

Vodnik po ekskurzijah

Ekскурzija E-1

Peš po južnem obrobju Idrije.

Namen ekskurzije

Geološke razmere v idrijskem rudišču in njegovi širši okolici lahko brez pridržkov ocenimo kot 'zelo zapletene'. Osnovna neposredno opazna značilnost območja je hitro menjavanje zelo različnih, lahko povsem tujih, litostratigrafskih členov že na nekaj deset ali celo le nekaj metrov. Pisan preplet kamnin, ki ga opazujemo okrog Idrije kot tudi v idrijskem rudišču, je posledica zapletenih tektonskih dogajanj v srednjem triasu, preoblikovanje triasnih struktur z živosrebrovim rudiščem vred v posteocenski alpidski tektonski fazi gubanja in narivanja ter zapletenih premikanj ob številnih postmiocenskih zmičnih prelomih in spremljajočih prelomnih deformacijah, ki na gosto sekajo idrijsko ozemlje. Ker je geologija v okolici Idrije zelo 'drobna in gosta' smo se odločili, da vam jo predstavimo z nekaj urnim sprehodom po južnem obrobju Idrije. Ob tem je potrebno poudariti, da hitrih litoloških sprememb in zapletenih strukturnih odnosov ni mogoče zadovoljivo razumeti brez nekoliko širšega pregleda litostratigrafskega razvoja kamnin in tektonskega dogajanja ter razlage nastanka današnje tektonske zgradbe idrijskega rudišča in njegove okolice.

Litostratigrafski razvoj kamnin in nastanek idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema (ISTS), (slika 1)

Temno sivi skrilavec in skrilavi sljudnati muljevec z redkimi sipinicami drobno do srednje zrnatega kremenovega peščenjaka in lečastimi zapolnitvami erozijskih kanalov kremenovega konglomerata so najstarejše kamnine na Idrijskem. Na podlagi slabo ohranjenih rastlinskih ostankov, med njimi tudi preslice *Calamites suckowi* Brongniart (določil Stur), jih je Lipold (1874) uvrstil v karbon. Zaradi nejasnih odnosov z permskimi kamninami sta jih Grad (1967) in Mlakar (1969) opredelil kot permokarbon. Glede na najdene rastlinske ostanke in novejšo ugotovitve (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 2002) menimo, da so tudi klastične paleozojske kamnine v okolici Idrije zgornje karbonske do spodnjepermške starosti. Permokarbonski klastiti doslej na idrijskem litostratigrafsko in sedimentološko še niso bile natančneje raziskani, vendar pa litološko zaporedje kaže na nastanek v prodelti. Permokarbonske kamnine, ki so na Idrijskem debele najmanj 350 m, so zaradi narivne tektonike močno pretрте.

Verjetno diskordantno (?) na permokarbonskih litoloških členih ležijo siv ali rdeč debelozrnat kremenov peščenjak, različki kremenovega prodnatega peščenjaka in kremenov konglomerat srednje permških grödenskih plasti. V idrijski jami najdemo le svetlo sive različke v debelini od 10 do 40 m (Mlakar, 1969). Proti severovzhodu debelina grödenaske formacije hitro narašča in doseže 150 m, pestri pa se tudi litologija. Poleg peščenjaka in konglomerata najdemo še siv in rdeč skrilavec in meljevec (Mlakar, 1969). Tudi grödenske plasti so zaradi tektonike močno pretрте. Grödenski litološki členi prehajajo postopno navzgor v karbonatne različke zgornjepermških kamnin žažarske formacije. Plasti so paleontološko dobro dokumentirane. V idrijskem rudišču je

bila pogostna alga *Gymnocodium bellerophon* Roth., na površini pa poleg nje še korala *Waagenophyllum indicum* in polž *Bellerophon*. Plasti žažarske formacije niso enotno razvite. V rudišču najdemo izključno dolomitni razvoj v debelini do 70 m. Spodaj leži sivi srednje plastnat dolomit s skrilavimi vložki, mlajši horizont predstavlja siv ali črn tanko plastnat dolomit brez laporastih vložkov. Na površini je najvišji del permskih plast razvit kot črn bituminozen plastnati apnenec, tu in tam najdemo sataste vložke. Kamnine kažejo na sedimentacijo na zaprtem šelfu ali lagunskem okolju (Mlakar, 1969).

