

Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub

Uroš Premru

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Avtor razlikuje v osrednjem delu Posavskih gub avtohtoni in alohtoni del ter litološko in biostratigrafsko razčlenjuje posamezne tektonske enote. Avtohtone enote sestojijo v glavnem iz paleozojskega jedra, na krilih antiklinal pa so ohranjene še najstarejše mezozojske plasti. V alohtonih enotah odločno prevladujejo triadni skladi. Najbolj pestro je razvita skitska in karnijska stopnja ter fasansko-langobardska podstopnja. Najmlajše plasti, udeležene v narivni zgradbi, so sarmatske. Avtor skuša podati zaporedje tektonskih dogajanj, ki so privedla do današnje zgradbe in končno postavi glavni del narivanja v rodansko fazo. Prvotno enostavne gube so polegile in se narinile na avtohtono podlago. Pri tem se je celotna zgradba stisnila za dve tretjini.

Uvod

V letih 1969 do 1972 je skupina geologov v sestavi L. Prah, J. Volk, B. Stojanovič, B. Ogorelec in U. Premru kartirala osrednji del Posavskih gub (sl. 1.). Pregledala je 836 km² ozemlja, kar je malo več kot 50 % celotne površine lista Ljubljana.

V prvi fazi raziskovanj je avtor izdelal tektonsko karto. Pri tem se je pokazalo, da sestojijo alohtone tektonske enote povečini iz mezozojskih skladov, v katerih prevladujejo triadne kamenine. Na podlagi zaporedja triadnih plasti v posameznih tektonskih enotah je poskušal v drugi fazi pojasniti paleogeografski razvoj in sedimentacijsko okolje v triadi.

Mikrofosile je določila Lj. Šribar, rastlinske ostanke S. Pantič in konodonte J. Pohar. A. Hinterlechner-Ravnik in M. Dimić sta vzorce kamenin analizirali petrološko, M. Silvester in S. Orehek pa sedimentološko.

Tektonske enote

Meje med posameznimi tektonskimi enotami so povečini narivni robovi. Ponekod so kontinuirane, drugod pa zaradi radialne tektonike prekinjene, ker je narivni rob dvignjen, pogreznjen ali horizontalno premaknjen. Na tektonski karti (Tabla 1) smo zaradi manjšega merila meje ponekod poenostavili. Na ta

način je postal položaj posameznih enot preglednejši. Od radialne tektonike smo prikazali samo tiste prelome, ki so bistveno premaknili narivne meje. V teh primerih predstavljajo radialni prelomi meje površinskih tektonskih enot, čeprav so bili aktivni le kot neotektonski prelomi.

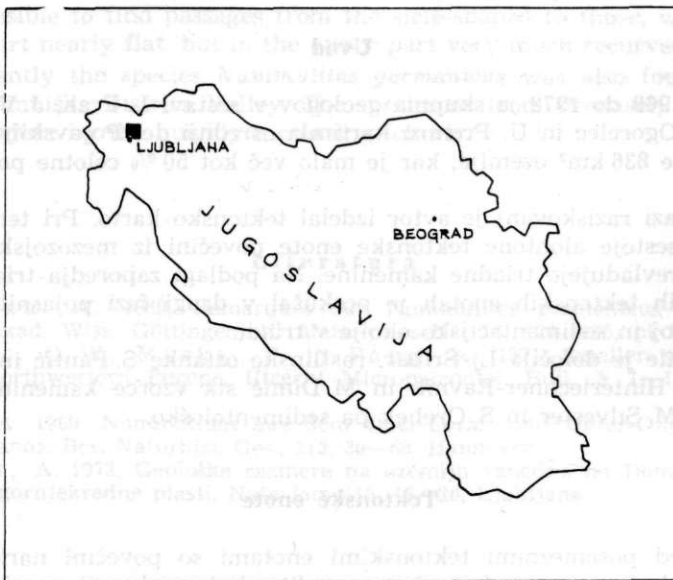
V nekaterih tektonskih enotah smo prikazali tudi luskasto zgradbo, ki je nastala bodisi zaradi premikanja nekaterih plasti znotraj tektonske enote, bodisi zaradi postnarivnega stiskanja. Luskasta zgradba znotraj posameznih tektonskih enot je omejena na manjše površine.

Od juga proti severu si slede naslednje tektonske enote:

Dolski nariv leži med Molnikom, Volavljami in Trebeljevim. Na jug sega čez rob lista Ljubljana na list Ribnica. Po K o s s m a t u (1905) je prehod med litijsko antiklinalo in Dolenjskim Krasom, kot je on imenoval dolski nariv, delno normalen, delno pa je ob laniškem prelomu litijska antiklinala narinjena proti vzhodu na Dolenjski Kras. Enako je razlagal zgradbo tudi R a k o v e c (1955). Po Buserju se je Dolenjski Kras narinil od juga proti severu na litijsko antiklinalo. Grad je imenoval vzhodni del dolskega nariva dolska plošča, ki naj bi bila narinjena proti zahodu na litijski antiklinorij, medtem ko je Dolenjski Kras narinjen na litijski antiklinorij z juga. Ponekod se javlja luskasta zgradba.

Na podlagi facialnih značilnosti lahko trdimo, da sta nariv Dolenjskega Krasa in dolska plošča ista tektonska enota, ki jo bomo imenovali dolski nariv. Posebno pomemben je položaj dolskega nariva glede na litijsko antiklinalo in litijski nariv.

Dolski nariv se razprostira od Molnika prek Šmartna in Zagorja proti vzhodu na list Celje. Sestoji v glavnem iz mezozojskih kamenin. Zanj je zna-



Sl. 1. Položaj obravnavanega ozemlja

Abb. 1. Lageskizze des Gebietes

čilna komplicirana luskasta zgradba v spodnjem delu nariva. Luskasta zgradba sestoji iz permokarbonskih skladov litijske antiklinale in triadnih plasti dolskega nariva. Posamezne luske so debele nekaj deset do sto metrov. Južni rob dolskega nariva je pri Lanišču na listu Ribnica. Tod se po vsej verjetnosti glede na paleozojske kamenine nadaljuje proti vzhodu prek Police in Poljan nad Grosupljem ter Debeč in Moravč v dolini Mirne na list Novo mesto, kjer zasledimo narivni rob severno od Mokronoga in vzhodno od Krmelja.

Dolski nariv je narinjen na litijsko antiklinalo. Med Litijo in Ljubljano je povečini erodiran. Proti vzhodu, kamor vpada os litijske antiklinale, pa je večidel ohranjen. Med Vačami in Zagorjem je ohranjen tudi severni del dolskega nariva, ki ga od južnega dela južno od Zagorja loči le ozek pas permokarbonskih kamenin litijske antiklinale. Na listu Celje pa je zaradi vpada struktur proti vzhodu vidna celotna zgradba južnega in severnega dela nariva.

Litijska antiklinala je danes vidna severno in južno od Save med Ljubljano, Litijo in Ostrežem južno od Zagorja. Naziv so uporabljali že K o s s m a t (1909), W i n k l e r (1923) in R a k o v e c (1956), medtem ko je G r a d pisal o litijskem antiklinoriju.

Med Ljubljano, Rašico in Kresniškimi poljanami sestoji litijska antiklinala samo iz klastičnih permokarbonskih kamenin. Plasti vpadajo proti severu, le v bližini narivnega robu dolskega nariva imajo drugačen vpad, kar so povzročile deformacije permokarbonskih kamenin zaradi bližine mezozojskega nariva, na kar je opozoril že G r a d. Na širšem območju Litiije navaja G r a d sinklinalo in antiklinalo, ki si sledita od juga proti severu z generalno smerjo W-E. Antiklinala naj bi bila poglela proti jugu zaradi pritiskov s severa in naj bi predstavljala teme antiklinorija. Pri ponovnem preučevanju zgradbe smo našli tod dve brahiantiklinali in vmesno brahisinklinalo z osmi W-E. Po definiciji antiklinorija (M o r a w s k i, 1968—71) je prečni profil permokarbonskih plasti litijske antiklinale prekratek, da bi bilo prostora za antiklinorij. Po drugi strani pa tudi ne ustreza definiciji glede velikosti gub, ki se morajo na obe strani antiklinorijskega temena zniževati po ploskvi gub. Zato je ime litijska antiklinala primerno za to tektonsko enoto.

Litijski nariv sledimo od Rašice nad Ljubljano proti vzhodu do Zagorja. V letih 1969 do 1972 smo pregledali narivni rob litijskega nariva od Rašice do Velike vasi nad Kresniškimi Poljanami. Njegovo nadaljevanje proti vzhodu do Zagorja smo iskali fotogeološko. Pri tem smo upoštevali Gradove podatke geološkega kartiranja iz let 1959—60. Narivni rob je lepo viden v reliefu od Velike vasi do Vač, ker so bila poznejša tektonska dogajanja bolj šibka in je narivni rob ostal tektonsko skoraj nedotaknjen. Od Vač do Zagorja pa je narivni rob raztrgan zaradi radialnih tektonskih premikanj. Na tem odseku je lepo viden tektonski odnos med više ležečim litijskim narivom in niže ležečim dolskim narivom.

Litijski nariv so opisali že W i n k l e r (1923), R a k o v e c (1956) in G r a d. Njegova narivna ploskev vpada položno proti severu, sestoji pa iz triadnih, jurskih in krednih skladov. Terciarnne plasti smo prišteli k drugi tektonski enoti.

Na Rašici se je ohranilo še prvotno čelo nariva, ki je bilo drugod že erodirano. Nad vasjo Rašica imamo v dolžini 2 km jurski apnenec, ki leži v inverzni legi pod zgornjetriadnim apnencem. Inverzna lega kaže na poglelo gubo.

Čelo nariva je luskasto in vsebuje kredne plasti. V polegli gubi pa so prišli skupaj z jurskim apnencem v inverzni položaj. Pri narivanju so kot najnižje plasti, ki so bile v najožji narivni coni, prišle v luskasto zgradbo delno pred čelo, delno pa pod čelo litijskega nariva.

Laška sinklinala leži na litijskem narivu. Sestoji samo iz terciarnih sedimentov. Pri kartiranju v letih 1969—72 smo našli strnjene terciarne sedimente, ki leže erozijsko diskordantno na mezozojski podlagi le okoli Moravč. Manjši erozijski ostanki so še na Murovici in Ciclju severno od Dolskega. Najzahodnejši ostanek laške sinklinalne je pri Domžalah, kjer ima obliko neotektonskega jarka. Med Moravčami in Zagorjem je laška sinklinala močno stisnjena in komplicirano nagubana (Kuščer, 1967). Pri Zagorju so se zaradi povečanih bočnih pritiskov triadne kamenine narinile na sever zaradi mehkih terciarnih sedimentov.

Vzhodno od Moravč je zgradbo laške sinklinalne nadrobno podal Kuščer (1967). Na podlagi definicij ruskih (Lazjko, 1962) in francoskih avtorjev (Gignoux, 1950) jo je imenoval laški sinklinorij. Po novejši definiciji (Morawski, 1968—1971) ta nagubana zgradba ne zadosti definiciji sinklinorija. Zahodno od Moravč, kjer leže terciarne plasti normalno na mezozojski podlagi, je enotna sinklinalna zgradba. Vzhodno od Moravč pa je najbolj naguban severni del, na katerega so se narinile trde mezozojske kamenine trojanskega nariva. Pri Zagorju, kjer je laška sinklinala bočno stisnjena, pa sta nagubanost in naluskanost še močnejši.

Trojansko antiklinalo sledimo kontinuirano od Lukovice prek Trojan proti vzhodu na list Celje. Sestoji iz permokarbonskih in srednjepermjskih klastičnih kamenin ter zgornjepermjskih, skitskih in anizičnih karbonatnih sedimentov.

Zgradbo trojanske antiklinalne so opisali že Kossmat (1913), Winkler (1923) in Rakovec (1956).

Na podlagi terenskih opazovanj in statistične obdelave vpadov plasti lahko rečemo, da leži med Lukovico in Trojanami antiklinala z osjo v smeri W-E, ki vpada generalno proti vzhodu. Med Lukovico in Krašnjo vpada osna ravnina pod kotom 84° proti severu, pri Blagovici pa je vpadni kot 78° . Nagnjenost osne ravnine jasno kaže na pritiske s severa. Med Trojanami in Kozico se antiklinala nadaljuje proti vzhodu. Pri Trojanah pa je južno od nje formirana brahisinklinala, nato pa zopet brahiantiklinala, ki se nadaljuje proti vzhodu prek Kotredeščice in še dalje na področje lista Celje.

Trojanska antiklinala je analogno nagubana kot litijska antiklinala. Značilno za obe je, da se sestavljena nagubana zgradba kaže šele v njenih vzhodnih delih.

Rakitovška sinklinala. To ime smo dali enoti, ki leži severno od trojanske antiklinalne. Sestoji iz spodnjetriadnih in srednjetriadnih kamenin. Zahodno od vasi Rakitovec (severno od Blagovice), po kateri smo tektonsko enoto imenovali, trojanska antiklinala normalno prehaja v rakitovško sinklinalo. Vzhodno od tod pa predstavlja mejo fleksura spodnjetriadnih kamenin, ki so tektonsko močno porušene in stanjšane skoraj na tretjino svoje normalne debeline.

Na površju je vidno samo južno krilo sinklinalne z najmlajšimi fassansko-langobardskimi kameninami. Jedro sinklinalne prekriva višja tektonska enota — trojanski nariv. Vpad plasti v južnem sinklinalnem krilu je strm in dokaj konstanten proti severu. Os sinklinalne ima torej smer W-E.

Kamniška luskasta zgradba. Vzhodni podaljšek rakitovške sinklinale in severnega dela trojanske antiklinale je kamniška luskasta zgradba. Posamezne luske vpadajo položno proti severu. Debele so okoli 80 do 300 m. Sestojе iz permokarbonskih, permskih, skitskih, anizičnih in fassansko-langobardskih plasti. Plasti vpadajo proti severu ali proti jugu. Domnevamo, da je bila kamniška luskasta zgradba v prvi fazi tektonskih deformacij močno nagubana. Smer osi gub je potekala W-E. V poznejših fazah so gube polegile in se narinile proti jugu v obliki lusk. Pri tem imamo v mislih gube znatno manjšega obsega kot sta rakitovška sinklinala in trojanska antiklinala.

Trojanski nariv se vleče v smeri W-E skoraj prek celotnega lista Ljubljane. Na zahodni strani najdemo posamezne majhne erozijske ostanke na južni strani Tunjiškega gričevja. Kontinuirano pa ga sledimo od Kamnika do Kozice na vzhodnem robu lista, od koder se nadaljuje še na list Celje. Ime smo izbrali po vasi Trojane, ki leži približno na sredini prvotne razprostranjenosti trojanskega nariva.

Prvotno je trojanski nariv prekrival kamniško luskasto zgradbo, rakitovško sinklinalo in trojanska antiklinalo. Erozija je srednji del trojanskega nariva odstranila, tako da je danes na površju vidna trojanska antiklinala. Najbolj erodirani del je prav na temenu obeh brahiantiklinal trojanske antiklinale. To dejstvo kaže, da se je trojanska antiklinala gubala še po narivanju. Danes je trojanski nariv zaradi erozije razdeljen na dva dela. Severni del sklenjeno sledimo od Kamnika do Kozice, južni pa je ohranjen le v večjih krpah. Pri Lukovici so kamenine ohranjene v večjem neotektonskem jarku, na Rebri, Veliki planini in na Ržišču pa kot erozijski ostanki na grebenih trojanske antiklinale. Istovetnost severnega in južnega dela nariva dokazujejo facialne značilnosti kamenin trojanskega nariva.

Vzhodno od Kamnika, kjer sestoji trojanski nariv iz fassansko-langobardskih in kordevolsko-zgornjetriadnih kamenin, je tektonska enota nižjega reda, ki smo jo imenovali kamniška plošča. Pri narivanju trojanskega nariva od severa proti jugu so se sorazmerno trde neplastovite kordevolsko-zgornjetriadne karbonatne kamenine dislocirale v obliki plošče, ki je drsela po plastičnih fassansko-langobardskih kameninah. Prvotni normalni kontakt se je spremenil v narivnega. Vzhodno od tod, na Jasovniku in Kozici, kjer imamo enake stratigrafske razmere, pa kontakt med fassansko-langobardskimi in kordevolsko-zgornjetriadnimi kameninami tektonsko ni prizadet.

