $D$  të izotermes nën kampionin e marrë (deformim i izotermes nga topografia). Në rastin kur relievi topografik nuk e ka ndryshuar këtë vlerë e cila është  $D$  dhe shpejtësia e dukshme e ekzymimit është  $V_{app} = V_x Z / (Z - D_a)$ , ku  $V$  është vlera e ekzymimit real. Në rastin kur amplituda  $Z$  e topografisë është përfitur nga ndryshimi i relievit, dhe vlera  $D$  është prodhuar nga relievi fillestar. Për rrjedhojë në rastin e rritjes së relievit, duke qenë me i vogel relievi fillestar, vlera e  $D$  ( $D_2$ ; (fig. 7.2-2 (b)) është më e vogel se ajo e  $D$ . përkundrazi në rastin e zvogëlimi të relievit, vlera  $D$  ( $D_1$ ; fig. 7.2-2 (c)) është më e madhe se  $D$ . Kjo do të thotë se për të njëjtin reliev final, efekti topografik minimizohet në rastin kur relievi është rritur dhe në të kundërt ky efekt topografik rritet nëse relievi është zvogëluar. Për rrjedhojë në rastin e rritjes së relievit, shpejtësia e dukshme e ekzymimit përafrohet me shpejtësinë reale të ekzymimit (fig. 7.2-2).

Përkundrazi në rastin e një zvogëlimi të relievit, amplituda  $D_1$  e izotermës mund të jetë më e madhe se amplituda e relievit përfundimtar. Në këtë rast kemi inversion të relacionit moshë-lartësi dhe shpejtësia e dukshme e ekzymimit është negative (Braun 2002).

Megjithatë, në rastin e një ndryshimi të menjëhershëm të topografisë, duke mos e marrë në konsideratë varësinë e nxehtësisë nga vetë kampionet, ekuilibri termik arrihet të paktën në një milion vjet, (Mancktelow & Grasemann, 1997). Për rrjedhojë, në raport me rastet e mëparshme ekzistenca e një riekulibrimi termik do të zvogëlojë diferencat e lartësisë  $D_1$  dhe  $D_2$ , të cilat do të shkojnë drejt vlerave të  $D$ , në ekuilibër me topografinë finale. Në rastin e një relievit të përfitur nga rritja e disnivelit, minimizimi e efektit topografik do të jetë më i ulët. Në rastin e të njëjtit reliev final, por që i përfitur nga ulje, diferenca midis shpejtësisë së dukshme dhe shpejtësisë reale do të jetë më pak e fortë.

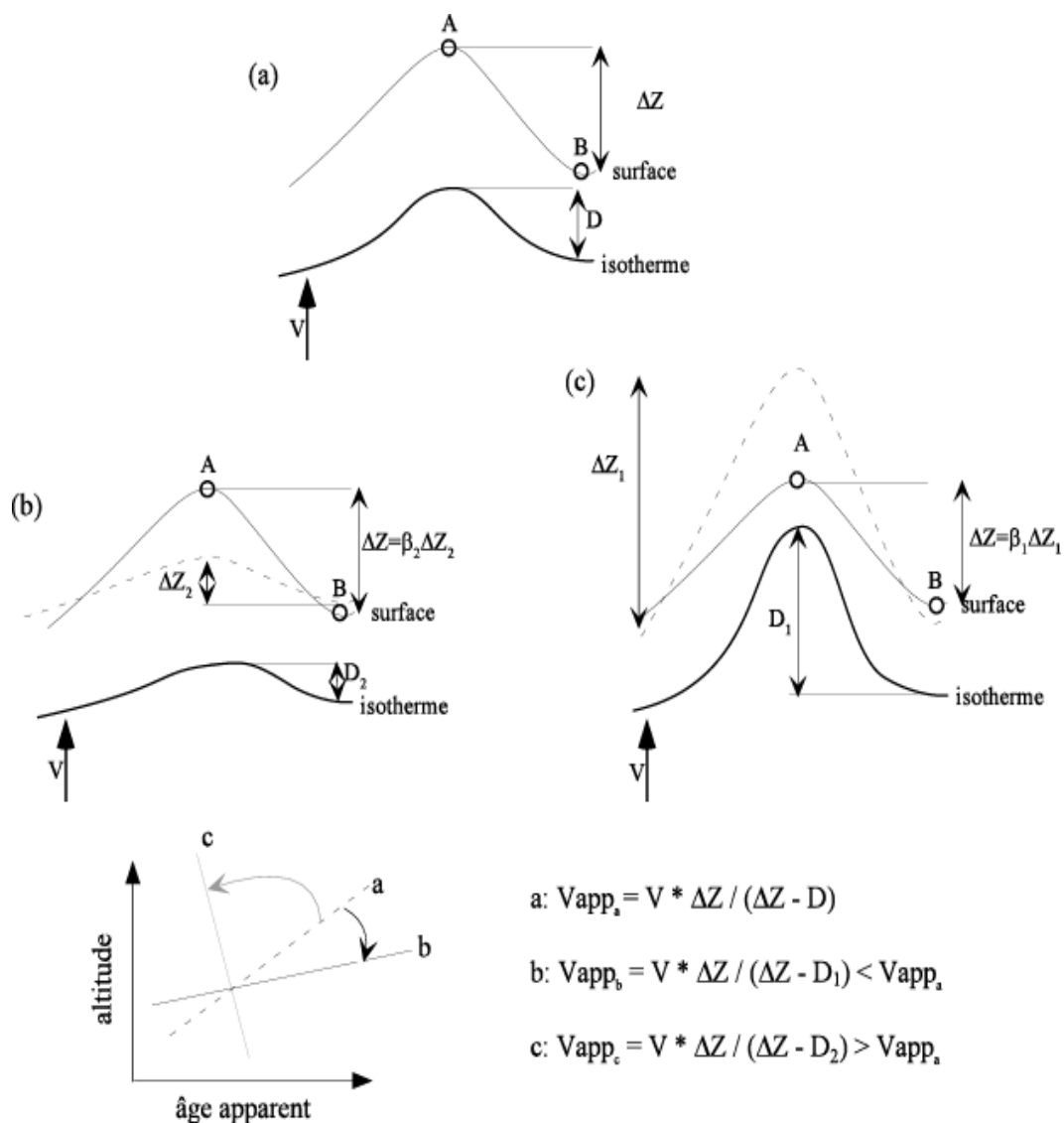


Figura 7.2-2: Efekti i ndryshimit të topografisë në funksionin moshë-lartësi, në rastin kur me kalimin e kohës izoterma nuk ndryshon. Relievi final është gjithmonë i njëjtë. (a) topografi e qëndrueshme, (b) rritje e topografisë, (c) zvoglim i topografisë (Maheo 2002).

Për izotermat e temperaturave të ulëta ndryshimi i relievit gjatë ekzymimit (zhvarrosjes) të shkëmbinjëve influencon me shpejtësinë e dukshme të ekzymimit. Me rastin, kur me kalimin e kohës, relievi rritet dhe në qoftë se ne bëjmë një korrigjim për një topografi stabile në funksionin moshë-lartësi, funksioni i korrigjuar do të nënvlerësojë në këtë rast shpejtësinë reale të ekzymimit (zhvarrosjes), por do të jetë në të njëjtin rend madhësie. Përkundrazi, në qoftë se relievi me kalimin e kohës zvogëlohet, atëherë funksioni i korrigjuar do të mbivlerësojë dukshëm shpejtësinë reale të ekzymimit (Brown 2002).

