



Potek Južnoalpske narivne meje med Kropo in Kamnikom

Jure Žalohar in Nataša Đurić

2012

Kazalo

1.	Povzetek	3
2.	Uvod	4
3.	Geografska lega ozemlja	5
4.	Metodologija dela	6
4.1.	Detajlno geološko kartiranje in analiza obstoječih geoloških kart.....	6
4.2.	Kinematska in dinamska analiza meritev zdrsov ob prelomnih ploskvah	7
4.3.	Dinamska analiza – določanje reduciranega paleonapetostnega tenzorja.....	9
4.4.	Interpolacija paleodeformacijskih polj	11
4.5.	Analiza digitalnega modela reliefa	14
4.6.	Modeliranje napetostnih polj z metodo končnih elementov	15
5.	Tektonska zgradba Slovenije.....	16
5.1.	Potek meje med Južnimi Alpami in Dinaridi.....	20
6.	Kamnine na obravnavanem ozemlju	22
6.1.	Hochwipfelska formacija; karbon.....	22
6.2.	Gródenska formacija; perm	22
6.3.	Žažarska formacija; zgornji perm	23
6.4.	Werfenska formacija; spodnji trias.....	24
6.5.	Spodnji Serlski dolomit; anizij	25
6.6.	Psevdoziljska formacija	27
6.7.	Bazalt in piroklastiti; ladinij	28
6.8.	Amfiklinske plasti; karnij	29
6.9.	Škofjeloški ploščasti apnenec in Baški apnenec; ladinij, norij in retij.....	29
6.10.	Dachsteinski apnenci; norij in retij.....	30
6.11.	Kredni fliš.....	30
6.12.	Gornjegrajska formacija; eocen in spodnji oligocen	31
6.13.	Škofjeloški konglomerat; zgornji oligocen	33
7.14.	Govška formacija; spodnji miocen	34
7.	Geološka zgradba ozemlja med Kropo in Kranjem.....	36
7.1.	Prehodno območje med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi.....	37
7.2.	Potek naravnice Krnskega nariva na območju med Kropo in Kamnikom; kompresija N-S in NW-SE.....	38
7.3.	Kompresija NW-SE in nastanek Gorenjskega bazena	43
7.4.	Kompresija NE-SW	46
7.5.	Kompresija NW-SE; rotacija območja Rovnika in lokalna kompresija W-E	48
8.	Zaključki in diskusija	50
9.	Viri in literatura	52

1. Povzetek

V tem besedilu predstavljamo novo interpretacijo poteka Južnoalpske narivne meje. S pomočjo novih terenskih opazovanj in na podlagi računalniške obdelave visokoresolucijskega digitalnega modela reliefa z ločljivostjo 5 m smo na novo interpretirali obstoječe geološke karte ozemlja med Kropo in Kamnikom. Glede na našo interpretacijo predstavlja Južnoalpsko narivno mejo narivnica Krnskega nariva, ki mu na obravnavanem ozemlju pripadajo masivi Jelovice, Jamnika, Rovnika, Štefane gore, Šenturške gore vse do Menine planine na vzhodu. Problematičen je predvsem njen potek med Kranjem in Kamnikom, kjer je prekrita s kvartarnimi konglomeratnimi zasipi. Glede na našo interpretacijo narivnica Krnskega nariva kot Južnoalpska narivna meja predstavlja pomembno in izrazito geotektonsko mejo, ki med seboj loči kamnine Julijske karbonatne platforme od kamnin Slovenskega bazena. Prav tako narivnica predstavlja mejo med dvema terciarnima tektonostratigrafskima enotama, in sicer med Slovensko-madžarskim paleogenskim bazenom na severu in Panonskim bazenom na jugu.

2. Uvod

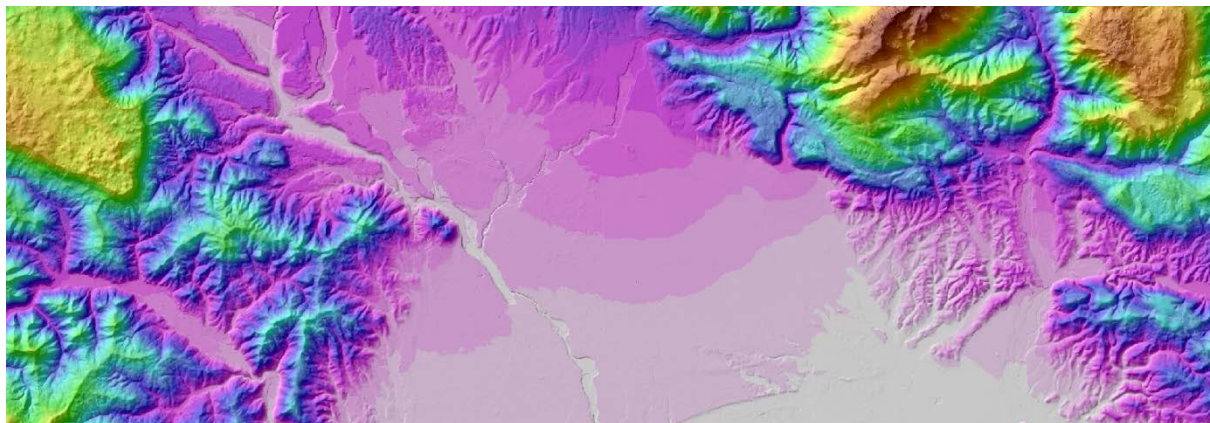
Predstavljena raziskovalna naloga je del širšega raziskovalnega projekta v sodelovanju med Gimnazijo Kranj in centrom odličnosti Vesolje.SI. V letu 2011 smo od centra odličnosti Vesolje.SI dobili zanimivo ponudbo, da bi s pomočjo sodobne GIS računalniške tehnologije izvedli raziskovalni projekt s področja geologije. Izbrali smo problematično območje med Kropo in Kranjem, katerega geološka zgradba je nejasna in v dosednji geološki literaturi nepravilno interpretirana. Območje je izjemno pomembno za pravilno interpretacijo poteka Južnoalpske narivne meje, ob kateri so Južne Alpe narinjene na Zunanje Dinaride. V sodelovanju s centrom odličnosti Vesolje.SI smo imeli dostop do visokoresolucijskega digitalnega modela reliefa (1 piksel = 5 m), ki smo ga obdelali s pomočjo računalniškega programa ArcGIS.

V dosednji geološki literaturi je Placer (2008) na podlagi Osnovne geološke karte SFRJ v merilu 1:100000 domneval, da poteka Južnoalpska narivna meja v smeri W-E nekako od Blegoša do Kranja, nato pa zavije proti jugu proti Škofji Loki. Njen potek proti vzhodu je problematičen, vendar je Placer (2008) domneval, da se nadaljuje južno od Tuhinjske doline, kjer se naslanja na Marijareški prelom. Glede na Placerjevo interpretacijo Južnoalpska narivna meja loči kamnine Slovenskega bazena, ki so narinjene na kamnine Trnovskega nariva. Naša geološka opazovanja kažejo, da je Placerjeva interpretacija poteka Južnoalpske narivne meje napačna, saj na območju Mohorja in Jošta vse do Škofje Loke, tam kamor Placer postavlja Južnoalpsko narivno mejo, lahko opazujemo le skoraj zvezno zaporedje paleozoika in mezozoika, značilno za Slovenski bazen. Posamezne stratigrafske enote in formacije kamnin so sicer precej tektonizirane in med seboj ločene s prelomi, vendar so bili premiki ob posameznih narivnih prelomih premajhni, da bi lahko predstavljali tako pomembno geotektonsko mejo, kot je meja med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi. V tej raziskovalni nalogi zato poskušamo postaviti novo interpretacijo poteka Južnoalpske narivne meje. V ta namen smo reinterpreterali Osnovno geološko karto SFRJ, v merilu 1:100000, list Kranj (Grad in Ferjančič, 1974, 1976) in Buserjevo geološko karto Slovenije (Buser, 2010).

3. Geografska lega ozemlja

Raziskano ozemlje leži med Kropo na zahodu in Kamnikom na vzhodu. Med najpomembnejšimi geografskimi strukturami omenimo Jelovico na vzhodu, ki se proti NE strmo spušča proti Gorenjskemu bazenu. Veliko pozornost smo namenili predvsem ozemlju med Jamnikom in Rovnikom, kjer so pomembnejši kraji Kropa, Nemilje in Besnica. Tu se vzdigujejo manjše vzpetine kot sta Jamnik (831 metrov) in Rovnik (707 metrov). Obe vzpetini sta dobili ime po številnih jamah in rovi, saj sta sestavljeni iz močno zakraselega zgornjetriasnega apnenca, ki na tem ozemlju predstavlja osamel kras. Dalje proti vzhodu sledi Udinboršt, ki predstavlja gozdnato hribovito pokrajino z nadmorskimi višinami med 400 in 500 metrov. Zaradi kraških pojavov, kot so vrtače, kraške jame, brezna in ponori ter edinstvene kulturne dediščine so območje kraške planote Udinboršt razglasili za krajinski park. V nasprotju s prej omenjenim območjem, je ozemlje med Kranjem in Kamnikom bolj ravninsko, saj so zanj značilni obsežni vršaji rek Save, Kokre, Tržiške Bistrice in Kamniške Bistrice. Izjema je hribovit svet med Cerkljami in Kamnikom, ki je znan kot Tunjiško gričevje. Gričevje je dobilo ime po vasi Tunjice, v preteklosti znani predvsem po naravnem Zdravilnem gaju, nedavno pa je vas odmevala v geološki stroki, saj so geologi na tem mestu odkrili najstarejše fosile morskih konjičkov na svetu.

Proti severu se sicer nižinski svet Gorenjskega bazena in Tunjiškega gričevja nadaljuje proti Kamniško-Savinjskim Alpam, ki se s Tolstim vrhom, Storžičem, Zaplato, Grintovcem, Kočno, Krvavcem, Brano, Planjavo in Ojstrico markantno dvigujejo nad pokrajino.



Slika 1: Digitalni model reliefa na obravnavanem ozemlju med Kropo in Kamnikom.

Med najpomembnejšimi rekami na raziskanem ozemlju omenimo Savo, Kokro, Tržiško Bistrico, Kamniško Bistrico ter številne manjše vodotoke. Najpomembnejši kraji na raziskanem ozemlju pa so Kropa, Kranj, Cerklje ter Kamnik. Kropa, nekdanji železarski in kovaški trg, se nahaja v nekoliko razširjeni soteski hudourniškega potoka Kroparica. Kranj je bil zgrajen na strateškem pomolu ob sotočju Kokre in Save. Cerklje na Gorenjskem so gručasto ravninsko naselje v neposredni bližini letališča Jožeta Pučnika. Ravninski del se od Cerkelj preko Lahovč, Komende in Most nadaljuje južno proti Mengšu, severno pa proti Kamniku. Srednjeveško mesto leži ob vznožju Tunjiškega gričevja na zahodu, predstavlja pa zadnje večje urbanizirano središče pred grebenom Kamniško-Savinjskih Alp. Vzhodno od Kamnika se cesta odcepi proti Tuhinjski dolini, ki povezuje Celjsko z Ljubljansko kotlino. Za ozemlje so značilne dobre cestne povezave in lahka prehodnost. Zato je dostop do pomembnih geoloških struktur večinoma enostaven in zahteva največ nekaj ur hoje. V bolj nižinskih predelih raziskanega ozemlja pa je dostop možen tudi z avtom.

4. Metodologija dela

4.1. Detajlno geološko kartiranje in analiza obstoječih geoloških kart

Kot temeljno izhodišče naše raziskave so bile že obstoječe geološke karte. Območje v okolici Kranja pokriva Osnovna geološka karta SFRJ v merilu 1:100000, list Kranj (Grad in Ferjančič, 1974, 1976), območje v okolici Kamnika pa pokriva list Ljubljana (Premru, 1983a, b). V pomoč je tudi Buserjeva Geološka karta Slovenije v merilu 1:250000 (Buser, 2010), na kateri so posamezne strukture iz OGK SFRJ na novo interpretirane. Kljub vsemu našteje karte ne vključujejo mnogih novejših spoznanj o regionalni stratigrafiji ter strukturi in tektonskem razvoju (npr. Fodor et al., 1998; Vrabec, 2001), zato že približno od leta 2000 poteka predvsem na ozemlju med Kropo in Kranjem detajlno geološko kartiranje (npr. Celarc, Žalohar in drugi). V veliko pomoč so nam bile neobjavljene geološke karte Vrabca (2001). Prav tako smo zaradi težav z interpretacijo obstoječih kart tudi sami izvedli več terenskih obhodov, na katerih smo preverili pravilnost kart in nabrali potrebne informacije o zgradbi ozemlja.



Slika 2 : Terensko delo (foto: Rok Oblak, 2011)



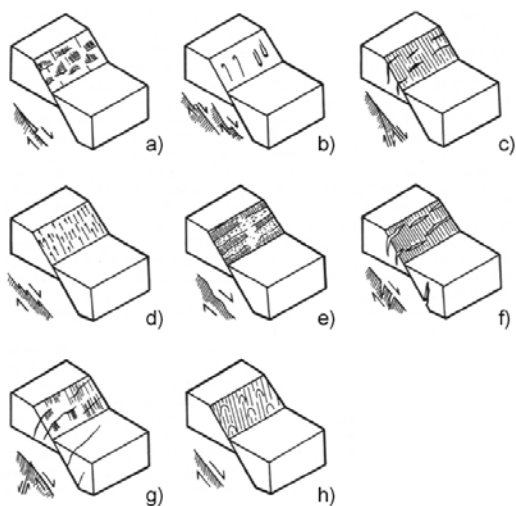
Slika 3: Terensko delo – določanje smeri vpada prelomne ploskve. (foto: Vid Žepič, 2011)

4.2. Kinematska in dinamska analiza meritev zdrsov ob prelomnih ploskvah

Strukturno kartiranje in interpretacijo geoloških kart smo kombinirali z mikrotektonskimi meritvami, katerih glavni cilj je rekonstrukcija (paleo)napetostnih in (paleo)deformacijskih stanj, v katerih so se dogajale deformacije ozemlja. Neposredna mikrotektonska opazovanja na posameznih lokacijah hkrati omogočajo natančnejšo karakterizacijo premikov ob večjih regionalnih prelomih in prelomnih sistemih (Vrabec, 2001). Vhodni podatek za kvantitativne napetostne in deformacijske analize so meritve zdrsov ob prelomnih ploskvah. Te obsegajo:

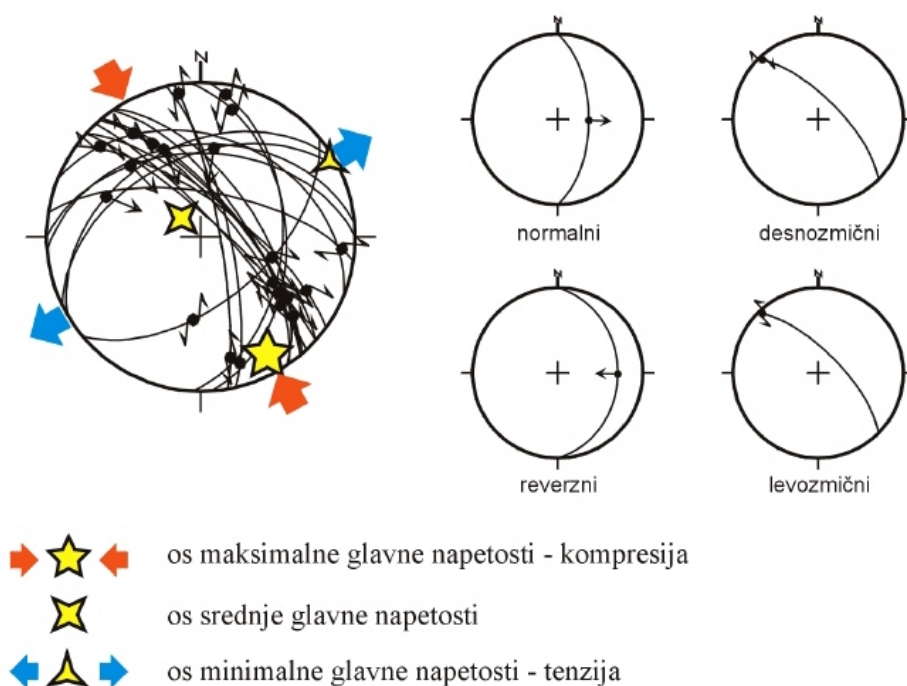
1. Meritev smeri vpada prelomne ploskve (azimut),
2. Meritev nagiba prelomne ploskve,
3. Meritev vpada drs na prelomni ploskvi,
4. Določitev smeri premika oziroma tipa preloma (normalni, reverzni, levo- ali desno-zmični, poševni),
5. Zanesljivost določitve tipa preloma (C – zanesljivo, P – verjetno, S – hipotetično, * - smer premika ni znana),
6. Utežni faktor (pomembnost posamezne meritve).

Smer premika je v praksi le redko mogoče določiti na podlagi nedvoumnih makroskopskih kriterijev, kot sta na primer razmaknjenost značilnega stratigrafskega horizonta ali prisotnost obprelomnih gub (Vrabec, 2001). Največkrat je potrebno uporabiti različne mikrokriterije na sami prelomni ploskvi (npr. Angelier, 1994; Doblas, 1998; Slika 4). Kvaliteta teh kinematskih indikatorjev je v veliki meri odvisna od litologije kamnin ob prelomu. Na preučevanem terenu se prelomi z drsami pojavljajo predvsem v karbonatnih kamninah, kjer kinematskih indikatorjev praviloma ni (dolomit), ali pa so večinoma nezanesljivi (apnenec). Tako za nadaljno analizo drsam brez podatka o smeri pogosto pripišemo hipotetično smer premika, ki jo določimo glede na znane smeri zdrsov ob geometrijsko ekvivalentnih prelomih. Kadar je bilo na isti prelomni ploskvi več različno usmerjenih drs, poizkušamo določiti njihovo relativno kronologijo.



Slika 4 (leva): Mikrokriteriji za določanje smeri premika ob prelomni ploskvi (po Angelier, 1994). a) Akrecijske stopnjaste mineralne tvorbe, b) sledi tektonskega vleka zrn, c) Riedlove razpoke, d) stilolitski zobci (slikoliti), e) izmenjevanje gladkih in hrapavih ploskev, f) natezne razpoke, g) konjugirane strižne razpoke, h) lunaste razpoke.

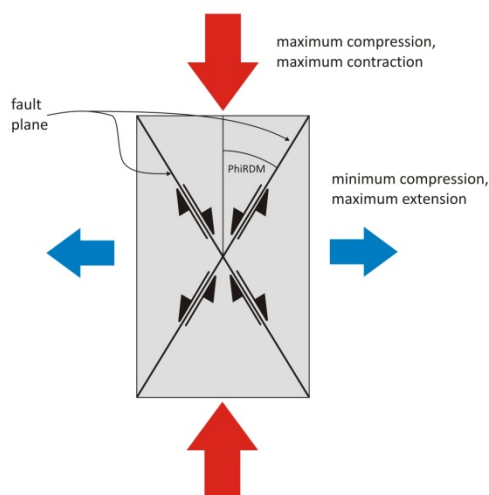
Slika 5 (desna): Razpoke na kamnini Spodnjeseerlskega dolomita (Foto: Rok Oblak, 2011)



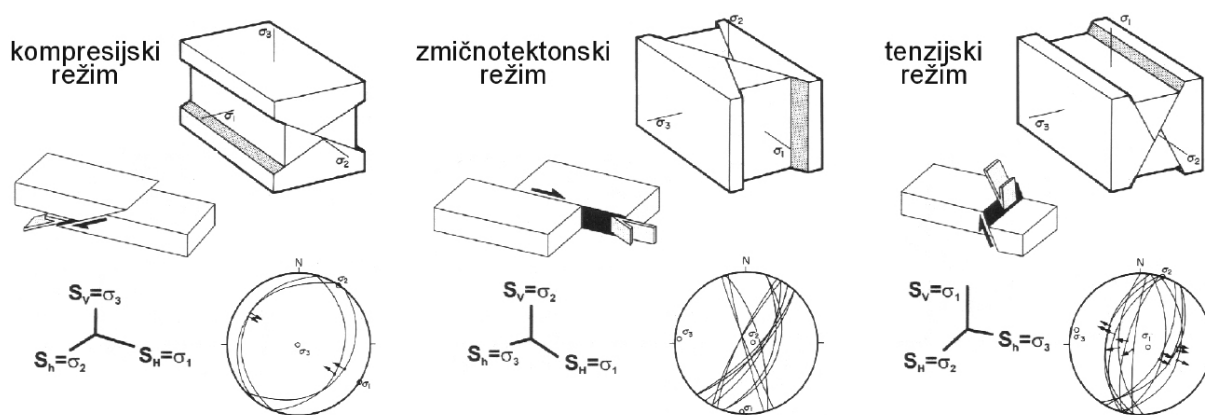
Slika 6: Prikaz meritev zdrsov ob prelomnih ploskvah in izračunanih paleonapetostnih tenzorjev. Ekviploščinska krogelna projekcija, spodnja polobla. Prelomne ploskve so prikazane s trasami, drsne lineacije pa s poli. Puščica ob polu označuje relativno smer premika krovninskega bloka. Glavne napetostne osi so prikazane kot poli, ki jih označuje zvezda (glej legendo na sliki). (Po Vrabcu, 2001).

4.3. Dinamska analiza – določanje reduciranega paleonapetostnega tenzorja

Delovanje sil v Zemeljski skorji povzroča pokanje in prelamljanje kamnin. Če je kamnina še neprelomljena in nastanejo v njej tako imenovani novotvorjeni prelomi, imajo le-ti pogosto konjugirano geometrijo glede na glavne smeri napetosti ali deformacije (Slika 7) (e.g. Angelier, 1994). Tenzorja napetosti in deformacije pri tem določata smer glavnih napetosti vzdolž smeri maksimalnega krčenja (kontrakcije) ali raztezanja (ekstenzije) ozemlja.



Slika 7: Konjugiran sistem prelomov in njegov odnos do smeri maksimalne kompresije (maksimalne kontrakcije) ter minimalne kompresije (maksimalne ekstenzije). Poenostavljeno po Angelier, 1994.



Slika 8 Geometrija in mehanika konjugiranih prelomnih sistemov po Andersonu (po Bada, 1999; Angelier, 1994).

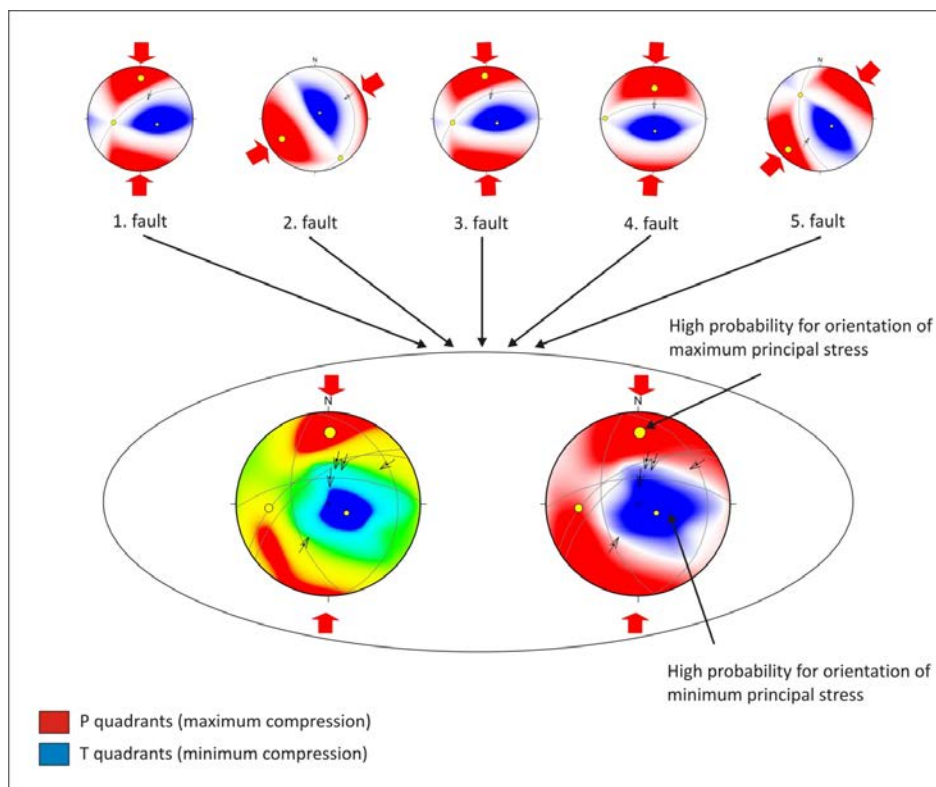
Ponavadi pa so kamnine že prelomljene ob starejših razpokah in prelomih, ki so nastali v geološki preteklosti v starih napetostnih in deformacijskih stanjih. Te že obstoječe ploskve šibkosti kamnine lahko postanejo reaktivirane v mlajših napetostnih stanjih, če imajo glavne smeri napetosti primerno orientacijo in ob njih strižna napetost preseže strižno trdnost, ki jo določa Amontonov zakon trenja. Premik ob prelomu je potem vzporeden strižni napetosti, kar imenujemo Wallace-Bottova hipoteza (Wallace, 1951; Bott, 1959). Glede na Wallace-Bottovo hipotezo prelomi v Zemeljski skorji vsebujejo informacijo o paleonapetostnih in paleodeformacijskih poljih, ki so povzročila njihovo reaktivacijo. Smiselnost takšne hipoteze so potrdile neštene študije (glej npr. Angelier, 1994, za podrobno diskusijo). Vprašanje je, kako lahko te paleonapetostna in paleodeformacijska polja rekonstruiramo iz opazovanj številnih različno orientiranih prelomnih ploskev. Prav tako se zavedamo, da so bila ta paleonapetostna in paleodeformacijska polja drugačna od današnjih, zato govorimo o paleonapetostih

in o paleonapetostni inverziji, ali pa o kinematski analizi, ko rekonstruiramo paleodeformacijska polja (Angelier, 1994; Twiss in Unruh, 1998). Cilj paleonapetostne in kinematske analize je izračunati tenzorja napetosti in deformacije, ki kar najbolj pojasnita smer premika ob opazovanih prelomih in hkrati pojasnita tudi geometrijo opazovanih prelomnih sistemov. V literaturi je opisanih mnogo različnih tehnik paleonapetostne in kinematske inverzije (e.g. Angelier, 1994; Fry, 1999; Yamaji, 2000; Yamaji et al., 2006; Žalohar in Vrabec, 2007, 2008, 2010).

