



REPUBLIKA E SHQIPERISE
UNIVERSITETI POLITEKNIK TIRANE
FAKULTETI I GJEOLOGJISE 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 GJEOLOGJISE DHE I MINIERAVE
SHKOLLA E DOKTORATURËS "GJEOSHKENCAT, BURIMET
NATYRORE DHE MJEDISI"
Rruga Elbasanit, Tirana-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 dd.mm.vvvv para jurisë:

- | | |
|------------------------|-----------------|
| 1. Titull Emer Mbiemer | Kryetar/Oponent |
| 2. Titull Emer Mbiemer | Anëtar |
| 3. Titull Emer Mbiemer | Anëtar |
| 4. Titull Emer Mbiemer | Anëtar /Oponent |
| 5. Titull Emer Mbiemer | Anëtar |

DEKLARATË AUTORËSIE

Deklaroj se Disertacioni i paraqitur është një punë originale 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 shpëjtësinë e ftohjes dhe ekzymimit të Albanideve të Brendshme duke analizuar rrith 40 kampione marrë në tre profile afërsisht përpindikular me shtrirjen e kësaj thyerje. Thyerja Shkodër-Pejë e cila ndodhet në veri të Shqipërisë ndan në mënyrë sismologjike dhe morfologjike Albanidet e brendëshme me ato të jashtme. Të dhënët paleomagnetike kanë treguar që Albanidet kanë pësuar një rotacion në drejtim të lëvizjes së akrepave të orës në jug të thyerjes Shkodër-Pejë, kjo lloj lëvizjeje 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 vleresimin e amplitudës së lëvizjes në kohë të thyerjeve duke dhënë një informacion të çmuar në lidhje me shpëjtësinë e ftohjes dhe ekzymimit (zhvarrosjes) të shkëmbinjeve si rezultat i aktivitetit të kësaj thyerje. Kjo metodë jep të dhëna mbi evolucionin vertikal të ngjitjes së lëndës kristalore dhe na lejon të llogarisim shpëjtësinë e denudimit ose të ngjitjes së shkëmbinjëve deri në sipërfaqe (gjatë stadeve të fundit të saj). Metoda përcakton moshën gjatë të cilës formaconet gjeologjike pëershkojnë gamën e temperaturave $60^{\circ}\text{C}/120^{\circ}\text{C}$ (Apatit). Rezultatet e fituara nga aplikimi i metodës së gjurmëve të fisionit në kuadër të kësaj doktorate ka hedhur dritë duke sqaruar lëvizjen e komponentes vertikale të kësaj thyerje për të paktën 30 Mv e fundit. Këto të dhënët të jepin idene se kjo thyerje mund të përfaqsojë një thyerje trasformuese të vjetër, e cila është riaktivizuar në shtytre të djathtë. Moshat e daturara në zonën e studimit varojnë nga 21.2 ± 1.8 Mv deri 30.0 ± 3.9 Mv. Të gjithë moshat tregojnë historinë e ftohjes së fundit të zonës së studimit nga temperatura $110 \pm 10^{\circ}\text{C}$, dmth korespondon me kohën kur kjo zonë ka filluar të zhvarroset nga një thelli si 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 $5^{\circ}\text{C}/\text{Mv}$, ose shpejtësia e zhvarrosjes së këtij masivi ka qenë $200\text{m}/\text{Mv}$.

Fjalëkyçë: thyerja Shkodër-Pejë, dinaride, gjurmë fisioni, mosha 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 temperatures $60^{\circ}\text{C}/120^{\circ}\text{C}$ (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 ± 1.8 Ma up to 30.0 ± 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°C/Ma , or the exhumation velocity of this massive is 200m/Ma.

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

FALENDERIME

Dëshiroj të shpreh konsideratën dhe mirënjojen 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, mbështjetjen 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 ketij 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 professional, 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.
- Falenderoj Presidentin dhe drejtuesit e shoqerive të sigurimit Eurosig-Insig të cilët më kanë mbështetur dhe inkurjuar që unë të realizoja me përkushtim këtë studim.

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

DEDIKIM

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

PERMBAJTJA

DEKLARATË AUTORËSIE	II
ABSTRAKTI.....	III
ABSTRACT	IV
FALENDERIME	V
DEDIKIM.....	VI
PERMBAJTJA	VII
LISTA E FIGURAVE	IX
LISTA E FOTOGRAFIVE.....	XI
LISTA E TABELAVE	XII
1. HYRJE	13
2. KUADRI GJEOLOGJIK RAJONAL.....	14
2.1 TË PËRGJITHSHME	14
2.2 BREZI DINARO-ALBANO-HELENIK, VENDOSJA DHE KUADRI GJEOLOGJIK.	16
2.3 EVULUCIONI GJEODINAMIK I ZONAVE TEKTONIKE PËRGJATË THYERJES SHKODËR-PEJË	20
2.4 TË DHËNA SIZMOLOGJIKE PËR THYERJEN SHKODËR-PEJË	28
2.5 TË DHËNAT TERMOKRONOLOGJIKE TË MËPARSHME NË KËTË ZONË	31
2.6 INTERPRETIME PËR THYERJEN NORMALE SHKODËR-PEJË	36
3. STRUKTURAT E DEFORMIMIT DHE TEKTONIKA.....	38
3.1 STRUKTURAT E DEFORMIMIT D1	40
3.2 STRUKTURAT E DEFORMIMIT D2	43
3.3 STRUKTURAT E SFORCIMIT D3	45
3.4 STRUKTURAT E SFORCIMIT D4	46
4. PUNIMET NE TERREN DHE KAMPIONIMI	47
4.1 PUNIMET NË TERREN	47
4.2 KAMPIONIMI	51
4.3 PËRGATITJA E SHLIFEVE	53
4.4 REZULTATET E PERSHKRIMIT PETROGRAFIK	55
4.4.1 <i>Kampioni T10</i>	55
4.4.2 <i>Kampioni T11</i>	57
4.4.3 <i>Kampioni T12</i>	58
4.4.4 <i>Kampioni T13</i>	60

4.4.5 <i>Kampioni T16</i>	62
4.4.6 <i>Kampioni T15\2</i>	62
4.4.7 <i>Kampioni T3</i>	63
5. DATIMI I GJURMEVE TE FISIONIT.....	64
5.1 PARIMI I DATIMIT	64
5.2 EKUACIONI MOSHOR I DATIMIT ME GJURMËT E FISIONIT	73
5.3 TEKNIKA E DETEKTOREVE TË JASHTËM	77
5.4 DOMETHËNJA E NJË MOSHE GJURME E FISIONIT	79
5.4.1 <i>Zonat e Qëndrueshmërisë së Gjurmëve</i>	79
5.4.2 <i>Shpërndarja e Gjatësive të Gjurmëve të Mbyllura, Rasti i Apatitit</i>	83
5.4.3 <i>Parametri Kinetik i Gjurmëve të Fisionit</i>	86
5.4.4 <i>Modelet Termike</i>	88
5.5 SAKTËSIMI DHE PREZANTIMI I NJË MOSHE GJURME TË FISIONIT.....	89
5.5.1 <i>Shpërndarjet e Moshave TF</i>	89
5.5.2 <i>Testi i χ^2</i>	89
5.5.3 <i>Shpërndarja e Moshës Qëndrore</i>	90
5.5.4 <i>Përfaqësimi i një Moshe Gjurmë e Fisionit</i>	90
6. ASPEKTE EKSPERIMENTALE ME ANALIZEN E GJURMEVE TE FISIONIT	91
6.1 PËRGATITJA E KRISTALEVE TË APATITIT	92
6.2 KUSHTET E RREZATIMIT	92
7. REZULTATET DHE DISKUTIMI I MOSHAVE TE GJURMEVE TE FISIONIT	94
7.1 REZULTATET	94
7.2 NDRYSHIMI I GJEOMETRISË SË IZOTERMAVE TERMIKE	101
7.2.1 <i>Topografia dhe Relacioni Moshe-lartesi</i>	101
7.3 DISKUTIM	106
8. PËRFUNDIME.....	109
9. BIBLOGRAFIA	110

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).....	14
Figura 2.2-1: Skemë gjeologjike e thjeshtëzuar e Europës Juglindore sipas (Cvetković etj. 2016), modifikuar nga (Schmid et al 2011).....	16
Figura 2.2-2: Profili tërthorë dhe përgjatë Dinarideve, (Schmid et al. 2011).....	17
Figura 2.3-1: Ndarja e dy degëve të oqeanit Neotetis (Schmid et al. 2011).....	20
Figura 2.3-2: Hata që tregon pikërisht rrötullimin në thyerjen Shkodër-Pejë në Helenide përgjatë Neogjenit.....	21
Figura 2.3-3: Harta skematike tektonik e orogenit Dinarido-Helenide tregon njesitë kryesore tektonike dhe pozicionin e thyerjes Shkodër-Pejë (SPL), po ashtu edhe dy degët e këtij orogeni në Dinaride dhe Helenide, (modifikuar sipas hartës së Schmid et al. 2008).....	22
Figura 2.3-4: Profili 3, tërthorë dhe përgjatë Dinarideve dhe thyerjes Shkodër-Pejë	23
Figura 2.3-5: Profili 1, tërthorë dhe përgjatë Dinarideve dhe thyerjes Shkodër-Pejë	25
Figura 2.4-1: Diagramë treguese e Helenideve dhe Dinarideve	28
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)	29
Figura 2.4-3: Dinamika e lëvizjes së Ofiolitit të Vardarit drejtë PVP.....	30
Figura 2.5-1: Harta Tektonik e Shqiperisë që prezanton rezultatet e gjurmave të Fisionit në Apatite, (U-Th)/He, dhe gjurmet 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).....	31
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).....	32
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)	33
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).....	33
Figura 3.1-1: Prezantimi skematik i evolucionit strukturor të orogenit Shqipëtar përgjat Terciarit	40
Figura 3.1-2: Projeksion Stereografik (Diagrama e Schmidt) të L1(a). S1(b)	42
Figura 3.2-1: Projeksion Stereografik (Diagrama e Schmidt) të L2(a) dhe S2(B)	44
Figura 3.4-1: Karakteristikat dalluese të 4 ngjarjeve kryesore të sforcimit të rregjistruar në orogenin Shqipëtar përgjat Terciarit	46
Figura 4.1-1: Harta e cila tregon në menyrë skematike marrjen e kampioneve sipas 3 profileve	47
Figura 4.1-2: Harta gjeologjike e zonës në studim	48
Figura 4.1-3: Harta gjeologjike vetëm me kampionet të cilët kanë dhenë rezultat	50
Figura 4.2-1: Harta gjeologjike e zonës së studimit bashkë me vend marrjen e provave ..	52

Figura 5.1-1: Parimi i datimit te Gjurmave te Ndarjes (FT) per game temerature tek apatitet ne Uran.....	64
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.....	65
Figura 5.1-3: Fision spontan i Uranit 238.....	66
Figura 5.1-4: Izotopi 238U, dezintegrohet nga emetimi alfa dhe fisioni spontan.....	66
Figura 5.1-5: Gjurmët e fshehura shkaktuar në rrjetin kristalin.....	67
Figura 5.1-6: Forma e një gjurme të fisionit (a, b, c)	68
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).....	69
Figura 5.1-8: Gjurmët e ndarjes (FT) në apatit (a) dhe në zirkon (b) mbas sulmit kimik... 72	
Figura 5.1-9: A- Shpërndarja e numrit të gjurmëve sipas këndit të tyre në raport me siperaqen e kristalit. Anisotropia ruhet gjatë kohës së reaksionit. B- Shpërndarja azimutale e numrit të gjurmëve të një sipërsaqeje në raport me drejtimin kristalor C. Anisotropia zvogëlohet me kohën e reaksionit. Sipas (Masumoto 1992).....	72
Figura 5.3-1: Shpjegimi skematik i metodës eksperimentale përfshirë dallimin e gjeometrisë së dy pjesëve të numërushme.....	78
Figura 5.4-1: Prezantimi skematik i mekanizmit të reduktimit të pjesshëm të gjatësisë së gjurmëve (Carlson 1990).....	79
Figura 5.4-2: Prezantimi i ndryshimit të gjatësive të gjurmëve të induktuara në apatitet e Durango-s sipas kushteve të ndryshime të pjakjes së pjesëshme.....	81
Figura 5.4-3: Zona e paqëndrueshmërisë së plotë (ZPP), Zona e mbajtjes së pjesëshme (ZMP) dhe zona e qëndrueshmërisë së plotë (ZQP).....	82
Figura 5.4-4: a) Pamje skematike në të cilën shikohet forma e gjurmëve në thellësi të quejtura gjurmë të myllura të përdorura për studimin e shpërndarjës së gjatsive të tyre. b) Fotografi e gjurmëve të myllura mbi sipërsaqen e kristalit të apatitit (Muceku B. 2006).....	83
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 myllura.....	85
Figura 5.5-1: Tipi i përfaqsimi të një moshe gjrumë e fisionit në formë të diagramit radial për apatitet dhe për zirkonët.....	90
Figura 7.1-1: Paraqitje e moshave të vendosura mbi hartën gjeologjike të rajonit në studiuar.....	94
Figura 7.1-2: Paraqitura 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.....	100
Figura 7.2-1: Tre skenare në të cilët norma e ekzymimit vlerësohet nga pjerrësia e relacionit moshë-lartësi.....	102
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).....	104
Figura 7.2-3: Funksioni moshë-lartësi përgjatë thyerjes Shkodër-Pejë.....	105
Figura 7.2-4: Funksioni moshë-temperaturë përgjatë thyerjes Shkodër-Pejë.....	105
Figura 7.3-1: Të dhëna termokronologjike për brezin Dinaro-Helenide (Muceku, 2008; Zertani, 2015)	107

LISTA E FOTOGRAFIVE

Foto 4.4-1: Pamje e vendmarrjes së proves T10, në territorin e Kosovës, nëpër kreshtat kalon kufiri shtetëror	55
Foto 4.4-2: Fotografi e shlifit T10; a) me dritë natyrore b) me drite të polarizuar	56
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	57
Foto 4.4-4: Pamje e granodioriteve të cilët siç shihet në figurë paraqesin një folacion të rregusht që i përket fazës së parë të deformimit (S1) (vendmarrje e provës T12).	58
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).	59
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)	60
Foto 4.4-7: foto e shlifit T13, disa here e zmadhuar. Vehin re qartë planet e folacionit nga deformi i kristaleve të feldshpateve, kuarcit etj.....	61
Foto 4.4-8: Fotografi e shlifit T13, me zmadhim 32X. Me shigjetë tregohet minerali i apatitit (me dritë natyrore dhe të polarizuar)	61
Foto 4.4-9: Kampioni T15\2	62

LISTA E TABELAVE

Tabela 5.2-1: Lista e etaloneve me mosha ndërkombëtarisht të njoitura për datimet me gjurmët e fisionit. Për të përcaktuar kalibrin tonë Zeta (ζ), kemi përdorur etalonet “Durango” dhe Fish “Canyon Tuff”. Moshat në pergjithësi janë mosha të ponderuara.	75
Tabela 5.2-2: Vlerat e parametrit ζ të përdorur për këtë studim. Monitorët e qelqit të përdorur: NBS 962. Dur, Durango nga Meksika; FCT, Fish Canyon Tuff nga Kolorado. .	76
Tabela 7.1-1: Rezultatet e datimeve me metodën e Gjurmëve të fisionit në apatit, në zonën e studimit.	94

1. HYRJE

Historia gjeologjike e Shqipërisë është e karakterizuar nga përplasja (kolizioni) e pllakës së Apalias me atë të Europës, histori e cila ka filluar në Eocen (rreth 50 milion vite më parë). Si rezultat i kësaj përplasje është formuar brezi malor Dinaro-Albano-Helenik dhe basenet sedimentare bashkëshoqëruar tyre. Strukturat gjellogjike 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 shumë pyetje mbeten akoma për tu zgjidhur 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 vleresimin e amplitudës se lëvizjes në kohë të thyerjeve duke dhënë një informacion të çmuar ne 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 shpëjtesinë 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 përpendikulare të orogenit e cila ndan Helenidet dhe Dinaridet (fig 2.1-1, Schmid et al. 2008), 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 parë). Si rezultat i kësaj përplasje është formuar brezi malor Dinaro-Albano-Helenik dhe basenet sedimentare bashkëshoqëruar tyre. Ky brez i gjatë është një rezultat i konvergjencës dhe përplasjes së Plakave Evropiane, Afrikane dhe Adriatikut (Schmid et al. 2008). Dy degët e lartë përmendura 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 kuriozitet gjeologjik por karakteristika në formimin e vargmaleve të vjetra dhe luajnë një rol të madh në zhvillimin e këtyre degëve të orogenit (Katschberg Shear Zone System, Scharf et al. 2013; Brenner Fault, Selverstone et al. 1995). Gjatë kësajë periudhe përplasje konvergjence filluar në Jurë me subduksion Oqeanik dhe përplasjen e pllakës së Europës 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 Princi 2005; Schmid etj. 2008) duke formuar një zonë thyerjesh dhe tërheqjesh në thellësi me ndryshime të mëdha brenda orogenit.

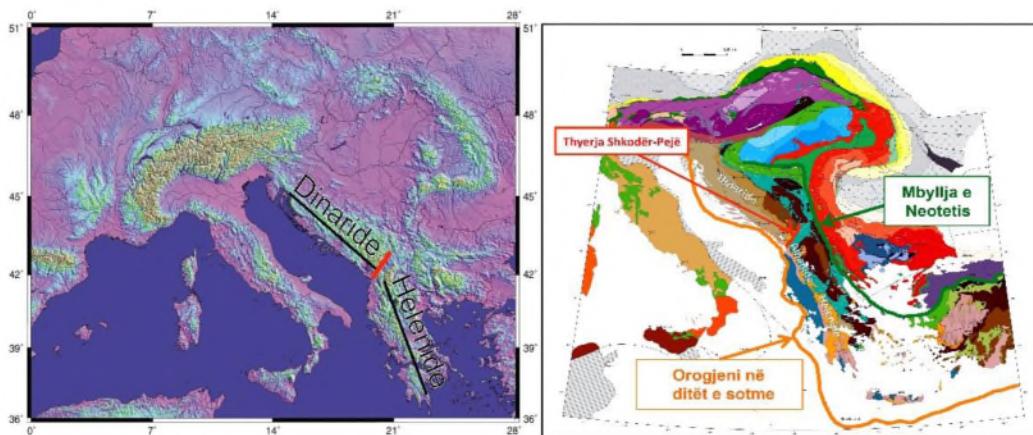


Figura 2.1-1: a) Pozicioni i thyerjes Shkodër-Pejë në harkun malor Dinardo-Helenide, b) Harta gjeologjike (Schmid et al 2008).

Një domethënë shkencore se ndryshimet e mëdha brenda orogenit që përkojnë me këtë strukturë janë: (1) Orientimi i përgjithshëm i orogenit ndryshon nga VP-JL në VVP-JJL (Schmid et al. 2011), (2) Thyerja Shkodër-Pejë shënon kufirin verior të Neogenit rrrotullim orar 40° - 50° në drejtim të rrrotullimit 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 vazhdojne në Dinaride, dhe mungojnë plotësisht në jug të Helenide fig 2.2-1 (Schmid et al. 2008). Megjithatë, mosha dhe koha e deformimit, si dhe kinematika dhe paleogeografië 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 mire që të nxirret me metoda indirekte, duke përdorur metoda të ndryshme të tillë si kronostratigrafië dhe biostratigrafië (Mikes et al. 2008), gjeokronologji (Blisniuk et al. 2001). Shumica e këtyre metodave lejojnë një vlersim minimal ose maksimal të moshës vetëm për një pjesë të historisë së thyerjes. Në këtë studim ne kemi zgjedhur përfundimisht të aplikuar metoden e gjurmëve të ndarjes në Apatit përfundimisht absolut të moshës në mënyrë që të deshifrojë evolucioni termik të dy anët e thyerjes Shkodër-Pejë duke marrë kampione përpendikular thyerjes në tre profile. Analiza e gjurmëve të ndarjes në Apatit ka potencial të përcaktojë kohën e zhvarrosjes dhe ftohjes së shkembit përfundimisht gamë të temperaturës nga $(60\text{-}120) \pm 10^{\circ}\text{C}$ ku kristalet janë të ndjeshme përfundimisht të regjistruar evolucionin termik. Ky rang temperature korrespondon me thellësi 3-4 km në varësi të gradientit lokal dhe është i përcaktuar përfundimisht studiuar mbi koren e tokës (Gallagher et al. 1998), dhe kështu mbulon gamë temperaturë/thellësi që pritet të jap rezultat përfundimisht të deformimit të thyerjen Shkodër-Pejë. Kjo metodë është e rëndësishme përfundimisht lidhur historinë termike me evolimin 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 konvergjences së Adrias me atë të Europës duke filluar me subduksion interoceanik ku pjesët e litosferës së re të formuara obduktohen në buzet e përplasjes kontinentale me pllakën Adria. Gjatë kësaj përplasje 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 konsistonjë në mbulesa tektonike me zhvendosje perëndimore nga perëndimi në lindje. Ky orogeni i rrudhosur nga veri-perëndimi drejt jug-lindjes (fig.2.2-3) përfaqësohet nga:

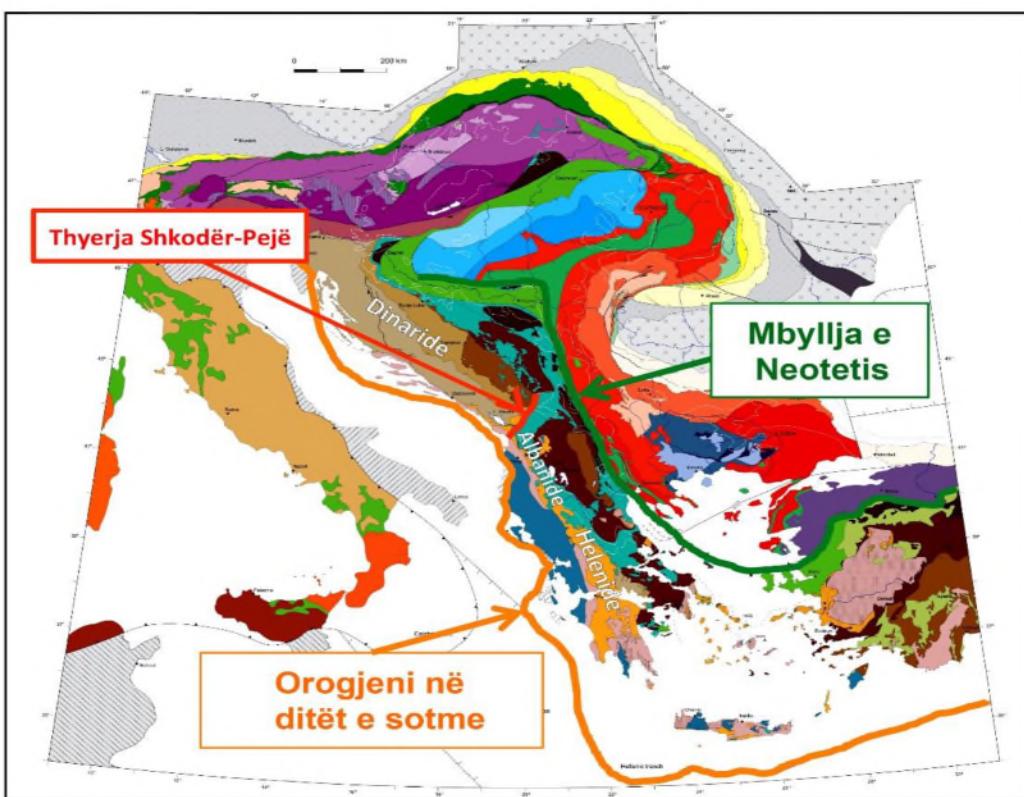


Figura 2.2-1: Skemë gjeologjike e thjeshtëzuar e Europës Juglindore sipas (Cvetković etj. 2016), modifikuar nga (Schmid et al 2011).

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

Këto struktura të rrudhosura Dinaro-Albano-Helenik 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 gjeogjike që ndërtojnë truallin Shqiptar dhe kjo 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 herëshme në basenin e oqeanit. Tërthorja Shkodër-Pejë që prej riftëzimit kontinental, e ndan strukturën gjeologjike të Albanideve në dy pjesë (fig.2.2-1), Albanidet veriore te cilat në veri të tërthores vazhdojnë me Dinaride dhe Albanidet jugore dhe vazhdojnë drejt jugut me Helenide.

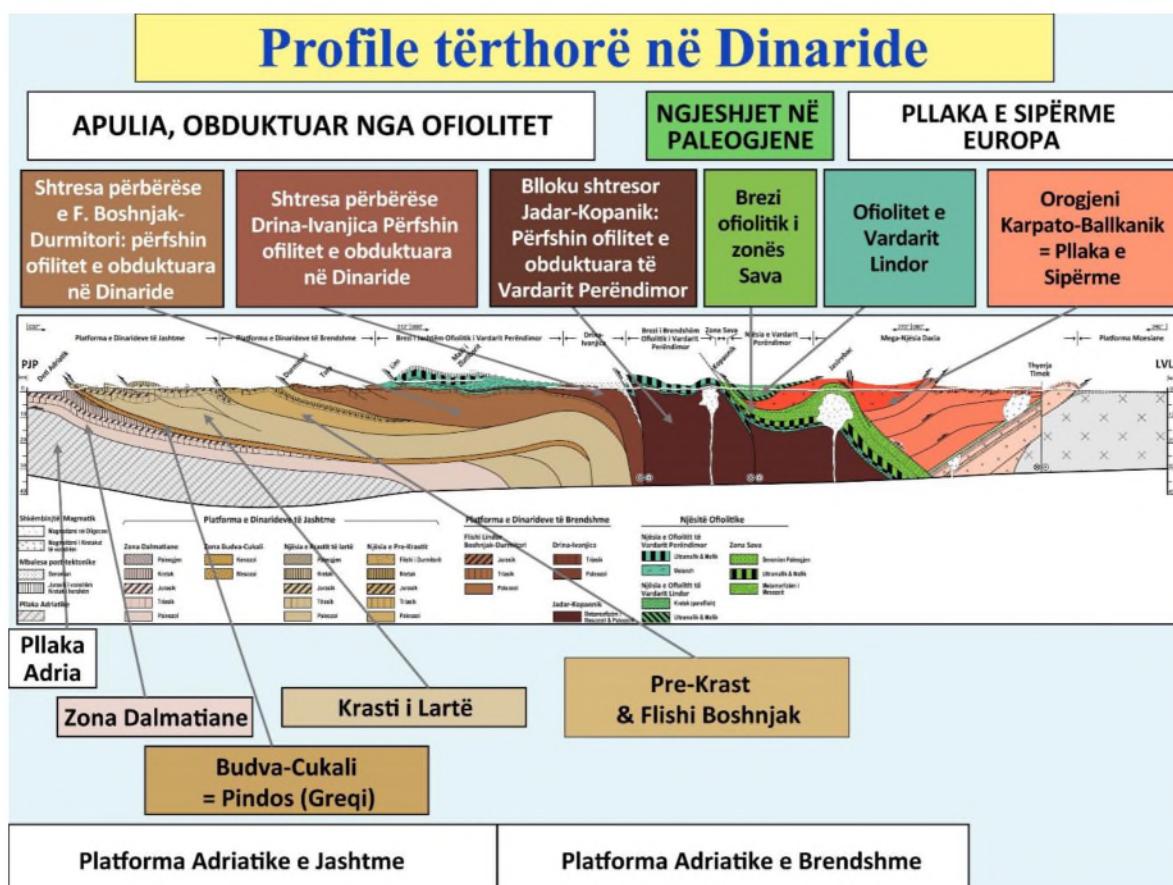


Figura 2.2-2: Profili tërthorë dhe përgjatë Dinardeve, (Schmid et al. 2011).

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 konvergjencen e vazhdueshme mes pllakave Apuliane dhe Europiane. Platforma Apuliane formon kepin e maleve greke, i cili është i eksposuar 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 ne jug Helenide, harku i Egjeut vecohet 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 njësive të mëdha është mjaft e ndryshme (Kober 1929).

Këto struktura gjeologjike të deformuara 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 Brendëshme përfaqësuar nga Pre-Krasti 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 Jurasicut te vonshem deri ne Kretak (Dimitrijevic 1997).

Ndërsa Zona Gashi në Shqiperi 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 njëjtë 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 Shqiperi dhe Pelagoniane në (Maqedoni dhe Greqi) e konsiderojnë si përfaqësuese të buzines 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 tjera, tërsinë Korab-Pelagoniane e konsiderojnë si një mikroplakë 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 tjera, 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 orogenike 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 Evulacioni Gjeodinamik i Zonave Tektonike Përgjatë Thyerjes Shkodër-Pejë

Evolicioni i menjëhershëm gjeodinamik i rajonit të Mesdheut ka filluar në Triasikun e hershëm me riftëzimit kontinental, i shoqëruar nga magmatizëm përgjatë marginës 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 dyshemese 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 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).

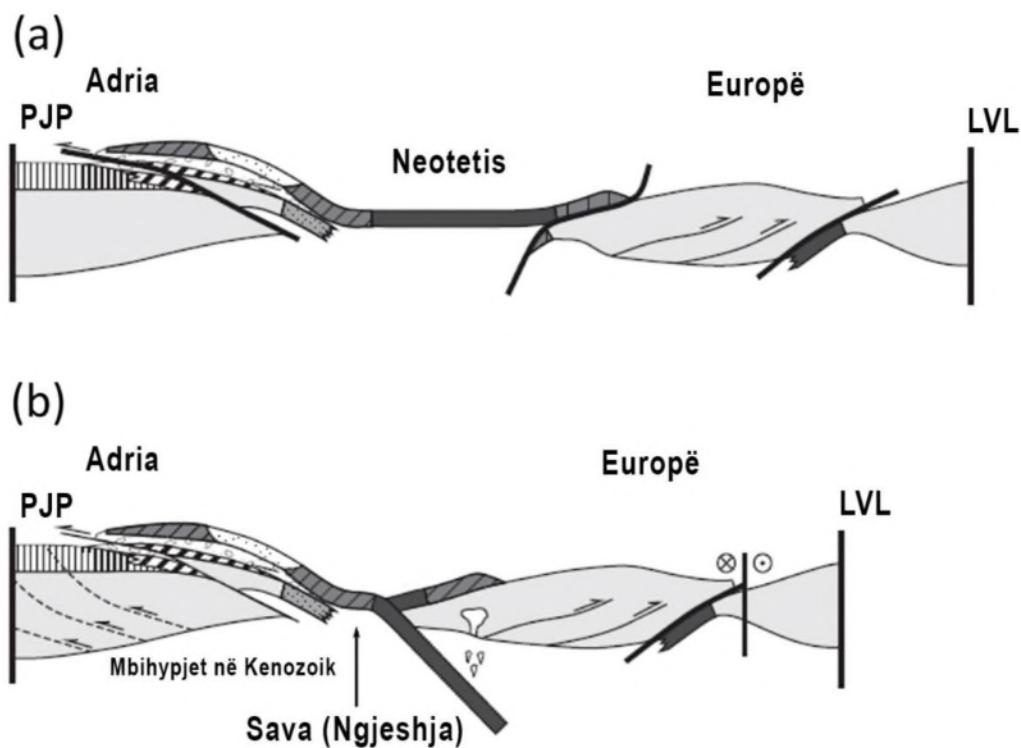


Figura 2.3-1: Ndarja e dy degëve të oqeanit Neotetis (Schmid et al. 2011).

Bazuar në datimin e Ar40/Ar39 në shkëmbinjtë metamorfik në amfibolite, prezantuar nga (Ustaszewski et al. 2010), ndarja e kësaj dege të Oqeanit Neotetis ndodhi në rreth 65 milion vite. Suva ndan njësitë tektonike të Adriatikut me atë Europiane (fig 2.3-1, Schmid et al. 2011). Nga Eoceni i vonshëm deri në Oligocenin e hershëm evolucioni i Dinarideve ka vazhduar me shkurtimet pos-kolosional (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 metaforfizuar nga kufiri kontinental pasiv i pllakës së Adrias (Tari 2002). Për më tepër, rajoni i Helenideve iu nënshtruan gjatë Neogjenit një rrotullimi (fig. 2.3-2) në krahun e akrepave të orës deri në 50° (Kissel et al. 1995; Van Hinsbergen et al. 2005) e cila nuk është e 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).