Më poshtë kemi paraqitur funksionin moshë-lartësi dhe vëm re që moshat nuk varion shumë me lartësin ose mund të themi që funksioni i moshës me lartësin është inverst me një moshë të re në lartësi më të madhe kjo situat i korospodon rastit c Figura 7.2-2.

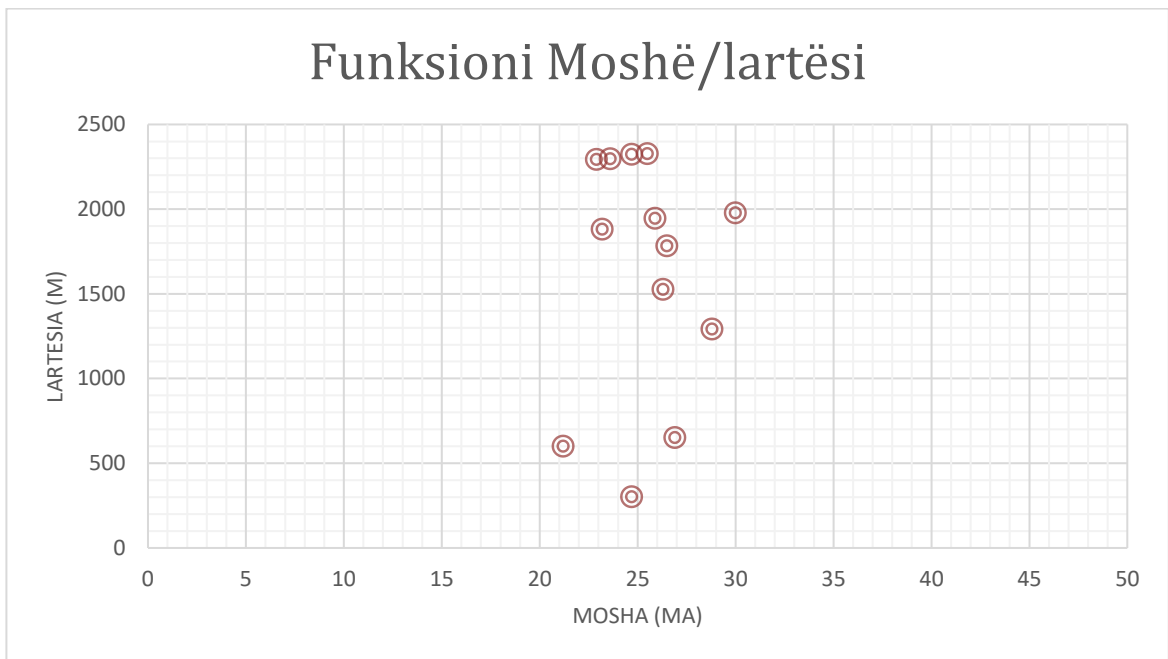


Figura 7.2-3: Funksioni moshë-lartësi përgjatë thyerjes Shkodër-Pejë.

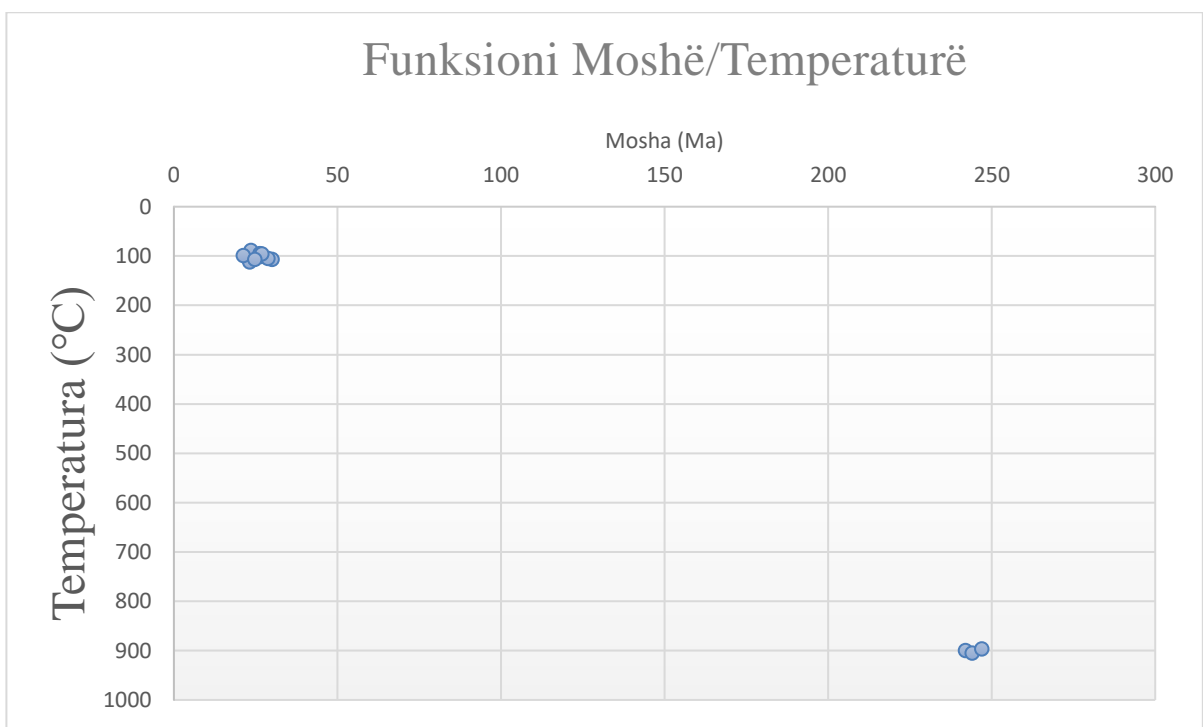


Figura 7.2-4: Funksioni moshë-temperaturë përgjatë thyerjes Shkodër-Pejë.

### 7.3 Diskutimi i rezultateve dhe të dhëna termokronologjike të mëparshme për këtë zonë.

Qëllimi i këtij studimi është të analizojmë rreth 40 kampione në tre profile afërsisht përpjendikular me shtrirjen e thyerjes Shkodër-Pejë, ku nëpërmjet analizat së gjurmëve të ndarjes nga bërthamat e U në apatit të përcaktojmë kohën e lëvizjes së kësaj zone thyerje. Ku rezultatet e këtij studimi do të na ndihmojë në njohjen e intervaleve të ripërsëritjes në shkallë të gjerë të termeteve në veri të Shqipërisë dhe për të përcaktuar rrezikun sizmik për popullatën dhe për digat hidrocentraleve kryesorë të vendit. Si përfundim vetëm 13 kampione dhanë rezultate moshore pasi pjesa tjetër e kampioneve nuk kishin apatit të mjaftueshëm për datim në formacionet e tyre shkëmbore.