V idealnem premieru lahko na neki lokaciji izmerimo smer premika ob številnih različno orientiranih prelomih (Angelier, 1994; Twiss and Unruh, 1998). Zaradi fraktalnih lastnosti mehanizmov prelamljanja vsebujejo lokalna paleonapetostna in paleodeformacijska polja tudi uporabno informacijo o bolj regionalnih paleonapetostnih in paleodeformacijskih poljih (Angelier, 1994). Kljub vsemu pa naletimo tudi na prelome, ki so bili reaktivirani v čisto lokalnih napetostnih poljih ali pa predstavljajo ostanke starih, skoraj zabrisanih tektonskih faz. Takšni sistemi prelomov se imenujejo *heterogeni*. Številne numerične tehnike omogočajo ločevanje heterogenih sistemov v *homogene podsisteme*, na podlagi katerih lahko rekonstruiramo celo več kot eno tektonsko fazo na eni sami lokaciji. Za potrebe te študije smo uporabili računalniški program T-TECTO 3.0 (Žalohar in Vrabec, 2007, 2008, 2010; Žalohar, 2012). Izhodni rezultati računalniškega programa T-TECTO 3.0 so:

1. razloženi homogeni podsistemi prelomov, ki so bili aktivni v istem paleonapetostnem polju,
2. vprašljivi prelomi,
3. razmerje med glavnimi napetostmi $\sigma_1:\sigma_2:\sigma_3$
4. usmerjenost paleonapetostnih osi $\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2$ in $\vec{\sigma}_3$,
5. usmerjenost kinematskih osi (smeri maksimalnega krčenja ali raztezanja ozemlja) $\vec{\lambda}_1, \vec{\lambda}_2$ in $\vec{\lambda}_3$,
6. razmerje med glavnimi deformacijami $\lambda_1:\lambda_2:\lambda_3$,
7. relativna vertikalna deformacija,
8. smer maksimalnega horizontalnega krčenja in raztezanja ozemlja.

Za strukturno interpretacijo so najbolj uporabne smeri glavnih napetosti ali smeri kinematskih osi, ki so v klasičnem Cauchyjevem kontinuumu med seboj vzporedne. Prav tako je izjemno uporabna relativna vertikalna deformacija, ki pove, kateri tip prelamljanja je na dani lokaciji prevladoval. Za vrednosti blizu 100% so prevladovali reverzni prelomi, za vrednosti blizu -100% so prevladovali normalni prelomi, za vrednosti okoli 0% pa zmični prelomi.



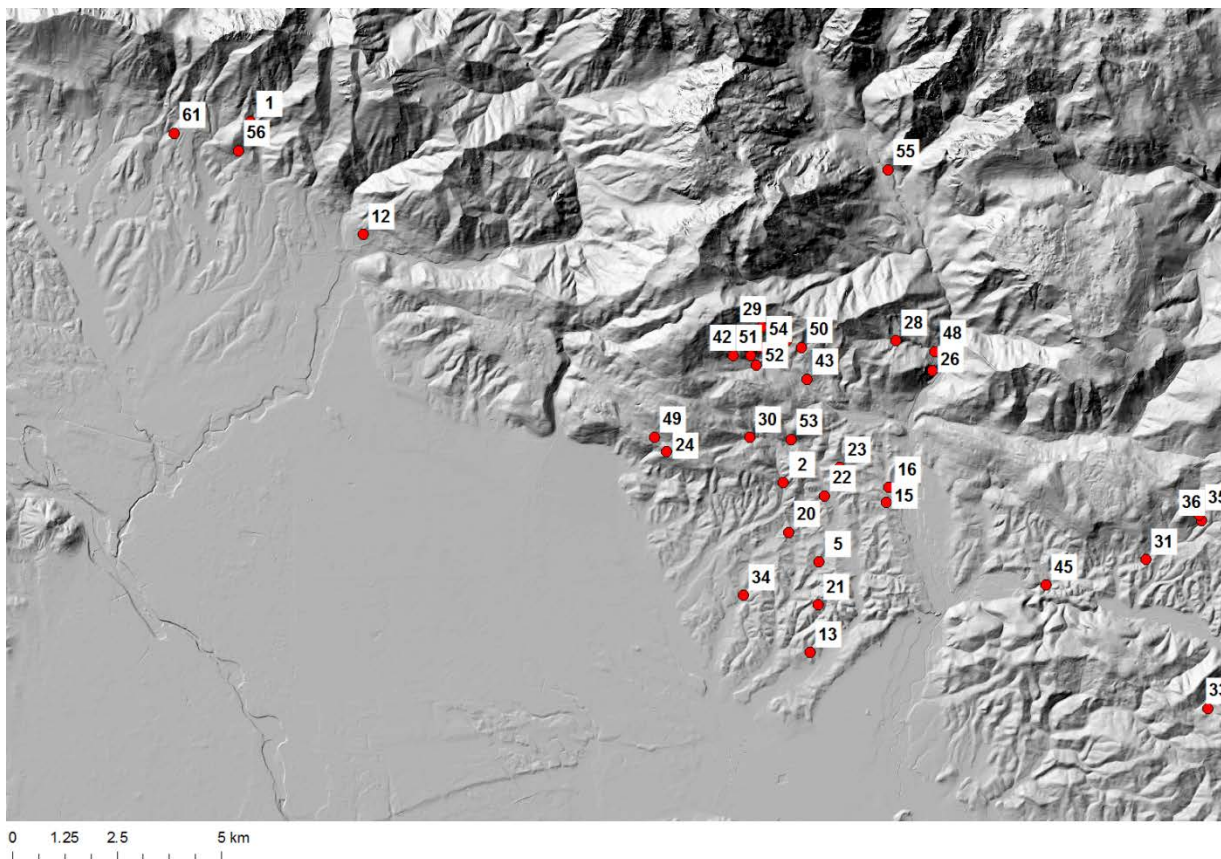
Slika 9: Primer paleonapetostne analize s programom T-TECTO 3.0 in metodo »Right Dihedra«.

4.4. Interpolacija paleodeformacijskih polj

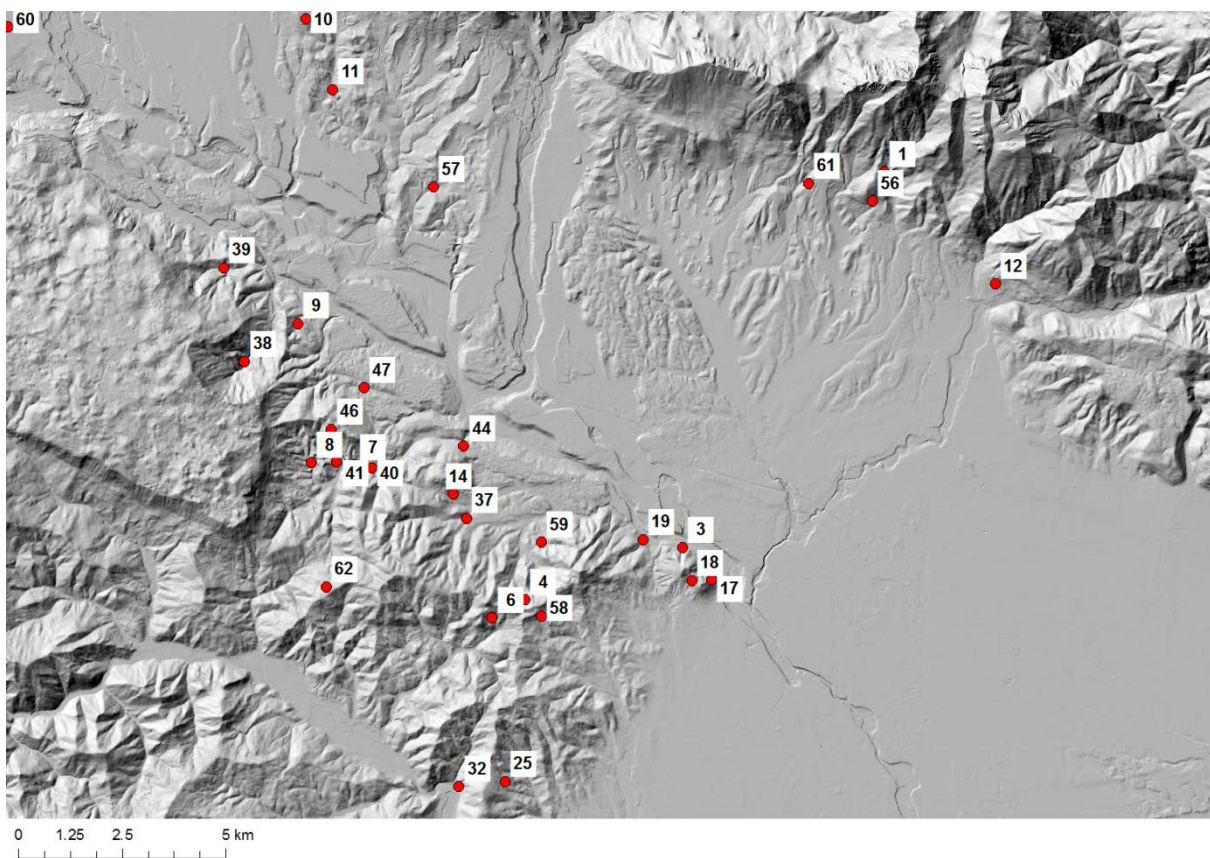
Podatke o paleonapetostnih in paleodeformacijskih poljih smo rekonstruirali iz baze podatkov, ki sta jo tekom skoraj 20 let trajajočih raziskav pridobila dr. Jure Žalohar in dr. Marko Vrabec. Ta baza vsebuje podatke zbrane na 62 lokacijah med Kranjem in Kropo ter v okolici Kamnika. Na vsaki lokaciji smo izračunali relativno vertikalno deformacijo ter azimut maksimalne horizontalne kompresije. Nato so podatke vnesli v program ArcGIS, verzijo 10, ki je zmožen interpolirati vrednosti vnesenih parametrov tudi na območja, kjer meritve niso bile možne. Pri interpolaciji so uporabili različne numerične metode:

1. Kriging,
2. Metoda zlepkov,
3. Metoda prileganja ploskve z inverzno razdaljo.

Program ArcGIS smo uporabili zgolj za interpolacijo skalarne polja relativne vertikalne deformacije. Vektorskega polja azimutov maksimalne horizontalne napetosti v tej fazi raziskav še niso interpolirali. Izdelali smo več paleonapetostnih kart, in sicer posebej za območje med Kropo in Kranjem, ter posebej za območje v okolici Kamnika. V vmesnem področju med Kranjem in Tunjiškim gričevjem namreč ni bila možna nobena meritev, zato je bilo smiselno interpolacijo razdeliti na dve območji, kjer je gostota meritev zadosti visoka.



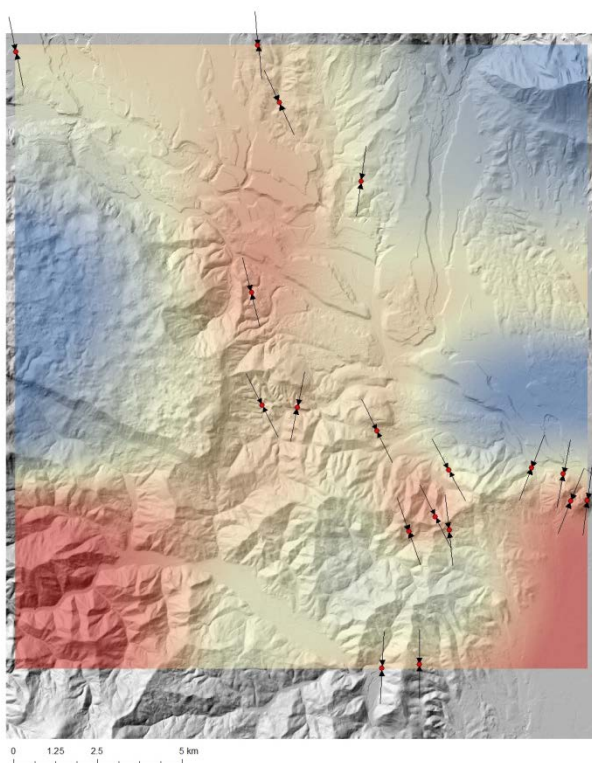
Slika 10: Geografski položaj lokacij (vzhod), kjer so bile opravljene mikrotektonske meritve.



Slika 11 : Geografski položaj lokacij (zahod), kjer so bile opravljene mikrotektonske meritve.

- 1 Bašelj psevdodziljec
- 2 Dobljč
- 3 Gorenja Sava
- 4 Jošt - manjši kamnolom
- 5 Tunjice horizont
- 6 Mohor
- 7 Nemilje - kamnolom
- 8 Nemilje - pri vikendih
- 9 Osredek
- 9 Kamnolom peci
- 10 Peračica
- 11 Peračica - slap
- 12 Preddvor
- 12 Preddvor
- 13 Rovček
- 14 Rovnik
- 15 Stranje
- 16 Stranje Laniše
- 17 Šmarjetna gora
- 18 Šmarjetna gora - Torkla
- 19 Zabukovje
- 20 Zadnji vrh
- 21 Sveta Ana
- 22 Zgornji tok Tunščice
- 23 Laniše
- 24 Apno Šenturska gora
- 25 Krizna gora Mocila
- 26 Stahovica - kamnolom
- 27 Planina - Koršak
- 28 Grohat 1
- 30 Sidraz – Šenturska gora
- 31 Rožično

- 32 Sredniška grapa
- 33 Velika Lasnja
- 34 Vrtaški potok
- 36 Zoisov kamnolom - 2
- 35 Zoisov kamnolom - 1
- 37 Besnica - kvartar
- 38 Kropa
- 39 Kropa ob cesti
- 40 Nemilje ob cesti
- 41 Nemilje pod Jamnikom
- 42 Pečevje 64
- 43 Bistrica Sledo
- 44 Zgornja Besnica - Rovnik
- 45 Tuhinjska dolina - hrib
- 46 Jamnik pri luknji
- 47 Rovte
- 49 Ravne Šenturska gora
- 48 Grohat 2
- 50 Planjava
- 51 Blatnica v Pečevju
- 52 Blatnica
- 53 Ob cesti pod Sidrazem
- 54 Blatnica Osredek
- 55 Predaselj
- 56 Bašelj dolomit
- 57 Lesnica
- 58 Pšvo Jošt
- 59 Ribogojnica
- 60 Straza pri Bledu
- 61 Povsje
- 61 Povsje 2
- 62 Mohor jug

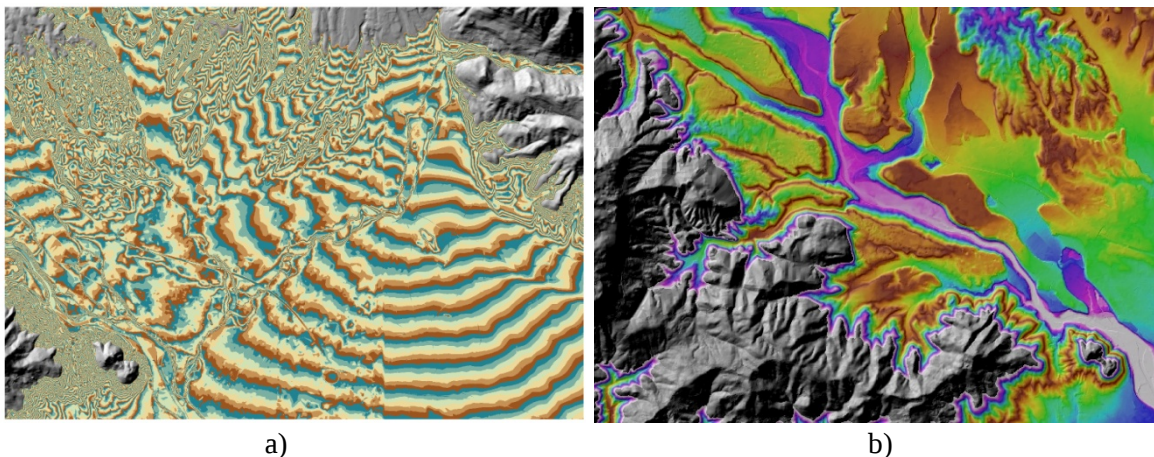


Slika 12: Primer paleonapetostne karte interpolirane z metodo zlepkov za ozemlje med Kropo in Kranjem. Rdeča barva označuje pozitivno relativno vertikalno deformacijo (prevladujejo reverzni prelomi, kompresijski napetostni režim), med tem ko modra barva označuje negativno relativno vertikalno deformacijo (prevladujejo normalni prelomi, ekstenzijski napetostni režim). Puščice kažejo smer maksimalne horizontalne kompresije.

4.5. Analiza digitalnega modela reliefa

Ker so tektonske deformacije raziskovanega območja zelo mlade oziroma še aktivne, je morfologija terena v veliki meri vezana na strukturo, kar je jasno razvidno že iz topografske karte (Vrabec, 2001). Zato smo pri svojem delu kot dopolnilo interpretaciji geoloških kart in terenskega kartiranja uporabljali tudi kvalitativno do semikvantitativno analizo digitane modela reliefa (DMR). Z obdelavo DMR smo želeli doseči predvsem naslednje:

1. izločiti, ojačiti in povezati morfološke elemente, ki so vezani na prelome (npr. linearne doline, stopnje in prevoje v reliefu),
2. omejiti kraške planote ter analizirati njihovo razporeditev in orientacijo ob domnevi, da predstavljajo ostanke nekoč enotne paleopovršine,
3. poiskati znake aktivne tektonike, zlasti v nižinskih predelih, ki so prekriti s kvartarnimi sedimenti.



Slika 13: Primeri obdelave DMR: a) omejitev kontrastnega razpona na odsek med 300 in 500 m nadmorske višine; b) relief, obarvan z visokofrekvenčno barvno lestvico.

Vse obdelave smo izvajali s programom ArcGIS, verzijo 10. Pri analizi smo uporabljali DMR Slovenije s horizontalno ločljivostjo 5 m, ki ga je izdelala Geodetska uprava Republike Slovenije. Natančnost tega DMR je dovolj velika celo za lokalne analize, vendar ima v obravnavanem območju nekaj očitnih napak, predvsem premaknjenih ali podvojenih kvadrantov. Najbolj problematični so artefakti v nižinskih predelih, kjer so razlike v nadmorski višini majhne, zato je računalniška obdelava občutljiva na šum in napake v podatkih. Ti artefakti zaradi majhnih višinskih razlik močno omejujejo možnosti za analizo deformacij v kvartarnih sedimentih.

Pri analizi in vizualizaciji DMR smo uporabljali predvsem naslednje postopke (gej tudi Sliko 13):

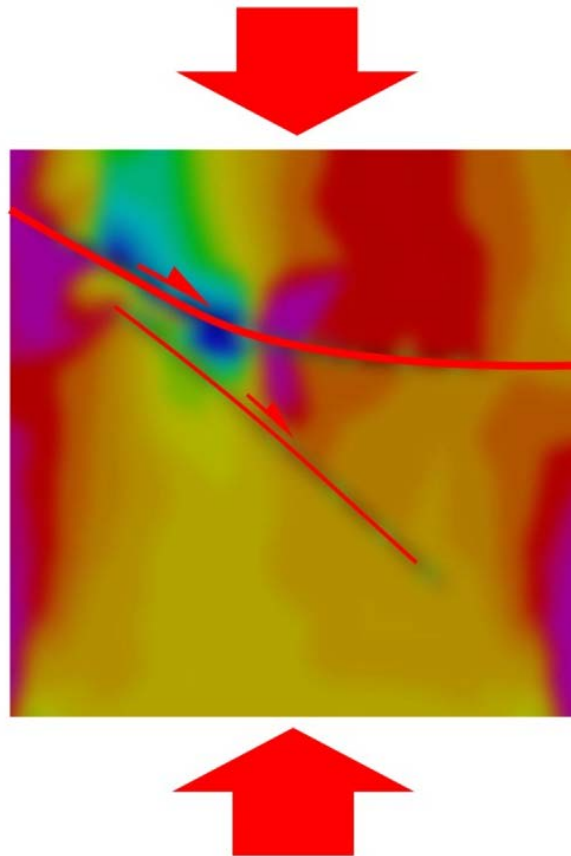
1. senčenje reliefa glede na izbran azimut in višino umetne sončne osvetlitve, kar poudarja tridimenzionalno oblikovanost reliefa, ter barvanje reliefa glede na višino,
2. prilagajanje kontrastnega razpona: z apliciranjem celotne razpoložljive barvne lestvice na ozek interval višin se razkrijejo drobne morfološke značilnosti (Slika 13 b),

3. barvanje z visokofrekvenčno barvno lestvico, ki razkrije zlasti morfologijo ravninskih predelov (Slika 13 a),
4. izračun naklonov pobočij.

Karta naklonov pobočij v DMR dobro poudari linearne pregibe pobočij in dolin, ki so pogosto povezani s prelomnimi conami. S karto naklonov je mogoče tudi odkrivati in omejevati morfološke izravnave, zlasti manjše izolirane fragmente.

4.6. Modeliranje napetostnih polj z metodo končnih elementov

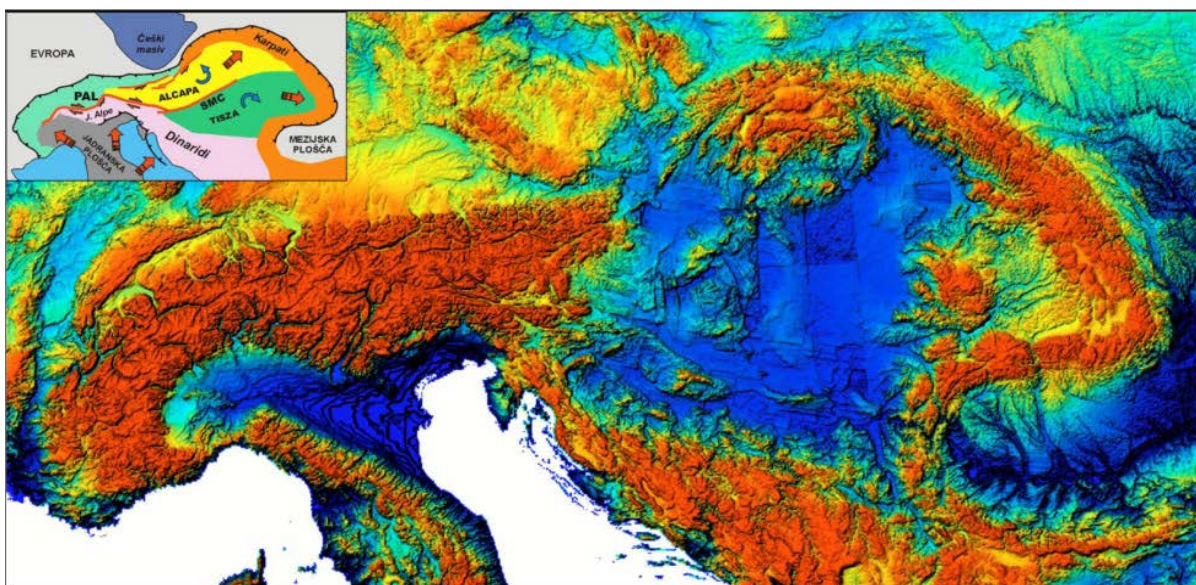
Metoda končnih elementov (FEM) je široko razširjena metoda modeliranja napetostnih polj predvsem v gradbeništvu. V tektoniki je njena uporaba zahtevna predvsem zato, ker želimo z mehaniko kontinuumov modelirati diskontinuum, torej kamnino z obstoječimi diskontinuitetami (prelomi). Prelome lahko modeliramo kot robove posameznih tektonskih blokov, ki mejijo drug na drugega. Kamnini določimo elastične lastnosti, na primer prožnostni modul in strižni modul, prelomom pa določimo koeficient trenja. V naši analizi smo uporabili računalniški program SAP 2000. Modelirali smo ozemlje med Bledom in Kamnikom, kjer cona Savskega preloma povija od smeri NW-SE v smer W-E. Poleg cone Savskega preloma smo v naš numerični model vgradili tudi prelomno cono preloma Kroke, ki poteka v smeri NW-SE. Cilj naših numeričnih modeliranj je bila rekonstrukcija paleonapetostnih polj v robnih pogojih kompresije ozemlja N-S. Rezultat je prikazan na spodnji sliki.