Prehod v litološko bogato razvite spodnjeskitske plasti je postopen (Mlakar, 1969). Kamnine smo konec sedemdesetih let sedimentološko natančneje raziskali (Čar, Gregorič, Ogorelec & Orehek, 1980). V spodnje delu do 210 m debega horizonta prevladuje srednje do tanko plastnat dolomit z ostanki peletov, ooidov in bioklastov ter terigenimi primesmi (sljuda, kremen). Vmes najdemo tanke plasti drobnozrnatega dolomitnega in kremenovega peščenjaka ter različke dolomitnega meljevca. Prvi znanilci triasnih tektonskih dogajanj so 'seizmične' intraformacijske dolomitne breče v zgornjem delu spodnjeskitskih dolomitno-klastičnih kamnin. Poleg horizontalne opazujemo še navskrižno laminacijo in v bolj peščenih delih valovne sipinice. V rudišču sledi okrog 120 m temnega do zelenkasto sivega sljudnatega skrilavega glinavca, različnih meljevcev, prehodnih kamnine med dolomitnim in kremenovim drobnozrnatim peščenjakom z dolomitno-kalcitnim vezivom. V naštetih klastičnih kamninah leži šest debelejših leč in plasti oolitnega apnenca ter posamezne pole mikritnega apnenca in dolomita s terigenimi primesmi Severno in severozahodno od Idrije obeh doslej opisanih skitskih horizontov werfenske formacije ne moremo ločiti, saj se omenjeni litološki členi med seboj nepravilno menjavajo. V spodnjeskitskih plasteh so v okolici Idrije pogostni ostanki školjk med njimi tudi ostanki *Claraia clarai* Emm. in *Anodontophore Fassaensis* Wism. (Mlakar, 1969). Kljub bogastvu litoloških členov so se sedimentacijske razmere v spodnjem skitu le malo spreminjale. Spodnje terigeno-dolomitne plasti so se odlagale v zaprtem, včasih odprtem plitvem šelfu (terigena komponenta). Horizont z oolitnimi apnenci kaže na odprti litoral z medplimskimi kanali in stalnim dotokom terigene komponente.

Normalno nad opisanimi plastmi leži od 80 do 150 m sivega poznodiagenetskega, tu in tam slabo plastnatega sparitnega dolomita z redkimi vložki kremenovega dolomitnega meljevca. Sledi nekaj metrov apnenčevega meljevca s prehodi v muljevce s številnimi zrni terigenega kremenca in sadro. Apnenčevi muljevci prehajajo v temno siv do zelenkasto siv laporasti apnenec in laporovec. Na območju rudišča, ki ga imenujemo 'Talmina', prehaja zgornjeskitski dolomit bočno v zelenkaste muljevce in meljevce s posameznimi sipinicami dolomitnih ooidov, kar nesporno kaže na živahnije dogajanje v okviru kasnejšega idrijskega tektonskega jarka. Kamnine v 'Talmini' rudišča niso bile preiskane. Skitske kamnine so litološko bogato razvite tudi v krovni rudišče.

Razlike v debelini plasti med območjem rudišča (ISTS) in sosednimi strukturnimi bloki se začne s horizontom z oolitnimi apnenci in doseže koncem skita že od 240 do 350 m. To seveda kaže na postopno oblikovanja ISTS (Placer & Čar, 1977).

Prehod med zgornjeskitskim apnenčevim horizontom in najstarejšim delom anizijskega dolomita je postopen. Dolomit je siv, drobn zrnat in le tu in tam plastnat. Po dosedanjih podatkih anizijski dolomit na Idrijskem ni nikjer v celoti ohranjen, saj je z zgornje strani omejen z erozijsko diskordanco. Je pa lahko debel več sto metrov. Podrobnejše razčlenitve anizija na Idrijskem še nimamo.

Anizijska stopnja je obdobje začetka velikih dogajanj (sl. 1 in 2). Po podatkih, ki smo jih zbrali v idrijskem rudišču (Čar, 1975, 1985), je približno v srednjem aniziju do tedaj dokaj enoten sedimentacijski prostor začel razpadati, podobno, kot drugod v slovenskem prostoru. V nateznih razmerah sta se v okviru ozemlja današnje zahodne Slovenije, do območja, ki ga danes prekrivajo alpski narivi, postopno oblikovalo vsaj dva tektonska jarka v katerih so usedale psevdodzijske plasti. Nekdaj severnejši se nahaja danes v okviru Trnovskega pokrova (Stopnik – Orehovska grapa; delovno ime – Stopniški jarek), (Čar, 1998; Šmuc & Čar, 2002), južnejši pa leži v Hrušiškem pokrovu (Bukovska grapa; delovno ime Cerkljanski jarek), (Čar, 1998). Zaenkrat se vse

psevdoziljske plasti, sicer iz različnih strukturnih enot, združuje v okviru *Slovenskega bazena* kot ga je definirala Buser (1980,1989). Na karbonatni platformi med obema jarkoma je nastal *idrijski srednjetriasni tektonski sistem* (ISTS; Čar, 1975, 1985; Placer & Čar, 1975, 1977) z strukturno anomalijo, ki je bila povod za nastanek osrednjega *idrijskega tektonskega jarka* (ITJ) z živosrebrovim rudiščem (sl. 2). Severno od tod, na območju Spodnje Idrije in Ledin, imamo zaenkrat še slabo raziskane posebne razvoje skitskih plasti in tektonske deformacije, ki prav tako kažejo na prekinjeni razvoj jarka. Glede na podlago, tektonski stil, obliko, velikost in sedimentne kamnine, ki ga zapolnjujejo, predstavlja ISTS - pravilneje bi ga bilo imenovati 'jarek' - *aulakogen* oziroma *brazdasti jarek*. Enake osnovne značilnosti imata tudi, sicer večja, Stopniški in Cerkljanski jarek (?).