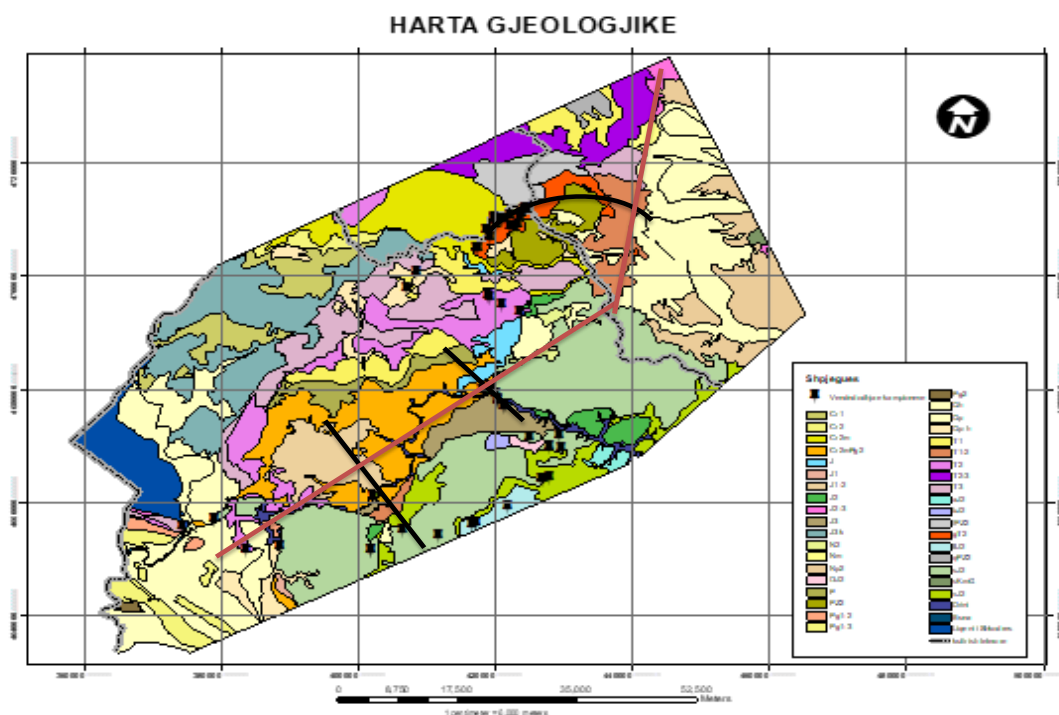


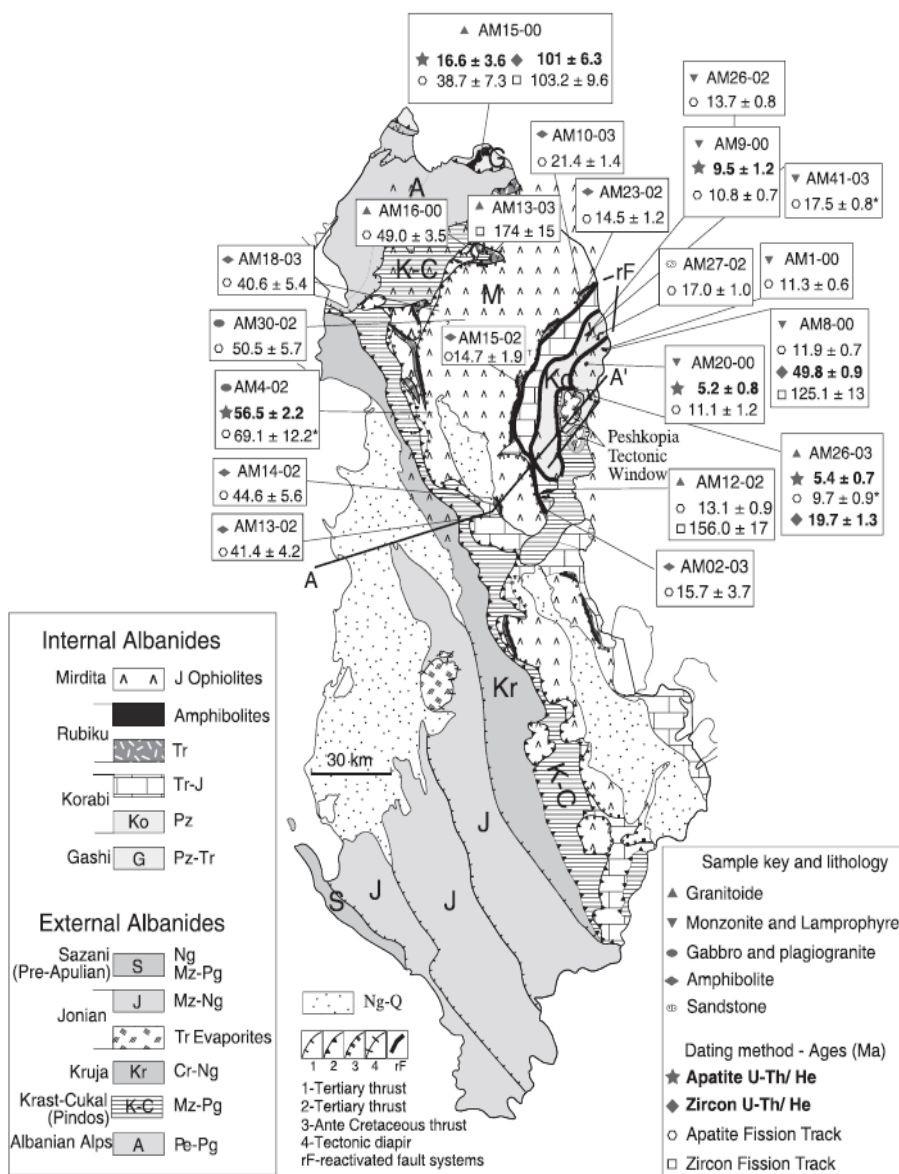
Figura 7.3-1: Harta gjeologjike dhe marrja e kampioneve përpjendikular thyerjes