Slika 14: Rezultat modeliranja paleonapetostnih polj v fazi kompresije N-S za ozemlje med Bledom in Kamnikom. Rdeča barva predstavlja pozitivno vrednost prve invariante napetostnega tenzorja (sled napetostnega tenzorja), medtem ko modra barva predstavlja negativno vrednost prve invariante napetostnega tenzorja.

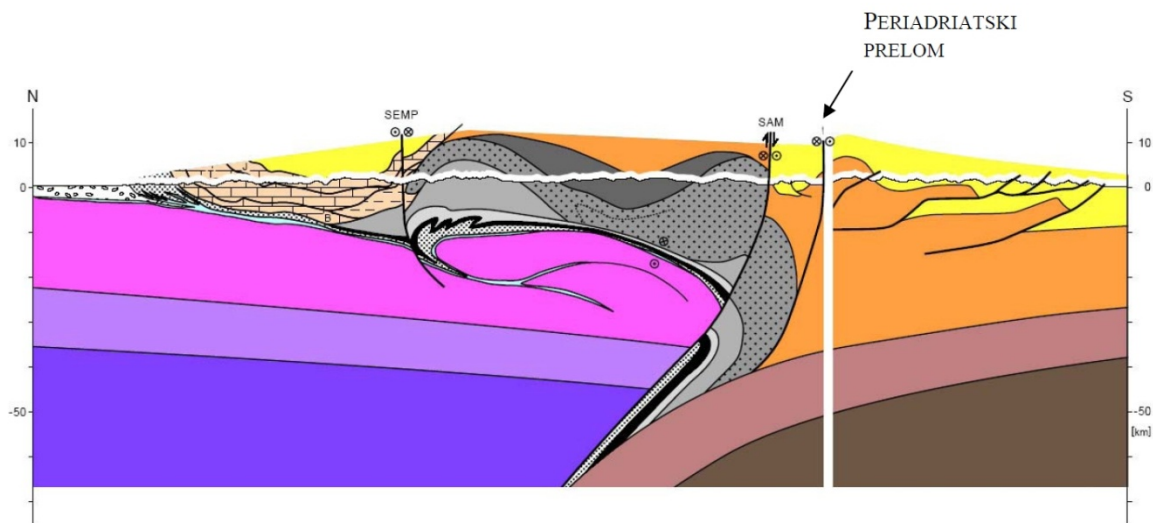
5. Tektonska zgradba Slovenije

Večina sledečih podatkov je po Placerju (2008). Slovenija leži na stiku Vzhodnih Alp, Dinaridov in Panonskega bazena. Alpski orogenski sistem je rezultat kredno–terciarnega kolizijskega in postkolizijskega procesa med Evropsko in Afriško ploščo. Slednja na kolizijske procese vpliva predvsem preko svoje podenote – Apulijske ali Jadranske mikroplošče. V strukturnem pogledu lahko rečemo, da Slovenija leži na stiku treh litosferskih plošč, ne glede na to, da se mikroplošča Tisza v celoti nahaja na Madžarskem oz. Hrvaškem. Na zahodu Alpe tvorijo klasičen orogenski lok, ki je nastal pri krčenju v smeri sever – jug, torej vzdolž stika med Apulijsko in Jadransko ploščo. Proti vzhodu je alpski orogenski lok manj očiten, saj se Alpe razcepijo na Dinarsko in Karpatsko vejo. Slednji se ponovno združita na stiku z Mezijsko ploščo, v vmesnem prostoru pa se nahaja Panonski bazen. Ozemlje Slovenije spada med potresno dejavnejša območja v Evropi, saj leži v sredozemsko-himalajskem potresnem pasu, ki je med najdejavnejšimi na našem planetu. Z izjemo skrajnega severovzhodnega dela Slovenije je celotno območje Slovenije na potresno nevarnem območju, kar je v prvi vrsti rezultat stika prej omenjenih plošč.



Slika 15: Pregledna reliefna karta alpskega orogenskega loka v Evropi in prikaz Slovenije kot stičišča Alp, Dinaridov in Panonidov.

Za drugo tektonsko epizodo velja krčenje Tetide, približevanje ter končno trčenje Tisze, Apulijske mikroplošče in Evropske plošče v kredno-paleogenskem obdobju. Pri koliziji omenjenih plošč so nastale Alpe oz. Dinaridi, katerih slemenitev se vleče v smeri severozahod – jugovzhod.



Slika 16: Prerez skozi Alpe. Prirejeno po Schmid et al. (1996).

Slovensko ozemlje sestavljajo naslednje tektonske enote (glej Sliko 17):

Jadransko-Apulijsko predgorje: Predgorje predstavlja relativno trdno jedro Apulijske mikroplošče. Vanj uvrščamo večji del Istre, ki je zgrajena iz karbonatnih sedimentov in flišnih kamnin. Meja med predgorjem in Zunanji Dinaridi poteka po Palmanovskem naravnem prelomu.

Dinaridi: Dinaridi so v geološkem smislu skrajni severovzhodni del Apulijske mikroplošče, ki je nastal v eocenu. Raztezajo se od Vzhodnih Alp na severozahodu do Helenidov na jugovzhodu. Geotektonsko jih razdelimo na:

- Južne Alpe,
- Zunanje Dinaride,
- Notranje Dinaride.

Placer (2008) sicer navaja še četrto enoto, ki je nekakšna *prehodna cona* med Notranji in Zunanji Dinaridi, vendar bomo zaradi večje preglednosti slednjo prištevali k Zunanji Dinaridom.

Južne Alpe predstavljajo najbolj severni del Dinaridov. Na severu jih od Vzhodnih Alp ločuje periadriatski lineament, na jugu od Zunanji Dinaridov t.i. južnoalpska narivna meja, na vzhodu pa Ljutomerski in Labotski prelom. Južnoalpska narivna meja se proti vzhodu naslanja na Marijareški prelom. Južne Alpe, ki so tektonsko najbolj porušen del Apulijske plošče, gradijo trije večji narivi:

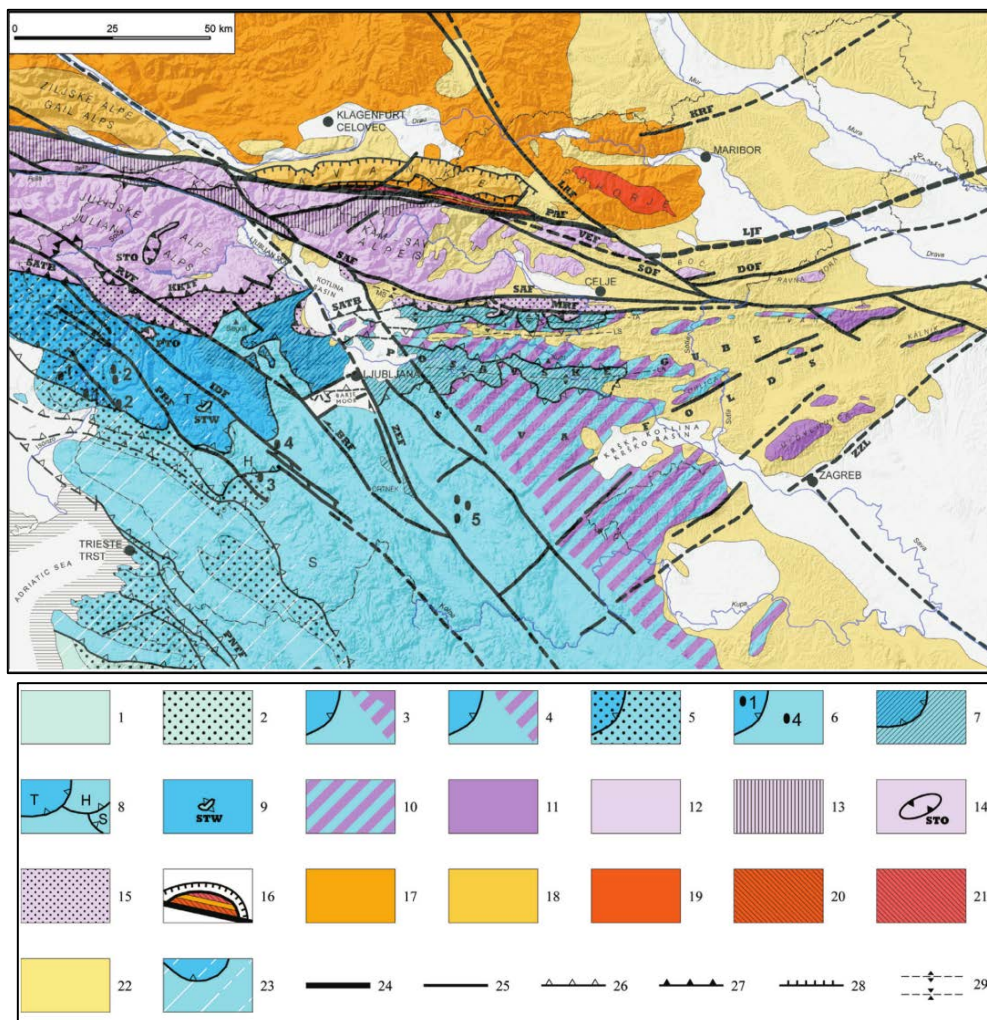
- Julijske Alpe (zahodni del),
- Karavanke (severni del),
- Kamniško-Savinjske Alpe (osrednji in vzhodni del).

Pri Južnih Alpah gre za narivanje v smeri sever – jug; prelomi, gube in narivi pa potekajo v smeri vzhod – zahod.

Zunanji Dinaridi, na katere so Južne Alpe narinjene, pokrivajo večji del južne in jugozahodne Slovenije.

Notranji Dinaridi, v katere prehajajo Zunanji, se iz Hrvaške v Slovenijo nadaljujejo iz jugovzhoda in zavzemajo ozek pas osrednje Slovenije. Med Notranje Dinaride prištevamo vzhodni del Posavskega hribovja in dele Gorjancev.

Dokončna tektonska razčlenitev Dinaridov, oziroma teorija o vmesni coni, še ni dokončno sprejeta v strokovni javnosti.



Slika 17: Prikaz tektonske razčlenitve Slovenije (po Placerju): 1. Jadransko-Apulijsko predgorje; 2. Sedimenti degradacije Jadransko-Dinarske karbonatne platforme: eocenski fliš; 3. Dinaridi; 4. Zunanji Dinaridi; 5. Sedimenti degradacije Jadransko-Dinarske karbonatne platforme: zgornje kredni karbonatni turbiditi, kredno-paleocenski in eocenski fliš; 6. Kredno-paleocenska scaglia: Trnovski pokrov (1 – Goriška Brda, 2 – Banjščice), Hrušiški pokrov (3 – Predjama, 4 – Kališče), 5 Kočevsko; 7. Paleozoik (karbon, perm); 8. T – Trnovski pokrov, H – čelo Hrušiškega pokrova, S – čelo Snežniške narivne grude; 9. STW – Tektonsko okno Strug; 10. Prehodno območje med Zunanji in Notranji Dinaridi; 11. Notranji Dinaridi; 12. Južne Alpe; 13. Paleozoik (devon, karbon, perm); 14. STO – Slatenska tektonska krpa (»Slatenska plošča«), PTO – Ponikvanska tektonska krpa; 15. Slovenski bazen; 16. Vzhodne Alpe; 17. Avstroalpinski pokrovi: metamorfne kamnine; 18. Avstroalpinski pokrovi: permotrias in karbonatni sedimentni pokrov (Ziljske Alpe in Severne Karavanke); 19. Pluton tonalita/granodiorita (miocen), Pohorje; 20. Železnikapska magmatska cona: periadriatski intruziv tonalita (oligocen); 21. Železnokapska magmatska cona: granit (trias); 22. Panonski bazen in marginalni bazeni; 23. Jadranska mikroplošča: polne črte – neogenska zasnova, polne in prekinjene črte – recentni obseg; 24. Prelomi: PAF – Periadriatski prelom; 25. KRF – Prelom Kungora – Raba, LAF – Labotski prelom, VEF – Velenjski prelom, SOF – Šoštanjski prelom, LJF – Ljutomerski prelom, DOF – Donački prelom, SAF – Savski prelom, MRF – Marijareški prelom, ZEF – Želimeljski prelom, IDF – Idrijski prelom, RVF – Ravenski in Sovodenski prelom, BRP – Borovniški in Ravniški prelom, PRF – Predjamski prelom, ZZL – lineament Zagreb–Zemlin; 26. Narivni in krovni prelomi v Dinaridih: PNTF – Palmanovski narivni prelom; 27. Narivni in krovni prelomi v Južnih Alpah: SATB – Južnoalpska narivna meja, KKTF – Krnsko-Koblanski narivni prelom; 28. Severnokatavanski narivni prelom v Vzhodnih Alpah; 29. Posavske gube: MS – Motniška sinklinala, TA – Trojanska antiklinala, LS – Laška sinklinala, LA – Litijska antiklinala.

Vzhodne Alpe so geološki termin, ki zajema orografski kompleks severno od Periadriatskega lineamenta, ki ga od stika z Labotskim prelomom naprej imenujemo Ljutomerski prelom. V strukturnem smislu Južne Alpe predstavljajo t. i. Avstroalpinski pokrovi, ki predstavljajo stisnjene in razpotegnjene ostanke marginalnih območij vmesnega morja med Evropsko in Apulijsko ploščo (Placer, 2008). Deli Južnih Alp, ki segajo na območje Slovenije so:

- Kobansko,
- Pohorje,
- Strojna,
- Severne Karavanke.

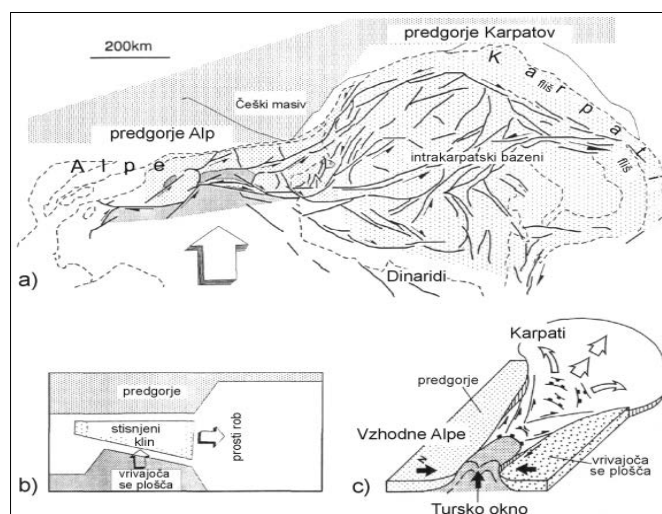
Panonski bazen: Panonski bazen sestavljajo kompleksi bazenov oz. posamezne depresije, ki so nastajale tekom paleogena in neogena. Prostor se je začel oblikovati s postkolizijskim miocenskim procesom premika Vzhodnih Alp proti vzhodu, katerega južna meja je bil periadriatski lineament.

Omenjena teorija premika se strokovno imenuje **lateralna ekstruzija**. Definirana je kot proces bočnega iztiskanja tektonskih blokov iz cone kolizije (Vrabec, 2001). Za izvedbo ekstruzije so morali biti zadoščeni pogoji, kot so:

- toga vrivajoča se Apulijska plošča (ki se giblje proti severu),
- trdno predgorje na severu (češki masiv, pripadajoč Evropski plošči),
- prost bok na vzhodu,
- mehansko in termično šibka nestabilna kontinentalna skorja v coni kolizije.

Rezultat tega procesa je viden v tvorbi manjših ali večjih podbazenov (npr. Haloško-Ljutomerski podbazen) in izoliranih bazenov kot so Celjski, Tunjiško-Motniški, Laški, Bohinjski bazen itd. Premik Slovenskega bazena proti vzhodu v neogenu je cenjen na približno 100 km (Vrabec, 2001).

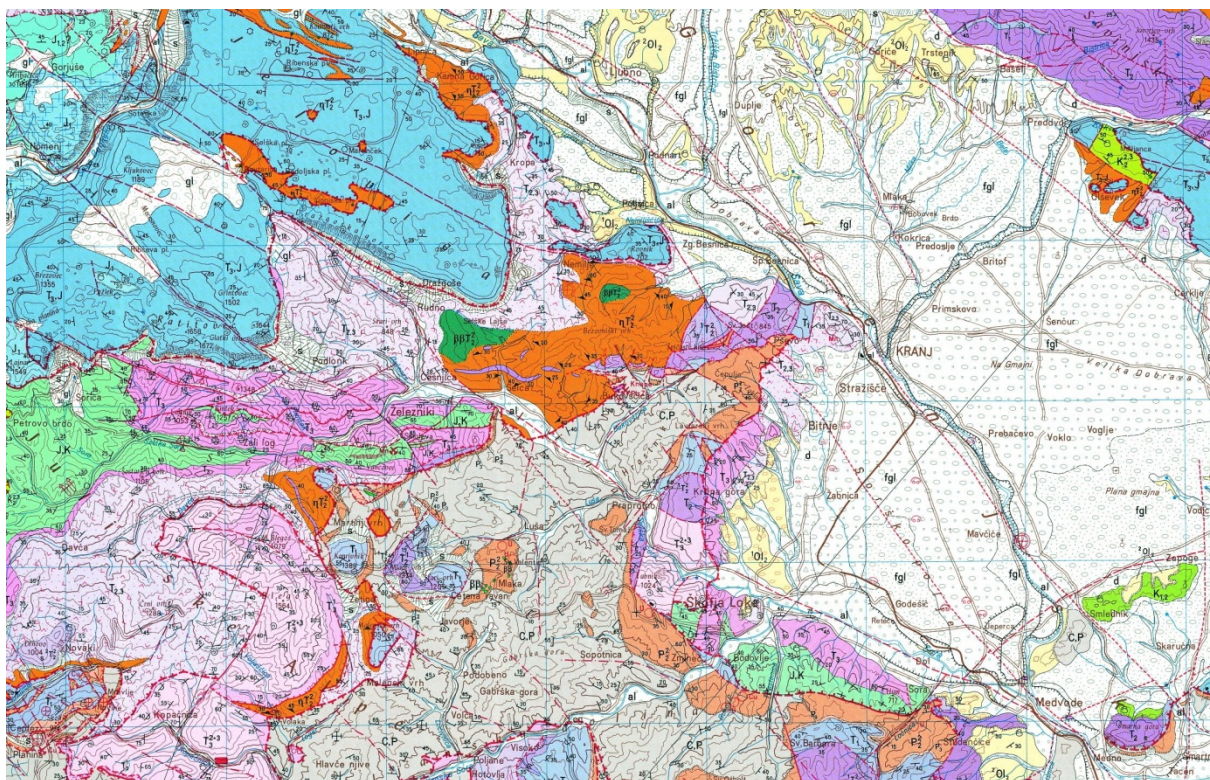
V vzhodnem delu Slovenije prevladujejo v strukturalnem smislu regionalni prelomi in narivi v smeri jugozahod – severovzhod. Ti pripadajo t.i. Zagrebški ali Balatonski coni, ki je nastala ob trčenju Tisze z Evropsko ploščo.



Slika 18: Model lateralne ekstruzije v Vzhodnih Alpah (po Ratshbacher et al., 1991a, b). a) pregledna tektonska karta območja, b) model geometrije in mehanike ekstruzije, c) tridimenzionalni prikaz ekstruzije.

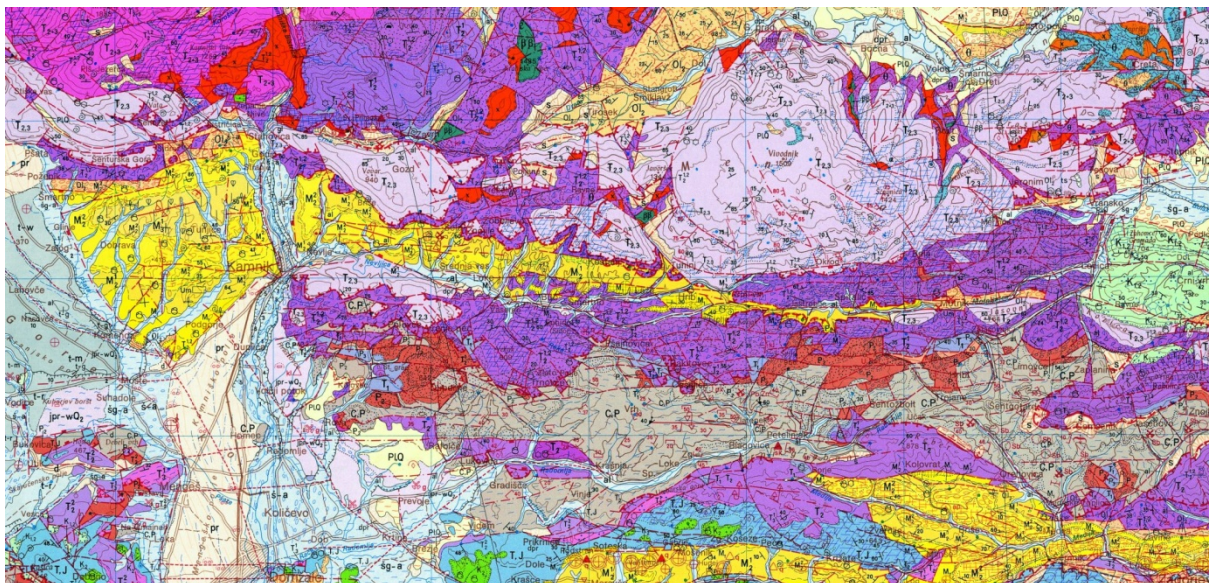
5.1. Potek meje med Južnimi Alpami in Dinaridi

Splošno sprejeto mnenje je, da v vzhodni Sloveniji mejo med Dinaridi in Južnimi Alpami predstavlja Idrijski prelom, saj je se na severni strani nahajajo globljemorske kamnine Slovenskega bazena, na južni pa karbonatne kamnine Trnovskega pokrova (Placer, 2008). Na območju Blegoša je po mnenju Placerja (2008) mogoče nedvoumno določiti strukturno mejo med Zunanji Dinaridi in Južnimi Alpami, ki je narivna ploskev. Njen potek zahodno od Blegoša je do Idrijskega preloma sorazmerno jasn, saj se na severni strani nahajajo globljemorske kamnine Slovenskega bazena, na južni strani pa karbonatne kamnine Trnovskega pokrova. Ob Idrijskem prelomu je meja zamaknjena proti severozahodu za nekaj kilometrov. Meja se nadaljuje preko Blegoša (Placer, 2008) ter zahodnem delu Ljubljanske kotline. Sporno vprašanje je določitev meje vzhodno od Ljubljanske kotline do Trojanske antiklinale. V Posavskih gubah lahko potegnemo ozko strukturno mejo med Južnimi Alpami in Dinaridi le ob severnem robu Trojanske antiklinale, kjer so po podatkih Geološke karte Slovenije 1 : 250.000 (Buser, 2010) globljevodne plasti Slovenskega bazena narinjene proti jugu. V makrotektonski razčlenitvi Slovenije (Placer, 1999b, sl. 8, varianta a) je bila ta varianta omenjena kot možna, vendar obravnavana kot manj verjetna zaradi drugačne stratigrafske uvrstitve kamnin tega območja. Južnoalpska narivna meja se proti vzhodu naslanja na Marijareški prelom, ki ga obravnavamo kot element znotraj cone Savskega preloma (Vrabec, 2001). Taka rešitev je smiselna, ker so Savinjske Alpe ob Savskem prelomu odrezan in premaknjen del Julijskih Alp.



Slika 19: Izsek Osnovne geološke karte SFRJ v merilu 1:100000, list Kranj (Grad in Ferjančič, 1974, 1976).

Glede na Osnovno geološko karto SFRJ, list Kranj in glede na Placerjevo (2008) interpretacijo naj bi Južnoalpska narivna meja na območju Jošta in Križne gore potekala po narivnici, ki loči različno stare paleozojske kamnine od zgoraj narinjenih srednjetrojskih apnencev in dolomitov. To narivnico glede na OGK lahko sledimo vse od Idrijskega preloma in Blegoša na zahodu preko Železnikov, Bukovščice, dalje proti Kranju, kjer zavije ostro proti jugu in se nadaljuje na vzhodnih pobočjih Križne gore proti Škofji Loki.



Slika 20: Izsek Osnovne geološke karte SFRJ v merilu 1:100000, list Ljubljana (Premru, 1983).

Pri Škofji Loki naravnica zavije spet proti vzhodu, vendar tu potek postane nekoliko bolj nejasen. Glede na Placerjevo (2008) interpretacijo gre nadaljevanje iskati proti Vodiciam in Komendi ter Križu, nato pa proti Kamniškemu Gradu ter po južnih delih Tuhinjske doline do Marijareškega preloma na vzhodu. Ta naravnica med seboj loči kamnine Trnovskega pokrova na jugu od kamnin Slovenskega bazena na severu. Pomembno je, da zgornjeoligocenske in miocenske kamnine Panonskega bazena ležijo tako severno kot tudi južno od te naravnice, torej na Trnovskem pokrovu, kar kaže, da je obravnavana naravnica starejša od zgornjega oligocena.

6. Kamnine na obravnavanem ozemlju

6.1. Hochwipfelska formacija; karbon

Najstarejše sklade na obravnavanem območju uvrščamo v permokarbon. Vzporejamo jih s "Hochwipfelskimi" karbonskimi skladi Karnijskih Alp. Na obravnavanem ozemlju jih opazujemo na Lavtarskem vrhu, južno od Mohorja in Jošta. Glede Osnovno geološko karto SFRJ, list Kranj (Grad in Ferjančič, 1974, 1976), permokarbonski skladi v okolici Kranja sestojijo iz temno sivega glinastega skrilavca, sljudnatega kremenovega alevrolita in peščenjaka ter drobnozrnatega konglomerata. Vrstni red naštetih kamnin ustreza približno razširjenosti posameznih litoloških členov. Običajno se pojavljajo skupaj glinast skrilavec v menjavi z alevrolitom in peščenjakom. Ponekod prevladujejo bolj debeložrnati sedimenti, ki sestojijo iz peščenjaka in konglomerata.