Proti vzhodu je ISTS z narivom odrezan in zato ne moremo neposredno opazovati na katero večjo deformacijsko cono (verjetno trikraki riftni sistem) nekje na vzhodu - glede na današnji položaj - je bil vezan.

V ISTS so se obrobni bloki dvigali osrednji pa pogrezali. Na nekaterih dvignjenih blokih - severni in južni prag ITJ - je erozija v tako imenovanem *prvem erozijskem obdobju* odstranila čez 750 m plasti (sl. 1 in 2). Erodirane so bile anizijske, skitske in permske kamnine tako, da so ležale na površju karbonske klastične kamnine. Severno od tod, v tako imenovanem *severnem sedimentacijskem bazenu* (Placer & Čar, 1977) na območju Idrija – Rovte pa so se presedimentirane kamnine odlagale na močvirske plasti spodnjega skonca horizonta. Nastala okrog 650 m pisanih apnenčevo dolomitnih debelozrnatih konglomeratov, ki so torej vsaj v spodnjem in srednjem delu anizijske starosti (Čar, 1968, 1985; Placer & Čar, 1977). Skromne debeline pisanega dolomitnega konglomerata najdemo v strukturi krovne rudišča na Tičnici. Očitno se je odlagal na obrobju severnega sedimentacijskega območja. Sočasno so nastali v zahodnem podaljšku ISTS, seveda v drugačni sedimentacijskih pogojih, anizijski konglomerati na območju Kočevša na obrobju Vojskarske planote (Čar & Čadež, 1977).

V ITJ, torej v rudiščnem delu ISTS, so bili v tem obdobju dogodki mnogo bolj dramatični. Tu so je neposredno na erodirane karbonske klastite odložil zgornje anizijski dolomit, bogat s foraminiferami značilnimi za anizij, med njimi tudi številni primerki foraminifere *Meandrospira dinarica* Kochansky Devidé (Čar, 1985, 1989), (sl.1 in 2). Dolomit je svetlo siv, brez zunanje plastnatosti, vendar pogostno laminiran. Laminacija je pogojena s stromatolitno teksturo ali pa menjavanjem različkov mikritnega in sparitnega dolomita. Pogoste so tudi različki dolomita z izsušitvenimi porami in intraformacijskih breč. Dolomit je nastajal v superslanem, plitvem in v glavnem mirnem litoralnem območju. Konec anizija ali že v ladiniju je sledilo obdobje povečane tektonske dejavnosti in oblikovanje zapletene morfologije v ISTS. Sočasno je potekalo *drugo erozijsko obdobje* v katerem je bil skoraj v celoti odstranjen zgornjeanizijski dolomit, ki je bil po prvem erozijskem obdobju odložen neposredno na karbonske klastite, del karbonskih kamnin v njegovi podlagi in del zgornjeskitskih kamnin v talninskem delu rudišča (Čar, 1975, 1985, 1990). Učinki obeh erozijskih obdobij se v ISTS seveda prekrivajo. Sočasno z drugim erozijskim obdobjem so nastajale v ITJ neobičajne sedimentne kamnine. Na erodirani karbonski podlagi v globljih delih ITJ ležijo na pogled nenavadne, litološko bogato razvite kaolinitne kamnine, ki so nastale s preperevanjem piroklastičnega materiala v močvirskem okolju (sl. 3). Debele do 17 m. V njih najdemo vložke dolomitnega konglomerata in peščenjaka, kremenovega kaolinitnega peščenjaka in litičnega peščenjaka in piroklastičnega materiala (Drovenik, Čar & Strmole, 1975; Čar, 1985). V času usedanja kaolinitnih kamni je zelo verjetno potekalo tudi prvo obdobje cinabaritne mineralizacije (Čar, 1985). Kaolinitne sedimentne kamnine postopno prehajajo v dolomitni peščenjak, sledijo pa muljaste blokovne breče, neobičajne drsne breče s 'prilegajočimi' klasti – drsnjakovci, subaerski vršajni dolomitni blokovni do debelo zrnati gramozovci, dolomitni konglomerati, dolomitni peščenjaki in meljevci. Vse kamnine vsebujejo velike količine kaolinitne komponente (Čar, 1985), (sl. 4).