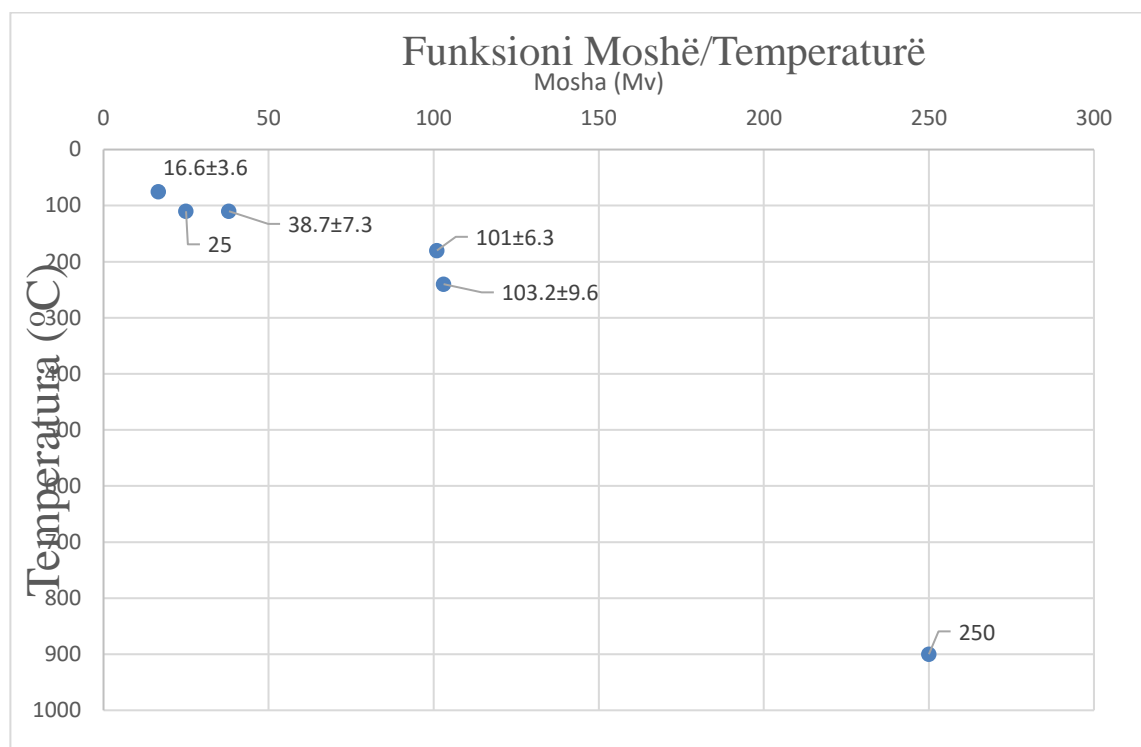
Të dhënat të mëparshme termokronologjike për orogjeni Dinaro-Helenide janë të paketa dhe ofrohen vetem nga nje çift publikimesh deri më tani që kanë të bejnë me rajone të ndryshme të orogjenit. Muceku et al. (2008, 2006) publikoi një studim rajonal duke përdorur kampione në një shtrirje të gjërë të gjurmëve të apatitet dhe të zirkonit AFT,ZFT për të datuar historinë e orogjenit të vonshëm krahasuar me njësite e jashte dhe të brëndëshme në veri të Shqipërisë (fig.6) Ata raportojë rezultatet AHe moshore 56.5+-2.2 deri në 16.6+-3.6 Mv në veri dhe perendim të shqipërisë, dhe 9.5+-1.2 deri në 5.2+-0.8 Mv në Shqipërinë Lindore, duke treguar një trend ftohjes nga Perëndimi-Lindje në mosha me të reja të dala më vonë mbi sipërfaqe. Ky autor ja atribon këtë trend ftohje zhvarrosjes diferenciale të njesive të brendëshme krahasuar me njësitë e





Të dhënat termokronologjike në orogjenin Dinaro-Albano-Helenid janë të pakta. Gjithsesi, punimet termokronologjike të deritanishme (Muceku 2006, Muceku et al., 2006, 2008), tregojnë se shkëmbinjtë fillojnë të ftohen në temperaturën 110 °C (me gjurmët e fisionit në apatit (AFT)) rreth 50-40 Mv në perëndim dhe 15-10 Mv në lindje të Albanideve (shtroja metamorfike e Mirditës dhe zona e Korabit). Po kështu koha kur shkëmbi fillon të ftohet nën 75 °C, (metoda U-Th/He në apatit), është më e vjetër (56.5 ± 2.2) në perëndim, 16.6 ± 3.6 Mv në veri (zona e Gashit) dhe 5 Mv në lindje të Albanideve. Këtë trend ftohje apo zhvarrosjes diferenciale të njëjësive të brendshme lindore krahasuar me ato perendimore, autori ia atribuon një faze tërheqse (ekstensioni), Mio-Pliocenike të pjesës lindore të Albanideve. Zhvarrosja më e shpejtë ka ndodhur në zonën e Korabit midis 6 dhe 4 Mv.





Funksioni moshë-temperaturë për të gjithë të dhënat termokronologjike të mëparshme për këtë zonë.

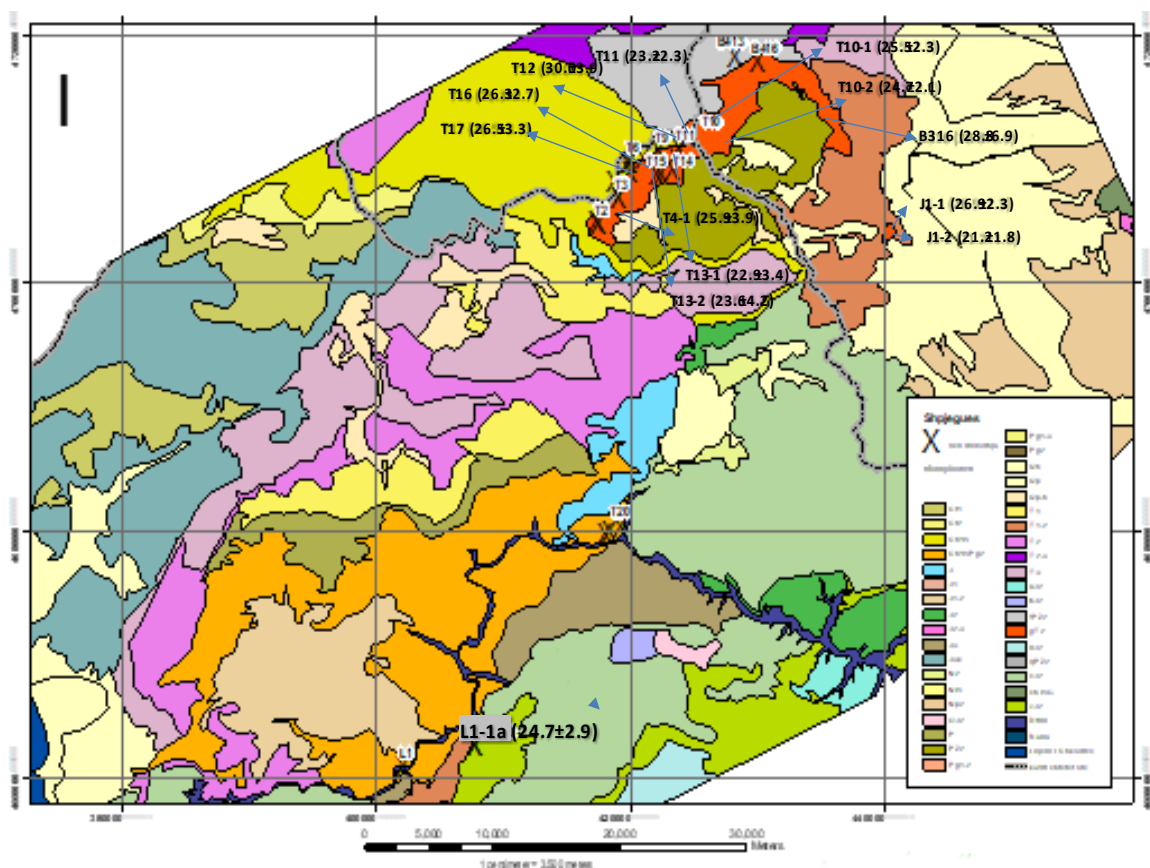
Rezultatet e fituara nga aplikimi i metodës së gjurmëve të ndarjes nëpërmjet një pune eksperimentale të vështirë është arrit matja e gjurmëve të fisionit në Apatit për keto 13 kampione që kanë dhënë rezultat si me poshtë.

