

UDK 553.44.43:551.735(497.12)=863

O geološki zgradbi in orudenju v karbonskih kameninah severno od Litije

On geological structure and mineralization in Carboniferous rocks north of Litija, Slovenia

Ivan Mlakar & Dragomir Skaberne

Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Matija Drovenik

Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo Univerze v Ljubljani, Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V članku so podatki o razvoju karbonskih skladov na območju severno od Litije, o strukturi ozemlja in polimetalnih rudiščih na tem prostoru. Posebna pozornost je namenjena sestavi kremenovo-limonitnih kamenin z območja Gavgen hrib-Kržac južno od Vač in pogojem njihovega nastanka. Z določitvijo relativnega zaporedja izločanja mineralov in njih deformacij smo dokazali obstoj tektonsko-erozijske faze, ki ustreza asturski tektonski fazi. Z istočasnim nastajanjem tektonskih jarkov pa so povezani tudi rudonosni procesi.

Abstract

In the paper data on development of Carboniferous beds, the geological structure and polymetallic deposits in the area north of Litija are presented. Special attention is devoted to composition of quartz-limonitic rocks from Gavgen hrib-Kržac south of Vače and to their genesis. Establishment of relative succession of crystallization of minerals and of their deformations permitted to prove the existence of a tectonical-erosional phase which corresponds to the Asturian orogeny. The mineralization processes are connected with development of tectonic trenches at that time.

Uvod

V okviru raziskovalne naloge Metalogenetske študije za območje Slovenije, ki jo je financirala Raziskovalna skupnost Slovenije, smo v letih 1986-1988 preučevali ozemlje med Litijo in Vačami. Izdelali smo geološko karto v merilu 1:5.000 po metodi evidentiranja in kartiranja vseh izdankov, zbrali podatke o razvoju paleozojskih plasti, strukturi ozemlja in o rudiščih na tem prostoru ter našli zelo zanimive kremenovo-limonitne kamenine, katerih nastanek je pomemben za interpretacijo starosti rudonosnih procesov in paleotektonsko dogajanje na širšem območju. Tem nenavadnim kameninam smo v razpravi namenili posebno pozornost.

Prisotnost vseh karbonskih superpozicijskih enot na majhnem prostoru je v Posavskih gubah redkost. Zato nam to območje lahko obenem služi za osnovo pri reševanju celotne karbonske problematike in je pomembna informacija za preučevanje stratigrafske, litološke in strukturne kontrole Pb, Zn, Cu in Ba orudjenja v tem delu Slovenije.

Kratek pregled dosedanjih raziskav

Iz obdobja pred drugo svetovno vojno je pomembna zlasti razprava *Tornquist* (1929), ki je preučeval zakonitosti hidrotermalnega orudjenja. Namenjena je predvsem Litiji, obravnava pa tudi nekatera druga žilna rudišča v Posavskih gubah. *Bercetova* (1955) geološka karta iz leta 1954 zajema okrog 2,25 km² ozemlja okolice Ponovič; geološko je spremljal rudarska dela, medtem ko je *Tovšakova* preučevala izpirke v potokih. Iz istega obdobja je še *Žebretova* razprava (1955). Leta 1956 sta *Grad* in *Nosan* (*Grad*, 1957) pregledala 100 km² ozemlja v okolici Litije. Na karti sta sicer izločila karbonske litološke člene, vendar nista pojasnila superpozicijo skladov in zgradbo ozemlja. V končni fazi obratovanja rudišča Ponovič je *Fabjančič* kartiral večino takrat dostopnih rudarskih del.

Nove geološke podatke s tega prostora smo dobili šele pri zbiranju informacij za Osnovno geološko karto (karti Vače in Litija v merilu 1:25.000) ter seveda z objavljenjo karto merila 1:100.000 s tolmačem (*Premru*, 1983a, b). Opozorimo naj še na podatke o rudnomikroskopskih, spektralnih in izotopskih raziskavah rude, ki so jih opravili *Grafenauer* (1963), *Grafenauer* s sodelavci (1969) in *Drovenik M.* s sodelavcema (1980) ter na nekaj novejših geoloških informacij (*Mlakar*, 1987).

Geološka zgradba ozemlja

Litostratigrafski podatki

Karbonske plasti. V *Mlakarjevi* razpravi iz leta 1987, namenjeni razlagi geološke zgradbe Posavskih gub in njihovega južnega obrobja, najdemo podatke o razvoju karbonskih skladov na širšem prostoru. Veljavnost te razčlenitve, potrebne le manjših dopolnitev, lahko najlepše ponazorimo prav z razmerami na geološki karti ozemlja Vače–Hotič–Ponoviče–Litija, ki zajema 21 km² (sl. 1).

V predhodnih raziskavah (*Mlakar*, 1987) kamenin superpozicijske enote a, ki jo grade temno sivi skrilavi glinovci s posameznimi polami meljevca, na obravnavanem prostoru nismo zasledili. Pri sedanjih – natančnih raziskavah pa smo kamenine superpozicijske enote a našli, in sicer južno ter celo severno od Save. Južno od Save najdemo te kamenine na območju Presenčev mlin–Pogonik–Podšentjur, severno od Save pa ob cesti Ljubljana–Litija ter v spodnjem in srednjem delu Loki potoka. V grapi pod Rženom in Kovkarjem je več lepih izdankov glinovca, vendar vsi pripadajo istemu nivoju vsaj 250 m debelih skladov (sl. 2 in 3).

Večji del ozemlja grade skladi superpozicijske enote b iz srednje- in debelozrnatih klastičnih kamenin.

Plasti najstarejše superpozicijske podenote b₁ se javljajo kot ozek, večkrat prekinjeni pas na območjih, kjer poznamo talninske skrilavce enote a; lepi izdanki so redki. Značilnost teh do 50 m debelih skladov je hitro menjavanje glinovca, meljevca in drobnozrnatega peščenjaka, pri čemer je debelina posameznih plasti od 0,1–0,5 m.

Ta podenota je razgaljena ob poti k cerkvi Sv. Jurija, še lepše pa v visoki ježi nad mrtvim rokavom reke Save, in sicer v coni, dolgi okrog 100 m, ki se prične pod gradom Pogonik in se vleče proti severovzhodu. Več izdankov teh kamenin je še pod savsko teraso južno od Zgornjega Hotiča, zdaleč najlepši izdanek pa je v levem pritoku Loki potoka – 600 m južno od Škalarjevega mlina.

Kamenine superpozicijske podenote b_2 grade velik del pregledanega območja. Kot drugod v Posavskih gubah, sestoji tudi tod podenota b_2 pretežno iz peščenjaka. Sestavljajo jo številne debele sekvence iz različno zrnatega bolj ali manj sljudnatega kremenovega peščenjaka. Spodnji del sekvenc je iz masivnega debelejezrnatega peščenjaka, včasih iz drobnozrnatega konglomerata, najvišji deli pa so pogosto iz vzporedno laminiranega drobnozrnatega peščenjaka, kateremu ponekod sledi še nekaj cm glinovca. Prisotno je torej bolj ali manj izrazito zmanjševanje zrnivosti proti zgornjim delom sekvenc (fining upward sequence).

Kot kaže profil A-A' na sl. 2, se javlja prvi vložek glinovca v okrog 600 m debeli skladovnici kamenin superpozicijske podenote b_2 okrog 70 m nad plastmi z našo oznako b_1 . Najbolj pogostni so vložki glinovca v intervalu med 300 in 450 metri. Na območju Bitiče-Tolsti vrh najdemo štiri take vložke, debele od nekaj do 25 metrov, ki se lateralno izklinjajo.

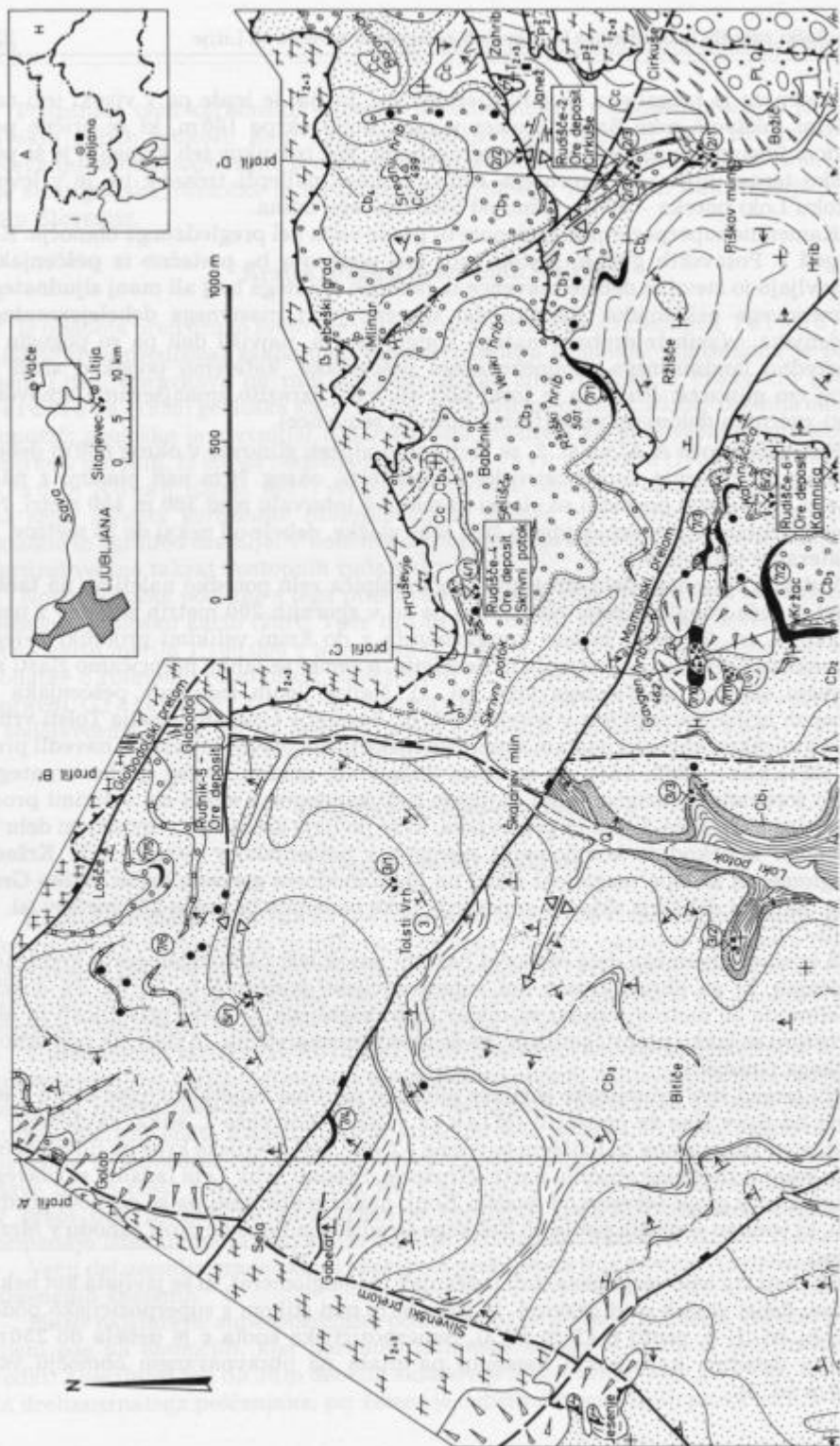
V doslej opisanem delu stratigrafskega stolpča zelo poredko naletimo na tanke plasti in leče konglomerata. Nasprotno pa so v zgornjih 200 metrih skladov z našo oznako b_2 (sl. 3) plasti in leče konglomerata z do 8 mm velikimi prodniki belega kremenca in lidita vse pogostnejše in debelejšje, o čemer se lahko prepričamo zlasti na območju severno od Tolstega vrha (sl. 1). Največ lepih izdankov peščenjaka je v grapah hriba Kamniščica, v potokih SW od domačije Lošče in naselja Tolsti vrh.

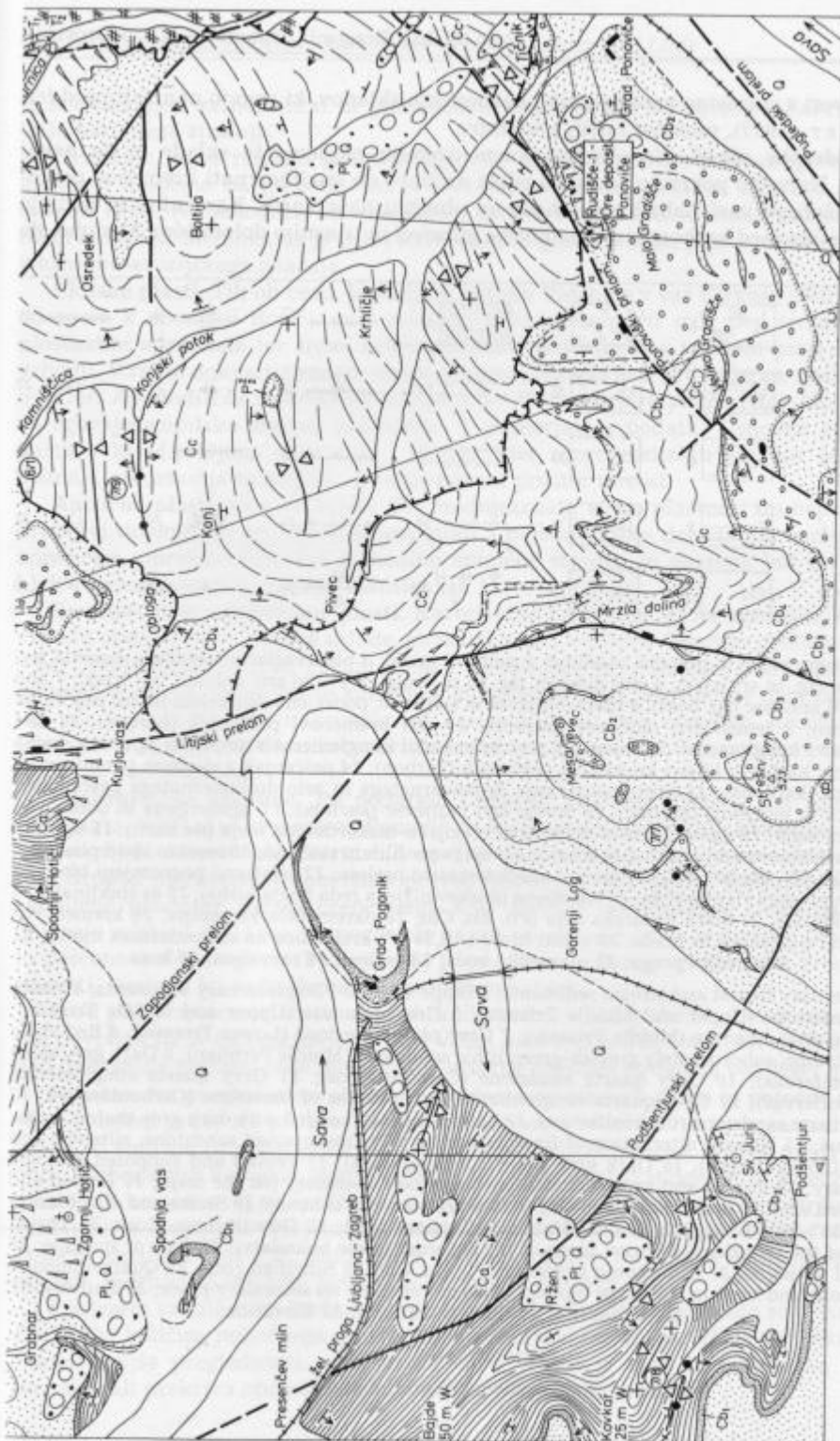
K litološkim karakteristikam superpozicijske podenote b_3 , ki smo jih navedli pred leti (Mlakar, 1987, 164), ne moremo dodati nič novega. Poleg drobnozrnatega, dobro sortiranega konglomerata najdemo tudi kamenine z nekaj cm velikimi prodniki belega kremenca, lidita in peščenjaka, ki se javljajo predvsem v spodnjem delu te podenote. Ponekod se konglomerat menjava s peščenjakom (Strešni vrh, Kržac). Konglomerati so lepo razgaljeni zlasti na jugozahodnem grebenu hriba Veliko Gradišče. Skupna debelina skladov superpozicijske podenote b_3 znaša 280 metrov (sl. 2, profil C-C').

Z izjemo zahodnega dela območja Skrivni potok leži na konglomeratu kremenov peščenjak, ki ga obravnavamo kot superpozicijsko podenoto b_4 (sl. 3). Ta doseže debelino do 50 metrov, vendar ni nikjer lepo razgaljena. O njeni prisotnosti in legi v prostoru se lahko prepričamo npr. na že omenjenem grebenu, in sicer tik pod vrhom Velikega Gradišča.

Na temno sive krovinske skrilave glinovce oziroma superpozicijsko enoto c severno od Save smo že opozorili (Mlakar, 1987). Kot kaže 1. slika, zavzemajo te plasti med Ponovičami in Ržiščem površino 4,5 km², kot erozijske krpe pa jih najdemo še na severovzhodnem obrobju karte (Hruševje, Srednji vrh). Lepi izdanki skrilavega glinovca so v grapi severno od naselja Konj, najlažje dostopni pa so ob novi gozdni cesti, ki vodi po severnih pobočjih Velikega Gradišča iz Ponovič proti zahodu v Mrzlo dolino.

Ob cesti sta lepo razgaljena tudi peščenjak in konglomerat, ki se javljata kot nekaj metrov debel vložek med glinovci, in sicer 50 m nad stikom s superpozicijsko podenoto b_4 (sl. 1, 2, profil C-C' in sl. 3). Superpozicijska enota c je debela do 250 m, celotna debelina karbonskih kamenin pa znaša na obravnavanem območju vsaj 1480 m (sl. 3).

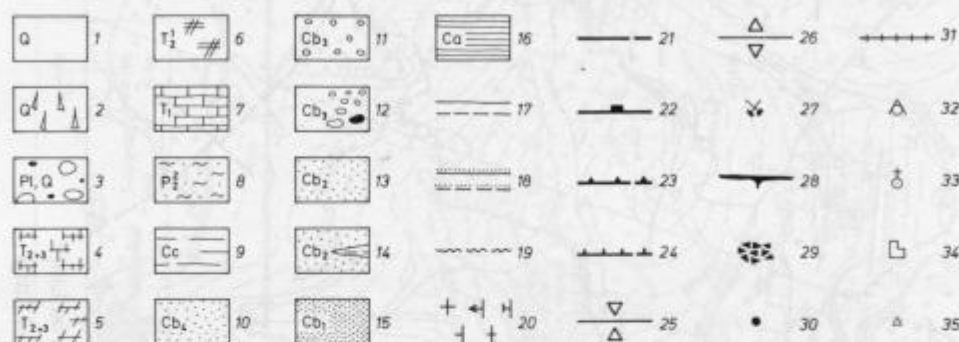




Sl. 1. Geološka karta ozemlja severno od Ljubljane
 Fig. 1. Geological map of area north of Ljubljana

V zvezi s starostno problematiko karbonskih skladov, ki smo jo nanizali pred leti (Mlakar, 1987), nimamo novih podatkov.

Grödenske plasti. Na obravnavanem ozemlju najdemo te sklade le na nekaj mestih. Največjo površino zavzema rdeči drobn- do srednjezrnati kremenov peščenjak južno od vasi Zahrib na vzhodnem obrobju naše karte. Kamenine se javljajo vzdolž stika med karbonskimi skrilavimi glinovci in triasnim dolomitom. Menimo, da



1 kvartarne rečne in potočne usedline; 2 pobočni grušč; 3 pliokvartarne usedline; 4 svetlo sivi apnenec (zg. in sr. trias); 5 sivi dolomit (zg. in sr. trias); 6 svetlo sivi dolomit (sr. trias); 7 sivi ploščasti apnenec (sp. trias); 8 rdeči muljavec in meljavec, podrejeno sivo zeleni litični peščenjak (sr. perm); 9 temno sivi muljavec (karbon); 10 sivi kremenovi peščenjak (karbon); 11 sivi kremenovi konglomerat (karbon); 12 sivi kremenovi konglomerat s prodniki apnenca (samo v stolpcu; karbon); 13 sivi kremenovi peščenjak (karbon); 14 peščenjak z vložkom temno sivega muljevca (karbona); 15 hitro menjavanje drobnozrnatega in zelo drobnozrnatega peščenjaka, meljevca in muljevca (karbon); 16 temno sivi muljavec (karbon); 17 ugotovljena in domnevna geološka meja; 18 ugotovljena in domnevna erozijsko-diskordantna meja (na karti); 19 ugotovljena in domnevna erozijsko-diskordantna meja (v profilih in stolpcu); 20 smer in vpad plasti (0° , $0-30^\circ$, $30-60^\circ$, $60-90^\circ$, 90°); 21 močan mladoterciarni prelom; 22 relativno pogreznjeni blok; 23 narivna ploskev višjega reda; 24 narinjena ploskev nižjega reda (meja luske); 25 os sinklinale; 26 os antiklinale; 27 stara rudarska dela (Pb, Zn, Cu); 28 okremenela kamenina; 29 kremenovolimonitni peščenjak in breča; 30 veliki bloki ($>0,25\text{ m}^3$) kremenice na sekundarnem mestu; 31 železniška proga; 32 planinska koča; 33 cerkev; 34 razvalina; 35 kota

1 Quaternary fluvial and stream sediments; 2 Slope scree; 3 Plioquaternary sediments; 4 White grey limestone (Upper and Middle Triassic); 5 Grey dolomite (Upper and Middle Triassic); 6 White grey dolomite (Middle Triassic); 7 Grey platy limestone (Lower Triassic); 8 Red shale and siltstone, subordinately greyish-green lithic sandstone (Middle Permian); 9 Dark grey shale (Carboniferous); 10 Grey quartz sandstone (Carboniferous); 11 Grey quartz conglomerate (Carboniferous); 12 Grey quartz conglomerate with pebbles of limestone (Carboniferous); 13 Grey quartz sandstone (Carboniferous); 14 Sandstone interbedded with dark grey shale (Carboniferous); 15 Narrow alternation of fine-grained or very fine-grained sandstone, siltstone and shale (Carboniferous); 16 Dark grey shale (Carboniferous); 17 Proved and supposed geologic boundary; 18 Proved and supposed erosion-diskordant boundary (on the map); 19 Proved and supposed erosion-diskordant boundary (on the sections and column); 20 Strike and dip of strata (0° , $0-30^\circ$, $30-60^\circ$, $60-90^\circ$, 90°); 21 Main late Tertiary fault; 22 Downthrown block; 23 Thrust plane of the 1st order; 24 Thrust plane of the 2nd order (scale boundary); 25 Axis of syncline; 26 Axis of anticline; 27 Old mining workings (Pb, Zn, Cu); 28 Silicified rock; 29 Quartz-limonite sandstone and breccia; 30 Large blocks ($>0,25\text{ m}^3$) of silica on secondary place; 31 Railway; 32 Mountain Inn; 33 Church; 34 Ruin; 35 Elevation

Legenda k sl. 1, 2 in 3

Explanation of figs. 1, 2 and 3

je kontakt med karbonskimi in grödenskimi kameninami na območju Zahrib-Cirkuše narivnega značaja.

Neznaten, a za razlago geološke zgradbe zelo pomemben izdanek grödenskih kamenin najdemo na grebenu 450 m severozahodno od domačije Krhličje, SE od naselja Konj. Na kolovozu sta razgaljena prepereli sivo zeleni litični peščenjak in rdeči meljevec. Menimo, da je stik s karbonskimi glinovci superpozicijske enote c tod tektonsko-erozijskega značaja.

Skitske plasti. Tik ob cesti, ki vodi ob potoku Vidrnica v vas Cirkuše (380 m pred odcepom k domačiji Božič), se v razkopu pokaže nepretrti stik med temno sivim ploščastim apnencem ter sivim mikrosparitnim dolomitom z vpadom proti severovzhodu. V rahlo dolomitiziranim biosparitnem apnencu je Šribarjeva našla foraminiferi *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny) ter *Meandrospira pusila* (Ho), kar govori za zgornjecampilsko starost kamenine. V primerjavi s podatki Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a), kjer zgornjeskitskih skladov tod niso poznali, predstavlja ta najdba za obravnavani prostor novost.

Anizične plasti. Sivi do svetlo sivi srednjezrnati, slabo plastnati do neplastnati drobljivi dolomit, ki je v normalnem stiku s paleontološko dokazanim campilskim apnencem, obravnavamo kot kamenino anizične starosti in nastopa kot dolomitni blok v osrednjem delu potoka Vidrnica (sl. 1).