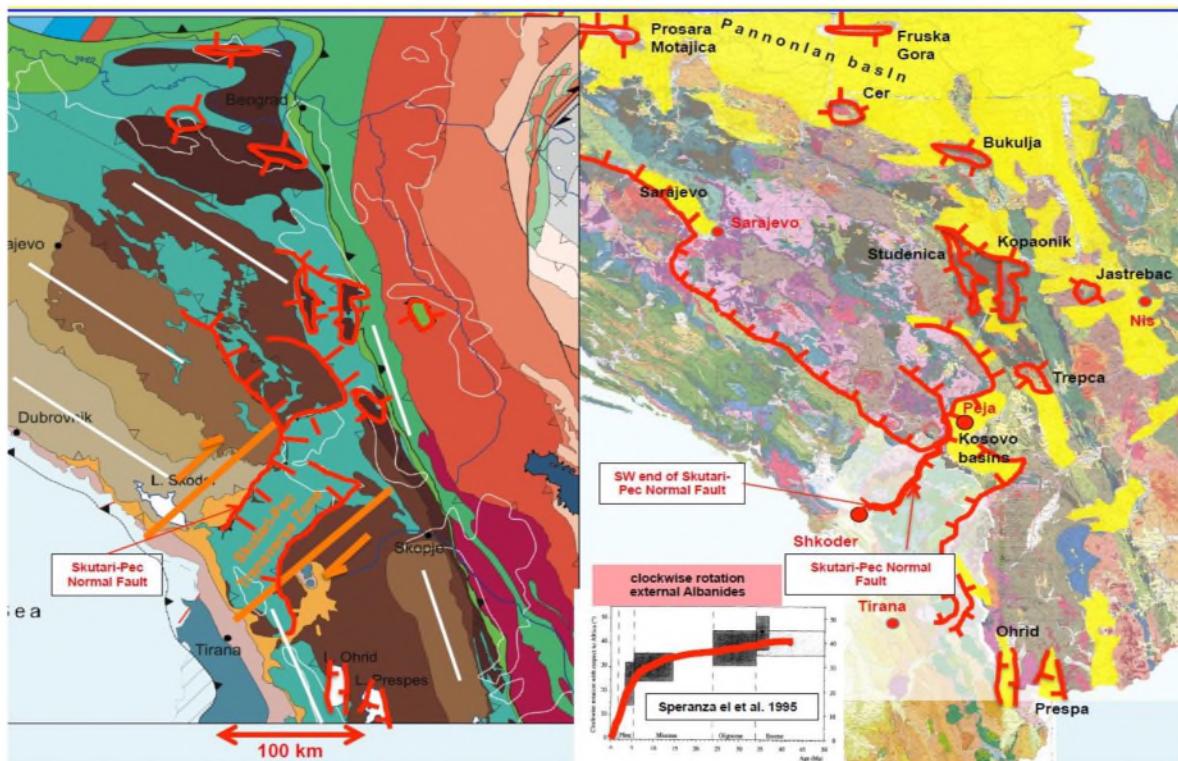


Figura 2.3-2: Hata që tregon pikërisht rrotullimin në thyerjen Shkodër-Pejë në Helenide përgjatë Neogjenit. Brezi i orogenit Dinarido-Helenide me orientim kryesor në Dinaride VP-JL dhe VVP-JJL në Helenide (shiko harten Schmid et al. 2011; fig2.3-2), këto dy degë kryesore të orogen janë të ndara nga një 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-gjeografikisht këto njësi paraqesin platformat karbonatike të ujrale të thellë. Këto njësi tektonike karakterizohen shpesh si njësi të jashtme, të cilat janë tektonikisht poshtë me njësitë e brendshme, të cilat janë tektonikisht më larta dhe lidhen me Ofiolitin Perëndimor të njësisë së Vardarit (Schmid et al. 2008).

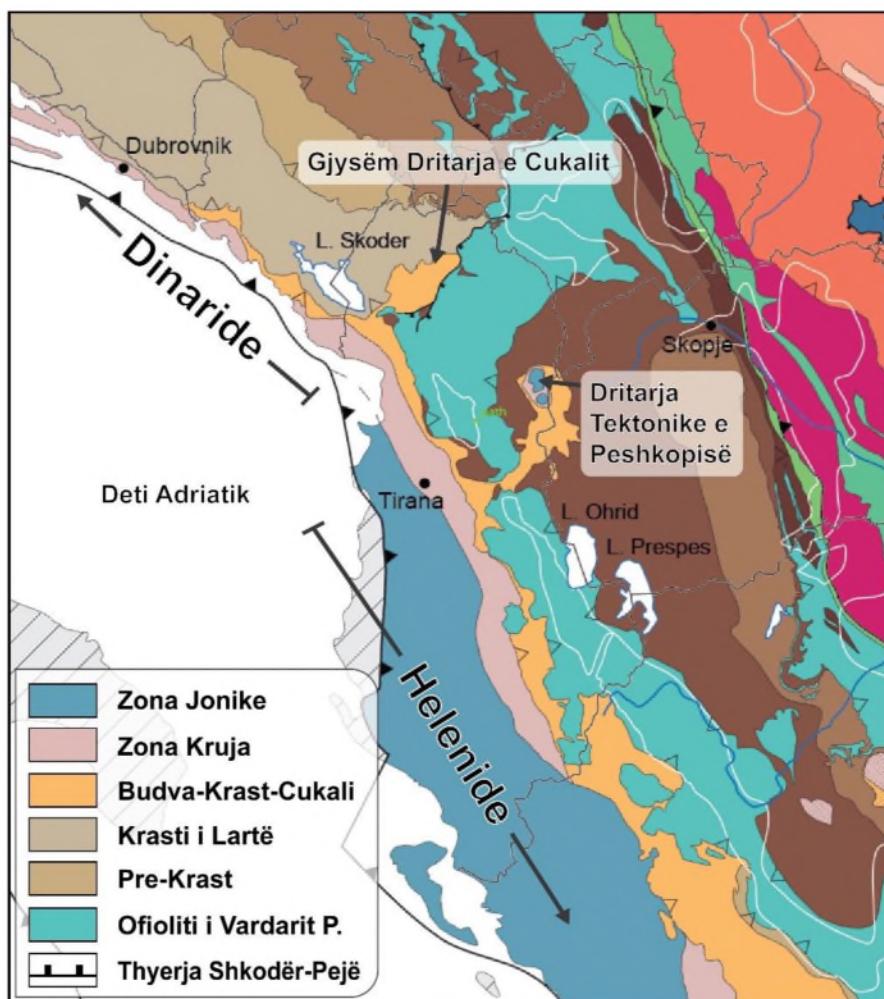


Figura 2.3-3: Harta skematike tektonik e orogenit Dinarido-Helenide tregon njësitë kryesore tektonike dhe pozicionin e thyerjes Shkodër-Pejë (SPL), po ashtu edhe dy degët e këtij orogeni në Dinaride dhe Helenide, (modifikuar sipas hartës së Schmid et al. 2008).

Njësia më e ulët tektonikisht është zona Jonike si një rrip i hollë i rrudhosur dhe mbivendosur mbi depozitimet, e cila është e eksposuar nga Shqipëria jugore drejtë jugut në Greqi (Robertson dhe Shallo 2000). Është një zonë me përhapje të gjërë 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 rrreth 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), eksposim i zonës fillon me evaporitet dhe pasohet në drejtimin vertikal me platformën karbonatike detare të ujrale 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 fllshit oligocenik e më sipër, ato janë të unifikuara dhe ky dallim pothuajse nuk ekziston.

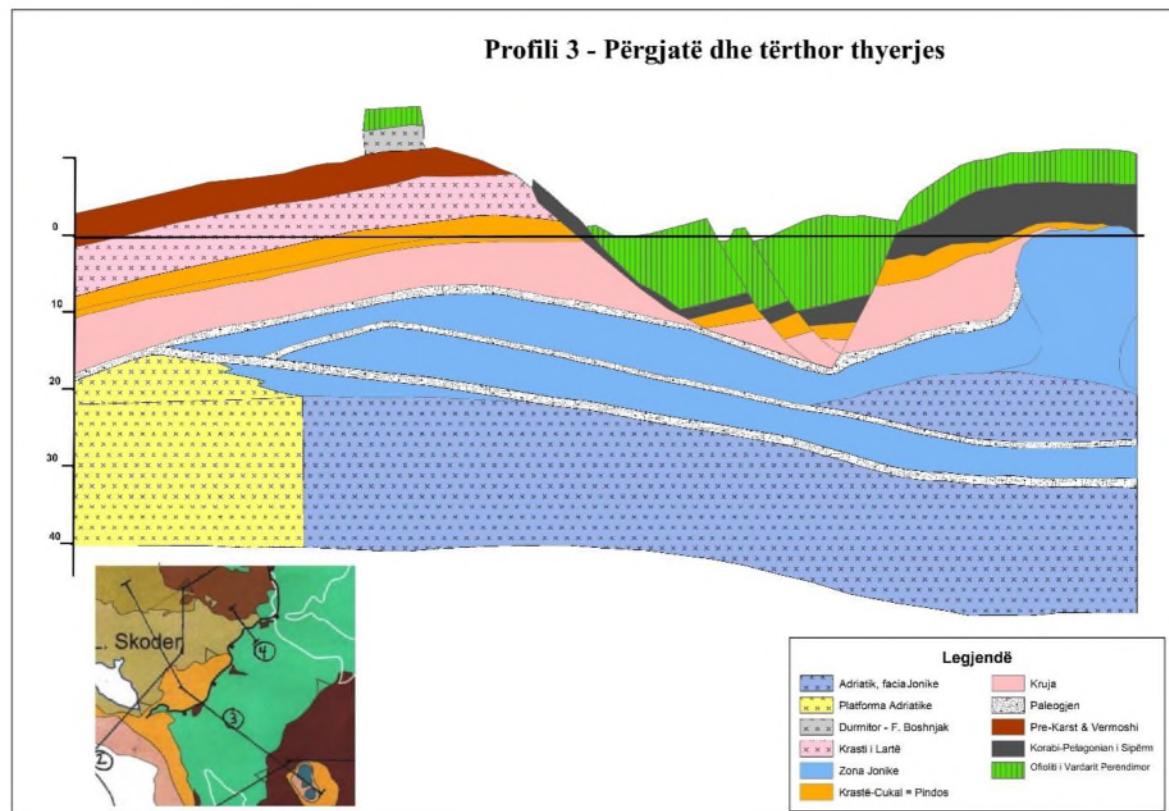
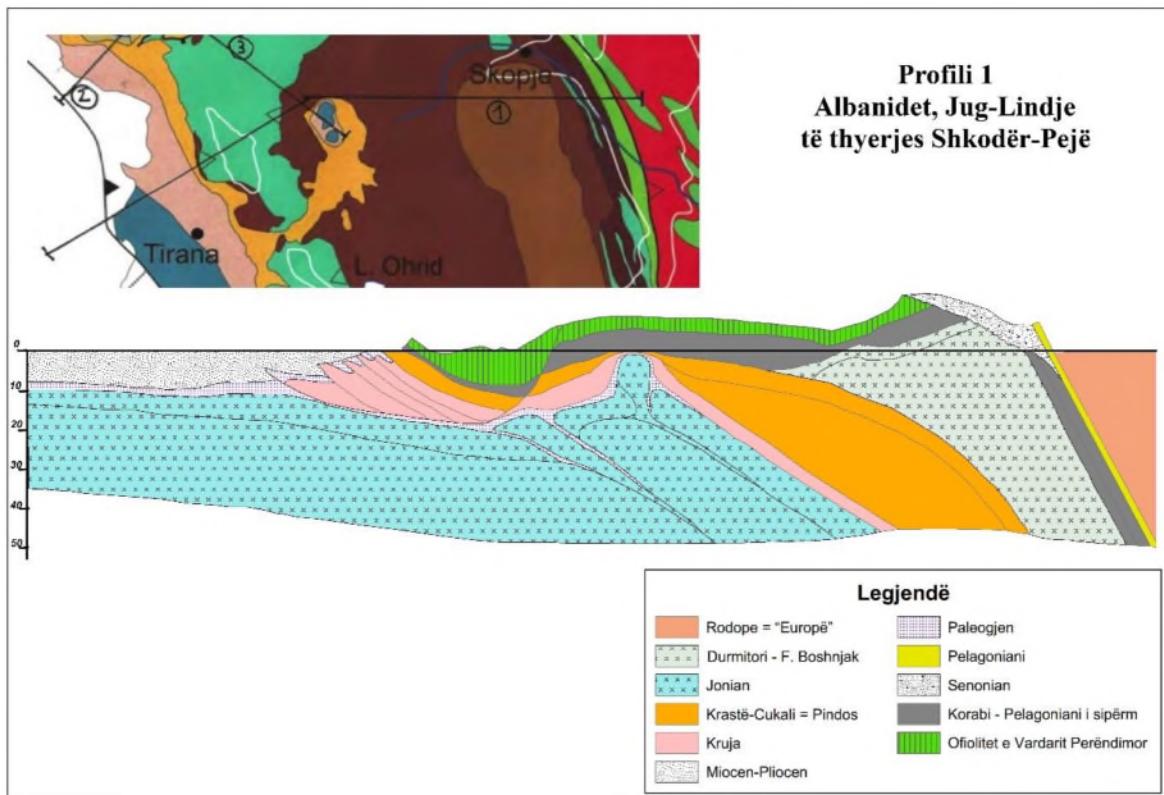


Figura 2.3-4: Profili 3, tërthorë dhe përgjatë Dinarideve dhe thyerjes Shkodër-Pejë.

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 (Aubouï 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 ujравe të cekëta të Jurasikut, pastaj me terrigenet 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 fllshit 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.

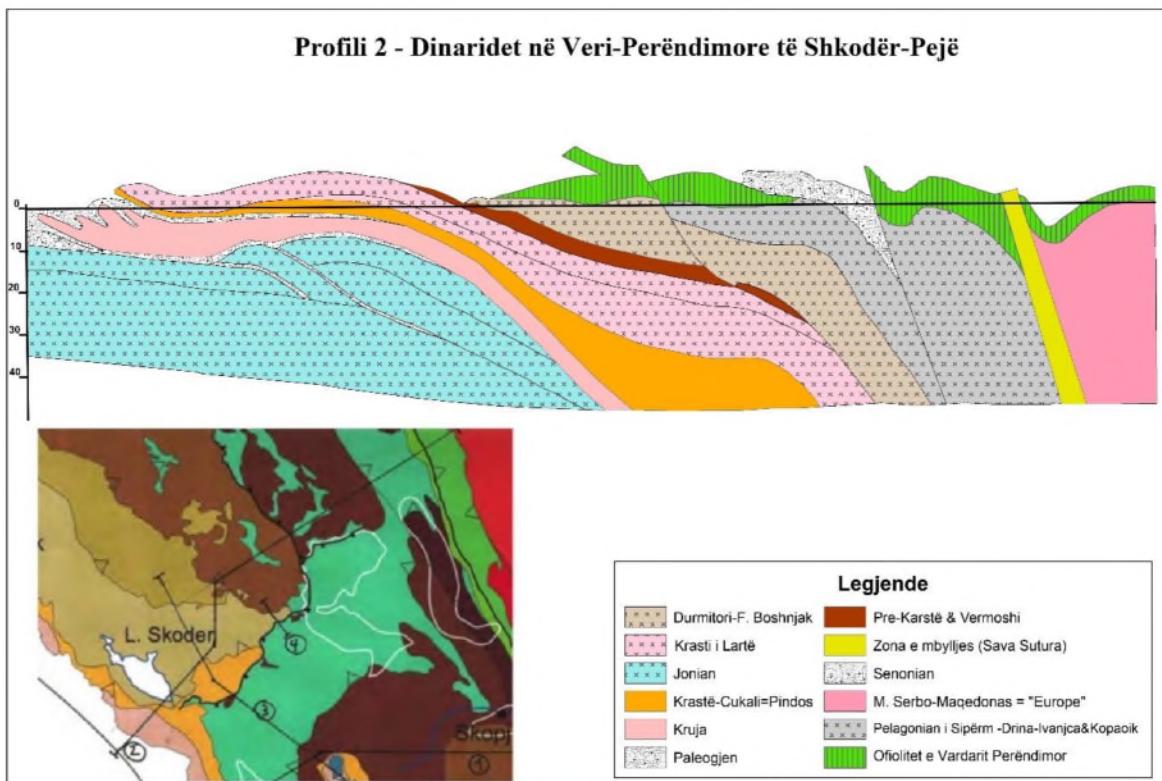
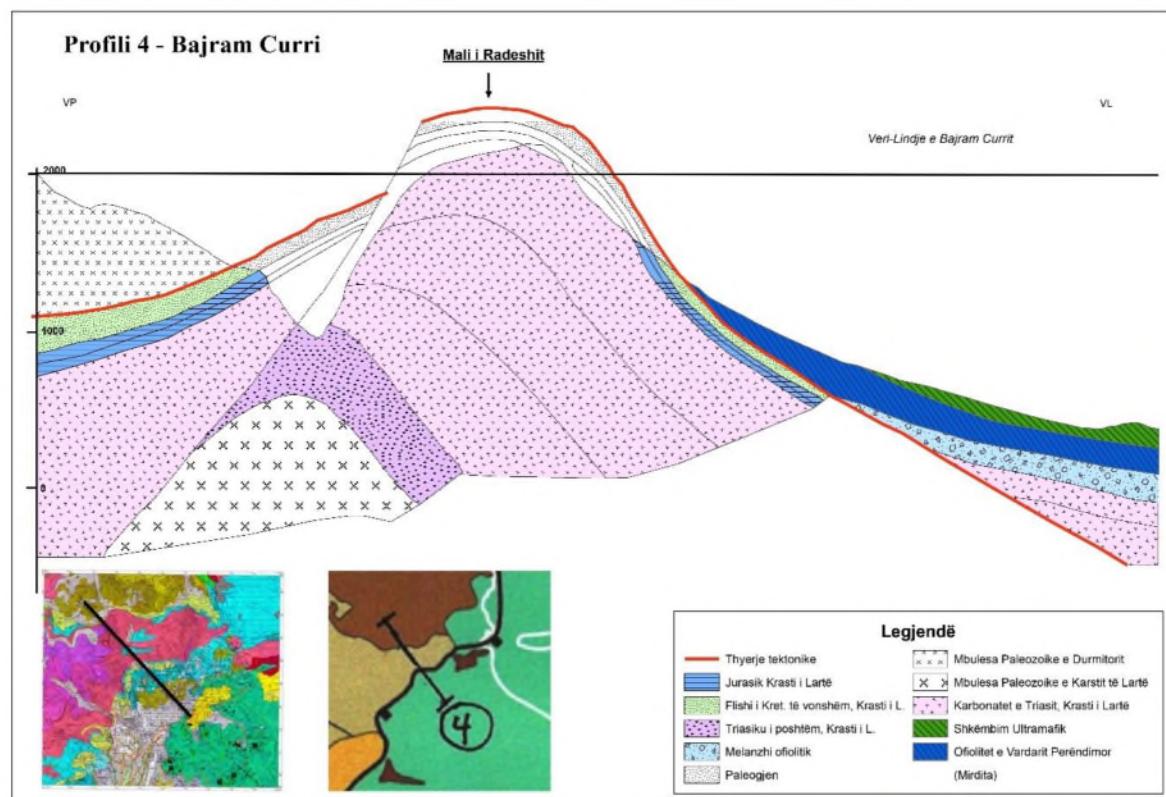


Figura 2.3-5: Profili 1, tërthorë dhe përgjatë Dinarideve dhe thyerjes Shkodër-Pejë.

Zonës Kruja tektonikishti i është mbivendosur zona Krasta-Cukali-Budva-Pindos (Gorican 1994; Nopça 1921) i cili përfaqëson një basen karbonatik te 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 te Zi dhe përban një seri nga Triasi në Eocen dhe fillon me sedimentet e thella të Triasit dhe perfundon me fllishin e Kenozoit (Schmid et al. 2008). Zona Krasta-Cukali-Budva i mbivendosen dy njesi të ndryshme tektonike në dy degët e orogenit: 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 Krast-Cukalit takohet si në veri të terthores Shkodër-Pejë (Albanidet veriore), ashtu dhe në jug të saj (Albanidet jugore), dhe analogia e saj Pindos-Olni në Greqi (fig 2.3-4). Zona e Kraste Cukalit shtrihet gjatësisht në Shqiperi në formën e një rrypi të ngushtë, njihet si nenzona e Krastës në jug (< 10 km gjersi) dhe Nenzona e Cukalit në veri (<20 km gjersi). Në Albanidet veriore, në veri të terthores Shkodër-Pejë, zona e Krasta - Cukalit degëzohet, në drejtim të verilindjes përfaqësohet me nenzonën e Cukalit dhe në drejtim të veriperëndimit, në trajtën e një brezi të ngushtë, në jug të Taraboshit duke u lidhur, përtëj kufirit me zonën e Budvës, në Malin e Zi (fig 2.3-4, profili 1). Zona e Krastë Cukalit në Shqiperi si dhe analogia e saj zona Pindos-Olonos në

Grqi është interpretuar si një kufi pasiv i ujrave të thella të mikroplakës 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 pjesërsht nga njera tjetra në zonën Pindos-Olonos të Greqisë.



Veriu i Shqipërisë, zona e Krasta Cukal dhe zona e Valbonës mund të lidhen përgjithësisht me njesine e Buzvas në Malin e Zi dhe Kroaci, për shkak të facies dhe ngjashmërise së moshës (fig 2.3-4, profil 1) dhe këto dy njesi tregojnë histori të ndryshmë tektoniko sedimentare. Vashdimi në zonën e Budvës fillon me shkëmbinjë rënori 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 përbajnjë sediment të prejardhura nga Ofiolitet që mungojne 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 teknonikisht mbi zonen Krast Cukal në Shqipëri dhe Greqi.

Njesia e Krastit të Lartë përfaqëson një platformë karbonatike nga Triasiku i vonshëm deri në platformën karbonatike të ujrave të cekët të Kretakut të mesem 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 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 ne Paleogen e cila përfshin platformen karbonatike të ujrave të cekët të Triasikut dhe Kretakut me facien e ujrave të thella në mes. Seksioni i ri i kësaj njësie është e 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 litraturën shqipëtare (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 ekspozuar në Helenide përbejnë një shtrese të vetme të mbihypur ose janë përfstuar nga dy basene të ndryshme oqeanike (Schmid et al. 2008). Njësitë e përshkruara më sipër kane qenë të mbihypura mbi kufirin kontinental lindor të plakës Adriatik si një kompleks akrecioni (Schmid et al. 2008). Faza kryesore e mbihypjës (thrusting) u zhvillua nga Eoceni i vonshëm në Miocenin e vonshem (Schmid et al. 2008). Megjithatë, literatura aktuale sugjeron se konvergjenca mes Adrias dhe Evropës në rajonin qendror të Mesdheut është ende në vazhdim ditët e sotme (Grenerczy et al. 2005).

2.4 Të Dhëna Sizmologjike për Thyerjen Shkodër-Pejë

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

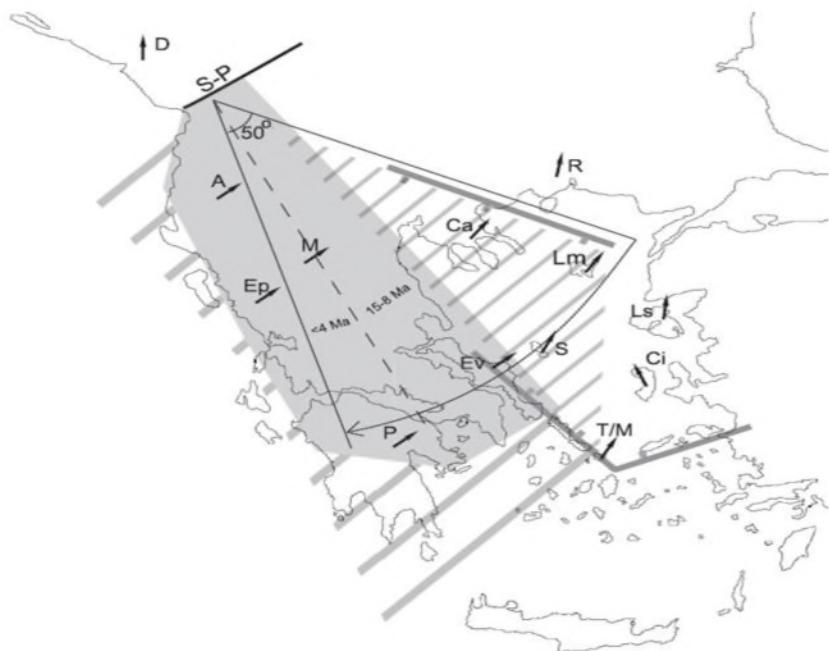


Figura 2.4-1: Diagramë treguese e Helenideve dhe Dinarideve

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

Për më tepër, thyerja Shkodër-Pejë në veri shënon një rrrotullim në drejtim të akrapave të orës përgjat Neogenit në Helenide (Kissel et al. 1995; Van. Hinsbergenet al. 2005) e cila nuk është e evidentuar në Dinaride. Studimi i të dhënave paleomagnetike tregojnë së në jug të thyerjes Shkodër-Pejë janë rrrotulluar që në Miocen (Kissel et al. 1995). Ky rrrotullim ndodhi në dy fazë: (1) Rrrotullimi me 40° në drejtim të akrepave të orës midis moshave 15 Mv- 8Mv dhe (2) Rrrotullimi me 10° në drejtim të akrepave të orës pas 4 Mv (fig.2.4-1). Thyerja Shkodër-Pejë interpretohet si zona ku ka ndodhe ky rrrotullim, ndërsa në veri të kësaj thyerje studimet paleomagnetike tregojnë së gjatë Neogenit nuk ka pasur ndonjë rrrotullim (Kissel et al. 1995).

Imazhet tomografike të valeve sizmike P në një thellësi prej 150 km botuar nga (Bijwaard dhe Spakman 2000) tregojnë një zonë të shpejtësive të larta të valëve-P nën Helenide, në jug të thyerjes Shkodër-Pejë e cila është interpretuar si pllaka e litosferës së Adriatikut e cila është subduktuar poshtë pllakës së Europës. Në veri të thyerjes Shkodër-Pejë shpejtësitë e këtyre valeve P janë me shpejtësi më të ulet 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).

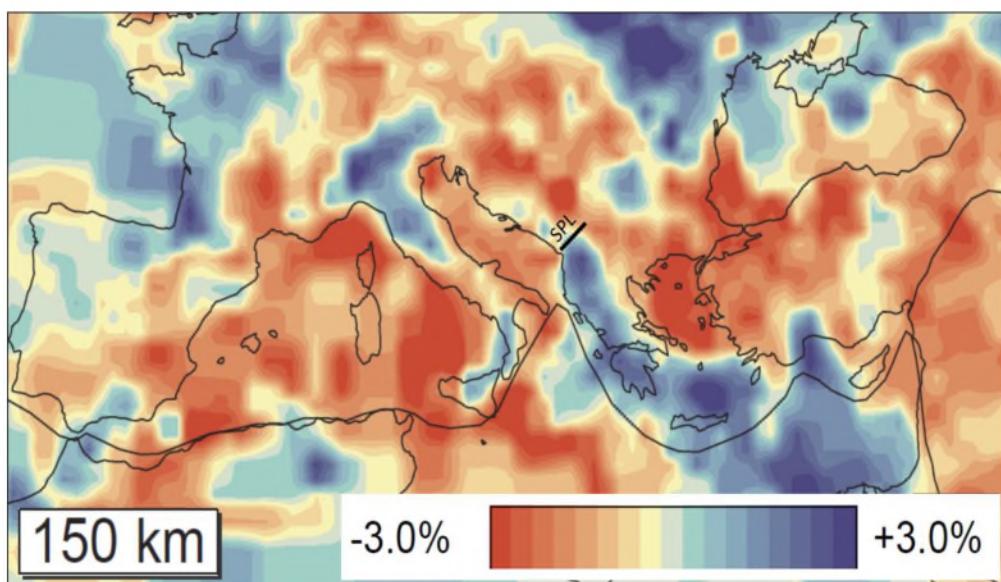


Figura 2.4-2: Imazhi tomografik i valeve sizmike P në Europe në një thellësi 150 km që tregon edhe vendodhjen e thyerjes Shkodër-Pejë (SPL), (modifikuar pas Bijwaard and Spakman 2000).

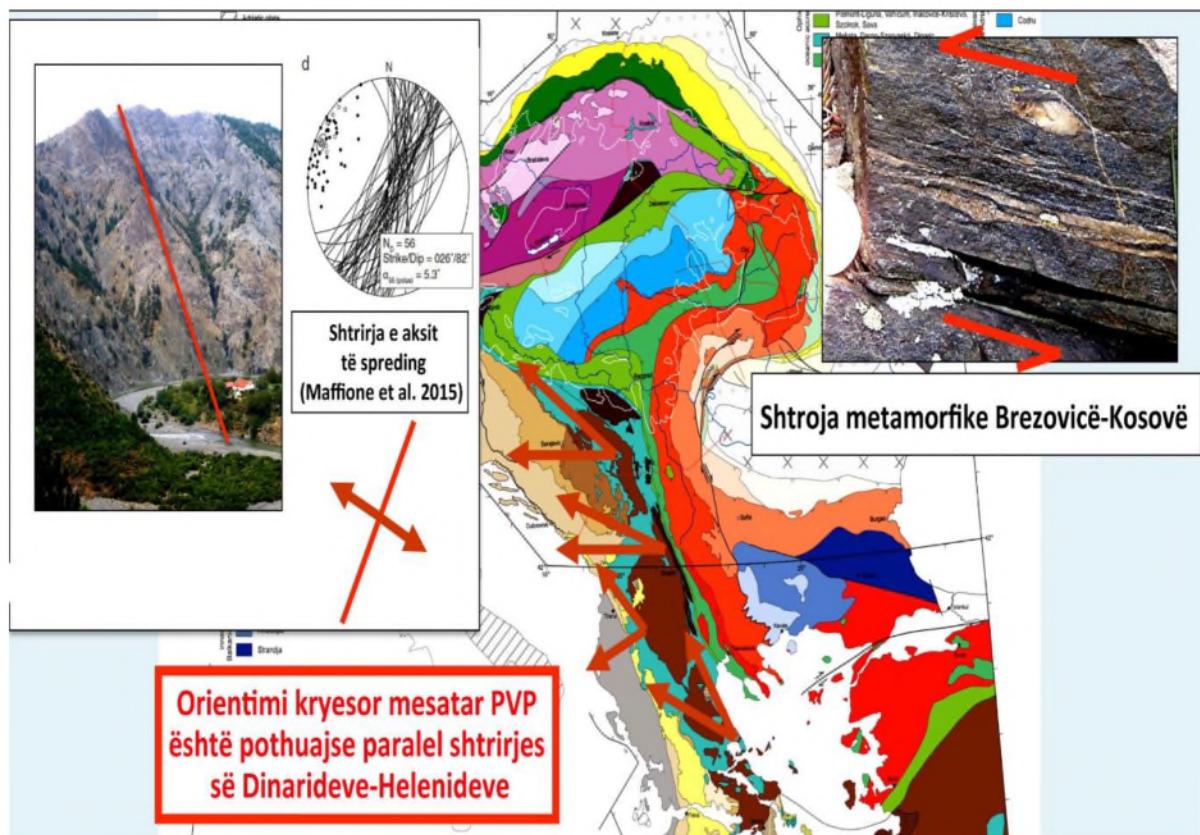


Figura 2.4-3: Dinamika e lëvizjes së Ofiolitit të Vardarit drejtë PVP.

Fillimisht kjo thyerje Shkodër-Pejë u interpretua nga Aubouin et al. (1970), dhe Dercourt (1975) si një zonë e levizjes 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, arsyeva më e mundëshme 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) tregonë se historia e lëvizjes së thyerjes Shkodër-Pejë mund të analizohet bazuar në imazhet Landsad të fazave të ndryshme. Për shembull, ato tregonë se struktura para ekzistuese është potencialisht e riaktivizua gjatë zhvarrosjes së gjysmë dritares së Cukalit (fig. 2.3-3).

2.5 Të Dhënët Termokronologjike të Mëparshme në Këtë Zonë

Të dhënët termokronologjike nga orogeni Dinarido-Helenide janë të pakëta dhe ofrohen vetëm nga një çift publikimesh deri më tani që kanë të bëjnë më rajone të ndryshme të orogenit.

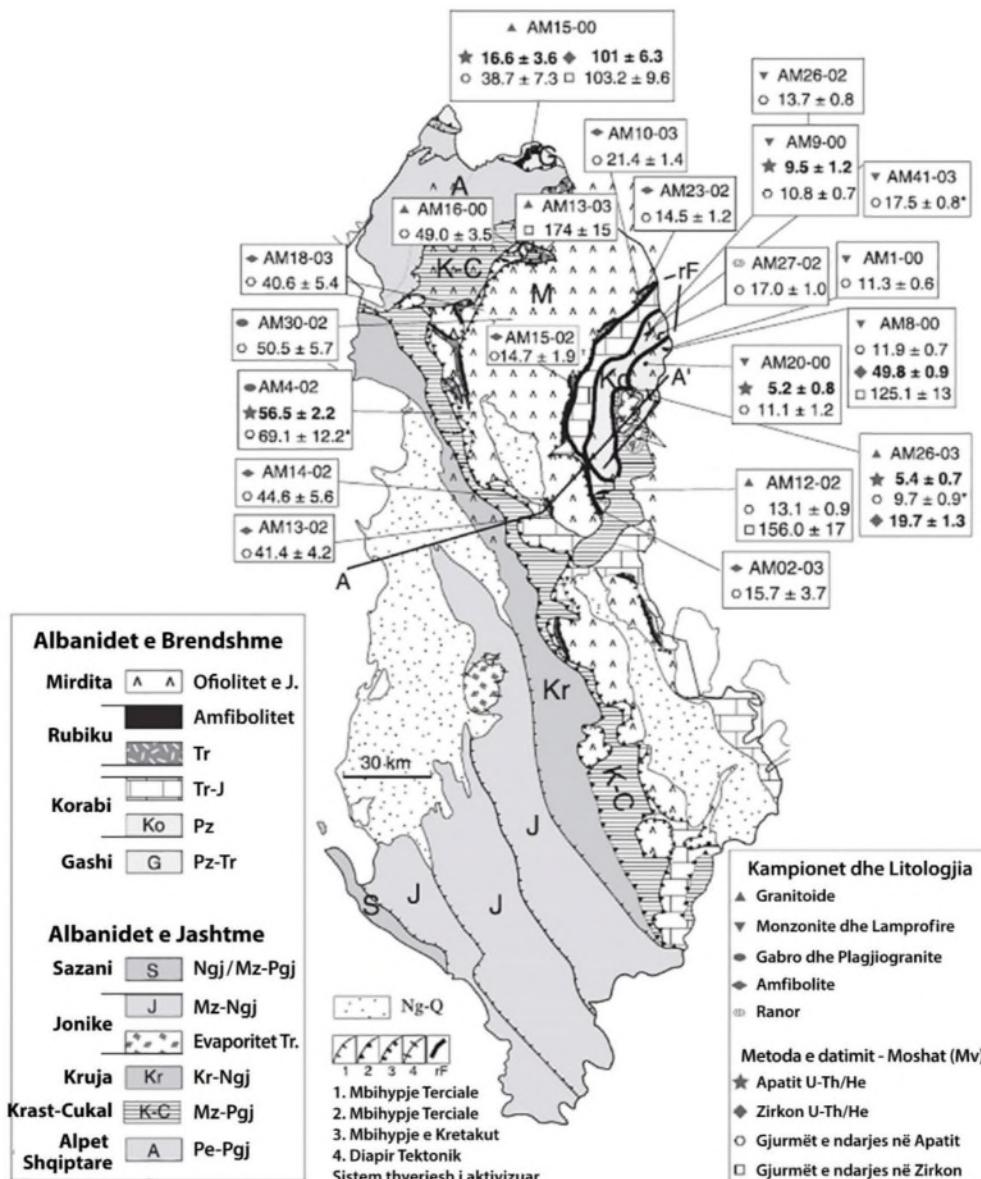


Figura 2.5-1: Harta Tektonik e Shqipërisë që prezanton rezultatet e gjurmave të Fisionit në Apatite, (U-Th)/He, dhe gjurmët e fisionit në Zirkon (U-Th)/He, (Muceku et al. (2008), të cilat tregojnë mosha më të reja drejtë lindjes, (sipas Muceku et al. 2008).