Kampionet	lartësia	n	rs	Ns	ri	Ni	rd	Nd	P(c2)	D	t±1s
	m.		105 /cm2		105 /cm2		105 /cm2		%	%	Ma
T4-1	1945	19	0.416	-79	1.147	-218	3.571	-7689	100	0	25.9±3.9
T10-1	2326	15	4.067	-610	11.4	-1710	3.571	-7689	90.36	0	25.5±2.3
T10-2	2323	20	4.01	-802	11.62	-2324	3.571	-7689	57.08	2	24.7±2.1
T11	1880	18	1.822	-328	5.628	-1013	3.571	-7689	99.99	0	23.2±2.3
T12	1977	18	1.028	-185	2.444	-440	3.571	-7689	83.67	9	30.0±3.9
T13-1	2293	6	1.35	-81	4.217	-253	3.571	-7689	75.9	0	22.9±3.4
T13-2	2296	7	0.757	-53	2.3	-161	3.571	-7689	24.59	5	23.6±4.2
T16	1525	23	1.309	-301	3.552	-817	3.571	-7689	99.94	0	26.3±2.7
T17	1783	21	0.662	-139	1.786	-375	3.571	-7689	99.98	0	26.5±3.3
B-316	2100	14	0.193	-27	0.479	-67	3.571	-7689	100	0	28.8±6.9
J1-1	650	19	6.974	-1325	18.411	-3498	3.571	-7689	13.96	6	26.9±2.3
J1-2	400	19	5.089	-964	17.158	-3260	3.571	-7689	91.97	0	21.2±1.8
L1-1/a	264	20	0.895	-179	2.59	-518	3.571	-7689	80.58	1	24.7±2.9

Këto të dhëna hedhin dritë mbi rolin e aktivitetit të thyerjes Shkodër-Pejë në procese të rëndësishme tektonike që kanë pësuar Albanidet e Brendshme nga Neogjeni deri më sot si dhe duke sqaruar levizjen e komponentes vertikale të kësaj thyerje për të paktën 30 Mv e fundit. Të dhënat e fituara janë në përputhje me idene së kjo thyerje mund të përfaqsojë një thyerje transformuese të vjetër, e cila është riaktivizuar në shtytje të djathtë dhe duke arritur në keto diskutime:

Moshat e Gjurmëve të Fisionit të paraqitura këtu tregojnë se ftohja apo zhvarrosja e masivit të Trokuzit, Levrushkut dhe Junikut ka qenë e njëkohshme rreth 30 deri në 25 Mv.

Fakti që nuk kemi një profil të plotë me moshë përpjendikular me thyerjen, për shkak se formacionet shkëmbore pranë saj nuk përmbajnë Apatit/Zirkon, gjithsesi dy kampione përfaqësues të pjesës jugore apo bllokut të “varur” të thyerjes Shkodër-Pejë, njëri në masivin e Levrushkut me moshë 24 Mv ( $24.7 \pm 2.9$  Mv., dhe  $24.9 \pm 2.2$  Mv, Muceku 2006), dhe tjetri në Junik të Kosovës, me moshë pothuajse të njëjtë, përafërsisht 24 Mv ( $26.9 \pm 2.3$ ., dhe  $21.2 \pm 1.8$ ), tregojnë se ftohja e këtyre shkëmbinjve është e njëkohshme me ato të masivit të Trokuzit, me moshë të ngjashme, i cili ndodhet në veri të thyerjes, larg saj, në bllokun e “ngritur”. Këto fakte tregojnë se nga Oligoceni deri më sot, nuk kemi një ftohje apo zhvarrosje diferencuese, për rrjedhojë as komponente vertikale të qartë të lëvizjes që lidhet me thyerjen Shkodër-Pejë.



Të gjitha të dhënat termokronologjike me metodën e gjurmëve të ndarjes në apatit, të mëparshme dhe këto të prezantuara në këtë studim datojnë tre faza të ndryshme të ftohjes së Albanideve të brendshme: E para rreth 50-40 Mv e cila ka prekur pjesën perëndimore. E dyta rreth 30-25 Mv, e cila ka prekur masivin e trokuzit (zona e gashit) në veri, të Levrushkut dhe atë të Junikut në jug të thyerjes Shkodër-Pejë. Faza e tretë ajo me moshë 15-10 Mv e evidentuar në lindje të Albanideve e cila nga 6 deri në 4 Mv është shoqëruar me një përshpejtim të shpejtësisë së ftohjes.

## 8. PËRFUNDIME

- Moshat e daturara në zonën e studimit variojnë nga 30 deri 25 Mv. Të gjitha moshat tregojnë historinë e ftohjes së fundit të zonës së studimit, nën temperaturë  $110 \pm 10^\circ \text{C}$ , dmth që i korespondon kohës kur kjo zonë ka filluar të zhvarroset nga një thellësi prej 4 km.
- Duke pasur parasysh se mosha e formimit të masiveve magmatik të Trokuzit rreth 250 Mv dhe Junikut rreth 320 Mv, denudimi i tyre, në veri dhe jug të thyerjes Shkodër-Pejë është përcaktuar relativisht i ri, mesatarisht 25 Mv.
- Pjesa veriore e albanideve, pjesa që lidhet edhe me thyerjen Shkodër-Pejë i është nënshtruar një aktiviteti tektonik-ngritës më të ri se pjesa perëndimore dhe relativisht më të vjetër dhe më pak të rëndësishëm sesa pjesa lindore e Albanideve.
- Kjo histori zhvarrosjeje mund të atribuohet një historie denudimi erozionale e cila mund të jetë e lidhur me një lëvizje tektonike relativisht të ulët. Në këtë zonë nuk regjistrohet faza ekstencionale (tërheqëse) e shoqëruar me thyerje normale ashtu sic evidentohet në lindje të zonës Mirdita dhe në zonën e Korabit.
- Moshat e njëjta rreth 24-25 Mv në veri të thyerjes në bllokun e “ngritur” me ato në jug, në bllokun e “varur” tregojnë se nga Oligoceni deri më sot, nuk kemi një komponente vertikale të qartë të lëvizjes së thyerjes Shkodër-Pejë. Gjithsesi, përcaktime moshore në veri dhe në jug pranë thyerjes, matje e gjatësive të gjurmeve të fisionit si dhe datime me metoden U-Th/He do të vlerësonin dhe saktësonin më mirë amplitudën e lëvizjes në kohë, të lidhur me thyerjen Shkodër-Pejë.
- Përfundimisht mund të themi se shpejtësia e ftohjes së masivit granidioritik të Trokuzit, Lëvrushkut apo Junikut, dhe gjithë rajoneve të lidhur ma ta, nga Oligoceni deri më sot ka qenë  $5^\circ \text{C/Mv}$ , ose shpejtësia e zhvarrosjes apo shpejtësia e erozionit ka qenë 200m/Mv ose 0.2 mm në vit.