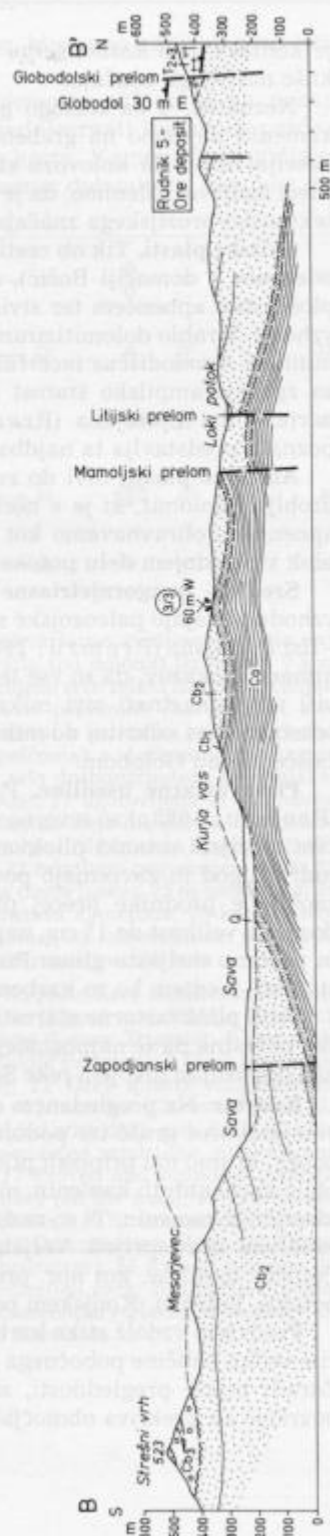
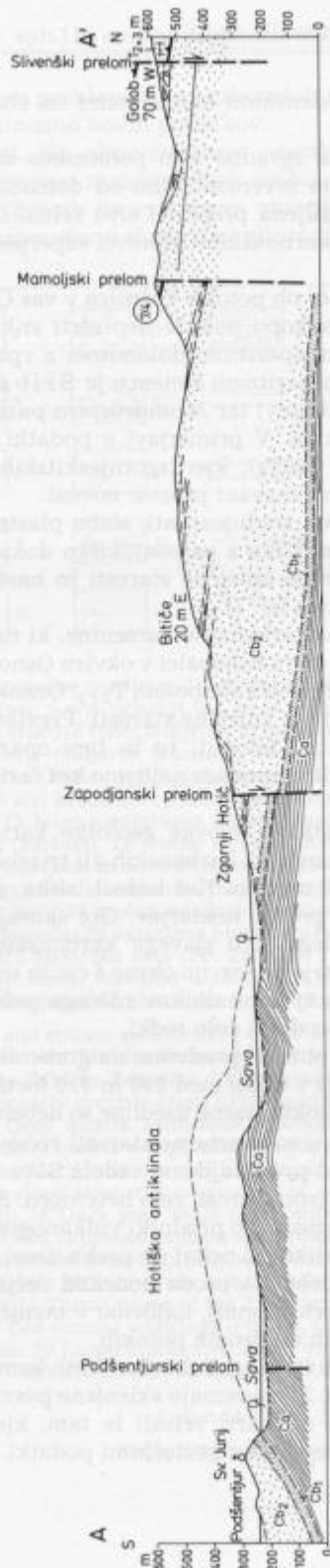
Srednje- in zgornjetriasne plasti. Karbonatne kamenine, ki na severu in severovzhodu obdajajo paleozojske sklade, so raziskovalci v okviru Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a) označili s simbolom T₂₊₃. Oznako smo zadržali, saj nimamo dokazov, da so vse te kamenine anizične starosti. Prevladuje debeloskladoviti ali neplastnati sivi mikrosparitni dolomit; tu in tam opazimo stromatolitno teksturo. Sivi mikritni do mikrosparitni apnenc najdemo kot čeri samo pri domačiji Lošče in nad Golobom.

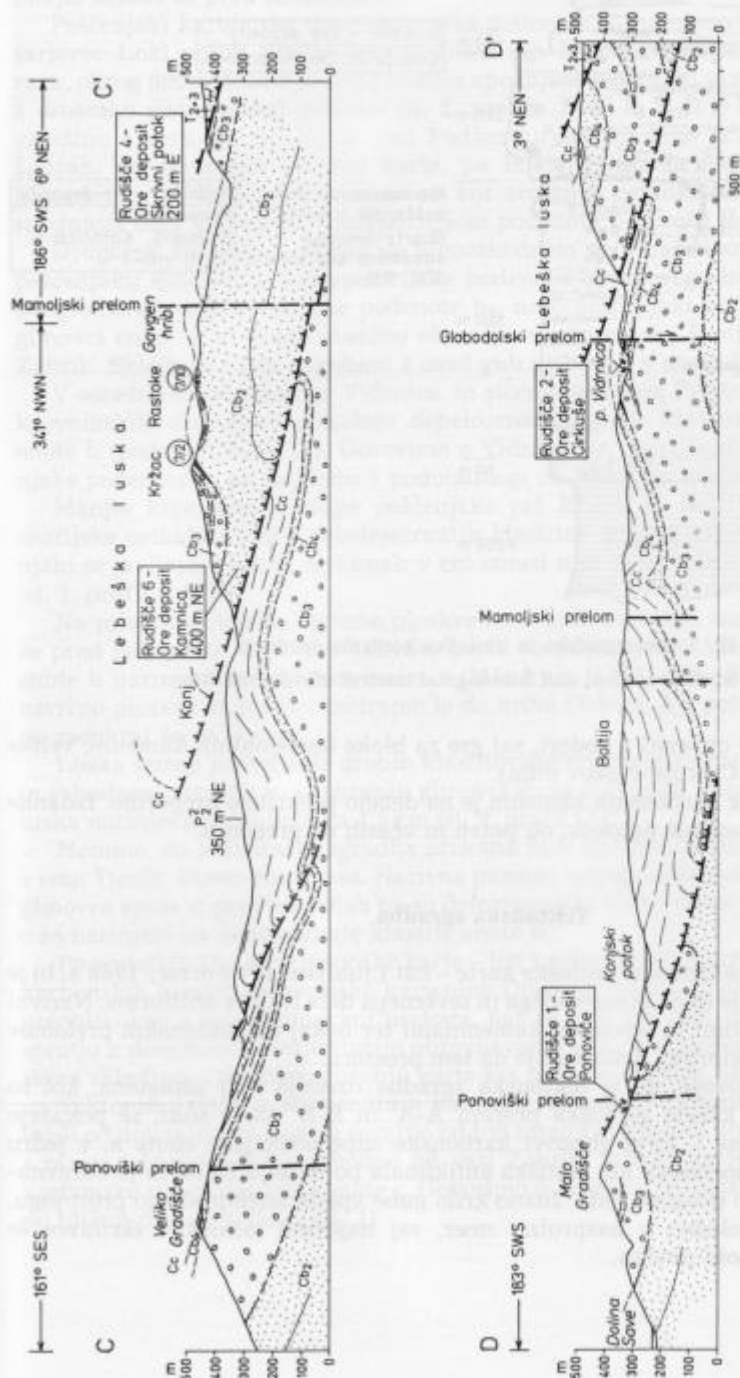
Pliokvartarne usedline. Po podatkih Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a) so severno od Ponovič na karbonskih ali triasnih kameninah tu in tam erozijski ostanki pliokvartarnih usedlin. Kot kaže 1. slika, je precej takih krp tudi drugod in zavzemajo površino po več hektarjev. Gre skoraj izključno za lepo zaobljene prodnike precej preperelega sivo rjavega karbonskega peščenjaka. Ti dosežejo velikost do 15 cm, najpogosteje pa merijo okrog 5 cm in se javljajo med glino in peščeno meljasto glino. Precej manj je prodnikov rdečega peščenjaka grödenske starosti, medtem ko so karbonatni prodniki zelo redki.

Prod pliokvartarne starosti se je ohranil predvsem na grebenih, nekdanja erozijska površina pa se najpogosteje javlja v višini med 290 in 310 metri, torej okrog 65 m nad današnjim nivojem reke Save. Pliokvartarne usedline so debele več deset metrov.

Kvartar. Na preglednem območju so kvartarne starosti rečne in potočne naplavine, pobočni grušč ter podori. Rečni prod najdemo vzdolž Save in je za razliko od onega, ki smo mu pripisali pliokvartarno starost, zelo heterogen. Sestoji predvsem iz oblic karbonatnih kamenin, manj pogostni so prodniki vulkanogenih in paleozojskih klastičnih kamenin. Ti so različno veliki (od nekaj do preko deset centimetrov), lepo zaobljeni in nesprijeti. Verjetno je debelina proda ponekod večja od deset metrov. Potočne usedline, kot npr. prod, pesek in mulj, najdemo v manjši debelini ob Loki potoku, Vidrnici, Konjskem potoku in ob drugih potokih.

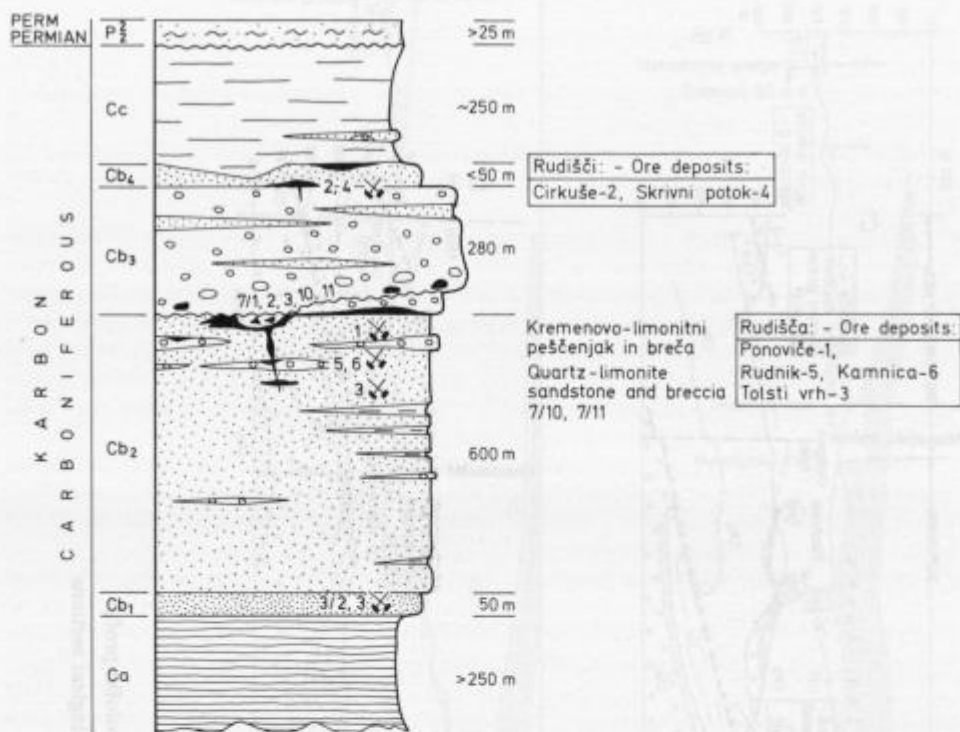
Predvsem vzdolž stika karbonskih in triasnih karbonatnih kamenin so se nakopile velike količine pobočnega grušča, ki zavzemajo sklenjene površine več hektarjev. Zaradi boljše preglednosti, smo ga na karti vrisali le tam, kjer zavzema velike površine ali prekriva območja s pomembnimi geološkimi podatki.





Sl. 2. Geološki profili

Fig. 2. Geological sections



Sl. 3. Stratigrafska in litološka kontrola orudenja

Fig. 3. Stratigraphical and lithological control of mineralisation

Ponekod imamo opraviti s podori, saj gre za bloke karbonatnih kamenin, velike po več m³ (Jesenje, Cirkuše-Piškov mlin).

Zlasti območje iz karbonskih kamenin je na debelo prekrito s preperino. Izdanke najdemo predvsem vzdolž potokov, ob poteh in včasih na grebenih.

Tektonska zgradba

Glede na podatke Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premler, 1983 a, b) je obravnavano ozemlje izsek iz osrednjega in severnega dela litijske antiforne. Narivni stik med paleozojskimi in triasnimi kameninami ter nekaj neotektonskih prelomov naj bi bile edine tektonske deformacije na tem prostoru.

Novi podatki govorijo, da je tektonska zgradba ozemlja bolj zapletena, kot so menili doslej. Kot kažeta geološka prereza A-A' in B-B' na 2. sliki, se pokažejo najstarejše kamenine – torej glinovci karbonske superpozicijske enote a, v jedru gube, ki smo jo poimenovali kot Hotiška antiklinala po naselju Hotič in jo obravnavamo kot antiforno drugega reda. Južno krilo gube vpada srednje strmo proti jugu, severno pa zelo položno v nasprotno smer, saj najdemo talninske skrivalce še v osrednjem delu Loki potoka.

S povezavo kamenin karbonske superpozicijske podenote b_1 , torej onih v krovnini talninskega skrilavega glinovca (Podšentjur–Pogonik–Kurja vas), pod naplavinami reke Save (sl. 1), lahko rekonstruiramo vzhodni rob Hotiške antiklinale. Z ozemlja zahodno od tod nimamo novih podatkov; menimo, da antiklinalno jedro potone pod mlajše sklade že pred Kresnicami.

Peščenjaki karbonske superpozicijske podenote b_2 na območjih Podšentjur–Mesarjevec–Loki potok–Bitiče–Jesenje–Tolsti vrh–Lošče so del obsežne, delno erodirane, okrog 600 m debele in antiklinalno upognjene plošče, ki je rahlo deformirana le z dinarsko usmerjenimi prelomi (sl. 2, profila A-A' in B-B'). Kamenine, ki grade vzpetino s cerkvijo sv. Jurija nad Podšentjurjem, so tako iz najnižjega, one pri Loščah, na severnem obrobju karte, pa iz najvišjega dela te plošče. Na hribu Mesarjevec ter Strešnem vrhu so se kot erozijski ostanki ohranili konglomerati spodnjega dela karbonske superpozicijske podenote b_3 (profil B-B' na 2. sliki).

Drugačno zgradbo najdemo na jugovzhodnem delu naše karte. Na kremenovem peščenjaku karbonske superpozicijske podenote b_2 z levega brega reke Save leže konglomerati superpozicijske podenote b_3 , nato peščenjaki podenote b_4 in končno glinovci enote c, ki grade obsežno območje vse do naselij Konj, Ržišče, Cirkuše in Zahrib. Skladi so rahlo nagubani z osmi gub približno v smeri E-W.

V osrednjem delu potoka Vidrnica, in sicer severno od Piškovega mlina, se izpod krovninskih skrilavcev pokažejo debelozrnati klastiti karbonske superpozicijske enote b (podenoti b_4 in b_3). Govorimo o Vidrniškem erozijskem oknu. Samo peščenjake podenote b_4 pa najdemo v podobni legi ob Savi jugovzhodno od Kurje vasi.

Manjše krpe kremenovega peščenjaka pri Ržišču in Boltiji obravnavamo kot erozijske ostanke vložka debelejezrnatih klastitov znotraj glinovca enote c. Peščenjaki se javljajo v jedrih sinklinal; v eni izmed njih so se ohranili grōdenski klastiti (sl. 2, profil C-C').

Na prisotnost močne narivne ploskve znotraj karbonskih kamenin smo opozorili že pred nekaj leti. V okviru Lebeške luske so debelozrnati klastiti superpozicijske enote b narinjeni na glinovce enote c (Mlakar, 1987, 168). Kot kaže sl. 1, lahko narivno ploskev zanesljivo lociramo le do hriba Obloga; kje poteka zahodno od tod, pa zaenkrat še ne vemo.

Luska sestoji pretežno iz grobih klastitov superpozicijske enote b, le na severnem in vzhodnem obrobju so se ohranili glinovci enote c. Po naši interpretaciji je Lebeška luska narinjena proti jugu za 1,5 km (sl. 2, profil C-C').

Menimo, da je luskasta zgradba prisotna tudi na ozemlju južneje od tod, in sicer v coni Tičnik–Pivec–Kurja vas. Narivna ploskev nižjega reda poteka večji del znotraj glinovca enote c, pri Ponovičah pa so deformacijski efekti jasno vidni; glinovci enote c so narinjeni na debelozrnate klastite enote b.

Po podatkih Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983 a, b) leže na karbonskih plasteh mezozojske kamenine Dolskega nariva. Narivni stik je ponekod preoblikovan z neotektonskimi prelomi, kar so potrdile tudi naše raziskave. V nasprotju z dosedanjo interpretacijo obravnavamo stik med paleozojskimi in mezozojskimi skladi na vzhodnem obrobju karte kot narivno ploskev, saj je močno razgiban.

Tektonsko krpo iz karbonatnih kamenin, ki naj bi nastopala pri Jesenju, smo ločili od dolomitnega masiva severno od tod samo s prelomom. Pač pa imamo opraviti s pravo tektonsko krpo zahodno od vasi Zahrib; triasni dolomit leži na glinovcu karbonske superpozicijske enote c. Govorimo o Janeževi tektonski krpi, poimenovani po bližnji domačiji Janež (sl. 1).

Na preiskanem ozemlju smo ugotovili neotektonske prelome štirih sistemov. Ob severnem obrobju karte poteka dinarsko usmerjeni Globodolski prelom, poimenovan po ledinskem območju Globodol in pogojuje v ravni črti potekajoči stik med paleozojskimi in mezozojskimi skladi. Pri Loščah se na prelom prisloni narivna ploskev. Prelom smo spet registrirali vzdolž zgornjega toka Vidrnice, nakar se umakne iz doline in s severovzhoda odreže Vidrniško erozijsko okno ter se nadaljuje proti Cirkušam.

Okrog tisoč metrov jugozahodnje poteka subparalelno s prejšnjim, Mamoljski prelom, ki nosi oznako po naselju Mamolj na desnem bregu Save. V coni Sela-Škalarjev mlin prelom ostro odreže skladovnico peščenjakov z glinastimi vložki in nato še talninske skrilave glinovce v Loki potoku. Severno od hriba Kamniščica vidimo na geološki karti zmik narivne ploskve v podlagi Lebeške luske. Menimo, da poteka prelom jugovzhodno od tod vzdolž spodnjega toka Vidrnice. Na problematiko identifikacije tega preloma s Savskim prelomom smo že opozorili (Mlakar, 1987, 177).

Subparalelno potekajoči Zapodjanski prelom, ki smo ga poimenovali po vasi Zapodje, že zunaj zahodnega obrobja naše karte, pogojuje izrazito sedlo nad vasjo Jesenje. Jugovzhodno od tod poteka prelom znotraj peščenjaka superpozicijske podenote b_2 , v dolini Save pa je prekrit z rečnimi naplavinami.

Po vasi Podšentjur smo poimenovali prelom na jugozahodnem obrobju naše karte. Močni deformacijski efekti se odražajo le na ozemljih zunaj preglednega območja.

Dinarsko usmerjeni prelomi so subvertikalni, saj potekajo premočrtno kljub razgibani morfologiji terena, javljajo se v medsebojni razdalji okrog 1500 m, ob njih pa so se grezala severovzhodna prelomna krila vsaj za nekaj deset metrov; horizontalne komponente premikov ne poznamo.

V coni Jesenje-Golob se na dolžini 2,5 km v ravni črti stikajo paleozojske in triasne kamenine. Omenjeni stik je prečnodinarsko usmerjeni Slivenški prelom, ki smo ga poimenovali po zaselku Slivna že zunaj severnega roba naše karte. Deformacija izstopa že na Osnovni geološki karti – list Ljubljana (Premru, 1983a).

Po naselju Ponoviče smo poimenovali enako usmerjeni prelom na jugovzhodnem obrobju naše karte. Ob prelomu se stikajo različne karbonske kamenine, ki pripadajo superpozicijskima enotama b ali c.

Ob obeh prečnodinarsko usmerjenih prelomih so se grezala severozahodna prelomna krila za več deset metrov.

Vzdolž reke Save poteka po naši interpretaciji še domnevni Pugledski prelom, ki prav tako pripada prečnodinarskemu prelomnemu sistemu.

Krajše prelome s smerjo E-W smo registrirali le na dveh mestih, in sicer pri Boltiji ter na območju Globodola, čeprav bi po podatkih Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a) lahko sklepali, da so pogostnejši.

Premru (1976, 1983b) je opozoril na meridionalni, potresno aktivni Litijski prelom, ki naj bi potekal nekje med Zagorico in Sitarjevcem in segel še na drugo stran reke Save. Prepričani smo, da je močan prelom s smerjo sever-jug v coni Mrzla dolina-Globodol severno nadaljevanje Litijskega preloma, saj je to edina tako usmerjena neotektonska deformacija na tem prostoru.

Na izrazitem sedlu med Strešnim vrhom in Velikim Gradiščem se stikata spodnji in najvišji del konglomerata superpozicijske podenote b_3 . Tja do reke Save je nato starostna razlika kamenin v obeh prelomnih krilih vse večja.

Za prisotnost neotektonskega preloma na območju Kurja vas-Škalarjev mlin govori zelo stanjšana debelina peščenjaka podenote b_2 na levem bregu Loki potoka. V naslednjem odseku do Globodola mora potekati Litijski prelom vzdolž doline, saj

sicer glede na vpad plasti ni mogoče uskladiti geoloških razmer na obeh straneh doline; konglomerat (b_3) namreč seže skoraj do grape. Severno od Globodola loči prelom triasne apnenice od dolomita.

Ob Litijskem prelomu, ki odreže obenem tudi strukturo Lebeške luske, se je vzhodno prelomno krilo brez dvoma pogreznilo vsaj za sto metrov.

Rudišča in rudni pojavi

Na območju, ki ga prikazuje sl. 1, je več rudnih pojavov in rudišč svinca, cinka in bakra. Podatki o teh objektih so skopi, nepopolni in nezanesljivi pa še rastreseni po poročilih in drugi dokumentaciji. V novejšem obdobju so bili objavljeni le podatki laboratorijskih preiskav nekaj vzorcev rud z odvalov. Da se izognemo nesporazumom, smo lokalitete rudišč in rudnih pojavov oštevilčili.

Ponoviče (1)

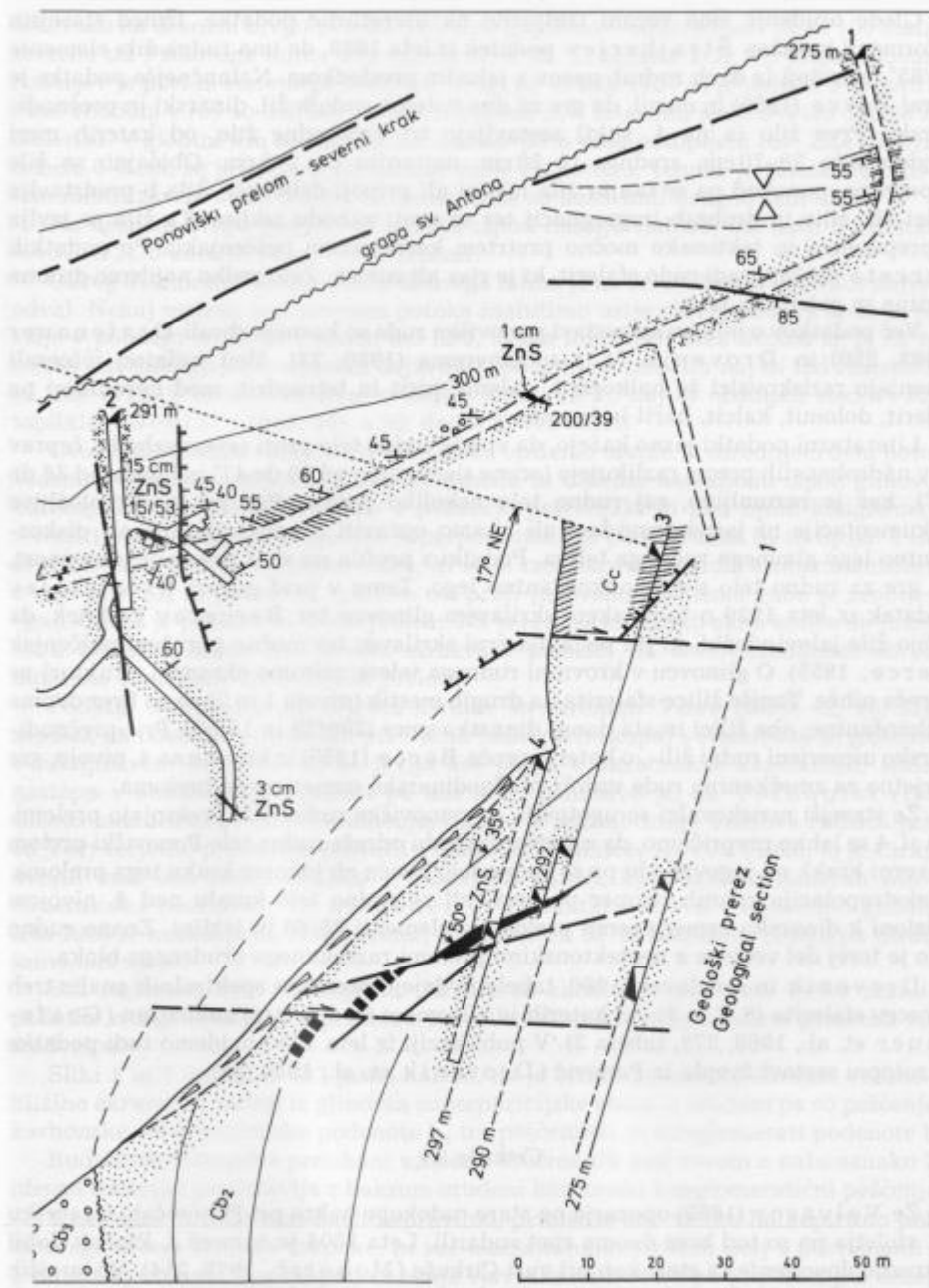
Voss (1895) je pisal o rudiščih pri Ponovičah, orudenje na ožji lokaciji Ponoviče pa so našli dosti kasneje. Glede na informacije, ki sta jih zbrala Sedlar (1950) in Žebre (1955), so 20–25 cm debelo žilo sfalerita v grapi Sv. Antona odkrili leta 1928 pri polaganju grajskega vodovoda. Jamsko polje se je imenovalo Andrej, podelitvena listina pa nosi datum 24. 11. 1930. Rudarska združba Litija je izdelala več deset metrov rogov v dveh nivojih. Obrat so leta 1930 ustavili z utemeljitvijo, da cena rude ne krije stroškov obratovanja. V naslednjih letih so rudnik še delno vzdrževali, tu in tam raziskovali in opustili leta 1935.