Tuhinjska sinklinala leži večidel normalno na trojanskem narivu. Njena južna meja predstavlja erozijsko-diskordantno mejo med mezozojskimi kameninami trojanskega nariva in terciarnimi plastmi. Le v srednjem delu, pri Jastroblju v Tuhinjski dolini, je južna meja narivna. Nastala je zaradi bočnega stiskanja tuhinjske sinklinale. Pri tem so prišle mezozojske plasti iz podlage v narivno luskasto zgradbo. Luske so debele 20 do 200 m. Enako je nastal zaradi bočnega stiskanja tudi nariv pri Ojstrici na vzhodnem robu karte. Severno mejo predstavlja tuhinjski nariv, na nekaterih manjših odsekih pa tudi višje ležeči savinjski nariv.

Tektonsko zgradbo tuhinjske sinklinale so opisovali že K o s s m a t (1913), W i n k l e r (1923) in R a k o v e c (1956). K ü h n e l (1933) je opozoril na inverzno lego severnega krila tuhinjske sinklinale.

Os tuhinjske sinklinale vpada od vzhoda proti zahodu. V Tunjiškem gričevju, ki predstavlja zahodni del sinklinale, vpada osna ravnina približno pod kotom

50° proti severu, v osrednjem delu, pri Šmartnem v Tuhinjski dolini pod kotom 35° proti severu, pri Motniku pa se zravnava v vertikalno lego.

Ponekod smo lahko merili vpad narivne ploskve. Poprečno znaša 10 do 32°. Vpad ravnine kaže močne pritiske s severa, ki so bili najmočnejši prav v osrednjem delu tuhinjske sinklinale, kjer je osna ravnina najbolj položna.

Proti vzhodu se tuhinjska sinklinala nadaljuje na listu Celje, kjer pogledajo na dan terciarne plasti (Ojstrica, Zahom-Zabukovica-Liboje, Zagrad južno od Celja).

Tuhinjski nariv. Na tuhinjsko sinklinalo je narinjen tuhinjski nariv. Imenovali smo ga po Tuhinju, kjer poteka njegova južna meja. Sledimo ga od zahodnega roba karte, od koder se nadaljuje na list Kranj, prek Pšate, Stahovice, Hruševke v Tuhinju, Zg. Tuhinja, Špitaliča in Vranskega ter preko vzhodnega roba lista Ljubljana na list Celje.

Med Pšato in Zg. Hribom v Tuhinju pride na površje tuhinjski nariv v ozkem pasu izpod višje ležečega savinjskega nariva. Njegova debelina je tod reducirana na 20 do 100 m. Nekoliko večjo površino ima med Zg. Hribom in planino Slevc zaradi erozije savinjskega nariva. Pod Slevcem in pri Zg. Tuhinju ima tuhinjski nariv luskasto zgradbo. Luske sestojijo iz terciarnih kamenin tuhinjske sinklinale in ladinskih kamenin tuhinjskega nariva. Debele so 10 do 50 m in vpadajo proti severu pod istim kotom kot narivni rob vzhodno in zahodno od tod. Na manjšem odseku pri Zg. Tuhinju savinjski nariv celo prekriva tuhinjski nariv. Vzhodno od tod je ohranjen na površju veliko širši pas tuhinjskega nariva. Pri Vranskem, kjer meji na spodaj ležečo vransko sinklinalo, je severni del nariva močno stanjšán. Debel je le 20 do 50 m, medtem ko cenimo njegovo debelino v južnem delu na nekaj 100 m. Stanjšanje si razlagamo z delovanjem savinjskega nariva. Karbonatne kamenine tega nariva so pri drsenju proti jugu erodirale mehkejšje plasti zgornjega dela tuhinjskega nariva.

Večji del tuhinjskega nariva sestoji iz fassansko-langobardskih psevdoziljskih kamenin. Le ponekod je zastopan tudi najmlajši člen, kordevolski dolomit ali kordevolsko-zgornjetriadni apnenec ali dolomit.

Belška antiklinala. Severno od Motnika pogledajo izpod tuhinjskega nariva grödenske in skitske kamenine. Podlaga je prišla na dan zaradi dviga dveh neotektonskih blokov in zaradi erozije. Antiklinalna zgradba ni izrazita zaradi majhne površine izdankov in zaradi neotektonskih deformacij. Lahko pa jo rekonstruiramo na podlagi zaporedja antiklinal in sinklinal pod narivno zgradbo. Belška antiklinala sledi proti severu trojanski antiklinali in rakitovski sinklinali.

Belško antiklinalo smo imenovali po vasi Bela v Tuhinjski dolini severozahodno od Motnika.

Vranska sinklinala leži pod tuhinjskim narivom pri Vranskem. Sestoji iz oligocenskih sedimentov. Zaradi pomanjkanja plastovitosti ne moremo podati osne ravnine. Glede na položaj posameznih litoloških členov lahko samo sklepamo, da tone os sinklinale proti vzhodu.

Podlage oligocenskih sedimentov ne vidimo nikjer na površju. Vidna je le zgornja narivna meja s tuhinjskim narivom. Menimo, da pripada vranska sinklinala avtohtoni podlagi kot trojanska in belška antiklinala ter rakitovška sinklinala in da sledi kot logično severno nadaljevanje belške antiklinale.

Savinjski nariv je znan v literaturi kot nariv Savinjskih Alp na Posavske gube (K o s s m a t 1913, W i n k l e r 1923, R a k o v e c 1955, 1956). Sledimo ga od vasi Pšata na zahodnem robu lista Ljubljana, prek hriba Vovar, planine Slevc, Menine planine in Dobroveljske planote. Južna meja je narivni rob, ki poteka severno nad Tunjiškim gričevjem, po severnih pobočjih Tuhinjske doline ter po južnem podnožju Menine planine in Dobroveljske planote. Južni del nariva je debel okoli 1300 m. Sestoji povečini iz slabo plastovitega dolomita in apnenca kordevolske podstopnje in zgornje triade. Zaradi svoje masivnosti predstavlja trdno ploščo, ki se je narinila s severa proti jugu in močno nagubala narivno zgradbo Posavskih gub.

Smrekovška sinklinala leži v normalni legi na savinjskem narivu. Večidel sestoji iz oligocenskih sedimentov, v katerih prevladuje tufska in tufitna sedimentacija. Po tem se smrekovška sinklinala močno razlikuje od južneje ležečih terciarnih sinklinal. Med Bočno in Radmirjem v Zg. Savinjski dolini je v jedru helvetski lapor. Sinklinalna zgradba je zaradi številnih nektektonskih premikanj razkosana na bloke.

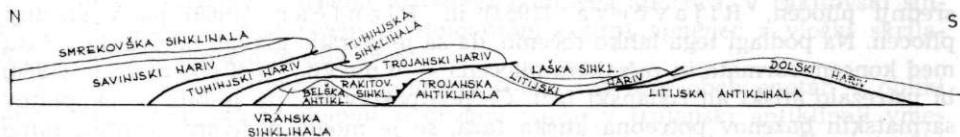
Ime smo izbrali po Smrekovcu, ki leži v severozahodnem delu sinklinalne in je iz literature znan po svojem terciarnem vulkanizmu.

Sklop tektonskih enot

K o s s m a t (1913), W i n k l e r (1923) in R a k o v e c (1956) so razlikovali na listu Ljubljana troje večjih tektonskih enot: Dolenjski Kras, Posavske gube in Savinjske ali Kamniške Alpe. Dolenjski Kras je delno narinjen na Posavske gube, delno pa leži normalno na njih. Od severa pa so na Posavske gube narinjene Savinjske Alpe. Večina mej med posameznimi tektonskimi enotami je narivnih. Pri tem se izlušči spodnja etaža, ki sestoji povečini iz paleozojskih in delno najstarejših mezozojskih kamenin. Te so enostavno nagubane in tektonsko le malo deformirane ter predstavljajo avtohtono podlago (Tabla 1, sl. 2).

Avtohton je na površju ohranjen v litijski antiklinali, trojanski antiklinali, rakitovski sinklinali, belški antiklinali in verjetno tudi vranski sinklinali. Naguban avtohton tone proti severu pod Savinjske Alpe. K alohtonu štejemo narive in na njih ležeče terciarne sinklinalne: dolski nariv, litijski nariv z laško sinklinalo, trojanski nariv s tuhinjsko sinklinalo, savinjski nariv s smrekovško sinklinalo ter kamniško luskasto zgradbo, ki leži med trojansko antiklinalo in trojanskim narivom.

Trojanska antiklinala je avtohtona samo v svojem srednjem in vzhodnem delu. Na zahodnem delu na severni strani osamelca Rašice je narinjena na litijski nariv. Tudi v svojem osrednjem delu pri Krašnji ima zgradbo poleg



Sl. 2. Shematični profil tektonskih enot osrednjega dela Posavskih gub
Abb. 2. Schematisches Profil durch die tektonischen Einheiten der mittleren Savefalten

gube. Njena osna ravnina vpada pod kotom 21° proti severu, vendar naravnega kontakta z litijskim narivom tod nismo našli. Zahodno in vzhodno od Krašnje osna ravnina ponovno preide v subvertikalno lego.

Površinski pritiski na alohton so prihajali od severa, medtem ko so bili pritiski v globini usmerjeni od juga proti severu. Prvotno enostavno nagubana zgradba je postala bolj komplicirana. Gube so polegile in se narinile bodisi na avtohton ali ena na drugo. Nekateri deli narivov so celo prekrili pod njim ležeče tektonske enote. Tako je pri Zg. Tuhinju savinjski nariv prekril tuhinjskega, pri Zlatem polju pa je tuhinjski nariv prekril vzhodni del kamniške luskaste zgradbe. Istočasno se je zaradi protipritiskov z juga avtohton podvihal pod alohton proti severu. Prvotno ozemlje se je pri tem močno stisnilo.

Za površinske pritiske s severa nam govore položaji osnih ravnin, ki vpadajo pod različnim kotom proti severu. Na podvihavanje avtohtona proti severu pa kaže tudi vpad plasti avtohtonih enot proti severu.

Tudi paleogeografski razvoj in razmestitev eugeosinklinalnih in miogeosinklinalnih jarkov v mezozoiku nam da jasno smer geosinklinalne polarizacije N-S, ki je pravokotna na smer gub (Aubouin, 1965).

Zanimivo je tudi vprašanje evolucije posameznih tektonskih enot. Glede na današnji položaj lahko podamo naslednje zaporedje tektonskih dogajanj:

1. gubanje avtohtona in alohtona v obliki normalnih gub,
2. nastanek fleksure med severnim krilom trojanske antiklinale in južnim krilom rakitovške sinklinale,
3. nastanek kamniške luskaste zgradbe na prehodu med trojansko antiklinalo in rakitovško sinklinalo,
4. nastanek prevrnjenih in narinjenih gub alohtona in delno tudi avtohtona trojanske antiklinale, nastanek kamniške plošče,
5. peneplenizacija ozemlja,
6. stiskanje nekaterih delov tuhinjske in laške sinklinale,
7. neotektonski radialni prelomi, ki so razkocali ozemlje v posamezne tektonske bloke in jih med seboj premaknili.

Med posameznimi fazami evolucije sta se uveljavljali tudi močna radialna tektonika in erozija. Erozija je delovala tudi v posameznih fazah.

Časovno je posamezne faze težko opredeliti. Najmlajši sedimenti, udeleženi pri narivanju, so sarmatske plasti v Tunjiškem gričevju. Del teh je danes v inverznem položaju. Ostanke peneplenskih površin v Savinjskih Alpah, na Menini planini, Dobroveljski planoti, med Kamnikom in Zlatim poljem, na Rašici, med Domžalami in Zagorjem in južno od Litije kažejo na enoten peneplen, ki je zaradi neotektonskih premikanj danes v različnih nadmorskih višinah, zaradi erozije pa ponekod uničen. Peneplenizacija je sledila po narivanju večjih poglobljenih gub. Rakovec (1955) je postavil peneplenizacijo v srednji pliocen, Rijavčeva (1951) in Pleničar (1969) pa v spodnji pliocen. Na podlagi tega lahko rečemo, da se je izvršilo glavno narivanje v času med koncem sarmata in začetkom pliocena — v meotu. Po Tollmanu (1966) bi ustrezalo atiški ali rodanski fazi. Če predpostavimo, da je bila za okopnitev sarmatskih bazenov potrebna atiška faza, se je moglo narivanje izvršiti samo v rodanski fazi.

Nastanek kamniške luskaste zgradbe lahko vežemo z nastankom kordiljer med terciarnimi bazeni. Ker postavljamo formiranje terciarnih bazenov in

vmesnih kordiljer v čas med srednjim oligocenom in koncem tortona, lahko štejejo tudi nastanek kamniške luskaste zgradbe v to obdobje.

V spodnjem pliocenu je bil avtohton v celoti pokrit z alohtonom. To vidimo iz nadmorskih višin, v katerih se nahajajo danes ostanki peneplena, in dejstva, da je peneplen ohranjen samo na premaknjenih tektonskih enotah. Tudi severni deli nekaterih alohtonih tektonskih enot so bili delno prekriti z višje ležečimi enotami. Tako je bila prekrita poleg avtohtona tudi večina tuhinjske sinklinale in vzhodni del laške sinklinale. Pozneje sta močno neotektonsko gibanje in spremljajoča erozija odkrila nekatere dele avtohtona in terciarne sinklinale alohtona. Šele tedaj so se mogli posamezni deli tuhinjske in laške sinklinale ponovno bočno stisniti. Iz tega obdobja imamo luskanje in narivanje bočnih trših triadnih kamenin na mehke terciarne sedimente.

Palinspastična karta tektonskih enot

Da bi našli prvotni položaj skladov pred tektonskimi deformacijami, smo statistično določili širine posameznih tektonskih enot.

Pri sestavljanju palinspastične karte je bila odločilna maksimalna vidna širina posamezne tektonske enote in njen položaj glede na sosednje enote. Pri močno nagubanih enotah smo upoštevali povprečen skrček zaradi gubanja za 1/3 (severni del trojanskega nariva in severni del avtohtona), pri poleglih gubah pa štirikratni skrček (srednji del trojanske antiklinale, tuhinjska sinklinala). Pri neotektonskih premikanjih so reverzni prelomi povzročili ponoven skrček ozemlja za 1/10. Vse vrednosti skrčkov so določene empirično.

Na palinspastični karti si slede posamezne tektonske enote od severa proti jugu v naslednjem redu. Najbolj južno je litijska antiklinala. Proti severu ji sledi dolski nariv. Severni del nariva je v določeni širini erodiran. Slede litijski nariv z laško sinklinalo, trojanska antiklinala, rakitovška sinklinala in bočni ekvivalent kamniška luskasta zgradba, belška antiklinala, vranska sinklinala in savinjski nariv s smrekovško sinklinalo (sl. 10).

Iz karte vidimo, da je ozemlje danes stisnjeno približno v razmerju 1:2,7.

Litostratigrafski razvoj triadnih kamenin

Skitska stopnja. Njen popoln profil kažeta trojanska antiklinala in rakitovška sinklinala (sl. 4). V obeh enotah se spodaj menjavata meljevec in dolomit, v rakitovski sinklinali so vmes leče oolitnega apnenca in oolitnega dolomita. V trojanski antiklinali sledi plastoviti apnenec in rjavi lapor, ki prehajata v rdeči glinasti skrilavec z lečami rožnatega oolitnega apnenca. V rakitovski sinklinali pa leži nad meljevcem in dolomitom colitni apnenec z vložki skrila-vega sljudnega laporja in meljevca.

Višji del skitske stopnje je ponekod enako razvit v obeh enotah v obliki menjavanja meljevca in dolomita, drugod pa so v trojanski antiklinali vmes še plasti temno sivega mikritnega apnenca in laporastega dolomita. V rakitovski sinklinali pa se v zgornjem delu skitske stopnje menjavata črni ploščati apnenec s fukoidi in ploščasti lapor, na vrhu pa leži sivi ali zelenkasto sivi laporasti dolomit.

S fosili je dokazan le zgornji del skitske stopnje in sicer s konodontom *Pachycladina* sp. v temno sivem apnencu trojanske antiklinale ter s polžema *Holopella gracilior* Schauroth in *Natiria costata* Münster in s foraminifero *Meandrospira iulia* (Premoli Silva) v črnem apnencu rakitovške sinklinale. Debelina tega profila je v trojanski antiklinali ponekod 40 m, drugod doseže 80 m, v rakitovski sinklinali je debelina bolj konstantna 110 m, le v osrednjem delu so plasti zaradi fleksure močno stanjšane na 30 m.

Rekonstruiran profil kamniške luskaste zgradbe (sl. 4) je najbolj podoben razvoju trojanske antiklinale; razlika je v tem, da se med meljevcom in dolomitom v spodnjem delu profila vrine rumen kremenov peščenjak.