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

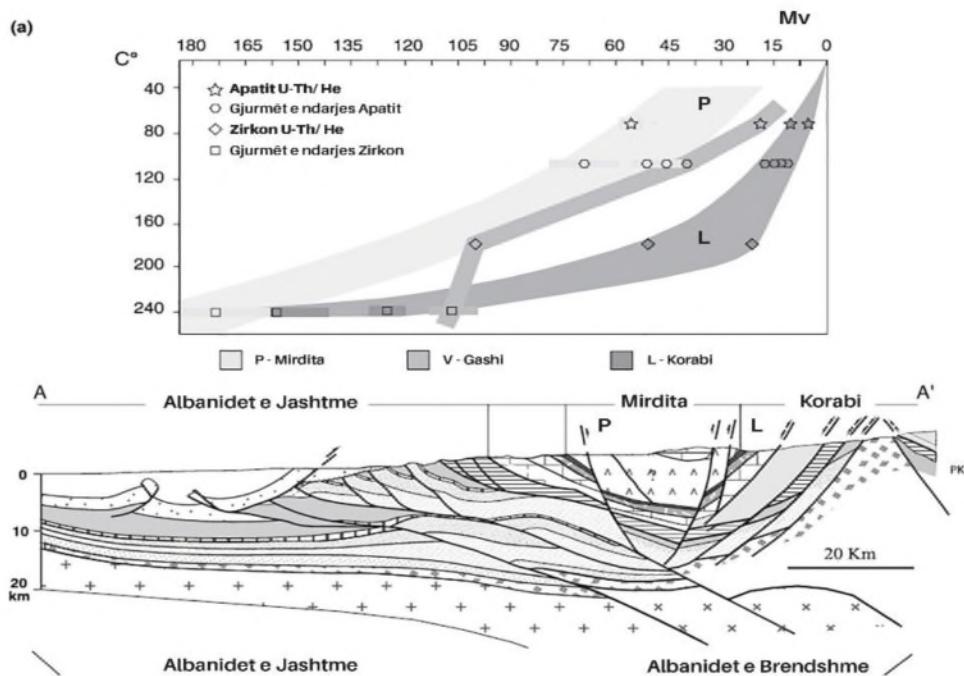


Figura 2.5-2: Prerja tërthore A–A' (për vendodhje shih fig. 2.5-1) në Helenide, Shqiperi dhe rrugët e ftohjes tregojnë zhvarrosjen e Zonës Korabi (Dritarja tektonike e Peshkopisë), Zonën veriore të Gashit (gjysmë dritarja veriore e Cukalit) dhe Zonën Mirdita në perëndim (Muceku et al. 2008).

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

Bazuar në modelimin termal të dhënavë 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).

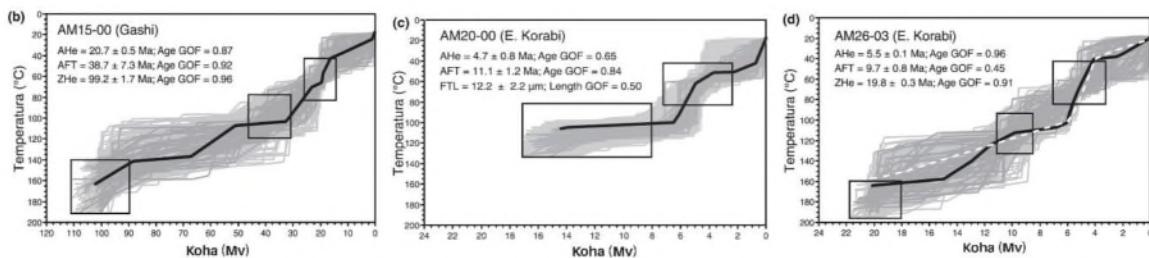


Figura 2.5-3: Modelet termale të Zonës Korabi dhe Gashi nga studimet multi termokronometrike paraqesin një ftohje/zavarroje të shpejtë midis (a) 30 dhe 16 Mv (AM15-00) po ashtu (b) 6 dhe 4 Mv, (AM20-00 dhe AM26-03).

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

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

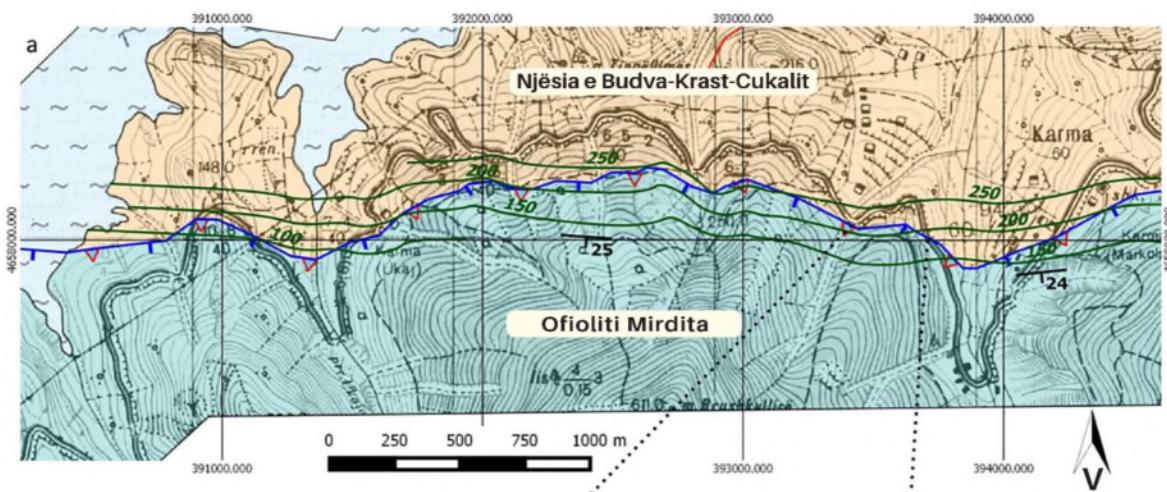


Figura 2.5-4: Harta tektonike pjesë e thyerjes normale Shkodër-Pejë tregon kontaktin ku njësia Ofiolitike e Vardarit Perëndimor i mbivendoset zonës së Budva-Krast-Cukal. (Zertani S 2015)

Moshat e marra nga analiza e FT në apatite tregojnë të gjitha një moshe më të re se mosha stratigrafike të këtyre kampioneve nga Mactrikian deri ne Eocen ($71.3\text{-}33.7$ My për bllokun e shtruar dhe $156.5\text{-}142.2$ My për bllokun e varur) në hartën gjeologjike të Shkodrës, Institut Kerkimeve Gjeologjike, Tirane 2005). Për më tepër, të gjitha moshat janë më të reja se moshat përkatëse stratigrafike përvèç kampioneve SZ13-29 dhe SZ13-34. Nga 4 moshat që kanë dhënë rezultat sipas profilit A-A (Zertani S 2015).

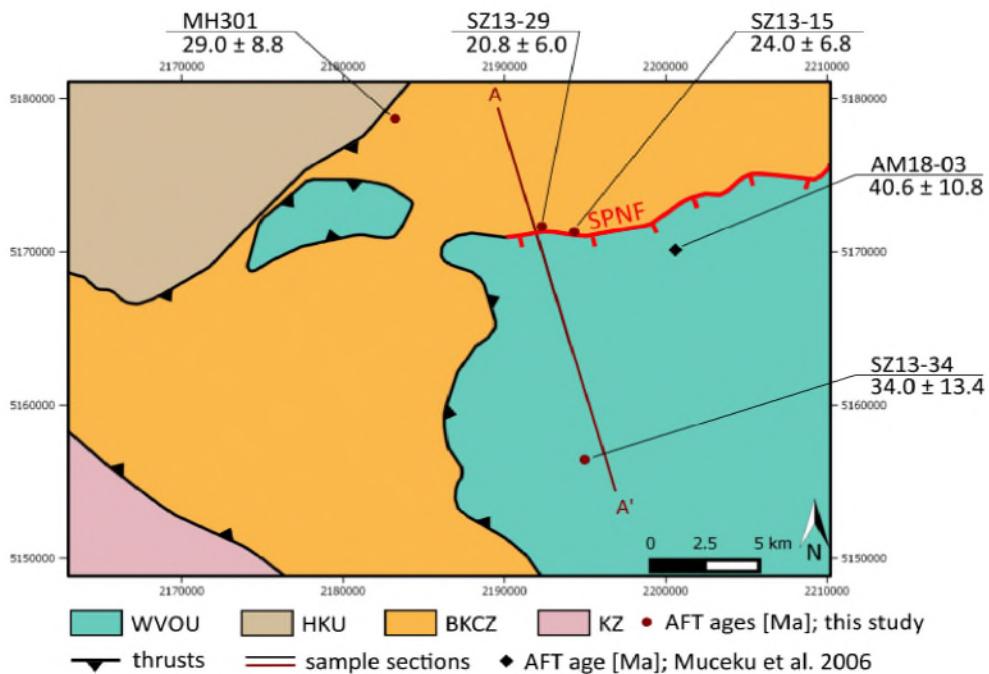


Figura 2.15: Harta tregon pozicionin e kampioneve të FT dhe moshat përkatëse, po ashtu edhe moshën e kampionit AM18-03 nga (Muceku et al. 2008).

Tre 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 moster (MH301) është marrë më larg në veri të Shkodrës. Kampioni i fundit (SZ 13-34) është marre nga blloku i varur disa kilometra në jug të thyerjes. Mostra AM 18-03 me një moshë prej 40.6 ± 5.4 Ma nga (Muceku et al. 2006) blloku i varur përpunhet 95% brenda intervalit të këtyre moshave (Fig. 30). Megjithatë, Muceku et al. (2008) japë një vlerë shpërbërje për këtë mostër prej 0%. Kjo mospërputhje 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 ± 5.4 (me gabim 1sigma) vetëm në jug të thyerjes në bllokun e saj të varur dhe një mostër AM15-00 me të dhënët apatite dhe zirkon japin moshë të dukshem respektivisht 38.7 ± 7.3 My (AFT) dhe 103 ± 9.6 My (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 perdonur 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 dhe 14 Mv dhe është për shkak të riftit, subsidences të lidhur me basenin Panonian përgjate Miocenit.

2.6 Interpretim Për Thyerjen Normale Shkodër-Pejë

Fillimisht kjo thyerje Shkodër-Pejë u interpretua nga (Aubouin et al. 1970), dhe (Dercourt 1975) si një zonë e levizjes tërthor e shkaktuar nga një thyerje transformuese në Mesozoik. Kjo shprehet sot nga një mbihypje në të djathte e ofioliteve në drejtim 80 km (fig 2.4-3). Përvec kësaj, arsyesa më e mundëshme 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 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) tregonjë se historia e lëvizjes së thyerjes Shkodër-Pejë është potencialisht e riaktivizua gjatë zhvarrosjes së gjysmë dritares së Cukalit.

Të dhënrat gjeologjike dhe gravimetrike të kombinuar me shpejtësitet e valeve S dhe P tregonjë një trashje të kores shqiptare (Fig.2.4-2), nga një trashësi normal rrëth 30 km në Shqipëri perëndimore, deri në 45-50 km në pjesen lindore në afersi të kufirit më Maqedoninë dhe Greqinë (Fraseri et al. 1996; Papazachos et al. 2002; Cavazza et al. 2004). Të dhënrat e sismologjike (Aliaj S.1991; Muço 1994; Frasher et al. 1996.) karakterizojnë një zhytje të butë në lindje rrëth 50 km midis kufirit të Shqipërisë dhe Maqedonise. Shqipëria lindore është e karakterizuar nga një zgjatje (zgjerim, vazhdim) rrëth 15 km (Fig. 2c). Imazhet tomografike (Wortel dhe Spakman 1992; 2000; Cavazza et al. 2004) tregon një ftohje të pllakës së litosferës me një zhytje të butë drejt lindjes nën brezin Dinarido-Helenike (Fig.2c); kjo paraqet subduksionin e litosferes Apuliane. Të dhënrat fushore të sforcimeve në brezin e Dinarideve (Cavazza et al. 2004), tregonjë pak a shume një orientim VL-JP të fushës së sforcimeve në zonën e jashtme me një zonë të tensionuar në siperaqen e brendëshme. Ky regjim tektonik në tërheqje ka modifikuar rrënjosht strukturimin gjeologjik të rajonit në studim. Ai prezanton me një seri shkëputjesh tektonike normale të drejtimit VVL me rënien rrëth 70° drejt perëndimit që ka sjellë në kontakt tektonik shkëmbinjët vullkano-sedimentar nënofiolitik të Gjegjanit me shkëmbinjet gëlqerore triasiko-jurasik i poshtëm. Ky sistem i shkëputjeve tektonike normale përkon me zhvarrosjen e vonshme të zonës së Korabit në raport më ofiolitet e Mirditës.

Studimi struktural i rajonit veriperëndimor të zonës Korabit ka vënë në evidence dy fazat deformimi post herceniane D1 dhe D2. D1 është para-Kretake dhe më shumë gjasa e sin-obduksionit të ofiolitit pasi ky deformim nuk prek as vetë ofiolitin dhe as mbulesën e tij të përfaqsuar nga gëlqerorët e Kretakut. D1 është pra një fazë deformimi Mesozoik i rëndësishëm, me zhvendosje veri-perëndimore. Në këtë vend vështrim dhe duke ditur se ofioliti i Mirditës ka obduktuar në Jurasic të Mesëm (ndërmjet 160 dhe 174 Mv: DimoLahitte etj., 2001), deformimi D1 i atribohet

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 mosha të 125.1 ± 12.9 Mv dhe 116.8 ± 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. Ndersa D2, tërësisht i paraqitur nga shtypja koaksiale, është një deformim post kretakut të vonshëm përgjat orogjinit Alpin. Në fakt kjo fazë prek jo vetem tërësine 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 fllishin e jashtëm mund të interprehet si një mbihypje e riaktivizuar përgjatë thyejes së orogenit, ku Korabi përbën pllakën e siperme krahasuar me atë të poshtme të Albanideve të jashtmë. Në vazhdim strukturat e kundërtë të njoitura 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. Mosha dhe shpejtësia relative e zhvarrosjes janë percaktuar me anë të termokronologjise falë matjeve të gjurmëve të ndarjeve mbi apatit (TFA) dhe zircon (TFZ) (Muceku et al. 2006). Mosha e këtyre lëvizjeve tektonike në regjim tektonik normal janë të reja: moshat mbi apatit 21.4 ± 1.4 Mv dhe 14.7 ± 1.9 Mv në kompleksin vullkano-sedimentar të Gjegjanit, pra në bllokun e sipërm të shkëputjes tektonike normale, dhe ato rinovohen nga 17 ± 1 Mv deri 10.8 ± 0.7 Mv duke kaluar me në lindje në bllokun e shtruar që përfaqson zonën e Korabit. Jovazhdimsite e moshave TFA të pëershkrura këtu më lart janë të lidhura me levizjet normale ndermjet (10 dhe 15 Mv) të cilat kanë prekur ofiolitet dhe vullkano-sedimentaret shoqruese të Gjegjanit dhe kanë zhvarrosur zonën e Korabit me një madhesi 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 konvergjencës së plakës së Europës me atë të Adrias e filluar ne Jurë, pjesë të litosferës oqeanike janë obduktuar në kufirin e pllakës së Adrias. Kjo konvergjencë midis Adrias dhe Euroazisë ka evoluar më pas me kolozionin (perplasjen) kontinental e cila tregohet me deformimet me regjim ngjeshës në brendësi të këtij brezi malor (Kilius et al. 2001, fig. 3.1) të e orogenit të Albanideve. Thyerja Shkodër-Pejë që prej ristezimit kontinental e ndan strukturen e Albanideve (e vendosura në pjesën lindore të plakës së Apalias dhe atë perëndimore të mikrobllokut 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 Apalias me atë të Euroazisë e cila i ndan Albanidet nga lindja në perendim në të brendëshme ose blloku i sipërm (Zona e Korabit dhe Ofioliti i Mirditës të cilat shariazhojnë zonat e Albanideve të jashtme ose blloku i poshtëm drejt lindjes (fig. 3.1)

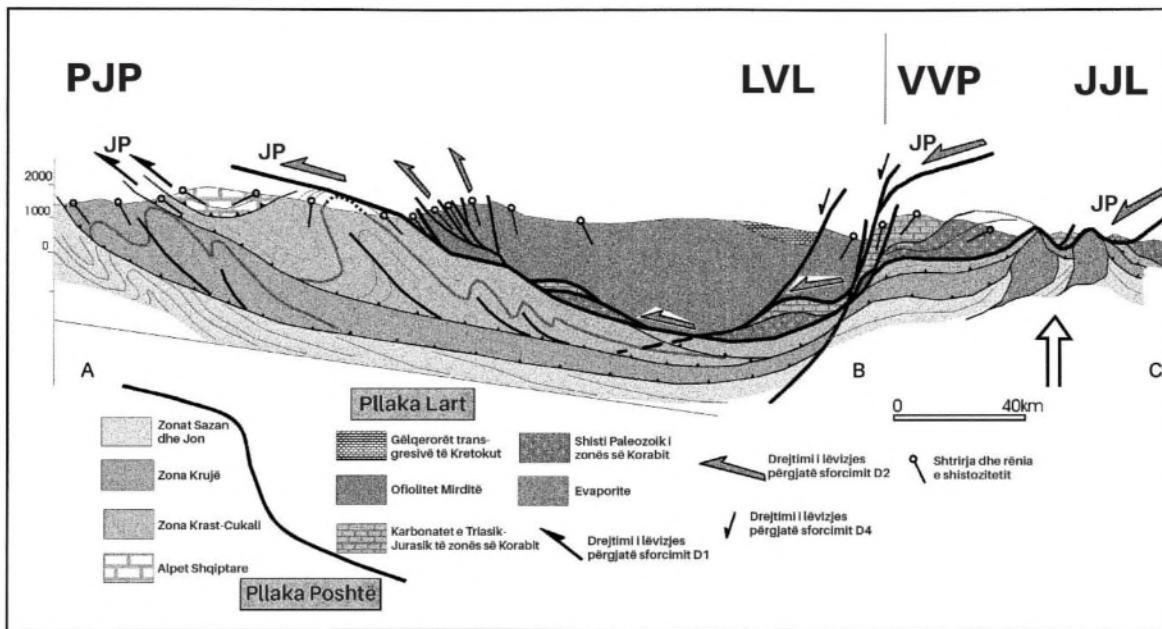


Figura 3.1: Prerja tërthore tektonike përgjatë gjithë brexit orogenik në Shqipëri.

Ku disa autorë sugjerojnë së kjo përplasje ka ndodhur në Jurasik të voneshëm-Kretak i hershëm, ndërsa të tjerë sugjerojnë së përplasia ka ndodhur më vonë gjatë Kretakut të vonshëm-Paleogenit të hershëm. Eventi kryesor deformues i këtij brezi të rrudhosur ka regjim sforsimi 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 Apalias. Këto njësi i përkasin Albanideve të jashtëme dhe janë të karakterizuar nga mosndërprerje sedimentare nga Triasiku në Terciar (fig. 3.1). Përkundër këtyre, zona Korab-Pelagoniane përfaqesuar nga Korabi në Shqipëri dhe Pelagoniane 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 tjera, tërsëia Korab-Pelagoniane është konsideruar si një mikroplakë 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 tjera, 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 në ballin e Oqeanit të Vardarit pjesë e Albanideve të brendëshme dhe brezi ofiolitik i Mirditës përfaqësojnë mbetje të oqeanit Tetis në Mesozoik (Shallo, 1990, 1992; Mello et al. 1991a). Ky brez orogenik i Albanideve të pozicionuar në të dyja anët e thyerjes Shkodër-Pejë, respektivish si pjesë të pllakës së poshtështruar (Zona e Alpeve Shqipëtare, Krastë Cukalit, Zona Kruja dhe ajo Joniane) dhe pllakës së ngritur (Zona e Korabit dhe Ofioliti i Mirditës) gjatë kësajë perplase ka rregjistruar dy evenete 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 më sforcim në ngjeshje, përfaqësuese të strukturave D1 për zonat e Krast-Cukalit, Joniane dhe atë të Krujës konsistojnë në rrudha asimetrike të përbysura me trend VP-JP me sens kryesor levizje drejtë JP. Këto struktura janë të karakterizuar 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 përparrë 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 përbysin fllishin Terciar të Albanideve të Jashtme, në mënyrë që Albanidet të mund të ndahen nga pllaka të sipërme të përfaqësuar nga zona e Korabit dhe brezin e Ofiolitit dhe nga ajo e poshtëme, Albanidet e Jashtme (Fig. 3.1-1). Një studim i detajuar për deformimin D1 në Albanidet e brendëshme dhe konkretisht për zonën e Korabit është bërë nga (Alain dhe Meshi 2010)

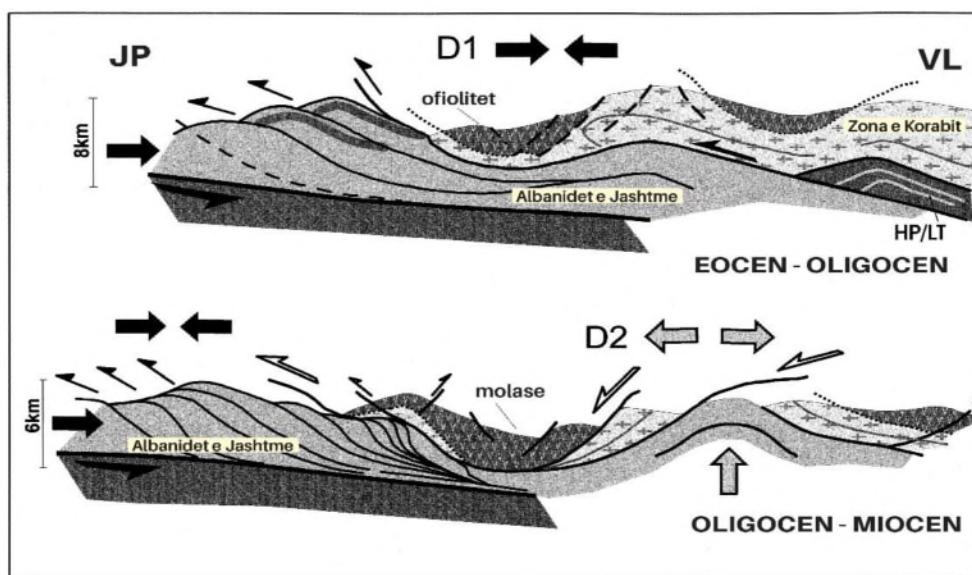


Figura 3.1-1: Prezantimi skematik i evolucionit strukturor të orogenit Shqipëtar përgjat Terciarit.

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

Në gëlqerorët jurasik të bordurit përendimor të zonës së Korabit, D2 është tepër diskret. Rrudhat P1 janë të shtrënguara deri izoklinale të përbysuar drejt VP dhe zhyten përgjithsisht lëhtesish drejt VL, megjithatë mbivendosja e deformimit D2 prek orientimin e S1 dhe influencon mbi zhytjen e P1. Ato formojnë rrudha të ngjashme me trashje në sharnier. Rrallë vërehet që rruhat P1 deformojnë një shistozitet të vjetër hercenian. Në mbulesën vullkano-sedimentare permo-triasike, polariteti stratigrafik dhe struktural drejt veriperëndimit sugeron një strukturë antiforme të tektonizuar mbi karahun e tij JL gjatë të cilës janë zhvarrosur tèresite më të vjetra që janë pjesë e bazamentit Hercenian. Prerja e Grykës së Vanave dhe hartografimi i detajuar i tërsive permo-triasike (Deschamps T 2008) lejojnë të vihet në evidencë kjo skemë regionale e një shkalle më lokale në të cilën vrojtohen një seri rrudhash P1 shpesh të komplikuara në anën veri perëndimore të tyre nga tektonika shkëputse. Rrudhat janë stratifikisht të tipit invers në strukturën antiforme. Një seri shkëputjesh tektonike shariazhuese dhe inverse të vrojtuar në luginen e lumit Luma i atribohen deformimit D1. Këto struktura globalisht të orientuara VL-JP formojnë përgjithsisht korridoret e deformimit trashësia e të cilave varion nga disametra në disa dhjetra metra që nganjëherë janë të veçuara nga shkëmbinj me tekture millonitike. Duke ju afuar këtyre shkëputjeve tektonike; vërehet një gradient i deformimit në konglomeratet permiane dhe/ose ranorët e kuqërrreme të bazës së sekundës permo-triasike. Lineacionet e tërheqjes, zhytja e të cilave sipas P1 mund të jetë pak a shumë e fortë duke dëshmuar për një levizje të rëndësishme inverso-shariazhuese. Indikatoret kinematik janë më shumice dhe dëshmojnë një levizje të djathë drejt VP; relacioni S1 dhe lineacioni L1 (fig. 3.3-2 a, b) tregojnë për një levizje drejt VP.

Si konkluzion, qoftë në shkallë regionale dhe mikroskopike, gjurmët e deformimit D1 dëshmojnë për një deformim të vazhdueshmëm në shkallë regionale (prezencë të nje shistoziteti regional S1) dhe heterogen (rrudhosje regionale dhe struktura mikroskopike të hijeve të presionit etj). Kushtet e deformimit arrijne deri në kushte deformimit thyres gjë e cila nënkupton se D1 është deformim jo i vazhdueshem siç e dëshmojne këtë shkëputjet tektonike shariazhuese dhe inverse të vrojtuara në lumin Luma. D1 është jokoaksiale dhe përgjegjëse e strukturimit madhor në zonën e Korabit, të gjitha me përbysje me vergjence drejt veriperëndimit ndërsa deformimi D2 lokalisht i rrudhos strukturat pararendese.

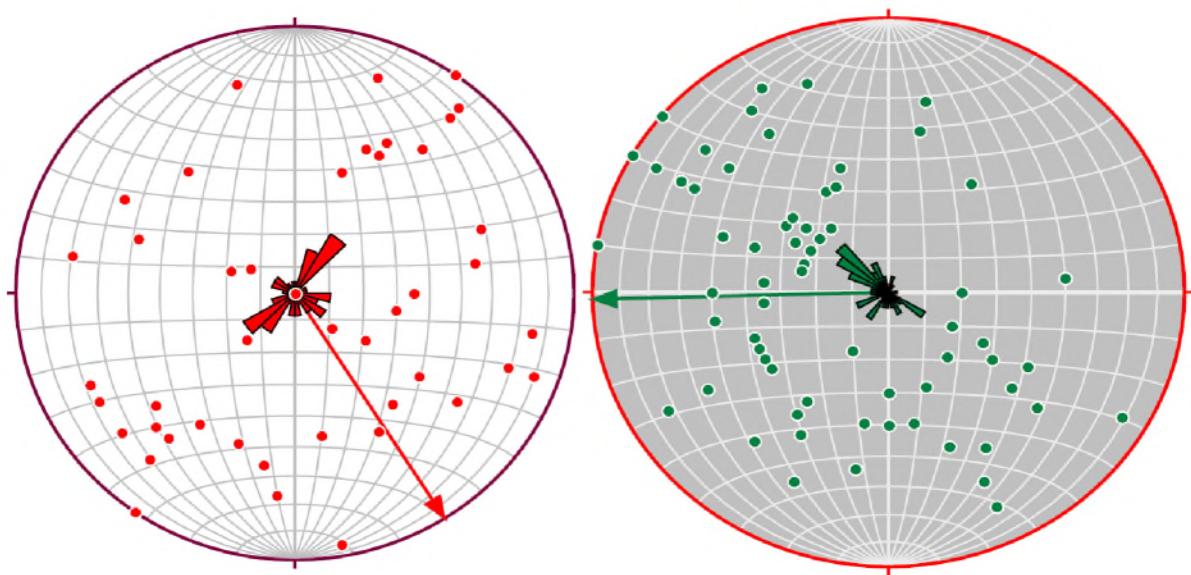


Figura 3.1-2: Projekzion Stereografik (Diagramma e Schmidt) tē L1(a). S1(b)

3.2 Strukturat e deformimit D2

Strukturat D2 janë të mirë evidentuar në shistet e Paleozoit në Zonën e Korabit dhe Ofiolitin e Mirditës të shoqëruara me struktura deformuese në regjim tërheqës (fig 3.2). Në zonën e Korabit dhe pjesën lindore të kufirit të Ofiolitit të Mirdites strukturat D2 janë të karakterizuara nga zona thyerje mesforcim në tërheqje/zgjatje në sharnier me trend nga VP-JL në VVL-JJP (Kilias et al. 2001) pingul thyerjeve të cilat presin në mes strukturat D1. Deformimit D2 ka filluar në Oligocenin e hershëm, dhe gjatë në Oligocenit të mesëm ku sedimentet mallasike janë zhytur poshtë ofiolitit të Mirditës duke shënuar mbivendosjen gjatë Oligocenit të hershëm-mesëm (Kilias et al. 1991; Mountrakis et al. 1993a). Deformimi D2 shprehet nga klivazhi i krenulimit, S2 (fig. 3.2-1a), i orientuar VVL-JJP dhe me rënie të fortë herë LJL dhe herë PVP. Nën mikroskop, klivazhi i krenulimit S2 prek shistozitetin e mëparshëm nën formen e «kink bands» të hapsirave nga 0.5 deri 1 mm. Dy vlerat mesatare të S2 të përcaktuara me ndihmën e projeksionit stereografik (diagrama e Schmidt, hemisfera e poshtme) janë: 50 VP 65 (mesatrje e kalkuluar mbi 60% te matjeve); dhe 40 JL 50 (mesatrje e kalkuluar mbi 40% te matjeve). Variacionet e inklinimit të S2 varet nga tipi i sipërfaqes së deformuar (në funksion të krahëve të rrudhave P1 të rrudhosur dhe nga një deformim D2 që posedon një përbërse të rendësishme të shear të pastër. Rudhat P2 janë të hapura dhe me zhytje të dubluar, drejt VVL ose JJP siç tregojnë shpërndarjet në L1 (figura 3.1-2), L2 të interpretuara në një përafrim si ekivalente të akseve të rrudhave P2.

Kontakti tektonik midis Ofilolitit të zonës së Mirditës dhe mermerit të poshtështruar mesozoik të Zonës së Korabit formojnë një zonë thyerje të madhe D2, e interpretuar nga (Mountrakis et al. 1993a) si një shkëputje normale përgjatë të cilës Ofolitet janë shkëputur drejt JP (fig. 3.2)

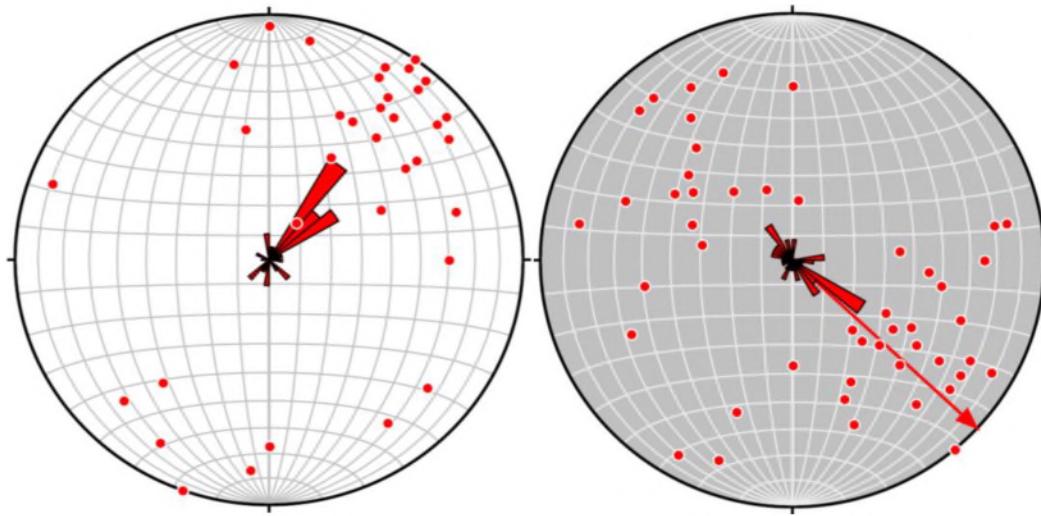


Figura 3.2-1: Projeksion Stereografik (Diagrama e Schmidt) të L2(a) dhe S2(B)

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 njëtin kontakt të kushteve të formimit në JP duke formuar zona të ndërlidhura dhe vëzhgojen 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 njobura 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 meqënë se sedimentet mallasike 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 kundërtë 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 kundërtë 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 këtë qenë në periudhën Miocenit te mesëm-vonshëm.