Iz raznih zapisnikov zvemo, da so leta 1947 začeli s čiščenjem obeh rogov, vendar so rudarska raziskovalna dela, ki jih je vodil Geološki zavod Ljubljana, zaživela šele junija 1954. Konec leta 1956 so objekt prevzeli Posavski rudniki. Z deli so nadaljevali junija 1960, z Novim letom (1961) pa je prešel obrat Litija v upravljanje Rudnikom svinca in topilnici Mežica. V drugi polovici leta 1964 so rudo odkopali (2401 t rude s 6,33 % Zn) in aprila – leta 1965 dela dokončno ustavili.

Vsa rudarska dela v okviru rudišča Ponoviče v grapi severno od Malega Gradišča so zarušena in tako nedostopna. Skupna dolžina rogov znaša okrog devetsto metrov in se javljajo v vsaj šestih nivojih v višinskem intervalu od 275 do 348 m (sl. 4). Označili smo jih z zaporednimi števkami 1 do 6. Del rogov na 4. nivoju in vsa rudarska dela na 3. nivoju so iz najstarejšega raziskovalnega obdobja.

Geološke razmere v rudišču smo rekonstruirali po podatkih jamskega geološkega kartiranja, ki sta ga opravila Berce (1955) in Fabjančič okrog leta 1961, ter po novih podatkih s površine.

Na podlagi razpoložljivih podatkov lahko geološko zgradbo rudišča Ponoviče, ki smo jo ponazorili s profilom D–D' na sl. 2 in s sl. 4, opišemo takole. Rudarska dela oziroma orudenje se javlja v zgornjem delu peščenjaka superpozicijske podenote b_2 , in sicer okrog trideset m pod stikom s konglomeratom podenote b_3 . Plasti peščenjaka, ponekod z vložki glinovca in na enem mestu konglomerata, so antiklinalno upognjene in vise položno do srednje strmo proti severovzhodu. Območje seka sistem prečnodinarsko, dinarsko, alpsko in prečnoalpsko usmerjenih prelomov. Na severni krak Ponoviškega preloma se naslanja narivna ploskev; karbonski glinovci enote c so narinjeni na peščenjake podenote b_2 .



1 skrilavi muljevec; 2 kremenovi peščenjak; 3 zdrobljeni kremenovi peščenjak; 4 kremenovi konglomerat; 5 smer in vpad plasti; 6 neotektonski prelom; 7 narivna ploskev; 8 izdanek rude na površju; 9 dokazano rudno telo; 10 domnevno rudno telo; 11 drobna žilica sfalerita; 12 kremenova žila

1 Shale; 2 Quartz sandstone; 3 Crushed quartz sandstone; 4 Quartz conglomerate; 5 Strike and dip of strata; 6 Neotectonic fault; 7 Thrust plane; 8 Ore outcrop on surface; 9 Proved ore body; 10 Supposed ore body; 11 Tiny sphalerite veinlet; 12 Quartz vein

Glede orudenja smo vezani izključno na literaturne podatke. Izmed starejših informacij je važen Štrajherjev podatek iz leta 1929, da ima rudna žila elemente 30/65° in sestoji iz dveh rudnih pasov z jalovim presledkom. Natančnejše podatke je zbral Berce (1955) in menil, da gre za dva sistema rudnih žil, dinarski in prečnodinarski. Prvo žilo (a na 4. sliki) sestavljajo tri vzporedne žile, od katerih meri najdebelejša 20–70 cm, srednja 10–20 cm, najtanjša pa 2–5 cm. Običajno so žile vzporedne, ponekod pa se tanjša žila izklini ali pripoji debelejši. Žila b predstavlja splet žil, žilic in drobnih impregnacij ter se proti zahodu izklini. Ta žila se javlja v preperelem in tektonsko močno pretrtem karbonskem peščenjaku. Po podatkih Berceta (1955) gradi rudo sfalerit, ki je rjav ali rumen. Zelo redko najdemo drobna piritna in galenitna zrna.

Več podatkov o mineralni sestavi ponoviške rude so kasneje zbrali Grafenauer (1963, 250) in Drovenik M. s sodelavcema (1980, 23). Med rudnimi minerali omenjajo raziskovalci še halkopirit, galenit, pirit in tetraedrit, med nerudnimi pa siderit, dolomit, kalcit, barit in kremen.

Literaturni podatki jasno kažejo, da vpada rudno telo proti severovzhodu, čeprav se v nadrobnostih precej razlikujejo (ocene slemenitve od 30 do 47° in vpada od 36 do 80°), kar je razumljivo, saj rudno telo nekoliko povija. Pač pa iz razpoložljive dokumentacije ni jasno razvidno, ali imamo opraviti s konkordantno ali diskordantno lego glavnega rudnega telesa. Podatki s profila na sl. 4 nakazujejo možnost, da gre za rudno telo s subkonkordantno lego. Temu v prid govori Štrajherjev podatek iz leta 1929 o talninskem skrilavem glinovcu ter Bercetov podatek, da ločijo žile jalovi vložki, ki jih sestavlja črni skrilavec ter močno porušeni peščenjak (Berce, 1955). O glinovcu v krovlini rudnega telesa oziroma ekranski strukturi ne poroča nihče. Tanjše žilice sfalerita na drugih mestih (nivoja 1 in 2) pa so brez dvoma diskordantne; obe žilici imata danes dinarsko smer (200/39 in 15/53). Pri »prečnodinarsko usmerjeni rudni žili«, o kateri poroča Berce (1955) iz krivine na 4. nivoju, gre verjetno za zmečkanino rude vzdolž prečnodinarsko usmerjenega preloma.

Že starejši raziskovalci so ugotovili, da ponoviške rudne žile prekinjajo prelomi. Na sl. 4 se lahko prepričamo, da na severozahodu odreže rudno telo Ponoviški prelom (severni krak), na jugovzhodu pa se rudno telo konča ob južnem kraku tega preloma. Z ekstrapolacijo znanih razmer po vertikali se rudno telo kmalu nad 4. nivojem prisloni k dinarsko usmerjenemu prelomu z elementi 35/60 in izklini. Znano rudno telo je torej del večjega z neotektonskimi prelomi razsekanega orudenega bloka.

Drovenik in sodelavca (1980, tabela 6) dajejo rezultate spektralnih analiz treh vzorcev sfalerita (6, 7 in 8), od katerih je bil vzorec št. 6 že prej analiziran (Grafenauer et. al., 1969, 272, tabela 2). V publikaciji iz leta 1980 najdemo tudi podatke o izotopni sestavi žvepla iz Ponovič (Drovenik et. al., 1980, 24).

Cirkuše (2)

Že Valvasor (1689) opozarja na stare rudokope bakra pri Ponovičah, v začetku 19. stoletja pa so tod brez dvoma spet rudarili. Leta 1804 je namreč J. Pinhak dobil ustrezno dovoljenje za stari kop pri vasi Cirkuše (Mohorič, 1978, 214). V starejših dokumentih je Sedlar (1950, 46) našel podatek, da je tod leta 1838 rudaril Ruard, Fabjančič (1972, 40) pa opozarja na sporočilo, da so pri predelavi cinkove svetlice iz Cirkuš okrog leta 1843 dosegli 50-odstotni izkoristek.

O samih rudarskih delih v okviru rudišča Cirkuše imamo zelo malo podatkov. Ob

kolovozu na desnem bregu potoka Vidrnica najdemo v oddaljenosti 60 in 100 metrov severno od Piškovega mlina dva zasuta rova (sl. 1, oznaka 2/1). Po pripovedovanju rudarjev je prvi iz starejšega obdobja, drugi pa iz leta 1927 in je dolg le 5–6 metrov. Pred vhomom v rov so izdelali 7 m globok jašek in v kremenu našli 3–4 cm debele žile sfalerita. V globini 6 m so naleteli na star 40–50 m dolg potopljeni rov. Žile sfalerita, debele 6–8 cm, se javljajo še 30 metrov nižje ob potoku, vendar je raziskave tudi na tem mestu zavrta voda. Tanke žilice sfalerita so našli tudi drugod tam okoli.

Na desnem bregu potoka, ki priteče izpod naselja Zahrib, sta ustji dveh starih rogov (2/2), o katerih pa ne vemo ničesar.

Okrog 310 metrov severno od Piškovega mlina je na levem bregu Vidrnice največji odval. Nekaj metrov nad nivojem potoka zaslutimo ustje glavnega rova (2/3) in tudi višje v pobočju so sledovi starih del (2/3, desna lokacija). Brez dvoma se je na tem mestu odvijala glavna rudarska dejavnost; po ustnem izročilu naj bi tod raziskovali še leta 1919. V bližini, in sicer v Zajški dolini (2/2), naj bi obstajali sledovi stare topilnice (Sedlar, 1950, 46), a jih danes ni več videti.

Geološko zgradbo rudišča Cirkuše lahko opišemo takole. V osrednjem delu potoka Vidrnica se med naseljema Ržišče na zahodu in Cirkuše na vzhodu izpod glinovcev karbonske superpozicijske enote c pokažejo peščenjaki in pod njimi konglomerati z vložki peščenjaka, ki pripadajo superpozicijskima podenotama b_4 in b_3 (sl. 1 in 2, profil D–D'). Gre za erozijsko okno, ki se je izoblikovalo vzdolž slemena antiforne z osjo NW–SE in položnim vpadom osi proti jugovzhodu. Sleme gube je zaobljeno, vpad kril pa je položen do srednje strm. Na severu se erozijsko okno konča ob južnem robu Lebeške luske. Rudonosno strukturo preseka na severovzhodnem obrobju dinarsko usmerjeni Globodolski prelom.

Podatki o orudenju na objektu Cirkuše so skromni. Voss (1895, 12, 16, 23) je zapisal, da nastopa v Cirkušah pri Vačah halkopirit skupaj s sfaleritom in galenitom v luknjičavem kremenu, ki se javlja kot plasti v karbonskih kameninah; sfalerit nastopa v obliki gnezd, galenit pa kot leče. Zanimivo je, da Tornquist (1929) Cirkuš med tekstom sploh ne omenja, čeprav je poznal druga bakrova rudišča južno od Vač; verjetno je rudišče istovetil z lokalnostjo Ržišče. Berce (1963, 7) je Cirkuše uvrstil med ona redka rudišča v Posavskih gubah, kjer bakrovi minerali niso le mineraloška posebnost, Grafenauerjevi podatki o bakru v Posavskih gubah iz leta 1966 se nanašajo na širši prostor, Drovnik M. in sodelavca (1980) pa Cirkuše samo omenjajo.

Vsa rudarska dela na objektu Cirkuše so zarušena, zato smo lahko zbrali le podatke o legi orudenja v prostoru ter mikroskopsko in spektralno preiskali rudo z odvalov.

Sliki 1 in 2 (profil D–D') jasno kažeta, da je orudenje rudišča Cirkuše vezano na bližino ekrana, ki sestoji iz glinovca superpozicijske enote c, orudeni pa so peščenjaki karbonske superpozicijske podenote b_4 ter peščenjaki in konglomerati podenote b_3 .

Rudnomikroskopsko preiskani vzorec z brežine tik nad rovom z našo oznako 2/3 (desna lokacija) predstavlja z bakrom orudeni karbonski konglomeratični peščenjak.

V obrusku te rude smo našli nepravilno, približno cm^2 veliko halkopiritno polje, katerega sečejo številne razpoke, in več manjših halkopiritnih polj s površinami od 1 do nekaj 10 mm^2 . Vsa ta polja obdaja rjavi limonit; sicer pa je peščenjak deloma impregniran z malahitom, zato je ponekod razločno zeleno obarvan.

Halkopirit je kristaliziral v votlinicah, oziroma v porah peščenjaka, kar sklepamo po tem, da v njegovih poljih ni starejših vključkov. Halkopiritna polja so torej v tem pogledu »čista«, brez korodiranih terigenih zrn ali drobcev peščenjaka. V večjem

polju imajo njegova zrna bolj ali manj izometrične preseke in so velika okrog štiristo mikrometrov. Nekatera kažejo posamezne, lepo razvite dvojčične lamele. Kot mlajšo, prav tako prvotno tvorbo, najdemo v halkopiritu euhedralna, deloma tudi subeuhedralna piritna zrna, ki merijo zvečine okrog 70 μm . V halkopiritu so nastala pri metasomatskih procesih, torej gre za piritne metakristale.

Pri tektonskih procesih je halkopirit razpokal. Kasneje so ga zajeli procesi cementacije in oksidacije. Omeniti moramo zlasti digenit, ki nadomešča halkopirit ob razpokah, ob stikih njegovih zrn in vzdolž meja njegovih zrn (tab. 1, sl. 1). Številni manjši halkopiritni drobcji so skoraj povsem nadomeščeni z digenitom. Slednjega nadomešča mlajši covellin, ki ga najdemo v lističih dimenzije do 20 μm . Tako so nastale izredno lepe cementacijske strukture.

Pri dotoku raztopin, ki so vsebovale več kisika, so začeli bakrovi sulfidi razpadati, pri tem pa sta nastala limonit in malahit. Limonit obdaja in prepreda halkopiritna polja, ki kažejo zanj značilne kolomorfne strukture. Ponekod se mu pridružuje malahit. Skupaj oblikujeta tudi tanke žilice in nepravilne pege, ki sečejo orudeni prodnati peščenjak.

Z glavnega odvala (2/3) smo rudnomikroskopsko preiskali kos sivega karbonskega peščenjaka z okrog 2 cm debelo kremenovo-halkopiritno žilo. Halkopiritna zrna so razmeroma majhna, saj ima največje površino komaj 3 mm^2 . Razvrščena so v dveh, med seboj vzporednih progah, ki sta vzporedni tudi z robovoma žile same.

Mikroskopska raziskava je pokazala, da sta od sulfidov poleg halkopirita prisotna še sfalerit in pirit, čeprav le podrejeno. Mimo tega smo v kremenovi žili našli tudi manjša polja karbonata, verjetno siderita.

Halkopiritna polja imajo nepravilne, pogosto amebaste preseke. Pri navzkrižnih nikolih se prepričamo, da sestojijo iz razmeroma večjih zrn, ki imajo bolj ali manj izometrične preseke. Kot starejše vključke najdemo v njih korodirana zrnca sfalerita in siderita. Kakor kaže, je v paragenezi najmlajši pirit. Ta sestavlja do 60 μm velika, bolj ali manj euhedralna zrna, ki so zrastle kot metakristali v halkopiritu.

Z glavnega odvala je tudi rudnomikroskopsko preiskani vzorec z mnogo sfalerita. S prostim očesom smo ugotovili, da pripada rjavemu sfaleritu na površini obruska okrog 40 %, halkopiritu pa komaj 1 %. Vse drugo je drobnozrnata jalovinska osnova bele barve. V delu obruska je večje, ameboidno sfaleritno polje, sicer pa se ta mineral intenzivno zrašča z jalovinsko osnovo, tako da so njegova zrna zvečine manjša od mm. Pod mikroskopom smo v sledovih našli še pirit in galenit ter ugotovili, da gradi jalovinsko osnovo predvsem dolomit, kateremu se v manjši meri pridružuje kremen.

V paragenezi je najstarejši karbonat, ki nastopa v subeuhedralnih in aneuhedralnih, izjemoma tudi v euhedralnih zrnih. Ta so zvečine manjša od sto μm . Kremen je vsekakor mlajši. Sledil je stikom med dolomitnimi zrnji, pri svoji rasti pa jih je tudi nadomeščal, saj pogosto vsebuje korodirane karbonatne vključke.

Izmed sulfidov je prvi nastal pirit. Gre za majhna zrna v karbonatno-kremenovi osnovi, najdemo pa ga tudi ob stiku osnove in sfaleritnih polj ter v sfaleritnih poljih samih. Mlajši je halkopirit, ki mu pripadajo homogena polja z nepravilnimi preseki. Temu sledi kot glavni rudni mineral sfalerit. Sodeč po vključkih, ki jih pogosto vsebuje, sodimo, da je nadomeščal zlasti dolomit. Pojavlja se predvsem ob stikih med dolomitnimi, pa tudi med dolomitnimi in kremenovimi zrnji. Zanj so značilni rumenkasto rjavi notranji refleksi. Tu in tam se mu pridružujejo do 40 μm velika galenitna zrna, ki so v paragenezi najmlajša.

Spektralnokemična analiza obeh vzorcev bakrove rude iz Cirkuš (tabela 1) je pokazala prisotnost kobalta in niklja, ki sta v halkopiritu navadno zastopana v koli-

Tabela 1. Spektrokemične analize rude (v $\mu\text{g/g}$)
 Table 1. Spectrochemical analyses of ore (in $\mu\text{g/g}$)

	1	2	3	4	5	6	7
B	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	100	220	120	<100	117	335	115
Be	3	<3	<3	<3	6	4	14
Co	3	11	8	27	<5	15	21
Cr	10	140	135	138	197	16	57
Cu	3	3,2 %	6,8 %	>1000	330	19	1000
Ga	3	3	<3	<3	<3	4	7
Ni	3	11	22	15	29	138	105
Pb	5	360	300	800	221	<5	37
Sr	100	<100	233	<100	100	<100	<100
V	10	21	13	22	<10	20	<10
Zn	30	>1000	>1000	>1000	390	49	440
Zr	30	66	112	73	163	525	910

1 Najnižja določljiva vrednost (analitičarka V. Hudnikova, Kemijski inštitut Boris Kidrič, Ljubljana)

The lower detection limit (analyst V. Hudnik, Chemical Institute Boris Kidrič, Ljubljana)

2 Vzorec bakrove rude z lokacije Cirkuše (2/3 – desna lokacija)

Sample of copper ore from the locality Cirkuše (2/3 – right locality)

3 Vzorec bakrove rude z lokacije Cirkuše (2/3 – leva lokacija)

Sample of copper ore from the locality Cirkuše (2/3 – left locality)

4 Vzorec cinkove rude z lokacije Skrivni potok (3)

Sample of zinc ore from the locality Skrivni potok (3)

5 Drobnozrnata kremenovo-limonitna breča (7/10)

Fine-grained quartz-limonite breccia (7/10)

6 Kremenovo-limonitni peščenjak (7/11)

Quartz-limonite sandstone (7/11)

7 Goethit (7/11)

Goethite (7/11)

činah do velikosti $\text{nx } 10^{-3}\%$, in cinka, ki je deloma morda vezan na strukturo halkopirita, v glavnem pa dokazuje prisotnost sfalerita, ki smo ga našli tudi pod rudnim mikroskopom. Majhne količine svinca dokazujejo, da vsebuje bakrova ruda v sledovih tudi galenit. Dodati moramo še, da za sorazmerno visoki vrednosti kroma ne najdemo verodostojne razlage.

Tolsti vrh (3)

Tolsti vrh kot lokacijo Tornquist (1929, 6, 9) sicer omenja, vendar ne daje podatkov o orudjenju. Tudi na metalogenetski karti Slovenije (Drovenik et al., 1980) je lokacija vrisana (Zn, Pb, Cu-75), v besedilu pa le omenjena. Šele iz Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a) in zlasti s karte merila 1:25.000 (Vače) razberemo, kje točno je ta lokacija. Rudišče je prostorsko označeno 75 do 100 m severovzhodno od vasi Tolsti vrh (3/1), vendar danes tam ni več ostankov starih rogov in odvalov; območje je povsem kultivirano.

Pač pa smo našli sledove rudarske dejavnosti km SWS od omenjene vasi (3/2) in na drugi strani Loki potoka (sl. 1 – 3/3). O orudjenju na teh lokacijah ne vemo ničesar.

Skrivni potok (4)

Tornquist (1929, 10, 24) je večkrat omenil neko rudišče južno od Vač z oznako Skruppotok. Prepričani smo, da gre za Skrivni potok, ki priteče izpod vzpetin Hruševje in Selišče (sl. 1). Opozoril je na stare rove in odvale ter menil, da so tod kopali bakrovo rudo. Bogate najdbe bronastih predmetov v okviru stare kulture Vač je Tornquist povezoval prav s tem rudiščem.

Po ugotovitvah Tornquista nastopa halkopirit tod v plasti peščenjaka približno 20 m nad zgornjim skrilavim horizontom, ki je preprejena s tankimi črnimi lezikami skrilavca. vzdolž lezik se javljajo kremenove leče z bogatim halkopiritnim orudjenjem; v žilnem kremenju so relikti peščenjaka.

Rudo je Tornquist (1929, 24) še podrobneje opisal. Med minerali našteva sfalerit, galenit, halkopirit, siderit in kremen ter daje nekaj podatkov o njih medsebojnih odnosih.

Lokalnost Skruppotok oziroma Skrivni potok omenja v pregledani literaturi le še Grošelj (1954). Po obliki in velikosti nekega rudarskega dela je ta rudar sklepal, da gre za württenberški rov. Začetni del več kot 50 m dolgega rova je Grošelj obnovil, kar pa ne velja za vpadnik, s katerim so stari rudarji sledili orudeni plasti peščenjaka; plast je bila debela okrog meter in je ležala v skrilavcu.

V grapi Skrivni potok danes ni več sledov stare rudarske dejavnosti; pač pa jih najdemo na grebenu 200 m zahodno-jugozahodno, od vzpetine Hruševje (4/1). V večji ovalni depresiji so rudarili v treh nivojih, oddaljenih med seboj po 5 m.

Kot je razvidno s slik 1 in 2 (profil C-C'), so rudarska dela potekala v debelozrnatih klastitih najvišjega dela karbonske superpozicijske enote b, v bližini ekrana iz glinovca enote c oziroma nedaleč od naravnega stika karbonskih in triasnih kamenin.

Pod rudnim mikroskopom smo pregledali vzorec orudene kremenove leče. V kremenovi osnovi, ki ji pripadata okrog 2/3 opazovane površine obruska, so razvrščena nepravilna polja temno rjavega sfalerita, ki dosežejo velikost cm^2 . V enem polju je tanka halkopiritna žilica. Podrejeno sta prisotna še pirit in galenit.

Za sfalerit je značilno, da vsebuje izločnine halkopirita (tab. 1, sl. 2), ki sestavljajo do nekaj $10 \mu\text{m}$ velika zrnca. Ta imajo eliptične, okrogle, paličaste pa tudi nepravilne preseke, tako da se ponekod kaže emulzijska, drugod pa začetek lamelarne strukture. Gre za razpad trdne raztopine ZnS-CuFeS_2 . Pojav teh dveh struktur dokazuje, da je nastala ruda pri nekoliko višji temperaturi. To je prva najdba razpada trdne raztopine ZnS-CuFeS_2 v zasavskih rudiščih in rudnih pojavih, ki leže v karbonskih skladih.

Mlajša generacija halkopirita nastopa ob stikih med sfaleritnimi zrni in v razpokah, ki jih sečejo. Pirita je bistveno manj kot halkopirita. Najdemo ga v subhedralnih zrnih kremenca in v korodiranih vključkih halkopirita, kar dokazuje, da je pirit starejši. Poljem mlajšega halkopirita se pridružuje tu in tam galenit. Po strukturnem razmerju sklepamo, da je galenit mlajši od halkopirita. Spektralno kemična analiza vzorca cinkove rude s te lokacije potrjuje mikroskopske podatke in dokazuje, da so bili sulfidi obogateni le s Co in Ni (tabela 1, vzorec 4).