Proti koncu spodnjega karbona je variscična orogeneza dosegla svoj višek, pri čemer so se dvignili Variskidi na ozemlju današnje severne Amerike in osrednje Evrope. Ozemlje današnje Slovenije je bilo v tem času podvrženo hitremu ugrezanju in preplavljeno z globokim morjem. Začele so se odlagati flišne (sinorogene) plasti Hochwipfelske formacije, ki jo gradijo skrilavi glinavci, peščenjaki, drobe, konglomeratne breče, kaotične apnenčeve breče, vmes pa se pojavljajo tudi laminirani apnenci in temnosivi do črni mikritni apnenci s karbonskimi konodonti.

Flišne karbonske kamnine v Sloveniji najdemo v širši okolici Jezerskega, Železne kaple, Matkovega kota, Solčave in južno od Olševe (Buser, 1975). V prid intenzivnemu tektonskemu dogajanju govorijo tudi porfirji na Stegovniku in pod Virnikovim Grintavcem, ki so nastali na stiku med prepustnimi devonskimi apnenci in neprepustnim flišem (Herlec in Hlad, 2005). Mioč et al. (1983) ugotavljajo spodnjekarbonske kamnine vzhodno od Matka in južno od potoka Ručnik, kot menjavanje skrilavega glinavca in peščenjaka. Vmes so izlivi porfiroida in vložki apnenca, ki sicer okoli Matka niso najdeni, so pa pogosti v okolici Jezerskega.

Permokarbonski skladi so južno od Kranja skoraj v celoti v alohtonem položaju (Grad in Ferjančič, 1974, 1976). Razkriti so v majhnem obsegu pri Idriji. Ponovno se pokažejo pri Smrečju in segajo preko vzhodnih pobočij Žirovskega vrha, Fužin v smeri vrha Škofje v bližini Cerknega. Mnogo večji obseg dosežejo na severnem obrobju Ljubljanskega barja. Ponovno se pokažejo med obema Sorama na prostoru med Hotavljami, Zmincem, Selcami, Knapami in Lavtarskim vrhom. Vzhodneje od Save jih najdemo še med Smlednikom in Šmarno goro pod mlajšimi usedlinami.

6.2. Gródenska formacija; perm

Med zanesljivo permske sedimente uvrščamo gródenske plasti, ki sestojijo predvsem iz rdečih in vijoličnordečih, redkeje zelenkastosivih, sivih in belih kremenovih peščenjakov, kremenovih konglomeratov in rdečih ali zelenih skrilavih glinavcev. V srednjem permu je dviganje Pangee povzročilo obsežno okopnitev, podnebje pa je postajalo vedno bolj sušno (Zharkov in Chumakov, 2001; Stampfli et al., 2002; Herlec in Hlad, 2005). V takšnem podnebju so nastajale tudi gródenske plasti v Karavankah in v pasu od Cerkljanskega do Podčetrčka. V Karavankah gródenske plasti nimajo večjega obsega. Zelo so razširjene v Loških in Polhograjskih hribih, od koder segajo na Cerkljansko. Nekaj jih je tudi v okolici Idrije, v Vzhodnih Posavskih Gubah, na Kočevskem in Dolenjskem. Na obravnavanem ozemlju plasti Gródenske formacije lahko opazujemo na južnih pobočjih Jošta in med Joštom in Mohorjem.



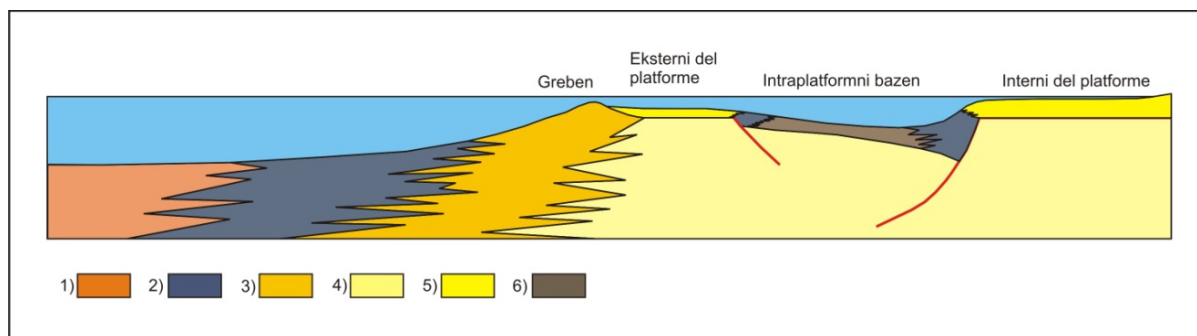
Slika 21 : Grödenske plasti (foto: Rok Oblak, 2012)

6.3. Žažarska formacija; zgornji perm

Tektonski procesi v zahodnem delu Neotetide so v zgornjem permu povzročili termalno reorganizacijo zemeljske skorje, čemur je sledilo obsežno poglabljanje in morska transgresija, ki je zajela tudi ozemlje Slovenije (Stampfli et al, 2002; Tari, 2002). Začetek alpskega sedimentacijskega cikla na območju Slovenije v zgornjem permu označuje tudi nastanek Slovenske karbonatne platforme, na kateri so v triasu nastale debele plasti apnencev, ki danes gradijo večino pogorja Julijskih Alp, Karavank in Kamniško Savinjskih Alp. Začetna faza razpiranja dotlej enotne celinske plošče Pangee je na začetku zgornjega perma pri nas povzročila preboje magme skozi srednjepermske grödenske plasti. Nastale so žile diabaza in ponekod izlivi bazalta. Zadnje najdemo pri Mlaki nad Škofjo Loko in v Karavankah (Herlec in Hlad, 2005). Pogrezanje ozemlja v zgornjem permu je na ozemlju Karavank vodilo do odlaganja evaporitnih satastih dolomitov (rauchwake) in plastovitih dolomitov, ki jim navzgor sledijo temnosivi mikritni in skladoviti dolomiti Karavanške formacije s polži rodu *Bellerophon* (belerophonski facies) in algami rodov *Vermiporella* in *Gymmocodium* (npr. Demšar in Dozet, 2002). Ponekod se v plasteh pojavlja sadra (Ramovš, 1958). Zgornji perm je v karbonatnem razvoju tudi v Loških in Polhograjskih hribih, na Cerkljanskem in v idrijski okolici, kjer so plasti znane kot Žažarske plasti oziroma Žažarska formacija. Kljub obsežnemu področju niso nikjer odkrite na večji površini. Navadno so vidne v ozkih pasovih in stisnjene med grödenske plasti in mlajše triasne plasti. Na obravnavanem ozemlju zgornjepermske plasti izdanjajo južno od Pševa pod Joštom, nadalje jih lahko opazujemo na področju Lavratskega vrha, ker so razkrite na večji površini. Tu so v njih ohranjeni številni fosili, od polžev rodu *Bellerophon*, školjk in krinoidov morskih lilij. Zgornjepermski karbonati ležijo konkordantno ali diskordantno na pisanih klastitih Grödenske formacije. Debelino Žažarske formacije v osrednji Sloveniji ocenjujejo na okoli 250 m (Dolenec et al., 2000).



Slika 22: Žažarska formacija (foto: Simon Udir, 2012)



Slika 23: Shematski prikaz strukture karbonatne platforme, kakršne so pri nas obstajale v Tetidi v času mezozoika. 1) globokomorski sedimenti, 2) pobočni sedimenti, 3) greben, 4) platformne karbonatne kamnine, 5) karbonati zunanjega dela platforme, 6) globljevodni karbonati intraplatformnih bazenov. Po Žalohar in Celarc (2010).

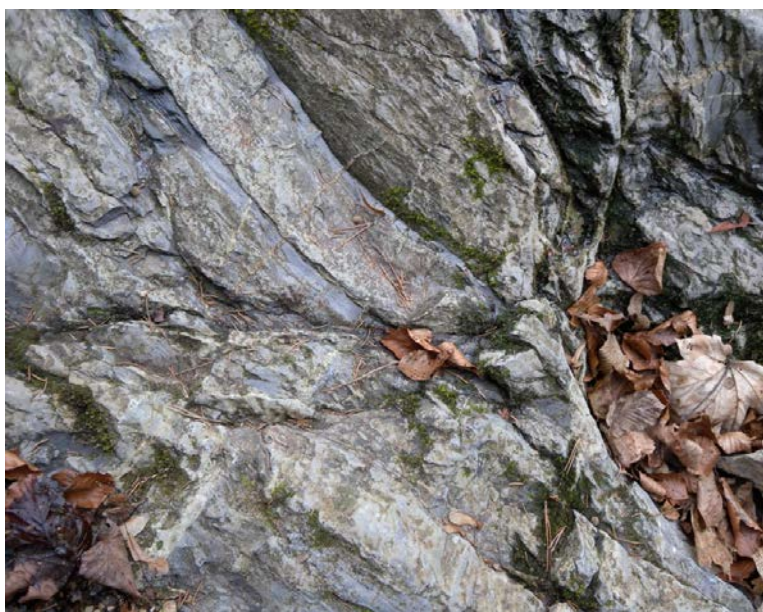
6.4. Werfenska formacija; spodnji trias

Triasne plasti v Sloveniji sledijo konkordantno ali diskordantno nad permskimi (Dolenec et al., 2000). Sedimentacija na plitvem šelfu tedanje obsežne Slovenske karbonatne platforme se je iz zgornjega perma skoraj neprekinjeno nadaljevala skozi skitijsko in naprej v anizijsko obdobje (Novak, 2001). Permsko-triasno mejo so posebno natančno raziskali v Dolini Idrije (Dolenec et al., 2000), kjer izotopske analize na osnovi vrednosti deležev $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{Corg}}$, in $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{carb.-org.}}$ kažejo na znane perturbacije v ciklu kroženja ogljika in na dramatično zmanjšanje primarne produkcije. Te perturbacije so povezane z katastrofičnimi dogodki na meji med permom in triasom, ko je prišlo do množičnega izumiranja in vsesplošnega naraščanja atmosferskega pCO_2 v obdobju približno 10 milijonov let. Te dogodke povezujejo z sibirskim vulkanizmom, ki je povzročil anoksične razmere v oceanih in porušitev obstoječih ekosistemov.

Spodnjetriasne, skitijske plasti Werfenske formacije so podobno razvite po vsej osrednji Sloveniji, Julijskih in Kamniško Savinjskih Alpah ter Južnih Karavankah. Prevladujejo temno sivi in rjavkasti plastnati apnenci in dolomiti, med njimi je tudi apnenčev oolit, laporasti apnenci, sljudno peščeni laporovci in sljudni apnenčevi peščenjaki, ki se menjavajo med seboj. Ponekod najdemo tudi dolomit

(Ramovš, 1992). V Julijskih Alpah in Južnih Karavankah najdemo tudi opekasto rdeče kamnine, v vrhnjem delu je močna bioerozija in vegasto poskrilovljeni laporasti apnenci. V številnih plasteh najdemo fosile, med katerimi so najpogostejši amoniti *Tirolites cassianus*, polži *Natiria costata* ter školjke *Costatoria costata*, *Claraia aurita* in *Myophoria costata* (Ramovš, 1992). Na obravnavanem ozemlju spodnjetriasne plasti najdemo pri Zabukovju med Kranjem in Besnico, od koder se vlečejo med Šmarjetno goro in Joštom in dosežajo debelino več sto metrov. Nadalje jih lahko opazujemo na južnih pobočjih Jošta, kjer v njih najdemo bogato amonitno favno s *Tirolites cassianus*.

Skitske kamnine so nastajale v obsežnem epikontinentalnem morju, z močnim dotokom terigenega materiala. Oolitni apnenci so nastajali v zelo plitvem, razgibanem morju, verjetno v obliki peščenih barier in manjših otokov. V vmesnih bazenih med oolitnimi barierami, oziroma otoki, je v obrobni delih nastal peščen facies, ki se prstasto prepleta z oolitnimi apnenci (Celarc, 2004).



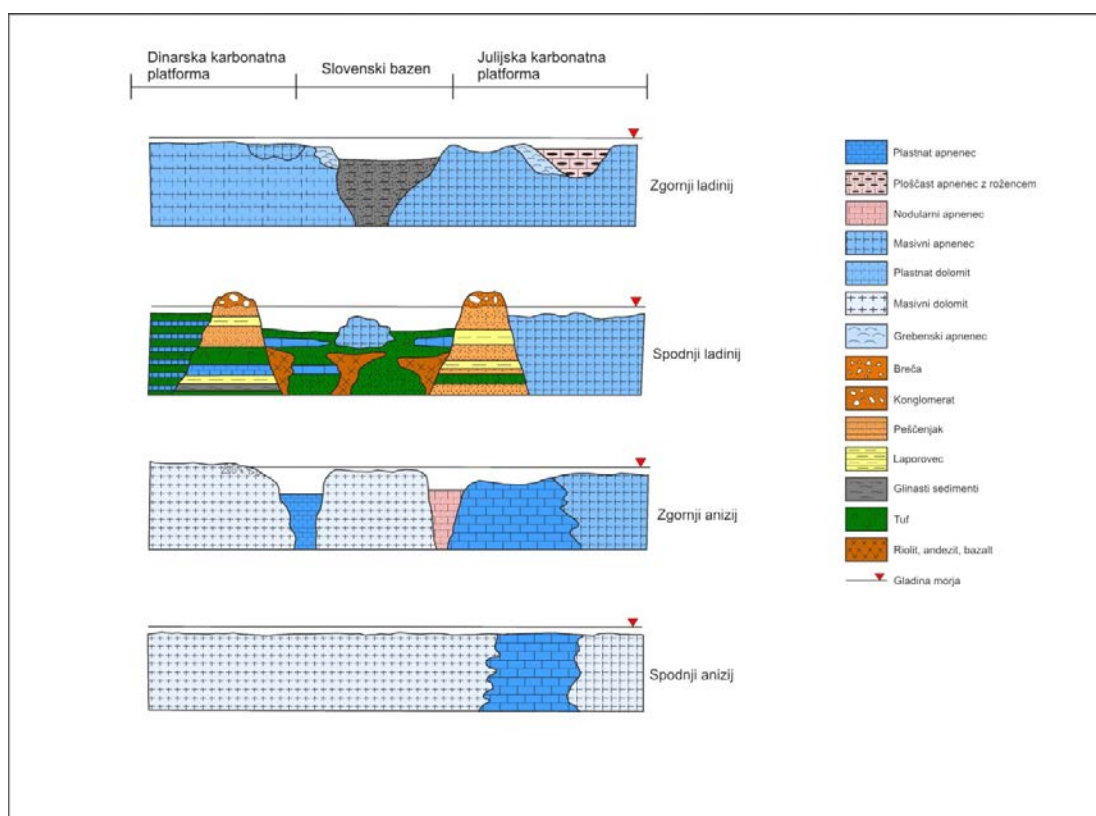
Slika 24: Werfenska formacija (foto: Rok Oblak, 2011)

6.5. Spodnji Serlski dolomit; anizij

Nad skitskimi plastmi Werfenske formacije sledijo srednjetriasne plasti anizijske starosti. Anizijski stopnji prištevamo dolomit, ki leži med spodnjetriadnim apnencem in ladinskimi plastmi. Ta dolomit so v starejši literaturi imenovali mendolski dolomit, v novejši literaturi pa ga primerjajo s Spodnjoserlskim dolomitom v italianskih Južnih Alpah (npr. Žalohar in Celarc, 2010). Anizijski dolomit na obravnavanem ozemlju opazujemo v okolici Št. Jošta in na južnih pobočjih Mohorja. Tu ga lahko sledimo v ozkem pasu od Bukovščice na vzhodu do Spodnje Besnice na zahodu. Dolomit je večinoma zelo tektonsko pretrt, zato ga na številnih mestih odkopavajo za potrebe v gradbeništvu, predvsem za posipanje cest.



Slika 25: Spodnjesejslerlški dolomit (foto: Rok Oblak, 2011)



Slika 26: Razpad Slovenske karbonatne platforme v srednjem triasu (poenostavljeno po Buser et al., 2007).

6.6. Psevdoziljska formacija

V triasu je Slovenska karbonatna platforma pretrpela dve glavni fazi ekstenzijske tektonike (Slika 26). Prva faza se je začela v srednjem triasu, točneje v aniziju, ko se je osrednji del platforme močno pogreznil ob globokih prelomih. V globokih vmesnih jarkih so se odlagali rdečkasti do svetlo sivi gomoljasti apnenci tipa Han Bulog, ki naznanjajo začetek kasnejšega popolnega razpada karbonatne platforme (Buser et al., 2007). V bazenskih sedimentih pri Polhovem Gradcu je bila najdena bogata anizijska amonitna favna (Petek, 1993). Začel se je formirati globjevodni Slovenski tektonski jarek, ki je Slovensko karbonatno platformo ločil na Julijsko karbonatno platformo na severu in na Dinarsko karbonatno platformo na jugu. Tudi sama Julijska karbonatna platforma je deloma diferencirano razpadla na posamezne bloke, med katerimi so nastali številni manjši bazeni.

Povečana tektonska aktivnost je ponovno v iliru (konec anizija) povzročila diferencirano premikanje tektonskih blokov in njihovo rotacijo (Celarc, 2004; Celarc in Goričan, 2007). Močna tektonska in erozijska aktivnost je v Sloveniji poznana kot Idrijska tektonska faza (Buser, 1980), ki je povzročila popoln razpad karbonatne platforme (Slika 26). Nekateri predeli so bili globoko pogreznjeni pod morje, nekateri pa so postali kopno. Le na redkih mestih so ostali manjši ostanki nekdanje karbonatne platforme. Najgloblje pogreznjen predel je bil na območju osrednje Slovenije, ki predstavlja začetek kasnejšega Slovenskega bazena. V globljem morju so nastale psevdoziljske plasti skrilavih glinavcev, drob in tufov s poredkimi plastmi temno sivega apnenca. Razpad Slovenske karbonatne platforme je bil glavni dogodek v okviru srednjetriasne idrijske tektonske faze. Po podatkih iz idrijskega rudišča se dogodil ob koncu srednjega ali začetku zgornjega anizija (Čar, 2009). Vzrok za razpad je bil proces razpiranja (rifting), ki pa je bil že v ladiniju prekinjen (aborted rifting). Zaradi antiklinalnega dviganja, ki spremlja začetno obdobje razpiranja, so se oblikovali dolgi in ozki brazdasti jarki (aulakogeni). Ob srednjetriasnih normalnih prelomih je bil teren razrezan na večje ali manjše bloke, ki so bili različno prostorsko nagnjeni. Nastala je zapletena morfologija in različni sedimentacijski pogoji.



Slika 27: Skrilavi tufi Psevdoziljske formacije (foto: Rok Oblak, 2012)

Na obravnavanem ozemlju Slovenskemu bazenu pripadajo kamnine keratofirsko-spilitne asociacije ter kamnine Psevdoziljske formacije. Te kamenine so na obravnavanem območju razkrite na širokem območju Mohorja, med Selcami in Nemiljami. Kamenine so močno spremenjene. V okviru kislih in

srednje kislih magmatskih različkov so ugotovljeni keratofir, porfir, kremenov porfirit in njihovi piroklastiti (Grad in Ferjančič, 1974, 1976). Med zadnje štejemo tudi sericitni skrilavec. Med bazičnejšimi magmatskimi kameninami, ki so daleč manj razširjene od kislih, so ugotovljeni diabazi, oziroma spilit, njihovi tufi ter kloritni skrilavec.

V tesni zvezi z ladinskimi vulkanskimi kamninami je razmeroma debela vulkanogeno sedimentna skladovnica, imenovana psevdofiljski skladi. Ti sestoje iz drobnika (grauwacke), peščenjaka, črnega glinastega, redkeje lapornatega skrilavca (Grad in Ferjančič, 1974, 1976). Te kamenine prehajajo v tufite in tufe. Vmes se dobe pole in plasti temnosivega apnenca. Često se pojavljajo prehodi peščenjaka v intraformacijski drobnozrnati konglomerat. Ti skladi so značilni za precejšen del osrednje Slovenije. V glavnem se javljajo na območju severnih Posavskih gub in se nadaljujejo proti zahodu ob južnem vznožju Julijskih Alp. Na OGK SFRJ, list Kranj (Grad in Ferjančič, 1974, 1976) so zmotno k Psevdofiljski formaciji prištevali kredne fliše Selške doline, kjer se pokažejo na jugovzhodnem vznožju Jelovice in med Kranjem ter Kropo. Prav tako so k Psevdofiljski formaciji zmotno prištevali kredni fliš vzhodno od Ljubljanske kotline, na območju severno od Cerkelj proti Šenturški gori.



Slika 28: Tankoplastnati tufi Psevdofiljske formacije ob cesti na Sveti Jošt (foto: Rok Oblak, 2011)

6.7. Bazalt in piroklastiti; ladinij

V kamnolomu Kamna Gorica izdanja ladinjski vulkanogeno-sedimentni kompleks. Bazalni izliv s piroklastičnim materialom leži v dveh zaporedjih spodnjega dela pokrova Jelovice, v narivnih enotah nad klastičnimi kamninami, za katere je Buser (1989) dokazal kredno starost, in pod morskimi apnenci (Skaberne et al., 2003). Najverjetneje predstavljajo eksplozivne podmorske izbruhe. Pravim efuzivom pripadajo le bazaltne, deloma blazinaste lave s številnimi kloritnimi in kalcitnimi mandlji v prvem vulkanogeno-sedimentnem zaporedju. Večji del vulkanogeno-sedimentnega zaporedja pa pripada okremenjenim tufom in tufitom kisle sestave. Na osnovi radiolarijske združbe so v rožencih in apnencih z roženčevimi gomolji določili spodnje ladinjsko starost vulkanizma med okrog 234-231 milijonov let (Skaberne et al., 2003).

6.8. Amfiklinske plasti; karnij

Za spodnji karnij, ki že pripada zgornjemu triasu, je značilna progradacija karbonatne platforme in obdobje kompakcije (Celarc, 2004; Buser et al., 2007). Osrednje območje Slovenije je ostalo še naprej globoko pogreznjeno in je prešlo v Slovenski bazen. Vulkanizem je popolnoma zamrl. Slovenski bazen je ločil na Julijsko karbonatno platformo na severu in na Dinarsko karbonatno platformo na jugu. Sprva je prevladovalo mnenje, da se je bazen nadaljeval še dlje proti zahodu v sosednjo Italijo v Belluno bazen (Buser et al., 2007). Kasnejše raziskave so nato pokazale, da se je bazen v dolini Soče zahodno od Tolmina izklinil v obliki ozkega jarka. Tu sta od spodnje jure naprej neposredno mejili Dinarska karbonatna platforma, ki se nadaljuje v sosednjo Italijo kot Friuli platforma, in Julijska karbonatna platforma, ki se nadaljuje v Italiji kot Trento platforma (Buser et al., 2007). V vzhodnem delu Slovenije, kjer doseže bazen največjo širino in globino, pa se je nadaljeval preko Hrvaške severno od Zagrebačke gore na sosednjo Madžarsko. Današnji na površini odkriti sedimenti Slovenskega bazena se pojavljajo v smeri vzhod-zahod na dolžini okoli 170 km in širini okoli 40 km (Buser et al., 2007). V karniju so se v bazenu v okolici Tolmina odlagale plasti temnosivega ploščatega apnenca z gomolji in polami rožencev. V dolini Bače in do Železnikov na vzhodu so v bazenu nastajale amfiklinske plasti, ki jih sestavlja menjavanje skrilavih glinavcev, kremenovih peščenjakov in drob. Ime so dobile po brahiopodu *Amphiclina*. Te plasti so podobne ladinjskim psevdoziljskim plastem, le da v njih ni ne tufov in ne primarnih riolitov (Buser et al., 2007). Na obravnavanem ozemlju lahko kamnine, ki jih vzporejamo z amfiklinskimi plastmi, opazujemo med Joštom in Šmarjetno goro.

6.9. Škofjeloški ploščasti apnenec in Baški apnenec; ladinij, norij in retij

Norij in retij sta pomenila za Slovenski bazen stabilno obdobje. Nivo morja se je precej dvignil, na celotnem prostoru bazena so nastali enaki pogoji sedimentacije. Odlagali so se ploščasti in plastnati apnenci z gomolji in polami rožencev. Apnenci so kasneje docela prešli v Baški dolomit, ki je najbolj značilna kamnina celotnega dela Slovenskega bazena. Tudi v noriju in retiju so iz bazena segali na Julijsko karbonatno platformo intraplatfornni jarki, v katerih so nastajali beli mikritni apnenci z gomolji rožencev (Buser et al., 2007). V zahodnem delu bazena, na širšem prostoru Koble se zgornjetriasno zaporedje zaključuje s plastmi Slatniške formacije, ki jo sestavljajo apnenci z roženci, kalkareniti in apnenčeve breče (Buser in Ogorelec, 2008).

Na ozemlju Kranja, točneje med Kranjem in Besnico ter Kranjem in Škofjo Loko so deloma ladinjske (srednji trias), deloma pa norijsko-retijske starosti Škofjeloški ploščasti apnenci z roženci ter Baški apnenci. Škofjeloški ploščasti apnenec lahko primerjamo z vranskim apnencem, ki se javlja na obrobju Celjske kotline, v krovniini psevdoziljskih skladov.