Od drugih enot je spodnji del skitske stopnje ohranjen v belški antiklinali, kjer leži sljudni peščeni skrilavec diskordantno na grödenskih skladih. Peščeni skrilavec se više menjava s ploščastim ali pasovitim dolomitom, vmes so še vložki meljevca in v višjem delu še plasti oolitnega dolomita. Nad oolitnim dolomitom se menjavajo dolomit, laporasti dolomit in skrilav meljavec. Debelina tega profila je okrog 150 m.

Zgornji del skitske stopnje je ohranjen v posameznih krpah južnega dela trojanskega nariva (sl. 7). Profil se prične s svetlo rdečim laporastim dolomitom, ki vsebuje leče oolitnega apnenca in oolitnega dolomita. Više sledi sljudni peščeni lapor in črni apnenec s foraminifero *Meandrospira iulia* (Premoli Silva). Razvoj je torej enak kot ponekod v rakitovski sinklinali.

Del skitske stopnje z dolomitom, laporjem in peščenjakom imamo še v dolskem narivu (sl. 6), v drugih enotah pa skitske plasti manjkajo.

Anizična stopnja je dolomitno razvita. Anizični dolomit smo našli na temenu trojanske antiklinale pri Blagovici, v rakitovski sinklinali in kamniški luskasti zgradbi. Tod leži konkordantno med skitskimi in psevdoziljskimi kameninami (sl. 4). V trojanskem narivu pa ga ne moremo ločiti od ladinskega dolomita (sl. 7).

Debelina anizičnega dolomita znaša 50 do 100 m.

Fassansko-langobardska podstopnja. Razlikujemo eugeosinklinalni psevdoziljski razvoj in miogeosinklinalni razvoj. Psevdoziljski razvoj najdemo v severnem delu alohtona, in sicer v savinjskem (sl. 3), tuhinjskem (sl. 5) in trojanskem narivu (sl. 7) ter v kamniški luskasti zgradbi (sl. 4). Poleg tega je prisoten v severnem delu avtohtona, tj. v trojanski antiklinali in rakitovski sinklinali (sl. 4). V južnem delu trojanskega nariva prehaja psevdoziljski razvoj v dolomitni razvoj, ki se nadaljuje v apnenem razvoju litijskega nariva, v dolskem narivu pa je miogeosinklinalni razvoj (sl. 6).

Za psevdoziljski razvoj so značilne določene asociacije kamenin, ki imajo v različnih profilih različen položaj. Glede na pojav predornin bi mogli razporeditev asociacij prikazati na naslednji način. V središču so v glavnem kisle predornine z različki porfirja, s keratofirjem, porfiritom in spilitom. Sledje ustrezni tufi, ki se v najglobljem delu nekdanjega eugeosinklinalnega jarka menjavajo z radiolaritom. V naslednji asociaciji se menjavata drobnik in glinasti skrilavec, ponekod pa drobnik in tufski peščenjak. Nato se menjavajo črni glinasti skrilavec in različki temnega apnenca z roženci; ponekod je razvit

Sl. 3. Geološki stolpci triadnih skladov v savinjskem narivu

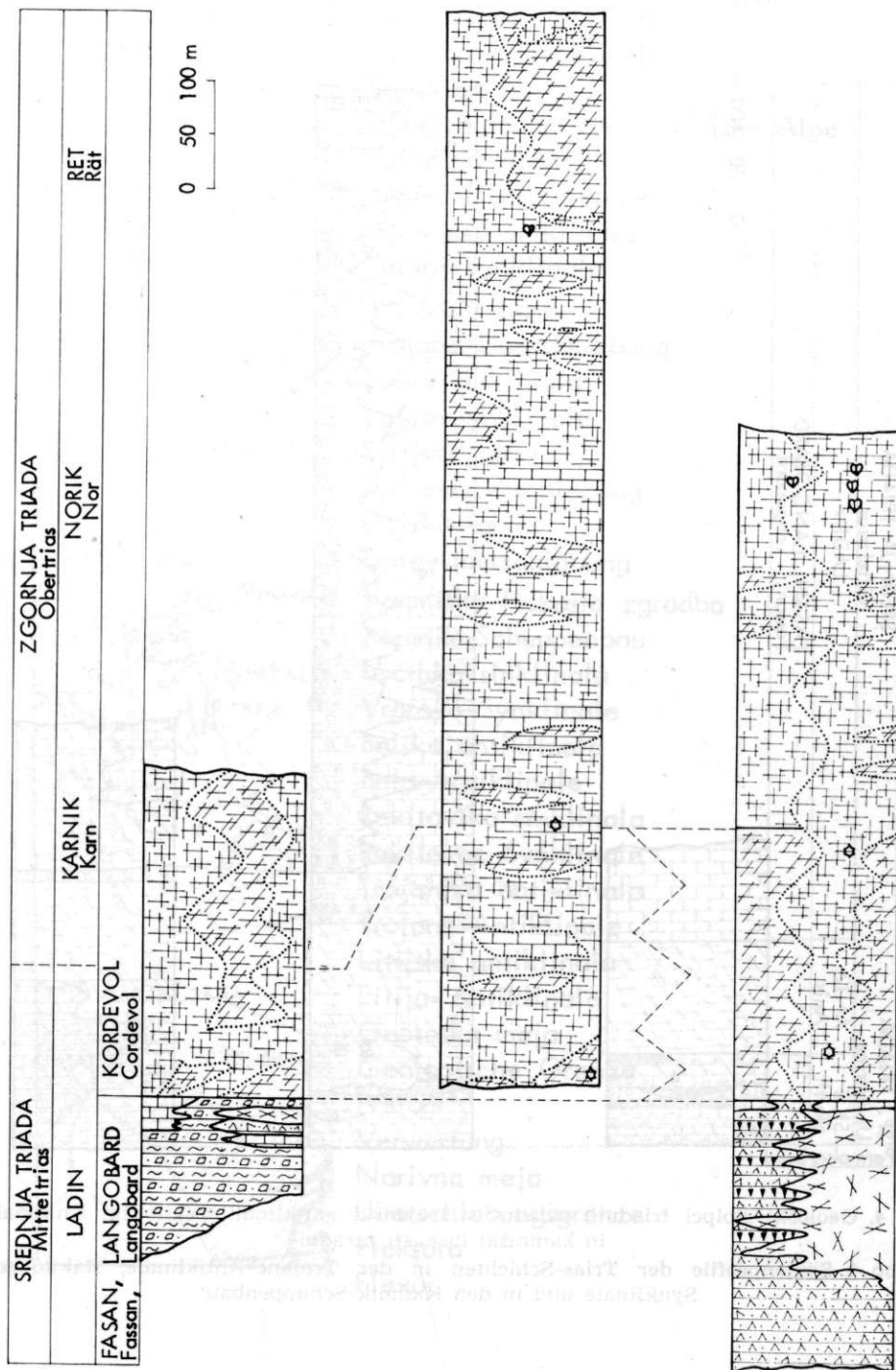
Abb. 3. Säulenprofile der Trias-Schichten in der Überschiebung von Savinjske Alpe

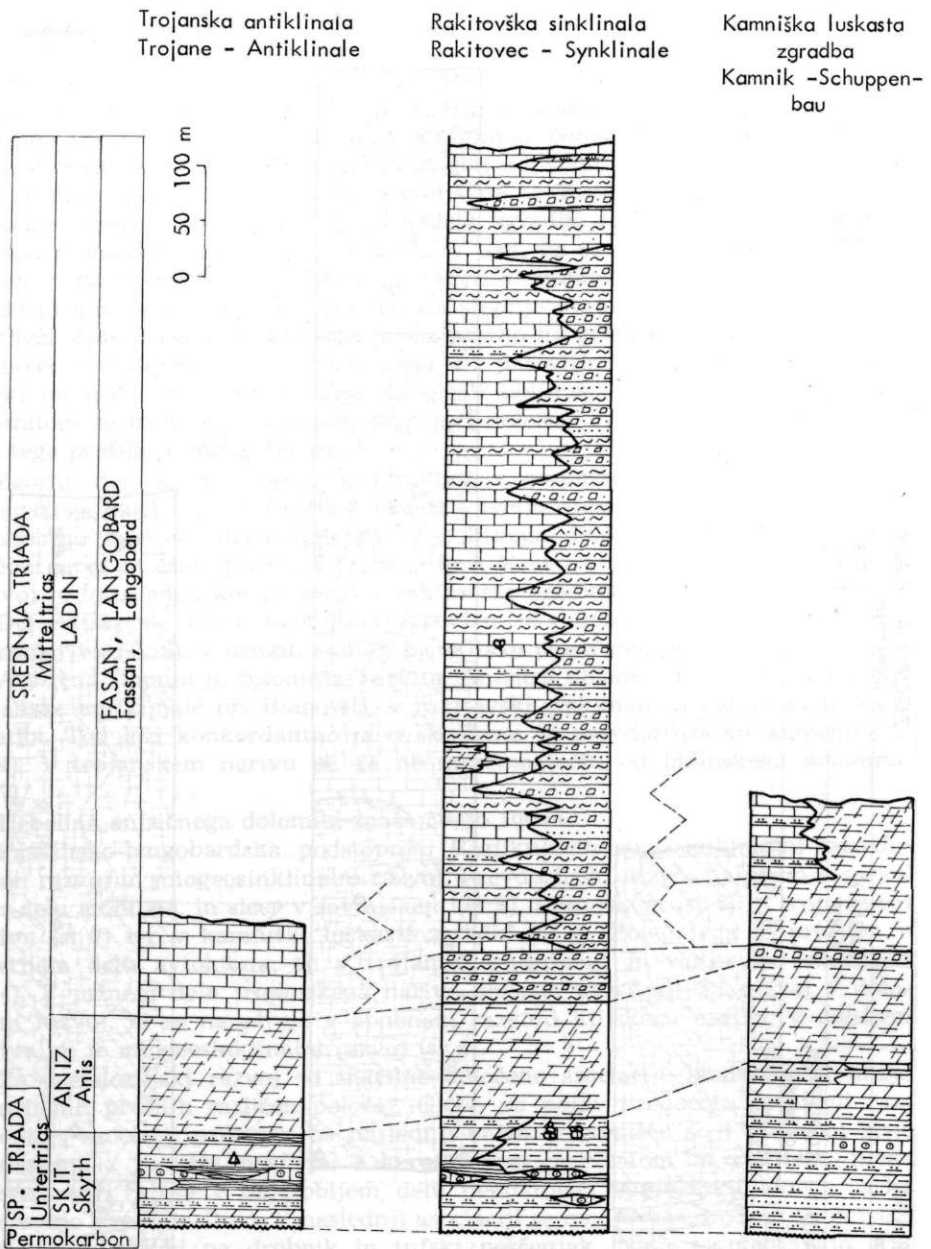
Savinjski nariv
 Überschiebung von Savinjske Alpe

Stahovica - Slevc

Menina

Dobroveljska planota



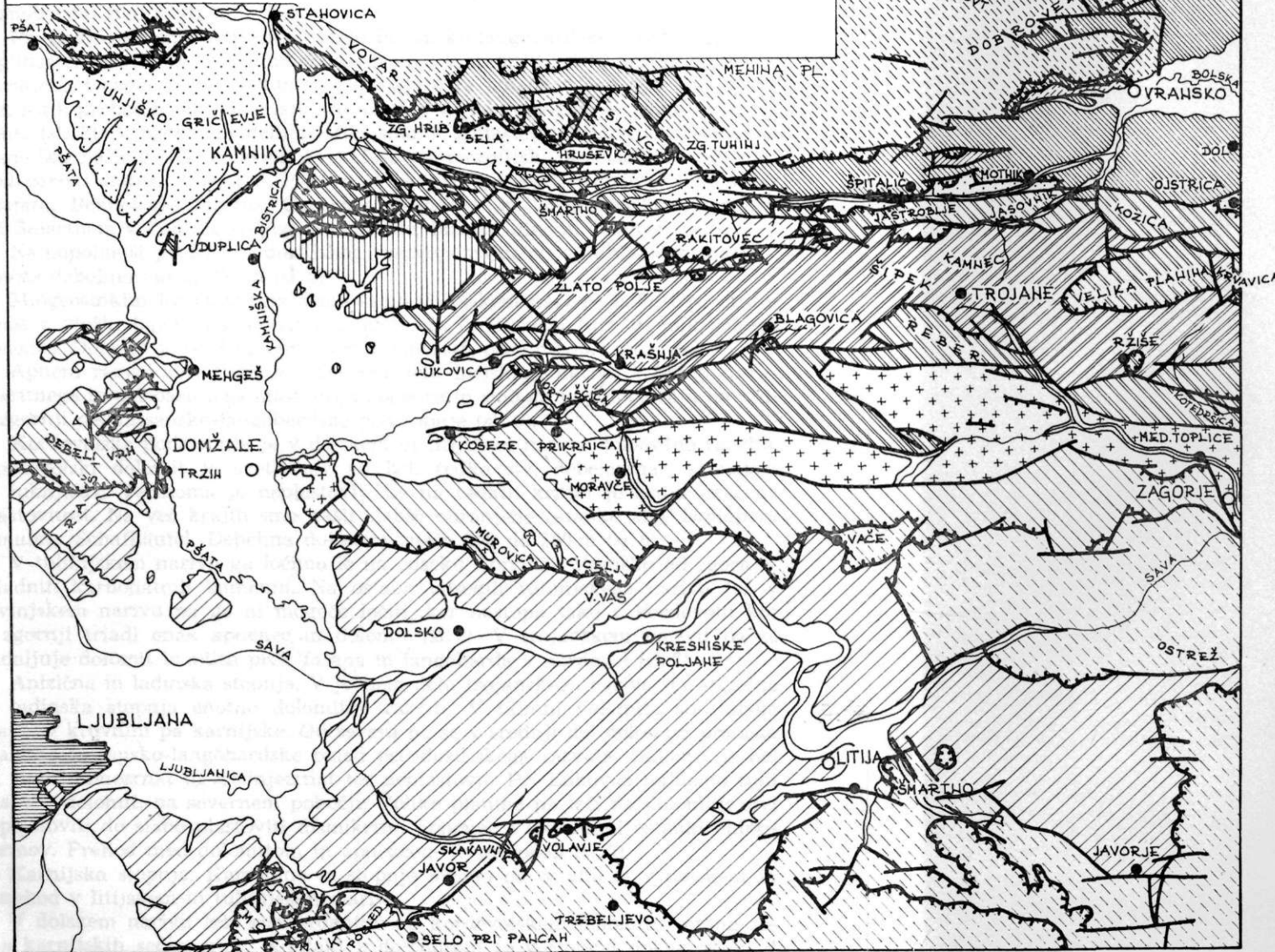



Sl. 4. Geološki stolpci triadnih skladov v trojanski antiklinali, rakitovski sinklinali in kamniški luskasti zgradbi

Abb. 4. Säulenprofile der Trias-Schichten in der Trojane-Antiklinale, Rakitovec-Synklinale und in den Kamnik-Schuppenbau

Tabla 1 - Tafel 1
 TEKTONSKA KARTA OSREDNJEGA DELA POSAVSKIH GUB
 DIE TEKTONISCHE KARTE DER MITTLEREN SAVEFALTEN

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km



-  Pliocensko-kvartarne udorine
Senkungen des Pliozän-Quartär
-  Smrekovška sinklinala
Smrekovec-Synklinale
-  Savinjski nariv
Überschiebung von Savinjske Alpe
-  Tuhinjski nariv
Tuhinj-Überschiebung
-  Tuhinjska sinklinala
Tuhinj-Synklinale
-  Trojanski nariv
Trojane-Überschiebung
-  Laška sinklinala
Laško-Synklinale
-  Litijski nariv
Litija-Überschiebung
-  Dolski nariv
Dole-Überschiebung
-  Kamniška luskasta zgradba
Kamnik-Schuppenbau
-  Vranska sinklinala
Vransko-Synklinale
-  Belška antiklinala
Bela-Antiklinale
-  Rakitovška sinklinala
Rakitovec-Synklinale
-  Trojanska antiklinala
Trojane-Antiklinale
-  Litijska antiklinala
Litija-Antiklinale
-  Geološka meja
Geologische Grenze
-  Prelom
Verwerfung
-  Narivna meja
Überschiebungsgrenze
-  Fleksura
Flexur

samo črni apnenec ali samo glinasti skrilavec, ki prehaja v laporasti skrilavec. V to asociacijo štejemo tudi svetlejšje kamenine, ki jih združujemo pod imenom vranski ploščasti apnenec. Sledi temno sivi ali črni dolomit, ki ponekod vsebuje roženec. V navedenih asociacijah so vložki breče, konglomerata in pri Šmartnem v Tuhinjski dolini še grebenskega apnenca. Posebno asociacijo predstavlja Tellerjev (1898) dobroveljski skrilavec in peščenjak. V njej se menjavajo laporasti peščenjak, kremenov peščenjak, apnenec z rožencem, meljevec, črni glinasti skrilavec, lapor, glinovec, laporasti skrilavec, radiolarit in raznobarvni finozrnati tuf.