Rudnik (5)

Anton Hauptmann je 10. marca 1740 poročal o raziskovanjih na bregovih Save in o odkritju starih rovvov v dolini Knapi za Ponovičami, Pinhak pa je leta 1807 dobil ustrezno dovoljenje za delo na tej lokaciji, ki pa ni bilo uspešno (Mohorič, 1978, 214).

Tornquist (1929, 9) omenja stara rudarska dela oziroma neko rudišče z oznako Rudnik, ki naj bi ležalo pod lokalnostjo Lascar. Menimo, da imamo opraviti z domačijo Lošče na severnem obrobju naše karte. Po Tornquistu gre za rudišče, ki naj bi obratovalo v 18. stoletju tako kot rudišče Mjelnik (Maljek). Na obeh lokacijah naj bi pridobivali le galenit in halkopirit.

Domačini poznajo ozemlje pod kmetijama Lošče in Globodol pod oznako Rudnik, na topografski karti merila 1:5000 (Litija 25) pa je širše območje označeno kot Rodnik.

V grapi pod omenjenima domačijama ni več sledov rudarske dejavnosti in tudi kosov rude nismo našli, okrog 600m jugozahodno od Lošč pa je v peščenjaku na levem bregu grape zasut rov s smerjo 270° (5/1). Območje Rudnik grade peščenjaki karbonske superpozicijske podenote b_2 s posameznimi lečami konglomerata.

Kamnica (6)

Stara rudarska dela v okviru rudišča Kamnica omenja Voss (1895, 12, 16, 23). Halkopirit se skupaj s sfaleritom in galenitom javlja v luknjičavem kremenju, ki se razteza v obliki plasti; sfalerit oblikuje gnezda, galenit pa leče.

Tornquist (1929) lokacije Kamnica ne omenja; verjetno jo je istovetil z lokacijo Ržišče.

V Kamnici pri Vačah so po podatkih Mohoriča (1978, 76, 168, 219) pridobivali bakrov kršec v peščenjaku, in sicer v kremenovih plasteh. Rudarska družba Škofje, ustanovljena leta 1858 na Dunaju, je imela tod eno jamsko mero, vendar se je ukvarjala le z raziskovalnimi deli.

Skoraj zagotovo gre za stara rudarska dela ob potoku Kamniščica, ki jih najdemo v višini 330 m (6/1) in 350 m (6/2) na jugozahodnih pobočjih istoimenske vzpetine (sl. 1). Odval na spodnjem nivoju je obsežen, vsi rovi pa so zarušeni; rude nismo opazili. Rudarska dela na tej lokalnosti so v zgornjem delu peščenjaka karbonske superpozicijske podenote b_2 , in sicer znotraj Lebeške luske.

Okremenenele in orudene karbonske kamenine (7)

Prve podatke o okremenelih kameninah na širšem litijskem prostoru daje Voss (1895, 12). Raziskovalec poroča o luknjičavem kremenu, ki nastopa v obliki plasti med karbonskimi skladi. Tornquist (1929, 9) govori o telesih, ki sestojijo skoraj izključno iz kremenca, vezanih na ekrane iz skrilavih vložkov. Telesa pod četrtrim skrilavim vložkom naj bi bila rudonosna, ona pod tretjim pa jalova. Podatki so sicer zanimivi, vendar jih prostorsko ne znamo določiti. Okremenela telesa smo na geološki karti in profilih (sl. 1. in 2) posebej izdvojili. Najdemo jih severno od vasi Ržišče (Na koritih 7/1), na hribu Kržac (7/2) in na vmesnem prostoru v zgornjem delu potoka Kamniščica (7/3). Telesa manjših dimenzij se pojavljajo na grebenih vzhodno od Gobelarja (7/4) ter južno od Lošč (7/5), na telesa v okviru rudišča Cirkuš je pa smo že opozorili.

Kremen nastopa bodisi v vezivu klastitov, kot nepravilni spleti žil in žilic, ali pa je prvotno kamenino tako prepojil, da so le redkokje še vidni njeni relikti. Omenjena telesa so dolga do 500 m, debela od nekaj decimetrov do več metrov in se lateralno izklinjajo. Kot kaže slika 3, gre za konkordantna telesa, ki se pojavljajo v zgornjih delih superpozicijskih podenot b_2 , b_3 in b_4 ; od teh so le zadnja vezana na ekranske strukture, in sicer iz glinovcev enote c.

Veliki bloki kremenca (do 1 m^3), ki jih najdemo na sekundarnih mestih v nekaterih potokih, kažejo, da so okremenela telesa pogostnejša, vendar prekrita z debelo preperino. Tako najdemo mnogo velikih kremenovih blokov, katerih izvora ne poznamo, na območju Gobelar-Lošče (7/6) ter Mesarjevec-Strešni vrh (sl. 1-7/7). Pri manjših kremenovih blokih in kosih, ki jih najdemo povsod, pa gre običajno za žilni kremen ali pa za kremen, ki izvira iz opikalnih delov antiklinal v skrilavih kameninah (Kovkar-7/8, Konj-7/9).

Na območju rudišča Cirkuš je genetska povezava med orudjenjem in okremenelimi telesi razvidna že iz osnovne geološke dokumentacije (sl. 1 in 2). To zvezo so potrdile tudi mikroskopske raziskave.

V vzorcu rude, ki smo ga vzeli v okremenel in orudenem konglomeratu na desni strani potoka Vidrnica, 120 m severno od Piškovega mlina, je najpogostejši rudni mineral vsekakor sfalerit. Zelo verjetno gre za dve njegovi generaciji: starejšo in mlajšo. Starejša pogosto vsebuje izločnine halkopirita, ki imajo različne preseke. Opazimo predvsem takšne, ki imajo bolj ali manj izometrične preseke in merijo od nekaj do $50\ \mu\text{m}$ in so razvrščeni tako, da se kaže emulzijska struktura. Prisotne pa so tudi izločnine, ki so dolge do $350\ \mu\text{m}$ in široke 10 do $15\ \mu\text{m}$. Te so razvrščene tako, da imajo sfaleritno-halkopiritna polja lamelarno strukturo. V obeh primerih gre za razpad trdne raztopine ZnS-CuFeS_2 . Mlajši sfalerit, ki obrašča starejšega, ne vsebuje halkopiritnih izločnin. Pri tem je značilno, da jalovinskih kremenovih vključkov nismo našli niti v starejši niti v mlajši sfaleritni generaciji, kar pomeni, da je ta mineral zrastle v porah spremenjenega konglomerata.

Poleg halkopirita, ki je nastal pri razpadu trdne raztopine ZnS-CuFeS_2 , je prisotna tudi mlajša halkopiritna generacija, ki ustvarja manjša, samostojna polja. V paragenezi je izmed prvotnih sulfidov zelo verjetno najmlajši galenit. Tudi ta dva minerala sta zrastle v prej omenjenih porah.

Pri tektonskih premikih so jalovinski in rudni minerali razpokali. Ob razpokah ter ob mejah halkopiritnih in galenitnih polj, pa tudi ob razpokah, ki sečejo sfalerit, smo našli majhne lističe covellina, v galenitu pa je prisoten še anglezit. Tanke razpoke, ki prepredajo rudo, vsebujejo tu in tam tudi limonit.

Nadrobno smo pregledali tudi dva vzorca okremenelega in orudenega konglomeratičnega peščenjaka, oddaljena med seboj 110 m, in sicer iz zgornjega dela potoka Kamniščica (višina 375 in 380 m – lokaliteta 7/3).

Prvi vzorec predstavlja svinčevo rudo. V njej so neenakomerno razvrščena galeinitna polja, ki imajo nepravilne oblike in jim pripada okrog 25 %; največje polje meri okrog 0,5 cm². Pod mikroskopom vidimo, da v tem vzorcu prevladuje kremen s številnimi ostanki drobnozrnatega peščenjaka in zgnetenega skrilavega glinovca. V ostankih peščenjaka smo našli pravzaprav le malo osnove, ker je le-ta v pretežni meri nadomeščena, oziroma prepojena s kremenom. V njej smo našli posamezna zrnca pirita, velika do 40 µm, ki imajo pravilne preseke ter se tu in tam zbirajo v kratke nize. Zasedili smo tudi piritno polje s koncentrično zgradbo. V enem izmed drobcev skrilavega glinovca pa smo našli zrnca markazita, ki tu in tam kažejo kolomorfno strukturo. Oba sulfida sta nastala med diagenozo klastične usedline.

V porah, ki so obraščene z bolj ali manj pravilno razvitimi kremenovimi zrni, je ponekod najprej kristaliziral halkopirit in v njem nato majhni piritni metakristali. Oboji sestavljajo korodirane vključke v mlajšem galenitu, ki je prav tako nastal v porah, obraščenih s kremenovimi zrni. Pri procesih oksidacije so nastali limonit, angazit in covellin, vendar le v manjšem obsegu.

V drugem vzorcu opazimo makroskopsko izmed rudnih mineralov samo halkopirit, katerega polja dosežejo velikost 0,5 mm. V rudi je zastopan le z okrog 1 %. Bakrov sulfid ni nastal pri nadomeščanju okremenelega konglomeratičnega peščenjaka, temveč v njegovih porah. Ob robovih teh polj, ki sestojijo iz zrn, velikih nekaj 10 µm, najdemo lepo razvite kremenove kristalčke, velike do 150 µm.

Pri sekundarnih procesih so ob robovih halkopiritnih polj in ob tankih razpokah, ki jih sečejo, nastali najprej covellin, nato pa limonit in podrejeno malahit. Našli smo nekaj halkopiritnih polj, ki so skoraj povsem nadomeščena s covellinom, in več takšnih, v katerih že močno prevladuje limonit s kolomornimi strukturami. Železov hidroksid najdemo tudi v porah in v tankih razpokah, ki sečejo bakrovo rudo.

Najzanimivejše geološke razmere pa smo našli okrog 500 m zahodnje od tod in zaslužijo, da si jih ogledamo podrobneje.

Ozemlje Kamniščica-Gavgen hrib-Kržac, kjer najdemo nenavadne kremenovo-limonitne kamenine ima preprosto geološko zgradbo. Območje lahko obravnavamo kot izsek iz Lebeške luske s površino nekaj manj kot km², ki ga s severa in zahoda omejujeta neotektonska preloma, na jugovzhodu oziroma v podlagi pa narivna ploskev (sl. 1 in 2, profil C-C').

Na peščenjaku karbonske superpozicijske podenote b₂ leži na vzpetini Kržac erozijski ostanek konglomerata (b₃). V zgornjem delu podenote b₂ so med peščenjakom posamezne leče in plasti konglomerata, na enem mestu pa debelejši vložek glinovca. Izdanki kamenin so sila redki, saj je ozemlje prekrito z debelo preperino, v osrednjem delu pa še s pobočnim gruščem. Plasti so povsod v normalni stratigrafski legi in blago sinklinalno upognjene.

Na grebeni Gavgen hrib-Kržac sta dve vzpetini, severnejša s koto 470,0 m in južnejša z najvišjo točko 470,2 m, vmes pa je rahlo izraženo sedlo (kota 465,2 m). Celotno območje je na karti merila 1:5000 označeno kot Rastoke. Na prvi lokaciji, ki smo jo na 1. sliki označili s simbolom 7/10, prevladujejo kremenove kamenine, na drugi z oznako 7/11 pa rjavi peščenjak z limonitom in limonitne tvorbe. Rjavi peščenjak najdemo v izdankih po pobočju in ga uvrščamo v podenoto b₂, limonitne tvorbe pa so razširjene v zgornjem delu pobočja in na vrhu vzpetine.

Rjavi, limonitizirani, srednje- in drobnozrnati peščenjak sekajo številne klivažne razpoke in nepravilne tanke limonitne in kremenove žilice. Mikroskopsko ima kamenina sorazmerno homogeno strukturo, ki jo sestavlja približno 80 % terigenih zrn in 20 % veziva. Terigena zrna so velika 0,06 do 2,5 mm, povprečno približno 0,4 mm in so slabo sortirana. Med seboj se zrna dotikajo z ravnimi, konkavno-konveksnimi in nazobčanimi kontakti. Preseki zrn so večinoma vmesnih oblik, medtem ko je večina zrn poglobljena do polzaobljena, med njimi pa najdemo tudi redkejša zaobljena zrna.

Terigena zrna peščenjaka sestavljajo kremen, litična zrna (drobci kamenin), glinenci, lističi muskovita in težki minerali.

Kremenovim zrnom pripada približno 55 do 60 % kamenine. Med njimi prevladujejo polikristalna zrna, medtem ko so monokristalna, ki imajo večinoma valovito potemnitev, količinsko podrejena. Velikost kremenovih zrn se spreminja od 0,06 do 2,5 mm, povprečno pa znaša približno 0,4 mm. Sortiranost kremenovih zrn je slaba. Njihovi preseki so večinoma vmesnih oblik, opazujemo pa tudi izometrične in podolgovate preseke, ki so večinoma poglobljeni do polzaobljeni. Kremenova zrna vsebujejo tekočinske, plinske in mineralne vključke. Med slednjimi prevladujejo muskovit, neprozorni minerali in limonit, v manjši meri tudi cirkon, rutil in turmalin. Terigena kremenova zrna so deloma obdana s sintaksialnim ali polikristalnim kremenovim cementom, na robovih pa se deloma zraščajo z illitno-sericitno epiosnovo kontaktnega tipa. Zrna kremenova pogosto sečejo limonitne žilice.

Litična zrna grade približno 23 % kamenine. Med njimi so najbolj zastopana zrna s preraščanjem kremenova in muskovita (drobci blestnikov ali kvarcitolov), slede jim drobci filitov, sericitnih skrilavcev in roženca, medtem ko so zrna granitoidnih kamenin redka (tab. 1, sl. 4). Drobci kamenin so veliki od 0,1 do 1,5 mm, povprečno približno 0,4 mm. Njihovi preseki so večinoma vmesnih oblik in običajno bolj zaobljeni od kremenovih zrn, tako da jih uvrščamo med polzaobljena in zaobljena zrna. Litična zrna pogosto vsebujejo limonitizirane ali limonitne vključke. Nekatera mehkejša zrna so deformirana in na robovih deloma nadomeščena z illitno-sericitno epiosnovo.

Zrna glincev nastopajo v sledovih in so večinoma nedvojčično zgrajena. Glinenčeva zrna vsebujejo vključke neprozornih mineralov, kremenova in illitno-sericitna. Nekatera samostojna glinenčeva zrna in zrna glincev v granitoidnih kameninah so deloma ali popolnoma nadomeščena z illitno-sericitom (tab. 1, sl. 4).

Lističi muskovita so nepravilno razvrščeni v kamenini in so zastopani s približno 2 %. Muskovitni lističi so veliki od 0,06 do 0,8 mm in imajo podolgovate in zelo podolgovate preseke, ki so orientirani večidel vzporedno z razpokami in deloma v ožjem pasu ob limonitnih in kremenovih žilicah, tudi vzporedno z njimi. Pogosto so lističi muskovita poviti med tršimi zrni, deloma razpokani in na robovih razlistani. Nekateri luske muskovita vsebujejo vključke neprozornih in limonitiziranih mineralov ali pa so dobesedno prepojene z limonitom (tab. 2, sl. 1).

Med težkimi, akcesornimi minerali smo opazili zrna neprozornih mineralov, rutila in cirkona.

Terigena zrna veže vezivo, ki sestavlja 20 % kamenine. Približno tri četrtine veziva pripada osnovi (15 %), medtem ko je cementa četrtina (5 %).

Cement je pretežno kremenov, sintaksialnega obrobnega in polikristalnega pornega tipa (tab. 1, sl. 4). V sledovih smo kot cement nasledili tudi limonitizirane neprozorne minerale, med katerimi je prvotno verjetno prevladoval pirit.

Osnova sestavlja približno 15 % kamenine, je kremenovo illitno-sericitne sestave in predstavlja večinoma kontaktni tip veziva (tab. 1, sl. 3) ter je neenakomerno

razvrščena. Njena količina je v vzporedni smeri z razpokami bistveno večja kot pravokotno nanje (tab. 1, sl. 3, 4, tab. 2, sl. 3). Posamezni lističi illita-sericita v osnovi so večinoma orientirani vzporedno z razpokami (tab. 1, sl. 3, 4) ali pa z njo oklepajo manjši kot (do 25°). Osnova je bolj ali manj intenzivno rjavkasto obarvana z limonitom, pogosto pa v njej zasledimo tudi posamezna limonitna zrna.

Peščenjaku se tu in tam pridružuje limonitni muljevec. V osnovi, ki jo grade submikroskopska zrnca limonita, leže predvsem illitno-sericitni lističi ter podrejeno zrnca kremenca. Kamenina ima psevdofluidalno teksturo (tab. 2, sl. 2).

Peščenjak in muljevec sečejo razpoke, limonitne in kremenove žilice, potekajoče v različnih smereh. Razpoke in porušene dele ob razpokah zapolnjuje limonit, ki sestavlja nepravilne limonitne žilice. V neporušenih delih kamenine se pojavlja limonit le v sledovih (tab. 2, sl. 3). Poleg limonitnih nastopajo tudi kremenove žilice, ki so glede na teksturne odnose relativno mlajše (tab. 2, sl. 3).

Peščenjak kot prikamenino, limonitne in kremenove žilice sečejo mlajše razpoke (tab. 3, sl. 1), ob katerih je prišlo do degradacijske rekristalizacije večjih kremenovih zrn v žilicah (tab. 3, sl. 2), kataklastičnih deformacij in relativnih premikov, kremenovih in limonitnih žilic ter prikamenine (tab. 2, sl. 3; tab. 3, sl. 1, 2). V slednji so podolgovata zrna orientirana vzporedno z razpokami, med zrnji pa je illitno-sericitna epiosnova (tab. 2, sl. 3).

Na severno ležeči vzpetini s koto 470,0 m, na geološki karti (sl. 1) obeleženi s simbolom 7/10, je v litično kremenovem peščenjaku več metrov debela (točne debeline zaradi pokritosti ne moremo podati), deloma brečasta kremenova žila. Na vrhu vzpetine pa zasledimo podobno kot na južno ležeči vzpetini limonitne tvorbe, ki nastopajo v manjšem obsegu kot južno od tod.

Litični kremenov peščenjak, v katerem se pojavlja kremenova žila, je po strukturi in sestavi zelo podoben opisanemu peščenjaku z južno ležeče vzpetine. Kljub temu opazimo razlike: vsebuje bistveno manj limonita, a je bolj spremenjen, illitiziran-sericitiziran in okremenel. Zaradi tega bomo v nadaljevanju opisali in prikazali le razlike med obema peščenjakoma.

V peščenjaku ob kremenovi žili nismo našli glincev, ker so le-ti skoraj popolnoma nadomeščeni z illitom-sericitom; le ponekod zasledimo v njem delno nadomeščene dele glincev (tab. 2, sl. 4) in vključke kremenca. Illit-sericit je tudi v vezivu, ki ni nastal ves istočasno. Drobna, večinoma izometrična zrnca so starejša in naj bi nastala sočasno z illitom-sericitom, ki nadomešča glinenčeva zrna. Nekoliko večja zrnca, z zelo podolgovatimi preseki, ki se deloma preraščajo s kremenom, pa naj bi bila mlajša in jih vzporejamo s kremenovo illitno-sericitno epiosnovo opisanega litično kremenovega peščenjaka (tab. 3, sl. 3).

V bližini kremenove žile je peščenjak intenzivno okremenel. V mlajšem kremenovem cementu zasledimo pogostne drobne vključke illita-sericita prve generacije (II 1, tab. 3, sl. 4).

Kremenovo žilo smo raziskali ob kontaktu s prikamenino (peščenjakom) in v njegovi neposredni bližini.

Kremenova žila ima družimozaično strukturo (tab. 4, sl. 1, 2), za katero je značilno naraščanje velikosti zrn od roba v notranjost. Kremenova zrna so velika od 0,06 do 5 mm in imajo podolgovate preseke. Le ob kontaktu s prikamenino opazimo sub- in euhedralne obrise, ki jih nakazujejo svetlejši in temnejši pasovi (tab. 4, sl. 1). Kremenova zrna so z dolgimi osmi orientirana pravokotno na žilo. V kremenovi žili smo zasledili več generacij kremenca, vezanih na različne faze deformacij.

Glavnino (preko 95 %) žilnega kremenca sestavlja nekoliko moten kremen s številnimi tekočinskimi vključki. Glede na relativno starost uvrščamo glavnino kremenca v žili v drugo generacijo (Q2), ki naj bi povzročila tudi okremenitev peščenjaka in bi bila mlajša od diagenetskega sintaksialnega obrobnege cementa (Q1). Obravnavana kremenova zrna imajo valovito potemnitev, ponekod so vidne deformacijske lamele, sečejo pa jih tudi tanke razpoke in žilice (tab. 4, sl. 1, 2). Ob stikih večjih zrn lahko ponekod na njihovih robovih opazimo sledove degradacijske rekristalizacije, ki običajno v notranjosti zrn postopno pojemajo (tab. 4, sl. 3). Na robovih nekaterih drugih zrn je viden tanjši sintaksialni rob čistejšega, prozornejšega kremenca tretje generacije (Q3, tab. 4, sl. 4).

Kremenova zrna druge generacije s podolgovatimi preseki sečejo prečno tanke, do 0,1 mm debele kremenove žilice, s kremenom pete generacije (Q5, tab. 4, sl. 1, 2). Vzporedno z njimi in deloma pod kotom 70° do 80° nanje pa potekajo razpoke, ob katerih je prišlo do degradacijske rekristalizacije večjih zrn; ob nekaterih razpokah zasledimo illit-sericit (Il 3). Ta je deloma rasel tudi v posameznih porah, kjer se javlja kot lepi radialni agregati (Il 3, tab. 5, sl. 1).

Med starejšimi motnimi zrni zasledimo nepravilna polikristalna polja, ki jih sestavlja najprozornejši kremen šeste generacije (Q6, tab. 4, sl. 1, 2; tab. 5, sl. 1). Ta je deloma rasel sintaksialno na starejših zrnih (Q2) ali pa nastopa kot samostojna anhedralna zrna. Na robovih nekaterih od omenjenih polj zasledimo že opisane radialne agregate illita-sericita (Il 3).

V smeri dolgih osi presekov kremenovih zrn potekajo tanke žilice, s kremenom sedme generacije (Q7). Te lepo vidimo v starejših generacijah kremenca in sekajo žilice s kremenom pete generacije (Q5, tab. 4, sl. 1), medtem ko jih v kremenju šeste generacije (Q6) lahko sledimo le ponekod po vključkih in strukturnih deformacijah.

Nekoliko više od opisanega kontakta kremenove žile z litično kremenovim peščenjakom je izdanek monomiktne kremenove breče, v kateri nastopajo izključno drobci žilnega kremenca.

Z mikroskopsko raziskavo smo ugotovili, da ima kamenina sorazmerno homogeno, zrnato, kataklastično, brečasto strukturo, ki jo sestavlja približno 70 % zrn in 30 % osnove. Zrna lebde v osnovi ali se dotikajo s točkastimi in redkeje ravnimi kontakti ter ne kažejo nobene poudarjene orientacije. Velikost zrn se spreminja od 0,06 do 12 mm (medtem ko smo v izdanku videli do 4 cm velika zrna) in so zelo slabo sortirana. Zrn, večjih od 2 mm, je približno 20 %, medtem ko je zrn, velikih od 2 do 0,03 mm 50 %, osnova pa predstavlja preostalih 30 %. Oblike presekov so prevladujoče vmesnih in izometričnih oblik ter so večinoma oglate, redkeje pologlate in zaobljene (tab. 5, sl. 2).

Zrna pripadajo izključno mono- in polikristalnemu žilnemu kremenju. Posamezna zrna imajo valovito potemnitev, ponekod pa opazimo tudi deformacijske lamele in manjše razpoke. Redka zrna potemnevajo skoraj enakomerno. Večina kremenovih zrn vsebuje številne tekočinske vključke, medtem ko so mineralni vključki redki in pripadajo illitu-sericitu in zelo redkim limoniziranim mineralom. V nekaterih večjih polikristalnih drobcih smo na kontaktih med zrni zasledili svetlejši sintaksialni rob mlajšega kremenca, drugod pa razpoke (tab. 5, sl. 2).

Vezivo, ki veže kremenova zrna, sestavlja drobnozrnat, večinoma rekristaliziran kremen. V njem se pojavljajo tudi drobni lističi illita-sericita, ki je zastopan s približno 1 %. Ponekod zasledimo v osnovi, v sledovih tudi drobna zrnca limonita.