3.4 Strukturat e Sforcimit D4

Strukturat më të reja janë strukturat për shkak të deformimit D4, dhe ndërpresin të gjithë 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 fortë të gjithë strukturat e mëparëshme. D4 përfaqëson thyerjen e cila ka prodhuar ndryshimin e madh tektono stratigrafik midis disa njësive litostratigafike të Albanideve. Një thyerje e tillë me kënd të lartë me pjerresi normale drejtë 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).

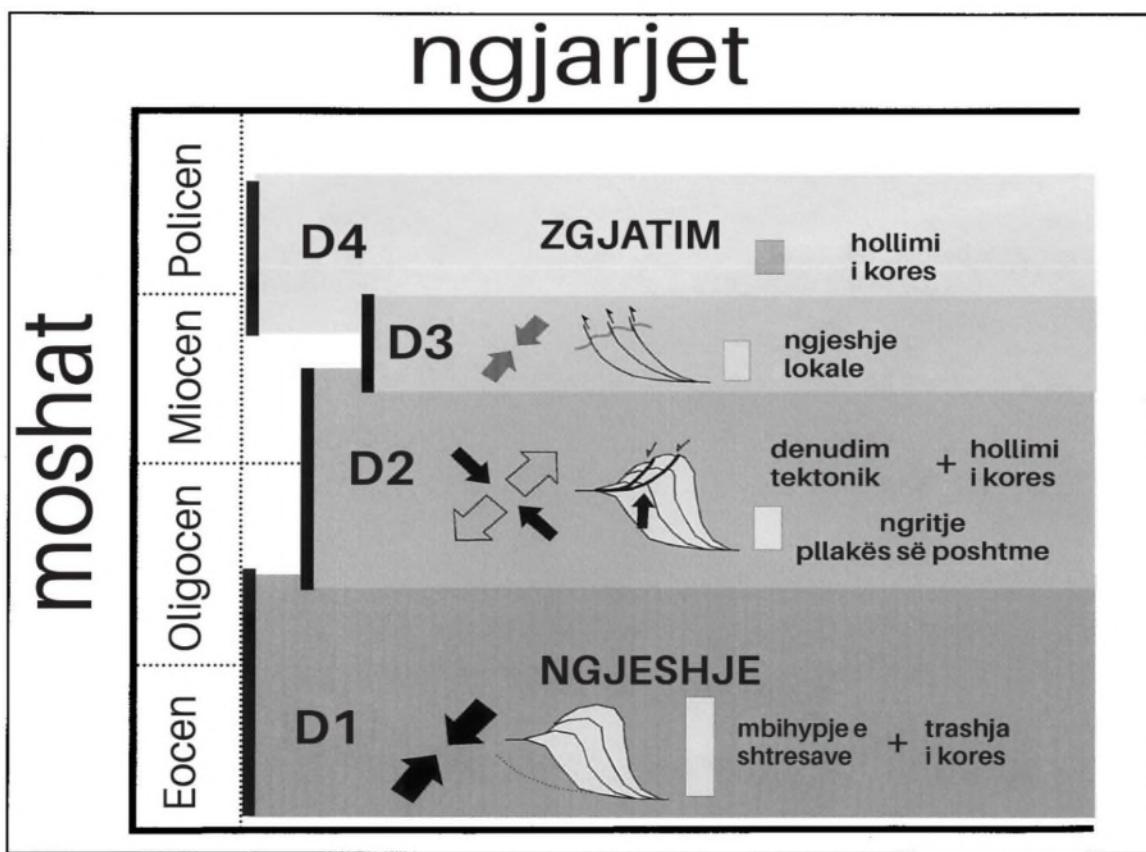


Figura 3.4-1: Karakteristikat dalluese të 4 ngjarjeve kryesore të sforcimit të rregjistruara në orogenin Shqipëtar përgjat Terciarit.

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 muajeve Qeshor, Korrik, Gusht të vitit 2013, studimet petrografikë janë realizuar në vitin 2014-15 dhe përgaditja e provave për ndarjen e historis së denudimit është realizuar në vitin 2017 në kuadër të krijimit të laboratorit të Termokromologjisë me gjurmë të fisionit në Fakultetin e Gjeologjisë dhe Minerave, Tiranë dhe marrja e rezultateve është bërë e mundur vetëm përgjatë vitit 2019/2020.

Punimet kanë konsistuar me evidentimin e plotë e të gjitha llojeve shkëmbore vrojtimet fushore në lidhje me vetë strukturën e masivit, si dhe të marrdhënjeve të tij me shkëmbinjtë rrethues. Në zonën e studimit, të dhënat tona kanë një shpërndarje LP deri ne (JJL-VVP) në tre profile afersisht përpendikular me shtrirjen e thyerjes Shkodër-Pejë. Profili i parë në afersi të Vaut të Dejes përgjate kufrit tektonik të kontaktit të zonës Mirdita me atë të Krastë Cukait, profili i dytë përpendikular thyerjes në afersi të liqenit të Fierzës dhe profili i tretë me përfaqesues është ai që fillon në zonën e Gashit në veri-perëndim të thyerjes dhe zgjatet deri në Kosovë (Pejë) në formën e një harkut në veri-lindje të thyerjes.

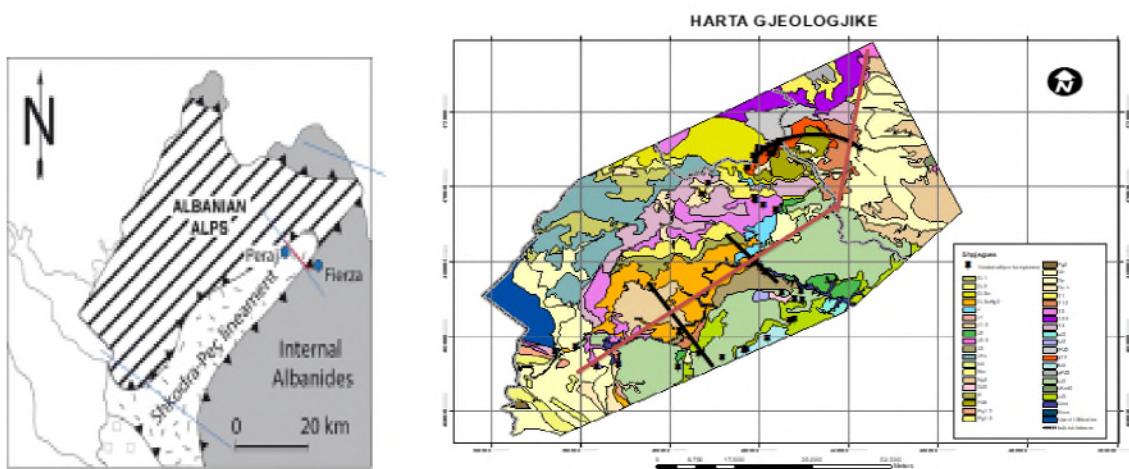


Figura 4.1-1: Harta e cila tregon në menyrë skematike marrjen e kampioneve sipas 3 profileve.

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 qellim janë zgjedhur 40 kompione të cilat janë bluar dhe pas sitisjes janë seleksionuar franksionet 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 termeteve në veri të Shqipërisë dhe për të përcaktuar rrezikun sismik për popullatën dhe për digat e hidrocentraleve kryesorë të vendit.

Një ndër qëllimet e ketij studimi, gjatë punës së vrojtit të shlifeve petrografike është edhe evidentimi me kujdes i pranisë së mineraleve dytësore të apatitit dhe zirkonit, të cilët janë minerale me përbjetje të kënaqshme në shkembinjë dhe prania e tyre krijon mundësi datimi me metoda termokronologjike të ndryshme. Në figuren e mëposhtme (fig. 4.4-1) është paraqitur harta gjeologjike e rajonit ndërsa në (fig. 4.4-2), vend-ndodhja e marrjes së kampioneve në studim sipas fotografis ajrore të zonës së studimit.

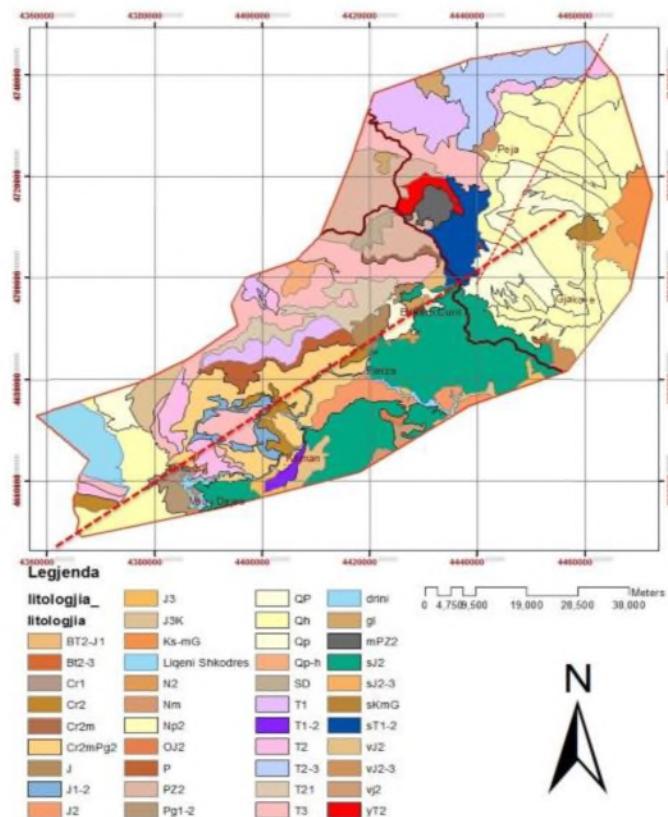
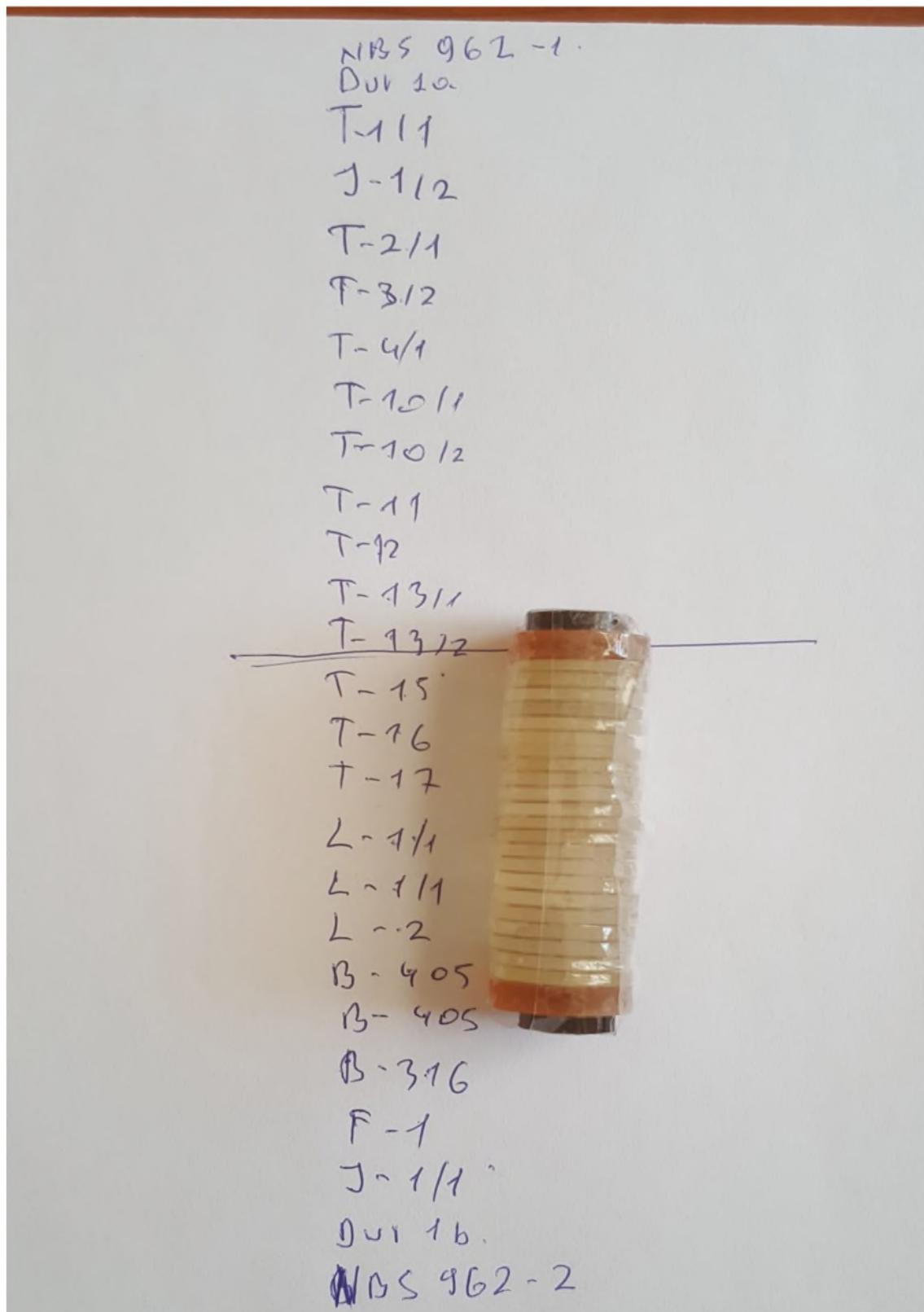


Figura 4.1-2: Harta gjeologjike e zonës në studim.

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



Kampionet e Datuara

HARTA GJEOLLOGJIKE

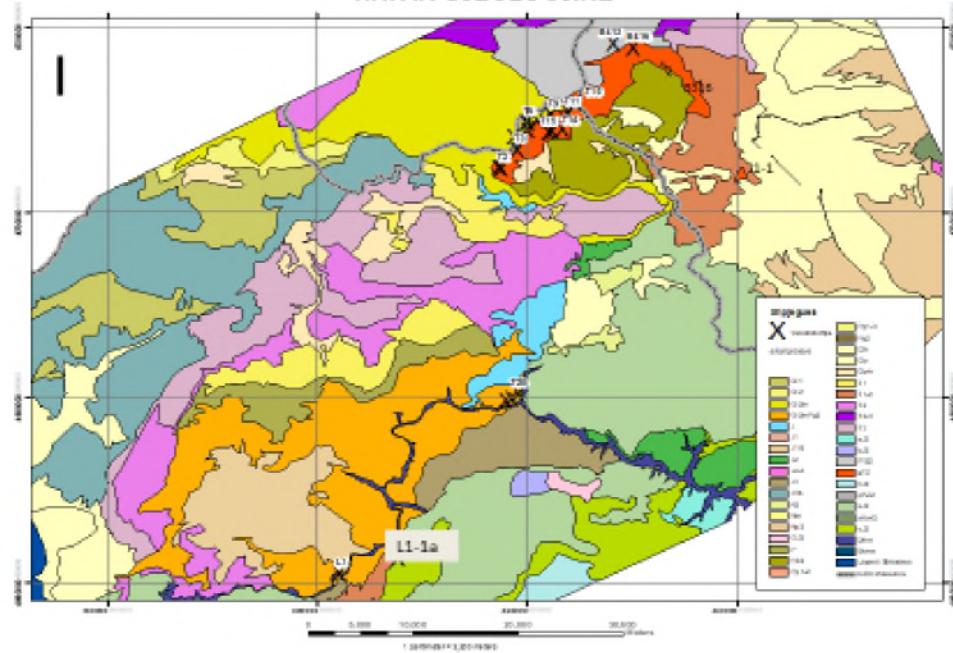


Figura 4.1-3: Harta gjeologjike vetëm me kampionet të cilët kanë dhenë rezultat.

4.2 Kampionimi

Në kuadër të studimit petrografik të masivit granodioritik të Torkuzit janë kryer punime fushore disa ditore. Punimet kanë konsistuar në vrojtimet fushore në lidhje më vetë strukturën e masivit, si dhe të marrdhënjeve të tij më shkembinjtë rrethues. Eshtë munduar që vrojtimet dhe marrja e kampioneve sa më perfaqësuese dhe përgjatë gjithë shtrirjes së masivit në drjetimin VL-JP dhe terthor tij në drejtimin VP-JL.

Qëllimi i këtij studimi është të analizojmë rreth 40 kampione në tre profile afersisht përpendikular 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 njojen e intervaleve të ripërsëritjes në shkallë të gjërë të termeteve në veri të Shqipërisë dhe për të përcaktuar rrezikun sismik për popullatën dhe për digat e hidrocentraleve kryesorë të vendit.

Rezultatet e Pritshme

Vleresimi i shpëjtesisë së ftohjes së shkembinjeve. Ftohje e cila mund të jetë (ose jo) rezultat i levizjes së thyerjes që studiohet. Vleresimi i shpejtësisë së ekzymimit (zhvarrosjes) së shkëmbinjeve, proces i cili mund të jetë i lidhur me aktivitetin tektonik, erozional apo ngritës.

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

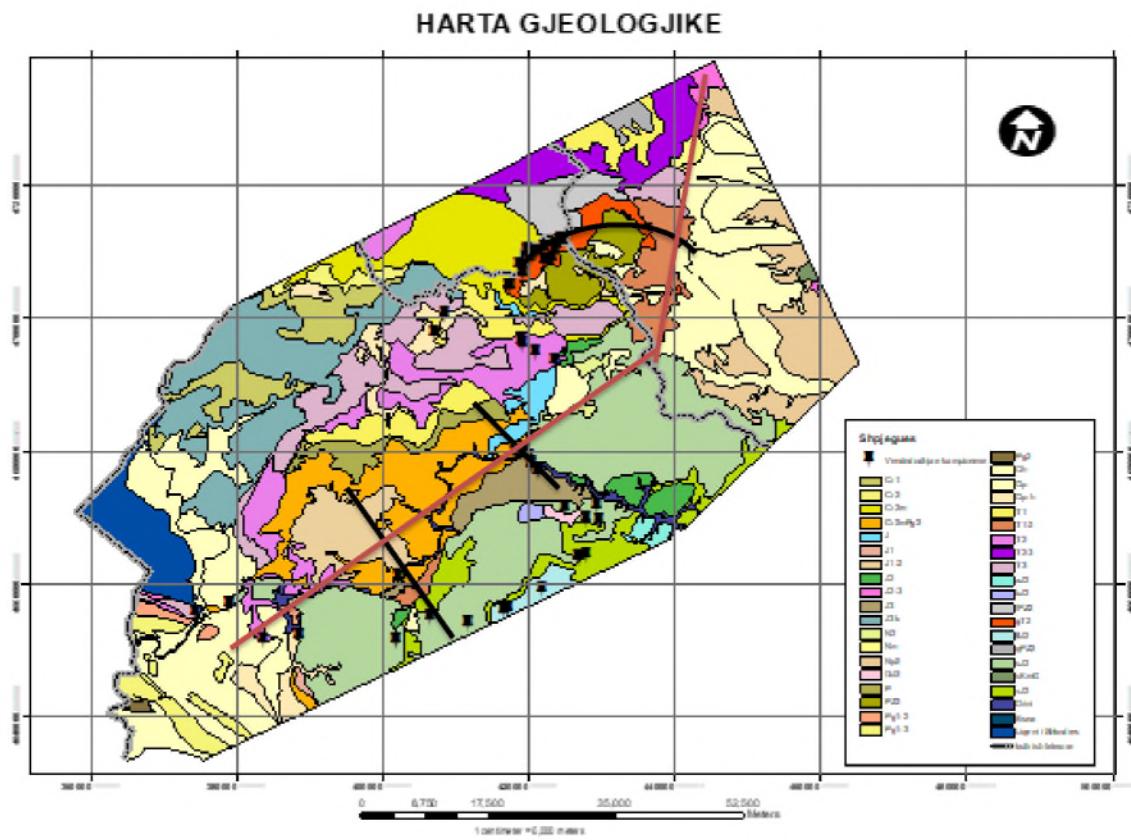


Figura 4.2-1: Harta gjeologjike e zonës së studimit bashkë me vend marrjen e provave.

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 $70^{\circ} C$, me sipërfaqen e rrafshuar sipër.

Eshtë përgatitur ngjiteti: 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

Faqja e zmeriluar e xhamit është vendosur mbi kampion, fillimisht nga një anë e kampionit duke larguar fluskat, në mënyrë që trashësia e ngjitet 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 nevoje 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 shpifin 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.

-Polarimi i imët

Dora e fundit ëhtë 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 percatitur për studimin petrografik. Ku më poshtë jepen rezultatet e këtij studimi.

4.4 Rezultatet e Pershkrimit Petrografik

Prezantimin e rezultateve të studimit petrografik është menduar të bëhet nga skaj VL i masivit (në vijen 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 dhenat e vrojtit të terren si dhe përshtatjet 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 vendmarjes së proves T10, në territorin e Kosovës, nëpër kreshtat kalon kufiri shtetëror.

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

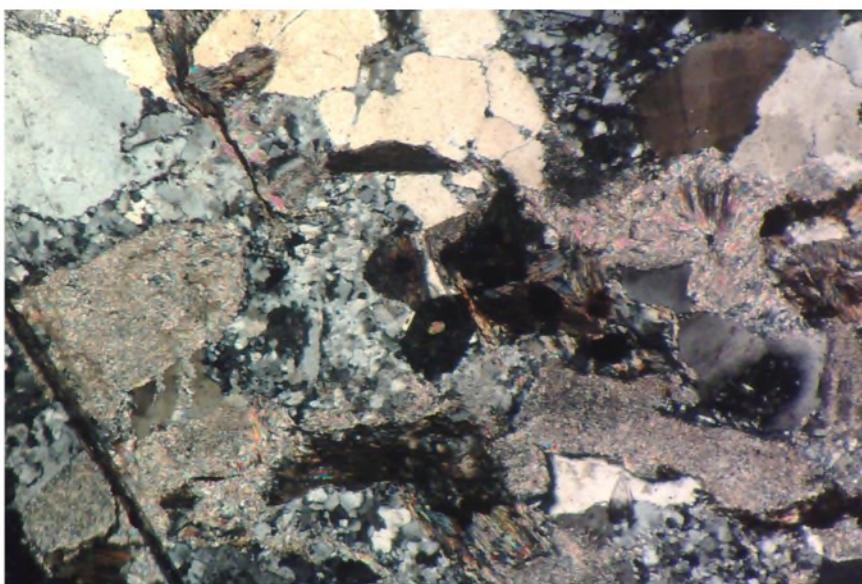
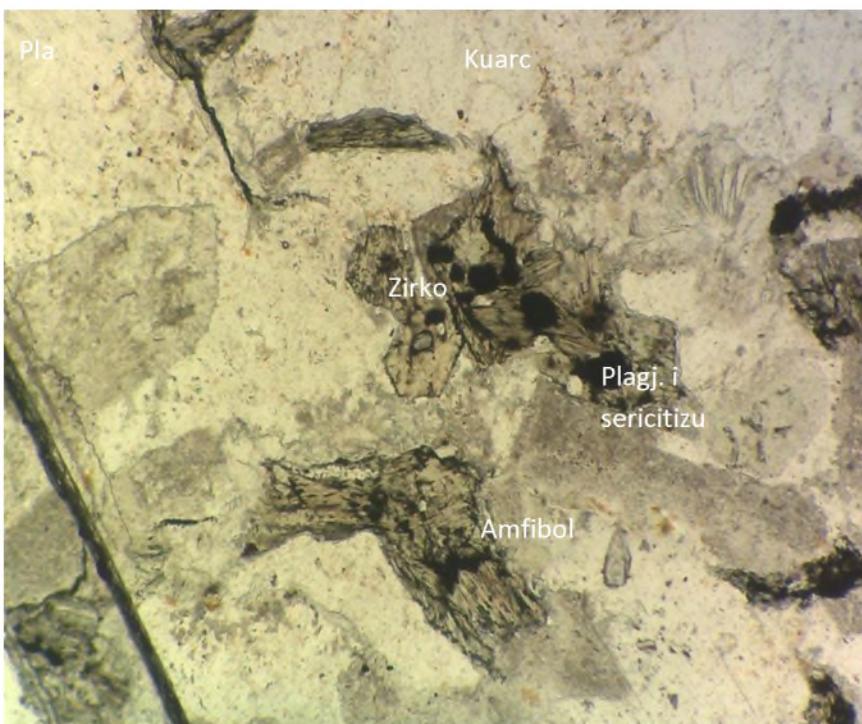


Foto 4.4-2: Fotografi e shlifit T10; a) me dritë natyrore b) me drite të polarizuar.

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 folacionit. Po kështu edhe plajeoklazet janë të deformuara. Plajeoklazet në pjesën më të madhe të tyre janë të sericitizuar dhe amfibolet janë të transformuara në biotit dhe pak muskovit. Këto ndryshime tregojnë së 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 numer T10, të dy këta kampione paraqesin një folacion më pak të zvilluar se në kampionin T3. Paraqet teksturë kokrrizore blastoporfiritike, planet e folacionit zhvillohet mirë sipas mineraleteve të amfiboleve apo mikave. Dallohet gjithashtu prania e zirkonit dhe apatitit.

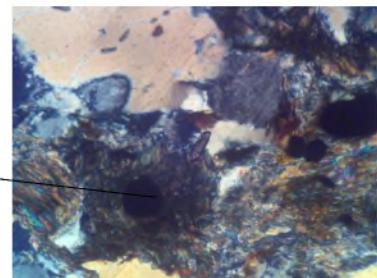
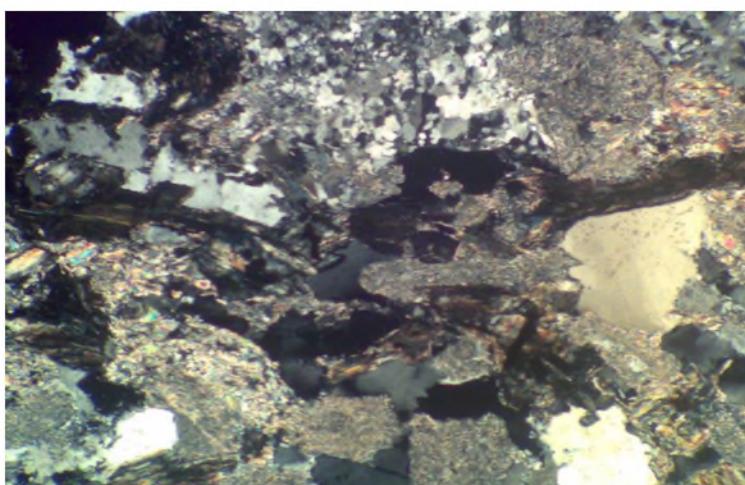
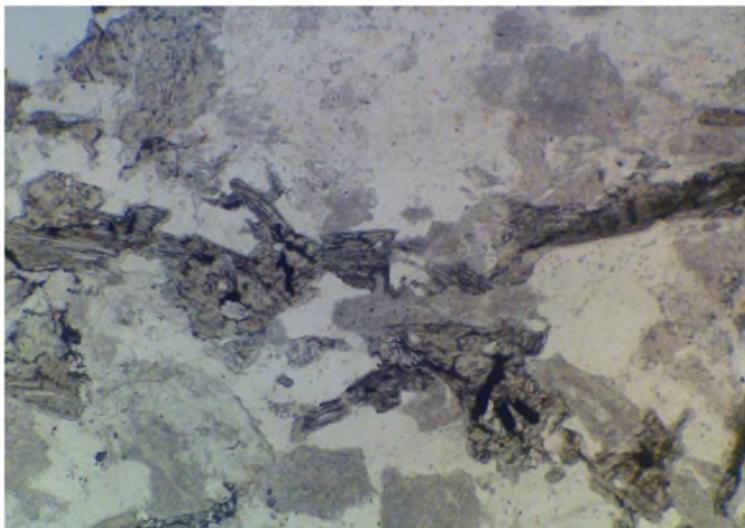


Foto 4.4-3: Fotografi e shlifit T11; a) me dritë natyrore b) me drite të polarizuar. Në foto shihen mineralet e kurcit, feldshpateve (të sericitizuara), amphibole dhe relike të tyre, mika dhe klorit zirkon

Përbajtja mineralogjike. Kuarci rrëth 45% i cili paraqitet me kristale të mëdhenj dhe me mikrokristale të cilët për shkak të deformimit janë formuar nga rikristalizimit i kristaleve të mëdhenj. Ka përbajtje plagioklazi rrëth 35% i cili është krejtësisht i sericituar (është ndryshuar) ndërkohë që dhe amfiboli është pjerësisht i transformuar në mikë. Vihet re që ka përqindje shumë të vogël biotit dhe muskoviti. Minerale dytësore, apatit (Zr_2SiO_4) dhe zirkoni ($Ca_5(P_3O_2)_3(OH, Cl)$) më pak se 1%.

4.4.3 Kampioni T12

Granodioritet e masivit të Torkuzit në përgjithesi janë të ndryshuar dhe të coptuara në bloqe të cilët për shkak të reliefit 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 folacion të rregusht që i përket fazës së parë të deformimit (S1) (vendmarrje e provës T12).

Përbajtja mineralogjike e shlifit T12: kuarc rrëth 45% plaqjoklazi rrëth 35% amfibol i cili është shëndërruar në biotit, i cili nga ana e tij është pjesërisht shëndërruar në klorit. Në këtë shlip 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. Plaqjeoklazi është krejtësisht i sericitizuar. Vetëm në këtë shlip evidentohet feldshpati i kaliumit dhe kuarcit në teksturë poikilitike, e cila mund ti përkase fazës së parë minerale apo fazës së deformimit të shkëmbit, ku në këtë rast kemi të bëjme me teksturë poikiloblastike, kjo nuk është e qartë. Vihet re që ka përqindje të vogël biotit dhe muskoviti. Minerale dytësore janë apatiti dhe zirkoni.

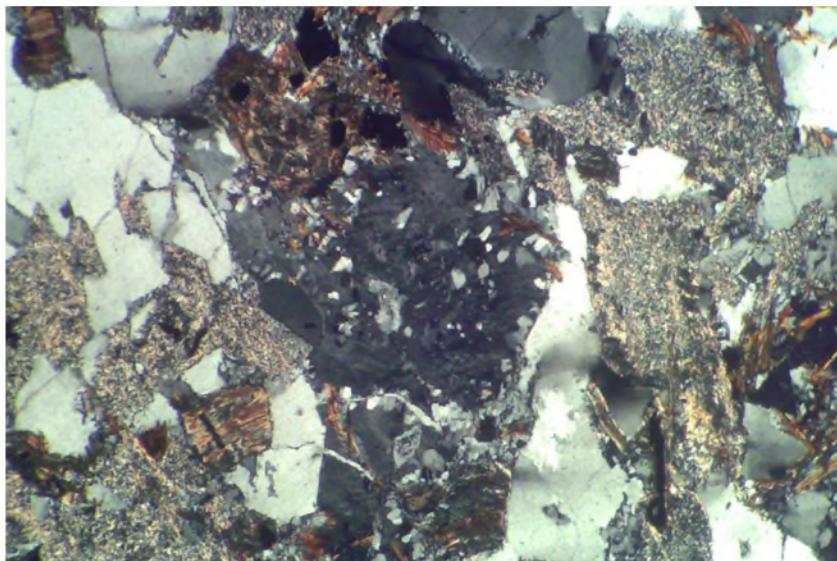


Foto 4.4-5: Fotografi e shlifit T12; me dritë të polarizuar. Përberja, kurc, plagjeoklaz (krejtësisht të sericitizuara), relike amfiboli, mika, klorit. Në qendër vihet re tekstura poikilitike (zmadhimi 32X).

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.

Përbajtja mineralogjike.

Ka përbajtje kuarci rrreth 40%.

Ka përbajtje plagjoklazi rrreth 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.