Pri Rakitovcu smo v spodnjem delu fassansko-langobardske podstopnje našli v glinastem skrilavcu juvenilne oblike daonel. V srednjem delu profila se pojavi *Posidonia wengensis* Wissmann, vodilna vrsta za langobardsko podstopnjo. Na jezičastih prehodih plitvomorskih sedimentov v globljemorske so pogostni kono-donti (sl. 8). V zgornjem delu profila smo v glinastem skrilavcu zahodno od Kamnika našli pelod in spore, ki kažejo na mezofitsko asociacijo triada-lias: *Podocarpus alatus*, *P. sellavii*, *P. curta*, *P. elongata*, *Gingko simplex*, *Ginkoidites cristata*, *Bennettites medius*, *Caytonia*, *Cordaites* sp. V grebenskem apnencu pri Šmartnem v Tuhinju so pogostne korale, školjke, alge in briozoji.

Najpopolnejši profil psevdofiljskega razvoja najdemo v tuhinjskem narivu; doseže debelino okrog 800 m (sl. 5).

Miogeosinklinalni razvoj najdemo samo v dolskem narivu (sl. 6). Gre za dolomit z vložki laporastega skrilavca, meljevca, pelitskega tufa in mikritskega apnenca. Dolomit je povečini siv, kjer je laporast, postane opekasto rdeč.

Apneni razvoj smo našli v severnem delu litijskega nariva v obliki intrasparitnega in pelsparitnega masivnega apnenca in smo ga le po položaju uvrstili v zgornji del fassansko-langobardske podstopnje (sl. 6).

Kordevolska podstopnja je v dolskem in litijskem narivu dolomitno razvita. Kordevolski dolomit je svetlo siv ali bel, redko siv, debelozrnat, kristalast in luknjičav. Večinoma je neplastovit. Le na redkih krajih je slabo izražena plastovitost. Na več krajih smo našli slabše ohranjene ostanke alge *Diplopora annulata* Schafhäutel. Debelina dolomita znaša 200 do 500 m (sl. 6).

V tuhinjskem narivu ga ločimo le na odseku Špitalič—Vransko od zgornjetriadnih karbonatnih kamenin. Na ostalih odsekih tuhinjskega nariva ter v savinjskem narivu pa ga ni mogoče ločiti, ker nastopa tako v kordevolu kot v zgornji triadi enak apnenec in dolomit (sl. 5). V trojanskem narivu pa se nadaljuje dolomit iz aniza prek fasana in langobarda v kordevol (sl. 7).

Anizična in ladinska stopnja. V južnem delu trojanskega nariva sta anizična in ladinska stopnja enotno dolomitno razviti. V talnini dolomita so skitske plasti, v krovlini pa karnijske. Od severa pa se v srednji del dolomita prstasto vraščajo fassansko-langobardske plasti psevdofiljskega razvoja. Dolomit je bel ali siv, drobnozrnat in srednjezrnat ter neplastovit. Pri Lukovici najdemo tudi pasoviti dolomit, na severnem pobočju Velike planine pa leži na dolomitu sivi neplastoviti do slabo plastoviti dismikritni apnenec s številnimi ostanke ehinodermov. Prehod med dolomitom in apnencem je postopen (sl. 7).

Karnijska stopnja. Kamenine te stopnje ločimo od ostalih le v dolskem in ponekod v litijskem in tuhinjskem narivu.

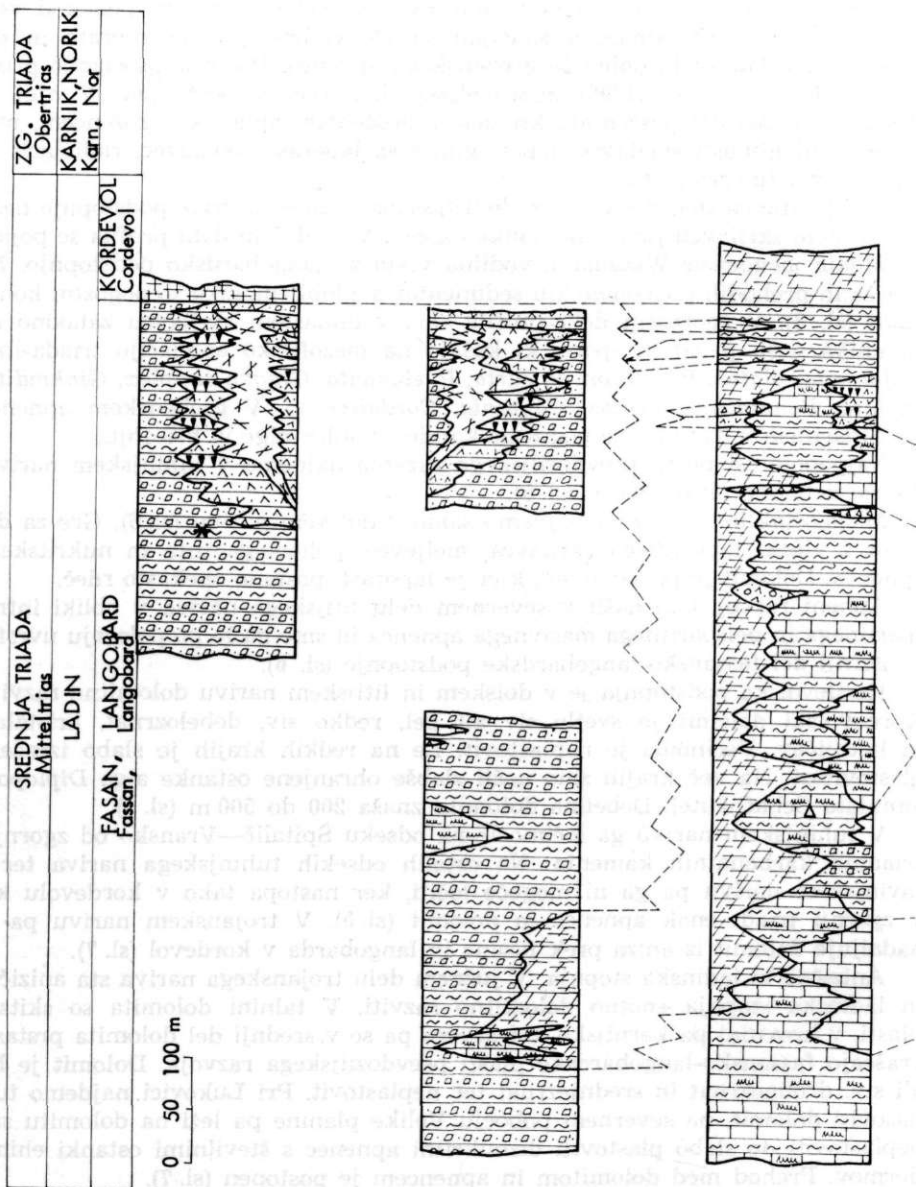
V dolskem narivu leži konkordantno na kordevolskem dolomitu pisana serija karnijskih sedimentov. Kontakt z dolomitom je večinoma dokaj oster. V karnijski stopnji dolskega nariva se hitro menjavajo različne kamenine v ver-

Tuhinjski nariv
Tuhinj-Überschiebung

Pšata - Slevc

Slevc - Špitalič

Špitalič - Vrankso



Sl. 5. Geološki stolpci triadnih skladov v tuhinjskem narivu

Abb. 5. Säulenprofile der Trias-Schichten in der Tuhinj-Überschiebung

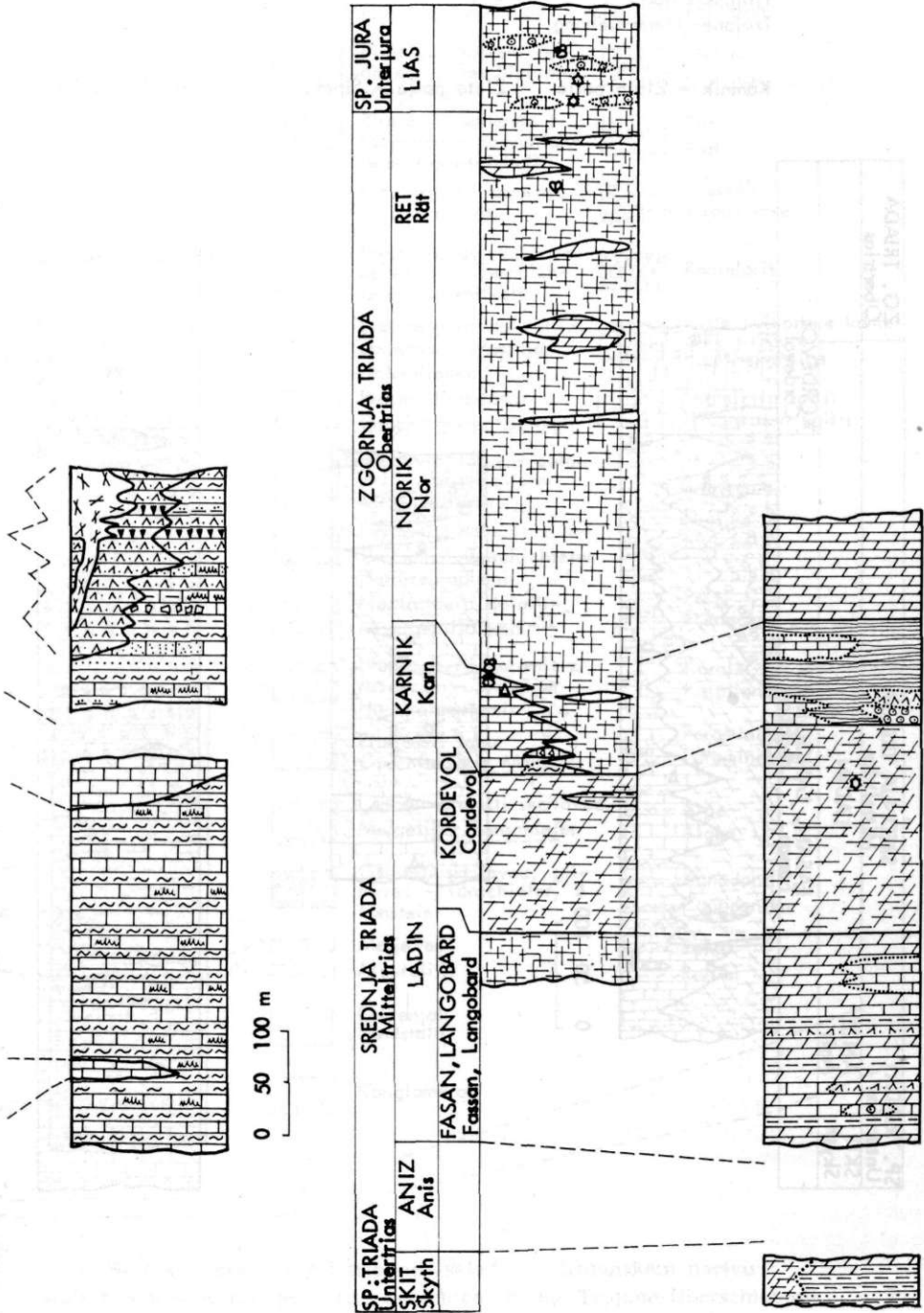
Sl. 6. Geološki stolpci triadnih skladov v litijskem in dolskem narivu

Abb. 6. Säulenprofile der Trias-Schichten in der Litija- und Dole-Überschiebung

Vransko - Dol

Litijski nariv
Litija-Überschiebung

Dolski nariv
Dole-Überschiebung

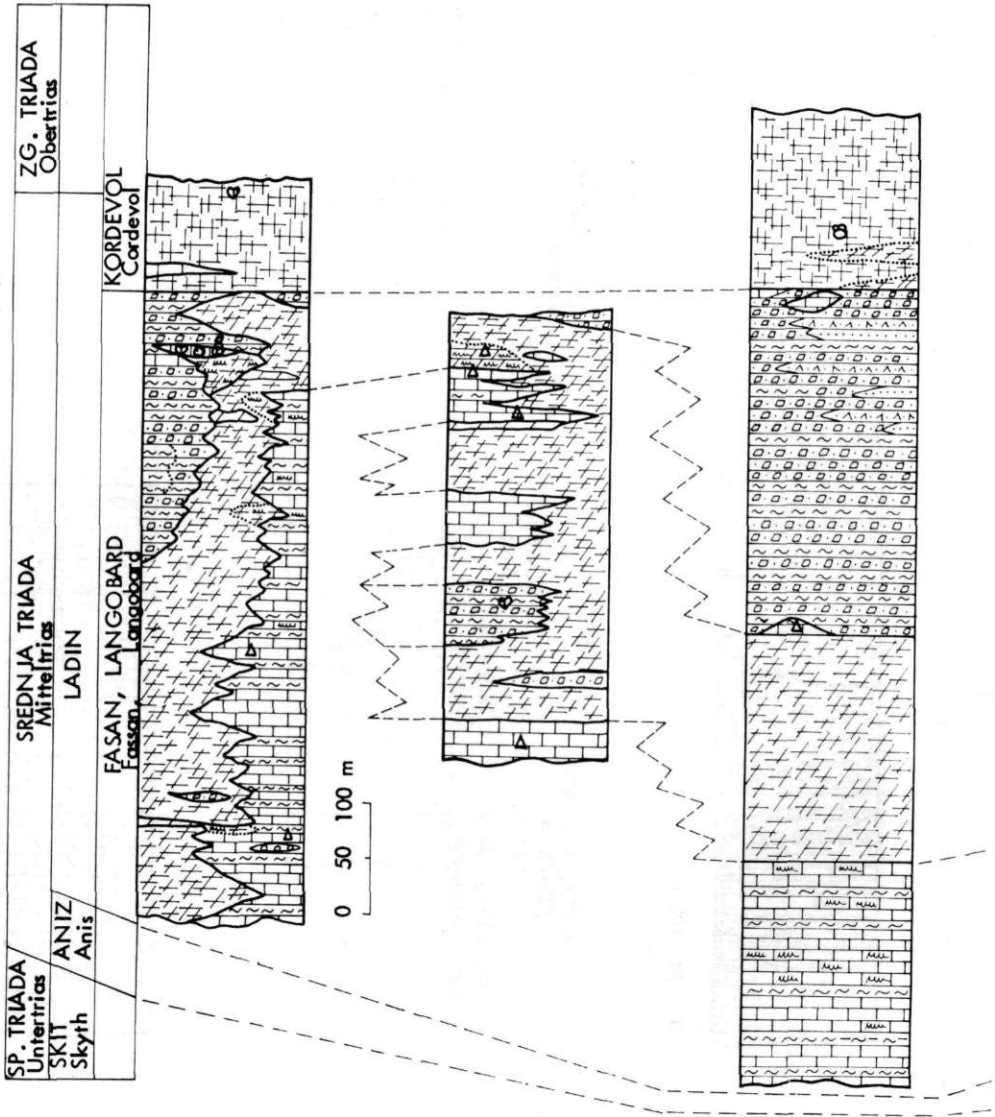


Trojanski nariv
Trojane-Überschiebung

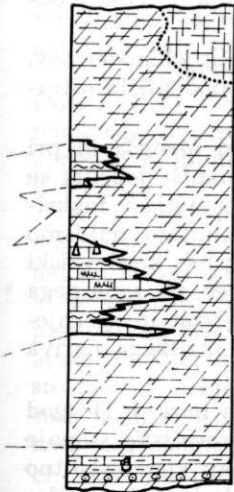
Kamnik - Zlato polje

Zlato polje - Šipek

Šipek - Krvavica



Lukovica -
Čemšeniška
planina



	Plastoviti apnec Geschichteter Kalk		Breča Brekzien
	Plastoviti laporni apnec - Geschichteter Mergelkalk		Ooliti Oolithe
	Plastoviti apnec z ročencem - Geschichteter Hornsteinkalk		Tuf Tuff
	Neplastoviti apnec Massiger Kalk		Drobnik Grauwacke
	Plastoviti dolomitizirani apnec - Geschichteter Dolomītkalk		Radiolarit
	Neplastoviti dolomitiz. apnec - Massiger Dolomitenkalk		Kisle vulkanske kame- nine - Saure Eruptivgesteine
	Plastoviti dolomit Geschichteter Dolomit		Diabaz in split Diabas und Spilit
	Plastoviti laporni dolo- mit - Geschichteter Mergdolomit		
	Plastoviti dolomit z ro- žencem - Geschichteter Hornsteindolomit		Školjke Muscheln
	Neplastoviti dolomit Massiger Dolomit		Polži Schnecken
	Neplastoviti dolomit z ročencem - Massiger Hornsteindolomit		Korale Korallen
	Plastoviti lapor Geschichteter Mergel		Foraminifere Foraminiferen
	Laporni glinasti skrilavec Mergeliger Tonschiefer		Alge Algen
	Glinasti skrilavec, gli- novc - Tonschiefer, Tonstein		Konodonti Conodonten
	Meljevec Aleolith		Pelod Pollen
	Peščenjak Sandstein		
	Konglomerat		

Sl. 7. Geološki stolpci triadnih skladov v trojanskem narivu
Abb. 7. Säulenprofile der Trias-Schichten in der Trojane-Überschiebung

ticalni in horizontalni smeri. Na bazi je večkrat črni plastoviti ali skladoviti mikritni apnenec in vijoličasti glinasti skrilavec. V vijoličastem skrilavcu so tanjši vložki sivega skrilavca. Vzhodno od Sela pri Pancah najdemo rdeči in sivi boksitno-hematitni silikatni oolit, ki bočno prehaja v sivi apnenec. Med oolitom so redki vložki umazano zelenega pelitskega tufa in brečastega tufa. Kamenine so drobno nabrane in kažejo fleksurno skrilavost. Starost smo določili po stratigrafski legi in po korelaciji z enakimi kameninami na listih Ribnica in Kranj. Germovšek (1955) je našel vzhodno od našega ozemlja pri Čatežu školjko *Myophoria inaequicostata* Klippstein, ki dokazuje starost karnijskih sedimentov.