Z odložitvijo ladinjskih debelo klastičnih kamnin se je začelo postopno zamiranje idrijskega srednjetrojskega aulakogena (brazdastega jarka). V tektonsko mirnejšem obdobju, vendar v obdobju še aktivnih globokih normalnih prelomov, so nastajale močvirske skonca plasti. Sočasno je potekala glavna faza mineralizacije in nastale so izjemno bogate sinsedimentne cinabaritne rude (Mlakar & Drovenik, 1971). Skonca plasti se začenjajo s tu in tam prodnatim apnenčevim dolomitnim peščenjakom z meljasto osnovo. Prehajajo v meljevec s posameznimi prodniki enake sestave, ti pa v plastnat, meljast, ponekod prodnat mikritni in mikrosparitni apnenc z prehodi v laporovec in glinavec. Bočni ekvivalent apnenčevih kamnin so bituminozni dolomitni ali kremenov meljevec, glinasti skrilavec in bituminozni dolomitni ali kremenov peščenjak z lečami antracita. Z najvišji del skonca plasti je značilen temno siv do rjavkast drobno zrnat sljudnat glinenčev litični kremenov peščenjak z ostanki brahipodov vrste *Discina*. Finalno dogajanje v ISTS, kot tudi ostalih brazdastih jarkih zahodne Slovenije, spremljajo bazaltno-keratofirski izlivi z velikimi količinami piroklastičnega materiala. V rudišču prekrivajo skonca plasti tufi, tufiti in radiolarit z rožencem (sl. 1 in 2).

Vse naštetje ladinjske kamnine v ISTS, ki so nastale po drugem erozijskem obdobju, najdemo le v osrednjih delih rudišča (tektonska enota Karoli), proti severu (TE Auersperg) pa nalegajo na erodirano podlago vedno mlajši litološki različki, v skrajnem delu severnega praga ITJ v TE Pront, najdemo neposredno na erodiranih karbonskih kamninah značilen skoraj bel, kristalast cordevolski dolomit (Čadež, 1980), (sl.1 in 2).

V okviru ISTS poteka postopno umirjanje še v cordevolu. Od Idrije do Medvedjega Brda so cordevolske plasti razvite kot fosilno bogat, črn, tanko plastnat apnenc z medplastnimi laporastimi vložki in konkrecijami rožena. Apnenci so debeli do 400 m (Mlakar, 1969). V okolici Idrije (Skrnik, Felčeva grapa) so bogati z organskimi ostanki. V njih opazujemo lupine različnih školjk, krinoidov, alg in biostrome koral vrste.... Na blokih zunaj ISTS je cordevol v neposredni okolici Idrije razvit kot značilen bel kristalast dolomit, odložen neposredno na piroklastitih (Tičnica). V julu je končno nastopila izenačitev sedimentacijskih razmer. Julske in tuvalske plasti najdemo v bližnji okolici Idrije le kot neznatne obnarivne karpe v okviru Čekovniške vmesne luske (podlaga rudišča, Pšenk – Hleviše).

Znaten obseg v okolici Idrije zavzema zgornjetriasni norijsko-retijski 'glavni dolomit'. Najdemo ga v globlji podlag rudišča in terenih zahodno in jugozahodno od Idrije. Svetlo ali temno sive, tanko do srednje plastnat, pogostno stromatolitni tu in tam onkolitni dolomit leži v večini v inverzni legi, ponekod tudi v normalni legi (Mlakar, 1969, Čar & Skaberne, 2004) V stratigrafsko spodnjem delu ima norijski dolomit tanke medplastne laporaste vložke, ponekod pa prehaja v siv satasti dolomitizirani apnenc.

Zaradi posledic narivne tektonike jurskih kamni v okolici Idrije ni.

Spodnjekredne plasti so razvite kot temno siv bituminozen plastnati apnenc s lečami temno sivega zrnatega dolomita. Na območju Nikove in Struga prehaja zvezno v temno siv, svetlo siv do skoraj bel nestratificiran ali debelo plastnat rudistni apnenc. Diskordantno na rudistnem apnencu ležijo paleocenske in eocenske flišne kamnine v turbiditnem razvoju, (sl. 1).

Narivna zgradba, nastanek današnje strukture rudišča in prelomna tektonika

Prve predstave o narivni zgradbi jugozahodne Slovenije sta oblikovala že Limanovsky (1910) in Winkler (1923), o strukturnih razmerah v idrijskem rudišču in njegovi okolici pa Lipold (1874), Krópáč (1912) in Berce (1958). Sedanja podoba zapletene narivne zgradbe jugozahodne Slovenije je v sedemdesetih letih preteklega stoletja na podlagi obsežnega geološkega kartiranja in številnih globokih vrtin oblikoval Mlakar (1969), kasneje pa dopolnil Placer (1973, 1981, 1999), (sl. 5).