## 9. BIBLOGRAFIA

1. Aliaj S. (1991). Neotectonic structure of Albania. *Albanian Journal on Natural and Technological Science* 4:79-98
2. Aubouin J, Blanchet R, Cadet J-P, Celet P, Charvet J, Chorowicz J, Cousin M, Rampnoux J-P (1970). Essai sur la géologie des Dinarides. *Bulletin de la Société Géologique de France* 12(6):1060-1095
3. Aubouin J., Dercourt J (1975). Les transversales dinariques derivent-elles de paleofailles transformantes. *C. R. As*, 281, 347-350.
4. Aubouin J., Ndojaj I. (1964). Regard sur la géologie de l’Albanie et sa place dans le region Dinariques.
5. Babic, L., Hochuli, P. A., and Zupanic, J. (2002). “The Jurassic ophiolitic melange in the NE Dinarides: Dating, internal structure and geotectonic implications”. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 95, 263-275.
6. Barbarand J., Carter A., Wood I. & Hurford A.J. 2003b. Compositional and structural control of fission track annealing in apatite. *Chemical Geology*, 198, 107-137.
7. Barbarand J., Hurford T. & Carter A. 2003a. Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. *Chemical Geology*, 198, 77-106.
8. Bernoulli D, Laubscher H (1972). The palinspastic problem of the Hellenides. *Eclogae Geol Helv* 65:107-118
9. Bernoulli D. Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins pp 307-325 *Mesozoic-Tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily.*
10. Bijwaard, H. and Spakman, W. (2000). “Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion”. *Geophysical Journal International* 141, 71-82.
11. Blisniuk, P., Hacker, B., Glodny, J., Ratschbacher, L., Bi, S., Wu, Z., McWilliams, M., and Calvert, A. (2001). “Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago”. *Nature* 412, 628-632.
12. Bortolotti V, Principi G (2005). Tethyan ophiolites and Pangea break-up. *Isl Arc* 14:442-470
13. Bortolotti V., Chiari M., Marroni M., Pandolfi L., Principi G. and Saccani E., (2013). Geodynamic evolution of ophiolites from Albania and Greece (Dinaric-Hellenic belt): one, two, or more oceanic basins? *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2013) 102:783-811
14. Brix M. R., Stöckhert B., Seidel E., Theye Th., Thomson S. N. & Küster M. 2002. Thermobarometric data from a fossil zircon partial annealing zone in high pressure-low temperature rocks of eastern and central Crete, Greece *Tectonophysics*, 349, 309-326.
15. Burchfiel BC, Nakov R (2015). The multiply deformed foreland fold-thrust belt of the Balkanorogen, Northern Bulgaria. *Geosphere* 11(2):463-490

16. Burtner R. L., Nigrini A., Donelick R. A. 1994. Thermochronology of Lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming Thrust Belt. *Bull Amm Assoc Petrol Geol*, 78: 1613-1636.
17. Carlson W.D., Donelick R.A. & Ketcham R.A. 1999. Variability of apatite fission track annealing kinetics I: Experimental results. *American Mineralogist*, 84, 1213-1223.
18. Carrigan CW, Mukasa SB, Haydoutov I. etj. (2005) Age of Variscan magmatism from the Balkan sector of the orogen, central Bulgaria. *Lithos* 82:125-147
19. Cavazza W., Roure F. M., Spakman W., Stampfli G. M., Ziegler P. A, eds (2004) *The TRANSMED Atlas-the Mediterranean Region from Crust to Mantle* (Springer, Berlin)
20. CELET, P. & J. FERRIERE (1978): Les Hellenides internes: Le Pelagonien. *Eclogae geol. Helv.*, 71/3: 467-495
21. Channell, J. E. T., Dargenio, B., and Horvath, F. (1979). “Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography”. *Earth-science Reviews* 15, 213-292.
22. Channell, J. E. T. and Horvath, F. (1976). “African-adriatic promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements In Carpatho-balkan region”. *Tectono- physics* 35, 71-101.
23. Chorowicz, J., Cadet, J.-P., and Stephan, J.-F. (1981). “Le secteur transversal de Scutari-Péc: apports de l’étude de la fracturation á partir des données Landsat”. *Bulletin de la Société géologique de France* 3, 217-228.
24. Collaku, A., Cadet, J.P., 1991. Sur l allochtonie des Albanides,, apport des donnees de l’ Albanie septentrionale. *Bul. Shk, Gjeol* 1, 255-270.
25. Corrigan, J. 1991. Inversion of apatite fission track data for thermal history information. *J. Geophys. Res.*, 96, 10347-10360.
26. Crowley K.D., Cameron M. & Schaefer R.L. 1991. Experimental studies of annealing of etched tracks in fluoapatite. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 55, 1449-1465.
27. Crowley KD. 1993. Lenmodel: a forward model for calculating length distributions and fission-track ages in apatite. *Computer Geosci*, 19, 619-626.
28. Csontos L, Vörös A (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeogr Palaeocl* 210:1-56
29. Cvetkovic V., Prelević D. and Schmid S. (2016). *Geology of South-Eastern Europe*. P. Papić (ed.), *Mineral and Thermal Waters of Southeastern Europe*, Environmental Earth Sciences. Springer International Publishing Switzerland 2016
30. Deschamps, T. (2008), *Structure et stratigraphie de la Zone de Korabi des Albanides internes, région de Kukes, Albanie*, M.Sc. thesis, UQAM.
31. Dilek Y, Flower MFG (2003). Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. In: Dilek Y, Robinson PT (eds) *Ophiolites in earth history*. *Geol Soc London Spec Publ*, vol 218 pp 43-48
32. Dimitrijević MD (1997). *Geology of Yugoslavia*. Geological institute GEMINI special publication, Belgrade.
33. Donelick R. 1991. - Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite, an empirical model and experimental observations. *American Mineralogist*, 76, 1-2, 83-91.

34. Donelick R. A. 1993. A method of fission track analysis utilising bulk chemical etching of apatite. Patent 5267274 U. S. A.
35. Donelick R. A. 1995. A metho of fission track analysis utilising chemical etching of apatite. Patent 658800.
36. Donelick R. A., O'Sullivan P. B., Ketcham R. A. 2005. Apatite fission-track analysis. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 58. 49-94.
37. Donelick R.A., Ketcham R.A. & Carlson, W.D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics II: Crystallographic orientation effects. *American Mineralogist*, 84, 1224-1234.
38. Dunkl I. 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers & Geosciences*, 28, 3-12.
39. Ferrière J., Chanier F. and Ditbanjong P. (2012). The Hellenic ophiolites: eastward or westward obduction of the Maliac Ocean, a discussion *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 101:1559-1580
40. Fleischer R. L. & Price P. B. 1963a. Charged particle tracks in glass. *J. Appl Phys.* 34, 2903-2904.
41. Fleischer R. L. &cPrice P. B. 1963b. Tracks of charged particles in high polymers. *Science*, 140:1221-1222.
42. Fleischer R. L., Price P. B. et Walker R. M. 1965. Effects of temperature, pressure and ionisation on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *Journal of Geophysical Research*, 70, 1497-1502.
43. Fleischer R. L., Price, P. B. et Walker, R. M., 1975. *Nuclear Tracks in Solids. Principles and Applications.* University of California Press, Berkeley, 604.
44. Frasheri A., Nishani P., Bushati S. & Hyseni A. 1996. Relationship between tectonic zone of the Albanides, based on results of geophysical studies. In: Ziegler P. & Horvath F. (eds), *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine basins and Forelands*, *Mem. Museum Hist. Nat. Paris*,170, 485-511.
45. Gallagher, K., Brown, R., and Johnson, C. (1998). "Fission track analysis and its applications to geological problems". *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, 519-572.
46. Galbraith R. F. 1981. On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, 13, 471-488.
47. Galbraith R. F. 1988. Graphical display of Estimates Having Differing Standard Errors. *Technometrics*,30, 488-491
48. Galbraith R. F. 1989. The radial plot: graphical assessment of spreads ages. *Int. J. Radial. Appl. Instrum.*, 17, 207-214.
49. Galbraith R.F. et Laslett G.M. 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks*, 21, 459-470
50. Gallagher K. 1995. Involving temperature histories from apatite FT data. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 136, 421-435.
51. Gleadow A. J. W. 198. Fission track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks*, 5, 3-14.
52. Gleadow A. J. W. et Lovering J. F. 1977. Geometry factor for external detectors in fission track dating. *Nuclear Track Detection*, 1-2, 99-106.