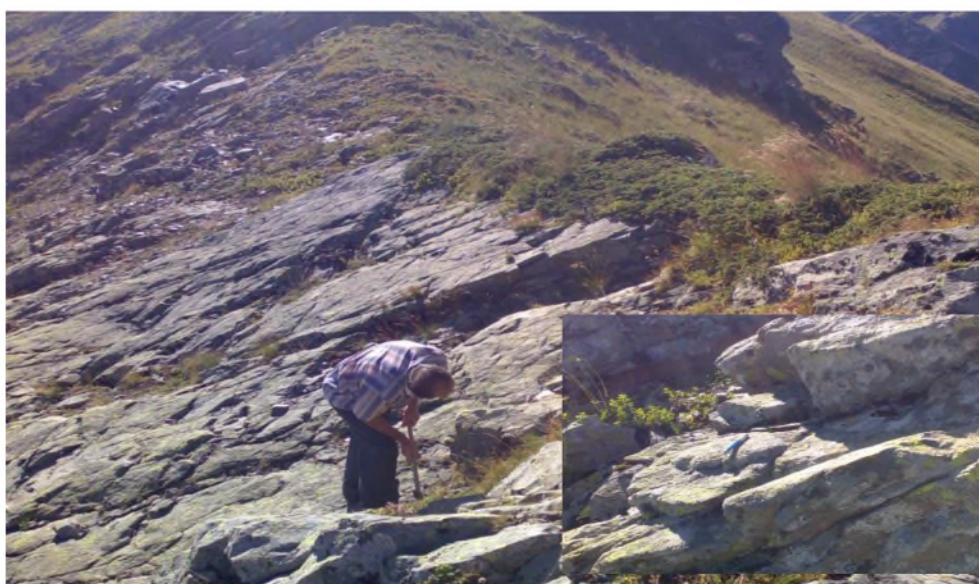


Foto 4.4-6: Vendmarrija e proves T13, me plane foliacioni të irregullta që i përkasin fazës së parë të deformimit (S1) dhe plane të deformimit thyres të një faze të dyte (S2).

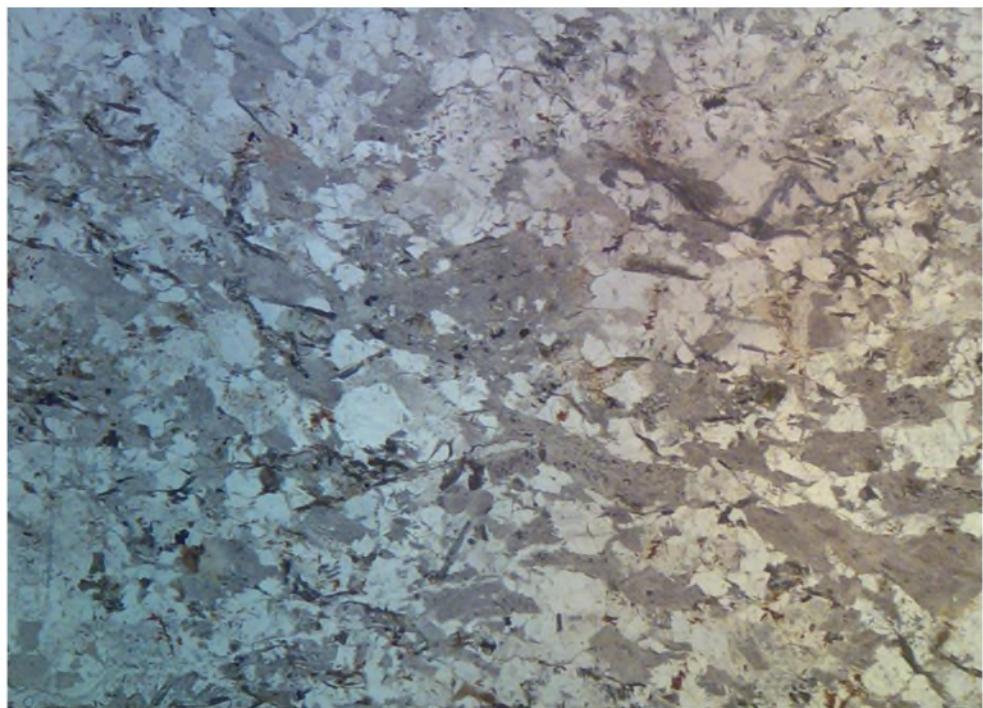


Foto 4.4-7: foto e shlifit T13, disa here e zmadhuar. Vehin re qartë planet e folacionit nga deformi i kristaleve të feldshpateve, kuarcit etj.

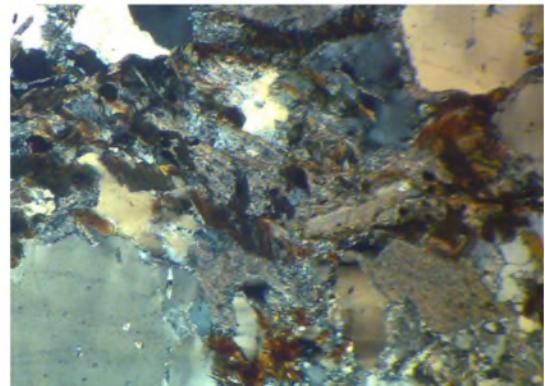
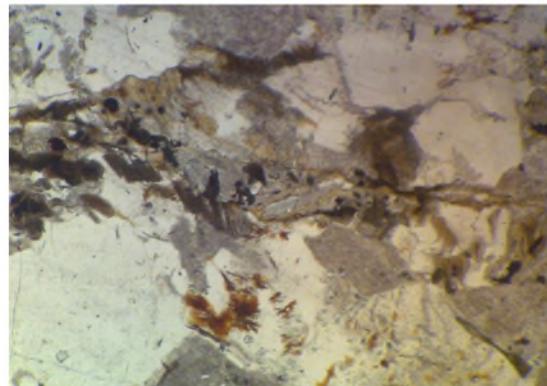


Foto 4.4-8: Fotografi e shlifit T13, me zmadhim 32X. Me shigjeta tregohet minerali i apatitit (me dritë natyrore dhe të polarizuar).

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.

Përbajtja mineralogjike.

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

Vihet re që ka perqindje të vogel biotit dhe muskoviti.

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

4.4.6 Kampioni T15\2

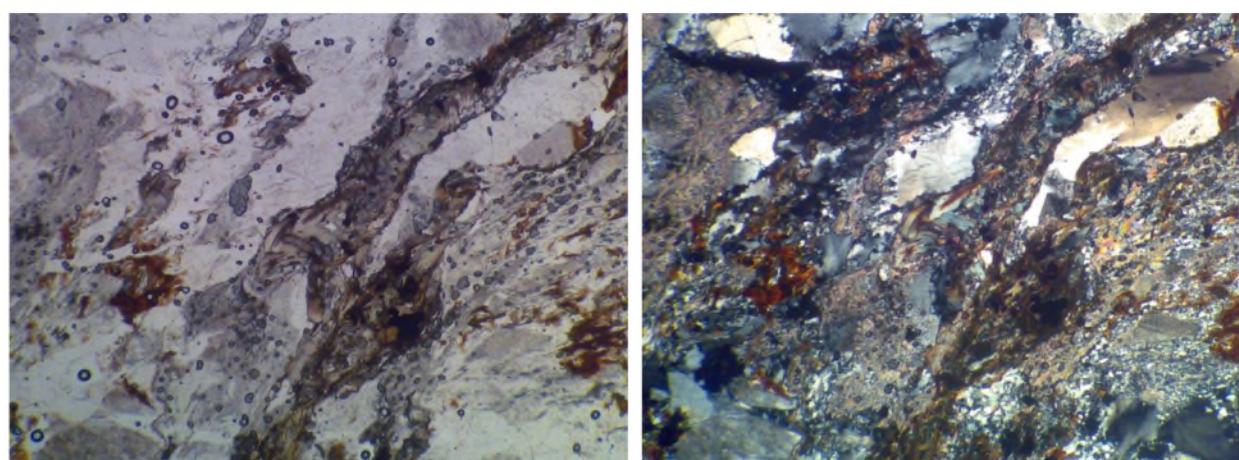
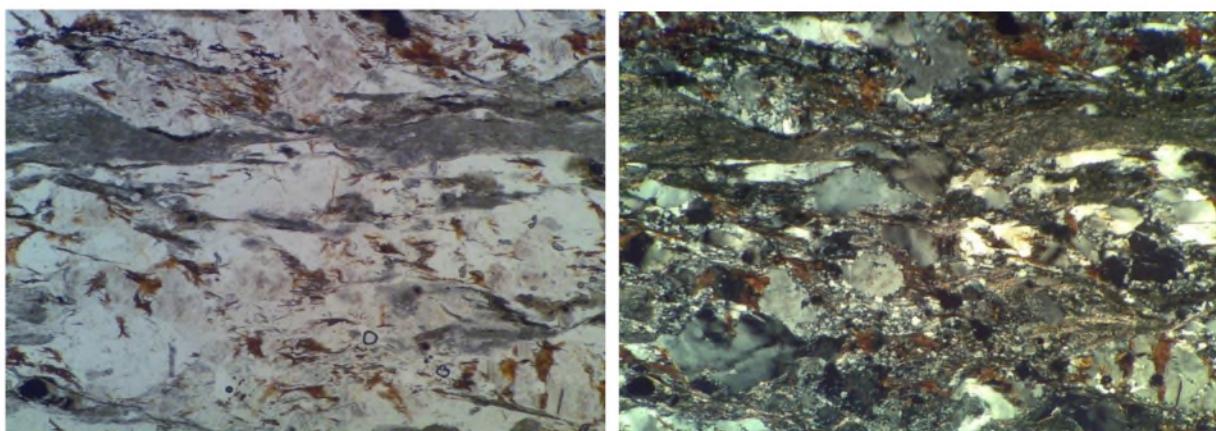


Foto 4.4-9: Kampioni T15\2

4.4.7 Kampioni T3

Ky shkëmb është i metamorfizuar ka teksture granobazaltike me foliacion të mirë 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 nëpermjet këtyre të dyve. Kuarci gjithashtu është shumë i deformuar nëpermjet këtyre planeve. Kuarci ku ai paraqitet me një teksturë mikrokokrrizore si rezultat i deformimit.

Përbajtja mineralogjike: Ka përbajtje kuarci rrëth 45%, përbajtje plagjoklazi rrëth 30%, Amfiboli duket që është shëndërruar në mika, Biotiti dhe muskoviti është rrëth 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 shkalle deformimi më të lartë së sa shlifi nr 10.

Për këtë qëllim janë marrë në teren gjithsejtë 40 kampione për analiza petrografike. Mostrat 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 i paraqitjes së metodës së Gjurmëve të Ndarjes, si më poshtë.

Datimi i gjurmëve të fisionit është bazuar në ndarjen spontan të Uranit 238 (fig. 5.1-1), çdo ndarje e berthamave të Uranit krijon në mineral një dëmtim (çarje) pak a shumë në formën e fijes së shkrepse. Analiza e fisionit ka potencial të përcaktojë kohën e zhvarrosjes dhe ftohjes së shkembit për një gamë të temperaturës nga 60-120 °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 pritet për deformim në thyerjen Shkodër-Pejë. Kjo metodë është e rëndesishme për të lidhur historinë termike me evolimin strukturor të thyerjes Shkodër-Pejë. Izotopi 238U, me përbajtje rreth 99,3%, e izotopeve të U, në natyrë dezintegrohet nga emetimi alfa dhe ndarja spontane (fig 5.1-3). Numërojmë përafersisht dy milion dezintegrime alfa për një fision spontan, që përfaqëson pra një mënyrë të vogël të dezintegrimit 238U.

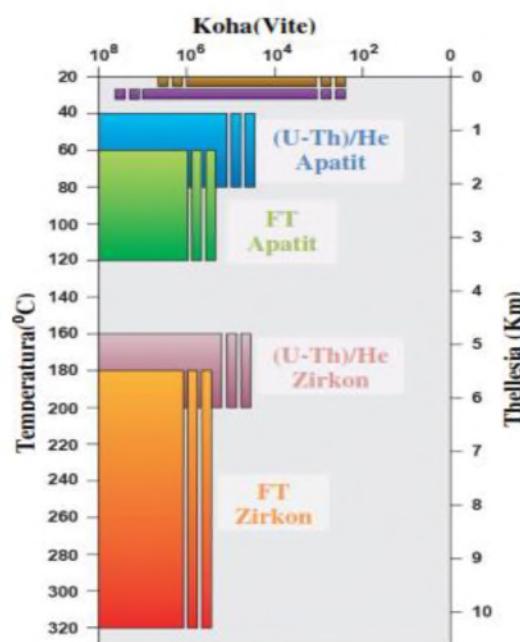


Figura 5.1-1: Parimi i datimit te Gjurmëve te Ndarjes (FT) per game temerature tek apatitet ne Uran.

Izotopi ^{235}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}U , kontributi i tij për gjurmët e fisionit spontan është i papërfillshëm ($<1/10.000$ nga ato të ^{238}U). Megjithatë ky izotop posedon një veçanti të rëndësishme për datimin e gjurmëve të fisionit: është i vetmi që ndahet nën veprimin e neutroneve termike.

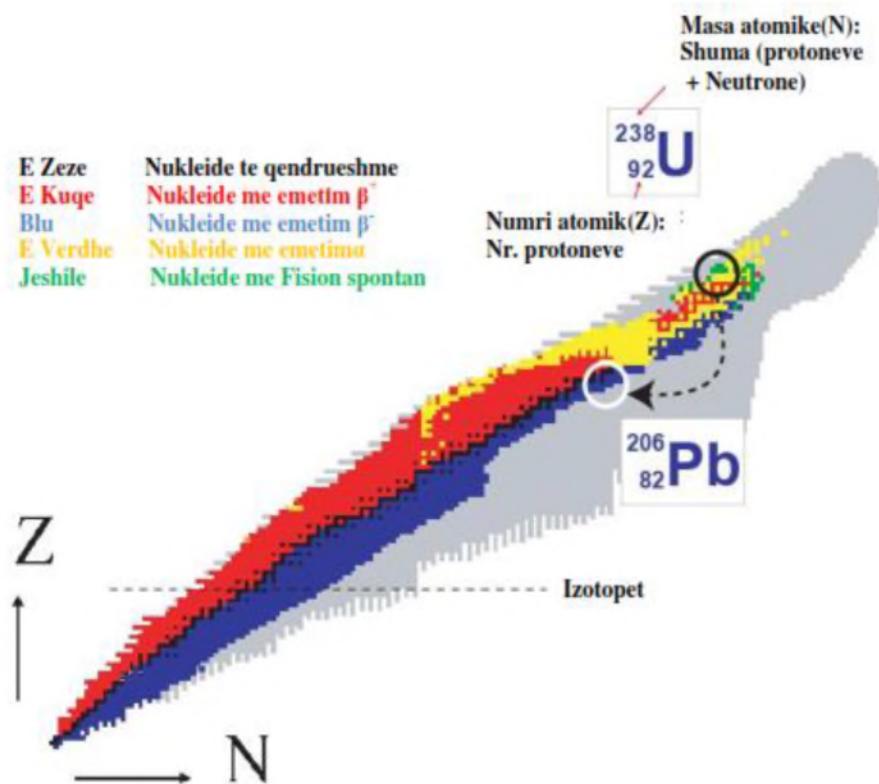


Figura 5.1-2: Ndarja e një atomi të Izotopit ^{238}U , në natyrë dezintegrohet nga emetimi alfa dhe fisioni spontan duke lëshuar një energji përafërsisht 200 MeV.

Fisioni Spontan i Uraniumit U²³⁸

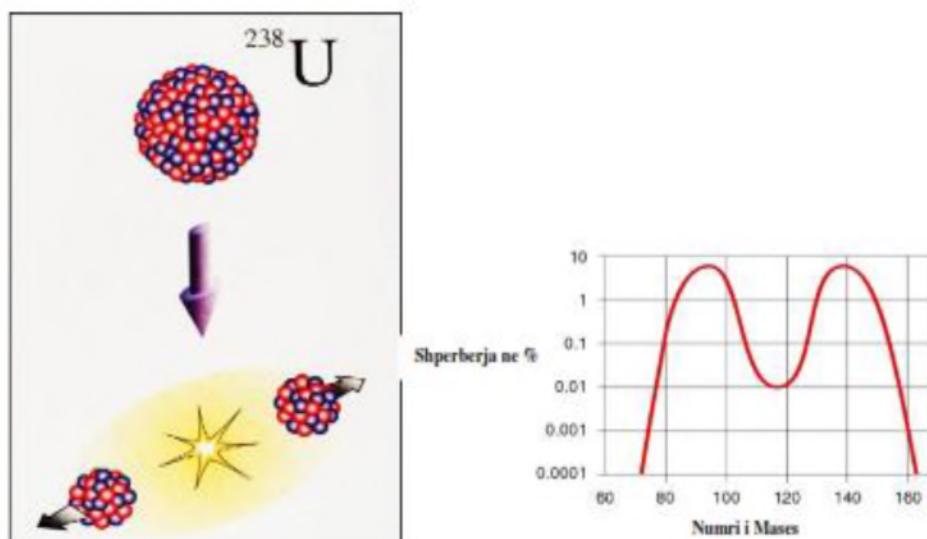


Figura 5.1-3: Fision spontan i Uranit 238

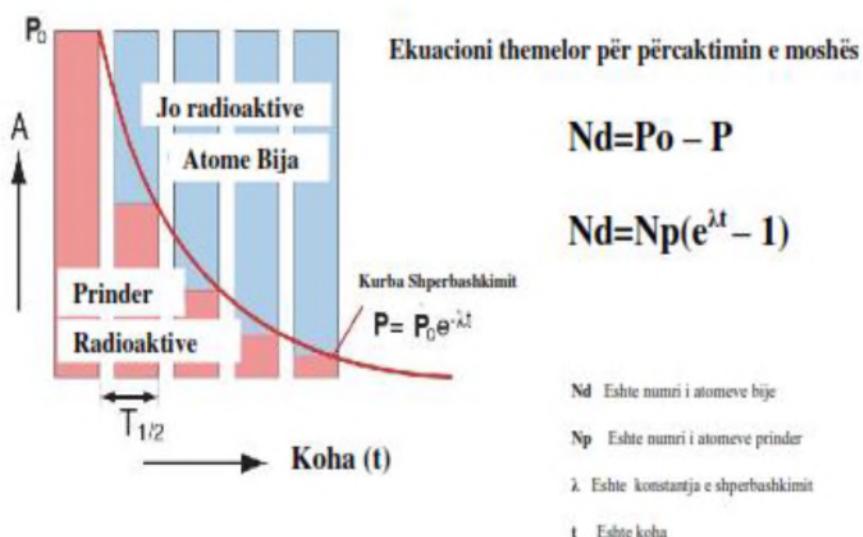
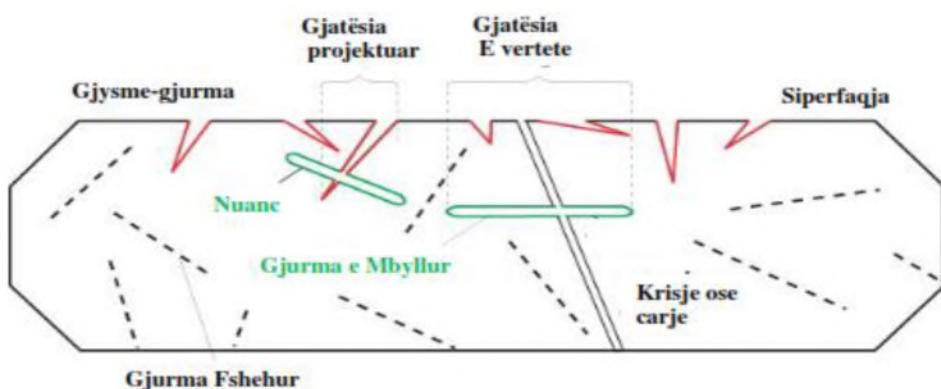


Figura 5.1-4: Izotopi 238U, dezintegrohet nga emetimi alfa dhe fisioni spontan.

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

Ky fenomen prodhohet në një mineral, shkaktohet sipas modelit të "kulmit të shpërthimit jonik" (Fleischer et al. 1965), një çorganizim lokal i rrjetit kristalor nga jonizimi i atomeve gjatë lëvizjes së produkteve të fisionit shoqërohet me rikthime elektrostatike të cilat jepin formimin e një zone lineare defektoze të deprimuar në atome. Ky difekt në formen e një gjilpëre ka një diametër të vogël rrëth qindra angstrom dhe një gjatësi përafërsisht 15 deri 25 μm sipas llojëve të mineraleve. Ky defekt përbën një gjurmë të fshehur (fig 5.1-6).

Gjurmët e fshehura që regjistrohën në minerale kanë një diametër shumë të vogël. Për ti bërë të dukshme në mikroskop optik, është e domosdoshme ti zmadhojmë, kjo realizohet duke perdorur një reaksion kimik të përshtatshëm në mënyrë që të përfitojmë një gjurmë të dukshme. Kontakti kimik realizohet mbi gjurmët e një sipërfaqe përbrenda mineralit (gjurmë të projektuara) të përfituara paraprakisht me polirim. Gjurmët e fisionit të dukshme paraqesin morfologji të ndryshme që rezulton nga raporti i shpejtësisë së reaksionit kimik në mineral (Vg) ndaj atyre të gjurmëve (Vt) (Fleischer dhe Price 1963a, b) rapporti Vg/Vt duke qenë gjithnjë më i vogël se 1 karakterizon formën e gjurmës (fig. 5.1-7). Kështu, gjurmët e dukshme në formë të «majës së shigjetës» janë rezultat i një rapporti Vg/Vt të dobët, siç është rasti i apatitit dhe zirkonit, kurse në rastet kur rapporti është më i madh gjurmët janë eliptike dhe rrethore (rasti i xhamit vullkanik).



Apatit:
 Reaksion i ngadalet: 7% HNO_3 , 21°C, 50 sek
 Reaksion i shpejte: 5M ose 5.5M HNO_3 , 21°C, 20 sek

Zirkon:
 Perzires autentik te NaOH dhe KOH , 220°C, 4-100 ore

Figura 5.1-5: Gjurmët e fshehura shkaktuar në rrjetin kristalin.

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 pingul me C. Kjo vjen nga fakti që Vt është më e madhe paralelisht me C sesa vertikalish me këtë aks kristalografik (fig. 5.1-6c).

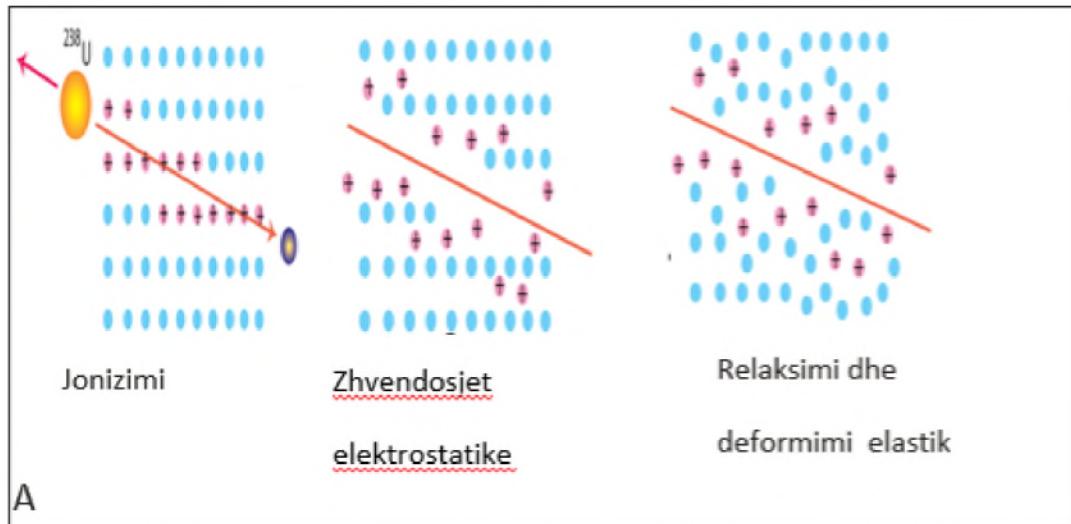
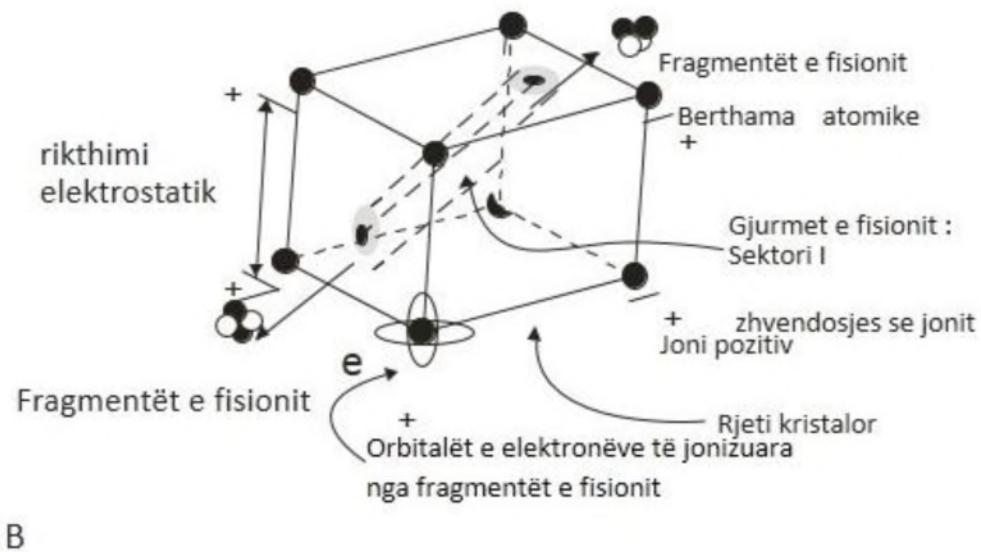
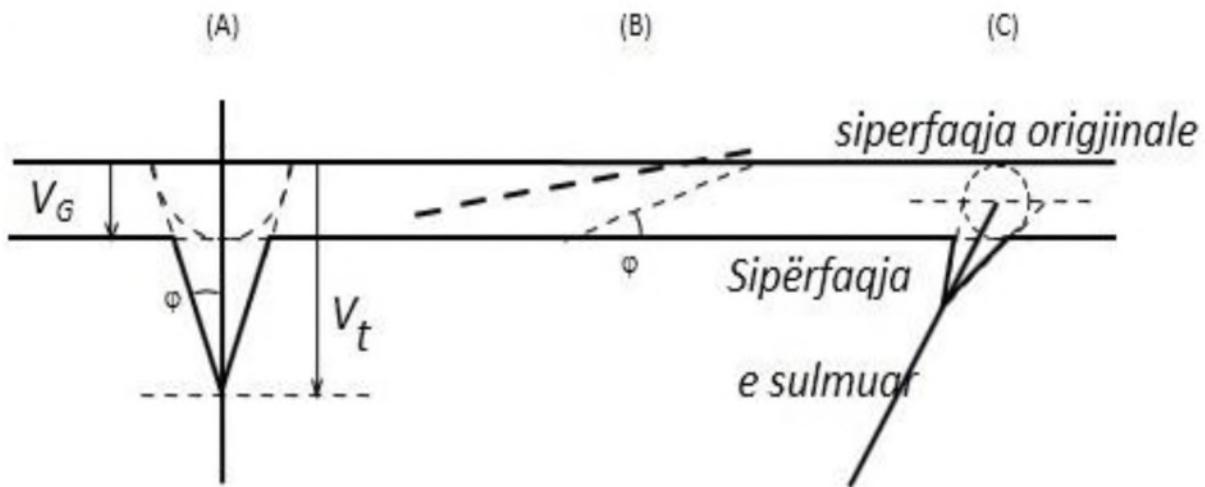


Figura 5.1-6: Forma e një gjurme të fisionit (a, b, c)



Paraqitura 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, 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 ϕ) në rapport me sipërfaqën e reaksionit nuk janë të dukshme në mikroskop optik. (C) Disa gjurmë të reja, që fillojnë nën sipërfaqën origjinale do te shfaqen pas këtij reaksiuni, (Fleischer & Price 1963a, b.)

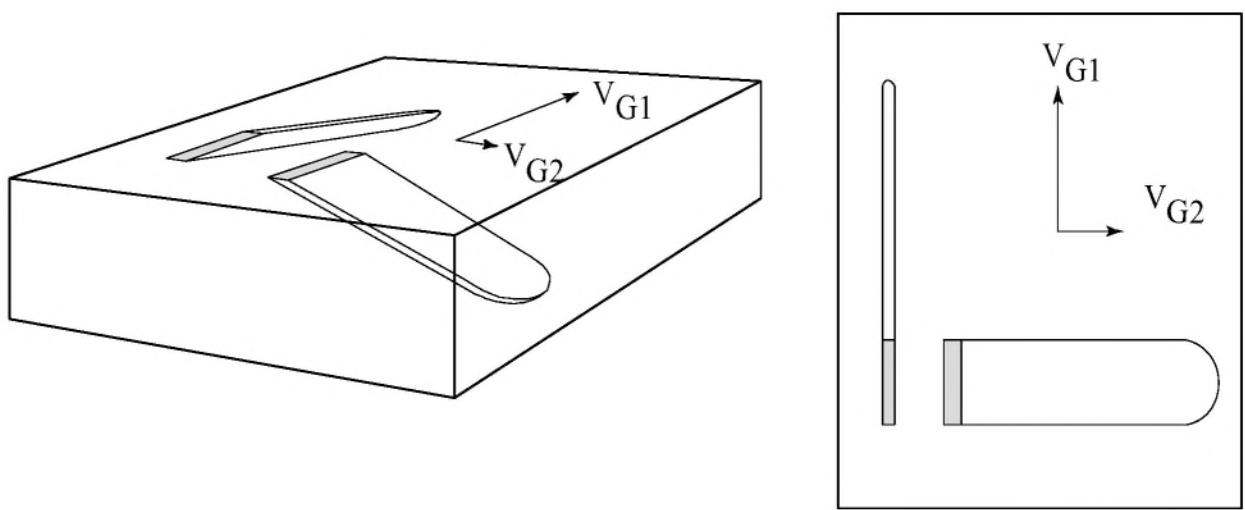
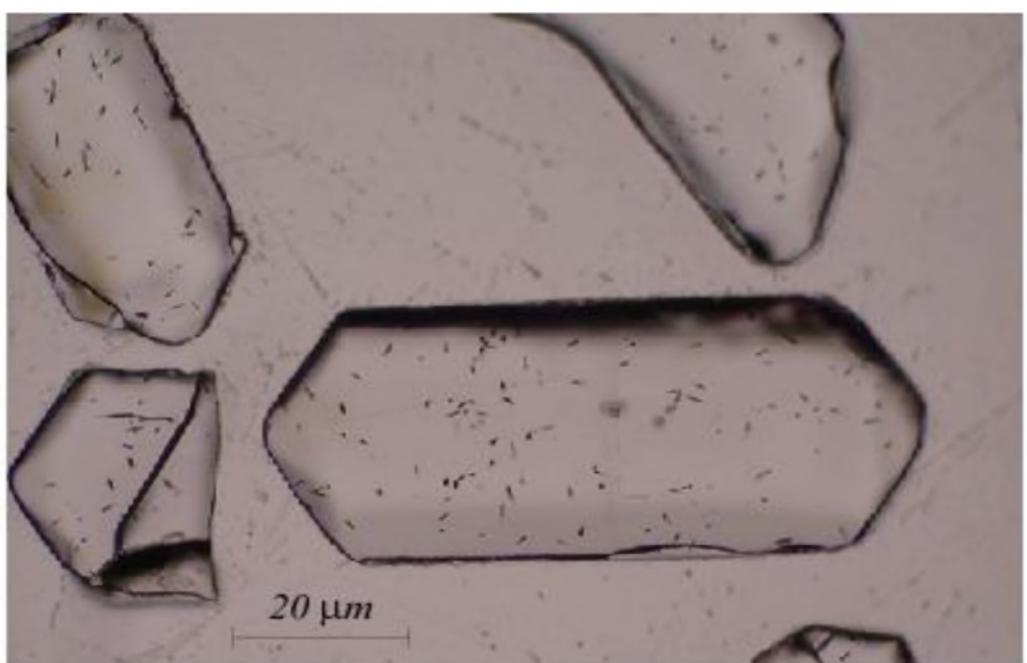


Figura 5.1-7: (A) Forma e një gjurme të fisionit, pas reaksionit kimik, në minerale me një anisotropi të lart VG. (B) Projektimi i këtyre gjurmëve mbi planin e vëzhgimit. Sipas (Gleadow 1981).

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 temperatur 21°C, mjafton për ti bërë gjurmët të dukshme në mikroskop optik (fig. 5.1.8a). Për zirkon (Fig. 5.1.8b), përdorim një solucion bazik NaOH-KOH ne 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 momemt, arrijmë densitetin maksimal të dukshmëris 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 vazhdushëm 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).





a



b



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

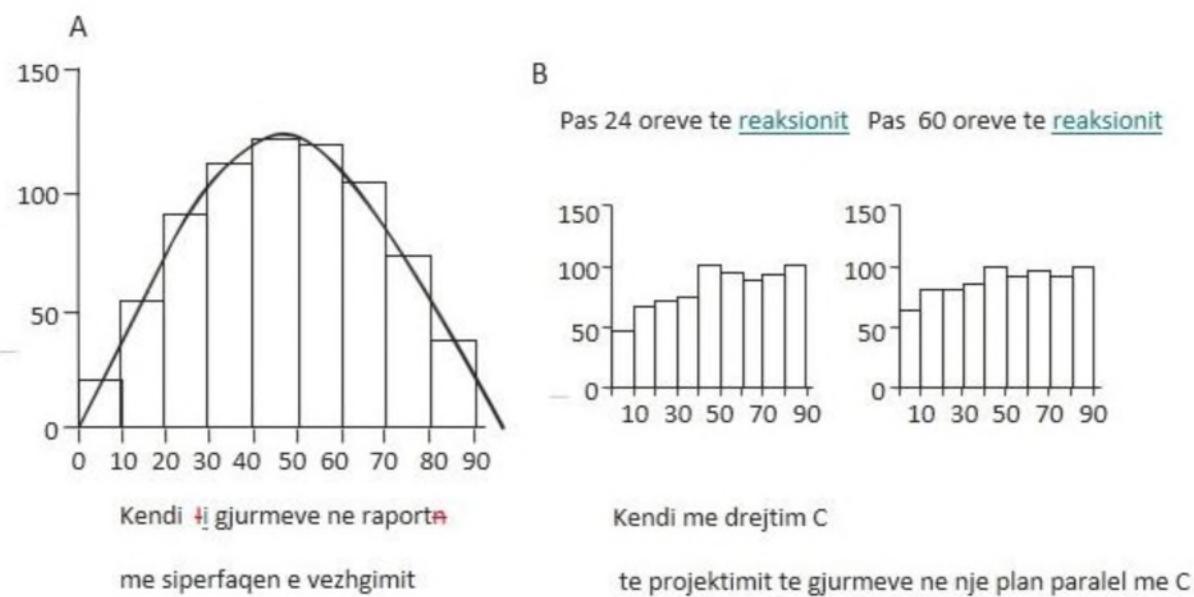


Figura 5.1-9: A- Shpërndarja e numrit të gjurmëve sipas këndit të tyre në rapport me siperfaqën e kristalit. Anisotropia ruhet gjatë kohës së reaksionit. B- Shpërndarja azimutale e numrit të gjurmëve të një sipërfaqeje në rapport me drejtimin kristalor C. Anisotropia zvogëlohet me kohën e reaksionit.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

5.2 Ekuacioni Moshor i Datimit me Gjurmët e Fisionit

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 ρ_s (numri i gjurmëve/cm²) 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 ftohjës lineare në kohë).