Na višini sedla na koti približno 465 m je kremenova žila zelo porozna, s številnimi, do 7 mm velikimi nepravilnimi votlinicami. Kremenova žila ima neenakomerno

zrnato porfirotopično strukturo, ki jo sestavljajo zelo neenakomerno razvrščena zrna kremenena, velika od 0,03 do 2 mm.

V sorazmerno čisti, prozorni kremenovi masi so bolj ali manj nepravilna polja motnega kremenā s številnimi tekočinsko-plinskimi in podrejeno drobnimi mineralnimi vključki. Med slednjimi prevladujejo drobna, večinoma neprozorna zrnca, velika približno 0,02 mm. Omenjeni motni kremen naj bi predstavljal najstarejšo generacijo zapolnitve žile (Q2).

Ponekod v motnih kremenovih poljih opazimo svetlejše in prozornejše obrise eu- in subhedralnih kremenovih zrn (Q4), ki imajo enako optično orientacijo kot motna anhedralna zrna (tab. 5, sl. 3, 4). Ta zrna imajo izraženo močno valovito potemnitev. Videti je, kot bi svetlejša eu- in subhedralna zrna zrasla v motnejših kot metakristali. Poleg tega so ob motnih zrnih svetlejši, prozornejši sintaksialni kremenovi robovi. Eu- do subhedralna zrna in sintaksialni kremen, v motnem kremenu in ob njem združujemo v četrto generacijo (Q4).

Motna in prozorna kremenova zrna druge in četrte generacije sekajo številne tanke žilice, debele do 0,4 mm, ki jih zapolnjuje mlajši, večinoma sintaksialno z zrnom zrasel kremen. Vzporedno s temi žilicami smo zasledili debelejšo žilico, zapolnjeno s ploščastimi zrnimi kremenoma (tab. 6, sl. 1, 2). Kremen omenjene žilice označujemo s peto generacijo (Q5).

Ponekod so vidne tanke razpoke, ki sečejo vse starejše kremenove generacije. Ob njih zasledimo do 0,03 mm velike luske illita-sericita. V bližini vidnih razpok in drugod so večja starejša kremenova zrna degradacijsko rekristalizirana. Degradacijsko rekristaliziran kremen sestavlja drobna, sorazmerno enakomerno velika (od 0,05 do 0,1 mm) mozaična zrna (tab. 6, sl. 3, 4). Podobno kot ob razpokah smo tudi v drobnozrnatem agregatu degradacijsko rekristaliziranih zrn opazili drobne lističe illita-sericita. Ob nekaterih razpokah je prišlo tudi do manjših, 1,5 mm velikih premikov.

Ob robovih nepravilnih por, velikih od 0,2 do 7 mm, in ob nekaterih žilicah so polja najprozornejšega kremenena. Anhedralna, pogosto podolgovata in ponekod povita (tab. 6, sl. 3, 4) kremenova zrna, ki rahlo valovito potemnevajo, oblikujejo ksenotopično strukturo. Kremen, ki gradi opisana polja, prištevamo v šesto generacijo (Q6).

Pore, ki jih kremen šeste generacije ni popolnoma zapolnil, so bile verjetno prvotno zapolnjene z neznanim mineralom. Sedaj je ob večjih in v manjših porah limonit (tab. 6, sl. 3, 4).

Vse opisane kremenove generacije sečejo redke tanke žilice s kremenom sedme generacije (Q7), (tab. 6, sl. 3, 4). Te žilice so lepo vidne v kremenu druge in četrte generacije, teže jih sledimo preko degradacijsko rekristaliziranih polj, medtem ko jih v kremenu šeste generacije komaj zaznamo po vključkih in strukturnih deformacijah.

V zgornjem delu obeh vzpetin in na njenem vrhu so raztreseni manjši izdanki in veliki bloki limonitnih tvorb. Makroskopsko imajo brečasto strukturo, sestavljeno iz svetlejših zrn kremenena in peščenjaka, ki jih veže limonitno vezivo.

Mikroskopska raziskava je potrdila, da imajo limonitne tvorbe heterogeno brečasto strukturo, ki jo sestavljajo zelo oglata, oglata do polzaobljena zrna in drobci. Ti predstavljajo 60 do 75 % kamenine, medtem ko je limonitnega veziva od 25 do 40 %. Zrna večinoma lebde v limonitnem vezivu (tab. 7, sl. 1, 2, 3, 4), redkeje pa se dotikajo s točkastimi in ravnimi kontakti. Velikost zrn je zelo spremenljiva od 0,06 do 25 mm, kar kaže na njihovo zelo slabo sortiranje. Preseki zrn so zelo različnih oblik, saj

zasledimo tako podolgovata kot izometrična zrna, ki ne kažejo nobene poudarjene orientacije.

Zrna in drobce sestavljajo litično kremenov peščenjak in žilni kremen. Količinsko razmerje med njima se v različnih vzorcih zelo spreminja.

Drobci litično kremenovega peščenjaka so po strukturi in sestavi enaki opisanemu litično kremenovemu peščenjaku in jih zato podrobneje ne bomo opisovali. Poudariti moramo, da je bil peščenjak cementiran, v njem smo zasledili žilice in polja limonita in kremenove žilice. Omenjene strukture sekajo mlajše nepravilne razpoke, med zrni pa zasledimo kremenovo illitno-sericitno osnovo (tab. 7, sl. 1, 2) in zrna, katera so v posameznih drobcih peščenjaka različno orientirana. To kaže, da je le-ta nastala pred erozijo in limonitnim vezivom. V nekaterih drobcih peščenjaka smo opazili tudi limonitizirani karbonatni cement, ki nadomešča terigena zrna in kremenovo illitno-sericitno osnovo v peščenjaku (tab. 8, sl. 1), kar kaže na to, da je mlajši od nje.

Drobci in zrna žilnega kremenca so večinoma polikristalna, medtem ko so monokristalna zrna manjša in količinsko močno podrejena (tab. 7, sl. 3, 4). Kremenova zrna so često razpokana, potemnevajo valovito, pogoste pa so tudi deformacijske lamele (tab. 8, sl. 2). Nekatera zrna so deloma degradacijsko rekristalizirana (tab. 9, sl. 1). V drobcih žilnega kremenca smo ponekod opazili vključke limonitiziranega karbonata, ki nadomešča kremen.

Zrna in drobce litično kremenovega peščenjaka in žilnega kremenca veže rjav, v presevani svetlobi skoraj neprozoren limonit, ki predstavlja vezivo osnovnega tipa in mu pripada 25 do 40 % (tab. 7, sl. 1, 2, 3, 4). Glede na to, da nastopa starejši limonit v žilicah in zrnih peščenjakovih drobcov (L1), uvrščamo limonitno vezivo v mlajšo, drugo generacijo (L2).

Eden izmed raziskanih limonitnih blokov je imel nekoliko pestrejšo sestavo zrn. Poleg že omenjenih zrn peščenjaka in žilnega kremenca smo zasledili tudi agregate temno rjavega limonita (L2) s številnimi terigenimi zrni (zgoraj opisane limonitne tvorbe) in agregate svetlejšega limonita z redkimi terigenimi zrni (L3). Ob nekaterih zrnih smo zasledili neenakomerno debele koncentrične pizolitne ovoje (tab. 8, sl. 3, 4). Limonitni in brezstrukturni koncentrični ovoji so amorfni (tab. 8, sl. 4). Limonitne agregate štejemo kot alokemične komponente (intraklaste in pizolite), pri čemer so temnejši agregati limonita (L2) s številnimi terigenimi zrni relativno starejši od prozornejših limonitnih agregatov z redkimi terigenimi zrni in pizolitov (L3).

Vsa opisana zrna veže limonitno vezivo, ki je osnovnega in pornega tipa. Limonit je masiven in je večinoma amorfen. V nekaterih delih limonitnega veziva je opazna anizotropnost in psevdofluidalna tekstura (tab. 8, sl. 4). Nastalo je nekoliko kasneje kot alokemične komponente, vendar ga bomo prav tako uvrstili v tretjo generacijo (L3).

Pod vplivom kasnejših tektonskih dogajanj so opisane limonitne tvorbe, ki smo jih našli na najvišjih delih vzpetin 3/10 in 3/11, razpokale. Razpoke so sekale tudi nekatera terigena zrna, ob njih so se posamezni deli deloma premaknili (tab. 9, sl. 1). Nekatero razpoke so zapolnjene z amorfnim limonitom, v drugih pa se je izločil limonit (L4) s kolomorfniimi, natečnimi oblikami (tab. 9, sl. 2). V redkih razpokah zasledimo poleg limonita tudi kremen in illit-sericit (II 3).

Kasneje je prišlo do nastanka novih, deloma odprtih razpok, ki jih je zapolnil vlaknati limonit (L5), (tab. 9, sl. 3). V nekaterih nepopolno zapolnjenih razpokah smo na vlaknatem limonitu (L5) zasledili temnejša polja in kopicke (tab. 9, sl. 3). V pre-

sevni svetlobi smo ugotovili, da gre za zelo drobnozrnat manganov oksid, ki ga natančneje nismo mogli določiti (tab. 9, sl. 4).

Limonit sestoji predvsem iz dveh železovih hidroksidov, to je iz goethita in lepidokrokita. Da bi določili podrobnejšo mineralno sestavo obravnavanih limonitnih tvorb, smo z rentgensko difrakcijsko metodo raziskali z limonitom najbogatejši vzorec in ugotovili, da je prisoten le goethit. Glede na relativno nizke in široke odboje sklepamo, da je goethit v omenjenem vzorcu sorazmerno slabo do srednje kristaliziran.

Z območja Rastoke smo spektralno raziskali tri vzorce. Spektralne analize so izdelali leta 1987 na Kemijskem inštitutu Borisa Kidriča v Ljubljani (tabela 1).

Litološka, stratigrafska in strukturna kontrola orudenja, ter dosedANJI pogledi na genezo in starost rudonosnih procesov

Številne dileme, ki se javljajo v zvezi z litološko, stratigrafsko in strukturno kontrolo orudenja, bi lahko uspešno razrešili le z opazovanjem razmer vsaj v enem izmed nekdanjih rudnikov, zlasti v Sitarjevcu, to je v Litiji. Ker pa so vsa stara dela nedostopna, smo pri reševanju te problematike navezani na bolj ali manj natančne oziroma zanesljive literaturne podatke, na laboratorijske raziskave vzorcev s starih odvalov in na skope podatke z izdankov, zbrane z delom na s preperino debelo prekritem terenu.

V zvezi z litološko kontrolo orudenja bi na podlagi dostopnih podatkov lahko sklenili le, da je večji del rude v kremenovem peščenjaku, precej manj v konglomeratu oziroma v prodnatem peščenjaku in le tu in tam v skrilavem meljastem glinovcu.

O stratigrafski kontroli orudenja smo zbrali največ novih dognanj. Podatki jasno kažejo, da so rudišča in rudni pojavi na pregledanem območju v različnih delih stratigrafske lestvice, kar smo ponazorili na sl. 3.

Najgloblje v profilu so rudarska dela na območju Loki potoka, in sicer na lokacijah z našima oznakama 3/2 in 3/3. Ta obsegajo zgornji del glinovcev enote a, podenoto b_1 ter najnižji del podenote b_2 , vendar ne vemo, ali so tod rudo sploh našli.

V osrednjem delu superpozicijske podenote b_2 na obravnavanem ozemlju ne poznamo rudišč in rudnih pojavov, kar velja tudi za odsek s skrilavimi vložki, kjer bi ti lahko predstavljali za orudenje ugodne ekranske strukture.

V spodnjem delu zgornje tretjine kamenin superpozicijske podenote b_2 najdemo rudo na lokalnosti Tolsti vrh (3/1), zunaj naše karte pa rudišče Vernek. Še višje, že v bližini debelejših konglomeratnih vložkov, so stara rudarska dela na lokacijah Rudnik (5) in Kamnica (6) ter Dašnik zahodneje od tod.

Kot smo že poudarili, se javlja rudišče Ponoviče (1) le 30 m pod konglomerati superpozicijske podenote b_3 ; nekako v nivoju naših lokacij 1, 3, 5 in 6 pa je tudi večina rudarskih del na območju Maljeka južno od Save.

Najvišje v stratigrafski lestvici, in sicer pod ekranom iz skrilavcev karbonske superpozicijske enote c sta rudišči Cirkuše (2) in Skrivni potok (4).

Že na tem mestu naj opozorimo, da se v istih nivojih kot hidrotermalna rudišča javljajo tudi okremenela telesa (sl. 3), kar kaže na neko medsebojno povezanost.

Če zanemarimo sledove rudarske dejavnosti na lokalnostih 3/2 in 3/3, se javlja hidrotermalno orudenje na obravnavanem prostoru v višinskem intervalu okrog 500 m in je skoncentrirano v zgornjem delu skladov karbonske superpozicijske podenote b_2 . Temu v prid govore tudi raziskave, ki jih je leta 1954 opravila Tovšakova

v širši okolici Ponovič, kjer se vsi pozitivni izpirki s sfaleritom javljajo prav v tem nivoju.

Z večine lokacij ne poznamo mineralnih paragenez, z drugih pa so podatki nepopolni, zato je sklep o tem, kako se parageniza spreminja v odvisnosti od lege rudišča v stratigrafski lestvici, še preuranjen. Izstopa le dejstvo, da se najbogatejše bakrovo orudjenje javlja najvišje v stratigrafski lestvici, in sicer pod ekranom iz glinovca enote c (Cirkuše in Skrivni potok).

Zanimive poglede o strukturi kontroli orudjenja na območju severno od Save je nanizal Tornquist (1929) in menil, da imamo v Posavskih gubah opraviti z dvema rudnima pasovoma, severnim in južnim. Severni pas naj bi povezoval lokalnosti Sv. Agata, Dašnik, Vernek, Tolsti vrh ter rudišča pod Vačami, kjer se pas zasuka iz alpske v dinarsko smer. Prav na mestu upogiba pa se javljajo največje koncentracije bakra. Kot je razvidno s sl. 1, o sukanju ne moremo govoriti, raziskovalec pa je med seboj povezoval še rudišča iz različnih tektonskih enot in različnih nivojev stratigrafske lestvice, zato taki razlagi ne moremo pritrditi.

Z ozemlja severno od Save poroča nadalje Tornquist o štirih vložkih skrilavca med peščenjakom. Kot najvišjega je na območju južno od Vač obravnaval glinovec naše superpozicijske enote c in jih proti zahodu povezoval z vložki iz osrednjega dela stratigrafskega stolpiča (Dašnik). Zato velja tudi njegove sklepe o povezavi glinovcev in orudjenja jemati zelo previdno.

Tornquistove ideje je dopolnil Žebre (1955, 239) in menil, da najdemo na produktivnem ozemlju Posavskih gub različne sisteme rudišč. Tako se javlja na levem bregu Save pod Vačami proti Cirkušam krovni sistem bakrovega kršča. Sledi jim paralelni pas cinkove svetlice, ki se razteza na levem bregu Save do Ponovič, kjer prehaja na desni breg in se vleče do Polšnika. Talni sistem pa je sestavljen predvsem iz svinčevega sijajnika z baritom in se vleče od Polšnika preko Litije do Podlipoglava in dalje proti Škofljici.

Obravnavano ozemlje leži v okolici znanega in nekoč ekonomsko pomembnega rudišča Litija oziroma Sitarjevec in je od njega oddaljeno nekaj km v zračni črti proti severu in severovzhodu (sl. 1). Danes lahko zapišemo le, da pripada obravnavano območje enemu izmed orudenih prostorov, razporejenih glede na rudišče Sitarjevec po zakonih neke simetrije, ki je še ne poznamo.

Tudi z genezo in starostjo rudišč v Posavskih gubah so se ukvarjali številni raziskovalci, zagovarjali konkordantno ali diskordantno lego rudnih teles v prostoru ter navajali razloge za paleozojsko, triasno ali terciarno starost rudišč. Omenjeno problematiko so nanizali in ovrednotili M. Drovenik in sodelavca (1980, 31, 32). Kasneje je Premru (1983b, 50) ponudil novo razlago. Študija paleogeografskih modelov naj bi pokazala, da so hidrotermalna rudišča Posavskih gub vezana na bližino mezozojskega transformnega preloma, ki je vzporeden Podvolovlješkemu transformu in nanj pravokotno potekajoče prelome ter na tektonsko aktivnost Idrijске in Zagorske podcone v staroalpidski orogenezi.

Glede na najnovejše podatke z Rastoke, znova oživiljeni teoriji o mezozojski starosti rudišč v Posavskih gubah ne moremo pritrditi. Novi podatki govore, kot bomo videli, za paleozojsko starost rudišč, ki so jo zagovarjali Berce (1963, 7) ter M. Drovenik s sodelavcema (1980, 32).

Geološka dogajanja v karbonu in nastanek rud v Posavskih gubah

Na podlagi do sedaj zbranih podatkov bi lahko razvoj karbonskih klastičnih kamenin, geološka dogajanja in z njimi povezan nastanek rud na obravnavanem prostoru in skoraj zagotovo tudi drugod v Posavskih gubah razložili takole.

Klastične kamenine enote a in podenot b_1 ter b_2 predstavljajo zaporedje z naraščanjem zrnivosti (coarsening upward sequence), ki ga je Mlakar (1987) označil z »regresivnim nizom usedlin«. To nam kaže na postopno oplitjevanje in zasipanje sedimentacijskega bazena.

Na osnovi dosedanjih podatkov ne moremo še nedvoumno razložiti okolja nastanka pretežno muljastih kamenin enote a in menjavanja peščenih in muljastih kamenin podenote b_1 . Glede na ugotovljeno zaporedje, bi obravnavane sedimentne kamenine uvrstili v deltno-rečni sedimentacijski model. V njem naj bi sedimentne kamenine enote a (vsaj njen zgornji del) in podenote b_1 nastale na območju prodelte in deltne fronte. Kamenine podenote b_2 , med katerimi prevladujejo peščenjaki in smo jih do sedaj raziskali v profilih na območju Maljeka in Zavrstnika, interpretiramo kot produkt rečnega sedimentacijskega okolja, v katerem lahko sledimo distalno-proksimalne spremembe. V spodnjem in srednjem delu naj bi prevladovali faciesi, nastali pod vplivom meanderskega rečnega režima, v zgornjih delih pa faciesi, ki bi jih lahko interpretirali kot produkte režima prepletajoče reke. Slednji se je verjetno nadaljeval še v spodnji del podenote b_3 , kjer pa že zasledimo sedimentacijske vplive vršajev. Redke polarne in pogostejše nepolarne sedimentne teksture kažejo na smer transporta od zahoda proti vzhodu. Sestava terigenih komponent dopušča sklep, da so bile na izvornem območju razgaljene predvsem metamorfne in sedimentne kamenine.

V zgornjih, drobnozrnatih delih sekvenca podenote b_2 sta na širšem območju Litije zakonca Jurkovšek našla makrofloro, ki jo uvrščata v westfalij A (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1985, 1986).

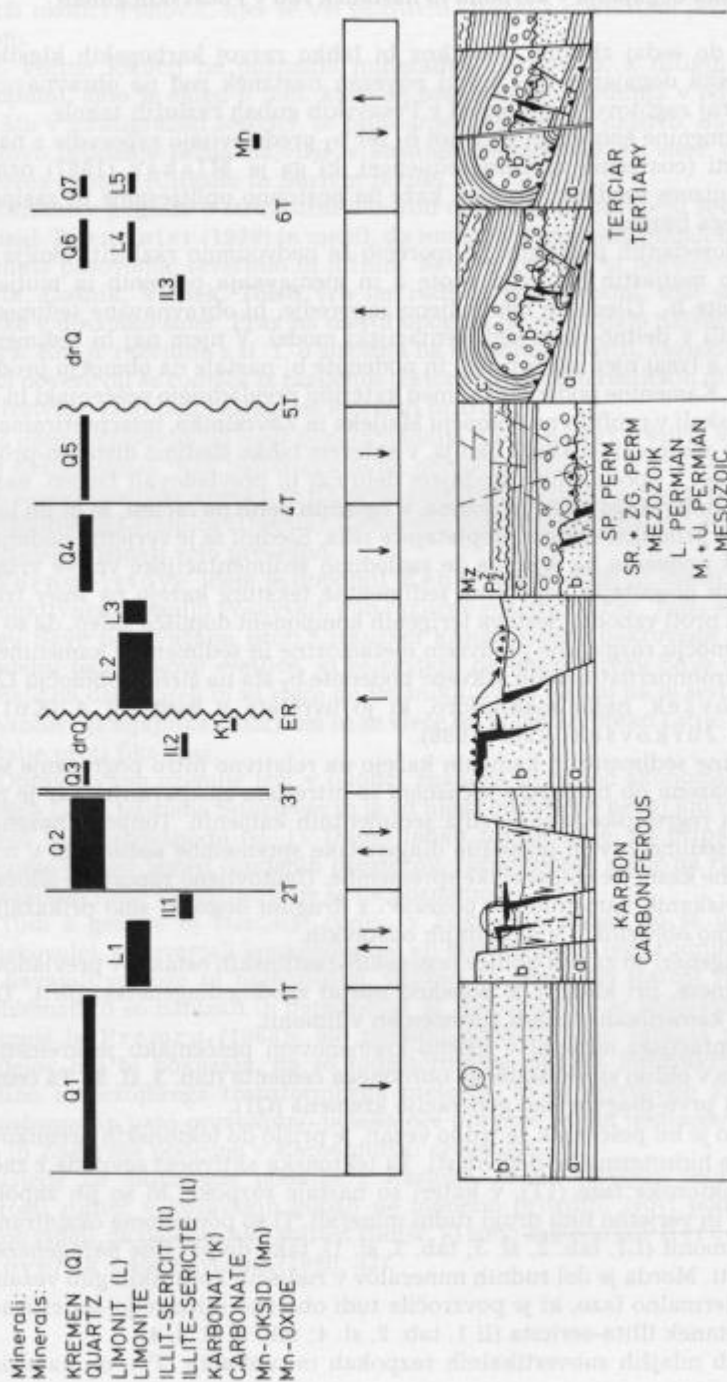
Velike debeline sedimentnih kamenin kažejo na relativno hitro pogrezanje sedimentacijskega bazena ob njegovem sočasnem še hitrejšem zasipavanju, kar je povzročilo nastanek regresijskega zaporedja sedimentnih kamenin. Tonjenje bazena in velike debeline sedimentov so pospešile diagenetske spremembe sedimenta v trdno kamenino in njene kasnejše epigenetske spremembe. Ugotovljeno zaporedje izločanja mineralov v preiskanih kameninah v povezavi z drugimi dogodki smo prikazali na 5. sliki in ga bomo obrazložili v naslednjih odstavkih.

V zgodnji diagenezi so zaradi obilice organskih-rastlinskih ostankov prevladovale redukcijske razmere, pri katerih je ponekod nastal zgodnjediagenetski pirit. Ta je v obravnavanih kameninah v celoti spremenjen v limonit.

Glavni cementacijski mineral v litično-kremenovem peščenjaku je kremen, ki nastopa pretežno v obliki sintaksialnega obrobnega cementa (tab. 3, sl. 3). Ta cement smo označili kot prvo-diagenetsko generacijo kremenca (Q1).

V obdobju, ko je bil peščenjak že trdno vezan, je prišlo do tektonskih premikov in z njimi povezane hidrotermalne dejavnosti. Ta tektonska aktivnost sovпада z začetkom asturske tektonske faze (1T), v kateri so nastale razpoke, ki so jih zapolnili železo vsebujoči in verjetno tudi drugi rudni minerali. Ti so popolnoma oksidirani in spremenjeni v limonit (L1, tab. 2, sl. 3; tab. 3, sl. 1), tako da prvotne parageneze ne moremo ugotoviti. Morda je del rudnih mineralov v rudiščih Posavskih gub vezan na omenjeno hidrotermalno fazo, ki je povzročila tudi obsežno illitizacijo-sericitizacijo glincev in nastanek illita-sericita (II 1, tab. 2, sl. 4; tab. 3, sl. 3, 4).

Kasneje so ob mlajših subvertikalnih razpokah in prelomih (2T), ob katerih so









Sl. 5. Relativno zaporedje izločanja mineralov in geološka dogajanja
Fig. 5. Relative succession of formation of minerals and of geologic events

nastale zasnove grabenske strukture, hidrotermalne raztopine prinašale velike količine kremenice. Kremen (Q2) se je odlagal v žilah (tab. 2, sl. 3; tab. 4, sl. 1, 2), ponekod pa tudi močno prepojil prikamenino-peščenjak (tab. 3, sl. 4). Hidrotermalne raztopine, ki so prinašale kremenico in bile bogate tudi z drugimi prvini, so se odlagale v različnih paragenazah na ugodnih mestih, predvsem znotraj več sto metrov debelega kompleksa peščenjakov podenote b_2 . S tem naj bi bila končana glavna rudonosna faza, v kateri naj bi nastala večina polimetalnih svinčevo-cinkovo-baritnih rudišč Posavskih gub.