Škofjeloški ploščasti apnenec v okolici Kranja je ploščast mikritni apnenec sive, rumene in rožnate barve. Vsebuje gomolje in pole roženca. V kamnolomu pri Škofji Loki, kjer so te plasti dobro razkrite, se dobe v apnencu redki ostanki brahiopodov, školjk in amonitov (Grad in Ferjančič, 1974, 1976). Veselinović D. je določil sledeče školjke: *Daonella* sp., *Cardita crenata*, *Posidonomya wengensis*. Ti fosili so značilni za ladinjsko starost plasti. V istem apnencu je bil najden nepopolno ohranjen amonit, za katerega meni Mihajlovičeva, da ima največ podobnosti s predstavniki iz Sup, Fam. *Arietitacze*, kar bi stratigrafsko ustrezalo liadi, eventualno spodnjemu doggerju. Popolnoma enak apnenec najdemo na obrnočju Šmarjetne gore nad Kranjem, kjer leži na psevdoziljskih oziroma amfiklinskih skladih. Uroševićeva je ugotovila konodonte: *Enantiognathus zieglerei*, *Gondolella navicula* in *Polygnathus abneptis*. Po fosilnih ostankih sklepa na zgornjetriadno starost apnenecv. Pod Šmarjetno goro so v krovnem delu apnenca apnenčeve breče. V njih ni pomembnejših fosilnih ostankov.

Enak rumenkast in rožnat apnenec je nadalje razkrit proti severozahodu v dolini Nemiljščice na območju slapa Šum in termalnega vreca.

V območju Selške doline najdemo v zgornji triadi plastovit dolomit in apnenec z gomolji in lečami roženca. V starejši geološki literaturi so jih na območju doline Bače in južno od Porezna imenovali »baški dolomit«. Ta razvoj v glavnem sovпада z razširjenostjo psevdofiljskih skladov.

Ploščast dolomit, ki prehaja navzgor v apnenec, se javlja v sklenjenem pasu približno v smeri vzhod-zahod. Segaja od zahodnega roba lista med Selško Soro in Davčo, preko Vancovca skoraj do Selc. Še večjo razprostranjenost doseže na severni strani Selške Sore med Podroštom in Čejnjo. Večja površina teh plasti severneje od Selške Sore je posledica nagubanosti in ponavljanja istih plasti. Baški dolomit in apnenec se javljata še med Šmarjetno goro pri Kranju, preko Škofje Loke, do kraja Sora. Na tem območju so bile te plasti prej prištete v srednji trias. Baški dolomit je ploščast in vsebuje navadno gomolje sivega, in temno sivega roženca. Navzgor prehaja v črn ploščast apnenec. V njem hitro narašča količina kremenice, posebno na meji z liadnimi skrilavci.

Stratigrafski položaj baškega dolomita in apnenca je določen po superpoziciji med psevdofiljskimi skladi v talnini in jurskimi skrilavci v krovni. Omenjene plasti so nastajale v noriško-retski stopnji. Morda segajo najstarejši deli teh plasti še v tural. Po stratigrafskem položaju so ti sedimenti ekvivalent glavnega dolomita in dachsteinskega apnenca. Zaradi tektonskih odnosov žal ne moremo opaziti prehodov med obema dolomitnima razvojem. Baški facies predstavlja v odnosu na glavni dolomit in dachsteinski apnenec globljemorski razvoj. Debelina dolomita in apnenca znaša do 500 m. Apnenca je običajno manj kot dolomit. Lahko pa njegova debelina tudi precej naraste. To opazujemo predvsem severno od Selške doline.

6.10. Dachsteinski apnenci; norij in retij

Za Julijsko karbonatno platformo je v noriju in retiju značilna nadaljnja progradacija »dachsteinske« karbonatne sedimentacije dachsteinskega apnenca in glavnega dolomita (Buser, 1975). Julijska karbonatna platforma je torej nastala v območju severno od Slovenskega bazena (Buser et al., 2007). Zavzemala je današnje Julijske Alpe, Južne Karavanke in Kamniško Savinjske Alpe.

Za dachsteinski apnenec je značilno menjavanje v lagunah nastalih drobnozrnatih apnencev s školjkami, skorjastih stromatolitov (ostankov delovanja neskeletnih alg v območju plimovanja) ter redkejših breč, nastalih med kratkotrajnimi okopnitvami ozemlja, ponekod se pojavljajo tudi oolitni in krinoidni apnenci (Herlec in Hlad, 2005). Ponekod najdemo zelo veliko fosilov. Najpogostejše so megalodontidne školjke. V grebenskem apnencu so pogoste korale, alge in parastromatopore in spongije.

Na obravnavanem ozemlju Dachsteinski apnenci gradijo masiv Jelovice, masive Jamnika in Rovnika. V kamnolomu Peči v bližini Kroke v njih najdemo tudi posamezne polže, krinoide morskih lilij in nedoločene amonite. Debelina kompleksa dachsteinskega apnenca na območju Jamnika in Rovnika med Kropo in Besnico znaša več sto metrov.

6.11. Kredni fliš

V kredi je ponovno prišlo do intenzivnih tektonskih premikov. Ocean Tetida med Afriško in Evrazijsko ploščo se je postopoma zapiral in do konca spodnje krede je velik del oceanske skorje Tetide že potonil pod Evrazijsko ploščo. Ob trku Jadranske mikroplošče z Evrazijsko se je začelo prvo dvigovanje Alp, kar dokazuje začetek odlaganja flišnih kamnin z laporji, glinavci, peščenjaki in brečami v Slovenskem bazenu, predvsem kot posledica tektonskih premikov in erozije na robovih

Julijske in Dinarske karbonatne platforme. Do zgornje krede je fliš povsem zapolnil Slovenski jarek, nato pa se je začel odlagati še preko robov počasi pogrezajoče se Dinarske karbonatne platforme (Herlec in Hlad, 2005). Kredni fliš najdemo na ozemlju med Kobaridom, Tolminom, Baško Grapo, Selško dolino, Kropo, Tuhinjsko dolino, Bohorja in Krškega hribovja. Na obravnavanem ozemlju najdemo kredni fliš v južno od Jelovice med Podblico in Dražgošami, v okolici Nemilj, med Nemiljami in Kropo, od koder se v ozkem pasu nadaljuje proti Besnici.

6.12. Gornjegrajska formacija; eocen in spodnji oligocen

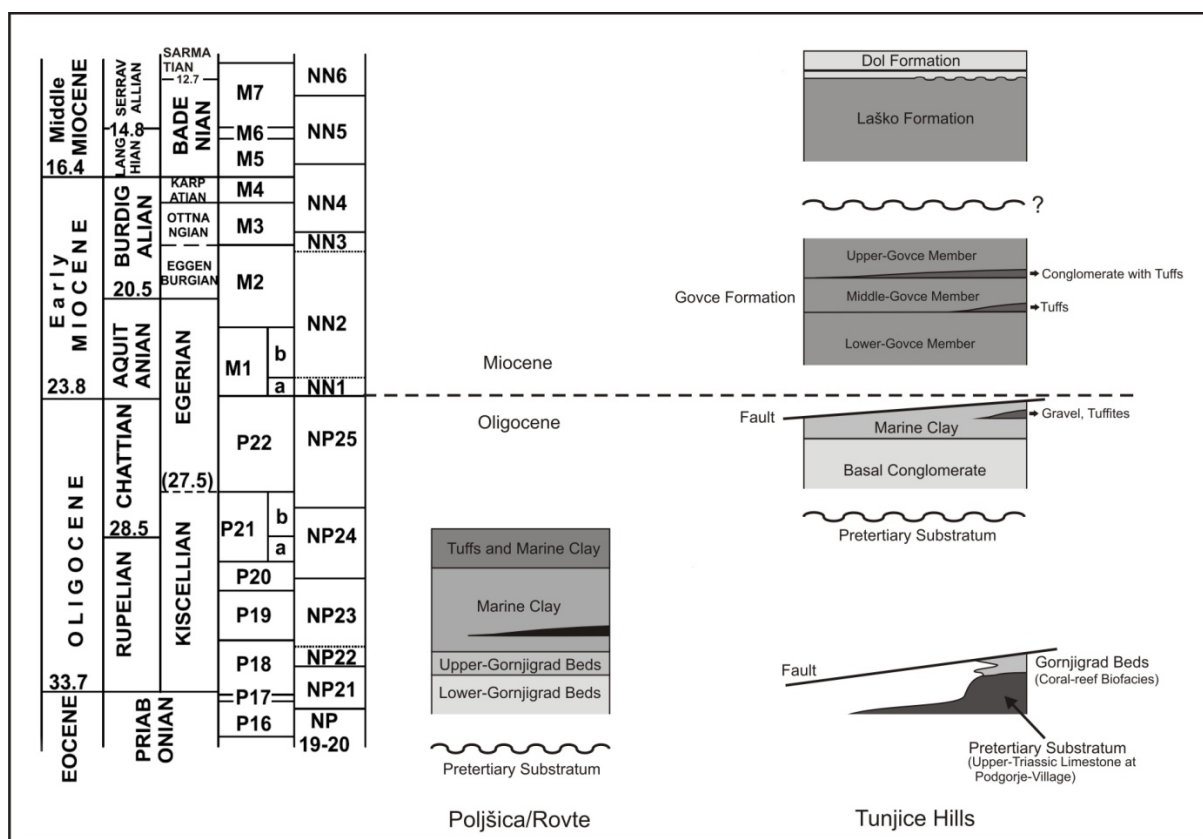
Po kredi je sledil novi zemeljski vek ali kenozoik, v katerem so se nadaljevali kolizijski procesi, ki so dokončno izoblikovali Alpe. V srednjem in zgornjem eocenu pred približno 50 do 35 milijoni let se je v smeri sever-jug razdalja med Evrazijsko in Afriško ploščo zmanjšala za več 100 km, pri čemer so se kamnine med njima močno nagubale in iztisnile. Z nadaljnim zbliževanjem so nastajali tudi številni narivi, pri čemer je sedimentne kamnine Afriške plošče narinilo daleč proti severu. Severno čelo nariva sega v južne obronke Bavarske nižine (Herlec in Hlad, 2005). Tem narivom denimo pripadajo Severne Apneniške Alpe. V zgornjem eocenu je kolizija Indije in Azije pomenila tudi zaključno obdobje v dolgi geološki zgodovini oceana Tetida. Rodil se je nov Indijski ocean, zaradi napredujočega premikanja afriške litosferske plošče proti severu pa sta na prostoru nekdanje zahodne Tetide nastala Mediteran in Paratetida. Morje, v katerem so se na ozemlju Julijskih Alp, Karavank in Kamniško Savinjskih Alp odložile terciarne plasti, se je imenovalo Centralna Paratetida ali po domače »Panonsko morje«. Bolj proti vzhodu pa se je razprostirala še Vzhodna Paratetida. Zaradi intenzivnih tektonskih premikov je v oligocenu in miocenu Paratetida postajala vedno bolj izolirana od Indijskega oceana in Mediterana, dokončno pa so se povezave med Indijskim oceanom, Mediteranom, Paratetido in Atlantikom zaprle v srednjem miocenu pred približno 13 milijoni let (Rögl, 1998, 1999; Harzhauser in Piller, 2004).

Na ozemlju Julijskih Alp, Karavank in Kamniško Savinjskih Alp je v paleocenu najprej sledilo kopno obdobje, ki je trajalo nekako do eocena. V tem času so iz preperine apnencev in magmatskih kamnin nastajali boksiti, ki jih najdemo v Bohinju, Kamniški Bistrici, na Veliki planini, na severni strani Dobroveljske planote in vse do Velenja (Buser, 2004).

Z začetkom oligocena so torej kolizijski procesi in nastajanje gorskih verig Alp, Dinaridov in Karpatov na ozemlju srednje in vzhodne Evrope izolirali od Atlantika in Tetide plitev morski prostor Paratetide, ki je pri nas obstajala do pliocena (Vrabec et al., 2009). Že ob koncu eocena in v spodnjem oligocenu se je na našem ozemlju začela sedimentacija v bazenu, katerega kamnine najdemo danes v osrednji in severni Sloveniji, v osrednji Madžarski in na Slovaškem. V geološki literaturi bazen imenujejo Slovensko-madžarski paleogenski bazen (npr. Fodor et al., 1998), pojasnjujejo pa ga kot fleksurni zaločni bazen subdukcijsko–kolizijske cone ob severnem robu Alp in Karpatov (Vrabec et al., 1998). Južne Karavanke je zajela morska transgresija ponovno v eocenu pred približno 55 milijoni let, ko so se v okolici Javorniškega rovtja odložile plasti glinenih laporovcev in peščenjakov s fosilnimi ostanki palm, školjk in polžev (Mikuž, 1976; Buser, 2004). V Julijskih in Kamniško Savinjskih Alpah so se proti koncu eocena in v spodnjem oligocenu odlagale tudi debele plasti konglomeratov in breč. Nastale so iz materiala, ki so ga različni vodotoki nosili iz okoliških dvigajočih se predelov. Takšne konglomerate in breče najdemo v okolici Bohinja, širom po Gorenjski kotlini med Radovljico in Podnartom, ter dalje proti vzhodu v okolici Gornjega Grada in Podvolovjeka. Nad temi plastmi sledijo morske oligocenske plasti, ki so nastajale v toplem morju Slovensko-madžarskega paleogenskega bazena (naprimer Fodor et al., 1998). Topli morski tokovi, ki so prihajali iz prostora današnjega Indijskega oceana so omogočali ugodne pogoje za nastanek številnih manjših koralnih grebenov

(gornjegrajske plasti). Najdemo jih v okolici Bohinja, Podnarta, Tunjic, Kamniške Bistrice, Podvolovjeka in Gornjega Grada. Po Gornjem Gradu se oligocenske plasti s koralami imenujejo Gornjegrajske plasti oziroma Gornjegrajska formacija.

Okolica Poljšice, Češnjice in Rovt pri Podnartu na Gorenjskem je znana v paleontološki literaturi predvsem po gornjegrajskih plasteh, v katerih so že v 19. stoletju našli številne korale in mehkužce. Cimerman (1967, 1979) je terciarne plasti v tem območju razdelil na spodnje-gornjegrajske in zgornje-gornjegrajske plasti, morsko glino (sivico) in tuf, ki se v spodnjem delu menjava z morsko glino. Oligocenska starost gornjegrajskih plasti pri Poljšici je bila določena na podlagi foraminifer (Papp, 1959; Pavlovec, 1961). Spodnje-gornjegrajske plasti so se morda začele odlagati že v eocenu, zgornje-gornjegrajske plasti pa so spodnjeoligocenske (rupelijske) starosti, saj je Pavšič (1983, 1985) v bazalnih delih sivice našel spodnjerupelijsko nanoplanktonsko združbo (biocona NP 23). Višji deli sivice pripadajo bioconi NP 24. Podobno je Cimerman (1967) v sivici našel foraminifere, ki kažejo na rupelijsko starost.



Slika 29: Terciarnе formacije v okolici Poljšice in Rovt ter v Tunjiškem gričevju. Poenostavljeno po Žalohar in Zevnik, 2006; Križnar et al., 2009.



Slika 30 : Iskanje fosilnih ostankov v zgornje-gornjegrajskih plastih (foto: Rok Oblak, 2011)

Obsežna poglobitev v srednjem delu oligocena je povzročila začetek sedimentacije morske gline sivice, ki jo najdemo v okolici Podnarta, Rovt, pri Njivicah ter severno od Rovnika v pasu do Zgornje Besnice. Ob potoku Plaznica se v sivici od nekaj metrov do več deset metrov debeli vložki rjavih do sivih laminiranih do tankoplastnatih. Glede na geometrične analize geografske lege izdankov ter povprečnega vpada plasti Križnar et al. (2009) sklepajo, da se vložki pojavljajo v spodnjem delu sivice, približno 30-50 metrov nad mejo z zgornje-gornjegrajskimi plastmi. V laminiranem glinavcu se pojavljajo redki ostanki rastlin (morske makroalge, ostanki kopenskih rastlin), ribe, insekti in ostanki oligocenskih ptic.

Na prostoru Kamniško-Savinjskih Alp pa je takrat nastal globok anoksični bazen, v katerem so se odlagale plasti temnih bituminoznih glinavcev in peščenjakov s številnimi ribami, rastlinskimi ostanki in okamnelimi drevesi (Križnar, 2009). Te plasti najdemo v dolini Kamniške Bistrice, v dolini Podvolovjeka, ponekod v okolici Gornjega Grada in Mozirja (Jelen in Rifelj, 2002). V zgornjem oligocenu je pri nas ponovno zaživela močna eksplozijska vulkanska dejavnost. Povzročilo jo je lokalno raztezanje in razpiranje globoko v Zemljini skorji ob strmem Periadriatskem lineamentu. Sledove tega vulkanizma najdemo v obliki tufov pri Peračici na Gorenjskem ter v širši okolici Smrekovca na Štajerskem, kjer najdemo tudi andezite (Herlec in Hlad, 2005, Buser, 2004; Jelen in Rifelj, 2002).

6.13. Škofjeloški konglomerat; zgornji oligocen

Astenosferski vlek subducirane evropske litosfere pod nastajajočim orogenom Karpatov je na prehodu iz spodnjega v srednji miocen povzročil zelo močno raztezanje in hitro ugrezanje litosfere v intraorogenetskem prostoru med Karpati, Dinaridi in Vzhodnimi Alpami (Vrabec et al., 2009). Nastalo je obsežno, strukturno kompleksno ekstenzijsko območje, ki ga imenujemo Panonski bazen. Miocenske kamnine Panonskega bazena pokrivajo obsežna področja severovzhodne Slovenije v Prekmurju, Halozah, Slovenskih Goricah, vzhodno in zahodno od Maribora, Preko Posavja segajo vse do osrednje Slovenije, vendar pa so bile v tem predelu pozneje nagubane in deloma erodirane (Vrabec et al., 2009).

Sedimentacijski cikel Panonskega bazena se na ozemlju osrednje Slovenije, med Kranjem in Škofjo Loko ter v Tunjiškem gričevju začne z bazalnim konglomeratom, tako imenovanim škofjeloškim konglomeratom (Grad in Ferjančič, 1974, 1976; Žalohar in Zevnik, 2006). Iz tega konglomerata sta sestavljena griča Kamnitnik in Krancelj v bližini Škofje Loke, ob robu Sorškega polja pa ga sledimo še mimo Crngroba do Bitenj. Kamnina sestoji iz apnenčevih prodnikov, manj je lapornih ali dolomitnih, ki so veliki do 10 centimetrov. Vezivo je apneno-glineno, rdečkasto in daje celotni kamnini značilno barvo. Na področju severno od Kranceljna je konglomerat siv, bolj drobnozrnat in peščen. V njem so dokaj pogostni rastlinski ostanki, predvsem odtisi listov.

Podoben konglomerat je še v Tunjiškem gričevju in Tuhinjski dolini vse do Motnika. Njegova debelina znaša do 200 m (Žalohar in Zevnik, 2006). Konglomerat je bil odložen erozijsko diskordantno na psevdofiljskih plasteh ali krednem flišu (Vrabec 2001, Premru 1983 a, b). Ponekod v severnem delu Tunjiškega gričevja je s predterciarnimi kamninami v tektonskem kontaktu (Vrabec 2001). Nad oligocenskim konglomeratom sledi oligocenska morska glina. Njena debelina verjetno ne presega 100 m. Glede na nanoplanktonsko združbo jo J. Pavšič uvršča v nanoplanktonsko biocono NP 25 (Vrabec 2000) torej v zgornji oligocen (spodnji egerij). Starost bazalnega konglomerata je verjetno prav tako zgornjeoligocenska. Škofjeloški konglomerat torej ni isti kot bazalni konglomerat pri Radovljici, Poljšici in Rovtah, pač pa je mnogo mlajši in pripada Panonskemu bazenu. V nasprotju bazalni konglomerat pri Radovljici, Poljšici in Rovtah pripada Slovensko-madžarskemu paleogenskemu bazenu in je zgornje eocenske do spodnje oligocenske starosti.



Slika 31: Škofjeloški konglomerat v Tunjiškem gričevju (foto: Vid Žepič, 2011)

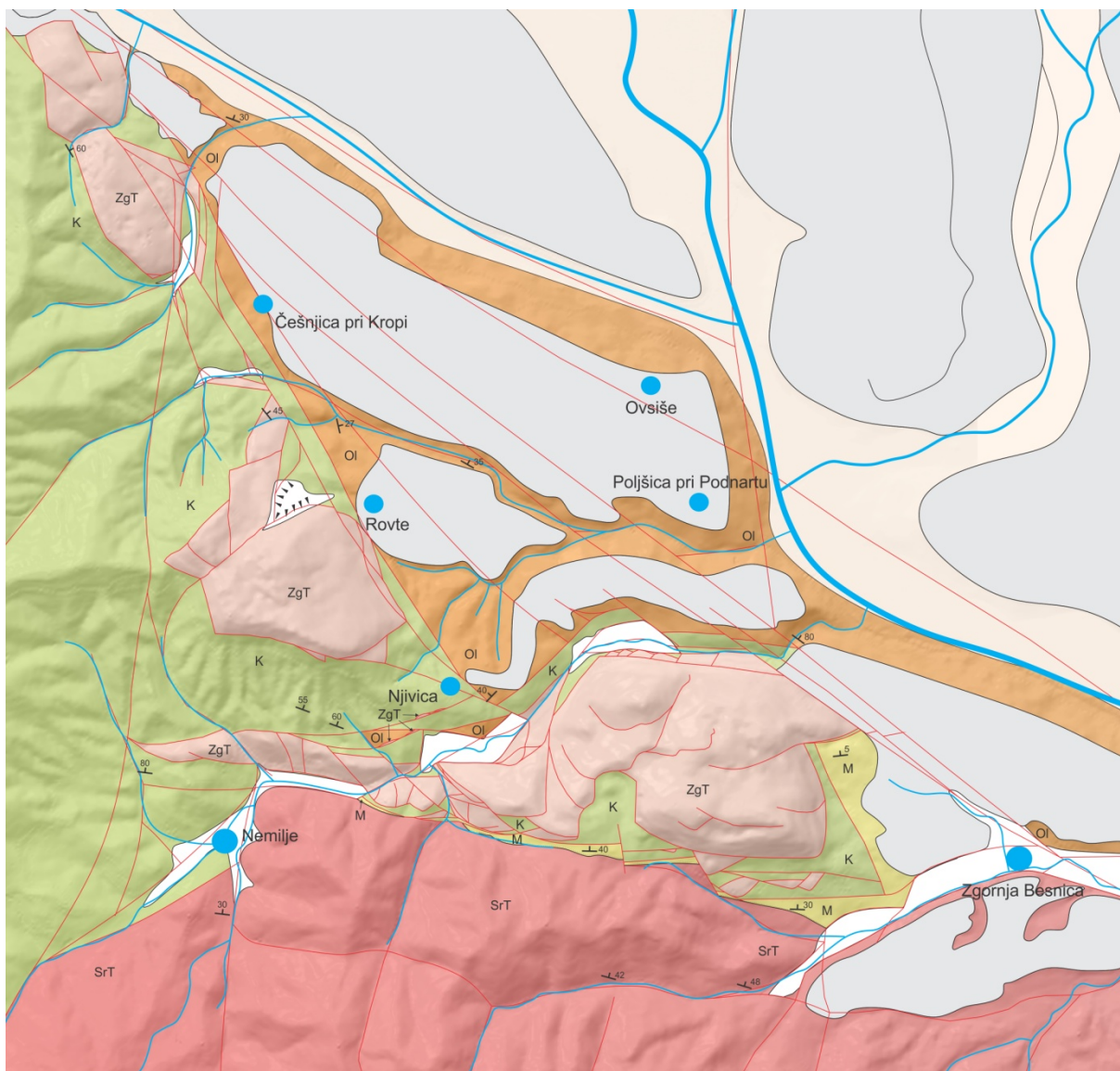
7.14. Govška formacija; spodnji miocen

V ozkem pasu med Zgornjo Besnico in Nemiljami se ob južnem pobočju Rovnika razteza ozek pas spodnjemiocenskih kamnin, ki pripadajo najbolj zahodno ležečim izdankom kamnin Panonskega bazena. Ležijo erozijsko diskordantno na srednjetriasnih kamninah spilitno-keratofirske asociacije. Sestojijo iz približno 20 metrov debelega zaporedja blokovnih breč, proda, konglomerata, peščenjaka in laporja. Prevladujejo bloki kamnin spilitno-keratofirske asociacije, ki kažejo na zelo kratek

transport, ter drobnejši kremenčevi prodniki. V peskokopu na južnem pobočju Rovnika so v njih številne školjke družine Pectinidae, med njimi *Pecten burdigalensis*, ki kaže na spodnjemiocensko starost plasti. Pojavljajo se tudi ostanki vretenčarjev, največ zobje morskih psov ter zobje in kosti morskih krav rodu *Metaxitherium*. Podobne kamnine najdemo v Moravčah, Drtiji pri Moravčah ter v Tunjiškem gričevju, kjer pripadajo Govški formaciji. Starost teh plasti je nekoliko vprašljiva, domnevno pa pripadajo spodnjemu miocenu, točneje eggenburgiju (Žalohar in Zevnik, 2006).