Narivna zgradba se je razvila iz obsežne obnarivne gube (Placer, 1973, 1981). Njen nastanek je posledica podrivanja trdne Jadranske plošče pod Zunanje Dinaride kot posledica postkolizijskega tektonskega razvoja Alp. Oblikovanje obnarivne gube in potek narivanja v smeri NNE-SSW se

morda pričele po dosedanjih podatkih v oligocenu (Placer 1981, 1999; Vrabc & Fodor, 2005). O tem pričajo eocenske flišne kamnine, ki jih je narivanje še zajelo. Zapletena narivna zgradba je na Idrijskem dobro razčlenjena. Poleg dveh obsežnih narivov je razvitih več vmesnih lusk in notranjih narivnih grud, ki močno zapletajo razmere (sl. 5).

V tektonskih oknih (TO) Strug v dolini Idrije, Bevkovem TO v dolini Nikove, Bratuševem in Kanomeljske TO v Kanomlji izdajajo kamnine *Hrušiškega pokrova*. Spodaj leži zgornjekredni apnenec, erozijsko diskordantno na njem pa flišne kamnine paleocenske in eocenske starosti. Na kamnine Hrušiškega pokrova so narinjeni v obliki poševnega reza spodnje in zgornje kredni apnenci *Koševniške vmesne luske*. Naslednjo narivno enoto - *Čekovniško vmesno lusko* - gradi norijsko- retijski dolomit v večini v inverzni, ponekod v normalni legi (Čar & Skaberne, 2004). Na njem ležijo različno debele in obsežne narivne luske julsko-tuvalskih kamnin (podlaga rudišča, območje Hleviš, Slanice, Čekovnik, itd). *Kanomeljska vmesna luska* (Idrijski pokrov - po Mlakarju, 1969) gradijo kamnine od mlajšega paleozoika do norijske stopnje v inverzni legi. Prerezana je s številnimi notranjimi narivnimi ploskvami, kar povzroča zapleteno ponavljanje litostratigrafskih členov bočno in v vertikali. Vse našete narivne enote prekriva *Trnovski pokrov*. Sestavljajo ga kamnine od karbona na Cerkljanskem in Žirovskem do paleocenskega in eocenskega fliša pri Gorici (Buser, 1968, 1973; Čar & Gospodarič, 1988), (sl. 5).

V okviru Trnovskega pokrova se nahajajo tudi območje idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema (ISTS) z živosrebrovim rudiščem. ISTS z rudiščem je bil v času gubanja in narivanja še dodatno deformirano. Območje rudišča je zgrajen iz *Idrijske notranje narivne grude*, v njej se nahaja polegla sinklinala idrijskega rudišča z orudenimi kamninami od karbona do cordevola in dvodelno zgrajena Tičenska notranja narivna gruda (krovnina rudišča), spodaj iz karbonski kamnin, zgoraj iz kamnin od spodnjega skita do cordevola (sl. 5 in 6).

Srednjetriasni tektonski jarek z idrijskim rudiščem se nahaja v spodnjem delu prevrnjene gube drugega reda v okviru Trnovskem pokrovu. Njegovo preoblikovanje v današnje stanje je iz dinamskega, kinematskega in geometrijskega gledišča razložil Placer (1982), (slika 6). Območje idrijskega rudišča je bilo najprej deformirano v pokončno sinklinalo. Pri tem sta nastala dva reverzna prelom (skica 1 na sliki 6 - preloma sta označena s A in B) s premiki od severa proti jugu. Sinklinala se je v drugi fazi razvoja preoblikovala v pokončno gubo, premiki ob obeh reverznih prelomih pa so zamrli (skica 3 slika 6). Sledilo je nagibanje strukture v poleglo gubo in oblikovanje štirih narivnih ploskev ob katerih so se gibali posamezni bloki do nekaj sto metrov (skica 4 na sliki 6). Zaradi rotacije bloka so se napetostne razmere spremenile in nagibanje ni bilo več mogoče. Ob spodnji narivni ploskvi je prišlo do obrata permskih in skitskih plasti v subvertikalno in celo inverzno lego (skica 5 na sliki 6). Sledilo je še oblikovanje krovninske in talninske narivne ploskve *idrijske notranje narivne grude* (skica 6 na sliki 6). S tem je bil definiran končni obseg današnje zgradbe rudišča (sl. 8).

Zapleteno rudiščno strukturo, omejeno z narivi, režejo številni pozno miocensko- pliocenski prelomi NW-SE, ki so, kot kaže, še vedno aktivni (Vrabc & Fodor, 200... Nastanek prelomov je pogojen s podrivanjem Jadranske plošče pod Dinaride. Idrijsko okolico sekata regionalni zmični (normalno-zmični – Vrabc & Fodor,...) Idrijski prelom in normalno-zmični Zalin prelom. Med njima so v okviru rudišča od NE proti SW razporejeni dobro dokumentirani prelomi Ruda 2, Ruda 1, Inzaghijev prelom in Smukov, ter Peljhanov in Poljančev prelom (sl. 8). Ob Idrijskem prelomu je bil Ljubevški del rudišča odrezan in premaknjen za dva kimolmetra in pol proti jugovzhodu (sl. 7) Zalin in Idrijski prelom, se na območju Kanomeljskega Razpotja, le slabe dva kilometra zahodno od Idrije, združita. Med obema prelomoma se je oblikoval klinasti divergentni jarek z močno pogreznjenim osrednjim blokom. V njem se nahaja tudi osrednji del idrijskega rudišča.