53. Gleadow A. J. W., Hurford A. et Quaife D. R. 1976. Fission track dating of zircon - improved etching techniques. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 33, 273-276.
54. Gleadow AJW, Duddy IR, Green PF, Lovering JF. 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib Mineral Petrol*, 94, 405-415.
55. Gorican, S. (1994). "Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva zone (Dinarides, Montenegro)". *Mémoires de Géologie Lausanne* 18, p. 176.
56. Green P. F. 1981. A new look at statistics in fission tracks dating. *Nucl. Tracks*, 5, 76-86.
57. Green P. F., Duddy I. R., Gleadow A. J. W. and Tingate G P. R.; Laslett M. 1985. Fission-track annealing in apatite: Track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* (1982), 10, 323-328.
58. Green P. F., Duddy I. R., Gleadow A. J. W. et Lovering J. F. 1987. Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. N.D. Neaser (ed), Springer Verlag, 1-2.
59. Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W., Tingate P.R. & Laslett G.M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in Apatite 1. A qualitative description. *Chemical Geology*, 59, 237-253.
60. Grenerczy, G., Sella, G., Stein, S., and Kenyeres, A. (2005). "Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region". *Geophysical Research Letters* 32, p. L16311.
61. Hadler J. C., Paulo S. R., Iunes P. J, Tello C. A. S, Balestrieri M. L., Bigazzi G., Curvo E. A. C. & Hackspacher P. A. 2001. PC compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. *Radiation Measurements*, 34, 149-154.
62. Haklaj I, Tashko A. The Isotopic Datings by U-Pb in Zircons of Granitoides of Gashi Zone, Juniku (Kosovo) and Fierza Massif, (North Albania), *J. Int. Environmental Application & Science*, Vol. 7 (1): 184-190 (2012)
63. Handy, M. R., Schmid, S. M., Bousquet, R., Kissling, E., and Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps, *Earth Sci. Rev.*, 102, 121-158.
64. Hasebe N., Tagami T. & Nishimura S. 1994. Towards zircon fission-track thermochronology. Reference framework for confined track length measurements, *Chemical Geology*, 112, 169-178.
65. Hendricks BVH, Redfield TF. 2004. AFT and (U-Th)/He data from cratonic interiors: evidence of denudation or low-temperature annealing. *Abstr. 10th International*
66. HenriGot1Daniel JeanStanley2DenisSorel3 Northwestern Hellenic Arc: Concurrent sedimentation and deformation in a compressive setting, *Marine Geology*, Volume 24, Issue 1, May 1977, Pages 21-36.
67. Hurford A.J. 1990. International union of geological sciences subcommission on geochronology recommendation for the standardization of fission track dating and calibration and data reporting. *Nuclear Tracks Radiation Measurements*, 17, 233-236.
68. Hurford, A. (1990a). "International Union of Geological Sciences Subcommission on Geochronology recommendation for the standardization of fission-track dating calibration and data reporting". *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 233-236.

69. Hurford, A.(1990b). "Standardization of fission-track dating calibration- recommendation by the Fission-Track Working Group of the IUGS Subcommittee on Geochronology".
70. Chemical Geology 80, 171-178. Galbraith, R. and Laslett, G. (1993). "Statistical-models for mixed fission-track ages". Nuclear Tracks and Radiation Measurements 21, 459-470.
71. Jacobshagen V; Duerr J; Kockel F; Kopp Ko; Kowalczyk G; Berckhemer H; Buettner D Alps, Apennines, Hellenides. Geodynamic investigations along geotraverses by an international group of geoscientists; deu; stuttgart: e. schweizerbart'sche; da. 1978; pp. 537-564; bibl. 4 p.; 8 ILL.
72. Ketcham R. 2005. Forward and inverse modelling of Low-Temperature thermochronometry data. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 59, 275-314.
73. Ketcham R.A., Donelick R.A. & Carlson W.D. 1999. Variability of apatite fission track annealing kinetics 3: Extrapolation to geological time scales. American Mineralogist, 84, 1235-1255.
74. Ketcham R.A., Donelick R.A. & Donelick M.B. 2000. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. Geological Materials Research, v.2, n.1.
75. Kiliyas, A., Frisch, U., Ratschbacher, L., Sfeikos, A., 1991. Structural evolution and P/T conditions of metamorphism of the blue schists of East Thessaly. Bull. Geol. Soc. Greece 5, 81-99.
76. Kiliyas A. et al 2001. Geometry and kinematics of deformation in the Albanian orogenic belt during the Tertiary. Journal of Geodynamics 31 (2001) 169-187
77. Kissel, C., Speranza, F., and Milicevic, V. (1995). "Paleomagnetism of External Southern and Central Dinarides and Northern Albanides – Implications for the Cenozoic Activity of the Scutari-pec Transverse Zone". Journal of Geophysical Research 100, 14999-15007.
78. Kober L. (1929). Die Grassgliederung der Dinariden. Zentralbl. F. Mineralogie. Ser., Beograd.
79. Kodra, A., Vergély, P., Gjata, K. Bakalli, F. & Godroli, M. (1993). La formation volcano-sédimentaire du Jurassique supérieur: Témoin de l'ouverture du domaine ophiolitique dans les Albanides internes. Bulletin de la Société Géologique France 164, 61-70.
80. Kodra A., Vergely P., Meshi A. (1994). Evolucioni tektonik i ofioliteve te Shqiperise. Fondi i I.S.P.GJ., Tirane.
81. Kossmat F. (1924). Geologie der zentralen Balkan-Halbinsel., vol. 1, 168f. Berlin
82. Lutz T. M. & Omar G. 1991. An inverse method of modeling thermal histories from apatite
83. Masumoto S. 1992. Etching characteristics of zircon in fission track dating. J. Geosci., Osaka City University, 35, 13-31.
84. Meco, S. and Aliaj, S. (2000). Geology of Albania. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuch- handlung, p. 246.
85. Melo, V., Shallo, M., 1991a. Aliaj, Sh., Yhomo, A. and Bakia, H. Thrust and nappe tectonics in geological structure of Albanides. Bul. Shk. Gjeol. 1, 7-20 (in Albanian with English abstract).
86. Mercier, Guy / Bigorgne, D. / Guennec, L. Le / Miclet, Laurent / Monné, Jean / Querre, M. / Vaissière, Jacqueline / Cloatre, M. (1987): "Speaker-dependent continuous speech recognition with KEAL", In ECST-1987, 1009-1012.