7. Geološka zgradba ozemlja med Kropo in Kranjem

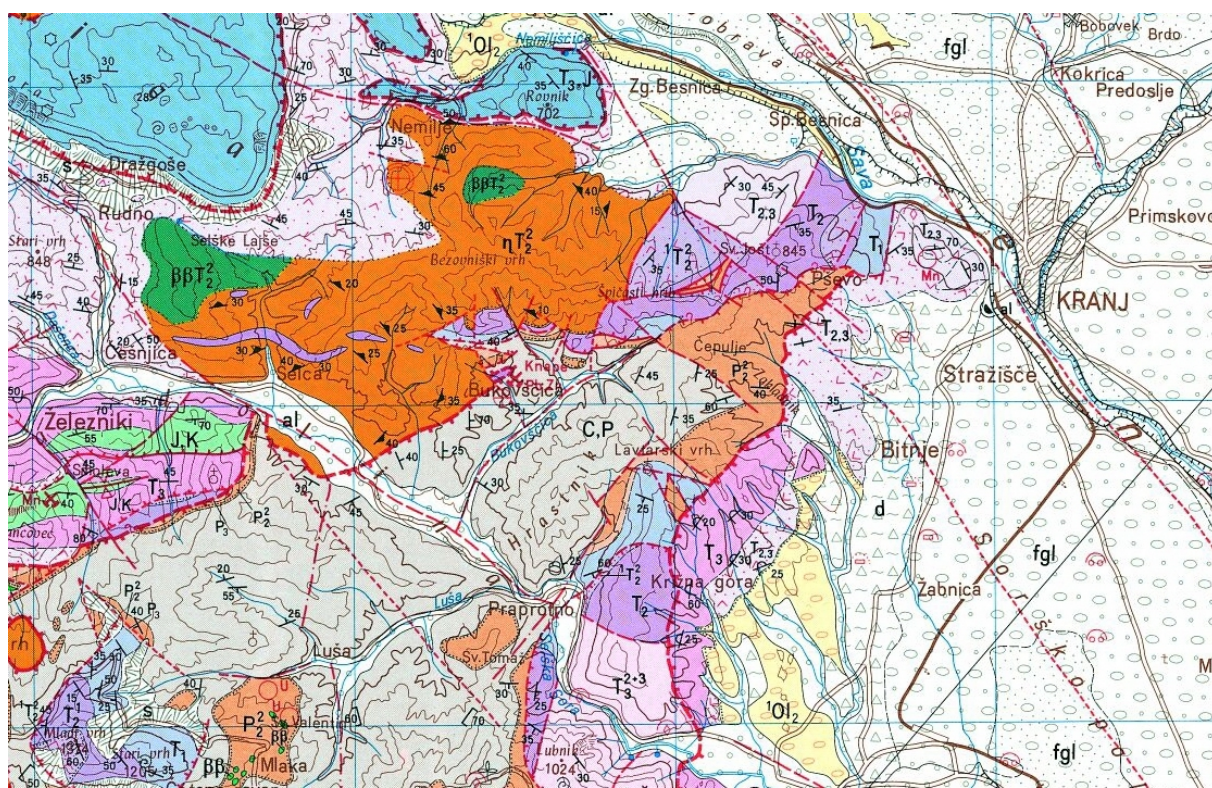
Za osnovo geološke in tektonske interpretacije ozemlja med Kropo in Kranjem lahko uporabimo Osnovno geološko karto SFRJ 1:100000, list Kranj (Grad in Ferjančič, 1974, 1976) ter Buserjevo Geološko karto Slovenije v merilu 1:250000 (Buser, 2010). Za podrobnejšo interpretacijo smo uporabili tudi novo geološko karto (slika 32). Večina sledečih podatkov je zato po teh virih. Kot je razvidno iz poglavja »Kamnine na obravnavanem ozemlju«, tu najdemo mezozojske kamnine Slovenske karbonatne platforme, Slovenskega bazena in Julijske karbonatne platforme, ter terciarne kamnine Slovensko-madžarskega paleogenskega bazena ter Panonskega bazena.



Slika 32: Geološka karta ozemlja med Kropo in Besnico (po Žaloharju, v delu). SrT – kamnine spilitno-keratofirske asociacije, Psevdoziljska formacija; ZgT – Dachsteinski apnenec; K – kredni fliš; Ol – oligocenske plasti Slovensko-madžarskega paleogenskega bazena (oligocenski bazalni konglomerat, gornjegrajske plasti, oligocenska morska glina); M – miocenske Govške plasti Panonskega bazena. S sivo so označeni kvartarni prodni zasipi, z belo pa holocenski prodni nanos.

7.1. Prehodno območje med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi

Najstarejše permokarbonske kamnine na obravnavanem ozemlju najdemo na jugu ob potoku Bukovščica, ki se izliva v Selško Soro (Slika 33). Te kamnine pripadajo Hochwipfelski formaciji in sestoje iz menjavanja skrilavega glinavca, kremenovega peščenjaka in kremenovega konglomerata. V smeri proti NE, torej proti Čepuljam, lahko opazujemo nekoliko mlajše kamnine Grödenske formacije. Te najdemo tudi na širšem območju Križne gore in deloma Lavtarskega vrha. Na Planici in ob cesti pod vasjo Čepulje ležijo na kamninah Grödenske formacije kamnine Žažarske formacije, ki so temni, bituminozni apnenci in dolomiti s številnimi fosili. Glede na OGK (Grad in Ferjančič, 1974, 1976), ter glede na Buserjevo geološko karto Slovenije (Buser, 2010) so na te kamnine narinjene triasne kamnine Slovenskega bazena, ki gradijo pobočja Svetega Mohorja, Svetega Jošta, Šmarjetne gore, narivnica pa se nadaljuje od Šmarjetne gore proti jugu v smeri proti Škofji Loki. Glede na Placerjevo interpretacijo ta narivnica predstavlja Južnoalpsko narivno mejo.



Slika 33: Izsek OGK SFRJ, list Kranj (Grad in Ferjančič, 1974, 1976). Na izseku je prikazano ozemlje med Železniki, Kranjem in Škofjo Loko.

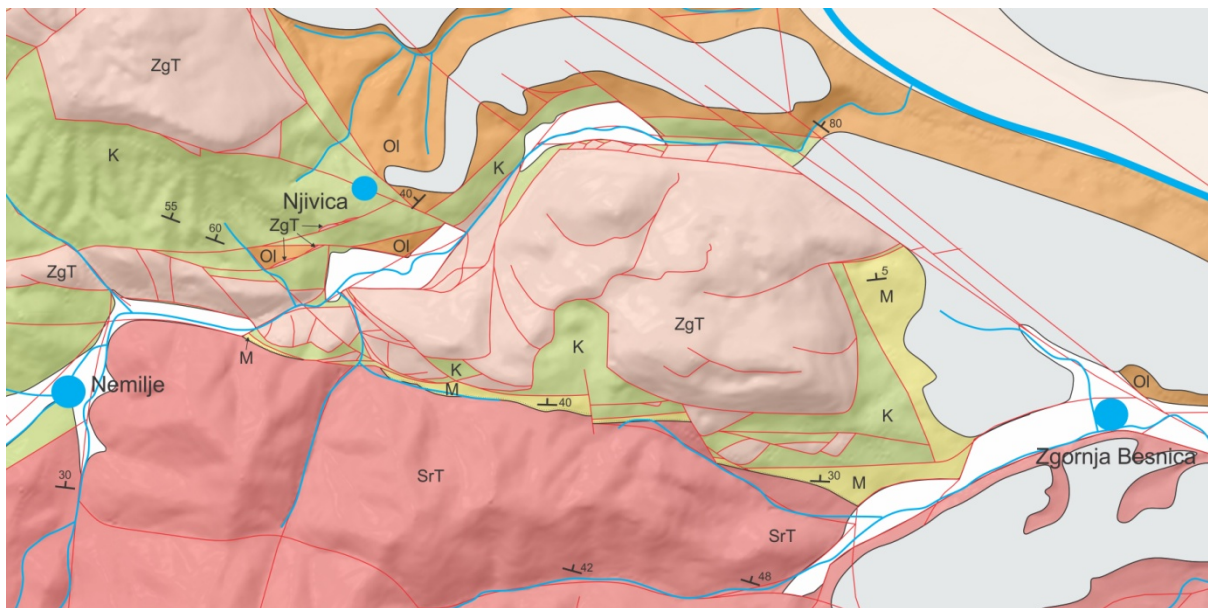
Glede na naša opazovanja ta narivnica ni zelo pomembna strukturna meja in je ne moremo interpretirati kot Južnoalpske narivne meje. V resnici gre na območju južno od Kranja za sistem več narivnic, ki med seboj ločijo posamezne paleozojske formacije in formacije kasnejšega Slovenskega bazena. Upoštevati moramo, da imamo na tem območju ohranjeno skoraj zvezno zaporedje kamnin od paleozoika do zgornjega triasa, ki je značilno za območje Slovenskega bazena, zato premiki ob teh narivnicah niso regionalnih razsežnosti, temveč so zgolj lokalni. Strinjamo se s Placerjem (2008), da je celotna cona proti jugu usmerjenih narivov med Blegošem in Škofjo Loko nastala pod vplivom proti jugu usmerjenega narivanja Južnih Alp, zato prištevamo kamnine Slovenskega bazena, ki ležijo med Placerjevo »Južnoalpsko narivno mejo« in Krmskim narivom na severu, v prehodno cono med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi. Problematika poteka Južnoalpske narivne meje je obravnavana v prihodnjih poglavjih.

V kompleksu kamnin Slovenskega bazena (prehodno območje med Južnimi Alpami in Zunanjsimi Dinaridi) najdemo najprej spodnjetriasne kamnine Werfenske formacije. Te izdanjajo na jugu med Lavtarskim vrhom in Križno goro, južno od Špičastega hriba ter med Joštom in Šmarjetno goro. Povsod so v tektonskem kontaktu s kamninami paleozojskih formacij. Nad njimi sledijo srednjetriasni anizijski dolomiti, ki jih sledimo v ozkem pasu od Bukovščice na zahodu, mimo Knap, proti Špičastemu hribu, mimo Jošta do Spodnje Besnice. Na območju Jošta in Šmarjetne gore se v ozki povezavi s srednjetriasnim anizijskim dolomitom pojavljajo tudi bloki ladinjskih ploščastih peščenih apnencev, peščenjakov, laporovcev, drob in tufov. Nad temi kamninami sledijo na širšem območju med Selcami in Nemiljami ladinjske kamnine Psevdoziljske formacije in Amfiklinske formacije ter Škofjeloški ploščasti apnenec. Vse našete kamnine so, kot rečeno, del obsežnega sistema narivov, ki ga Placer prišteva že k Južnim Alpam, tu pa ga prištevamo k prehodnemu območju med Južnimi Alpami in Zunanjsimi Dinaridi. Med Bitnjami in Škofjo Loko leži na triasnih kamninah tudi kredni fliš na katerem je erozijsko diskordantno odložen zgornjeoligocenski škofjeloški konglomerat. Ta deloma leži tudi na zgornjetriasnem ploščastem dolomitu z rožencem. Med Nemiljami in Zgornjo Besnico ležijo na kamninah Psevdoziljske formacije erozijsko diskordantno odloženi spodnjemiocenski konglomerat, prod, peščenjak in laporovec Govške formacije.

7.2. Potek narivnice Krnskega nariva na območju med Kropo in Kamnikom; kompresija N-S in NW-SE

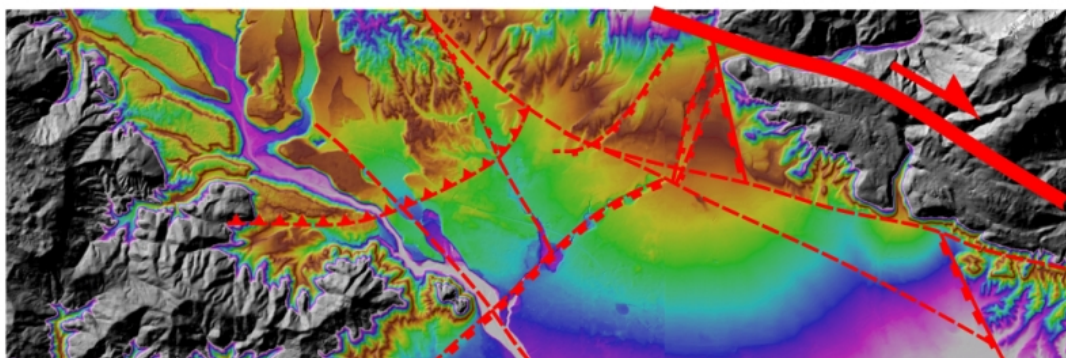
Druga izjemno pomembna in zelo izrazita tektonska struktura na obravnavanem ozemlju je narivnica Krnskega nariva, ki jo lahko sledimo od Ratitovca na zahodu, kjer zavije proti severu proti Dražgoški gori, nato pa spet proti vzhodu severno od Dražgoš do Selških Lajš (Slika 19, str. 21). Tam narivnica spet zavije proti severu proti Kropi, kjer v dolini Lipnice tone pod kvartarne sedimente Gorenjskega bazena. Masiv Jelovice je pretežno zgrajen iz zgornjetriasnega do jurskega apnenca, tega pa vzhodno od Jelovice spet najdemo v kamnolomu Peči, od koder poteka v ozkem pasu proti jugovzhodu proti Jamniku in Rovniku do Zgornje Besnice.

V naši tektonski interpretaciji ozemlja med Kropo in Besnico so bili zgornjetriasni apnenci Jamnika in Rovnika prvotno severovzhodni del masiva Jelovice. Njihova prvotna lega je bila nekako na območju današnje Kroke, od koder so bili šele v kasnejših fazah dislocirani proti jugu in jugovzhodu za približno 5 km (glej slike od 38 do 47). Od Nemilj proti Zgornji Besnici poteka izrazita narivnica, ob kateri je masiv Rovnika (Dachsteinski apnenec) narinjen preko kamnin Psevdoziljske formacije (Slika 34). Na kamninah Psevdoziljske formacije erozijsko diskordantno ležijo mladi sedimenti in sedimentne kamnine Panonskega bazena, in sicer Govške plasti. Med miocenske plasti in Dachsteinski apnenec je tektonsko vgneten kredni fliš, ki je predstavljal mehko posteljico pri narivanju masiva Rovnika. **Narivnica Besnica-Nemilje** predstavlja glede na našo interpretacijo del narivnice Krnskega nariva.



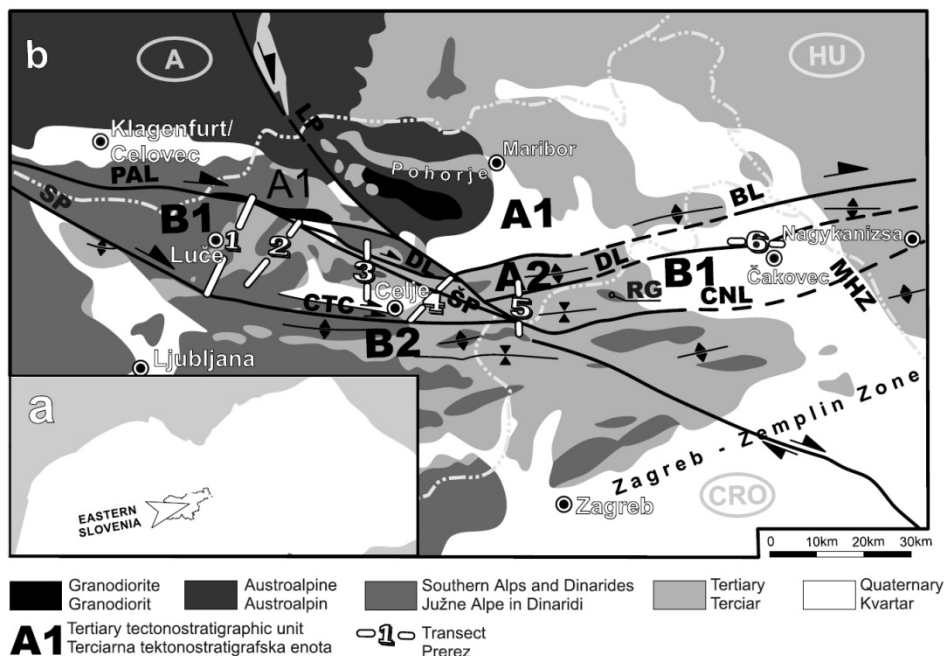
Slika 34: Narivnica Nemilje-Besnica ob kateri so zgornjetrijski Dachsteinski apnenici (ZgT) in kredni fliš (K) narinjeni na kamnine spilitno-keratofirske asociacije in Pseudotrijske plasti (SrT) Zunanjih Dinaridov ter miocenske Govške plasti (M) Panonskega bazena.

Vzhodno od Gorenjskega bazena lahko enake kamnine spet najdemo na Štefanji gori, Šenturški gori in severno od Tuhinjske doline vse do Menine planine, kjer so narinjene proti jugu na kamnine Panonskega bazena. Narivnica Krnskega nariva v povprečju torej poteka v smeri W-E, kar je skladno z modelom o narivanju Krnskega nariva proti jugu. Problematično je predvsem nadaljevanje poteka narivnice Krnskega nariva pod kvartarnimi sedimenti Gorenjskega bazena.



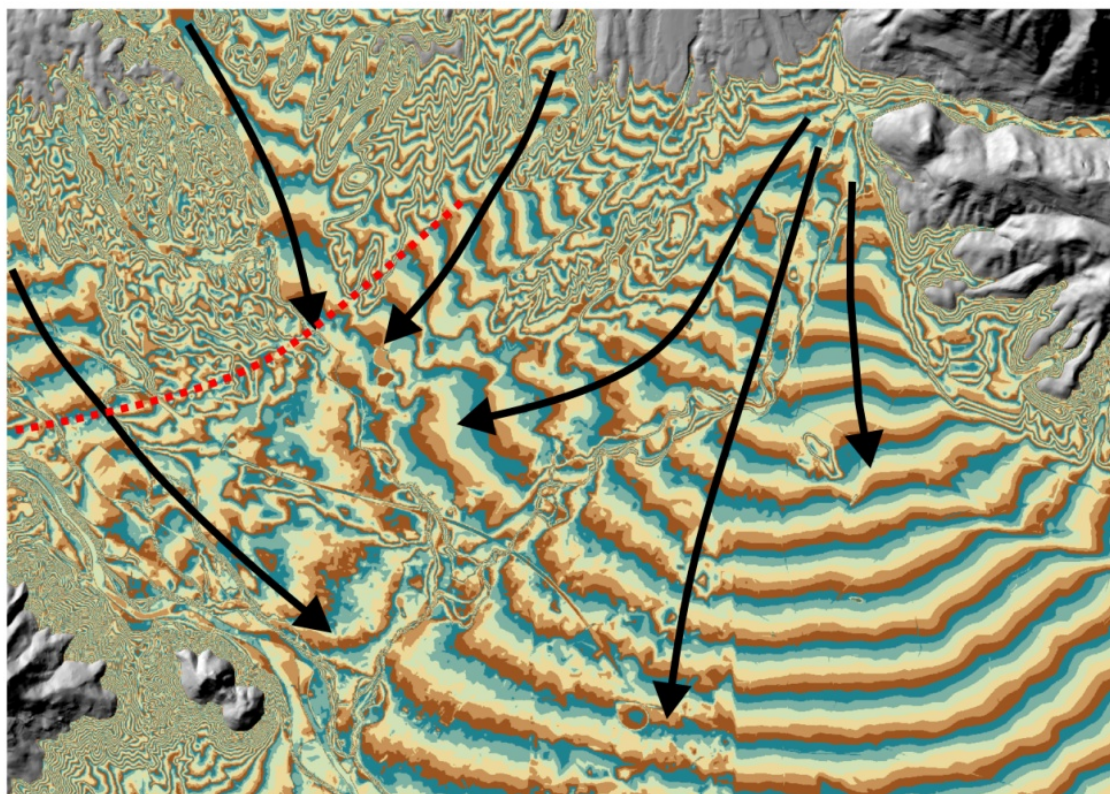
Slika 35: DMR obravnavanega ozemlja z izdvojenimi hipotetičnimi prelomi pokritimi s kvartarnimi sedimenti. KTF – Južnoalpska narivna meja ali narivnica Krnskega nariva; PF – Preddvorski prelom; CF – Cerkljanski prelom; KRF – Kranjski prelom.

Na Sliki 35 je digitalni model reliefa (DMR), na katerem smo posebej obarvali le nižinski predel. Na kartah smo z izdvojili posamezne linearne doline, stopnje in prevoje v reliefu, ki so genetsko verjetno povezani z aktivnimi prelomi. Med pomembnejšimi prelomi je Preddvorski prelom, ki je vzporeden Savskemu in poteka južno od Preddvora. Tu se od njega odcepi Cerkljanski prelom, ki ga je opazil že Vrabec (2001). Na karti smo prav tako izdvojili nekaj hipotetičnih normalnih prelomov, ki med seboj ločujejo več manjših sedimentacijskih bazenov. Najdaljši je Kranjski prelom, ki poteka ob strugi Kokre med Preddvorom in Kranjem. Prav tako smo kot normalni prelom interpretirali lineament, ki poteka od Predvora do Olševka in vzporedno lineacijo ob jugovzhodnem robu Tunjiškega gričevja. Potek reke Save pa je povezan s hipotetičnim NW-SE usmerjenim prelomom, ki poteka mimo Kranja. Iz karte je razvidno, da poteka slabo izražen lineament neposredno od Rovnika proti Trsteniku, kjer je dislociran ob NW-SE usmerjenem Preddvorskem prelomu. Njegov potek pri Preddvoru ni povsem jasn. Ta lineament na ozemlju Gorenjskega bazena predstavlja pomembno in v dosednji geološki literaturi spregledano geološko in geografsko mejo. Severno od tega lineamenta najdemo razvoj oligocenskih plasti, ki je značilen za Slovensko-madžarski paleogenski bazen (spodnjeoligocenski konglomerat, gornjegrajske plasti, oligocensko morsko glino, tuf smrekovškega vulkanizma). Južno od te meje kamnine Slovensko-madžarskega paleogenskega bazena ne nastopajo več. Na kamninah Slovenskega bazena med Nemiljami in Zgornjo Besnico, na južnem pobočju Rovnika, ležijo spodnjemiocenski sedimenti in sedimentne kamnine Panonskega bazena (Govške plasti). V soteski Kokre pri Miljah izdajajo na večih mestih srednjemiocenski badenijski peščenjaki s koralami in školjkami, ki doslej še niso bili ustrezno dokumentirani, geotektonsko pa pripadajo prav tako Panonskemu bazenu. Oligocenski škofjeloški konglomerat v Tunjiškem gričevju in med Kranjem in Škofjo Loko pa je, kot smo že povedali, mlajši in pripada zgornjemu oligocenu ter geotektonsko Panonskemu bazenu.



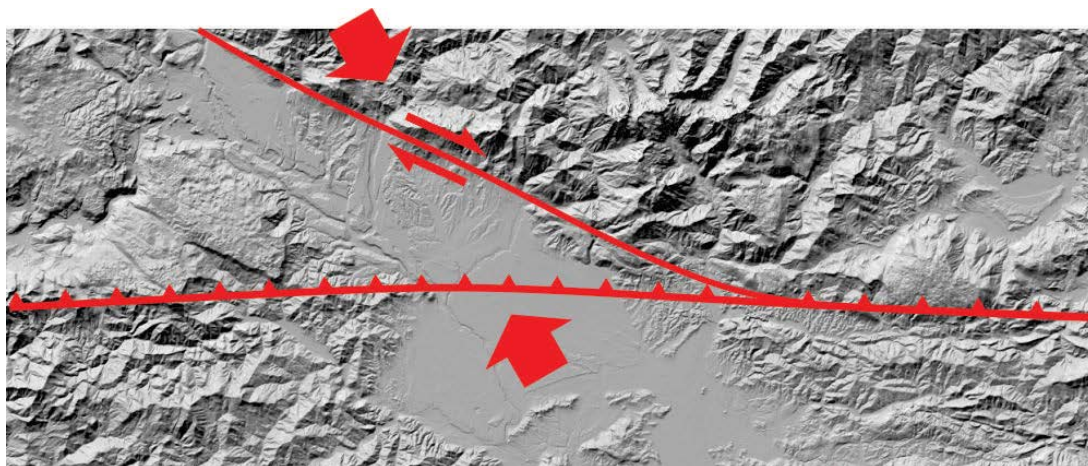
Slika 36: a) Lega Slovenije v Panonskem bazenu. b) Geološka skica osrednje Slovenije in sosednjih območij prikazuje tektonostratigrafski model Jelena in Rífljeve (2002). BL – Balatonska linija; CNL – Linija Celje-Nadkaniža; CTC – Celjska tektonska cona; DL – Donačka linija; MHZ – Srednjemadžarska cona; PAL – Periadriatski lineament; RG – Ravna gora; SP – Savski prelom; ŠP – Šoštanjski prelom.