Današnja zgradba rudišča

Na sliki 8 je izrisana zadnja varianta današnjega profila skozi idrijsko rudišče (Čar, 1985). Litostratigrafski razvoj, nastanek ISTS z živosrebrovim rudiščem ter preoblikovanje idrijske triasne strukture v času narivanja in zmične tektonike smo že obravnavali. S pomočjo legende ne bo težko razbrati posamezne strukturne enote (sl. 8). Naj opozorimo le na skico B na sliki 8, ki nam prikazuje praktično poimenovanje posameznih delov rudišča v nekdanji vsakodnevni rudarski praksi. Del rudišča, ki se nahaja globoko pod Poljančevim hribom in leži neposredno nad tektonskimi strukturami podlage rudišča smo poimenovali *Talnina*. Talnina zajema južni del ISTS z južnim karbonskim pragom in kamnine od perma do anizija. *Zgornja zgradba rudišča* (tudi zgornja jamska zgradba) leži nad nivojem srednjetriasnega Čemernikovega preloma (na profilu oznaka g) in srednjetriasno erozijsko diskordanco Talnine. Gradijo jo karbonski in gödenski klastiti, anizijski dolomit ter diskordantno na njih ležeče ladinjske kamnine s cordevolskimi plastmi v krovni. Iz povsem praktičnih rudarskih razlogov smo v okviru zgornje rudiščne zgradbe ločili še *severni in južni karbonski* (permokarbonski) *klin* ter *severni in južni blok rudišča*. Vse kar leži pod nivojem Čemernikov prelom – talninska diskordanca pripada *spodnji zgradbi rudišča* (tudi spodnja jamska zgradba).

Predstavitev glavnih geoloških značilnosti južnega obrobja Idrije (topografska karta??)

Ekскурzija po južnem obrobju idrijske kotline je namenjen, kot smo uvodoma že omenili, predvsem spoznavanju kamnin in tektonski zgradbi narivne enote, ki prekriva idrijsko rudišče (krovnine rudišča). Ker si bomo razmere na terenu opazovali kontinuirano in jih sproti komentirali, seveda ni smiselna razlaga 'po točkah'.

Najprej se bomo ustavili na Jožefovemu jašku (jašek Delo), kjer vas bomo seznanili z glavnimi litostratigrafskimi in strukturnimi značilnostmi idrijskega rudišča. Ogladali si bomo prerez idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistem z orudenim idrijskim tektonskim jarkom, razložili potek preoblikovanja triasne zgradbe rudišča v današnje stanje, današnji presek skozi rudišče in dali nekaj informacij o načinu in rezultatih zapiralnih in sanacijskih del.

Kamnine, s katerimi se bomo seznanili v prvem delu poti proti Čerinovšu, so langobardske starosti. Pripadajo Trnovskemu pokrovu in sicer ležijo v okviru zgornjega dela Tičenske notranje narivne grude. Mimogrede si bomo 'od daleč' ogledali Ljubevško dolino po kateri poteka prelomna cona Idrijskega preloma in seznanili z vzroki in posledicami Bernikovega plazju. Po nekaj sto metrih bomo že prečili narivnico med zgornjo in spodnjo strukturno etažo Tičenske notranje narivne grude in se seznanili s permokarbonskimi klastičnimi kamninami. Sredi paleozojskih klastitov prečka našo pot Poljančev prelom. Že po nekaj metrih prestopimo narivno ploskev Tičenske notranje narivne grude. Ob njej so permokarbonske kamnine v stiku z črnimi organogenimi apnenci cordevolske starosti, ki že pripadajo strukturi idrijskega rudišča, torej Idrijski notranji narivni grudi. V pobočju nad Felčevo grapo so cordevolski apnenci ob srednjetriasnem normalnem prelomu v kontaktu z ladinjski piroklastiti. Preloma žal ne bomo videli, terena prekrivajo travniki. Na tufitih leži pri Čerinu bel zrnat cordevolski dolomit.

Za Čerinom ponovno prečkamo narivnico med jamsko strukturo in krovno rudišča. Spet smo na karbonskih kamninah, ki jih pa tu spremljajo še rdeči peščenjaki grödenske starosti. Le nekaj metrov nas loči od narivnice med spodnjo in zgornjo strukturno enoti Tičenske notranje narivne grude. Ko jo prečkamo smo že na skitskih peščenih laporovcih z lečami dolomitiziranega oolitnega apnenca in zgornjeskitskem dolomitu. Do kmetije 'Pr Polancu' je teren pokrit, vendar koščki oolitnega apnenca, peščenega laporovca, tufitov in cordevolskega dolomita kažejo, da se nahajamo v zgornjem strukturnem bloku Tičenske notranje narivne grude.