Debelina karnijskih plasti v dolskem narivu precej variira. Menimo, da znaša 50 do 100 m (sl. 6).

V litijskem narivu so kamenine karnijske stopnje na Rašici in pri Prikrnici v Moravški dolini. Na Rašici je zgornja in spodnja meja karnijskih plasti ponekod dokaj ostra, le nekaj deset metrov vstran pa postopna. Plasti so iz črnega do temno sivega plastovitega mikritnega in spartnega apnenca, ki vsebuje precej konodontov, ostanke pelagičnih školjk, algo *Clypeina besici* Pantić, foraminifero *Permodiscus* sp. radiolarije in ostrakode. Apnenec na več krajih bočno prehaja v črni in temno sivi dolomit, ki je slabo plastovit in drobnozrnat. Ponekod popolnoma nadomesti apnenec. Bočni prehodi med apnenecem in dolomitom so dolgi nekaj deset metrov. Pri Trzinu najdemo na majhni površini izdanke zelenkasto sivega glinastega skrilavca, ki je malo naguban. Pri Prikrnici je spodaj črna apnena breča, ki ji sledi ploščasti laminirani drobnozrnat apneni dolomit, delno brečast. Više je v večji debelini odložen ploščasti mikritni in spartni apnenec. V posameznih horizontih opazimo valovite, navzkrižne in konvolutne plasti. Avtigeni kremen nastopa v tankih redkih pasovih.

Apnenec vsebuje številne konodonte, ostanke ostrakodov, alg, ehinodermov, foraminifer in fragmente pelagičnih moluskov. Prevladujejo konodonti in ostrakodi.

Karnijske plasti so najdebelejše (okrog 100 m) vzhodno od Mengša in pri Prikrnici. Severno in južno od Mengša se počasi izklinjajo. V manjši debelini se pojavijo pri Domžalah. Pri Kosezah se zopet izklinjajo in se pojavijo v maksimalni debelini zopet pri Prikrnici. Kjer se karnijske plasti izklinjajo, najdemo le temno sivi apnenec, ki v debelini enega metra ali pa še manj loči kordevolski dolomit od zgornjetriadno-liasnega apnenega kompleksa. Kjer pa vmesnega temnega apnenca ni, prideta v neposredni stik kordevolski dolomit in zgornjetriadno-liasni apnenec. Lahko trdimo, da je v severnem delu litijskega nariva bočni prehod med dvema razvojem karnika (sl. 6).

Noriška in retska stopnja. Obe stopnji ločimo le v dolskem narivu. Drugod pa nastopata skupaj s kameninami kordevolske podstopnje, karnijske stopnje ali spodnje jure. V dolskem narivu je na karnijskih kameninah konkordantno odložen dolomit. Najdemo ga na manjših površinah med Molnikom in Pogledom. Večinoma je to motni drobnozrnat dolomit z vmesnimi debelejšimi skladi debelozrnatega kristalastega dolomita. Na več krajih opazujemo pasoviti stromatolitni dolomit.

Noriški in retski dolomit je ohranjen le v debelini do 200 m. Vrhnjih delov dolomita danes ni več na površju (sl. 6).

Njegovo starost smo določili po stratigrafski legi na karnijskih plasteh in po značilnih stromatolitnih horizontih.

Zgornja triada. Na istem področju Dobroveljske planote, kjer smo ločili kordevolski dolomit od ostalega kordevolsko-zgornjetriadnega kompleksa, smo ločili tudi zgornjetriadni apnenec; večidel je svetlo siv ali siv in neplastovit. Petrološke analize so pokazale, da sestoji iz alginega intrasparita, sparita in pelintraosparita s številnimi odlomki ehinodermov, moluskov in pelagičnih foraminifer. Ponekod je vidna stromatolitna struktura. V zgornjem delu apnenca so vmes 20 m debeli vložki belega ali svetlo sivega dolomita in dolomitiziranega apnenca. Više pa je v apnencu horizont z velikimi megalodontidami. Debelina apnenca znaša okoli 350 m (sl. 3).

Kordevolsko-zgornjetriadne plasti. V trojanskem, tuhinjskem in savinjskem narivu ni mogoče povsod ločiti kordevolske podstopnje od zgornje triade, ker je ves kompleks enako razvit.

V trojanskem narivu so danes ohranjene kordevolsko-zgornjetriadne kamenine le na odsekih Kamnik—Zlato polje in Šipek—Krvavica. Na odseku Kamnik—Zlato polje je kordevolsko-zgornjetriadni apnenec dislociran od psevdofiljske podlage v obliki kamniške plošče. Apnenec je svetlo siv ali siv in neplastovit. V njem najdemo horizont z velikimi megalodontidami. Na odseku Šipek—Krvavica pa leži kordevolsko-zgornjetriadni apnenec normalno na psevdofiljskih kameninah. V celotnem profilu nastopa bel, svetlo siv ali siv sparitni apnenec, le na Kozici in Krvavici je v spodnjem delu tanka plast svetlo sivega dolomita. Apnenec je neplastovit in vsebuje redke primerke foraminifere *Permodiscus cf. pragsoides* (Oberhauser). (sl. 7).

V tuhinjskem narivu leži med Pšato in Slevcem severno od Potoka v Tuhinju konkordantno na fassansko-langobardskem drobniku ali tufu beli in svetlo sivi neplastoviti apnenec, ki pa je viden na površju v manjši debelini, ker višje dele apnenca prekriva savinjski nariv (sl. 5).

V savinjskem narivu med Stahovico in Slevcem ter na Menini planini in Dobroveljski planoti ne moremo ločiti kordevolskega dolomita od zgornjetriadnega apnenca, ker nastopata dolomit in apnenec ali pa dolomitiziran apnenec v obliki leč ali debelejših skladov, ki bočno jezičasto prehajajo drug v drugega.

Med Stahovico in Slevcem najdemo apnenec in dolomit, v zahodnem delu odseka med Stahovico in Selami v Tuhinju pa samo apnenec. Ta je neplastovit bel ali svetlo siv sparit in mikrit. Med Selami in Slevcem prevladuje dolomit, ki se v dolgih jezicah zajeda v apnenec. Dolomit je bel ali siv, prav tako neplastovit in drobnokristalast. Na Slevcu se dolomit izklinja in prevladuje zopet apnenec. Tudi na Menini planini prevladuje apnenec, med katerim so po več sto metrov dolge leče dolomita in dolomitiziranega apnenca. V spodnjem delu smo našli v leči belega kristalastega dolomita redke ostanke alge *Diplopora annulata* Schafhäutl. V spodnji tretjini profila so foraminifere vrste *Clypeina cf. besici* Pantić in *Permodiscus* sp. Poleg foraminifer so še odlomki kodiacej in dazikladacej. V srednji tretjini profila prevladuje sparitni apnenec z redkimi tankimi vložki mikritnega apnenca. V takih primerih je vidna slabo izražena plastovitost. V zgornji tretjini je značilen horizont z velikimi megalodontidami, stromatoliti, odlomki briozojev, ehinodermov in alg. Ponekod najdemo tudi plasti apnenca z onkoidi. Na zahodni strani Menine planine prevladuje nad tem horizontom apnenec, na vzhodni strani pa dolomit (sl. 3).

FOSILI Fossile	SKIT	ANIZ	LADIN	KARN	LIAS			
	Skyth	Anis			RET - Rat	SPODNJI - Untere	SREDNJI - Mittlere	ZGORNJI - Obere
	ZAJZER - Seiser	KAMPIL - Campil	FASAN - Fassan	JULIJ - Jul	NORIK - Nor	TUVAL		
Foraminifere								
Foraminiferen								
<i>Meandrospira iulia</i>	○							
<i>Permodiscus cf. pragsoides</i>				○				
<i>Permodiscus p. oscilens</i>					○			
<i>Orbitopsella praecursor</i>								○
<i>Triassina hantkeni</i>						○		
Alge								
Algen								
<i>Diplopora annulata</i>				○				
<i>Teutloporella cf. herculea</i>				○				
<i>Palaeodasycladus mediterraneus</i>								○
<i>Sestrosphaera liasina</i>								○
<i>Clypeina besici</i>						○		
Polža								
Schnecken								
<i>Holopella gracilior</i>	○							
<i>Natiria costata</i>	○							
Školjke								
Muscheln								
<i>Posidonia wengensis</i>								
<i>velike megalodontide</i>								○
Konodonti								
Conodonten								
<i>Chirodella polonica</i>								
<i>Didymodella alternata</i>								
<i>Enantiognathus zieglerei</i>								
<i>Hibbardella lautissima</i>								
<i>Hibbardella magnidentata</i>								
<i>Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri</i>								
<i>Hindeodella (M.) suevica</i>								
<i>Ozarkodina tortilis</i>								
<i>Ozarkodina seginata</i>								
<i>Ozarkodina ? torta</i>								
<i>Prionidina excavata</i>								
<i>Prionidina (Cypridodella) muelleri</i>								
<i>Prionidina (C.) venusta</i>								
<i>Paragondolella navicula</i>								
<i>Gondolella polygnathiformis</i>								
<i>Prioniodella prioniodellides</i>								
<i>Prioniodella ctenoides</i>								
<i>Pachycladina sp.</i>	○							

Sl. 8. Stratigrafska razširjenost fosilov
Abb. 8. Stratigraphische Verbreitung der Fossile

STRATIGRAFSKA RAZŠIRJENOST FOSILOV PO AVTORJIH
Stratigraphische Verbreitung der Fossile nach Autoren

Kochansky & Pantić (1966)
Oberhauser (1964)
Oberhauser (1964)
Radoičić (1966)
Radoičić (1966), Majzon (1954)

Herak (1965)
Herak (1965)
Radoičić (1966)
Radoičić (1966)
Pantić (1966)

Ogilvie Gordon (1927)
Ogilvie Gordon (1927)

Ogilvie Gordon (1927)
Buser & Ramovič (1968)

Kozur & Mostler (1972)

Huckriede (1958)
Kozur (1971)
Ganev & Stefanov (1967)
Huckriede (1958)
Staesche (1964)

Legenda
Legende

- Stratigrafski položaj fosilov
Stratigraphische Position der Fossile
- Opazovana razširjenost
Beobachtete Verbreitung
- Domnevna razširjenost
Vermutliche Verbreitung

Kordevolsko-zgornjetriadne kamenine presegajo na Menini planini debelino 1000 m. Na Dobroveljski planoti, kjer je debelina prav takšna, prevladuje enak dismikritni in biosparitni apnenec s številnimi odlomki alg in briozojev. V nekaterih delih so organski ostanki v takih množinah, da so kamenotvorni. V Rovtu nad Šmartnim ob Dreti smo našli takoj nad kontaktom s fassansko-langobardskimi plastmi slabo ohranjene lupine polžev in preseke majhnih pelagičnih školjk. V srednjem delu profila so v biosparitu v Golih vrtačah alge *Teutlopora cf. herculea* (Stopp.). V zgornjem delu najdemo v več horizontih velike megalodontide, ki jih spremljajo stromatoliti, tanki vložki sinsedimentarne apnene breče in kokarde (solution cavities) (sl. 3).

Zgornja triada in lias. Večji del kamenin litijskega nariva je zgornjetriadne in liasne starosti. Predstavljajo jih večinoma apnenci, ki zavzemajo noriško in retsko stopnjo zgornje triade in spodnjo juro. Kjer karnijski skladi niso posebej razviti, obsega apnenec tudi vso karnijsko stopnjo.

Na Rašici je svetlo sivi jedrnati in drobnozrnati apnenec. V triadnem delu je mikrit in sparit. Plastovitost je slabo izražena. V apnencu najdemo plasti belega kristalastega dolomita in dolomitiziranega apnenca, debele decimeter do enega metra, takoj nad kontaktom s karnijskimi plastmi pa tudi stromatolite. Plasti dolomita in dolomitiziranega apnenca so po nekaj 100 metrih izklinijo. V zgornjem delu apnenca je 1 do 2 m debel horizont z velikimi megalodontidami, ki imajo v premeru tudi do 20 cm. Na Debelem vrhu smo našli celo troje megalodontidnih horizontov. Velikost školjk raste od spodnjega k zgornjemu horizontu.

Najvišji del apnenega kompleksa vsebuje leče svetlo sivega cosparitnega in pseudoosparitnega apnenca s foraminifero *Orbitopsella praecursor* (Gümbel) in z alga *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia. Ta del apnenca je že liasne starosti.

Na Rašici cenimo debelino zgornjetriadno-liasnih apnencev na okoli 1000 m.

Med Domžalami, Prikrnico in Cisljem se razteza širok pas enakega apnenca kot na Rašici. V spodnjem delu je alga *Clypeina besici* Pantić in foraminifera *Permodiscus* sp. Više sledi *Permodiscus pragsoides oscilens* (Oberhauser). V zgornjem delu najdemo več horizontov z megalodontidami, stromatoliti in sinsedimentarno brečo. Po nekaj deset metrov debelem vložku sparitnega apnenca sledi temnejši apnenec z majhnimi lečami oolitnega apnenca. Te kamenine vsebujejo alge *Triassina hantkeni* Majzon, *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia, *Sestrosphaera liasina* Pia, *Pianella* sp., kodiaceje, nitaste alge, foraminifero *Orbitopsella praecursor* (Gümbel), radiolarije in krinoide (sl. 6).

Problem kronostratigrafskih mej

Meje med posameznimi triadnimi enotami so povečini litostratigrafske. Vodilnih fosilov ni, našli smo samo parakronostratigrafske fosile. Na podlagi teh smo poskusili korelirati litostratigrafske enote s kronostratigrafskimi. Pri tem se je pojavil glavni problem kronostratigrafskih meja znotraj posameznih lito-loških enot. Nekaj problemov smo rešili, več pa jih je ostalo nerešenih.

Meja med paleozojskimi in skitskimi kameninami je litološko jasna. Prvi fosili se pojavijo šele v srednjem delu kampilskih plasti. V njih smo našli polža *Holopella gracilior* (Schauroth) in *Natiria costata* (Münster), foraminifero *Me-*

androspira iulia (Premoli Silva) in konodonta *Pachycladina* sp., ki so vodilni za kampilsko podstopnjo. Vrhnji del kampilskih plasti, ki je večinoma dolomitno ali dolomitno-laporno razvit, je brez fosilov. Zato se litoška meja med skitom in anizom le približno sklada s kronostratigrafsko mejo (sl. 8).

V anizičnem dolomitu nismo našli nikakršnih fosilnih ostankov.

V spodnjem delu psevdofiljskih plasti nismo našli konodontov, pač pa šele više v profilu. Zato je njihova spodnja meja problematična. Najstarejše najdbe v spodnjem delu plasti kažejo s konodonti *Hibbardella lautissima* (Huckriede), *Ozakordina saginata* Huckriede in *Prionidina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede) na pričetek psevdofiljske sedimentacije s fassanom, *Paragondolella navicula* (Huckriede) pa na pričetek sedimentacije v srednjem delu pelsona. Vendar številnejše najdbe fassanskih konodontov kažejo bolj na pričetek sedimentacije psevdofiljskih plasti v fassanu.