Vetëm matja e densitetit ρ_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 $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ është konstant. Mund ta njohim pra përmbajtjen e ^{238}U nëse përcaktojm atë të ^{235}U . Për këtë rezatojmë mineralin me një fluks neutronesh termike, në një reaktor bërthamor. Densiteti i gjurmëve të fisionit pi të shkaktuara ose induktuaranë këto kushte në një mineral varet njëherësh nga përmbajtja ^{235}U dhe nga fluksi ρ_d (neutron/cm²) të përdorur.

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

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

Ku:

t - mosha e gjurmëve të fisionit, ρ_s - densiteti (numri/cm²) i gjurmëve spontane të fisionit, ρ_i densiteti (numri/cm²) i gjurmëve të fisionit të induktuara, g , një "faktor gjeometrik", vlera e së cilis varët nga teknika e datimit të përdorur, ϕ fluksineutronik, σ seksioni efikas i kapjes së neutronëve termike përfisionin e ^{235}U ($570,8 \times 10^{-22}\text{cm}^2$), I , raporti i përmbajtjes izotopike $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$, ($7,2527 \times 10^{-3}$) λ_f , konstantja e dezintegrimit (shpërbërjes) nga fisioni spontan i ^{238}U ($8,216 \times 10^{-17}\text{ans}^{-1}$), λ_α , konstantja e dezintegrimit nga radioaktiviteti i ^{238}U ($1,55125 \times 10^{-10}\text{ans}^{-1}$).

Dozimetria neutronike sigurohet nepërmjet anshlifeve qelqi, ose "monitorëve", që përmbajnë një sasi të njojur mirë të Uranit, të cilët rrezatohen bashkërisht me mineralet që do të datohen. Gjatë rrezatimit, sikurse në mineralet edhe në këto monitore prodhohen gjurme të fisionit të ^{235}U .

Densiteti ρ i gjurmëve të dukshme të induktuaranë këto monitore është proporcional 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 tjeter, vlera e λ_f njihet vetem ne masen 15%. Këto vështiresi janë mënjanuar duke vendosur parametrin ζ :

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

Kështu përfitojm 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 (ρ_s) dhe atyre të induktuara (ρ_i) janë matur në një mostër standarde (mineral ose xham vullkanik) me moshë mjaft të njojur (tst), atëherë mund të llogarisim ζ nga ekuacioni (6):

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

Çdo përdoruës i metodës së gjurmëve të fisionit duhet të përcaktoi vlerën e tij të ζ , 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 njojjes 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 njoitura ndërkombëtarisht (Tab. 5.2-1).

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

Tabela 5.2-1: Lista e etaloneve me mosha ndërkombëtarisht të njoitura për datimet me gjurmët e fisionit. Për të përcaktuar kalibrimin tonë Zeta (ζ), kemi përdorur etalonet “Durango” dhe Fish “Canyon Tuff”. Moshat në perjithësi janë mosha të ponderuara.

Në këtë punim (Tab. 5.2-2), për të llogaritur vlerat ζ 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 ζ të përfituar nga dy vëzhguës janë të ngjashme Tab. 5.2-2:

Vezhguesi	apatit	ζ	$\pm 1\sigma$	Rrezatimi	zirkon	ζ	$\pm 1\sigma$
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	$142,7 \pm 3,8$		
<u>E. Kutllovci</u>		<u>$343,9 \pm 4$</u>					

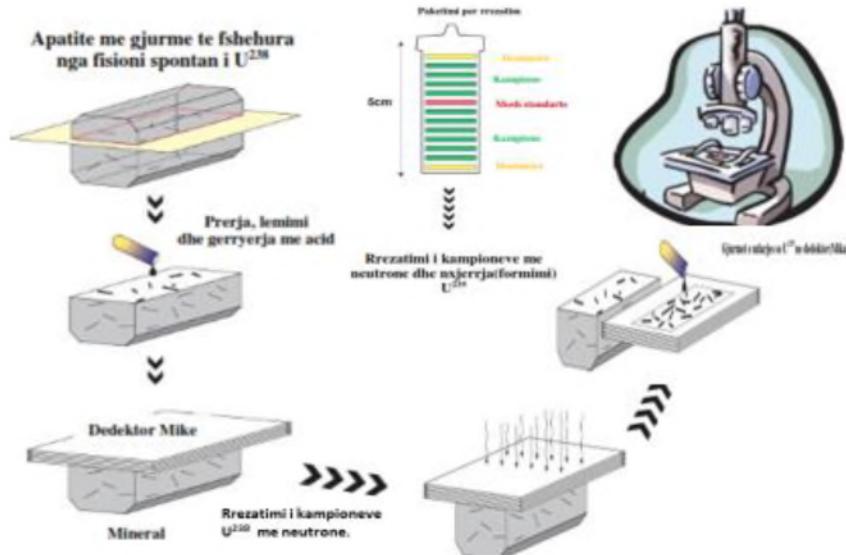
Tabela 5.2-2: Vlerat e parametrit ζ të përdorur për këtë studim. Monitorët e qelqit të përdorur: NBS 962. Dur, Durango nga Meksika; FCT, Fish Canyon Tuff nga Kolorado.

5.3 Teknika e Detektorëve të Jashtëm

Janë propozuar disa qajse experimentale të datimit të gjurmeve të fisionit. Në këtë studim kemi përdorur teknikën e datimit të quajtur metoda e detektimit të jashtëm, në të cilën datojmë individualisht disa kristale të një lloji të një minerali. Kjo metodë është e domosdoshme kur variacionët e përbajtjës në Uran janë të konsiderushëme nga njëri kristal në tjetrin, sikurse tek zirkonët, ose të çdo kristali bartës i një historie termike specifike, sikur mineralet që kanë prejardhje nga shkëmbinjët sedimentarë detritik (Gleadow dhe al. 1976; Hurford 1990).

Në metodën e "detektorve të jashtëm", një fletë mike vendoset mbi anshlifin me kristale të poleruar dhe sëbashku rrezatohen (fig. 5.3-1). Gjurmët e induktuara, të përfituarë mbi detektorin (fletën e mikës) janë zmadhuar kimikishit dhe të dukshme në mikroskop optik. Densitetet e gjurmëve fosile dhe të induktuara të matura janë relativisht të njëjtës sipërfaqe të një kristali. Megjithatë, meqë gjurmët e induktuara nuk janë drejtpërdrejtë të matura mbi mineralin, por mbi një detektor të jashtëm (flet mike) që regjistron gjurmët e fitionit të shkaktuara në reaktor nga fisioni i ^{235}U , ekziston një dallim gjeometrik në lidhje me originën e gjurmëve. Gjurmët fosile, në mineral, vijnë nga një hapsirë 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 sipërfaqen e vëzhgimit, para polerimit), kurse gjurmët e induktuara, mbi detektorin e jashtëm vijnë nga gjysëma e hapsirës së vetme të mineralit që ka perballë dedektori (fig. 5.3.1).

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



Numërimi i Gjurmëve (FT)

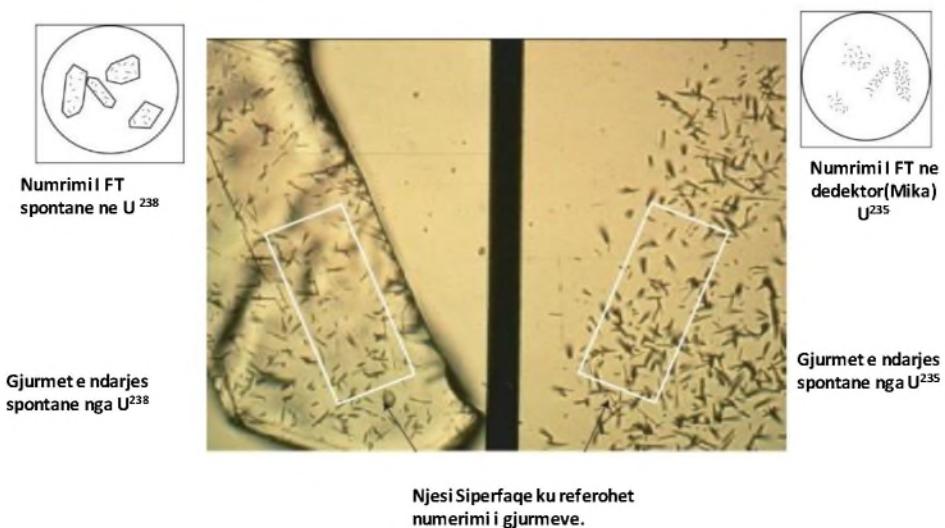


Figura 5.3-1: Shpjegimi skematik i metodës eksperimentale përfshirë dallimin e gjeometrisë së dy pjesëve të numërushme.

5.4 Domethënja e një Moshe Gjurme e Fisionit

5.4.1 Zonat e Qëndrueshmërisë së Gjurmëve

Eksperiancat laboratorike në temperaturat 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 nafte është vënë re se sa më shumë rritet temperarura 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 kryesish 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 aftesinë e riorganizimit nga difuzioni ndërkrystalor. Gjurmët e fshehura mund pra të tregojnë një ulje të gjatësisë së tyre (fig. 5.4-1).

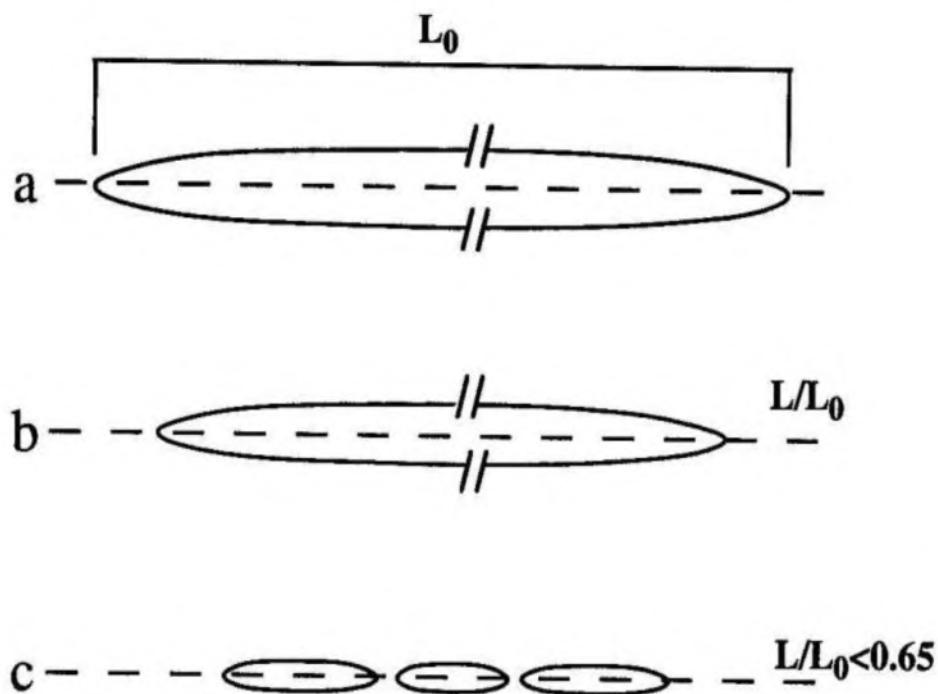


Figura 5.4-1: Prezantimi skematik i mekanizmit të reduktimit të pjesshëm të gjatësisë së gjurmëve (Carlson 1990).

Figura (a) tregon gjatësinë origjinale. (b) Zvoglimi i gjatësisë ndodh fillimisht nga shkurtimi aksial i pjesës cilindrike më funde konike te saj. Në nivel të lart pjekje, (c) pasi gjurma te 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 anisotropis së mineralit. Për kohëzgjatje të njëjtë në një temperatur të caktuar, norma e shkurtimit është më e madhe për gjurmët te orientura pingul me drejtimin C në rapport me ato që gjendën 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) sesa ato të pasura me OH dhe F (Green et al. 1985; Crowley et al. 199; Carlson dhe al. 1999; Barbarand dhe al. 2003b). Për mineralin e apatitit, është vëzhguar një ndikim i presionit mbi gjatësin 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). Mosha « gjurmë e fisionit » (GJF) përcakton kohën (nga ekuacioni (5)) prej të cilës gjurmët spontane (fosile) janë regjistruar, por me kusht që të janë 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 pjeseshme (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 apatitet dhe më e madhe se $\sim 280^{\circ}\text{C}$ për zirkonët, është një fushë "e fshierjës" totale të gjurmëve fosile. Në këtë zonë, gjurmët nuk janë të qëndrueshme. Porsa ato formohen, ato zhdukën shpejt për arsyet e riorganizimit të shpejt dhe të plotë të rrjetit kristalor. Në këtë zonë gjurmët e fshehura kanë jetëgjatësi të shkurtër. Zona e mbajtjes së pjeseshme, ose zona e pjekjes së pjeseshme (ZMP), është zona ku gjurmët shfaqen më të shkurtëra nga ndikimi i kohës dhe temperaturës. Për apatitin, ndërmjet 120 dhe 60°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 temeratura 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 apatitin (këto limite ndryshojnë pak, përafërsisht 10°C , për kohëzgjatje të ndryshme: dhe mund të ndryshojnë më shumë se 40°C , në funksion të përbërjës kimike) dhe $\sim 270^{\circ}\text{C}$ për zirkonët (në funksion të normës së ftohjës 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 induktuar në apatitet e Durango-s sipas kushteve të ndryshime të pjekjes së pjesëshme. Për një gradë relativisht të dobët të pjekjës 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 pjekjës së pjesshme (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 pjesshme, aq më shumë "thyerja" e elipsoidit kthehet duke ardhur paralel me drejtimin C (Donelick dhe al. 1999; 2005).

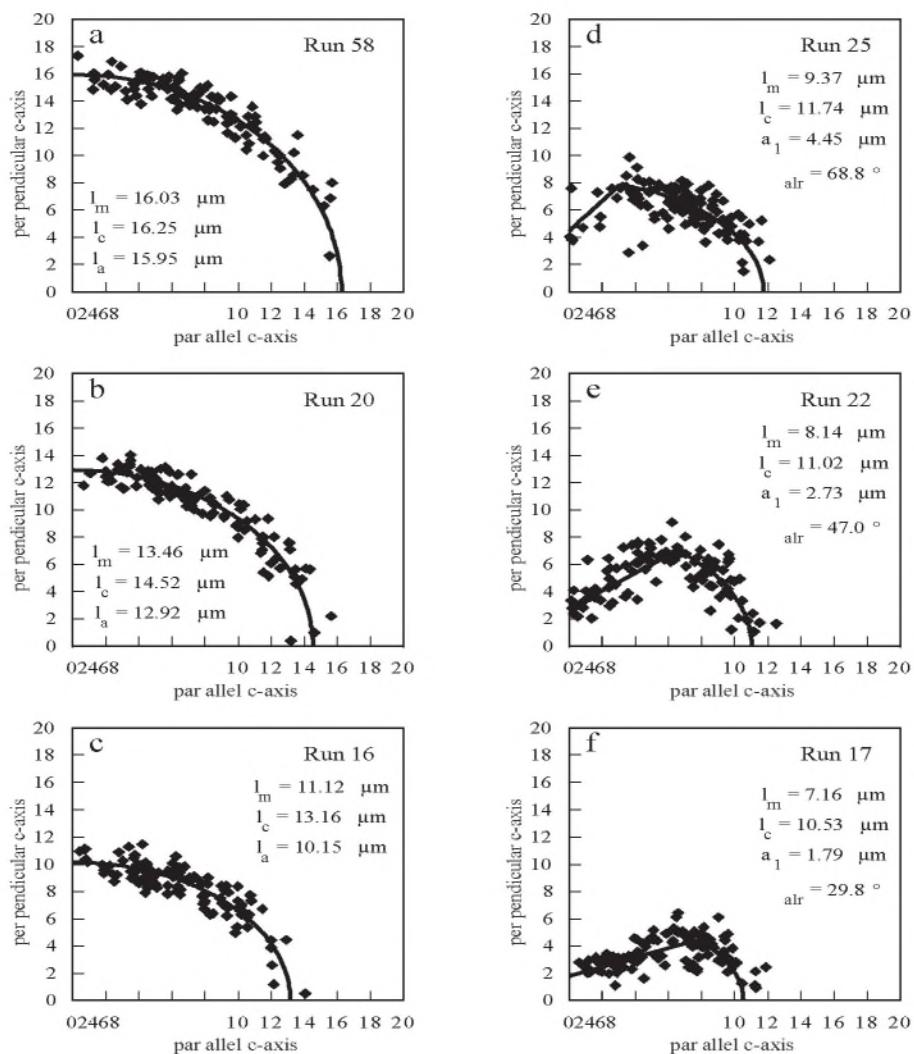


Figura 5.4-2: Prezantimi i ndryshimit të gjatësive të gjurmëve të induktuar në apatitet e Durango-s sipas kushteve të ndryshime të pjekjes së pjesëshme.

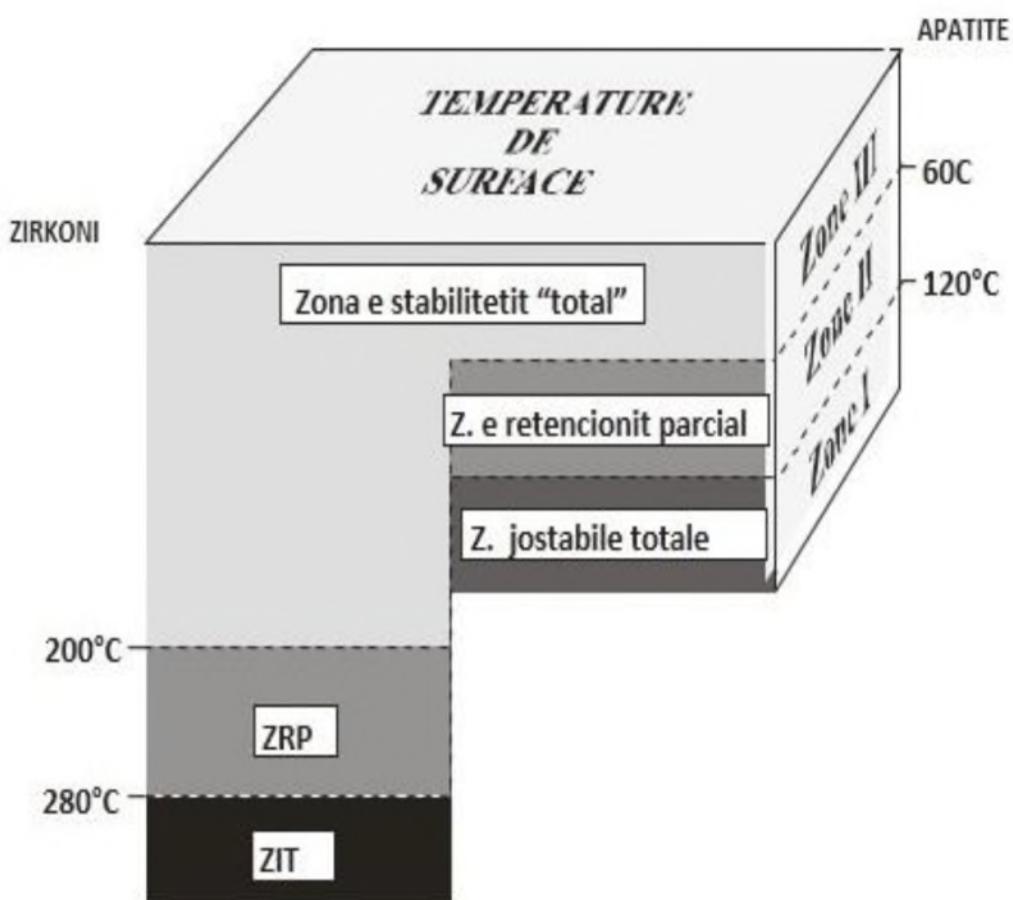


Figura 5.4-3: Zona e paqëndrueshmërisë së plotë (ZPP), Zona e mbajtjes së pjesëshme (ZMP) dhe zona e qëndrueshmërisë së plotë (ZQP).

Skema që përban 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 siperfaqësore deri në 60°C për apatitet 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 fakti që gjatësitet 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 mënyre që të përcaktojmë gjatësinë e saj. I kryejmë këto matje mbi gjurmët që quhen të mbyllura. Sipas një përkufizimi do ta 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 pret gjithashtu sipërfaqen e mineralit ku hidhet reagenti (TINT, "Track IN Track") ose nëse pritet nga një thyrje edhe ajo prerëse me sipërfaqen e mineralit (TINCLE, "Track IN Cleavage"), (L lëng ose përfshirja minerale e shpjegushme (TINDEF "Track IN DEFECT") (Donelick dhe al 2005) (fig. 5.4-4.a). Ato që masim janë paralele me sipërfaqën e poliritimit. (fig 5.4-4. b) Në studimin kemi kryer matje vetëm mbi TINT dhe TINCLE në kristalet e apatitit.

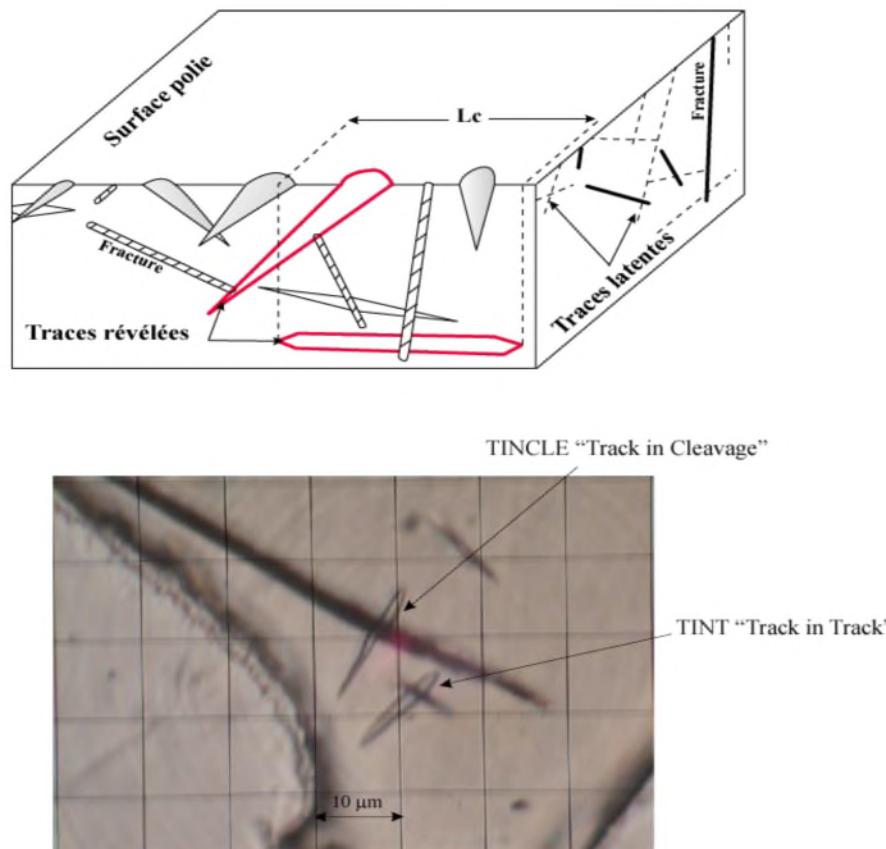


Figura 5.4-4: a) Pamje skematike në të cilën shikohet forma e gjurmëve në thellësi të quejtura gjurmë të mbyllura të përdorura për studimin e shpërndarjës së gjatsive të tyre. b) Fotografi e gjurmëve të mbyllura mbi sipërfaqën e kristalit të apatitit (Muceku B. 2006).

Vërejmë që në mostrat standarde të apatitit, të shkëmbinjëve vullkanik 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 rrëth 1 deri $1,5 \mu\text{m}$ më të shkurtëra sesa gjurmët e induktuar, gjatësia mesatare e tyre (MTL) ndryshon nga 14.5 deri $15 \mu\text{m}$ me një devijim standard midis $0,8$ dhe $0,9 \mu\text{m}$ (Gleadow et al. 1986) MTL për zirkonët është $\sim 10.5 \mu\text{m}$, (Hasebe dhe al. 1994). Gjurmët e fisionit të 238U dhe 235U teorikisht duhen të kenë shpërndarje të njejtë të gjatësive të tyre. Ndryshimi i vërejtur vjen ndoshta nga një riorganizim, në kushte natyrore, ndonjë nga stabiliteti i defektit të përhapjës në ekstremitete të gjurmëve të fshehura. Në të vërtetë, dëmi për njësitë rrugës së energjisë përgjat rrjetit të krijuar nga fisioni zbutët në skajët të gjurmëve, përfshirë një gjatësi të reduktuar të gjurmëve të fshehur fosile. Kemi vërejtur edhe në laborator këtë zvogëlim në funksion të intervalit të kohës nga rrezatimi në reaktor dhe krijimi i gjurmave të fshehura deri në çastin e reaksionit kimik që ato bëhen të dukshme (Green et al. 1986; Donelick 1991). Megjithatë pranojmë që ato shpejt përfitojnë një qëndrushmëri. Kështu gjurmët e fisionit spontan të shkëmbinjëve volkanik të FCT (28 Ma) dhe të Mont Dome (98 Ma) prezantojnë shpërndarje të ngashme, të përqëndruat tek $14,5 \mu\text{m}$.

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

Figure 5.4-5 tregohen tre skenare të tipit:

-Kurba I përfaqëson rastin e shkëmbinjëve vollkanik ose të denuduar shpëjt, që kanë pësuar një ftohje shumë të shpejt mbas vendosjës së tyre, për shembull nga zhvarrosja tektonike. Koha e kaluar në ZMP është e shkurtër. Gjatësia mesatare e gjurmëve fosile të myllura është e lartë, $>14 \mu\text{m}$, dhe devijimi standard është $\leq 1 \mu\text{m}$ (gjurmë të formuara plotësisht në një temperaturë nën 60°C).

-Kurba II i korespondon një norme të ftohjës mjaft të ngadalshme (erozion dhe denudimit progresiv). Gjatësia mesatare e gjurmëve të myllura është më e vogël, deri në $12\text{-}13 \mu\text{m}$, devijimi standard është $>1 \text{ mm}$, deri në $1,9 \mu\text{m}$, sipas normës së ftohjës, minerali ka kaluar në mënyrë efektive një kohë më të gjatë në ZMP sesa në rastin e më parshëm. 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 ujrale hidrotermale: ftohja e shkembit pas një ngjarje të tillë termike të moderuar. Të gjitha gjurmët e

prodhua përpëra maksimumit të fundit termik janë zvogëluar në një shpërndarje të gjatësive të gjurmëve tipkë të kësaj temperature.

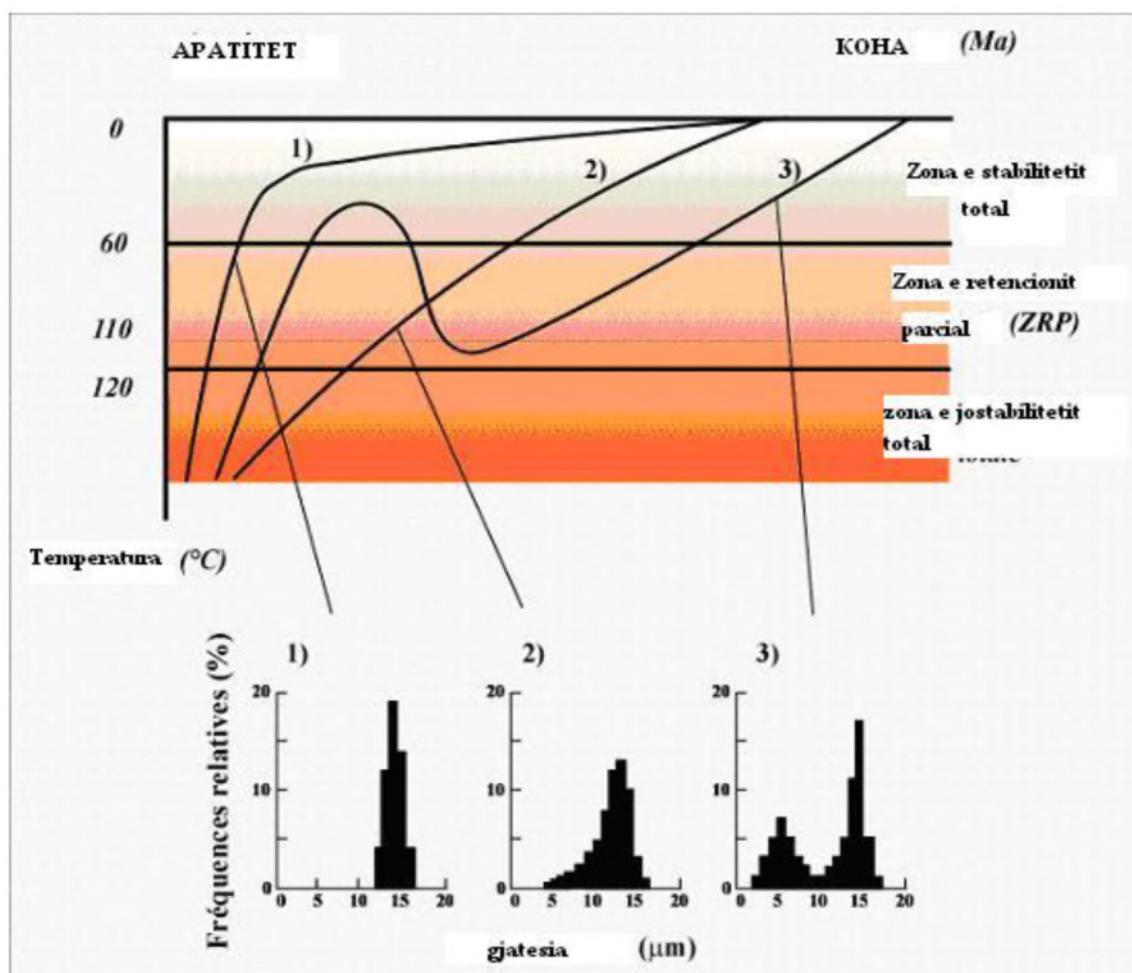


Figura 5.4-5: Diagramat e historive të ndryshme termike të mundshme të përcaktuara për një mostër në funksion të shpërndarjes së gjatësive të gjurmëve të mbyllura.

Disa gjurmë më të gjata do të rishfaqën pastaj, gjatë ftohjës finale: kemi në këtë rast një shpërndarje të gjatësive të gjurmëve bimodale, gjatësia mesatare e së cilës mund të zbres deri në $10\text{-}12 \mu\text{m}$ dhe devijimi standard te arrijë $3 \mu\text{m}$. Në raste të shumta megjithatë, nuk kemi të bëjmë me shpërndarje aq karakteristike. Për të interpretuar bashkësinë moshë/shpërndarje të gjatësive të gjurmëve të apatitëve duhet pra të përdorim një model optimizmi i të dhënave. Në këtë punim kemi përdorur atë të (Ketcham dhe 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 %, përbajtja në përqindje e Klorit, ose C1 apfu, (numëri i atomëve të Cl për njesi të formulës).

- OH apfu, përbajtja në hidroksil, (numëri i atomëve për njesi të formulës).

-mikrospektroskopja Infra-Kuq (IK), ku karakteristikat e përvetësimit IK janë funksion i përbajtjës në F dhe C1 të apatitit.

- Dëmët e grumbulluar nga rrezatimi α në apatit dhe në zirkon, nga zvogëlimi α të U dhe Th.

Masa e parametrave kinetik, Cl apfu, OH apfu (Carlson et al. 1999), mikrospektroskopja IK (Siddall dhe Hurford 1998), dëmtimet e grumbulluara të rrezatimit α (Hendriks dhe Redfield 2004; Garver et al. 2004), janë komplekse dhe jepin 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 F1 % (Donelick et al. 1993; Donelick et al. 1995; Burtner et al. 1994).

Studimet të kryera nga (Carlson et al. 1999) kanë treguar që mund të kemi një vlersim të efekteve të përbajtjës 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 HNO₃, 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 tjera, janë më tepër klorapatitët.