V mlajšem paleozoiku (290 do 250 milijonov let) je južno Evropo in severno Afriko obvladoval režim deformacij, ki jih Arthaud in Matte (1977) razlagata s transformno tektoniko. Ta je povzročila nastanek številnih zmičnih prelomov (strik-slip faults).

S to postrudno tektoniko povezujemo močne intra- ter intergranularne deformacije. Slednje se odražajo v nastanku valovite potemnitve (tab. 1, sl. 3) deformacijskih lamel in degradacijske rekristalizacije (tab. 3, sl. 1; tab. 4, sl. 3, 4; tab. 6, sl. 2, 4; tab. 9, sl. 1). Intergranularne deformacije so spremenile strukturo peščenjaka in nastala je usmerjena kremenovo illitno-sericitna epiosnova (II2), (tab. 1, sl. 3, 4; tab. 2, sl. 3; tab. 7, sl. 1, 2; tab. 8, sl. 1). V kremenovih žilah je zaradi medzrnskih deformacij prišlo do mobilizacije in sintaksialne rasti kremenca na mejah med zrnji (Q3 tab. 4, sl. 4), ponekod pa do popolne porušitve in nastanka kataklastične kremenove breče (tab. 5, sl. 2). Drugod so transformne deformacije povzročile številne razpoke (tab. 2, sl. 3; tab. 3, sl. 1, 2) in ob njih ponekod tudi manjše premike. Opisanim deformacijam je sledila mineralna, karbonatna faza. Karbonat, morda siderit, ki je bil kasneje limonitiziran, je nadomeščal kremenovo illitno-sericitno epiosnovo in deloma terigena zrna v peščenjaku (tab. 8, sl. 1) najdemo pa ga tudi v kremenovih žilah (tab. 3, sl. 1).

Omenjena postrudna transformna tektonika, ki je povzročila opisane deformacije, je razkosala obravnavano območje in izoblikovala izrazito grabensko strukturo z relativno močno dvignjenimi in pogreznjenimi bloki (sl. 5).

	Skrilavi meljasti glinovec Shale	dr	Degradacijska rekristalizacija Degradational recrystallization
	Peščenjak Sandstone	↑ ↓	Relativno premikanje območja Relative movements
	Konglomerat Conglomerate	nT	Tektonske deformacije Tectonic deformations
	Permske in mezozojske kamenine Permian and Mesozoic rocks		Deformacije povezane s prelamljanjem Deformations associated with faulting
a, b, c	Superpozicijske enote Superposition units	}	Deformacije povezane z gubanjem Deformations associated with folding
	Kremenove in sulfidno kremenove žile Quartz and quartz-sulfide veins	}	Erozijska faza Erosion phase
	Shematski prikaz lege obravnavanega območja Sketch of the position on the studied territory		

Zaradi relativne spremembe erozijske baze je prišlo na dvignjenih blokih do hitre in močne erozije, ki je ponekod verjetno segla do vrhnjih delov polimetalnih rudišč. Oksidacija železo vsebujočih mineralov je dala limonit, ki se je deloma odlagal tudi v manjših depresijah in predstavlja limonitne tvorbe nastopajoče v zgornjih delih vzpetin z našo oznako 7/10 in 7/11 (sl. 1). Limonit (L2) nastopa kot vezivo peščenjakove in kremenove breče (tab. 4, sl. 1, 2, 3, 4, tab. 8, sl. 1). Drobcici tega limonita so bili ponekod deloma presedimentirani in so služili kot jedra nastajajočih pizolitov mlajšega limonita (L3), ki nastopa tudi v obliki intraklastov ter veziva (tab. 8, sl. 3,4).

Visoke vsebnosti nekaterih prvin (Ba, Cu, Pb, Zn) v drobnozrnati kremenovo-limonitni breči, kremenovo-limonitnem peščenjaku in goethitu (tabela 1) so prepričljiv dokaz, da je polimetalno orudjenje starejše od omenjenih kamenin. Upoštevajoče paleontološke podatke, gre za karbonsko starost rudonosnih procesov.

Sledi sedimentacija kremenovega konglomerata podenote b_3 . Na Rastoki je ohranjen le njen najnižji del, medtem ko so mlajše kamenine erodirane.

Na Podlipoglavu in Maljeku se pojavljajo blokovni konglomerati s prodniki in bloki kremenca, lidita, apnenec, peščenjakov, konglomeratov in temno sivih meljastih glinovcev. Pri Podlipoglavu leže ti blokovni konglomerati na peščenjakih podenote b_2 – v bazi podenote b_3 (sl. 3). Bloke apnenca iz blokovnega konglomerata pri Podlipoglavu so opisovali Ramovš (1954, 1990) ter Ramovš in Jurkovšek (1976). Ugotovili so, da nekateri med njimi izvirajo iz srednjekarbonske, devonske in silurijske periode. Blokove konglomerate same pa uvrščata raziskovalca v spodnji perm. Ramovš (1986, 1990) obravnava bloke apnenca kot olistolite. Iz tega sledi, da ima omenjene konglomerate za olistostrome (podvodne plazove). Preliminarno, še ne končane raziskave nakazujejo subarealni (vršajni) nastanek obravnavanih konglomeratov.

Starost apnenčevih blokov v blokovnem konglomeratu kaže, da so bili ob transformni tektoniki, ki jo vežemo za astursko tektonsko fazo, dvignjeni posamezni bloki precej visoko, tako da je erozija segla do devonskih in silurijskih kamenin.

Nad konglomerati podenote b_3 sledijo peščenjaki podenote b_4 in enota c (»krovninski skrilavec«). Enota c sestavlja skrilavi meljasti glinovec, v katerem najdemo le tu in tam leče peščenjaka in redkokdaj konglomerata. Podenoti b_3 in b_4 ter enota c, predstavljajo zaporedje s postopnim zmanjševanjem zrnivosti (fining upward sequence), ki gradi transgresivni niz sedimentnih kamenin. Okolja sedimentacije teh kamenin na obravnavanem območju še nismo raziskali, pa tudi njihova starost še ni dokazana. Dopusčamo možnost, da kot celota ali delno pripadajo spodnjemu permu (Mlakar, 1987).

Sedimentacijo kamenin enote c je prekinila tektonska aktivnost, vezana na saalsko tektonsko fazo, med katero so se verjetno reaktivirali stari prelomni sistemi in oživili hidrotermalno dejavnost, ki je morda dala pretežno bakrovo orudjenje tipa Cirkušje-Skrivni potok z rudnimi telesi tik pod ekranom meljastega glinovca enote c.

Obravnavane, ponekod orudenele kamenine, so prekrile srednje- in zgornjepermske, mezozojske in terciarne plasti. Predterciarne deformacije, ki jih označujemo s 4T, so povzročile v kremenovih tvorbah nastanek tankih kremenovih žilic, ki jih ponekod zapolnjuje sintaksialni (tab. 4, sl. 1), drugod (tab. 6, sl. 1, 2) pa stebričast kremen pete generacije (Q5).

Med alpidsko orogenezo je prišlo do desne rotacije Dinaridov z več fazami gubanja in narivanja. Te deformacije so povzročile v kremenovih tvorbah močno degradacijsko rekristalizacijo kremenca (drQ, tab. 6, sl. 2, 4), nastanek razpok, illita (II 3, tab. 5, sl. 1) in šeste generacije kremenca (Q6). Slednja generacija kremenca je svetla,

prozorna in tvori nepravilna polja (tab. 4, sl. 1; tab. 5, sl. 1) ali ponekod obdaja na robovih limonitizirane pore. Zrna šeste generacije kremenca (Q6) so večinoma podolgovata in ponekod deloma povita (tab. 6, sl. 1, 2, 3, 4).

V limonitnih tvorbah je zaradi napetosti ponekod prišlo do porušitve limonitnega veziva, ki je tu in tam anizotropno, v njem pa so opazne psevdofluidalne teksture (tab. 8, sl. 3, 4). Številna terigena zrna žilnega kremenca so razpokala, nekatera so se delno zamaknila (tab. 9, sl. 1), odprte razpoke pa je zapolnil limonit s kolomorfnimi natečnimi strukturami (tab. 9, sl. 2).

Izločanje mineralov, ki smo ga povezali z gubanjem in narivanjem, prizadene še ena – verjetno neotektonska faza (6 T). V kremenovih tvorbah smo zasledili tanke žilice s kremenom sedme generacije (Q7, tab. 6, sl. 3, 4). V limonitnih tvorbah pa so razpoke, ki sekajo terigena zrna in limonit druge, tretje in četrte generacije (L2, L3 in L4) in so zapolnjene z vlaknatim limonitom pete generacije (L5, tab. 9, sl. 1, 3, 4). Ta je rasel pravokotno na stene žilic. V nepopolnoma zapolnjenih porah opazujemo ponekod agregate manganovih oksidov (Mn, tab. 9, sl. 3, 4).

V neotektonskem obdobju so subvertikalni prelomi razsekali orudeno območje v posamezne bloke in prekinili nekdanjo njihovo morebitno zvezo. V okviru vseh teh postrudnih procesov so orudeni prelomi, razpoke in konkordantna telesa zavzeli drugotno lego, erozija pa je razgalila različne nivoje orudenega območja.

Severno od Ponovič so se na primer ohranili glinovci enote c na večjih površinah, pod njimi pa lahko pričakujemo nedotaknjena rudišča Pb, Zn in Cu tipa Cirkuše. Pri ugodni legi ekranskih struktur glede na staroterciarno narivno ploskev lahko seže tudi orudenje z lokacije Skrivni potok še daleč proti severu.

On geological structure and mineralization in Carboniferous rocks north of Litija, Slovenia

Extended Summary

From 1986 to 1988 the geologic structure of the territory between Vače and Litija (fig. 1 and 2) was studied in detail. Most attention was accorded to Carboniferous beds in which Pb, Zn, Cu and Ba ores occur.

The investigations permitted to supplement the basic scheme of development of Carboniferous beds in the Sava folds (Mlakar, 1987), and to attempt the reconstruction of the environment of their deposition on the basis of available data. The detailed subdivision of Carboniferous beds in several superposition units and sub-units is shown in fig. 3.

The superposition unit a consists of dark grey shale with individual sheets of siltstone, and forms the core of the Hotič anticline (fig. 2, sections A, B). The thickness of beds doubtlessly exceeds 250 metres.

The larger part of the territory consists of the superposition unit b which is composed of grey middle to coarser grained clastic rocks. Characteristic for the 50m thick beds of the subunit b₁ is interbedding of shale, siltstone and fine grained sandstone, the thickness of individual beds varying from 0.1 to 0.5m.

The subunit b₂ includes numerous thick sequences of more or less micaceous lithic-quartz sandstone of varying grain size. The lower part of sequences consists of massive coarse grained sandstone, locally of fine grained conglomerate, and the

upper parts are often of parallelly laminated fine grained sandstone which is in places followed by a few centimeters of shale.

The first thicker intercalation of shale in the about 600 m thick rock succession of the subunit b_2 occurs about 70 m above the subunit b_1 . Most frequent are intercalations of shale in the interval between 300 and 450 m. Four such intercalations are from several metres to 25 m thick, and they pinch out laterally. In this part of the stratigraphic column occur very infrequent thin layers and lenses of conglomerate, while in the upper 200 m of the subunit b_2 the beds and layers of conglomerate with pebbles of quartz and lydite up to 8 mm in diameter are more frequent and thicker.

The beds of the subunit b_3 consist of conglomerate of pebbles of white quartz, lydite and sandstone up to several cm in diameter, only in places occurs well sorted conglomerate with some sandstone. The total thickness of the subunit b_3 amounts to 280 m.

In the subunit b_4 occurs only sandstone which is up to 50 m thick.

The about 250 m thick sequence of dark grey shale with an intercalation of sandstone and conglomerate in the lower third is attributed to the superposition unit c. These beds are overlain above an erosional unconformity by Val Gardena Formation.

The clastic rocks of the unit a, subunits b_1 and b_2 , represent a prograding coarsening upward sequence which is an indication of gradual shallowing of the depositional basin. The beds of the superposition unit a and subunit b_1 could probably be attributed to the delta-fluvial depositional model with sedimentation in the prodelta and delta front environments. The rocks of the subunit b_2 can be preliminarily interpreted as a product of the fluvial depositional environment in which distal-proximal changes can be detected. In the lower and middle parts most probably the facies formed by the meandering river prevailed, and in the upper part the facies which could be interpreted as product of the braided river environment. Rare polar and more frequent nonpolar sedimentary structures indicate the transport direction from west to east. The composition of terrigenous components allows to assume the existence of mainly metamorphic and sedimentary rocks exposed in the source area.

After tectonic-erosional processes which are attributed to the Asturian tectonic phase the deposition of coarse quartz conglomerate of the subunit b_3 started. Preliminary investigations point to a alluvial fan and maybe partly fan delta formation of considered conglomerates which contain in the wider area of the Sava folds also pebbles and blocks of limestone of Middle Carboniferous, Devonian and Silurian age (Ramovš, 1954, 1990; Ramovš & Jurkovšek, 1976).

The depositional environment of beds belonging to subunit b_4 and unit c is not established yet. It can only be stated that with the subunit b_3 the deposition of a fining upward sequence started. Deposition of this retrogradational succession of sediments was interrupted by the Saalian orogenetic phase after which, the deposition of Val Gardena Formation followed.

In the upper fine grained parts of the sequences of the subunit b_2 in the wider surroundings of Litija the Jurkovšek consorts found macroflora which they attribute to Westphalian A (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1985, 1986). The age of rocks of subunits b_3 and b_4 and of unit c is not established yet. They could belong as a whole, or in part, to the Lower Permian.

The gently folded Carboniferous beds are overthrust by a thick sequence of Mesozoic carbonate beds (fig. 1 and 2). Deformations of overthrusting character were

established also within the Paleozoic beds (the Lebez nappe). The older Tertiary overthrust structure is cut by several systems of neotectonical faults.

In the area shown in fig. 1 occurs a number of ore occurrences and abandoned mines of lead, zinc and copper. The mineralization of galena, sphalerite, chalcopryrite and barite found mostly in sandstone is of the vein type or associated with the shale screening structures.

Deepest in the section occur the mine workings at localities 3/2 and 3/3, but the majority of deposits, as Ponoviče (1), Tolsti vrh (3), Rudnik (5) and Kamnica (6) occur in the upper part of the Carboniferous beds of the subunit b_2 . Only on the zinc deposit Ponoviče exist a few more detailed geological data (fig. 4). Highest in the stratigraphic column, under the screen of shale of the superposition unit c , occur the copper deposit Cirkuše (2) and the polymetallic deposit Skrivni potok (4).

Concerning the dating of the mineralization and reconstruction of geologic events in Carboniferous are of interest the results of the study of quartz-limonitic rocks, especially those from the Gavgen hrib-Kržac area in the central part of the territory (fig. 1 and 2).

As host rock of quartz veins in this area appears a lithic-quartz sandstone of the Carboniferous subunit b_2 . Its composition is shown in figures (Pl. 1, fig. 3, 4; Pl. 2, fig. 1, 3).

In quartz veins several generations of quartz, limonite and illite-sericite were established and connected to various phases of deformations, as illustrated in fig. 5.

During the early diagenesis of sandstones in the Carboniferous subunit b_2 the reducing environment existed owing to the abundance of organic - plant remains, which lead locally to crystallization of the early diagenetic pyrite. This mineral was in the considered rocks entirely altered to limonite.

The main cementation mineral in the lithic-quartz sandstone is quartz which occurs mostly as syntaxial overgrowths (Pl. 3, fig. 3). This quartz cement is marked as the first diagenetic quartz generation (Q 1).

At a time when sandstone was already firmly cemented, occurred tectonic movements and associated hydrothermal activity. This tectonic activity coincides with the beginning of the Asturian tectonic phase (1 T). At that time fissures were opened and filled with iron minerals and probably also with other minerals. Now they are entirely oxydized and altered to limonite (L1, Pl. 2, fig. 3; Pl. 3, fig. 1, 2), which precludes the establishing of the primary paragenesis. Possibly a part of ore minerals in the Sava folds deposits are connected to the mentioned hydrothermal phase which resulted also in abundant illitization-sericitization of feldspars and forming of illite-sericite (Il 1, Pl. 2, fig. 4; Pl. 3, fig. 3, 4).

Younger subvertical fissures and faults (2T), by which the first outline of the trench structure was set, served as channels for hydrothermal solutions which brought large amounts of silica. Quartz (Q 2) deposited in veins (Pl. 2, fig. 3; Pl. 3, fig. 1, 2; Pl. 4, fig. 1, 2), and in places it densely silicified the host rock - sandstone (Pl. 3, fig. 4). Hydrothermal solutions which carried silica were enriched also in other chemical elements which deposited in various parageneses at favourable localities, especially within the several hundred meter thick sandstone complex of the subunit b_2 . With this the principal ore bearing phase was accomplished, in which the majority of polymetallic lead-zinc-barite deposits of the Sava folds were presumably formed.

In the younger Paleozoic (from 290 to 250 million years ago) the region of southern Europe and northern Africa was pervaded by a deformation regime which Arthaud

and Matte (1977) explained by transform tectonics. This resulted into numerous strike-slip faults.

This post-ore tectonics is associated to intense intra- and intergranular deformations. The former are reflected in formation of wavy extinction (Pl. 1, fig. 3), deformation lamellas and degradational recrystallization (Pl. 3, fig. 1; Pl. 4, fig. 3, 4; Pl. 6, fig. 2, 4; Pl. 9, fig. 1). Owing to intergranular deformations the sandstone texture was altered, and the directed quartz illite-sericite epimatrix (II 2) was formed (Pl. 1, fig. 3, 4; Pl. 2, fig. 3; Pl. 7, fig. 1, 2; Pl. 8, fig. 1). In quartz veins owing to intergranular deformations mobilization and syntaxial growth of quartz on boundaries between grains occurred (Q 3, Pl. 4, fig. 4), and in places collapse with forming of cataclastic quartz breccia (Pl. 5, fig. 2). In other places transform deformations resulted into numerous fissures (Pl. 2, fig. 3; Pl. 3, fig. 1, 2), and somewhere also into limited displacements along them. The described deformations were followed by the carbonate mineral phase. Carbonate, possibly siderite, which was later limonitized, partly replaced the quartz illite-sericite epimatrix and terrigenous grains in sandstone (Pl. 8, fig. 1); it can be found also in quartz veins (Pl. 3, fig. 1).

This post-ore transform tectonics which caused the described deformations dissected the studied territory and formed the outspoken graben structure with relatively intensely uplifted and subsided blocks (fig. 5).

Owing to the relative change of the erosional basis the uplifted blocks were subjected to fast and strong erosion which in places probably reached the upper parts of the polymetallic deposits. Oxydation of iron containing minerals resulted into limonite which in part deposited also in smaller depressions, and represents the limonitic formations occurring in upper parts of the heights marked 7/10 and 7/11 (Fig. 1 and 2). Limonite (L 2) appears as matrix in quartz and in sandstone breccia (Pl. 7, fig. 1, 2, 3, 4; Pl. 8, fig. 1). Fragments of this limonite were in places partly redeposited, and served as cores to the forming pisoliths of the younger limonite (L 3) which occurs also in form of intraclasts and of matrix (Pl. 8, fig. 3, 4).

The lithostratigraphic position and high contents of certain elements (Ba, Cu, Pb, Zn) in fine grained quartz-limonitic breccia, quartz-limonitic sandstone and goethite (Pl. 1) are convincing indications that the polymetallic ore is older than the mentioned rocks. Taking into consideration the paleontological data, the ore forming processes are of the Carboniferous age.

Followed the deposition of quartz conglomerate of subunit b_3 and of sandstone of the subunit b_4 . Considering the age of limestone blocks in the conglomerate in the wider area, it appears that during the transform tectonics which is associated with the Asturian orogeny individual blocks were uplifted to a sufficient elevation for exposing to erosion Devonian and Silurian rocks.

The deposition of rocks of the unit c was interrupted by tectonic activity associated with the Saalian orogenic phase. During this activity most probably old fault systems became reactivated and hydrothermal activity rejuvenated, which resulted into the mostly copper deposit of the Cirkuše-Skrivni potok type with ore bodies immediately below the screen of shale of the unit c.

The considered beds which are mineralized in places were covered by Middle and Upper Permian beds, and by Mesozoic and Tertiary beds. Pre-Tertiary deformations, marked 4T, caused in quartz formations thin quartz veinlets which are filled in places by syntaxial (Pl. 4, fig. 1), and elsewhere (Pl. 6, fig. 1 and 2) by columnar quartz of the fifth generation (Q5).

During the Alpine orogenesis the right rotation of Dinarides occurred. It included

several folding and overthrusting phases. These deformations caused in quartz formations intense degradational recrystallization of quartz (drQ, Pl. 6, fig. 2, 4), and forming of fissures, of illite (Il3, Pl. 5, fig. 1) and of the sixth generation quartz (Q6). The latter quartz generation is light, transparent and it forms irregular fields (Pl. 4, fig. 1; Pl. 5, fig. 1), or encircles on rims the limonitized pores. Grains of sixth generation quartz (Q6) are mostly elongated and in places partly bent (Pl. 6, fig. 1, 2, 3, 4).

In some limonite formations owing to tensions the limonite matrix collapsed; it is anisotropic with pseudofluidal textures in it (Pl. 8, fig. 3, 4). Numerous terrigenous grains of vein quartz are fissured, and some in part displaced (Pl. 9, fig. 1). Open cracks were filled by limonite with collomorphic texture (Pl. 9, fig. 2).

Crystallization of minerals which we associated with folding and faulting was affected by still another – probably neotectonic phase (6T). In quartz formations thin veinlets with quartz of seventh generation (Q 7, Pl. 6, fig. 3, 4) were detected. In limonite formations the cracks which cut terrigenous grains and limonite of second, third and fourth generations (L2, L3, L4) are filled with fibrous limonite of fifth generation (L5, Pl. 9, fig. 1, 3, 4). This mineral grew at right angle to veinlet walls. In incompletely filled pores locally aggregates of manganese oxides can be observed (Mn, Pl. 9, fig. 3, 4).