Stopničast teren v pobočju nad kmetijo 'Pr. Polancu' nakazuje potek cone Poljančevega preloma. Prelom je dokaj močan. Po podatkih Placerja (1982) znaša premik po smeri približno 80 m, po vertikali pa okrog 35 m. Zaradi posledic več rudarjenja se je celoten Poljančev hrib začel

pogrezati in Poljančev prelom je bil reaktiviran kot 'normalni' prelom na robu pogreznitvenega lijaka.

Na drugi strani preloma prečkamo najprej spodnjeskitske peščeno-laporaste litološke različke z oolitnimi apnenci in pridemo na debelo plastnat zgornjeskitski poznodiagenetski dolomit, ki nas spremlja visoko v pobočje Tičnice. Nekaj metrov pod grebenom srečamo še pisani ladinijski konglomerat in različne piroklastite z odtisi juvenilnih amonitov. Kamninski paket Tičenske notranje narivne grude zaključuje cordevolski zrnati dolomit, ki leži neposredno na tufitih.

V izrazitem sedlu za Tičnico poteka močan Zalin prelom. Ob njem je bil rudiščni blok spuščen za več sto metrov. Na drugi strani prelome cone že izdanjata norijsko-retijski dolomit Čekovniške vmesne luske in spodnjekredni apnenec Koševniške vmesne luske, ki sicer predstavljata globljo podlago idrijskega rudišča (Idrijske notranje narivne grude). V prelomni coni sta triasni dolomit kot tudi kredni apnenec povsem zdobljena.

Naša pot poteka nato po močno zakraselem spodnjekrednem apnencu do lokacije Pri Babi za Gladkimi skalami. Na levi strani poti opazujemo številne vrtače, vmes pa drobno kraško morfologijo. Vrtače imajo značilne lastnosti za nastanek v porušeni conah (porušne vrtače – Čar, 2001). Pri Babi že prekrivajo spodnjekredne apnenice zgornjetriani dolomit Čekovniške vmesne luske, ki leži tu v inverzni legi. Nadaljnja pot skozi Rupe vseskozi poteka po narivnici med Koševniško in Čekovniško vmesno lusko. Opazovali bomo različne stopnje pretrotosti kamnin - zdobljene, porušene in razpoklinske cone - in nanje vezano kraško morfologijo. V mestnem predelu Grapa se bom še enkrat srečali z ožjo prelomno cono Zalinega preloma.

Vse do mesta poteka nato pot po spodnjekrednem apnencu, ki pripada v strukturnem pogledu globlji podlagi rudišča. Šele v mestu bomo prečkali normalni Albrehtov prelom in prestopili na orudene karbonske skrilavce rudiščne strukture.

Ker litostratigrafsko najzanimivejši del rudišča ni več dostopen, si bomo za zaključek ogledali v na novo urejeni rudniški geološki zbirki na Franciškovemu jašku, nenavadne kamnine Idrijskega tektonskega jarka.

Literatura

- Berce, B., 1958: Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija, 4, Ljubljana.
- Buser, S., 1968: Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica, 1: 1000 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Buser, S., 1973: Tolmač lista Gorica, Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica, 1: 1000 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Buser, S., 1980, Stratigrafske vrzeli v paleozojskih in mezozojskih plasteh v Sloveniji. Simp. iz reg. geol. i paleont., Zavod za reg. geol. i paleont. rud.-geol. fakult. Univ. v Beogradu, 335-345, Beograd.
- Buser, S., 1989: Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia). Mem. Soc. Geol. It. 40 (1987), 313-320, Roma.
- Čadež, F., 1980: Najmlajše diskordantne sedimentne kamnine na karbonskih plasteh v Idriji - The youngest sedimentary rocks unconformable with Carboniferous beds at Idrija. Geologija 23/2, 163-172, Ljubljana.
- Čar, J., 1968: Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. Diplomsko delo, Ljubljane.
- Čar, J., 1975: Olistostrome v idrijskem srednjetriasnem tektonskem jarku - Olistostromes in the Idrija Middle Triassic Trough-Fault. Geologija 18, Ljubljana.
- Čar, J., 1985: Razvoj srednjetriasnih sedimentov v idrijskem tektonskem jarku. Doktorska disertacije, FNT VTOZD Montanistika, Odsek za geologijo, 1-236, Ljubljana.