Psevdofiljski facies langobardske podstopnje se prične s školjko *Posidonia wengensis* Wissmann in konodontom *Ozarkodina? torta* (Mosher). Zanimive so najdbe nekaterih konodontov, ki jih navajajo posamezni avtorji zunaj območja. Tako smo našli vrsto *Chirodella polonica* Kozur & Mostler v langobardskih plasteh ter vrsti *Prionidina excavata* Mosher in *Gondolella polygnathiformis* Boudurov & Stefanov v fassan-langobardu.

V spodnjem delu kordevolskega apnenca smo našli 20 m nad kontaktom s psevdofiljskimi plastmi foraminifero *Permodiscus* cf. *pragsoides* (Oberhauser), v spodnjem in srednjem delu kordevolskega dolomita alga *Diplopora annulata* Schafh. in zgornjem delu kordevolskega apnenca alga *Teutloporella* cf. *herculea* (Stoppani). Kronostratigrafska meja med psevdofiljskimi plastmi in kordevolskim dolomitom se le približno sklada z litostratigrafsko mejo. Po algi *Diplopora annulata* in foraminiferi *Permodiscus* cf. *pragsoides* sklepamo, da pripada spodnji del dolomita še langobardski podstopnji.

V karnijskih plasteh litijskega nariva, ki se tudi litoško ločijo od mlajših in starejših plasti, smo našli značilno alga *Clypeina besici* Pantić in konodonte, ki pa še niso determinirani. Isto vrsto vsebuje tudi neplastoviti apnenec, ki smo ga uvrstili v kordevolsko-zgornje triadne in zgornjetriadno-liasne sklade. Kronostratigrafska meja kordevol-karn določujejo najdbe alg *Teutloporella* cf. *herculea* (Stoppani) v zgornjem delu kordevolskega dolomita in najdbe alg *Clypeina besici* v julijski podstopnji. Pri Dcmžalah smo našli v vrhnjem delu temnega karnijskega apnenca alga *Clypeina besici*, takoj nad njim pa v svetlem apnencu foraminifero *Permodiscus pragsoides oscilens* (Oberhauser), ki označuje pričetek noriške stopnje. Iz slednjega sklepamo, da najdemo alga *Clypeina besici* samo v karnijski stopnji, noriška stopnja pa se prične s foraminifero *Permodiscus pragsoides oscilens* (primerjaj Z a n k l, 1971).

V kordevolsko-zgornjetriadnem apnencu je v zgornjem delu horizont z velikimi megalodontidami, ki verjetno pripada že retski stopnji (B u s e r & R a m o v š, 1968). Smatramo, da je horizont velikih megalodontid več ali manj stalen, ker se po nekaj metrih ali kilometrih izklinja in zopet pojavi.

Na prehodu retske stopnje v lias je bila na več krajih v litijskem narivu najdena foraminifera *Triassina hantkeni* Majzon. V isti tektonski enoti smo našli vodilne mikrofosile šele v srednjem liasu. V spodnjem delu je *Sestro-sphaera liasina* Pia, v srednjem delu pa *Palaedasyclus mediterraneus* Pia in *Orbitopsella praecursor* (Gümbel).

Paleogeografski razvoj

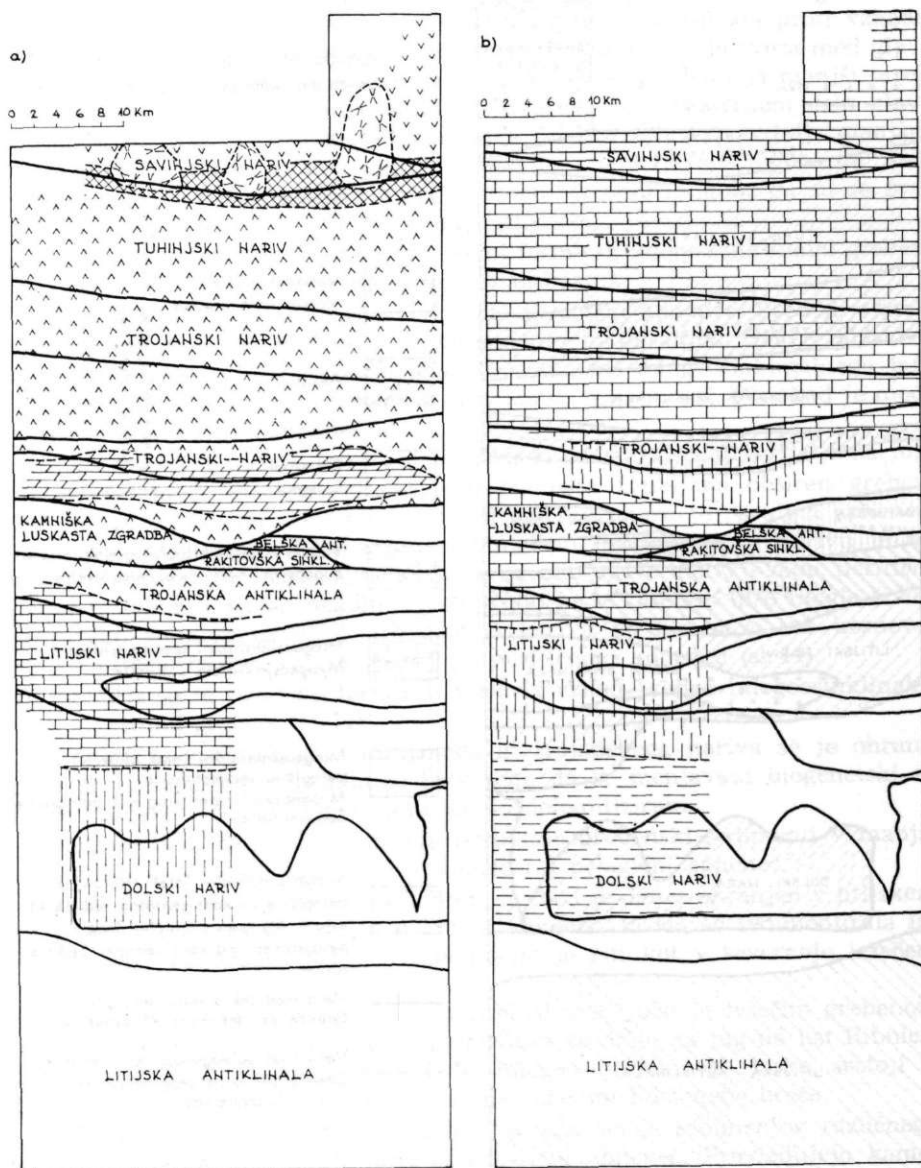
Začetek triade karakterizira močna transgresija na izravnani relief, ki se je formiral konec paleozoika. Paleozojska podlaga je bila zgrajena iz klastičnih temnih permokarbonskih kamenin, na katerih so se formirale večje in manjše kadunje. V njih se je sedimentiral klastični material srednjega perma kot značilni vijoličasti grödenski facies. Glede na tip sedimentacije domnevamo, da so grödenski sedimenti pretežno kontinentalnega in fluvialnega faciesa. V zgornjem permu je v nekatere od teh kadunj vdrlo morje. V posameznih bazenih so se sedimentirali karbonatni sedimenti. Zaradi relativne zaprtosti bazenov obstaja tudi možnost, da so se poleg morskih usedali tudi brakični sedimenti. V času skitske transgresije se je v zgornjepermskih bazenih nadaljevala karbonatna sedimentacija še v skitu, medtem ko drugod leže skitske plasti transgresivno in diskordantno na grödenskih ali permokarbonskih kameninah (sl. 4 in 11). V skitu kaže pisani sklop sedimentov, ki se med seboj hitro menjavajo, na nemirno osciliranje dna v pelagični morski sredini.

V anizu se je morsko dno umirilo. Zanj je značilen neritični neplastoviti dolomit, ki je sterilni. Domnevamo, da je bila globina morja večja od maksimalne kritične globine, v kateri še lahko uspevajo alge, ki so najbolj značilne za sedimentacijo na grebenih (sl. 11).

V fassanu in langobardu so se formirali prvi geosinklinalni jarki in vmesni grebeni, ki imajo smer vzhod—zahod in so si sledili eden za drugim v smeri sever—jug. Na severu se je formiral širok eugeosinklinalni jarek, katerega sedimente najdemo danes v savinjskem in tuhinjskem narivu ter na severni strani trojanskega nariva. V eugeosinklinalnem jarku so se usedali psevdosiljski sedimenti (sl. 8 in 11).

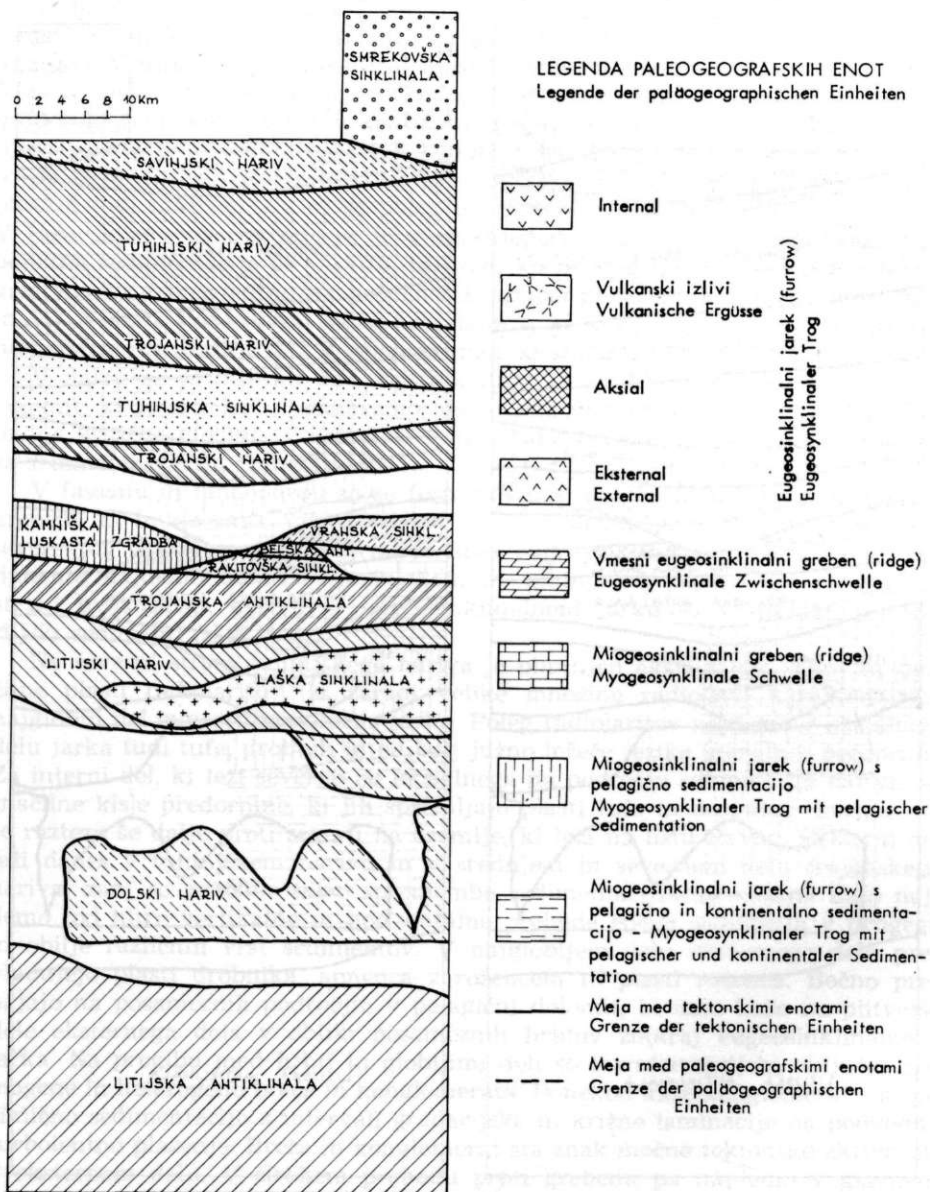
Na severni strani tuhinjskega nariva je ohranjen aksialni del. Zanj so značilne plasti radiolaritov, ki zaradi velike množine radiolarij karakterizirajo najgloblji del eugeosinklinalnega jarka. Poleg radiolaritov najdemo v aksialnem delu jarka tudi tufe, drobnik in najbolj južno ležeče jezike inicialnih predornin. Za interni del, ki leži severno od aksialnega na področju savinjskega nariva, so značilne kisle predornine, ki jih spremljajo plasti tufa in drobnika. Interni del se razteza še dalje proti severu na ozemlje, ki leži na listu Ravne. Eksterni del leži danes v tuhinjskem narivu in v srednjem in severnem delu trojanskega nariva; zanj so značilne hitre spremembe sedimentacijskega okolja. Zato najdemo tod hitre vertikalne in horizontalne prehode enega sedimenta v drugega in obilje različnih vrst sedimentov. V najglobljem delu eksternega dela prevladujejo plasti drobnika, apnenca z rožencem in plasti roženca. Bočno prehajajo na posameznih področjih v pelagični dolomit, ki nam kaže na plitvejše dele eksternega dela v obliki posameznih hrbtov znotraj eugeosinklinalnega jarka. Na pregibu med hrbti in globljimi deli so intraformacijski vključki homogene in heterogene breče in konglomerata. Ponekod kaže konglomerat s svojo ciklično sedimentacijo z intervali gradacijske in križne laminacije na podvodno turbolentno plazenje. Breča in konglomerat sta znak močne tektonske aktivnosti v eksterne delu. V širokem prehodu proti grebenu pa najdemo v glavnem pelagični apnenec, ki vsebuje le malo roženca.

V južnem delu trojanskega nariva prehaja eksterni del eugeosinklinalnega jarka v manjši greben, kjer se je sedimentiral neritični apnenec. Zaradi sekundarne dolomitizacije predstavlja danes greben neritični dolomit.



Sl. 9. Paleogeografska karta osrednjega dela Posavskih gub v fassan-langobardu (a) in karniku (b)

Abb. 9. Die paläogeographische Karte der mittleren Savefalten im Fassan-Langobard (a) und im Karnik (b)



Sl. 10. Palinspastična karta tektonskih enot v osrednjem delu Posavskih gub
 Abb. 10. Die palinspastische Karte der tektonischen Einheiten in den mittleren Save-
 falten

V rakitovski sinklinali, ki je ležala v prvotnem položaju precej južneje od trojanskega nariva, najdemo ponovno psevdofiljske sedimente, ki so značilni za eksterni del eugeosinklinalnega jarka. V njem se menjavata neritični apnenec in drobnik. Omenjeni manjši jarek predstavlja vzporedni jarek glavnemu eugeosinklinalnemu jarku. Vmesni greben se v smeri od zahoda proti vzhodu izklinja, tako da na vzhodni strani preiskanega ozemlja obstaja zveza med glavnim in stranskim eugeosinklinalnim jarkom. V bistvu predstavlja manjši jarek le zaliv, ki ima isto os kot eugeosinklinalni jarek. Že v eksternem delu glavnega jarka je opaziti tendenco formiranja posameznih vzporednih manjših jarkov. Posebno močna je ta tendenca v spodnjem delu fassan-langobarda. Šele med najmočnejšim pogrezanjem jarka v zgornjem delu langobarda so se prej omenjeni podmorski hrbti spustili v večjo globino.

Dalje proti jugu, v litijskem narivu, je bil formiran miogeosinklinalni greben, ki mu sledi še bolj proti jugu miogeosinklinalni jarek.

Miogeosinklinalni greben predstavlja bel pelagični apnenec. Prehod v miogeosinklinalni jarek na tem delu ozemlja danes ni ohranjen. Šele v dolskem narivu so ohranjeni fassansko-longobarski sedimenti miogeosinklinalnega jarka. Tod so odloženi pelagični apnenec in dolomit, tufit in tuf. Ponekod je močnejše prisotna laporna komponenta.

V dolskem narivu je bil interni del jarka, ki pa mora segati še dalje na jug.

V kordevolu je obsegal celotno področje lista Ljubljana obširen greben. V začetku se je odlagal večinoma neritični apnenec, pozneje pa algin apnenec. V dolskem, litijskem in deloma tudi tuhinjskem in savinjskem narivu je bil apnenec dolomitiziran. Algin apnenec kaže na zelo plitvo morsko vodo, neritični apnenec in dolomit pa na nekoliko globlje morje, v katerem niso mogle živeti alge v tako veliki množini. V trojanskem narivu je bilo skozi ves kordevol nekoliko globlje morje, kar sklepamo po neritičnem apnencu (sl. 11).