Tabla 1 – Plate 1

Sl. 1. Digenit (temno sivo) nadomešča zdrobljena zrna halkopirita (rudišče Cirkuše).
Odbita polarizirana svetloba, //N, merilo = 0.1 mm

Fig. 1. Digenite (dark grey) replacing crushed chalcopyrite grains (Cirkuše deposit).
Reflected polarized light, //N, scale = 0.1 mm

Sl. 2. Izločnine halkopirita (belo) v sfaleritu (rudišče Skrivni potok).
Odbita polarizirana svetloba, //N, merilo = 0.05 mm

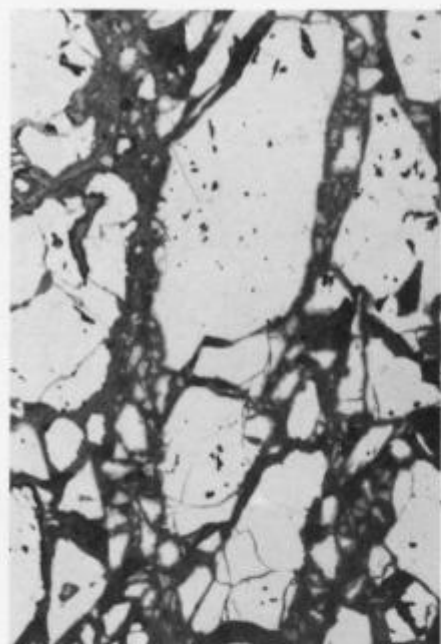
Fig. 2. Exsolutions of chalcopyrite (white) in sphalerite (Skrivni potok deposit).
Reflected polarized light, //N, scale = 0.05 mm

Sl. 3. Veliko monokristalno kremenovo zrno z valovito potemnitvijo in kataklastičnimi razpokami, nastalimi zaradi pritiska. Zrna veže illitno-sericitna epiosnova (Il2).
Presevna polarizirna svetloba, +N, merilo = 0.3 mm

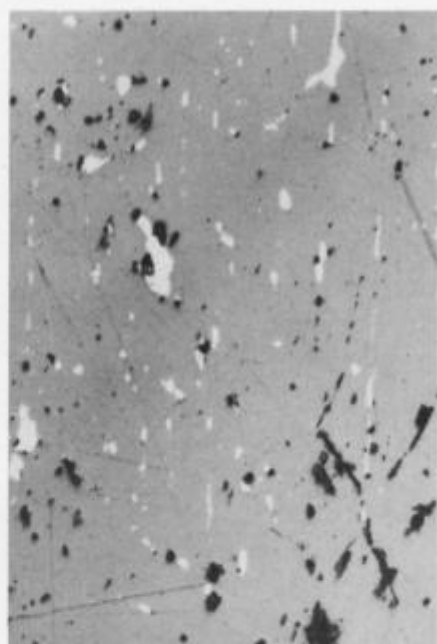
Fig. 3. A big monocrystalline quartz grain shows wavy extinction and cataclastic cracks owing to pressure. Grains are bound by illite-sericite epimatrix (Il2).
Transmitted polarized light, +N, scale = 0.3 mm

Sl. 4. Terigena zrna mono- in polikristalnega kremenja, drobce roženca z vključki neprozornih mineralov, granitoidnih kamenin z illitiziranimi-sericitiziranimi zrni glincev in lističe muskovita vežeta sintaksialni obrobnji in polikristalni porni kremenov cement ter kremenovo illitna-sericitna epiosnova kontaktnega tipa.
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0.3 mm

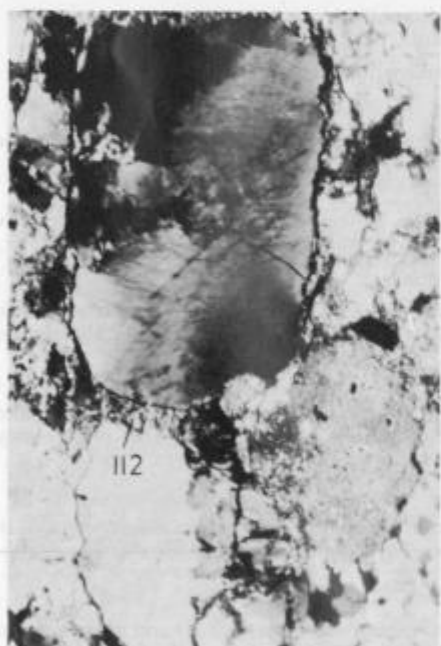
Fig. 4. Terrigenous grains of mono- and polycrystalline quartz, fragments of chert with inclusions of opaque minerals, granitoid rocks fragment with illitized-sericitized feldspar grains and scales of muscovite are cemented by quartz syntaxial overgrowths, polycrystalline quartz pore cement and quartz illite-sericite epimatrix of the contact type.
Transmitted polarized light, +N, scale = 0.3 mm



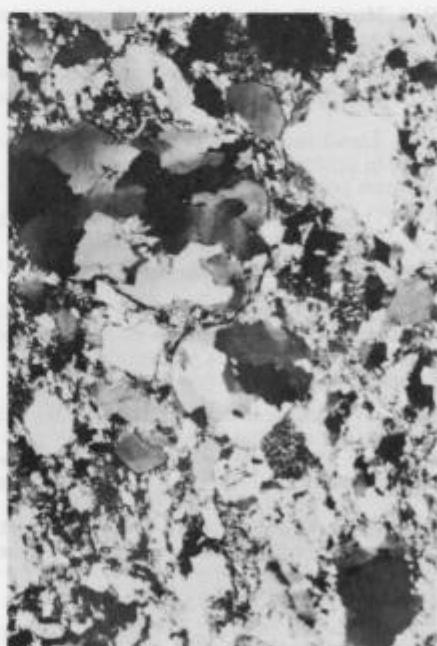
1



2



3



4



Tabla 2 – Plate 2

Sl. 1. Muskovitne luske so popolnoma prepojene z limonitom.

Odsevna polarizirana svetloba, //N, merilo = 0,1 mm

Fig. 1. Muscovite scales are completely impregnated by limonite.

Reflected polarized light, //N, scale = 0,1 mm

Sl. 2. Limonitni muljevec s psevdofluidalno strukturo. V limonitni osnovi so illitno-sericitne luske in zrnca kremenca.

Odsevna polarizirana svetloba, //N, merilo = 0,1 mm

Fig. 2. Limonitic mudstone with pseudofluidal texture. In limonitic matrix occur illite-sericite scales and tiny quartz grains.

Transmitted polarized light, //N, scale = 0,1 mm

Sl. 3. Sredi limonitne žilice (L1) je mlajša kremenova žilica (Q2). Prikamenino in žilice sečejo razpoke, ob katerih je prišlo do njihovega delnega premika in razmikov zrn, med katerimi je nastala illitno-sericitna epimatsna.

Presevna polarizirana svetloba, //N, merilo = 1 mm

Fig. 3. Within the limonite veinlet (L1) occurs a younger quartz veinlet (Q2). The host rock and veinlets are cut by cracks along which limited movement occurred; and grains were partly displaced. Illite-sericite epimatrix formed between grains.

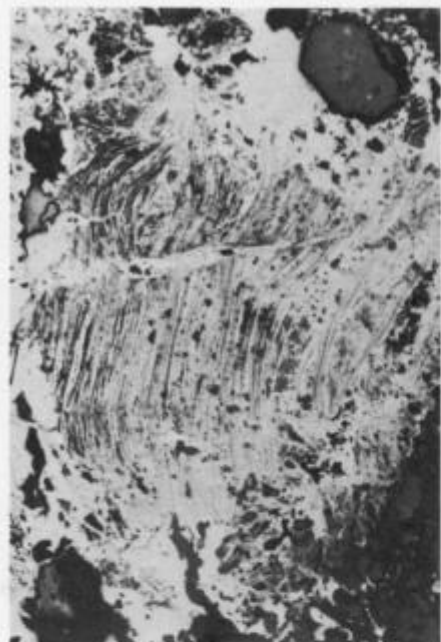
Transmitted polarized light, //N, scale = 1 mm

Sl. 4. Med kremenovimi zrn, obdanimi s sintaksialnim obrobnim kremenovim cementom (Q1) in drobce sericitnega skrilavca, je z illitom-sericitom (Il1) nadomeščeno zrno glinenca z nenadomeščenimi ostanki glinenca (F).

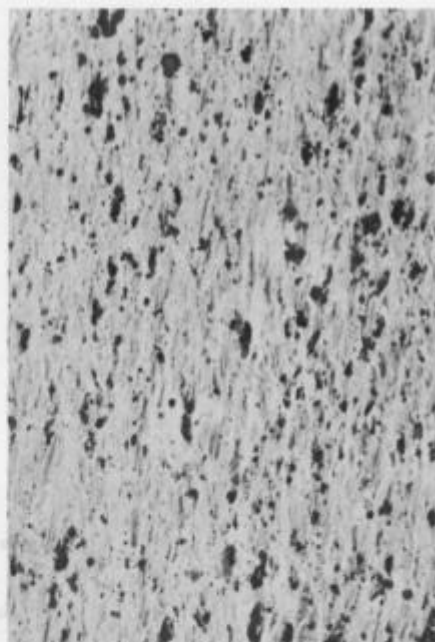
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,1 mm

Fig. 4. Between quartz grains cemented by quartz syntaxial overgrowths (Q1) and a fragment of sericitic slate appears a grain of feldspar replaced by illite-sericite (Il1), with some remains of unreplaced feldspar (F).

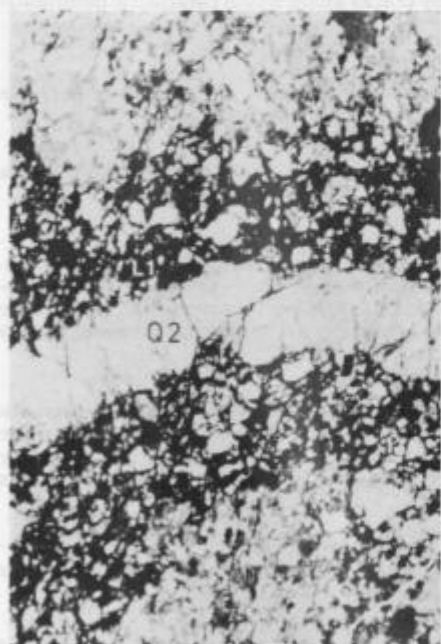
Transmitted polarized light, +N, scale = 0,1 mm



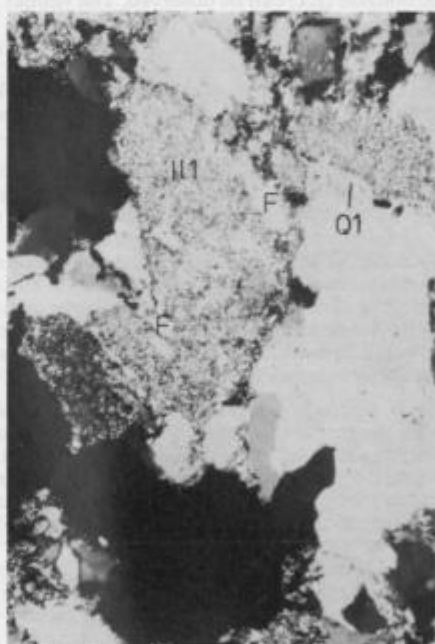
1



2



3



4

Tabla 3 – Plate 3

Sl. 1. Detajl kremenove žilice (Q2) s tab. 2, sl. 3, v kateri opazimo limonitizirane preseke mlajših karbonatov (K1). Žilico sekajo razpoke, ob katerih je prišlo do kataklastičnih deformacij. Presevna polarizirana svetloba, //N, merilo = 0,3 mm

Fig. 1. Detail of quartz veinlet (Q2) from Pl. 2, fig. 3, in which a limonitized sections of younger carbonates (K1) can be observed. The veinlet is cut by cracks along which cataclastic deformations occurred.

Transmitted polarized light, //N, scale = 0,3 mm

Sl. 2. Isto kot sl. 1. Kremenovo žilico sekajo razpoke, ob katerih so vidne kataklastične deformacije in degradacijska rekristalizacija večjih kremenovih zrn (drQ).

Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,3 mm

Fig. 2. Same as fig. 1. The quartz veinlet is cut by cracks along which cataclastic deformations and degradational recrystallization of larger quartz grains (drQ) is visible.

Transmitted polarized light, +N, scale = 0,3 mm

Sl. 3. Sklop kremenovih in z illitom-sericitom popolnoma nadomeščenih glinenčevih zrn (IlF). Ob kremenovih zrnih je ponekod viden sintaksialni obrobní kremenov cement (Q1) in illitna-sericitna osnova. V osnovi sta dve generaciji illita-sericita. Illit-sericit prve generacije (Il1) se javlja kot drobna izometrična zrna, illit-sericit druge generacije (Il2) pa nastopa v podolgovatih presekih in se prerašča s kremenom tretje generacije (Q3).

Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,05 mm.

Fig. 3. Aggregate of grains of quartz and of feldspar, the latter entirely replaced by illite-sericite (IlF). Quartz grains with quartz syntaxial overgrowths (Q1) and illite-sericite matrix. In the matrix occur two generations of illite-sericite. That of the first generation (Il1) occurs in tiny isometric grains, and illite-sericite of the second generation (Il2) occurs in elongated sections and is overgrown with third generation quartz (Q3).

Transmitted polarized light, +N, scale = 0,05 mm

Sl. 4. Močno okremenjeni del peščenjaka ob kremenovi žili. V mlajšem kremenovem cementu druge generacije (Q2) so vidni vključki illita-sericita prve generacije (Il1).

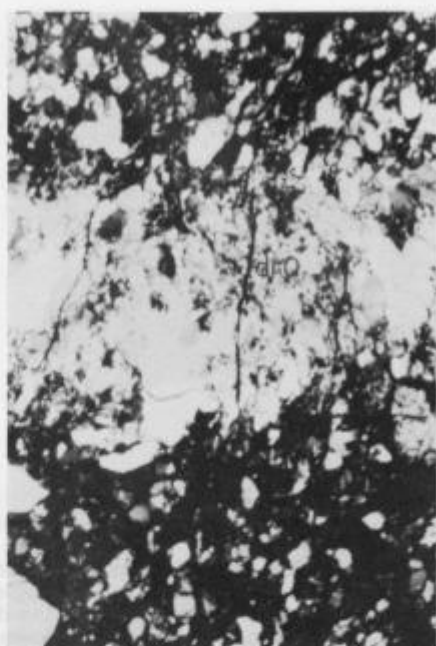
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,1 mm

Fig. 4. Intensely silicified part of sandstone along a quartz vein. In the younger quartz cement of the second generation (Q2) inclusions of illite-sericite of the first generation (Il1) are visible.

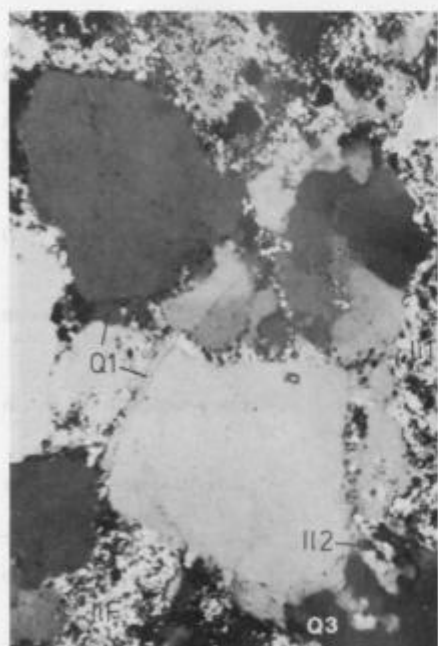
Transmitted polarized light, +N, scale = 0,1 mm



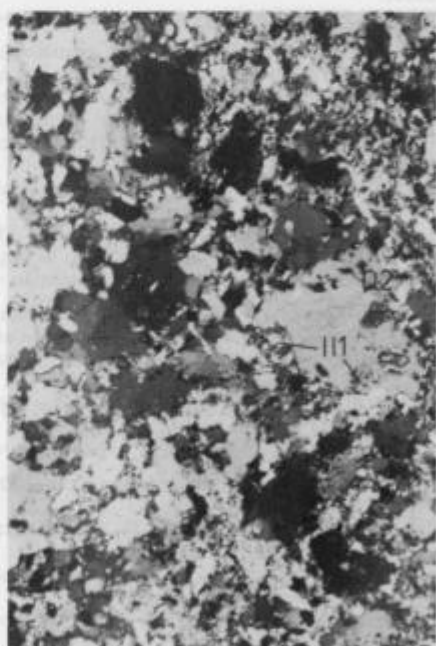
1



2



3



4



Tabla 4 – Plate 4

Sl. 1. Kontakt kremenove žile s peščenjakom. Večji del žile zapolnjuje nekoliko moten kremen druge generacije (Q2), katerega sekajo mlajše kremenove žilice, zapolnjene s peto (Q5) in sedmo (Q7) generacijo kremen ter razpoke (R1) z illitom-sericitom tretje generacije (Il3). Ponekod se pojavljajo nepravilna polja prozornega kremenove šeste generacije (Q6). Ob stiku s peščenjakom opazimo sub- in euhedralne obrise kremenovih zrn, ki jih nakazujejo svetlejši in temnejši pasovi.

Presečna polarizirana svetloba, //N, merilo = 1 mm

Fig. 1. Contact of quartz vein with sandstone. The larger part of vein is filled by somewhat dim second generation quartz (Q2) which is cut by younger quartz veinlets filled by quartz of fifth (Q5) and seventh (Q7) generations, and by cracks (R1) with third generation illite-sericite (Il3). In places irregular fields of clear quartz of sixth generation (Q6). Along the contact with sandstone appear sub- and euhedral contours of quartz grains marked by lighter and darker bands.

Transmitted polarized light, //N, scale = 1 mm

Sl. 2. Isto kot na sl. 1. Druzimozaična struktura sklopa kremenovih zrn druge generacije (Q2) s številnimi deformacijskimi lamelami in degradacijsko rekristaliziranimi robovi in polji.

Presečna polarizirana svetloba, +N, merilo = 1 mm

Fig. 2. Same as fig. 1. Drusy-mosaic structure of aggregate of second generation quartz grains (Q2) with numerous deformation lamellas and degradationally recrystallized rims and fields.

Transmitted polarized light, +N, scale = 1 mm

Sl. 3. Kremenova zrna druge generacije (Q2) so na robovih in deloma v nepravilnih poljih degradacijsko rekristalizirana.

Presečna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,3 mm

Fig. 3. Quartz grains of second generation (Q2) degradationally recrystallized on rims and partly in irregular fields.

Transmitted polarized light, +N, scale = 0,3 mm

Sl. 4. Ob deformiranem in razpokanem kremenovem zrnu druge generacije (Q2) je sintaksialno zrasel kremen tretje generacije (Q3).

Presečna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,1 mm

Fig. 4. Along deformed and cracked quartz grain of the second generation (Q2) syntaxial growth of third generation quartz (Q3).

Transmitted polarized light, +N, scale = 0,1 mm

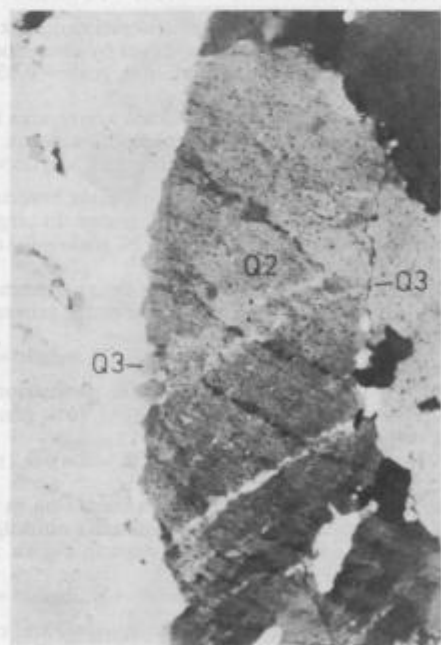
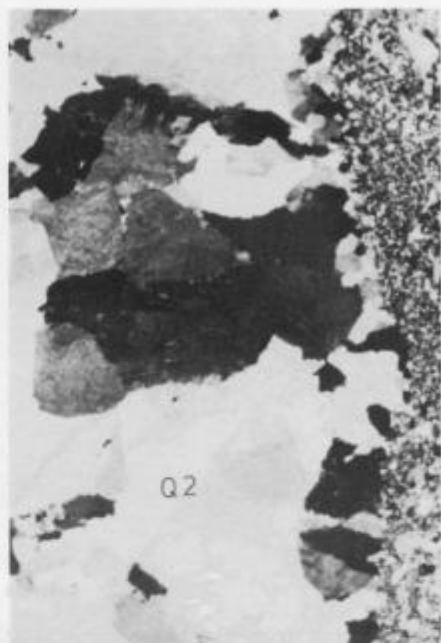
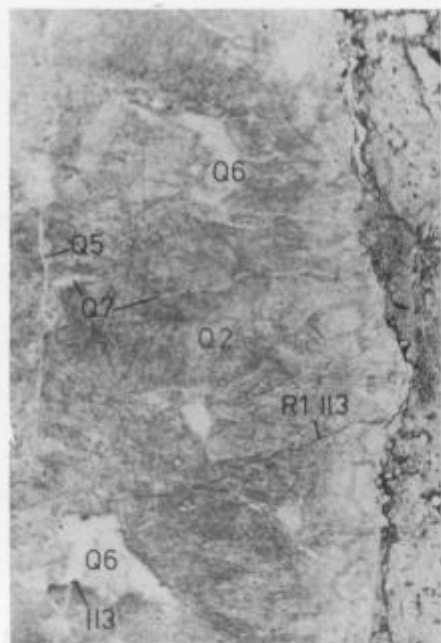




Tabla 5 – Plate 5

Sl. 1. Na zrnju druge generacije kremenca (Q2) - motno temno zrno - je rasel radialni agregat illita-sericita (Il3), ki ga obdaja čist (prozoren) kremen šeste generacije (Q6). Presevna polarizirana svetloba, + N, merilo = 0.05 mm

Fig. 1. On a grain of second generation quartz (Q2) - dim dark grain - growth of radial aggregate of illite-sericite (Il3), surrounded by clear sixth generation quartz (Q6). Transmitted polarized light, + N, scale = 0,05 mm

Sl. 2. Kataklastična monomiktna kremenova breča. V drobnozrnati kremenovi osnovi lebde zelo slabo sortirana, oglata do polzaobljena zrna. V večjem zrnju so vidne razpoke. Presevna polarizirana svetloba, + N, merilo = 0.3 mm

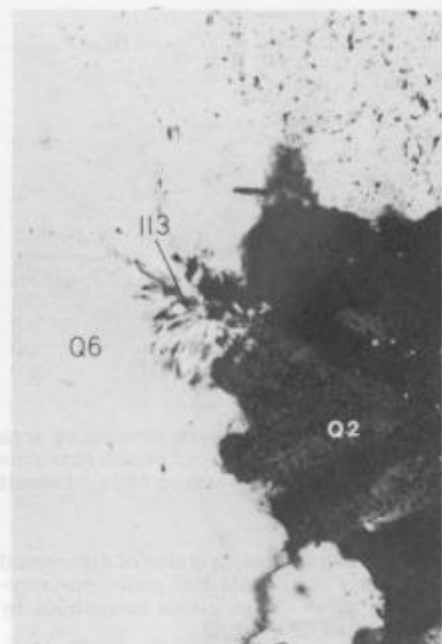
Fig. 2. Cataclastic monomictic quartz breccia. In fine grained quartz matrix float very poorly sorted, angular to subrounded grains. In larger grain cracks are visible. Transmitted polarized light, + N, scale = 0,3 mm

Sl. 3. V motnih zrnih kremenca druge generacije (Q2) so eu- in subhedralna, prozornejša zrna (metakristali) mlajšega kremenca četrte generacije (Q4). Poševno poteka mlajša razpoka, ki seka zrna obeh generacij. Presevna polarizirana svetloba, //N, merilo = 0.3 mm

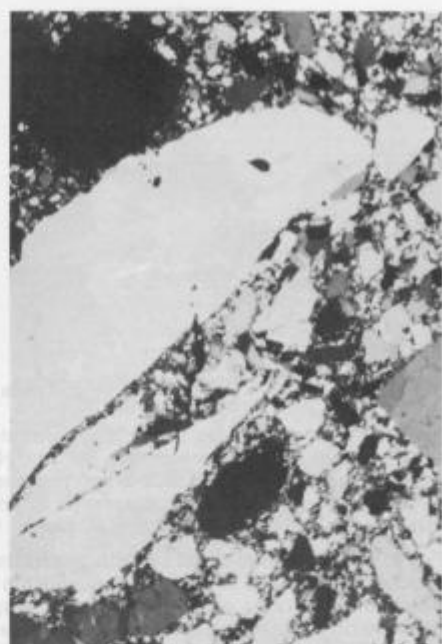
Fig. 3. In dim grains of second generation quartz (Q2) appear eu- and subhedral grains (metacrystals) of younger, clearer fourth generation quartz (Q4). Inclined younger fissure cuts grains of both generations. Transmitted polarized light, //N, scale = 0,3 mm

Sl. 4. Isto kot na sl. 3. Motna anhedralna in prozornejša eu- in subhedralna zrna imajo enako optično orientacijo. Kremenova zrna oblikujejo neenakomerno zrnato porfiroblastično strukturo. Manjša relativno enakomerno velika zrna predstavljajo degradacijsko rekristalizirani kremen (drQ). Presevna polarizirana svetloba, + N, merilo = 0.3 mm

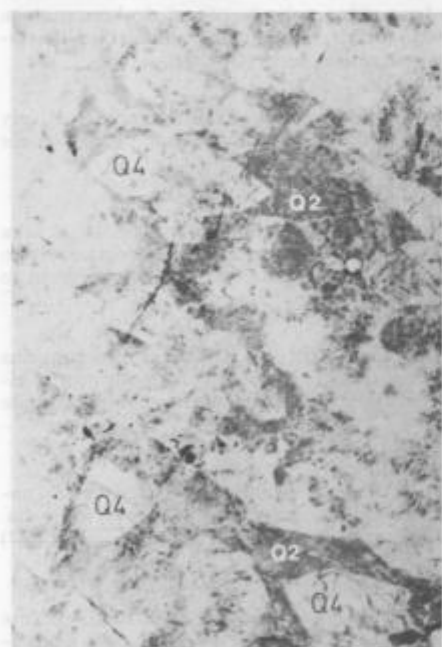
Fig. 4. Same as in fig. 3. Dim anhedral and clear eu- and subhedral grains of the same optical orientation. Quartz grains form unevenly grained porphyroblastic texture. Smaller grains of relatively equal size represent the degradationally recrystallized quartz (drQ). Transmitted polarized light, + N, scale = 0,3 mm



1



2



3



4



Tabla 6 – Plate 6

Sl. 1. Kremenova žilica, zapolnjena s kremenom pete (Q5) generacije, seka kremenova zrna motne, druge (Q2) in prozornejše, četrte (Q4) generacije, ki oblikuje deloma euhedralna zrna (metakristale) v motnih zrnih druge generacije. Ob porah (P), ki jih ponekod obdaja limonit (nepravilna temna zrna), je prozornejši kremen šeste (Q6) generacije.