87. Meshi, A., F. Boudier, A. Nicolas, and I. Milushi (2010). Structure and tectonics of lower crustal and upper mantle rocks in the Jurassic Mirdita ophiolites, Albania, *Int. Geol. Rev.*, 52, 117-141.
88. Mikes, T., Báldi-Beke, M., Kázmér, M., Dunkl, I., and Eynatten, H. von (2008). “Calcareous nannofossil age constraints on Miocene flysch sedimentation in the Outer
89. Dinarides (Slovenia, Croatia, Bosnia-Herzegovina and Montenegro)”. Geological Society, London, Special Publications 298, 335-363.
90. Mountrakis, D. (Eds.1984): Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society London Special Publications 260, 155-178.
91. Mountrakis, D. (1984). Structural evolution of the Pelagonian Zone in northwestern Macedonia, Greece. in Dixon J. E. and Robertson A.H.F. eds., the geological evolution of the eastern Mediterranean: Geological Society of London Special Publication. vol. 17, p. 581-590.
92. Mountrakis, D., Shallo, M., Hiliias, A., Vranai, A., Zouros, N., Marto, A., 1993a. Post emplacement tectonics and kinematic analysis of the Albanian ophiolites. *Bull. Geol. Soc. Greece* 25, 160-178.
93. Mućeku, B., P. Van der Beek, M. Bernet, P. Reiners, G. Mascle and A. Tashko 2008. Thermochronological evidence for Mio-Pliocene late orogenic extension in the eastern Albanides. *Terra Nova*, 20, 180-187.
94. Mućeku B. 2006. Evolution verticale des Albanides: contrôle thermique, érosion et dénudation tectonique. These l’Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 254 p.
95. Mućeku B., Mascle G and Tashko A.2006. First results of fission-track thermochronology in the Albanides. In: Robertson, A. H. F. & Mountrakis, D. (eds) Tectonic development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications, 260, p. 539-556.
96. Mućo B. (1994) Focal mechanism solutions for Albanian earthquakes for the years 1964-1988. *Tectonophysics* 231:311-323
97. Most, T. (2003). Geodynamic evolution of the Eastern Pelagonian Zone in NW Greece and the Republic of Macedonia, PhD Thesis, Eberhardt-Karls-Universität Tübingen, 170 pp.
98. Nopcsa F. (1929). Geologie und Geographie Nordalbanien. *Geol. Hungar. S. Geol.*, v.3, pp. 1-620, Budapest.
99. Nicolas A, Boudier F, Meshi A (1999). Slow spreading accretion and mantle denudation in the Mirdita ophiolite (Albania). *J Geophys Res* 104/B7:15155-15167
100. Pamić J, Gušić I, Jelaska V. (1998). Geodynamic evolution of the Central Dinarides. *Tectonophysics* 297:251-268
101. Pamić, J., Tomljenović, B. & Balen, D. (2002). Geodynamic and petrogenetic evolution of Alpine ophiolites from the central and NW Dinarides: an overview. *Lithos* 65, 113-142. (Palinkaš S.S. dhe Palinkaš L., 2007)
102. Papazachos CB, G.F. Karakaisis, A. S. Savvaidis and B.C. Papazachos. Accelerating Seismic Crustal Deformation in the Southern Aegean Area *Bulletin of the Seismological Society of America* (2002) 92 (2): 570-580.
103. Peza L. (1967). Rajonizimi gjeologjiko - tektonik i Shqipërisë. 30f. F.G.J.M.
104. Rassios A, Dilek Y (2009). Rotational deformation in the Jurassic Mesohellenic ophiolites, Greece, and its tectonic significance. *Lithos* 108:207-223
105. RENZ, C. (1940). Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Pragm. Acad. Athen*, 8.

106. Robertson A (2004). Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions. *Earth Sci Rev* 66:331-387
107. Robertson A.H.F., Trivić B., Đerić N., Bucur I. I. (2013). Tectonic development of the Vardar ocean and its margins: Evidence from the Republic of Macedonia and Greek Macedonia. *Tectonophysics* 595-596 (2013) 25-54
108. Robertson AHF (2002). Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethys region. *Lithos* 65:1-67
109. Robertson AHF (2012). Late Palaeozoic-Cenozoic tectonic development of Greece and Albania in the context of alternative reconstructions of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Int Geol Rev* 54(4):373-454
110. Robertson AHF, Clift PD, Degnan PJ, Jones G (1991). Palaeogeographical and palaeotectonic evolution of the eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeo Palaeo Palaeo* 87:289-343.
111. Robertson AHF, Dixon JE (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In Dixon JE, Robertson AHF (eds) *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol Soc London Spec Publ vol 17 pp 1-73
112. Robertson, A. and Shallo, M. (2000). “Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context”. *Tectonophysics* 316, 197-254.
113. Scharf, A., Handy, M. R., Favaro, S., Schmid, S. M., and Bertrand, A. (2013). “Modes of orogen parallel stretching and extensional exhumation in response to microplate indentation n (Tauern Window, Eastern Alps)”. *International Journal of Earth Sciences* 102, 1627-1654.
114. Schmid, S., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Kounov, A., Matenco, L., Oberhänsli, R., Schefer, S., Hinsbergen, D. van, and Ustaszewski, K. (2011). “Tectonic Units of the Alpine Collision Zone Between Eastern Alps and Western Turkey”. In: vol. AGU Fall Meeting. T43E-2425. San Francisco, California, USA.
115. Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., and Ustaszewski, K. (2008). The Alpine Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units, *Swiss J Geosci*, 101, 139-183.
116. Selverstone, J., Axen, G., and Bartley, J. (1995). “Fluid inclusion constraints on the kinematics of footwall uplift beneath the Brenner-Line Normal-Fault, eastern Alps”. *Tectonics* 14, 264-278.
117. Shallo, M., 1992. Geological evolution of the Albanian ophiolite and their platform periphery. *Geol. Rdsch* 81, 681-694.
118. Tremblay A., Meshi A., Deschamps Th., Goulet F. and Goulet N. (2015). The Vardar zone as a suture for the Mirdita ophiolites, Albania: Constraints from the structural analysis of the Korabi-Pelagonia zone. *Tectonics*
119. Vissers, R., van Hinsbergen, D., and Meijer, P. T. (2013). Kinematics of Jurassic ultra-slow spreading in the Piemonte Ligurian ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 380, 138-150
120. Vlahovic, I., Tišljarić, J., Velić, I., and Matičec, D. (2005). Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics, *Palaeogeography*, 220, 333-360.
121. Walter, R. C., 1989. Application and limitation of fission-track geochronology to Quaternary tephra. *Quaternary International*, 1, 35-46

122. Wendt A. S, Vidal O., Chadderton L. T. 2002. Experimental evidence for the pressure dependence of fission track annealing in apatite. *Earth Planet Sci Lett.* 20 :593-607.
123. Willet S. D. 1997. Inverse modelling of annealing of fission tracks in apatite 1: A controlled random search method. *Am J Sci*, 297, 939-969.
124. Yamada K., Tagami T., Shimobayashi N. 2003. Experimental study on hydrothermal annealing of fission tracks in zircon. *Chem Geol.* 201, 351-357.
125. Zertani S; Apatite fission track thermochronology at the western end of the Skutari-Pec-Normal-Fault (northern Albania), Master's thesis, Berlin, July 2015.
126. Zhai P. et Zao Y.1992. - Angular distribution of spontaneous fission tracks in zircons under various etching conditions, *Chinese Sci. Bull.*, 37, 1688-1691.