- Čar, J., 1989: Okolje nastanka anizijskega dolomita nad srednjetriasno erozijsko diskordanco v Idrijskem rudišču - Depositional environment of the anisian dolomite above the middle triassic erosional diskonformity in the Idrija ore deposit. Rudarsko-metalurški zbornik 36/2, 395-407, Ljubljana.
- Čar, J., 1990: Kotna tektonsko-erozijska diskordanca v rudiščnem delu idrijskege srednjetriasne tektonske zgradbe - Angular tectonic-erosional unconformity in the deposit's part of the Idrija Middle Triassic tectonic structure. Geologija 31-32,(2988/89), 267-284, Ljubljana.
- Čar, J., 1998, Sedimentološke raziskave prehoda med Južno karbonatno platformo in Slovenskim bazenom. Poročilo o triletnih raziskavah, 1-13, Idrija. Arhiv RŽS Idrija, GZS in MZT Slovenije.
- Čar, J., 2001: Structural Bases for Shaping of Dolines – Strukturne snove oblikovanja vrtač. Acta carsologica, 30/2, 239-256, Ljubljana.
- Čar, J., & Čadež, F., 1977: Klastični vložki v srednjetriasnem dolomitu na Idrijskem – Middle Triassic Dolomite Intercalated with Clastic Sedimentary Rocks in Idria Region. Geologija 20, 87-106, Ljubljana.
- Čar, J., Gregorič, V., Ogorelec, B., Orehek, S., 1980, Sedimentološki razvoj skitskih plasti v idrijskem rudišču – Sedimentological development of Scythian beds in the Idrija. Rudarsko-metalurški zbornik 1/27, 3-20, Ljubljana.
- Čar, J., Gospodarič, R., 1988: Geološka zgradba in nekatere hidrološke značilnosti bruhalnika Lijaka – Geological Setting and some Hydrological Properties of Lijak Effluent. Acta carsologica, 17/1, 13-32, Ljubljana.
- Čar, J., Skasberne, D., 2004: Odtisi reptilovih stopinj pri kmetiji Pesek nad Godovičem. Idrijski razgledi 49/2, 142-151, Idrija.
- Drovenik, M., Čar, J., Strmole, D., 1975, Langobardske kaolinitne usedline v idrijskem rudišču – Langobard-Tongesteine in der Idrija lagerstätte. Geologija 18, 107-155, Ljubljana.
- Grad, K., 1967: Raziskave bakra širše okolice cerknegea. 1. knjiga, arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana in RŽS Idrija.
- Krópez, J., 1912: Die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugesbietes Idria. Berg und Hüttenmännischen Jahrbuch, 60/2, Wien.
- Limanovsky, M., 1910: Wielkie przemieszenia mas skalnych w Dynarydach kolo Postojny. Wyzd. pryr. akad. Umiej., Serye III., Tom 10 Krakow.
- Lipold, M. V., 1874: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria in Krain. Jahrbuch der k.k. Geol. R.A., 24,4,425-456, Wien,
- Mlakar, I., 1967: Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča – Relations Between the Lower and the Upper Structure of the Idrija Ore Deposit. Geologija 10, 87-126, Ljubljana.
- Mlakar, I., 1969: Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Nappe Structure of the Idrija-Žiri Region. Geologija 12, 5-72, Ljubljana.
- Mlakar, I., & Dravenik, M., 1971: Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča - Structural and Genetic Particularities of the Idrija Mercury Ore Deposit. Geologija 14, 67-126, Ljubljana.
- Placer, L., 1973 : rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja – Reconstruction of the Nappe Structure of the Idrija-žiri Region – Rekonstruktion des Deckenbaus des Idrija-Žiri gebietes. Geologija 16, 317-334, Ljubljana.
- Placer, L., 1981: Geološka zgradba jugozahodne Slovenije – Geologic structure of southwestern Slovenia. Geologija 24/1, 27-60, Ljubljana.
- Placer, L., 1982: Tektonski razvoj idrijskega rudišča - Structural history of the Idrija mercury deposit. Geologija 25/1, 7-94, Ljubljana.
- Placer, L., 1999: Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides. Geologija 41 (1998), 223-255, Ljubljana.

- Placer, L., & Čar, J., 1975: Rekonstrukcija srednjetriasnih razmer na idrijskem prostoru. Rekonstruktion der mitteltriassischen Verhältnisse im Idrija-Gebiet. *Geologija* 18, 197-209, Ljubljana.
- Placer, L., & Čar, J., 1977: Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja – The Middle Triassic Structure of the Idrija Region. *Geologija* 20, 141-166, Ljubljana.
- Šmuc, A., & Čar, J., 2002, Upper Ladinian to Lower Carnian Sedimentary Evolution in the Idrija-Cerkno Region, Western Slovenia. *Facies* 46, 205-216, Erlangen.
- Kolar T., – Jurkovšek & Jurkovšek, B., 2002: Karbonski gozd. Karbonske plasti z rastlinskimi fosili pri Ljubljani. – Carboniferous Forest. Carboniferous Strata with Plant Fossils near Ljubljana. Geološki zavod Slovenije, Ljubljana.
- Vrabec, M., & Fodor, L.,: Late Cenozoic Tectonics of Slovenia: Structural Styles at the North-Eastern Corner of the Adriatic Microplate.
- Winkler, A., 1923: Über den Bau der östlichen Südalpen. *Mitt. Geol. Ges., Wien*