Zanimivo je, da v celotni osrednji Sloveniji kamnine Slovensko-madžarskega paleogenskega bazena dosledno ležijo le severno od naravnice Krnskega nariva. Takšna je njihova pozicija vse od od Bohinja na zahodu, preko Radovljiške kotline, Kamniške Bistrice, doline Podvolovjek naprej proti severnim obronkom Celjske kotline na vzhodu. V nasprotju pa južno od naravnice Krnskega nariva nastopajo le kamnine Panonskega bazena. Te na skrajnem zahodu najdemo na Rovniku, od tod pa sežejo proti vzhodu na območje Posavskih gub. Le v vzhodni Sloveniji prekrivajo tako Vhodne Alpe, kot tudi Južne Alpe ter Zunanje Dinaride (Placer, 2008). V osrednji Sloveniji torej naravnica Krnskega nariva predstavlja mejo med Slovensko-madžarskim paleogenim bazenom in mlajšim Panonskim bazenom. Glede na tektonostratigrafsko interpretacijo Jelena (npr. Jelen in Rifelj, 2002; glej sliko 36) ustrezajo kamnine Slovensko-madžarskega paleogenskega bazena tektonostratigrafski enoti TTU B1, kamnine Panonskega bazena pa tektonostratigrafski enoti TTU B2. Jelen je bil prepričan, da je meja med obema enotama Savski prelom. Iz naše obravnave je razvidno, da je v resnici meja med TTU B1 in TTU B2 naravnica Krnskega nariva. Njen potek na ozemlju med Rovnikom in Predvorom je potemtakem nedvoumen.



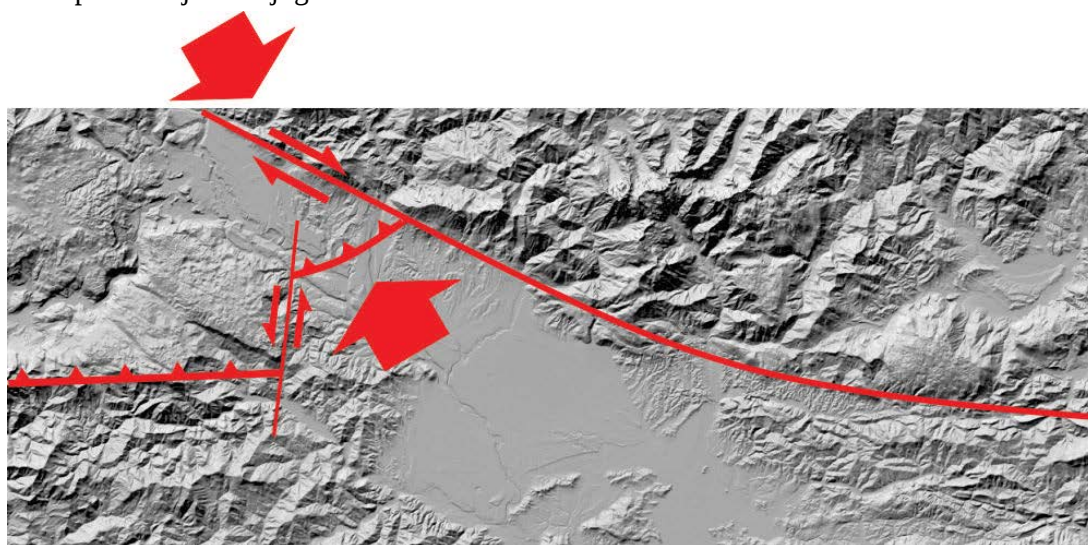
Slika 37: DMR Ljubljanske kotline med Kranjem in Cerkljami. Posebej je obarvano ozemlje z nadmorskimi višinami med 300 m in 400 m. Severno od Južnoalpske narivne meje (naravnica Krnskega nariva) je smer akumulacije NW-SE, na jugu pa hkrati Južnoalpska narivna meja predstavlja severozahodni rob obsežnega vršaja reke Kokre.

Prav tako se potek naravnice Krnskega nariva med Rovnikom in Predvorom odraža na smeri akumulacije rek. Na sliki XY je prikazan DMR, na katerem je razvidno, da je na območju Krnskega nariva potekala akumulacija Save in ostalih rek v smeri NW-SE. Za to področje je tudi značilno dvigovanje ozemlja, zato so vodotoki svoje struge vrezali razmeroma globoko v kvartarne konglomeratne zasipe ter v oligocenske plasti. Za to ozemlje je v kvartarju torej značilno menjavanje obdobj z intenzivno akumulacijo in obdobj z intenzivno erozijo kot posledico dvigovanja ozemlja. Južno od naravnice Krnskega nariva je v kvartarju prevladovala akumulacija. Nastal je obsežen vršaj reke Kokre.



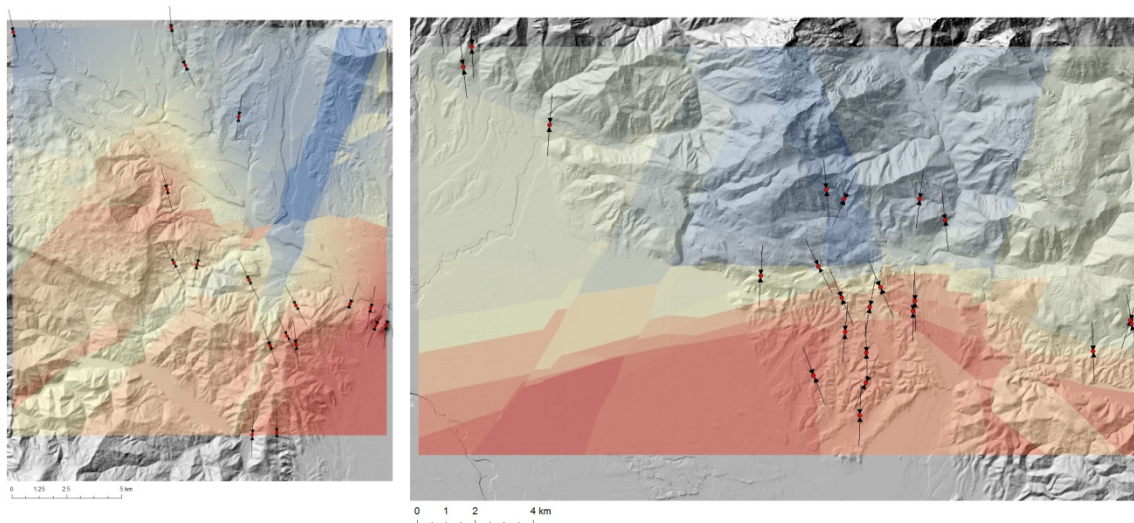
Slika 38: Interakcija Krnskega nariva z desnozmičnim Savskim prelomom v NW-SE usmerjeni kompresiji.

Za to razpravo je pomembno tudi vprašanje nenavadnega in večkratnega povijanja narivnice Krnskega nariva od smeri W-E v N-S na ozemlju med Ratitovcem in Kropo (Slika 19). To povijanje lahko pojasnimo kot posledico interakcije Krnskega nariva s cono Savskega preloma. V zgodnji fazi je bila narivnica Krnskega nariva verjetno povsod usmerjena v smeri W-E (Slika 38). Pri napredujoči desnozmični deformaciji vzdolž cone Savskega preloma se je vzhodni del narivnice Krnskega nariva prav tako desnozmično reaktiviral in akomodiral doberšen del desnega znika ob Savskem prelomu (Vrabec, 2001; Placer, 2008). Zato se pri Preddivoru cona Savskega preloma naslanja na narivnico Krnskega nariva, ki je zaradi več deset kilometrskega premika ob Savskem prelomu močno deformirana (Slika 38). Kot je ugotovil Vrabec (2001) se je pretežni del deformacije vzdolž Savskega preloma zgodil v NW-SE usmerjeni kompresiji. V takšnem napetostnem stanju pa je bil lahko aktiven hipotetičen levozmičen prelom s smerjo N-S, ob katerem bi bile kamnine Krnskega nariva pomaknjene proti jugu za okoli 10 km (slika 39). V kasnejših tektonskih fazah je bil potek tega hipotetičnega preloma lahko zamaknjen ob mlajšem NW-SE usmerjenem desnozmičnem prelomu, ki poteka od Soteske mimo Dražgoške gore (Slika 42). NW-SE usmerjeni desnozmični prelomi in N-S usmerjeni levozmični prelomi bi v napetostnem polju s smerjo maksimalne kompresije med WNW-ESE lahko predstavljali konjugiran sistem.



Slika 39: nastanek N-S usmerjenega levozmičnega preloma ob vzhodnih pobočjih Jelovice v NW-SE usmerjeni kompresiji.

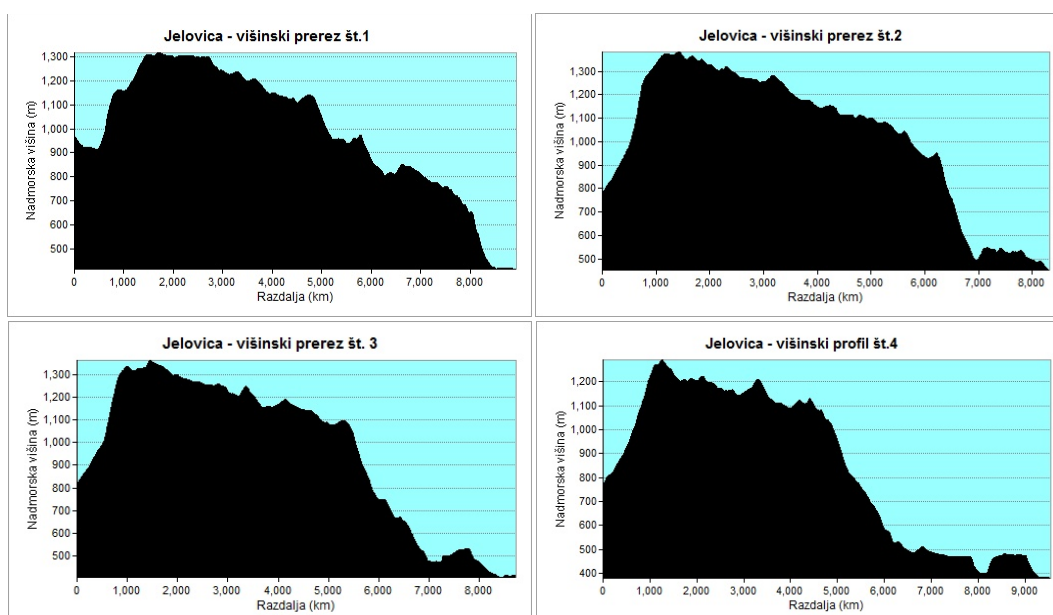
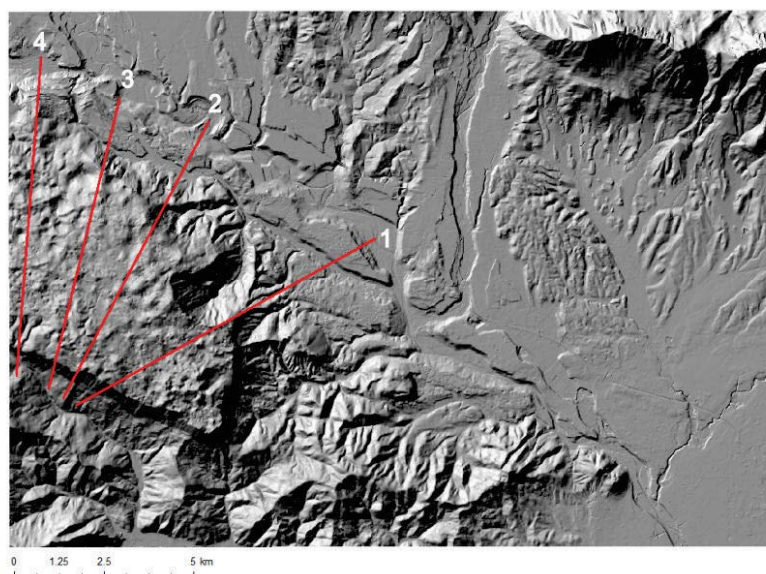
Sledovi NW-SE do N-S usmerjene kompresije so ohranjeni povsod na Gorenjskem. Mikrotektonske študije kažejo, da tej fazi pripada večina mezoskopskih prelomov (torej prelomov z velikostjo med 1 m in 100 m). Slika 40 prikazuje paleonapetostni karti ozemlja med Kropo in Kranjem in v okolici Kamnika za to fazo. Na območju Tunjiškega gričevja je cona Savskega preloma predstavljala mejo med prevladujočim kompresijskim režimom na jugu in prevladujočim zmičnotektonskim do ekstenzijskim režimom na severu. Prevladujoč kompresijski režim je v Tunjiškem gričevju povezan z gubanjem Tunjiške sinklinale (Žalohar, 2008). Starost te faze je zato postsarmatijska, saj so v Tunjiškem gričevju močno nagubani srednjemiocenski (sarmatijski) sedimenti. Prevladujoč zmičnotektonski režim severno od cone Savskega preloma pa je verjetno povezan z desnim zmikom ob Savskem prelomu.



Slika 40: Paleonapetostna karta ozemlja za fazo kompresije NW-SE do N-S interpolirana z metodo Kriging. a) zahodni del ozemlja med Kropo in Kranjem; b) vzhodni del ozemlja v okolici Kamnika. Rdeča barva predstavlja pozitivno vrednost relativne vertikalne deformacije, modra barva pa predstavlja negativno vrednost relativne vertikalne deformacije.

7.3. Kompresija NW-SE in nastanek Gorenjskega bazena

Slika 41 prikazuje višinski prerez preko Jelovice vzdolž štirih različnih linij. Razvidno je, da Jelovica predstavlja obsežno planoto, ki je nagnjena proti severovzhodu. V skrajnem severovzhodnem delu Jelovice se teren naglo prevesi proti Gorenjskemu bazenu oziroma Ljubljanski kotlini. Po našem mnenju gre za obsežen normalni prelom (**normalni prelom Kroke**), ob katerem se je severovzhodni del Jelovice močno pogreznil. Normalni prelom Kroke je verjetno nastal zaradi povijanja Savskega preloma od smeri NW-SE v smer W-E, kakršno ima pri Kamniku. Savski prelom se je v vzhodnem delu naslonil na narivnico Krnskega nariva, h kateremu glede na Placerjevo (2008) interpretacijo pripadajo še Štefana gora, Šenturška gora in severni obronki Tuhinjske doline skupaj z Menino planino. Zaradi povijanja Savskega preloma so v prostoru jugozahodno od prevoja Savskega preloma nastale ekstenzijske razmere, ki so povezane z prenosom desne strižne deformacije iz NW-SE usmerjenega odseka Savskega preloma na njemu vzporedno cono Blejskega preloma (Vrabec, 2001).

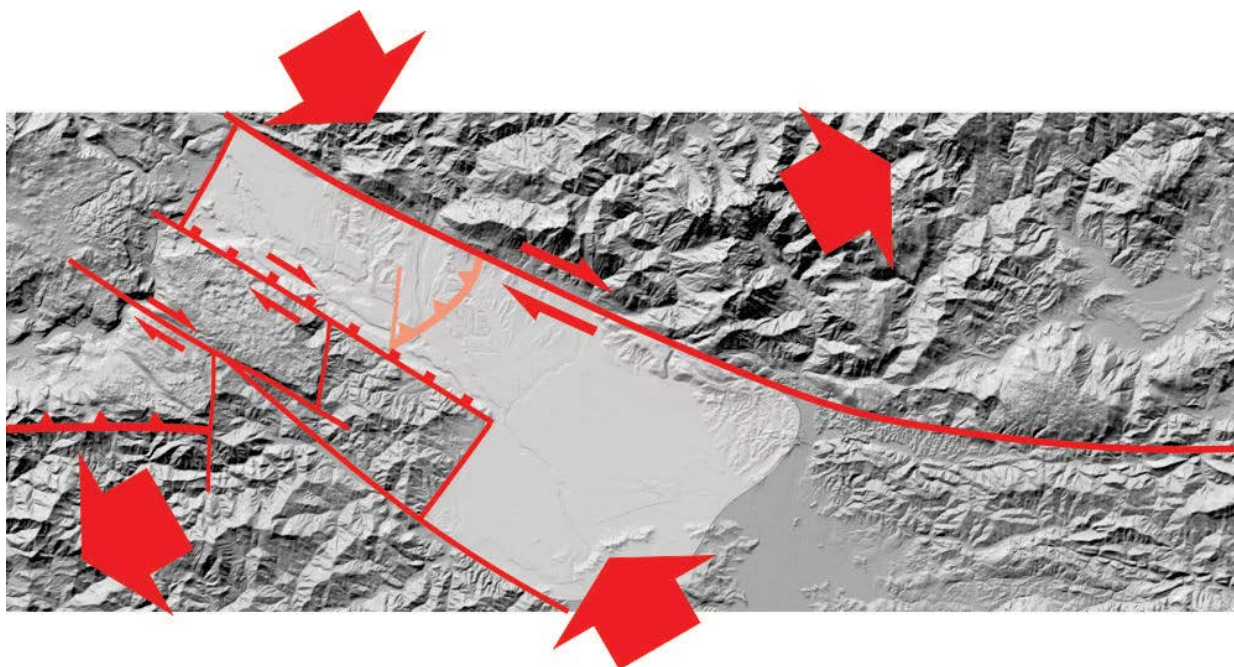


Slika 41: Višinski prerez čez Jelovico pri Kropi.

S takšno hipotezo se ujemajo tudi rezultati numeričnega modeliranja napetostnih polj z metodo končnih elementov (Slika 14). Najintenzivnejše tenzijske razmere se glede na te rezultate pojavljajo zahodno od prevoja, torej na območju Gorenjskega bazena, med Tunjicami in Bledom. Južno in severno od prevoja pa se pojavijo izrazite kompresijske razmere, ki pojasnijo izrazitejši relief Tunjiškega gričevja in intenzivno gubanje Tunjiške sinklinale pri napredujoči deformaciji vzdolž cone Savskega preloma (Vrabec, 2001; Žalohar, 2008).

Glede na digitalni model reliefa (slika 41) poteka od Bleda proti Kropi snop NW-SE usmerjenih prelomov, katerih prisotnost je očitna na podlagi linearnih NW-SE usmerjenih dolin rek Lipnice, Save in njihovih pritokov. Ob enem izmed teh prelomov se je zaradi mehanizma »Pull apart« ugreznil ves severovzhodni del Jelovice in nastal je Gorenjski bazen (Vrabec, 2001). Nastanek Gorenjskega bazena po naši interpretaciji povezujemo z NW-SE do N-S usmerjeno kompresijo (slika 40) in z lokalnimi ekstenzijskimi razmerami zaradi geometrije Savskega preloma. Napetostno polje, ki pojasni povijanje

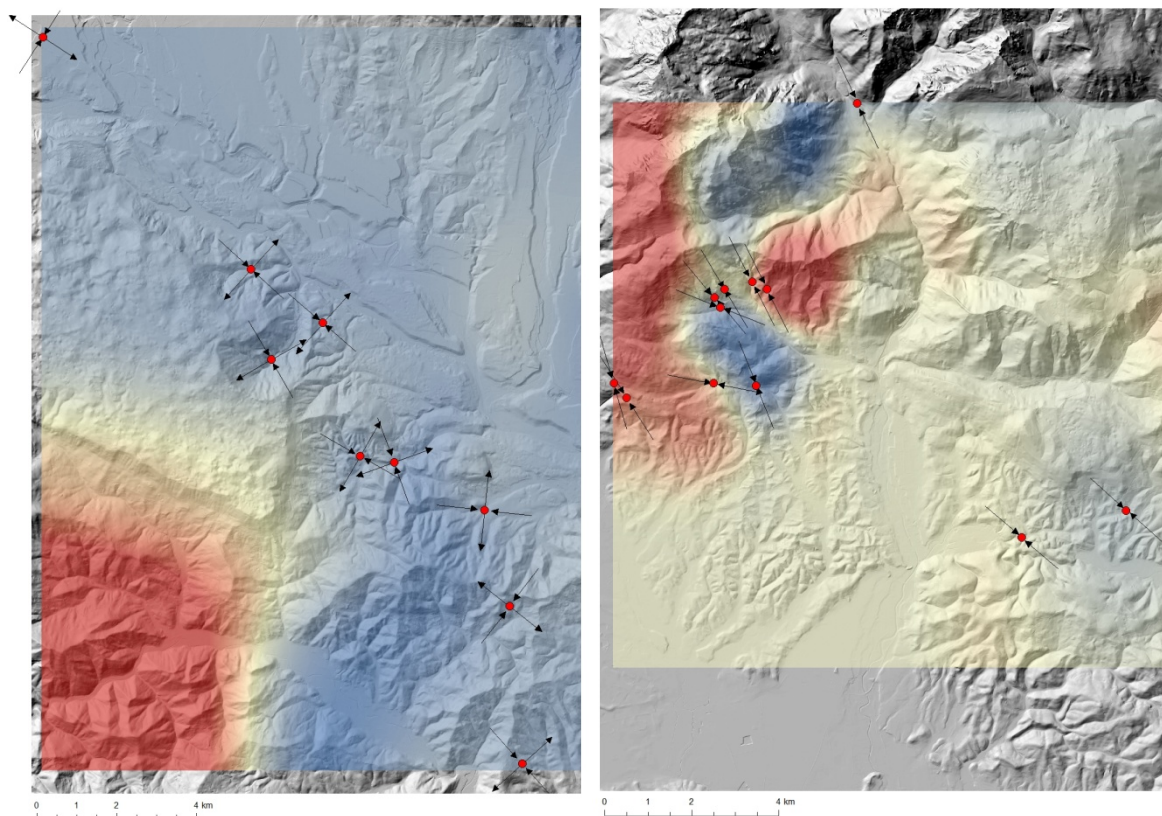
naravnice Krnskega nariva ter nastanek Gorenjske kotline je torej povezano s kompresijo NW-SE do N-S, ter zgolj različno intenzivno ekstenzijo v smeri NE-SW. V tej NW-SE usmerjeni kompresiji je bil kot desnozmčni prelom reaktiviran tudi normalni prelom Kroke, premik ob njem pa lahko ocenimo na podlagi geografske lege Rovnika pri Zgornji Besnici. Po naši interpretaciji Rovnik predstavlja tektonsko dislociran severovzhodni del Jelovice, ki je bil pomaknjen ob številnih prelomih za približno 6 km proti jugovzhodu in jugu (Slika 42).



Slika 42: Nastanek normalnega preloma Kroke in posledično Gorenjskega bazena.

Sledovi kompresije NW-SE so ohranjeni na ozemlju v okolici Kamnika in med Kranjem in Kropo. Pri Kamniku je za to fazo značilen prevladujoč kompresijski režim za območje severno od Šenturške gore ter bolj zmičnotektonski režim za ozemlje Tunjškega gričevja in Tuhinjske doline. Kompresijski režim pri Šenturški gori je verjetno povezan z povijanjem Savskega preloma od smeri NW-SE v smer W-E.

Na ozemlju med Kranjem in Kropo je za to fazo značilna ekstenzija ozemlja v smeri NE-SW. Smer maksimalne horizontalne kompresije pa je bila NW-SE. Na številnih lokacijah so ohranjeni normalni prelomi, ki kažejo na ugrezanje Gorenjskega bazena.

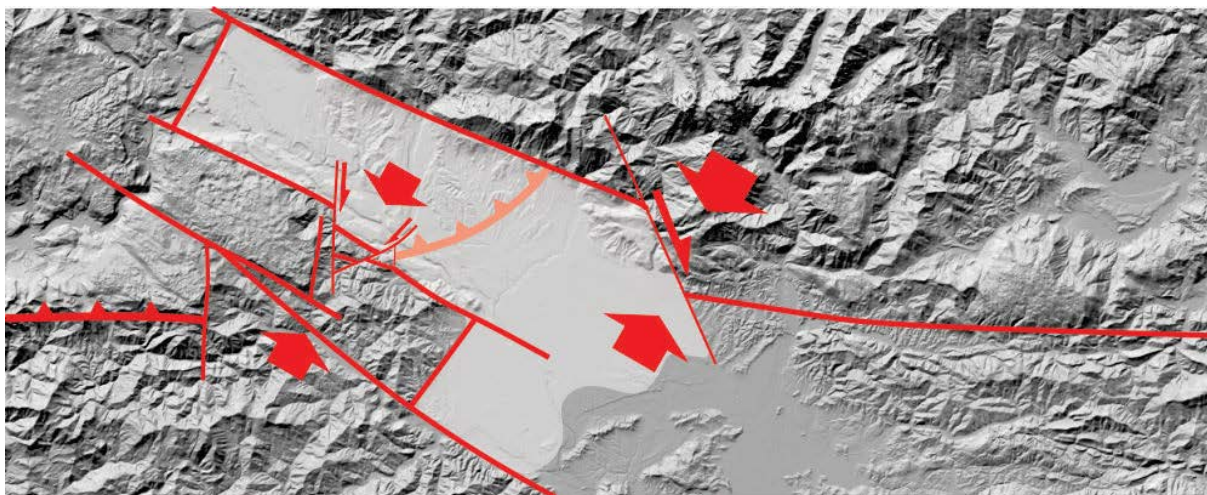


Slika 43: Paleonapetostna karta ozemlja med Kropo in Kranjem ter v okolici Kamnika za fazo kompresije NW-SE.

7.4. Kompresija NE-SW

Glede na analizo digitalnega modela reliefa in glede na naša terenska opazovanja (slika 32) poteka od masiva Peči proti Nemiljam v smeri N-S močan desnozmični **Jamniški prelom**, ob katerem je bil celoten vzhodni blok premaknjen in klinasto stisnjen proti jugu za 3-5 km. V vzhodnem bloku nastopajo kredni fliš in posamezni tektonski fragmenti zgornjetriasnih apnencev severovzhodnega dela Jelovice. Premik ob N-S usmerjenem Jamniškem prelomu je bil možen v kompresijskem napetostnem režimu s smerjo približno NE-SW. Pri tem so se posamezni tektonski bloki iz Dachsteinskega apnenca naluskali in narinili eden na drugega. Mehak kredni fliš pa je predstavljal idealno mehko posteljico, ki je lahko akomodirala zelo velike deformacije. Kredni fliš se zato vedno pojavlja znotraj posameznih prelomnih con in deluje kot mazilo. Ta mehanizem deformacije je zelo lepo razviden na primer ob cesti Nemilje-Besnica, in sicer ob opuščeni žagi. Pri Nemiljah imamo zato dve tektonski luski iz zgornjetriasnega Dachsteinskega apnenca. Severna luska gradi severovzhodna pobočja Jamnika, južna luska pa poteka v smeri vzhod-zahod od Nemilj proti Njivicam.