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

Kinetika e shkurtimit të gjurmëve të fisionit nuk është i kontrolluar vetëm nga parametri kinetik Cl %. Elemente të tjera mund të luajn rol të rëndësishëm, që është vënë në dukje nga tretshmërija e apatitit (lidhur drejtpërdrejt me Dpar, (Carlson et al. 1999). Kokrrizat e apatitit që i qëndrojnë më pak shkurtimit (Dpar $\leq 1,50 \mu\text{m}$; Cl % = 0), pësojnë një fshirje totale të gjurmëve të tyre të fisionit deri në $100\text{-}110^\circ\text{C}$, në një mjedis gjeologjikë ndërsa kokrrat që i qëndrojnë më shumë shkurtimit (Dpar $\geq 3,00 \mu\text{m}$; Cl % $\geq 3\%$) pësojnë një fshirje totale të gjurmëve të tyre në një temperaturë që mund të arrijë 160°C . Kur kokrrizat më pak të qëndrushme gjendën në zonën e paqëndrushmërisë totale, ndërsa për kokrrizat më shumë të qëndrushme reagojne sikur apo kanë hyrë në zonën e mbajtjës së pjesshme (Ketcham et al. 1999). Shohim pra, ZRP ose temperatura e mbylljës ndryshon në funksion të përbërjës kimike të apatitit. (Donelick et al. 2005) nënvizon rëndësin e matjës 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 përfaqësuse.

5.4.4 Modelet Termike

Sapo pamë më parë që historitë të ndryshme termike të shkëmbinjëve korespondojnë me shpërndarjet karakteristike të gjatësive të gjurmëve të mbyllura (fig. 5.4-5). Nëse njohim shpërndarjen e gjatësive të gjurmëve, është prava mundur të rivendoset historia termike e një mostre nën temperaturën e saj të mbylljës. Për këtë, duhet pasur mbështetje tek një model sasior i fshirjës termike të gjurmëve, që mundëson parashikimin e moshës dhe shpërndarjen e gjatësive të gjurmëve të mbyllura resultuar nga një histori termike e caktuar. Këto modele, bazuar mbi përvojën laboratorike ekzistonjë për apatitet që prej dy dekadave të fundit. Kohët e fundit modele të tillë 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 ndërtuar 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 ne mënyrë të vazhdushme evoluimin e modelit mbi një rrugë kohë-tempetarë.
- një mënyre statistike 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 përparsinë në raport me të tjerët, parashikojnë rrugët kohë-temperatur si një sistem multi-kinetik, pra, ata kryejnë korigjimin e ndikimit të anisotropisë së apatitit mbi gjatësinë e gjurmëve dhe marrin parasysh parametrat kinetik të secilës kokërrize dhe të secilës kokërrize që i kemi matur gjatësin e gjurmëve.

5.5 Saktësimi dhe Prezantimi i një Moshe Gjurme të Fisionit

5.5.1 Shpërndarjet e Moshave TF.

Në një shkëmbinj metamorfik ose plutonik, apatitet dhe zirkonët e tyre mund të kenë më shumë se një popullim moshash sipas historisë të qëndrimit të mostrës në ZRP. Për apatitet, kjo është përshkak të ndryshimit të ndjeshmërisë së fshirjës së gjurmëve ndërmjet klor apatit dhe fluor apatit, këta të fundit janë pak më të ndijshëm 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 α që ata përbajnë (U, Th dhe pasardhësit e tyre radioaktiv α). Dhe mbi te gjitha për të njojur moshat e ndryshe të prejardhjeve të kristalëve, është e domosdoshme të njihen moshat individuale të cdo kristali apatiti apo zirkoni.

5.5.2 Testi i χ^2 .

Precizioni i një moshe gjurmë e fisionit me metodën e detektorve të jashtëm varet nga ngjashmëria e moshave të çdo kristali të të njëjtit kampion. Varet po ashtu nga gabimet statistike të lidhura me numrimet, po aq mbi gjurmët fosile dhe të shaktuara (induktuar) si dhe mbi gjurmët e monitorëve.

Për të testuar ngjashmërinë e moshave gjurmë të fisionit përdorim testin e Chi-katror (χ^2) (Galbraith, 1981; Green, 1981). Kjo konsiston në numërimin e gjurmëve fosilie (spontane) dhe të shkaktuara (induktuar), dhe krahasuar ato me numërin e pritur për një shpërndarje puasoniane($l/\text{numër}$) $1/2$ ku mesatarja është ajo e N kokrrizave të numëruara (χ^2) llogaritet pra për një shkallë lirie $V = N-l$ ku N është numëri 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 kokërrizat e datuara i përkasin një 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 numërin e popullimeve të moshave të pranishme në kampionin e analizuar.

5.5.3 Shpërndarja e Moshës Qëndrore.

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

5.5.4 Përfaqësimi i një Moshe Gjurmë e Fisionit

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

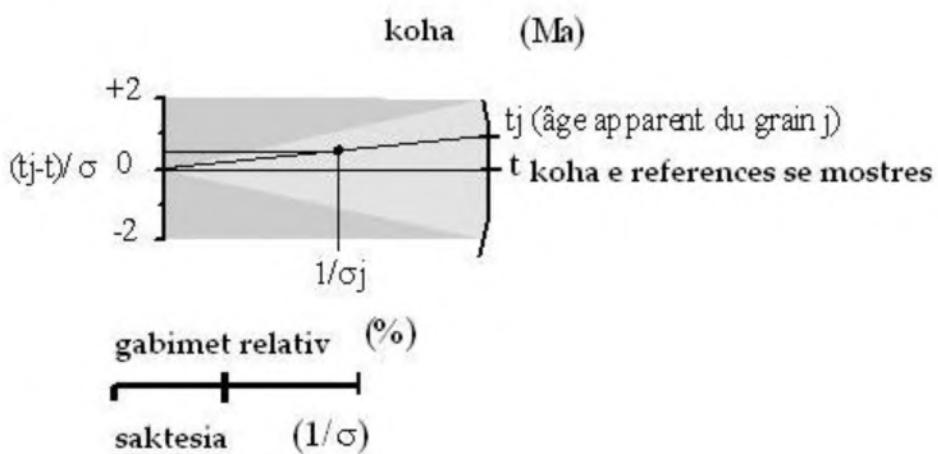


Figura 5.5-1: Tipi i përfaqsimit të një moshe gjrumë e fisionit në formë të diagramit radial për apatitet dhe për zirkonët.

Kjo 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 rrëth një moshe reference. Gabimet e moshave individuale llogariten sipas statistikes se Puasonit: $\sigma = \sqrt{[(1/N_s) + (1/N_i) + (1/N_d)]1/2}$.

6. ASPEKTE EKSPERIMENTALE ME ANALIZEN E GJURMEVE TE FISIONIT

Datimet e paraqitura në këtë punim janë realizuar në mineralin e apatitit. Për këtë qëllim për secilin nga kampionet e analizuar janë marrë në terren rrëth 5 kg sasi shkëmbore të cilat janë bluar dhe kryer ndarja mineralogjike. Të gjitha operacionet e bluarjes dhe ndarjes janë kryer në Laboratoret e Fakultet të Gjeologjisë dhe Minierave. Duke përdorur teknikat konvencionale qv i korespondojnë përdorimit të lëngjeve të randa për të realizuar ndarjen e mineraleve të apatitit dhe zirkonit është punuar sipas procedures së më poshtme:

Për këtë qellim janë zgjedhur rrëth 40 kampione, të cilët janë bluar dhe pas sitisjes janë seleksionuar fraksionet 80 deri 160 μm si dhe nga 160 deri me 250 μm kampionet me fraksionet e sipërpermendura i kemi kaluar në tavolinën gravitacionale, fraksionet e renda që përftojmë nga tavolina i kemi kaluar në separator magnetik i cili lejon largimin e mineraleve magnetik dhe paramagnetik. Pastaj fraksioni “jomagnetik” është kaluar në lëngje të rënda, në tetrabromoetan i cili lejon përfthimin e mineraleve më dendësi mbi 2.85 g/cc. Për përfthimin e 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 me te vogel 3.3 g/cc do të perftojme mineralin e apatitit ndërsa në fraksionin me dendësi më të madhe se 3.3 g/cc atë të zirkonit.

Sipas procedurës së mësiperme do të perftojmë 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 polruar rrëth 12 kampione me mineralin e apatitit, të cilët për të zmadhuar gjurmet e fisionit dhe për ti 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 rezatim me neutrone termike në centralin berthamor të kërkimit shkëncor « Heinz Maier-Leibnitz (FRM II) » në Universitetin Teknik të Mynihut në Gjermani.

6.1 Përgatitja e Kristaleve të Apatitit

Kristalet e apatit janë perzgjedhur në bazë të morfologjisë pak a shumë homogjene, të cilët janë hedhur në një sipërfaqe të sheshtë në mënyre që aksi kristalografik i tyre të jetë paralel me këtë sipërfaqe. Mbi ta kemi hedhur materialin për të përfituar një anshlif rrëthor me diameter rrëth 18 mm dhe trashësi 1-2 mm, sipërfaqë e të cilit është poluar 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.

Gjurmet 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 përpëra së të rrezatohet.

6.2 Kushtet e Rezatimit

Rezatimi neutronik i kampioneve është realizuar në centralin berthamor të kërkimit shkencor « Heinz Maier-Leibnitz (FRM II) » në Universitetin Teknik të Mynihut në Gjermani. Fluxi nominal i neutroneve termike është rrëth $1,4 \times 10^{13}$ n/cm². Kohëzgjatje e rezatimit është e variushme, me një mesatare rrëth 35 sekonda për kampionet e zirkonit duke i koresponduar një fluksi neutronike 5×10^{14} n/cm² dhe 255 sekonda për kampionet e apatitit, me një fluence rrëth 4.5×10^{15} n/cm².

Rezatimet e zirkoneve dhe apatiteve kryhen të veçanta. Gjithesesi procedura është e njëjtë. Kampionet (anshlifet me kristalet e apatiteve) vendosen në një cilinder me diameter 2 cm dhe gjatesi rrëth 7 cm. Në përgjithesi, dy dozimetra të fluences neutronike vendosen paraprakisht në të dy 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 dedektore janë të mbuluar nga të dyja faqet e tij nga një fletë mikë (muskovit i varfer ne U). Pas rezatimit, fletet e mikave vendosen në acid fluorhidrik (HF me 48%) për rrëth 18 minuta, me qëllim për të zbuluar gjurmët e fisionit të cilat i quajmë të «shkaktuara » ose të « induktuara » nga fisioni i ^{235}U në kampionë dhe detektorët e jashtëm.

Matja e densitetit të gjurmeve të induktuara dhe fosile janë kryer me mikroskkop optik me objektiv Xl00 dhe okular Xl0 në dritë të përshkruar. Kur kristalet e apatitit janë të vendosur në linja të rregullta, mund të identifikojmë lehtësisht imazhin (gjurmet e induktuara mbi fleten 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 cdo kampion në sipërfaqen e një anshlifi dhe zgoglojme në menyrë 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 e komanduar nga një program softuerik me anë të cilit regjistrojmë pozicionin e dy kristaleve në raport me tre pikë reference dhe në ketë menyrë ne cdo moment mund të gjejmë pozicionin e cdo 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 Resultatet

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

Kampionet	lartesia	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.

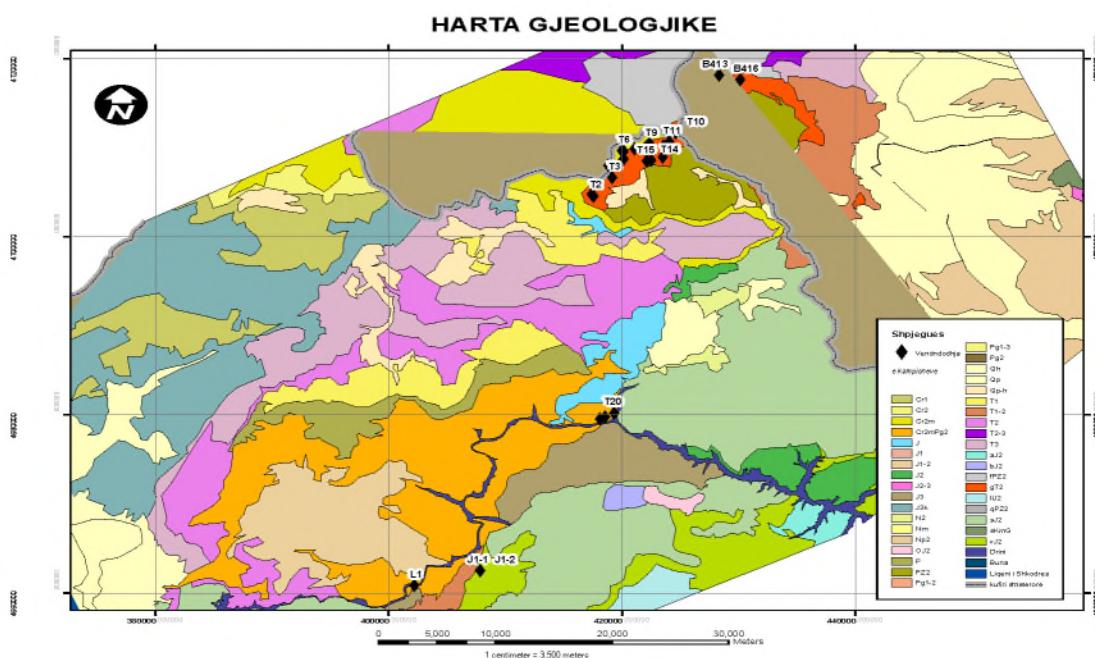
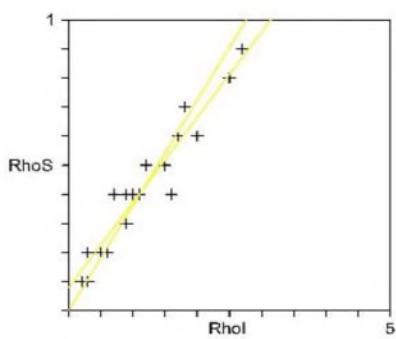
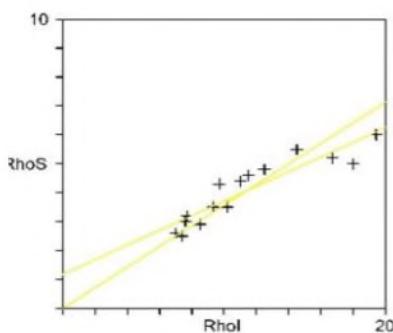
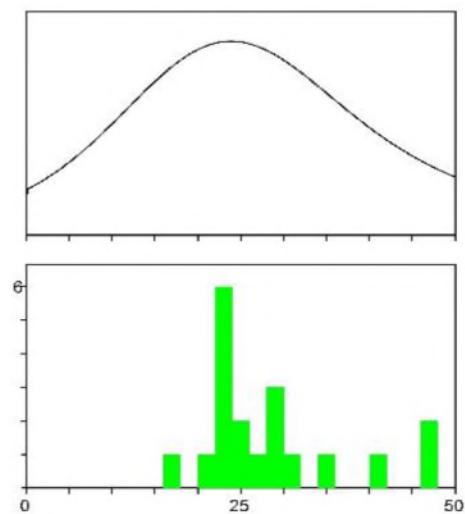
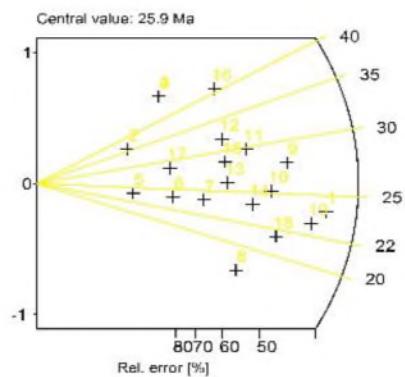


Figura 7.1-1: Paraqitje e moshave të vendosura mbi hartën gjeologjike të rajonit në studiar.

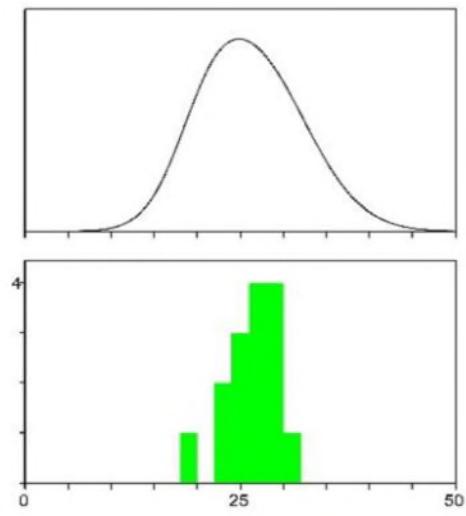
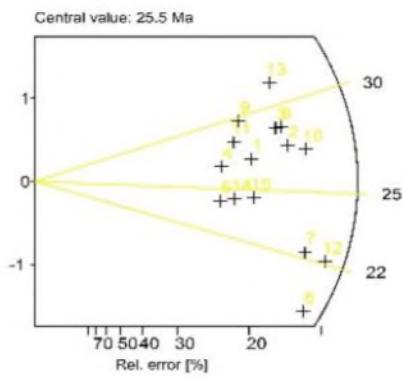
Paraqitja grafike e diagramave radiale të moshat me gjurmën e fisionit tërthorë thyerjes Shkodër-Pejë, cdo pikë në diagram paraqet një moshë individuale të një kritali të apatit.

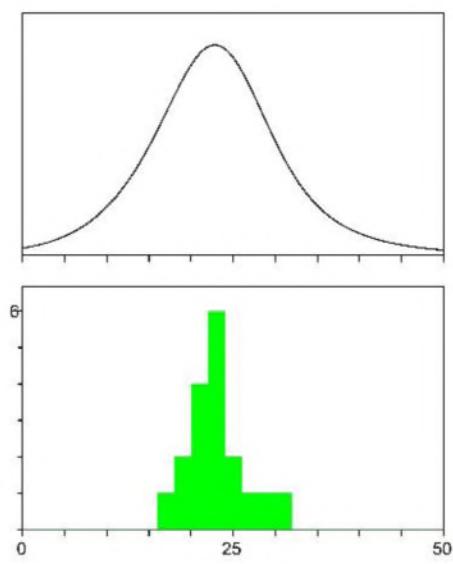
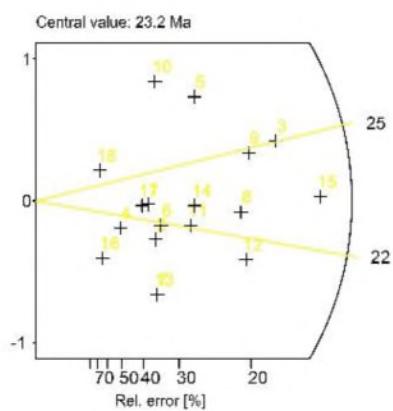
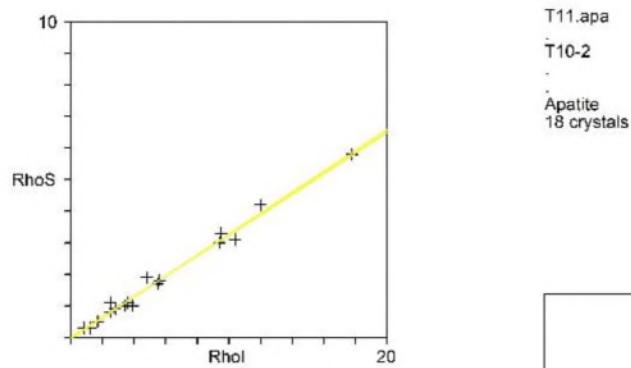
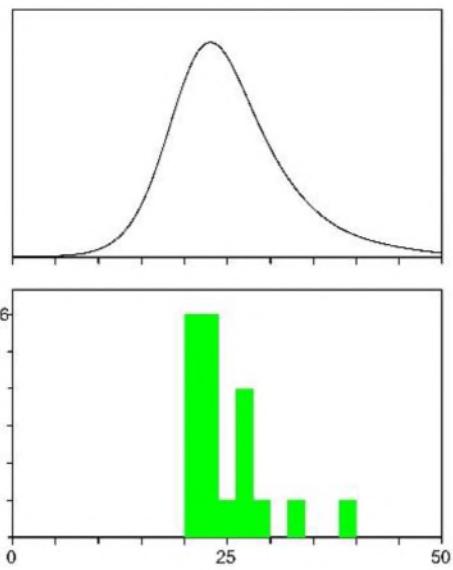
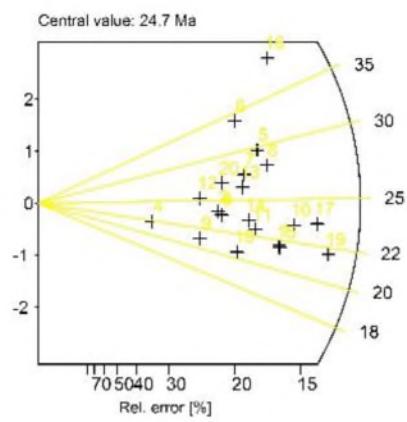
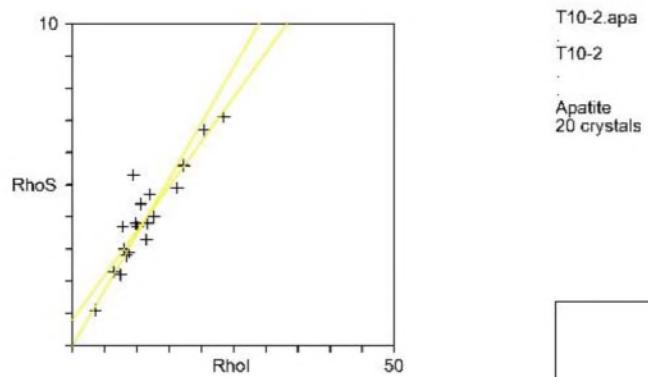


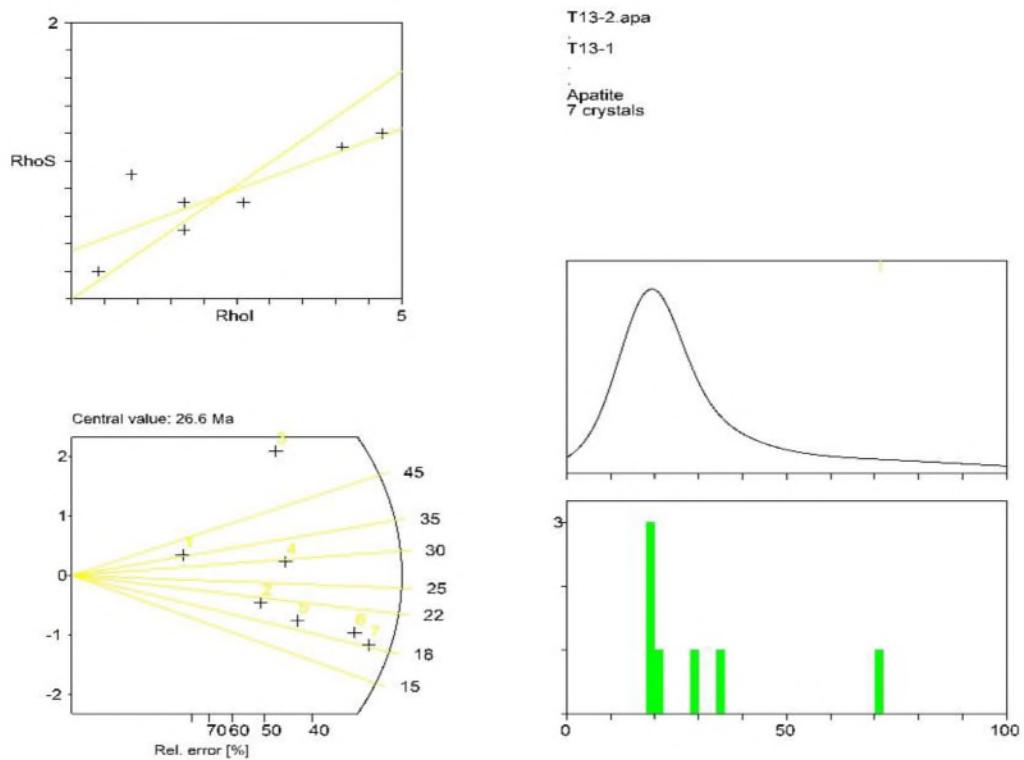
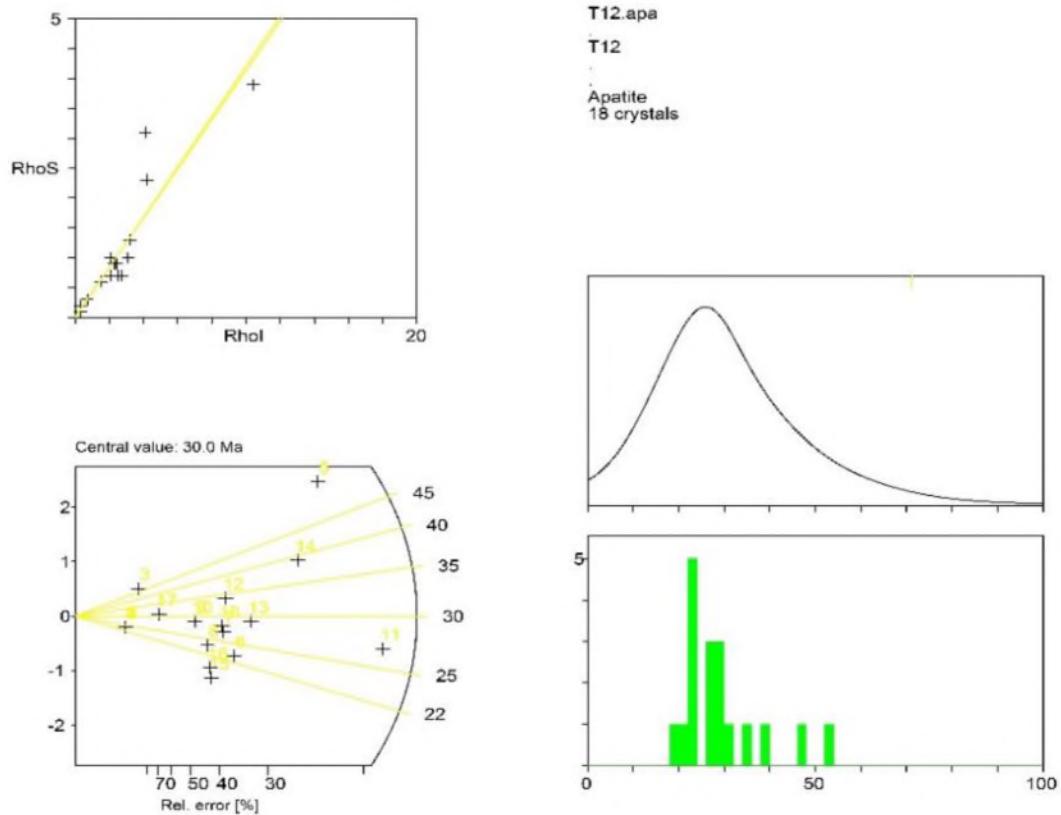
T4-1.apa
T4-1
Apatite
19 crystals

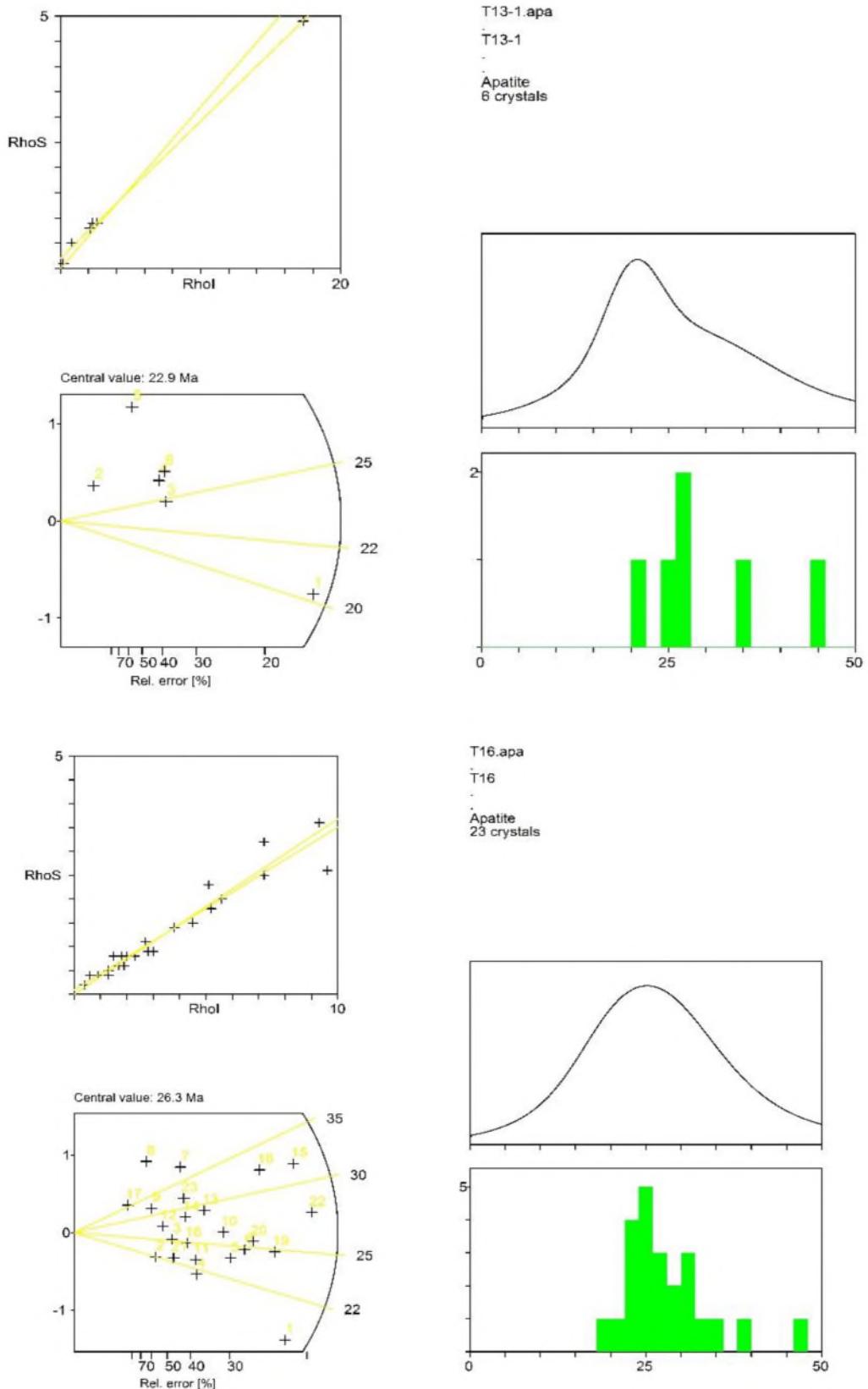


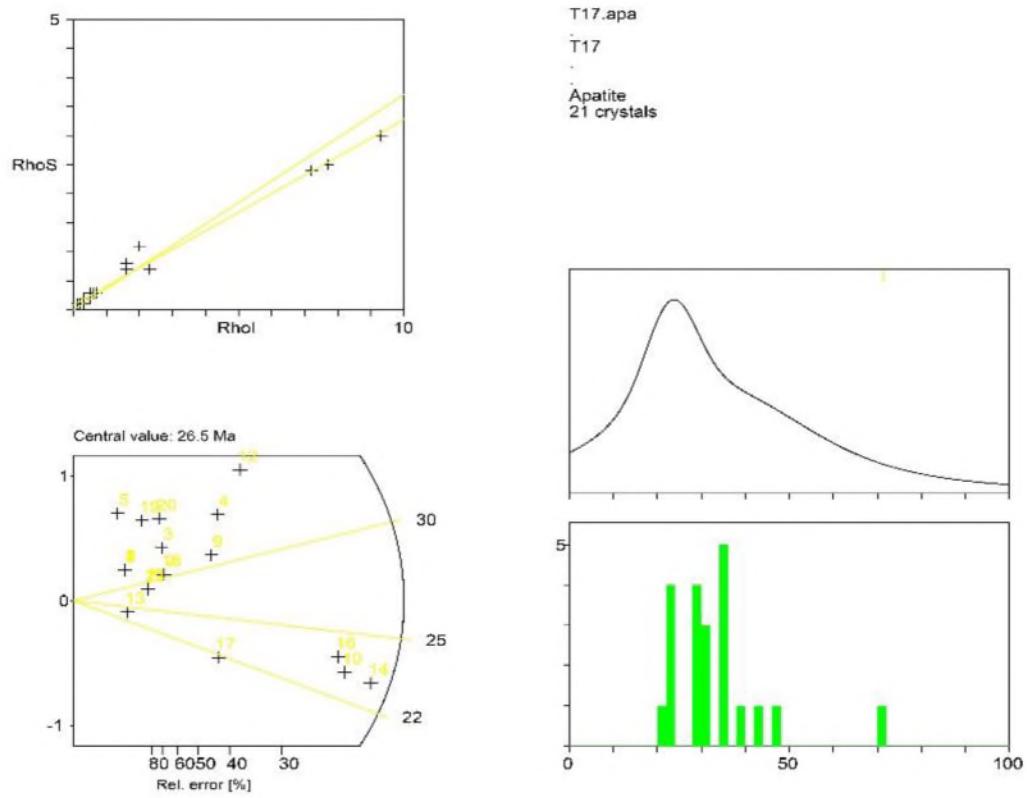
T10-1.apa
T10-1
Apatite
15 crystals











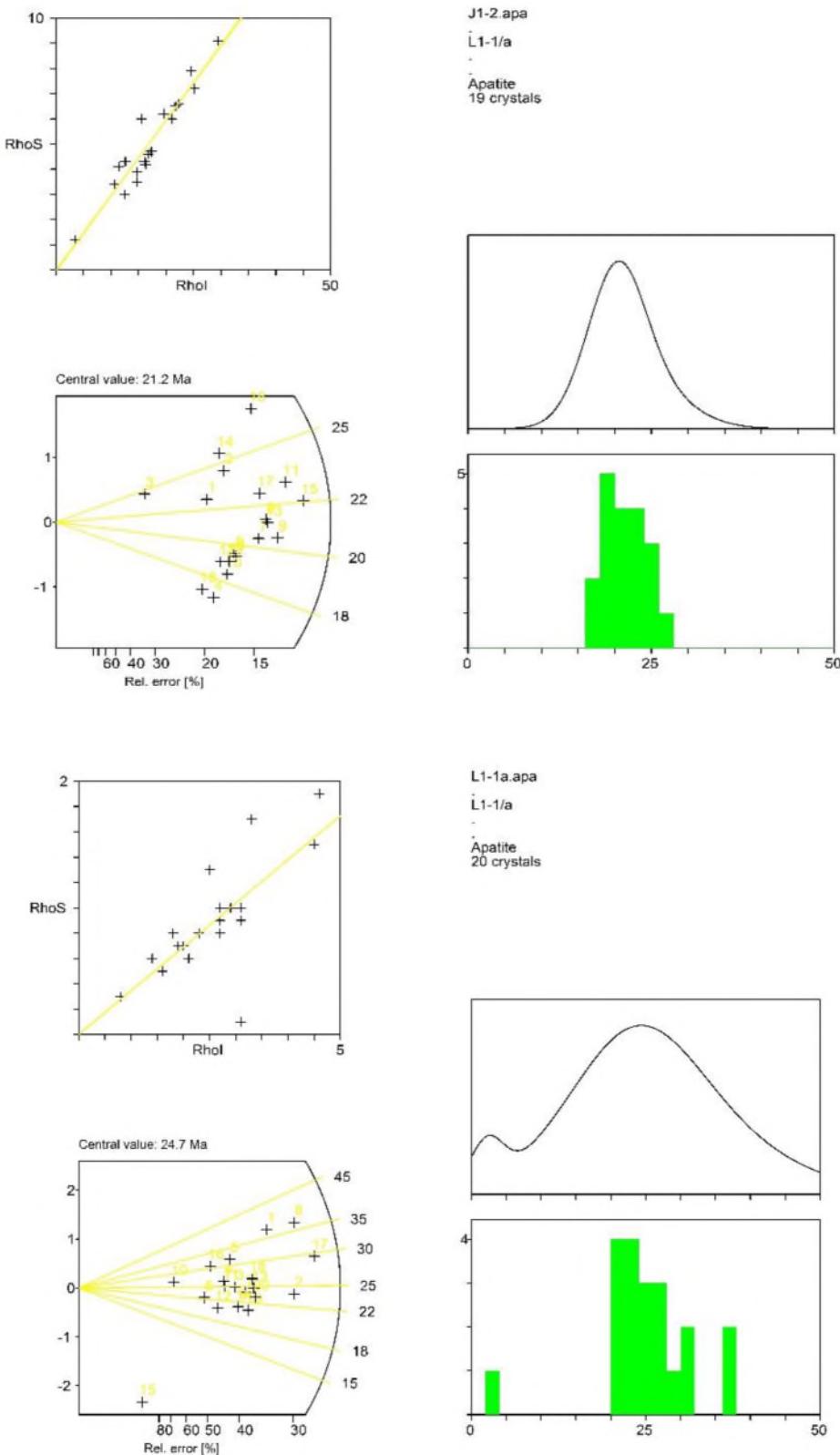


Figura 7.1-2: Paraqitja grafike e diagramave radiale të moshat me gjurmën e fisionit tërthorë thyerjes Shkodër-Pejë, cdo pikë në diagram paraqet një moshë individuale të një kritali të apatit.