Presevna polarizirana svetloba, //N, merilo = 0,3 mm

Fig. 1. Quartz veinlet filled by fifth generation quartz (Q5) cutting quartz grains of dim second generation (Q2) and clear fourth generation (Q4) that forms partly euhedral grains (metacrystals) in dim grains of second generation quartz. Along pores (P), in places surrounded by limonite (irregular dark grains) appears clear sixth generation quartz (Q6).

Transmitted polarized light, //N, scale = 0,3 mm

Sl. 2. Isto kot na sl. 1. Pod navzkrižnimi nikoli so lepo vidna polja in pasovi drobnorzrnatega sorazmerno enakomerno velikega mozaičnega kremenca (drQ), nastala z degradacijsko rekristalizacijo in ob porah podolgovata nekoliko povita zrna kremenca šeste (Q6) generacije.

Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,3 mm

Fig. 2. Same as in fig. 1. Under crossed nicols well visible fields and belts of fine and relatively evenly grained mosaic quartz (drQ), result of degradational recrystallization. Along pores elongated, somewhat bent grains of sixth generation quartz (Q6).

Transmitted polarized light, +N, scale = 0,3 mm

Sl. 3. Poševno poteka kremenova žilica, zapolnjena s kremenom sedme (Q7) generacije, seka starejša kremenova zrna druge (Q2) in četrte (Q4) generacije in poteka preko polj degradacijsko rekristaliziranega kremenca (drQ). Ob porah (P) je kremen šeste (Q6) generacije, ob katerem so opazna neprozorna zrna limonita.

Presevna polarizirana svetloba, //N merilo = 0,3 mm

Fig. 3. Inclined quartz veinlets filled by seventh generation quartz (Q7) cuts older quartz grains of second (Q2) and fourth generation (Q4), and passes across fields of degradationally recrystallized quartz (drQ). Around pores (P) occurs sixth generation quartz (Q6) with opaque limonite grains beside it.

Transmitted polarized light, //N, scale = 0,3 mm

Sl. 4. Isto kot na sl. 3. Neenakomerno zrnata porfiroblastična struktura. Med polji drobnorzrnatega degradacijsko rekristaliziranega kremenca (drQ) so večja zrna starejših generacij kremenca. Ob pori (P) je šesta generacija kremenca (Q6). Vse skupaj seče žilica s kremenom sedme (Q7) generacije.

Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,3 mm

Fig. 4. Same as in fig. 3. Unevenly grained porphyroblastic texture. Between fields of fine grained degradationally recrystallized quartz (drQ) appear larger quartz grains of older generations. At the pore quartz of sixth generation (Q6) is deposited. The scene is cut by veinlet filled with seventh generation quartz (Q7).

Transmitted polarized light, +N, scale = 0,3 mm

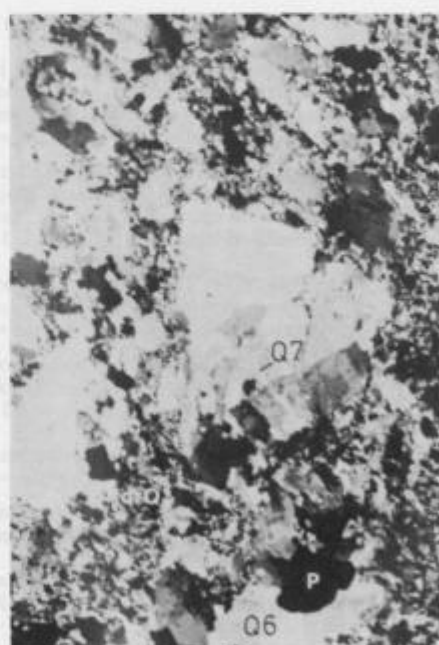
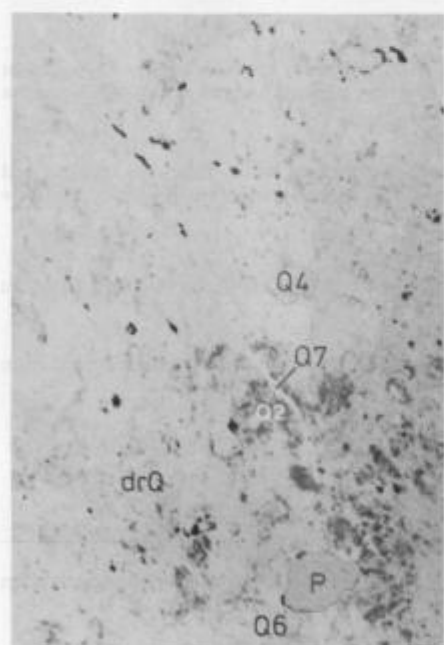
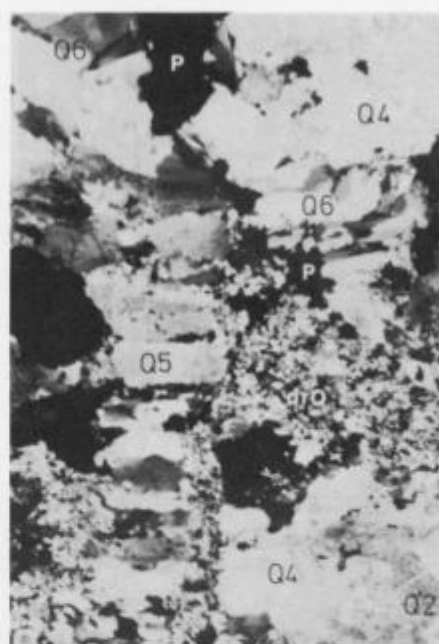
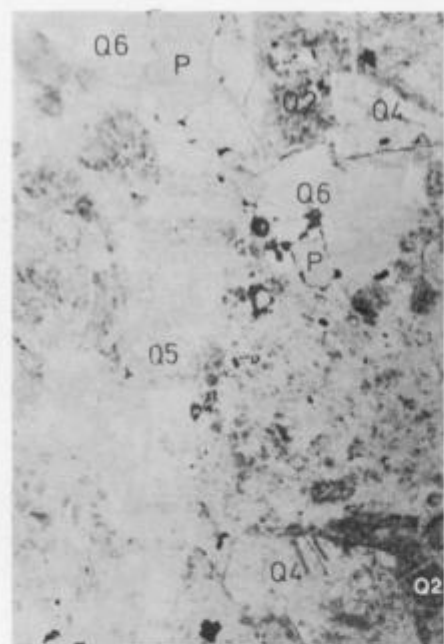




Tabla 7 – Plate 7

Sl. 1. V limonitnem vezivu (L2) lebde večja in manjša zrna litično kremenovega peščenjaka in kremen. Večja zrna peščenjaka so razpokana, ponekod so v njih vidna zrna starejšega limonita (L1) in kremenovo illitna-sericitna (II2) epimnova.

Presevna polarizirana svetloba, //N merilo = 0,3 mm

Fig. 1. In limonitic matrix (L2) float smaller and larger grains of lithic-quartz sandstone and quartz. Larger sandstone fragments are cracked, and locally in them grains of older limonite (L1) and illite-sericite epimatrix (II2) are visible.

Transmitted polarized light, //N, scale = 0.3 mm

Sl. 2. Isto kot na sl. 1. Lepo se vidi struktura litično kremenovega peščenjaka, z različno orientacijo terigenih zrn in zrn epimnove v obeh drobcih.

Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,3 mm

Fig. 2. Same as in fig. 1. Well visible texture of lithic-quartz sandstone with variable orientation of terrigenous grains and grains of epimatrix in both fragments.

Transmitted polarized light, +N, scale = 0.3 mm

Sl. 3. Večji razpokani drobci žilnega kremenca lebde v limonitnem vezivu (L2).

Presevna polarizirana svetloba, //N merilo = 1 mm

Fig. 3. Larger cracked fragments of vein quartz floating in limonite matrix (L2).

Transmitted polarized light, //N, scale = 1 mm

Sl. 4. Isto kot na sl. 3. Večji drobcji so polikristalni, manjša zrna pa predstavljajo monokristalen žilni kremen, ki lebdi v limonitnem vezivu (L2).

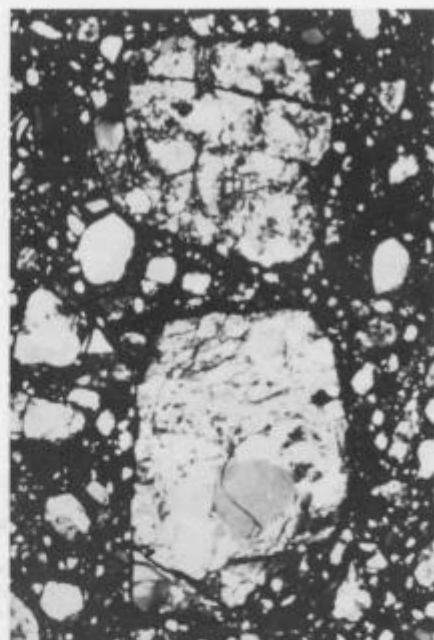
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 1 mm

Fig. 4. Same as in fig. 3. Larger fragments are polycrystalline, while smaller grains represent monocrystalline vein quartz that floats in limonitic matrix (L2).

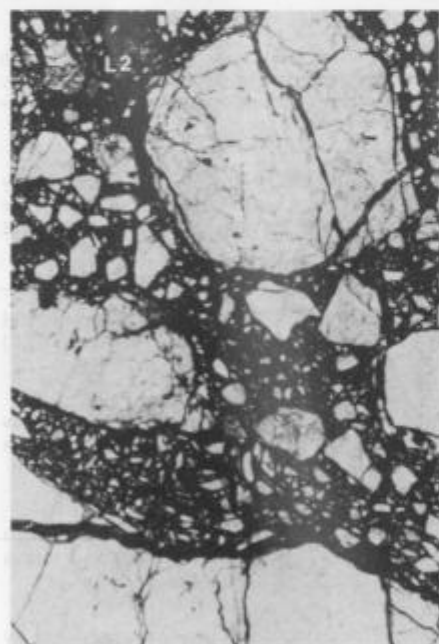
Transmitted polarized light, +N, scale = 1 mm



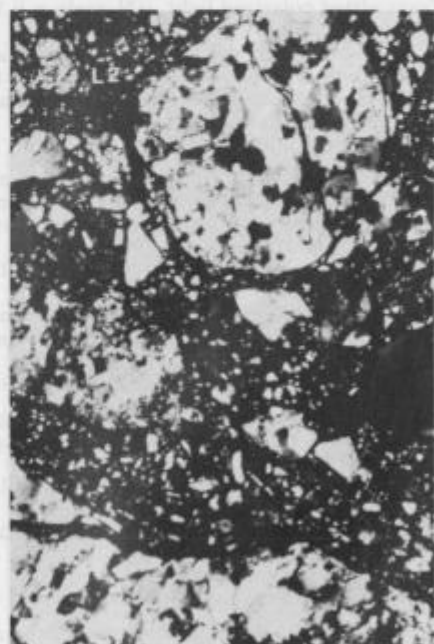
1



2



3



4



Tabla 8 – Plate 8

Sl. 1. Drobec litično-kremenovega peščenjaka. Osnovo, cement in terigena zrna nadomešča limonitizirani korozivni karbonatni cement (K1).

Presevna polarizirana svetloba, //N merilo = 0,3 mm

Fig. 1. Fragment of lithic-quartz sandstone. Matrix, cement and terrigenous grains are replaced by limonitized corrosive carbonate cement (K1).

Transmitted polarized light, //N, scale = 0,3 mm

Sl. 2. Polikristalne drobce žilnega kremenja sestavljajo anhedralna zrna kremenja z valovito potemnitvijo in deformacijskimi lamelami. Drobce in zrna sečejo razpoke in limonitne žilice. Primerjaj deformacije na sliki z deformacijami kremenja v žili, ob kontaktu z litično kremenovim peščenjakom (tab. 4, sl. 2, 3, 4).

Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,1 mm

Fig. 2. Polycrystalline fragments of vein quartz consist of anhedral grains of quartz with wavy extinction and deformation lamellas. Fragments and grains are cut by cracks and limonite veinlets. Compare deformations in this figure with deformations of quartz in vein, at contact with lithic-quartz sandstone (Pl. 4, fig. 2, 3, 4).

Transmitted polarized light, +N, scale = 0,1 mm

Sl. 3. Zrna kremenja in agregati temnega limonita druge (L2) generacije s številnimi terigenimi zrnji obdaja mlajši, masivni ali koncentrično zgrajeni (pizolitni) amorfni limonit tretje (L3) generacije.

Presevna polarizirana svetloba, //N merilo = 0,1 mm

Fig. 3. Quartz grains and dark limonite aggregates of second generation (L2) with numerous terrigenous grains are surrounded by younger, massive or concentric (pisolitic) amorphous limonite of third generation (L3).

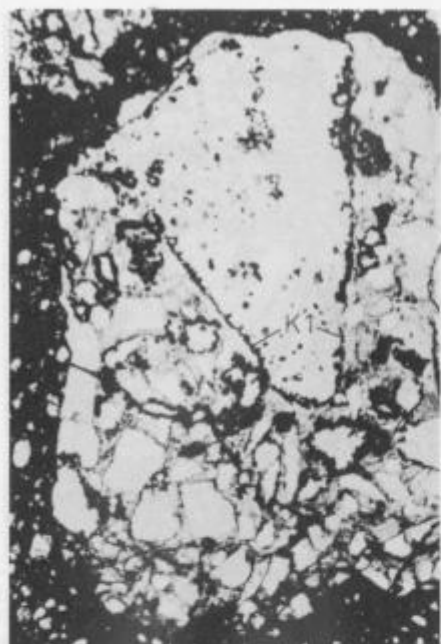
Transmitted polarized light, //N, scale = 0,1 mm

Sl. 4. Isto kot na sl. 3. Terigena zrna in limonitne alokemične komponente veže limonitno vezivo (L3) osnovnega in pornega tipa, ki je deloma izotropno, deloma pa anizotropno z vidno psevdofluidalno strukturo.

Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,1 mm

Fig. 4. Same as in fig. 3. Terrigenous grains and limonite allochemical components are bound by limonite matrix (L3) of the basal and pore type that is partly isotropic and partly anisotropic with visible pseudofluidal texture.

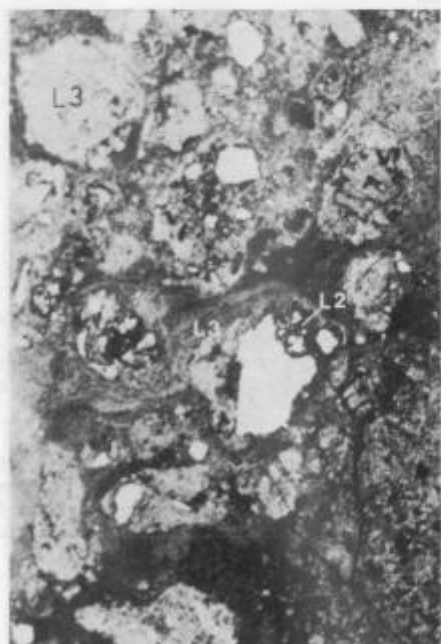
Transmitted polarized light, +N, scale = 0,1 mm



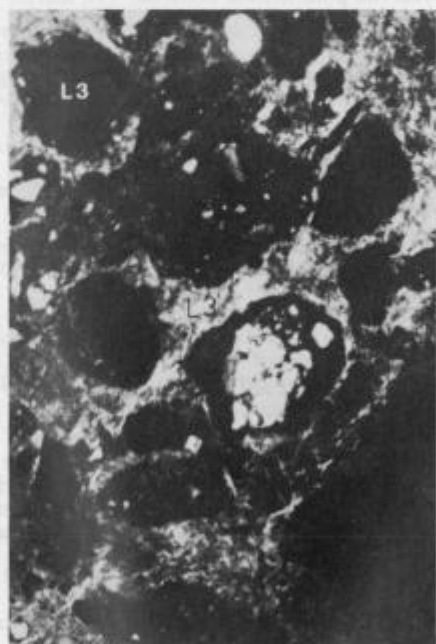
1



2



3



4



Tabla 9 – Plate 9

Sl. 1. V limonitnem vezivu druge (L2) generacije je drobec polikristalnega, večinoma degradacijsko rekristaliziranega žilnega kremenca. Drobec sečejo limonitne žilice in razpoke. Ob eni izmed razpok se je del drobca relativno premaknil. V poro se je izločal limonit četrte (L4) generacije s kolomorfniimi strukturami. Mlajše limonitne žilice zapolnjuje vlaknati limonit pete (L5) generacije.

Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,3 mm

Fig. 1. In limonitic matrix of second generation (L2) appears a fragment of polycrystalline, chiefly degradationally recrystallized vein quartz. Fragment is cut by limonite veinlets and cracks. Along one of cracks a part of a fragment is relatively shifted. The pore was filled by collomorphic fourth generation limonite (L4). Younger limonite veinlets are filled by fibrous fifth generation limonite (L5).

Transmitted polarized light, +N, scale = 0,3 mm

Sl. 2. Žilico zapolnjuje limonit četrte (L4) generacije s kolomorfniimi strukturami.

Presevna polarizirana svetloba, // N, merilo = 0,3 mm

Fig. 2. Veinlet filled by fourth generation limonite (L4) with collomorphic texture.

Transmitted polarized light, // N, scale = 0,3 mm

Sl. 3. V limonitu tretje (L3) generacije, ki sestavlja vezivo, nastopajo terigena zrna žilnega kremenca in litično kremenovega peščenjaka ter limonitni intraklast, ki jih sestavlja temen, neprozoren limonit druge (L2) generacije s številnimi terigenimi kremenovimi zrni. Ob steni delno zapolnjene razpoke opazimo vlaknat limonit pete (L5) generacije, na njem pa kokučaste agregate manganovega oksida (Mn).

Presevna polarizirana svetloba, // N, merilo = 0,1 mm

Fig. 3. In third generation limonite (L3) that constitutes the matrix occur terrigenous grains of vein quartz, of lithic-quartz sandstone and a limonite intraclast consisting of dark opaque second generation limonite (L2) with numerous terrigenous quartz grains. Along the wall of partly filled crack appears fibrous fifth generation limonite (L5) with overgrowths of manganese oxide aggregates (Mn).

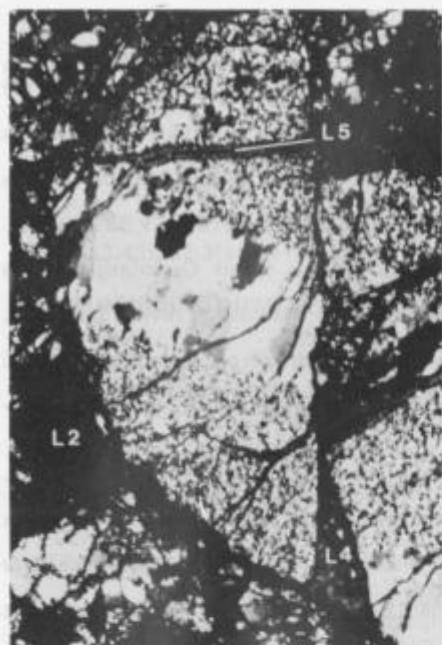
Transmitted polarized light, // N, scale = 0,1 mm

Sl. 4. V limonitni žilici (L5) je manganov oksid (Mn).

Odsevna polarizirana svetloba, // N, merilo = 0,1 mm

Fig. 4. Manganese oxide (Mn) in limonite veinlet (L5).

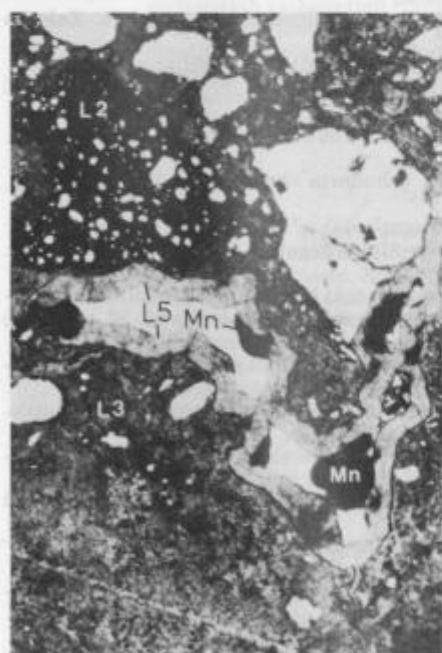
Reflected polarized light, // N, scale = 0,1 mm



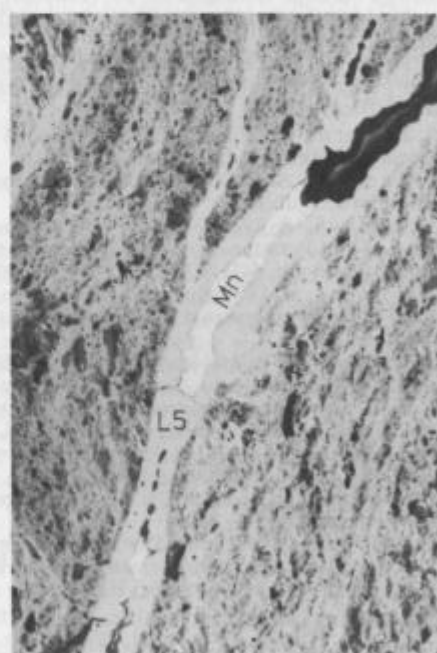
1



2



3



4

Literatura

- Arthaud, F. & Matte, P. 1977, Late Paleozoic strike – slip faulting in southern Europa and north Africa. Result of a right – lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol., Soc. America Bull.*, 88, 1305–1320, Boulder.
- Berce, B. 1955, Poročilo o kartiranju ožje okolice sfaleritnega izdanka v Ponovičah in jame. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Berce, B. 1963, The Formation of the Ore-deposits in Slovenia. *Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana*, XIX, Pavia.
- Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F., 1980, Nastanek rudišč v SR Sloveniji. *geologija* 23/1, Ljubljana.
- Fabjančič, M. 1972, Kronika litijskega rudnika. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Grad, K. 1957, Geologija Litije in okolice. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1963, O mineralnih paragenezah Litije in drugih polimetalnih nahajališč v Posavskih gubah. *Rud.-metal. zb.* 3, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1966, Metalogenija i mineraloške karakteristike bakrovih pojavov u Sloveniji. Referati VI svetovanja geologa SFR Jugoslavije, Ohrid.
- Grafenauer, S., Gorenc, B., Marinković, V., Strmole, D. & Maksimović, Z. 1969, Physical Properties and the Chemical Composition of Sphalerites from Jugoslavia. *Mineralium Deposita*, Vol. 4, Vo 3, Berlin.
- Grošelj, A. 1954, Razna nahajališča rudnin v okolici Litije. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1985, Nova nahajališča paleozojske flore v Posavskih gubah med Ljubljano in Litijo. *Razprave IV. razr. SAZU*, Ljubljana.
- Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1986, Karbonska (westfalijska) makroflora iz Zavrstnika. *Rud.-metal. zb.* 33/1–2, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1987, Prispevek k poznavanju geološke zgradbe Posavskih gub in njihovega južnega obroba. *Geologija* 28, 29, (1985/86), Ljubljana.
- Mohorič, I. 1978, Problemi in dosežki rudarjenja na Slovenskem. 1. knjiga. Založba Obzorja, Maribor.
- Premru, U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije. *Geologija* 19, Ljubljana.
- Premru, U. 1983a, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Ljubljana. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Premru, U. 1983b, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač za list Ljubljana. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Ramovš, A. 1954, Karbonski konglomerati na vzhodnem obrobju Ljubljanskega polja, *Geologija* 2, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1986, Permian in Slovenia (NW Yugoslavia), v: *Ital. IGCP 203 Group (ed.): Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Thethys. Field guide-book, SGI & IGCP proj. 203, 182 str.*, Pavia.
- Ramovš, A. 1990, Spodnjedevonijski in spodnjekarbonski konodonti v prodnikih spodnjepermijskega konglomerata pri Podlipoglavu, vzhodno od Ljubljane, *Geologija* 31, 32, (1988/89) Ljubljana.
- Ramovš, A. & Jurkovšek, B. 1976, Srednjekarbonski prodniki v trogkofelskem konglomeratu pri Podlipoglavu. *Geologija* 19, Ljubljana.
- Sedlar, J. 1950, Možnost razvoja rudnikov v Posavskih gubah s posebnim ozirom na Litijo. *Diplomsko delo*. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Štrajher, M. 1929, Cinkovo in svinčevo nahajališče pri Ponovičah. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Tornquist, A. 1929, Die Blei-Zinklagerstätte der Savefalten von Typus Litija. *Berg und Hüttenmännische Jb.*, Wien.
- Valvazor, I. W. 1889, *Die Ehre des Herzogthums Krain*, Nürnberg.
- Voss, W. 1895, *Die Mineralien des Herzogthums Krain*, Ljubljana.
- Žebre, S. 1955, Rudarska dejavnost v območju Posavskih gub. *Rud.-metal. zb.* 4, Ljubljana.