V karniku so se ponovno formirali v smeri vzhod—zahod miogeosinklinalni jarki z vmesnimi grebeni (sl. 11).

Na območju savinjskega, tuhinjskega in trojanskega nariva se je ohranil greben še iz kordevola. Razlika je le v tem, da se menjavata biogenetski in neritični apnenec. Nekateri deli apnenca so dolomitizirani.

V južnem delu trojanskega nariva prehajajo grebenski sedimenti v manjši miogeosinklinalni jarek, kjer se je sedimentiral pelagični apnenec.

Južneje ležeči manjši miogeosinklinalni greben je danes ohranjen v litijskem narivu. Sestavljata ga biogeni in neritični apnenec, ki sta se sedimentirala izmenoma drug na drugega. Tip sedimentacije je isti kot v severneje ležečem grebenu.

V litijskem narivu je viden jezičast prehod med južneje ležečim grebenom in miogeosinklinalnim jarkom, ki se razprostira še dalje na jug na list Ribnica. Litijski nariv, ki predstavlja severni del miogeosinklinalnega jarka, sestoji iz neritičnega apnenca in dolomita z vmesnimi plastmi homogene breče.

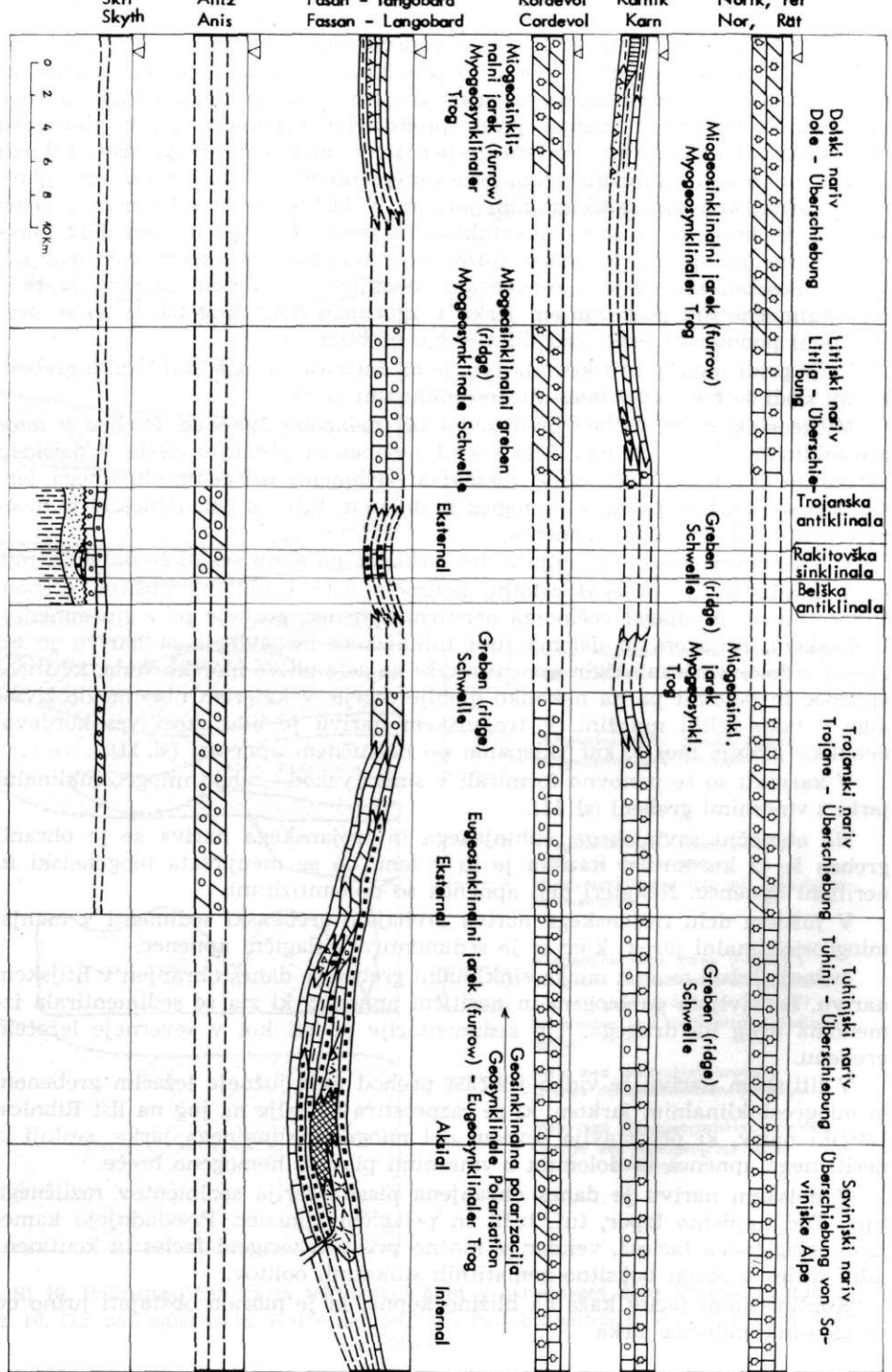
V dolskem narivu je danes ohranjena pisana serija sedimentov različnega tipa. Tod najdemo lapor, tuf, tufit in pelagični apnenec. Prevladujejo kame-nine pelagičnega faciesa, vendar je močno prisoten terigeni facies in kontinentalni facies v obliki boksitno-hematitnih silikatnih oolitov.

Kontinentalni facies kaže na bližino kopna, ki je moralo obstajati južno od miogeosinklinalnega jarka.

Paleozojska podlaga

Paläozoische

Grundlage



Paleozojska podlaga
Paläozoische Grundlage



Zgornjepermski karbonatni sedimenti
Karbonatsedimente des Oberperm

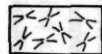


Srednjeperski klastiti
Klastite des Mittelperm

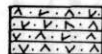


Permokarbonski klastiti
Klastite des Permokarbon

Vulkansko-sedimentni fazies
Vulkanogen-sedimentäre Fazies



Vulkaniti inicialnega vulkanizma
Vulkanite des Initialvulkanismus

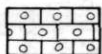


Tufi in tuffiti
Tuffe und Tuffite

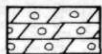


Drobnik in glinasti skrilavec
Grauwacken und Tonschiefer

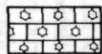
Neritični fazies
Neritische Fazies



Neritični apnec
Neritischer Kalk



Neritični dolomit
Neritischer Dolomit

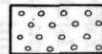


Biogeni apnec
Biogener Kalk



Biogeni dolomitizirani apnec
in dolomit
Biogener Dolomitkalk und Dolomit

Terigeni fazies
Terrigene Fazies

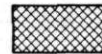


Konglomerat

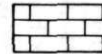


Lapor
Mergel

Pelagični fazies
Pelagische Fazies



Radiolarit



Pelagični apnec
Pelagischer Kalk



Apnec z rožencem
Hornsteinkalk



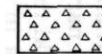
Pelagični dolomit
Pelagischer Dolomit

Kontinentalni fazies
Kontinentale Fazies

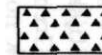


Boksit
Bauxit

Brečni fazies
Brekzien-Fazies



Homogena breča
Homogene Breccie



Heterogena breča
Heterogene Breccie

Sl. 11. Paleogeografski profili
Abb. 11. Die paläogeographischen Profile

V noriku in retu sta se sedimentirala organski in neritični apnenec. Na območju dolskega nariva je v spodnjem in zgornjem delu organski stromatolitni dolomit, v srednjem delu pa neritični dolomit. Prvi kaže na zelo plitvo vodo, drugi pa na nekoliko bolj globoko. V litijskem narivu se menjavajo plasti organskega in neritičnega apnenca. Enaka sedimentacija je tudi v trojanskem, tuhinjskem in savinjskem narivu (sl. 11).

V tuhinjskem in savinjskem narivu so se usedali grebenski sedimenti neritičnega faciesa od kordevola do reta. Enake paleogeografske razmere so vladale tudi v severnem delu trojanskega nariva in v severnem delu litijskega nariva. V litijskem narivu se je nadaljevala neritična sedimentacija še v liasu.

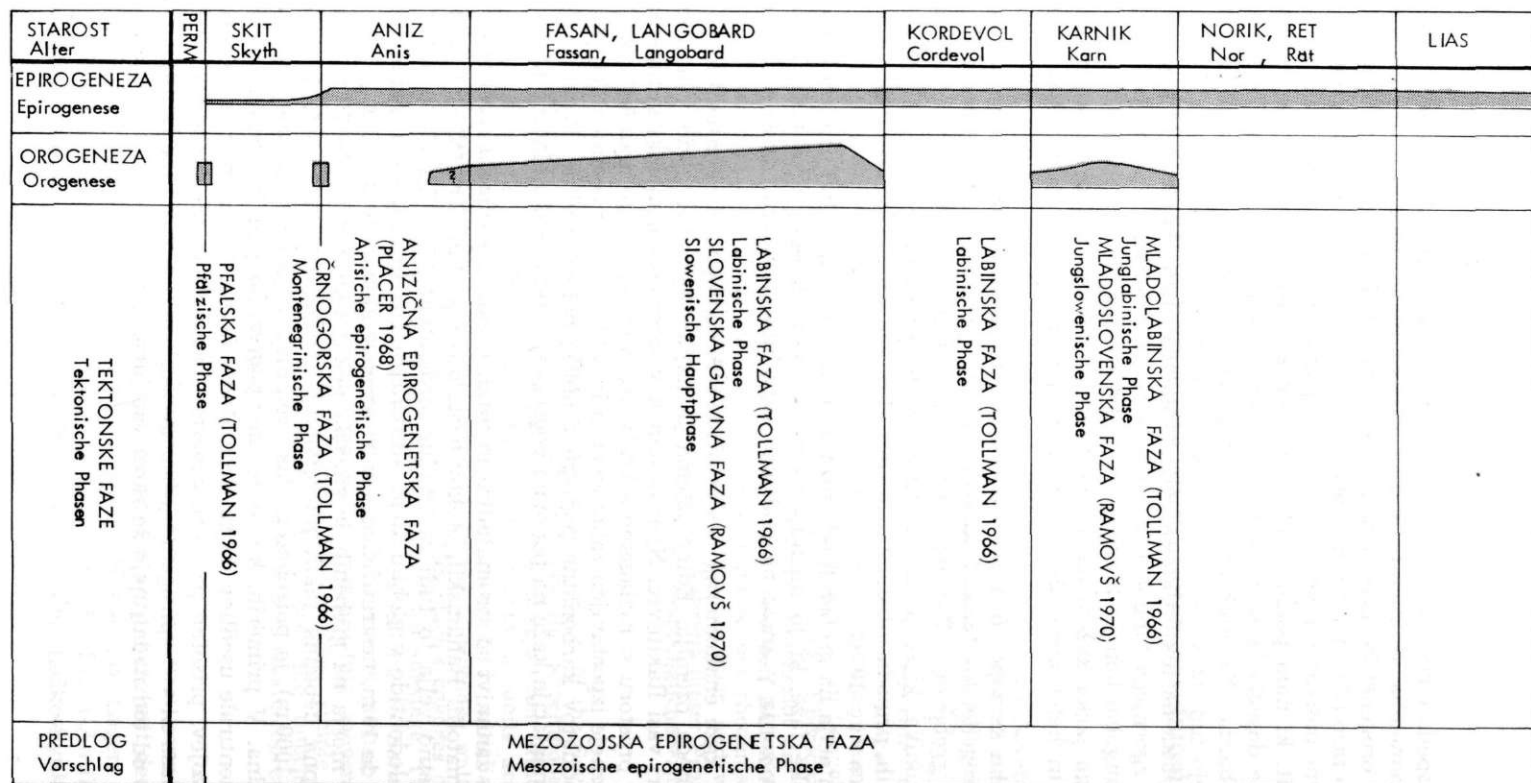
Grebenski razvoj, ki je trajal v severno ležečih tektonskih enotah od karnika prek norika in reta, vsebuje nekatere elemente, ki so v podobnem razvoju iste starosti v Severnih apneniških Alpah, kjer so se različni sedimenti usedali v plitvem morju globine do 20 m (Zankl, 1971). Podobne razmere so bile tudi na področju lista Ljubljana. Za prikaz odnosov med posameznimi faciesi znotraj grebena so potrebne še dodatne raziskave.

Na splošno lahko strnemo paleogeografski razvoj takole:

Pričetek alpidskega orogenetskega ciklusa označuje močna skitska morska transgresija. Nemirna sedimentacija spodnje triade se je umirila šele v anizu. V fasanu in langobardu se formirajo prvi jarki in vmesni grebeni. Na severu je širok eugeosinklinalni jarek, na jugu pa širok miogeosinklinalni jarek. Vmes se je formiral miogeosinklinalni greben. Po razporeditvi obeh jarkov lahko določimo smer geosinklinalne polarizacije. Na našem ozemlju ima smer od severa proti jugu. Geosinklinalna polarizacija nam podaja smer migracije orogena in smer poznejših tektonskih struktur — poleglih gub in narivanj (Aubouine, 1965). Na območju lista Ljubljana si izmenoma sledijo obdobja, ko je celotno področje pripadalo grebenu (aniz, kordevol in norik-ret) ter obdobje, ko so se formirali jarki z vmesnimi grebeni (fasan-langobard in karn). Iz tega tudi sledi, da je sedimentacija v jarkih in na grebenih omejena na določena obdobja. Jarki niso nastajali vedno na istem prostoru. Tako imamo na območju, kjer je bil eugeosinklinalni jarek v fasanu in langobardu, v poznejših obdobjih triade grebenski razvoj sedimentov. Severni karnijski miogeosinklinalni jarek se je formiral na ozemlju, kjer je bil od aniza do kordevola greben. Južni karnijski miogeosinklinalni jarek je nastal na prostoru, kjer je bil v kordevolu greben, v fasanu in langobardu pa delno miogeosinklinalni jarek, delno pa miogeosinklinalni greben.

Tektogeneza

Smer formiranja glavnih prelomnih sistemov je v ozki zvezi s pogrezanjem miogeosinklinalnih in eugeosinklinalnega jarka. Smer jarkov nam pokaže tudi smer glavnega prelomnega sistema. Lahko trdimo, da je bil v posameznih tektonskih fazah skozi vso triado prisoten sistem s smerjo vzhod—zahod. Posamezne bočne spremembe sedimentacije v jarkih pa kažejo na podmorske hrbte in na prelomne sisteme prečne smeri. Ker pa so bočne spremembe znotraj posameznih jarkov veliko manjše v primerjavi s spremembami, ki jih vidimo med jarki in grebeni, lahko sklepamo, da so bili prečni prelomi manj intenzivni od vzdolžnih. Verjetno so dali prelomni sistemi ozemlju parketno zgradbo.



Sl. 12. Orogenetske in epirogenetske faze
Abb. 12. Die Gebirgsbildungsphasen

Močna spodnjetriadna transgresija je vezana na pfalsko orogenetsko fazo (sl. 12). Sprememba sedimentacije med skitom in anizom kaže na rahel vpliv črnogorske orogenetske faze. Pogrezanje jarkov v fassanu in langobardu kaže na labinsko fazo (T o l l m a n n , 1966) ali na slovensko glavno fazo (R a m o v š , 1971). Glavni indikator maksimalne točke pogrezanja eugeosinklinalnega jarka je radiolarit, ki nam pokaže tudi vrh labinske faze. Na podlagi tega domnevamo, da je dosegla labinska faza na ozemlju lista Ljubljana vrh v zgornjem delu langobarda. Na maksimalna tektonska premikanja v zgornjem langobardu kažejo tudi izlivi lave inicialnega vulkanizma. Izlivi so nastali v ekster-nem delu jarka na tektonsko najbolj prizadetem delu. Jarek se je pogrezal od fassana do zgornjega langobarda, nato pa se je v veliko krajšem obdobju med zgornjim langobardom in kordevolom zopet dvignil. V ekster-nem delu eugeo-sinklinalnega jarka kažejo na močno radialno tektoniko tudi intraformacijska homogena in heterogena breča ter tanjše plasti ciklične sedimentacije turbiditov.

V karniku se zopet formirajo posamezni miogeosinklinalni jarki, ki kažejo na novo orogenetsko fazo. Tektonsko najbolj prizadet je bil zopet rob med jarkom in grebenom. Tod najdemo tanke plasti intraformacijske homogene breče. Tektonika, ki se je manifestirala skozi ves karnik v obeh miogeosinklinalnih jarkih, pripada mladolabinski fazi (T o l l m a n n , 1966) ali mladoslovenski fazi (R a m o v š , 1971).