7.2 Ndryshimi i Gjeometrisë së Izotermave Termike

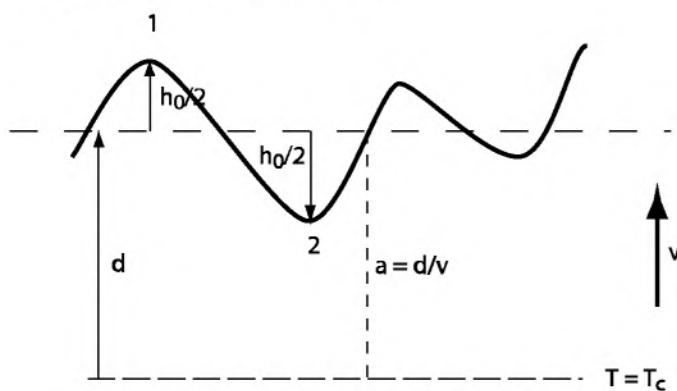
Të dhënat moshore me gjurmët e fisionit (GJF) në një shkëmb varet shumë nga temperatura që ai ka kaluar dhe ndryshimi i saj në kohë. Njohja mirë e variacioneve të moshave GJF në apatit eshtë e rëndesishme dhe e lidhur ngushtë me njohjen e varacionit të temperaturës në thellësi të tokës.

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

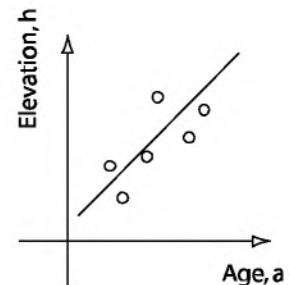
7.2.1 Topografia dhe Relacioni Moshe-lartesi

Për një normë të ekzymimit (zhvarrosjes) konstant (V), nga shume autore është theksuar se një shkëmb i cili ndodhet në majën e një mali ka kaluar më parë izotermen 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 diferenca në kohë është më e madhe për termokronometrat me temperaturë të lartë të mbylljes së sistemit dhe zgjodhet për termokronometrat me temperature të ulët të mbylljes së sistemit. (fig. 7.2-1). Eshtë vërtetuar se efekti i ndryshimit të izotermes i shkaktuar nga topografia zoglohet eksponencialisht me thellësine (Braun et al. 2006). Sa më e ulët të jetë temperatura e mbulljes së një termokronometri aq më shume izoterma e saj do të ndjekë topografine dhe aq me e drejtë (vertikale) do të jetë pjerreria 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 së ndryshimi i izotermës zgjedhet eksponencialisht në raport më amplituden topografike, ajo është proporcionale më gjatësine e valës topografike. Për një termokronometër të dhënë, ekziston një gjatësi vale topografike (λ_c) e tillë që për vlera më të vogla se λ_c , topografia nuk do të influencojojë në izotermenë e temperaturës së mbylljes.

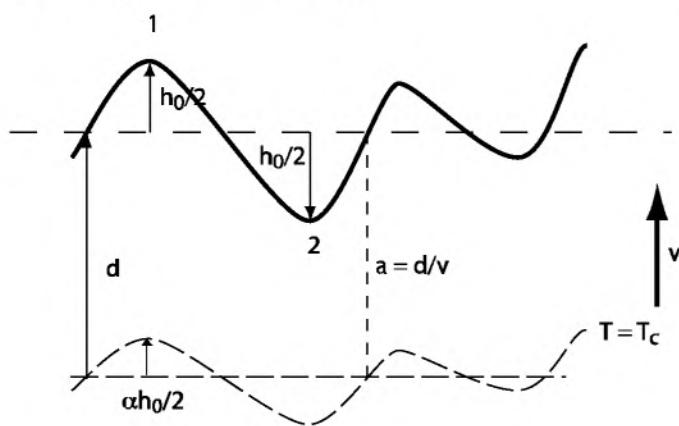
(a) High T_c thermochronometers



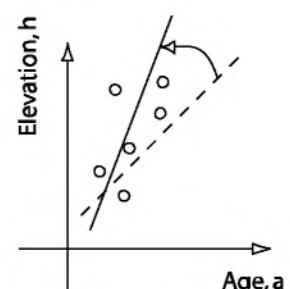
$$\begin{aligned} dh/da &\sim h_0/(a_1 - a_2) \\ a_1 &= a + h_0/2/v \quad \& \quad a_2 = a - h_0/2/v \\ \text{hence, } dh/da &= v \end{aligned}$$



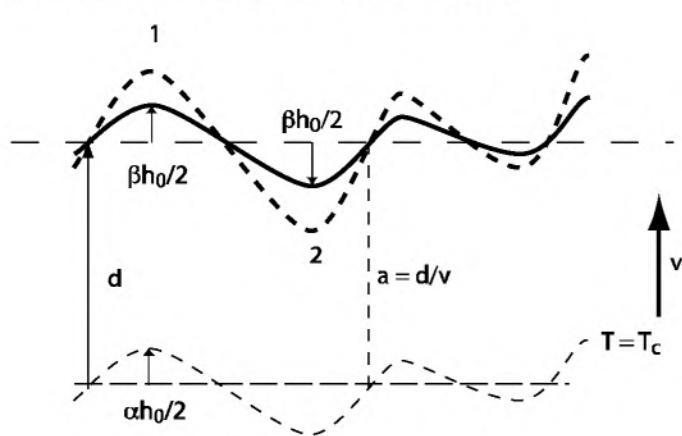
(b) Low T_c thermochronometry



$$\begin{aligned} dh/da &\sim h_0/(a_1 - a_2) \\ a_1 &= a + h_0(1 - \alpha)/2/v \\ a_2 &= a - h_0(1 - \alpha)/2/v \\ \text{hence, } dh/da &= v/(1 - \alpha) \end{aligned}$$



(c) Low T_c thermochronometry + Relief change



$$\begin{aligned} dh/da &\sim \beta h_0/(a_1 - a_2) \\ a_1 &= a + h_0(\beta - \alpha)/2/v \\ a_2 &= a - h_0(\beta - \alpha)/2/v \\ \text{hence, } dh/da &= \beta v / (\beta - \alpha) \end{aligned}$$

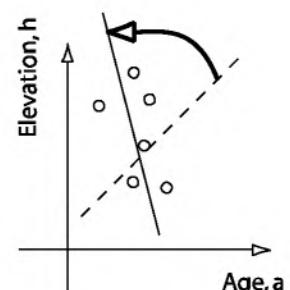


Figura 7.2-1: Tre skenare në të cilët norma e ekzymimit vlerësohet nga pjerrësia e relacionit moshë-lartësi.

Skenaret: (a) në termokronometrat e temperaturave të larta, pjerrësia është e barabartë me normën e ekzymimit; (b) në termokronometrat e temperaturave të ulta, pjerresia e përfthuar mbivlereson normën e ekzymimit; (c) një zvogelim i relitit, prodhon një mbivlerësim suplementare 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 aplitudën Z , e përfthuar qoftë nga rritja apo zvoglimi i menjëhershëm i reliefit (fig. 7.2-2). Shpejtësia e dukshme e ekzymimit është llogaritur nga dy kampionet A dhe B me diferençë vertikale midis tyre (fig. 7.2-2).

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

Përkundrazi në rastin e një zvoglimi të reliefit, amplituda D_1 e izotermës mund të jetë më e madhe se amplituda e reliefit përfundimtarë. Në këtë rast kemi inversion të relacionit moshë-lartvsi 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 nxetësisë nga vetë kampionet, ekuilibri termik arrihet në të paktën në një milion vjet, (Mancktelow & Grasemann, 1997). Për rrjedhojë, në raport me rastet e mëparshme ekzistenca e një riekulibrimi termik do të zvogëloje diferençat 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 reliivi të përfituar nga rritja e disnivelist, minimizimi e efektit topografik do të jetë më i ulët. Në rastin e të njëjtit reliev final por i përfthuar nga ulje, diferenca midis shpejtësisë së dukshme dhe shpejtësisë reale do të jetë më pak e fortë.

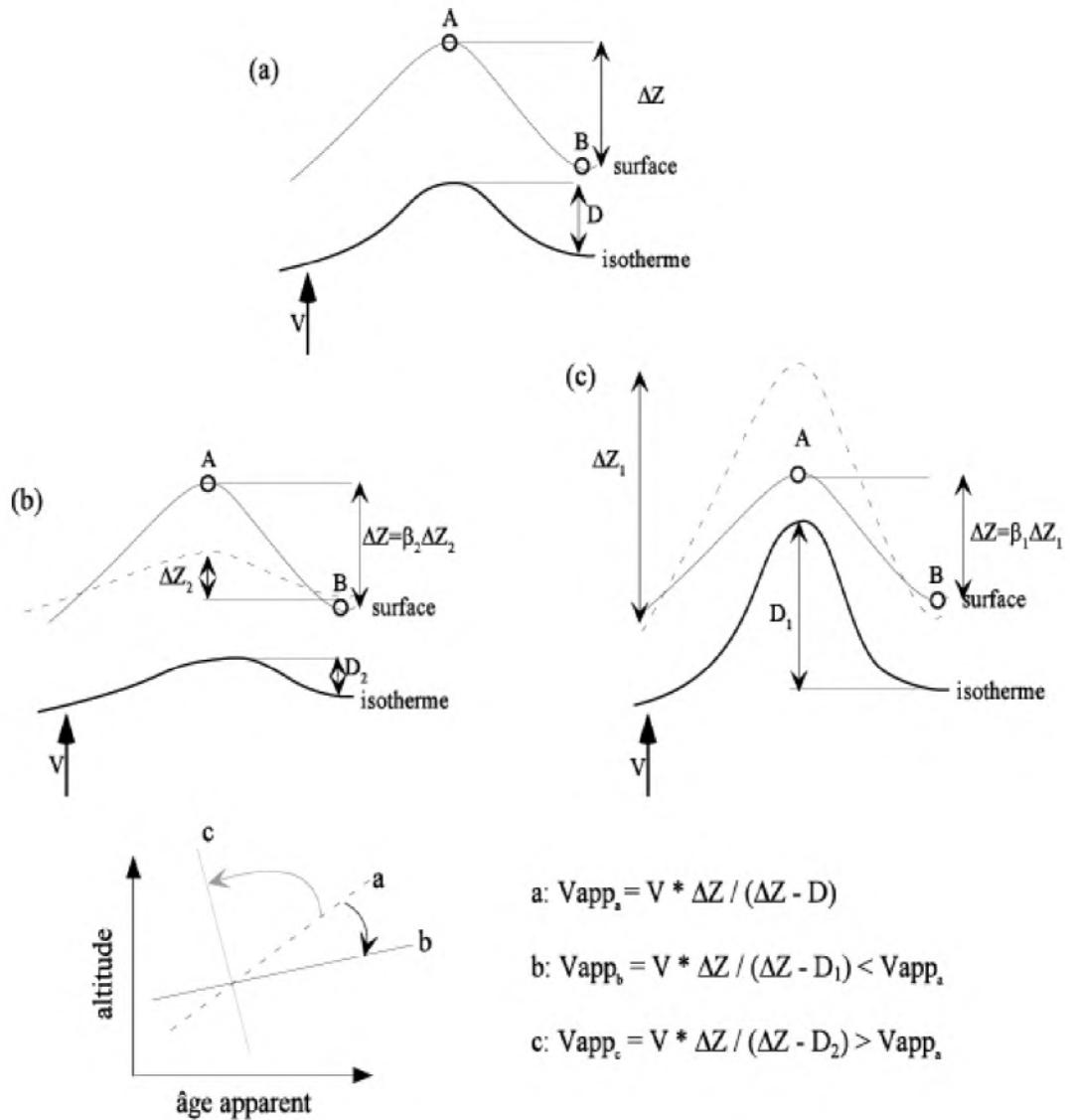


Figura 7.2-2: Efekti i ndryshimit të topografisë në funksionin moshë-lartësi, në rastin kur me kalimin e kohës izoterna nuk ndryshon. Relievi final është gjithmonë i njejtë. (a) topografi e qëndrueshme, (b) rritje e topografisë, (c) zvoglim i topografisë (Maheo 2002).

Për izotermalet e temperaturave të ulta ndryshimi i relvit gjatë ekzymimit (zhvarrosjes) të shkëmbinjëve influencon me shpejtësin e dukshme të ekzymimit. Me rastin kur me kalimin e kohës relevi rritet dhe në qoftë se ne bëjëm një korigjim për një topografi stabile në funksionin moshë-lartësi funksioni i korigjuar do të nënvlersoje në këtë rast shpejtësin reale të ekzymimit (zhvarrosjes) por do të jetë në të njëjtin rend madhësie. Përkundrazi në qoftësi relevi me kalimin e kohës zvogëlohet atëherë funksioni i korigjuar do të mbivlersojë dukshëm shpejtësin 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 dhe 8.2.1.3. Gjithësesi varacioni dhe ampiltudat shumë të ulta të topografisë nuk na lejon të dalim në përfundimin që ky relacion është d.m.th-nës për rastin tonë të studimit.

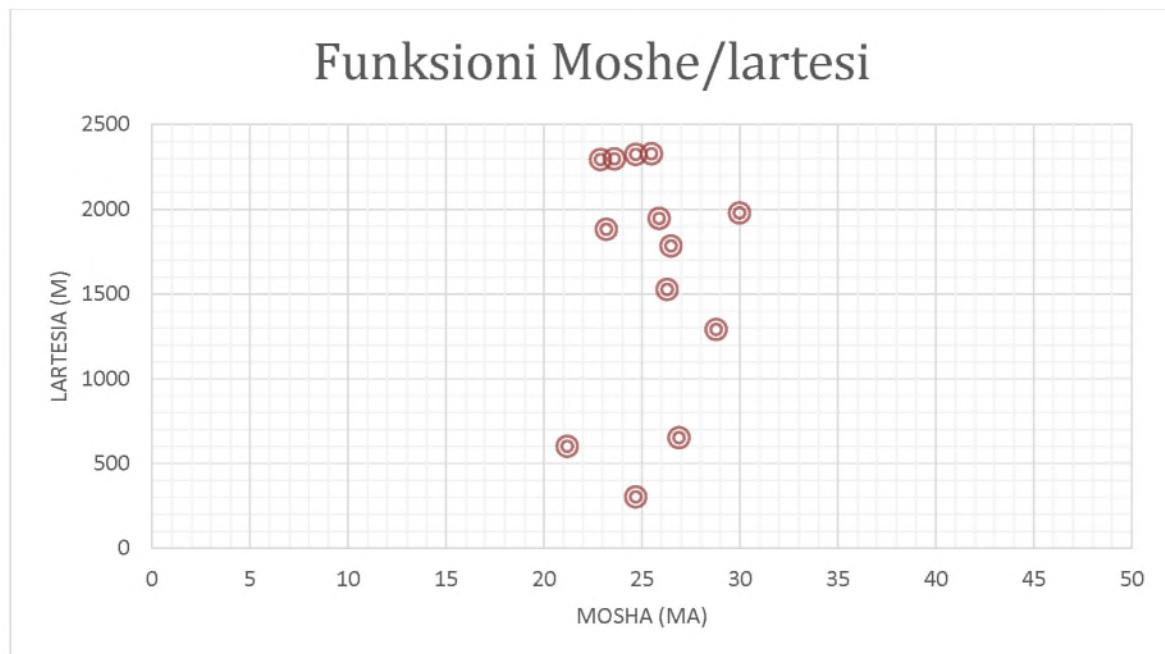


Figura 7.2-3: Funksioni moshë-lartësi përgjatë thyerjes Shkodër-Pejë.

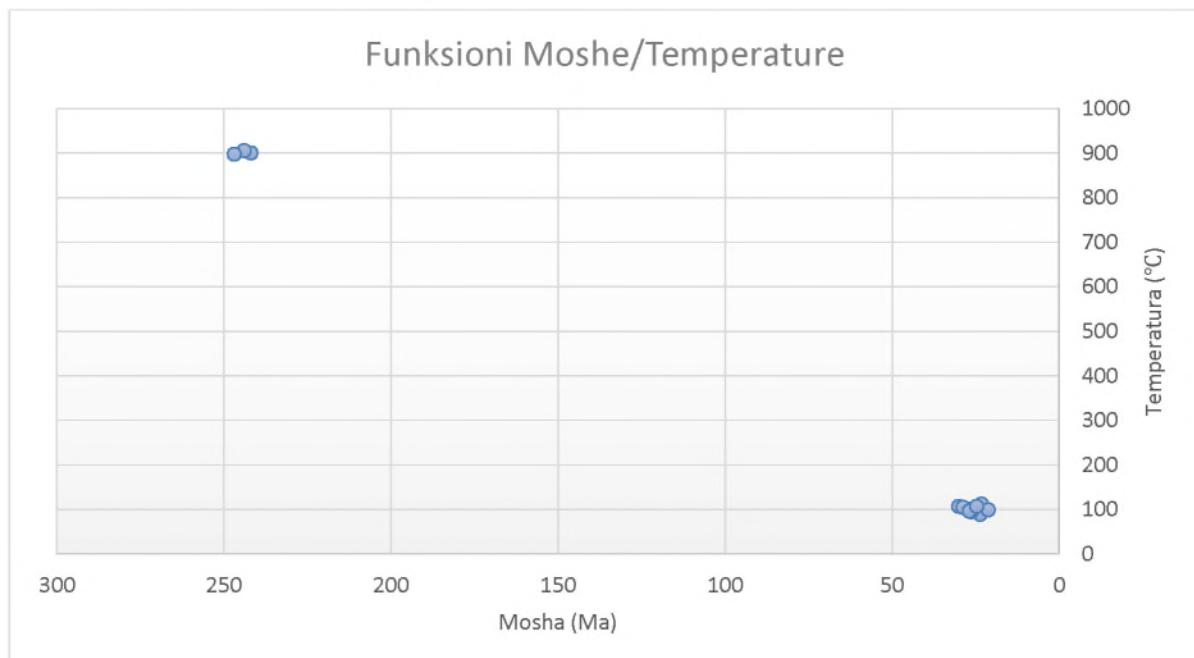


Figura 7.2-4: Funksioni moshë-temperaturë përgjatë thyerjes Shkodër-Pejë.

7.3 Diskutim

Qëllimi i këtij studimi është të analizojmë rreth 40 kampione në tre profile afërsisht përpendikular me shtrirjen e thyerjes Shkodër-Pejë, ku nëpërmjet analizat së gjurmëve të ndarjes nga bërthamat e U në apatit të përcaktojme 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 përfundim vetëm 13 kampione dhanë rezultate moshore pasi pjesa tjetër e kampionave nuk kishin apatit të mjaftueshëm për datim në formacionet e tyre shkëmbore.

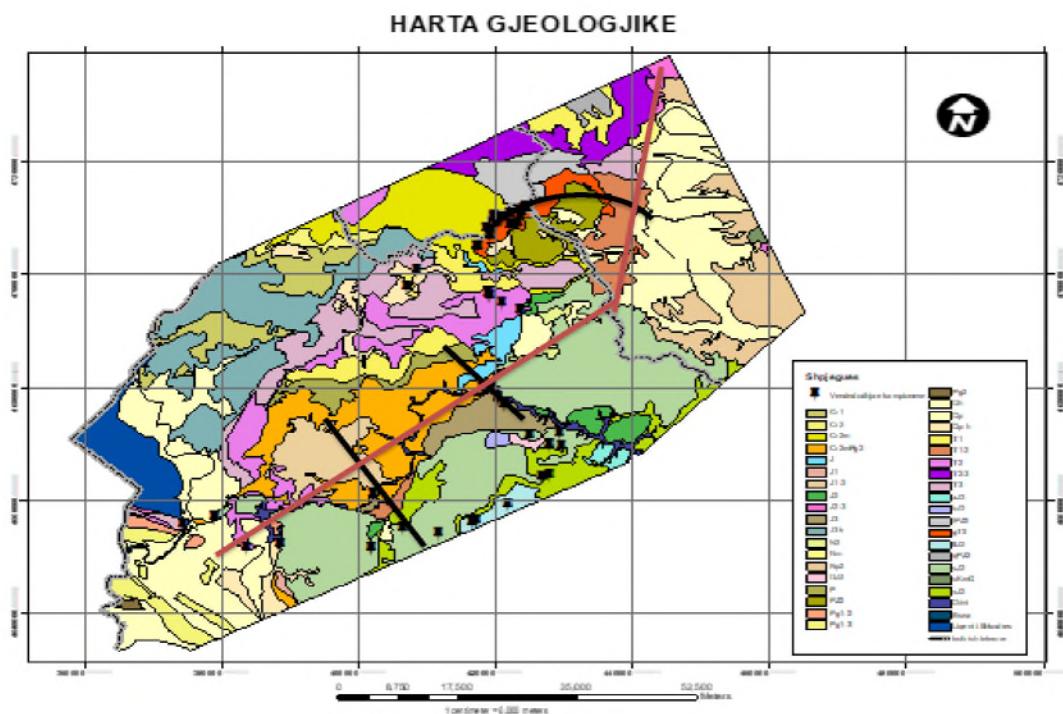


Figura 7.3-1: Harta gjeologjike dhe marrja e kampioneve përpendikular thyerjes

Të dhënat të mëparshme termokronologjike për orogeni Dinaro-Helenide janë të paketa dhe ofrohen vetem nga një çift publikimesh deri më tanë që kanë të bejnë me rajone të ndryshme të orogenit. 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 përfundim të datuar historinë e orogenit të vonshëm krahasuar me njësite e jashtë dhe të brëndëshme në veri të Shqiperisë (fig.6) Ata raportojë rezultatet AHe moshore 56.5 ± 2.2 deri në 16.6 ± 3.6 Myrë në veri dhe perëndim të shqipërisë, dhe 9.5 ± 1.2 deri në 5.2 ± 0.8 Myrë në Shqipërinë Lindore, duke treguar një trend të ftohjës nga Perëndimi-Lindje në mosha me të reja të dala më vonë mbi sipërfaqe. Ky autor ja atribon këtë trend ftohje zhvarrosjes diferencale të njesive të brendëshme krahasuar me njesitë e jashtme me një (zgjerim, tërheqje) gjatë Miocen-Pliocenit në shqipërinë Lindore, Muceku et al. (2008) shpjegon se zhvarrosja më e shpejtë ka ndodhur midis 6 dhe 4Myrë me dritaren tektonike të

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

Ndërsa në perëndim të thyerjes Shkodër-Pejë, më konkretisht në Vau të Dejes në kontaktin përgjatë Zonës Mirdita dhe Krastë Cukali e cila ndiqet nga ajo e Budvës në Mal të Zi, të dhënët termokronologjike kanë dhënë mosha të një rangu nga $20.8+6.0$ deri në $45.8+14.3$ Mv nga 6 kampione të rezatuar në këtë zonë (Zertani, 2015). Përveç kësaj, të dhënët termokronologjike për temperature të ulëta në Dinarido-Helenide kanë qenë botuar vetëm nga (Ustaszewski et al. 2010) duke përdorur gjurmët e ndarjes në Apatite dhe Zirkon pranë kufirit midis pllakave të Adrias dhe Europës në Bosnje dhe Hercegovinë, Kroaci dhe Serbi, të vendosura largë nga thyerja Shkodër-Pejë. Autorët e fundit tregojnë se ky zgjerim ka ndodhur midis 25 dhe 14 Mv dhe është për shkak të riftit, subsidencës të lidhur me basenin Panonian përgjatë Miocenit.

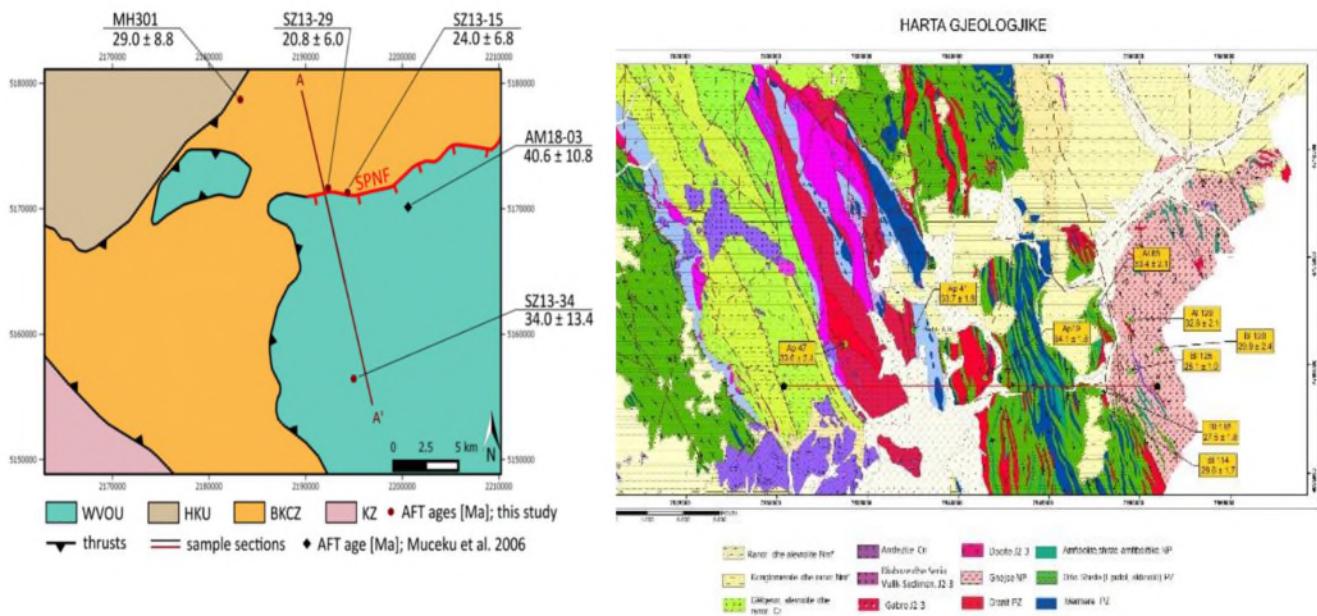


Figura 7.3-1: Të dhëna termokronologjike për brezin Dinaro-Helenide (Muceku, 2008; Zertani, 2015)

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

Kampionet	lartesia	n	rs	Ns	ri	Ni	rd	Nd	P(c2)	D	t±ls
	m.		105 /cm ²		105 /cm ²		105 /cm ²		%	%	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 drite 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 përfundimtare 30 Mv e fundit. Të dhënat e fituara janë në perputhje me idene së kjo thyerje mund të përfaqsojë një thyerje trasformuese të vjetër, e cila është riaktivizuar në shtytje të djathtë dhe duke arritur në:

8. PËRFUNDIME

- Moshat e daturara në zonën e studimit variojnë nga 21.2 ± 1.8 Mv deri 30.0 ± 3.9 Mv. Të gjithë moshat tregojne historine e ftohjes së fundit të zonës së studimit nga temperature $110 \pm 10^\circ$ C, dmth korespondon me kohën kur kjo zonë ka filluar të zhvarroset nga një thellësi prej 4 km (kjo varet nga gradienti termik).
- Denudimi i masivit të trokuzit në veri të thyerjes Shkodër-Pejë (zhvarrosja e masivit) është përcaktuar relativisht i ri, mesatarisht 25 Mv. duke pasur parasysh se mosha e formimit të masivit magmatik është rreth 250 Mv.
- Këto të dhena janë përafërsishtë (pak më të vjetra) të ngjashme me moshat e gjurmve të fisionit në apatit në pjesën lindore të Albanideve, konkretisht Zona e Korabit/shtroja metamorfike e Ofioliteve lindore me interval moshore 15-20 Mv.
- Kjo histori zhvarrosjeje mund ti atribohet një historie denudimi erozional e cila mund të jetë e lidhur më një lëvizje tektonike relativisht të ulët.
- Fakti që nuk kemi një profil të plotë me mosha përpendikular me thyerjen, për shkak se formacionet shkëmbore pranë saj nuk përbajnë Apatit/Zirkon, gjithsesi një kampion përfaqësues në jug të thyerjes Shkodër-Pejë në masivin e Levrushkut (24.7 ± 2.9 Mv., dhe 24.9 ± 2.2 Mv, Muceku 2006, $24.024.9 \pm 2.2$, Zertani 2015) tregon pothuajse të njëjtat vlera moshore me ato të masivit të Trokuzit, në veri të thyerjes, larg saj, kjo tregon së kemi një komponente vertikale të thyerjes Shkodër-Pejë. Gjithsesi përcaktimë moshore në veri dhe në jug pranë thyerjes janë të nevojshme për të vlerësuar amplitudën e saktë të lëvizjes.
- Përfundimisht mund të themi që shpejtësia e ftohjes së masivit granidioritik të masivit të Torkuzit nga Oligoceni deri më sot ka qenë $5^\circ\text{C} / \text{Mv}$, ose shpejtësia e zhvarrosjes së këtij masivi ka qene 200m/Mv.

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 307-325Mesozoic-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 à 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 utlising bulk chemical etching of apatite. Patent 5267274 U. S. A.

-
35. Donelick R. A. 1995. A method 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 Maliaç 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. & Price 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. Frasher 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 spread 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* Lausanne18, 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 TingateG 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 Subcommission 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. Kilias, 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. Kilias A. at 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 zentraden 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 notheastern 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. Muceku, 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. Muceku B. 2006. Evolution verticale des Albanides: contrôle thermique, érosion et dénudation tectonique. These l’Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 254 p.
95. Muceku 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. Muço 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 Nordalbaniens. *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 gjeologo - tektonik i Shqiperise. 30f. F.GJ.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 Matićec, 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 tephras. *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.