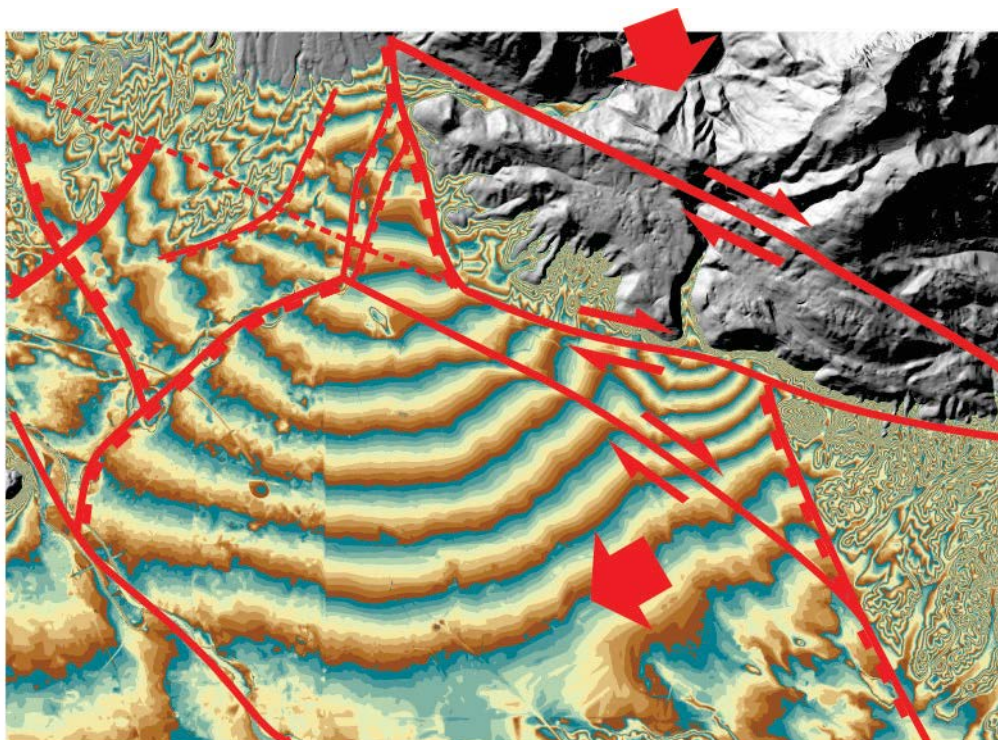
Vzdolž potoka Nemiljščica poteka izrazita **Nemiljska tektonska cona** v povprečju v smeri SW-NE (Sliki 44 in 46). Ob tej coni so bili tekom faze kompresije NE-SW spodnjeoligocenski bazalni konglomerati in gornjegrajske plasti premaknjene proti SW za približno 2-3 km. Nemiljska tektonska cona je nastala kot levozmična strižna cona skupaj z Jamniškim prelomom predstavlja konjugiran sistem.



Slika 44: Potek in nastanek Jamniškega in Kokrškega preloma ter Nemiljske tektonske cone v NE-SW usmerjeni kompresiji.

Podoben desnozmčni prelom s smerjo N-S je nastal tudi severovzhodno od Preddvora in predstavlja danes zahodni rob vzpetin Šenturške gore in Štefane gore (Slika 44). Imenujemo ga Kokrški prelom. Po naši interpretaciji je ta Prelom zamaknil cono Savskega preloma. Prelom je bil lahko aktiven v isti fazi kompresije NE-SW, prav tako kakor Jamniški prelom. V kasnejši fazi kompresije NW-SE je bil Savski prelom spet desnozmčno reaktiviran, nastal pa je tudi širok snop veznih prelomov, ki so presekali Kokrški prelom. Na digitalnem modelu reliefa (Slika 45) se zdi, da je bil zahodno od Štefane gore in pri Preddvoru Kokrški prelom normalno reaktiviran, saj omejuje vršaj reke Kokre in predstavlja mejo kvartarnega sedimentacijskega bazena pri Preddvoru. Normalna reaktivacija Kokrškega preloma je možna v istem kompresijskem napetostnem stanju NW-SE, če je bila v prečni smeri prisotna kestenzija NE-SW. Prav tako je bil normalno reaktiviran jugozahodni rob Tunjiškega gričevja. Južno od Preddvora sta v tem napetostnem stanju kot vezna preloma nastala tudi Preddvorski in Cerkljanski prelom.

Sledovi faze kompresije NE-SW so ohranjeni povsod na Gorenjskem, vendar je število lokacij, kjer smo to fazo lahko izdvojili in ločili od drugih premajhno, da bi lahko narisali paleonapetostno karto. Na večini lokacij prevladuje kompresijski napetostni režim.

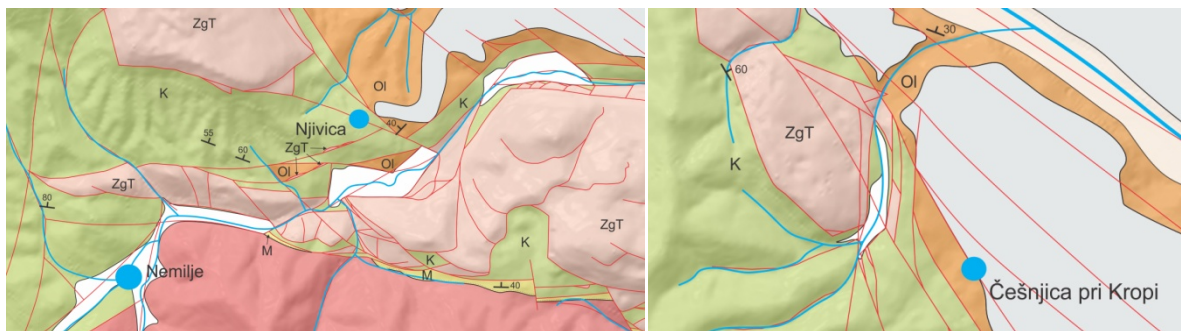


Slika 45: Nastanek Preddvorskega in Cerkljanskega preloma.

7.5. Kompresija NW-SE; rotacija območja Rovnika in lokalna kompresija W-E

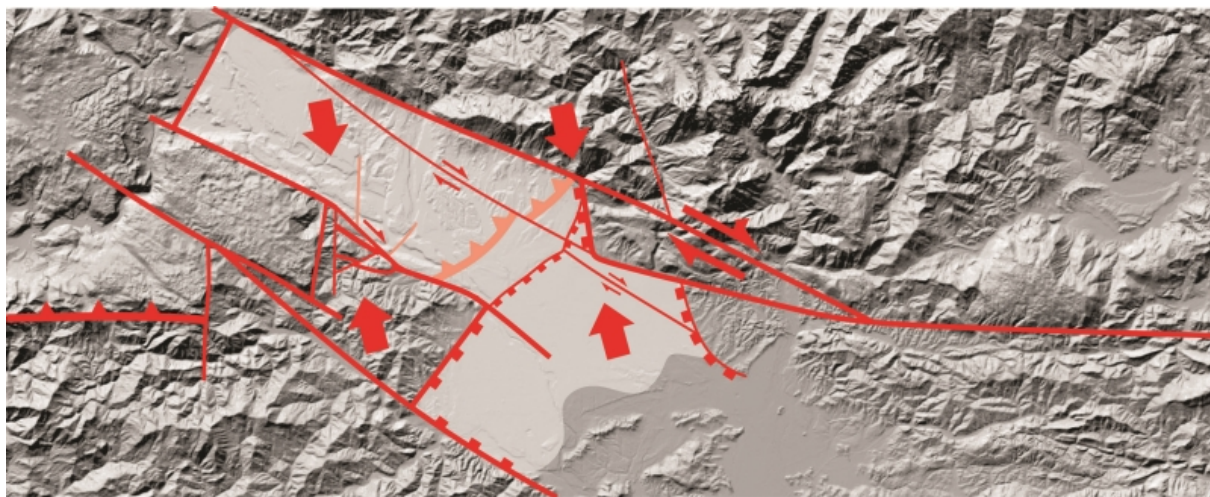
Ob Nemiljski tektonski coni je v holocenu nastalo več »Pull apart« bazenov, in sicer pri Nemiljah, južno od Njivic ter severno od Rovnika (Slika 46 a). Glede na geometrijo teh »Pull apart« bazenov je najmlajši premik ob Nemiljski prelomni coni desnozmičen in je povzročil približno W-E usmerjeno kontrakcijo ozemlja. Sledovi te W-E usmerjene kontrakcije so ohranjeni pri Nemiljah v obliki številnih razpoklinskih sistemov.

Podoben in enako star »Pull apart« bazen je tudi na severu med masivom Dachsteinskega apnenca kamnoloma Peči in Češnjico (Slika 46 b). Tu je manjši bazen nastal zaradi desnozmične reaktivacije cone preloma Kropo in prenosa desnozmične deformacije na Jamniški prelom s smerjo N-S. Na prevoju so nastale lokalne ekstenzijske razmere, ki pa so povezane s desnim zmikom ob NW-SE usmerjenih prelomih pri Kropi in med Kropo ter Besnico. Takrat je verjetno nastal tudi snop desnozmičnih veznih prelomov, ki gredo mimo Češnjice proti Zgornji Besnici. Ta snop prelomov predstavlja nadaljevanje cone normalnega preloma Kropo, ki je bila zaradi premika ob Jamniškem prelomu precej deformirana, desni zmik ob njej pa onemogočen.



Slika 46: Številni »Pull apart« bazeni vzdolž Nemiljske prelomne cone in med kamnolomom Peči ter Češnjico pri Kropi (obarvani z belo).

Levozmično reaktivacijo Nemiljske prelomne cone lahko razložimo z rotacijo celotnega ozemlja Rovnika v nasprotni smeri urinega kazalca, kot je to prikazano na sliki 47. Takšna rotacija je povezana z regionalnimi kompresijskimi razmerami NW-SE, zato je kompresijsko polje W-E zgolj lokalno in je omejeno na območje med Nemiljami in Besnico.



Slika 47: Mehanizem rotacije Rovnika in desnozmične reaktivacije Nemiljske tektonske cone.

8. Zaključki in diskusija

V dosednji geološki literaturi je Placer (2008) na podlagi Osnovne geološke karte SFRJ v merilu 1:100000 domneval, da poteka Južnoalpska narivna meja v smeri W-E nekako od Blegoša do Kranja, nato pa zavije proti jugu proti Škofji Loki. Njen potek proti vzhodu je problematičen, vendar je Placer (2008) nadalje domneval, da se nadaljuje južno od Tuhinjske doline, kjer se naslanja na Marijareški prelom. Glede na Placerjevo interpretacijo Južnoalpska narivna meja loči kamnine Slovenskega bazena, ki so narinjene na kamnine Trnovskega nariva. Naša geološka opazovanja kažejo, da je Placerjeva interpretacija poteka Južnoalpske narivne meje napačna, saj na območju Mohorja in Jošta vse do Škofje Loke, tam kamor Placer postavlja Južnoalpsko narivno mejo, lahko opazujemo le skoraj zvezno zaporedje paleozoika in mezozoika značilno za Slovenski bazen. Posamezne stratigrafske enote in formacije kamnin so sicer precej tektonizirane in med seboj ločene s prelomi, vendar so bili premiki ob posameznih narivnih prelomih premajhni, da bi lahko predstavljali tako pomembno geotektonsko mejo, kot je meja med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi. Enako stanje je tudi na vzhodu med Kamnikom in Marijareškim prelomom, kjer so posamezne geološke formacije močno deformirane in med seboj ločene zaradi več deset kilometrskega premika ob Savskem prelomu. Sistem proti jugu usmerjenih narivov in ostalih prelomov, ob katerih so bile narinjene kamnine Slovenskega bazena proti jugu na kamnine Trnovskega pokrova, lahko interpretiramo kot prehodno območje med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi. Bistveno izrazitejša tektonska struktura na obravnavanem ozemlju je Krnski nariv, ob katerem so se narinile kamnine Julijske karbonatne platforme proti jugu na kamnine Slovenskega bazena. V tej raziskovalni nalogi predlagamo, da se kot Južnoalpsko narivno mejo interpretira narivno ploskev Krnskega nariva. Navajamo dva glavna razloga:

1. Narivna ploskev Krnskega nariva loči med seboj dva različna razvoja mezozoika. Severno od narivne ploskve Krnskega nariva, torej v Južnih Alpah, najdemo južnoalpski razvoj triasa oziroma razvoje značilne za Julijsko karbonatno platformo ter kamnine Slovenskega bazena, ki so tektonsko vgnete med kamnine Julijske karbonatne platforme. Južno od Krnskega nariva, torej v mejni coni med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi, najdemo kamnine Slovenskega bazena, medtem ko v Zunanji Dinaridi najdemo kamnine Dinarske karbonatne platforme.
2. Narivna ploskev Krnskega nariva v osrednji Sloveniji predstavlja pomembno tektonostratigrafsko mejo med dvema terciarnima bazenom. V Južnih Alpah imamo ohranjene le kamnine Slovensko-madžarskega paleogenskega bazena, v mejni coni in v Zunanji Dinaridi pa le kamnine mlajšega Panonskega bazena. Ta dva bazena ustrezata Jelenovima tektonostratigrafskima enotama TTU B1 in TTU B2 (Jelen in Rifelj, 2002). Jelen in sodelavci so domnevali, da sta ti dve tektonostratigrafski enoti ločeni s Savskim prelomom. V tem delu ugotavljamo, da je prava ločnica med njima pravzaprav narivnica Krnskega nariva.



Slika 48: Prikaz točke stika dveh kamnin na Južnoalpski narivni meji, ki ločujeta tudi dve geotektonski enoti – Južne Alpe in Dinaride. Na levi so svetle govške plasti Panonskega bazena, na desni pa črn kredni fliš, ki je vgneten v narivnico Krnskega nariva. Fotografija je nastala južno od Nemilj (foto: Rok Oblak, 2011).

Narivna ploskev Krnskega nariva kot Južnoalpska narivna meja potemtakem poteka vzdolž južnih pobočij Jelovice naprej proti Kropi. Pri Kropi je bila v neogenu in kvartarju večkrat reaktivirana v mlajših tektonskih fazah, vendar jo je strukturno možno slediti v smeri preko Jamnika in Rovnika, kjer potone pod terciarne in kvartarne sedimente in sedimentne kamnine Gorenjskega bazena. Na podlagi analize digitalnega modela reliefa smo ugotovili, da se narivna meja nadaljuje južno od Udinboršta v smeri proti Trsteniku, kjer je zamaknjena ob NW-SE potekajočem desnozmičnem Preddvorskem prelomu, ki pripada široki Savski prelomni coni. Ob njej je bila Južnoalpska narivna meja desnozmično premaknjena za več deset kilometrov proti vzhodu in močno deformirana, vendar jo načeloma lahko sledimo mimo Štefane gore, Šenturške gore in dalje proti vzhodu po severnih robovih Tuhinjske doline proti Celjski kotlini.

9. Viri in literatura

1. Angelier, J., 1994. Paleostress Determinations. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformations*. Pergamon Press, Tarrytown, N.Y., pp. 53-100.
2. Báda, G., 1999. Cenozoic Stress Field Evolution in the Pannonian Basin and Surrounding Orogens. Doktorsko delo. Netherlands Research School of Sedimentary Geology publication no. 990101.
3. Bott, M.H.P., 1959. The mechanisms of oblique slip faulting. *Geological Magazine* 96, 109-117.
4. Buser, S. 1975. Osnovna geološka karta SFRJ 1: 100 000. Tolmač lista Celovec (Klagenfurt). – Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd, 62 str.
5. Buser, S., 2004. Geološke značilnosti alpskega prostora. V Trilar, T. et al. (ured.) *Narava Slovenije. Alpe (2004)*., Prirodoslovni muzej.
6. Buser, S., 2010. Geološka karta Slovenije 1:250000. Geološki zavod Slovenije.
7. Buser, S., Development of the Dinaric and the Julian Carbonate Platforms and of the Intermediate Slovenian Basin (NW Yugoslavia). In: Carulli, G.B., Cucchi, F., Radrizzani, C.P. (eds.), *Evolution of the Karstic carbonate platform: relation with other periadriatic carbonate platforms*. – *Mem. Soc. Geol. Ital.* 40 (1987), 313-320, Roma.
8. Buser, S., Draksler, V., 1990. Geološka karta Slovenije 1:500000 z razlago., Ljubljana, MK.
9. Buser, S., Kolar - Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. 2007. Triassic conodonts of the Slovenian Basin. *Geologija*, 50 (1), 19–28.
10. Buser, S., Ogorelec, B., 2008. Globjevodne triasne in jurske plasti na Kobli. *Geologija* 51/2, 181-189.
11. Celarc, B., 2004. Geological structure of the northwestern part of the Kamnik-Savinja Alps. Ph.D. Thesis, University of Ljubljana, 137 p.
12. Celarc, B., Goričan, Š. 2007. Diferenciran razpad anizijske (ilirske) karbonatne platforme v Julijskih Alpah (Prisojnik) in Kamniško-Savinjskih Alpah (Križevnik). Reports, 18th Meeting of Slovenian Geologists 18, 11–15.
13. Cimerman, F., 1967. Oligocene beds in upper Carniola (Slovenia, NW Yugoslavia) and their foraminiferal fauna. *Bulletin Scientifique, Section A, Sciences naturelles, techniques et medicales*, 9-10, 251-253.
14. Cimerman, F., 1979. Oligocene beds in Slovenia. 16th European micropaleontological colloquium. Ljubljana, 65-70.
15. Čar, J. 2009. O geološki karti Idrijsko-Cerkljanskega hribovja med Stopnikom in Rovtami. *Geološki zbornik*, 20, 24–27.
16. Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295, 187-197.
17. Dolenc, T., Lojen, S., Dolenc, M. 2000. The Permian – Triassic boundary in the Idrijca Valley (Western Slovenia): isotopic fractionation between carbonate and organic carbon at the P/Tr transition. *Geologija*, 42, 165–170.
18. Fodor, L., Jelen, M., Márton, E., Skaberne, D., Čar, J., Vrabec, M. 1998. Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Periadriatic line in Slovenia – implications for Alpine-Carpathian extrusion models. *Tectonics*, 17, 690–709.
19. Fry, N., 1999. Striated faults: visual appreciation of their constraint on possible paleostress tensors. *Journal of Structural Geology* 21, 7-21.
20. Grad, K. & Ferjančič, L., 1974. Osnovna geološka karta Jugoslavije 1:100.000, list Kranj. Zvezni geološki zavod Beograd.

21. Grad, K. & Ferjančič, L., 1976. Osnovna geološka karta Jugoslavije 1:100.000. Tolmač za list Kranj. Zvezni geološki zavod Beograd.
22. Harzhauser, M., Piller, W.E., 2004. Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys., *Stratigraphy* 1, 65-86.
23. Herlec, U., Hlad, B. 2005. Rojstvo, rast in propad gora. Geotrip '02 v Sloveniji, Agencija RS za okolje, 6–69.
24. Jelen, B., Rifelj, H., 2002. Stratigraphic structure of the B1 Tertiary tectonostratigraphic unit in eastern Slovenia. *Geologija* 45/1, 115-138.
25. Kossmat, F., 1910. Eurlautungen zur Geologischen Karte Bischoflack – Idria. Wien.
26. Križnar, M. 2009. Taksonomske raziskave oligocenskih in miocenskih lesov v Sloveniji. Magistrsko delo, Univerza v Ljubljani. 161 str.
27. Mikuž, V., 1976. Biostratigrafski razvoj terciarnih plasti v lepenah nad Javorniškim rovtom. Diplomsko naloga, Univerza v Ljubljani, 148 str.
28. Mioč, P. 1983. Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač za list Ravne na Koroškem. Zvezni geološki zavod, Beograd, 69 str.
29. Mioč, P., Žnidarčič, M., Jerše, Z., 1983. Osnovna geološka karta SFRJ, list Ravne na Koroškem, 1 : 100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
30. Papp, A., 1959. Nummuliten aus Poljšica (Slowenien). *Geologija* 5, 31-36.
31. Pavlovec, R., 1961. K poznavanju eocenskih in oligocenskih numulitov Jugoslavije. *Razprave* 4, razreda SAZU 6, 367-416.
32. Pavšič, J., 1983. O starosti bazalnih plasti oligocenske morske gline na Poljšici. *Geološki zbornik* 4, 93-99.
33. Pavšič, J., 1985. Nanoplankton iz spodnjih delov oligocenske morske gline v Sloveniji. *Geološki glasnik* 28, 171-176.
34. Petek, T. 1998. Skitske in anizijske plasti v kamnolomu pri Hrastenicih in pomembne najdbe zgornjeanizijskih fosilov. *Geologija* 40, 119–151.
35. Placer, L. 1999. Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides. *Geologija* 41, 223–255.
36. Placer, V. 2008. Principles of the tectonic subdivision of Slovenia. *Geologija* 51 (2), 205–217.
37. Premru, U. 1983a. Osnovna geološka karta SFRJ, list Ljubljana, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
38. Premru, U. 1983b. Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač za list Ljubljana. Zvezni geološki zavod, Beograd, 75 str.
39. Ramovš, A. 1992. Stratigrafski razvoj triasa v severnih Julijskih Alpah in zahodnih Karavankah – korelacija. 1. Spodnji in srednji trias ter cordevol. *Rudarsko-metalurški zbornik* 39 (3-4), 307–312.
40. Ramovš, A., 1958. Geološki razvoj slovenskega ozemlja. *Mladi geolog* I, Ljubljana.
41. Rögl, F., 1998. Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene and Miocene). *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* 99A, 279–310.
42. Rögl, F., 1999. Mediterranean and Paratethys. Facts and Hypotheses of an Oligocene to Miocene Paleogeography (Short Overview). *Geologica Carpatica* 50, 339–349.
43. Schmid, S. M., Pfiffner, O. A., Frotheim, N., Schönborn, G., Kissling, E. 1996. Geophysicalgeological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15 (5), 1036–1064.
44. Skaberne, D., Goričan, Š., Čar, J. 2003. Kamnine in fosili (radiolariji) iz kamnoloma Kamna Gorica. *Vigenjc*, 3, 85–99.
45. Stampfli, G. M., Borel, G. D., Marchant, R., Mosar, J. 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. V: Rosenbraun, G., Lister, G.S. (ured.):

- Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, 7, 75–104.
46. Tari, V. 2002. Evolution of the northern and western Dinarides: a tectonostratigraphic approach. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series (European Geoscience Union)*, 1: 223–236.
 47. Twiss, R.J., Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research* 103, 12205–12222.
 48. Vrabec, M. 2001. Structural analysis of the Sava Fault zone between Trstenik and Stahovica. Ph. D. Thesis, University of Ljubljana, Ljubljana, 94 p.
 49. Vrabec, M., 1999. Style of postsedimentary deformation in the Plio-Quaternary Velenje basin, Slovenia. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 449–463.
 50. Vrabec, M., Čar, J. & Veber I., 1999. Kinematics of Šoštanj Fault in the Velenje basin area—Insights from subsurface data and paleostress analysis. *Rudarsko metalurški zbornik*, 46, 3, 623–634.
 51. Vrabec, M., Šmuc, A., Pleničar, M., Buser, S., *Geološki razvoj Slovenije.*, V Pleničar, M., Ogorelec, B., Novak, M., 2009. *Geologija Slovenije*, str. 23–40, Geološki Zavod slovenije, Ljubljana.
 52. Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology* 59, 118–130.
 53. Yamaji, A., 2000a. Multiple inverse method applied to mesoscale faults in mid Quaternary sediments near the triple trench junction off central Japan. *Journal of Structural Geology* 22, 429–440.
 54. Yamaji, A., 2000b. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 22, 441–452.
 55. Yamaji, A., Otsubo, M., Sato, K., 2006. Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 28, 980–990.
 56. Zharkov, M. A., Chumakov, N. M. 2001. Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian–Triassic Reorganizations in Biosphere. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 9 (4), 340–363.
 57. Žalohar, J., 2008. Cosseratova kinematsko-napetostna analiza večfaznih sistemov prelomov z Gaussovo metodo. Doktorska disertacija, Univerza v Ljubljani, 139. str.
 58. Žalohar, J., Celarc., B., 2010. Geološka zgradba Kamniško-savinjskih Alp. *Scopolia Supp.* 5, 43–54.
 59. Žalohar, J., Vrabec, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method. *Journal of Structural Geology* 29, 1798–1810.
 60. Žalohar, J., Vrabec, M., 2008. Combined kinematic and paleostress analysis of faultslip data: the multiple-slip method. *Journal of Structural Geology* 30, 1603–1613.
 61. Žalohar, J., Vrabec, M., 2010. Kinematics and dynamics of fault reactivation: the Cosserat approach. *Journal of Structural Geology* 32, 15–27.
 62. Žalohar, J., Zevnik, J. 2006: Miocenske plasti v Tunjiškem gričevju. *Kamniški zbornik*, 18, 289–301.
 63. Žalohar, J., 2012. Cosserat analysis of interactions between intersecting faults; the wedge faulting. *Journal of Structural Geology* 37, 105–123.