Sedimentacija na grebenih od aniza do liasa kaže na stalno prisotnost močne epirogenetske faze, ki jo imenujemo mezozojska epirogenetska faza. Epirogenetska pogrezanja v anizu na področju vzhodnih Karavank omenja P l a c e r (1968).

V anizu kaže enakomerna neplastovita sedimentacija na konstantno pogre-zanje celotnega ozemlja. Edina izjema je najdba boksitne gline v anizičnem dolomitu pri vasi Rakitovec. Njen nastanek v sicer enotni morski sedimentaciji na širokem prostoru si razlagamo s kratkotrajno okopnitvijo manjšega predela, ki je bil pozneje izpostavljen zakrasevanju in s tem v zvezi sedimentaciji pepe-rinskih produktov karbonatne podlage v obliki boksitne gline. Poznejša dolo-mitna sedimentacija kaže na ponovno pogrezanje pod morsk gladino (Z a n k l , 1971).

Posebno zanimivi so stromatolitni in ostali organski sedimenti grebenov. Re-centni stromatoliti Bahamskih otokov nastajajo v globini 2 m (M o n t y , 1965, 1967). Verjetno velja to tudi za triadne stromatolite. Po Z a n k l u (1971) so živele megalodontide v globini 10 m, stratificirani sedimenti so se sedimentirali v globini 5 do 10 m, nestratificirani detritus pa v globini 10 do 30 m.

Globina morja na grebenih je znašala nekaj centimetrov do 30 m. Ker pa doseže skupna debelina takih plitvodnih sedimentov več 100 m (v zgornji triadi prek 1000 m), je potrebno za tako sedimentacijo kontinuirano pogrezanje morskega dna. V primerih, ko se je dno pogreznilo pod kritično mejo 30 m, so se sedimentirale usedline, ki so siromašne s favno. V njih manjkajo združbe alg in brizozjev, prisotne pa so posamezne foraminifere in ehinodermi.

Konec liasa ni več epirogenetskih pogrezanj na ozemlju lista Ljubljana, pač pa se južno od tod nadaljujejo še skozi vso juro.

Trias im geologischen Bau der mittleren Savefalten

Uroš Premru

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

In der geologischen Struktur des Mittelgebietes der Savefalten unterscheidet der Verfasser den autochthonen von dem allochthonen Teile, und sondert einzelne tektonische Einheiten nach ihren lithologischen und biostratigraphischen Merkmalen aus. Die autochthonen Einheiten bestehen hauptsächlich aus dem paläozoischen Kerne; auf den Flankenseiten der Antiklinalen sind auch die ältesten mesozoischen Schichten erhalten geblieben. In den allochthonen Einheiten dagegen überwiegen bei weitem triassische Schichten. Die meisten faziellen Änderungen kommen in der skythischen und karnischen Stufe, sowie in der Fassan-Langobard Unterstufe vor. Die jüngsten Schichten, welche in der Überschiebung vorkommen, gehören ins Sarmat. Der Verfasser beschreibt die Reihenfolge der tektonischen Bewegungen, welche den heutigen Bau der Savefalten erzeugt haben; die Hauptbewegung schreibt er der rhodanischen Phase zu. Die ursprünglich einfachen Falten kippten über, und wurden dem autochthonen Grundgebirge überschoben. Während dieser Prozesse wurde das ganze Gebiet auf zwei Drittel dessen ursprünglicher Ausmasse zusammengedrückt.

In the geologic structure of the central region of the Sava Folds the author distinguishes the autochthone from the allochthone part, and separates out individual tectonic units according to their lithological and biostratigraphical characteristics. The autochthone units are composed mainly of the Paleozoic core; on either sides of the anticlines also the oldest Mesozoic strata are preserved. In the allochthone units, however, Triassic beds are definitely prevailing. Most facies changes occur in the Skith and Carnic stages and Fassan-Langobard substage. The youngest beds, present in the overthrust structure, belong to Sarmatian. The author reviews the sequence of the geologic events, having lead to the recent structural features; the main overthrusting movement is attributed to the Rhodanian orogeny. The primary simple folds were moved into recumbent position, and thrust over the autochthone basement. During these processes the whole region was compressed to two thirds of its original extent.

Für die Deutung verschiedener Fazies der Trias in den mittleren Savefalten wurde eine palinspastische Karte ausgearbeitet. Im Vergleiche mit dem heutigen Bau der tektonischen Einheiten, sind auf dieser Karte ihre Lagen etwas verändert. Von Süden nach Norden folgen aufeinander die Litija-Antiklinale, die Dole-Überschiebung, die Litija-Überschiebung mit der Laško-Synklinale, die

Trojane-Antiklinale, die Rakitovec-Synklinale und die Bela-Antiklinale, welche flankenseitlich in den Kamnik-Schuppenbau übergeht, die Vransko-Synklinale, die Trojane-Überschiebung mit der Tuhinj-Synklinale und die Überschiebung von Savinjske Alpe mit der Smrekovec-Synklinale.

Die Triasgesteine sind meistens im Allochton, während sie im Autochton nur auf den Sätteln der Trojane- und Bela-Antiklinale gefunden worden sind. In der skythischen Schichtfolge wechseln Dolomit, Silt, Mergel und Tonschiefer ab. Im tieferen Teile werden dazwischen auch seltene Oolitenkalk- oder Ooliten-dolomitlinsen angetroffen, im mittleren Teil besteht ein unterbrochener Horizont von oolitischen Karbonatgestein. In dem dunklen Kalkstein der Campiler Schichten sind die Schnecke *Holopella gracilior* (Schauroth) und *Natiria costata* (Münster), die Foraminifere *Meandrospira iulia* (Premoli Silva) und Conodonten *Pachylina* sp. gefunden worden.

Der Anisdolomit ist meistens nicht geschichtet und enthält keine Fossilien.

Die Fassan-langobardischen Gesteine sind in drei Fazies entwickelt. In dem miogeosynklinalen Troge haben verschiedene geschichtete Dolomite, Mergel und Kalksteine, mit Tuf- und Tuffitzwischen-schichten sedimentiert. Auf den Schwellen bestehen Karbonatsedimente, die meistens sekundär dolomitisiert sind. In dem eugeosynklinalen Troge wird eine verschiedenartige Reihe von Gesteinen, die als pseudogailtaler Gesteine bekannt sind, angetroffen. In diesen wechseln die einzelnen lithologischen Glieder schnell ab. Im dunklen Kalkstein wurde die Muschel *Posidonia wengensis* Wissmann wie auch viele Conodonten gefunden. Die untere sowie die obere Grenze der pseudogailtaler Gesteine ist noch problematisch. Den Conodonten nach, fing die Sedimentation wahrscheinlich mit Fassan oder sogar Mitte von Pelson an. Auch die chronostratigraphische Grenze zwischen Langobard und Cordevol ist noch nicht genau bestimmt. Auf Grund der gefundenen Mikrofossilien kann sie noch etwas höher als die pseudogailtaler Gesteine reichen.

Interessant ist der Fund von Conodonten in den pseudogailtaler Gesteinen mit anderem stratigraphischen Bereiche als aus Literatur bekannt ist. Zu erwähnen sind die Spezies *Chirodella polonica* Kozur & Mostler, *Prionidina excavata* Mosher und *Gondolella polygnathiformis* Bodurov & Stefanov.

Die Cordevol-Unterstufe ist in der Form von hellem Schwellenkalkstein und -dolomit entwickelt. Der Dolomit enthält die Alge *Diplopora annulata* Schafhäutel, der Kalkstein *Teutloporella* cf. *herculea* (Stoppani) und die Foraminifere *Permodiscus* cf. *pragsoides* (Oberhauser), wie auch viele Bruchstücke von Briozoen, Algen und Echinodermen.

In der karnischen Stufe hat sich auf den Schwellen ähnlicher Kalkstein wie im Cordevol ausgebildet. In ihm wurde die Alge *Clypeina besici* Pantić gefunden. Dieselbe Spezies kann auch am Randgebiet der miogeosynklinalen Sedimentation, welche mit dunklem Kalkstein und Dolomit, verschiedenfarbigem Tonschiefer, Tuff, Mergel und Oolith aus Bauxit-Silikat Schalen, gefunden werden.

In Nor und Rhät setzt sich die Schwellensedimentation fort; in der Litija-Überschiebung dauert sie noch bis zur Lias. Für sie sind Stromatolithen und organogener, stellenweise dolomitisierter, Kalkstein charakteristisch. Im tieferen Teile des Kalksteines befindet sich die Foraminifere *Permodiscus pragsoides oscilens* (Oberhauser), im oberen Teile ein unterbrochener Horizont mit grossen

Megalodontiden, und über ihnen die Foraminiferen *Triassina hantkeni* Majzon. Im liassischen Teile des Profiles wurden die Algen *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia und *Sestrosphaera liasina* Pia, sowie die Foraminifere *Orbitopsella praecursor* (Gümbel) gefunden.

Am interessantesten ist die Anordnung der geosynklinalen Tröge im Fassin und Langobard. Im Norden erstreckt sich ein breiter eugeosynklinaler Trog. Im Innerteil tritt charakteristischer saurer Initialvulkanismus auf, im axialen Teil Radiolarit. Der Aussenteil ist am verschiedenartigsten entwickelt. Südlich von ihm ist eine kleinere Zwischenschwelle und ein kleinerer eugenosynklinaler Trog mit externer Sedimentation. Es folgt eine miogeosynklinal Schwelle, und ihr ein miogeosynklinaler Trog. Von dieser Anordnung ist die geosynklinal Polarisation von Norden nach Süden ersichtlich, welche auch durch die Richtung der späteren Faltenbildungen und Überschiebungen bestätigt wird.

Alle Tröge haben durch die ganze Trias eine Ost-West Richtung. Diese ist gleichweise auch die Richtung der Hauptstörungen, welche in verschiedenen tektonischen Phasen der Trias aktiv waren. Die Querstörungen sind von untergeordnetem Range. Im Gebiete ist eine parkettförmige tektonische Struktur in Ost-West Richtung überwiegend.

Die Trias beginnt mit einer mächtigen skythischen Transgression, als Folge der pfälzischen orogenetischen Phase. Der Unterschied in der Sedimentation zwischen Skyth und Anis bezeugt einen schwachen Einfluss der montenegrinischen Gebirgsbildungsphase. Die Bildung der Tröge in Fassin und Langobard gehört der labinischen Phase an, welche im Gebiet der Savefalten ihren Höhepunkt im oberen Teil des Langobard erreichte. In Karn hat sich die junglabinische Phase bei der Wiedergebilde der Tröge manifestiert.

Die grosse Mächtigkeit der Schwellenkarbonatgesteine, die sich in seichten Gewässern (0—30 m) sedimentiert haben, bezeugt beständige epirogenetische Senkung des Gebietes. Für diese Phase schlägt der Autor die Benennung »Mesozoische epirogenetische Phase« vor.

Literatura

Aubouine, J. 1965, Geosynclines, iz zbirke Developments in Geotectonic 1, Amsterdam, London, New York.

Bender, H. 1970, Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodontenchronologie der mediterranen Trias, Annales geologiques des pays Helléniques. Première série, Athenes.

Buser, S., Ramovš, A. 1968, Razvoj triadnih skladov v slovenskih Zunanjih Dinaridih. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov, I. del, Ljubljana.

Ganev, M., Stefanov, S. 1970, Conodonten aus der untern Trias des Luda—Kamčija—Durchbruches (Ostbalkan). Izvestija na geologičeskija institut, serija paleontologija, knjiga XVI, Sofija.

Germovšek, C. 1955, Poročilo o kartiranju južnovzhodnega obrobja Ljubljanskega Barja. Geologija 3, Ljubljana.

Gignoux, M. 1950, Géologie stratigraphique, Paris.

Grad, K. 1969, Psevdoziljski skladi med Celjem in Vranskim. Geologija 12, Ljubljana.

Herak, M. 1965, Comparative study of some triassic Dasycladaceae in Yugoslavia. Geol. vjesnik, sv. 18, br. 1, god. 1964, Zagreb.

Huckriede, R. 1958, Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigrafischer Wert. Paläont. Zschr. 32, Stuttgart.

Kochansky-Devidé, V., Pantić, S. 1966, Meandrospira u donjem i srednjem triasu i neki popratni fosili u Dinaridima. Geol. vjesnik, sv. 19, god. 1965, Zagreb.

Kossmat, F. 1905, Über die tektonische Stellung der Laibacher Ebene. Verh. d. Geol. R. A., Wien.

Kossmat, F. 1909, Über das tektonische Verhältnisse zwischen Alpen und Karst. Mitt. Geol. Ges. Wien 2.

Kossmat, F. 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. Geol. Ges. Wien 6.

Kozur, H. 1971, Zur Verwertbarkeit von Conodonten, Ostracoden und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. Geol. zbornik, Geol. carpatica XXII., 1, Bratislava.

Kozur, H., Mostler, H. 1971, Probleme der Conodontenforschung in der Trias. Geol. Paläont. Mitt. Jkb., Bd. 1, 4, Innsbruck.

Kozur, H., Mostler, H. 1972, Die Conodonten der Trias und ihr stratigrafischer Wert, I. Die »Zahnreichen — Conodonten« der Mittel- und Obertrias. Abh. Geol. B. A., Band 28, Heft 1, Wien.

Kühnel, W. 1933, Zur Stratigraphie und Tektonik der Tertiärmulden bei Kamnik (Stein) in Krain. Prirodoslovne razprave 2, Ljubljana.

Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. Geologija 10, Ljubljana.

Lazjko, E. M. 1962, Osnovy regionalnoj geologii SSSR, Lvov.

Majzon, L. 1954, Contributions to the stratigraphy of the Dachstein limestone. Acta geologica, tomus II., fasc. 3—4, Budapest 1953.

Monty, C. 1965, Recent algal stromatolites in the windward lagoon, Andros Island, Bahams. Ann. Soc. Geol. Belg., Bull., 88.

Monty, C. 1967, Distribution and structure of Recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahamas. Ann. Soc. Geol. Belg. Bull. 3, 90.

Morawski, H. 1968—1971, Deutsches Handwörterbuch der Tektonik. 1—3. Lfg., Hannover.

Oberhauser, R. 1964, Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen Permodiscus, Trocholina und Triasina in der ostalpinen Trias. Jb. Geol. Bundesanst., Bd. 100, Wien.

Ogilvie Gordon, M. 1927, Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten, III. Teil Paläontologie, Wien.

Ott, E. 1972, Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpenen Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 Bd., Innsbruck.

Pantić, S. 1966, Clypeina besici sp. nov. iz triaskih sedimenata spoljašnjih Dinarida. Vesnik, knj. XXIV/XXV, ser. A., Beograd.

Placer, V. 1968, Razvoj spodnjetriadnih in srednjetriadnih skladov med Črno in Suhadolom. Dipl. delo, manuskript, Ljubljana.

Radoičić, R. 1966, Mikrofaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yugoslavie, Geologija 9, Ljubljana.

Rakovec, I. 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal iz knjige Zgodovina Ljubljane, I. knj. Geologija in arheologija, Ljubljana.

Rakovec, I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. I. jugoslovanski geološki kongres, Ljubljana.

Ramovš, A. 1971, Tektonische Bewegungen in der Trias Sloweniens (NW Jugoslawien). I. simpozij o orogenim fazama u prostoru alpske Evrope, Savez geol. društava SFRJ, tektonska komisija KBGA, Beograd—Bor, sept. 1970 g.

Rijavec, L. 1951, Pliocen v Šaleški dolini. Dipl. delo, tipkopis, Ljubljana.

Tatge, U. 1956, Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk. Paläont. Z. 30, Stuttgart.

Teller, F. 1898, Geologische Karte der österr.-ungar. Monarchie, SW Gruppe, Nr. 84, Prassberg a. d. Sann, Wien.

Teller, F. 1907, Geologische Karte der österr.-ungar. Monarchie, SW Gruppe, Nr. 93, Cilli-Ratschach, Wien.

Tollman, A. 1966, Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotektonische Forschungen, Hf. 21, Stuttgart.

Winkler, A. Über den Bau der östlichen Südalpen. Geol. Ges. in Wien, XVI. Bd., Wien.

Zankl, H. 1971, Upper Triassic Facies in the Northern Limestone Alps. Sedimentologie of parts of Central Europe, Guidebook, VIII International Sedimentological Congress 1971, Heidelberg.

300
 301
 302
 306
 308
 310
 322
 324
 325
 326
 329
 333
 338
 350
 378
 382
 385
 394