

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL

TRANSACTIONS
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • Leto 1958 • 4. knjiga • Volume 4.

GEOLOGIJA ŽIVOSREBRNEGA RUDIŠČA IDRİJA

Boris Berce

Z 29 slikami in s 4 tabelami

I. UVOD

V rudniku živega srebra v Idriji kopljejo rudo že skoraj pet stoletij. Točnega začetka odkopavanja in predelovanja rude ne poznamo. Po Valvasorju so se pričela dela konec petnajstega stoletja. Ohranjene beleške v občinskem arhivu v Čedadu pravijo, da je našel živo srebro leta 1493 Virgilije Formentini. Istega leta je zaprosil Leonardo de Manzano za eksploatacijsko dovoljenje.

V začetku obratovanja je rudišče pripadalo Avstriji; 1509. leta so ga med vojno zasedli Benečani, vendar je Avstrija že čez nekaj mesecev ponovno zavzela rudnik. Do 1535. leta so odkopavale rudišče različne družbe, ki so se takrat združile in imele skupnega vodjo. Leta 1580 je rudnik postal državna last. V 1797., 1805. in 1809. do 1813. so imeli rudnik Francozi. Po zlomu Avstrije ga je prevzela Italija in po drugi svetovni vojni Jugoslavija.

Valvasor omenja literaturo, ki je izšla pred njegovim delom in je obravnavala različne probleme o Idriji. V XVIII. stoletju je o rudišču izšlo šest tiskanih del, medtem ko jih je v IX. stoletju izšlo čez petintrideset. Poslednje delo je napisal Rodolico leta 1929.

Idrija zavzema po produkciji živega srebra že nekaj sto let eno od prvih mest v svetu. 1., 2. in 3. slika kažejo količino rude in živega srebra ter povprečen odstotek Hg v rudi za dobo 1786–1954; podatki pred letom 1786 so zelo skopi. Zato navajamo v diagramih samo podatke od tega leta naprej, produkcijo pred tem letom kaže 1. tabela.

Rudnik Idrija je proizvajal do leta 1918 tudi cinober. O njegovi produkciji manjkajo podrobnejši podatki, vendar moremo oceniti letno proizvodnjo cinobra na približno 40 ton. Do leta 1918 naj bi torej proizvedli okrog 16.500 ton cinobra.

Iz podatkov o proizvodnji živega srebra od leta 1786 in domnevne prejšnje povprečne letne produkcije sklepamo, da je bilo v rudišču zbranih okrog 150.000 do 200.000 ton živega srebra.

Med drugo svetovno vojno so bili uničeni vsi stari podatki o rudišču. Sedanje geološke karte obzorij smo izdelali na novo in jih dopolnili s

Kropačevimi in Kossmatovimi podatki, delno pa po analogiji, kar še posebej velja za oblike rudnih teles in stopnjo orudenjenja.

Za rudišče je značilna izredno pestra struktura. Posebno značilen je njegov nastanek ter tektonske in hipergene spremembe. Geološki podatki, ki smo jih našli v idrijskem rudišču, omogočajo važne zaključke o času in načinu nastanka posameznih vzhodnoalpskih rudišč.

Produkcija živega srebra in cinobra v Idriji v letih 1519–1785
Mercury and cinnabar production in Idria in the ys. 1519–1785

Table 1

1. tabela

Leto — Year	Produkcija v tonah — Production in tons	
	Živo srebro — Mercury	Cinober — Cinnabar
1519		25,3
1521		100,0
1522		185,22
1524		36,7
1530 — 1580	2800,0	
1612	168,0	
1613 — 1779	1260,0	
1780 — 1784	630,0	
1785	126,1	

II. GEOLOŠKI SESTAV RUDIŠČA

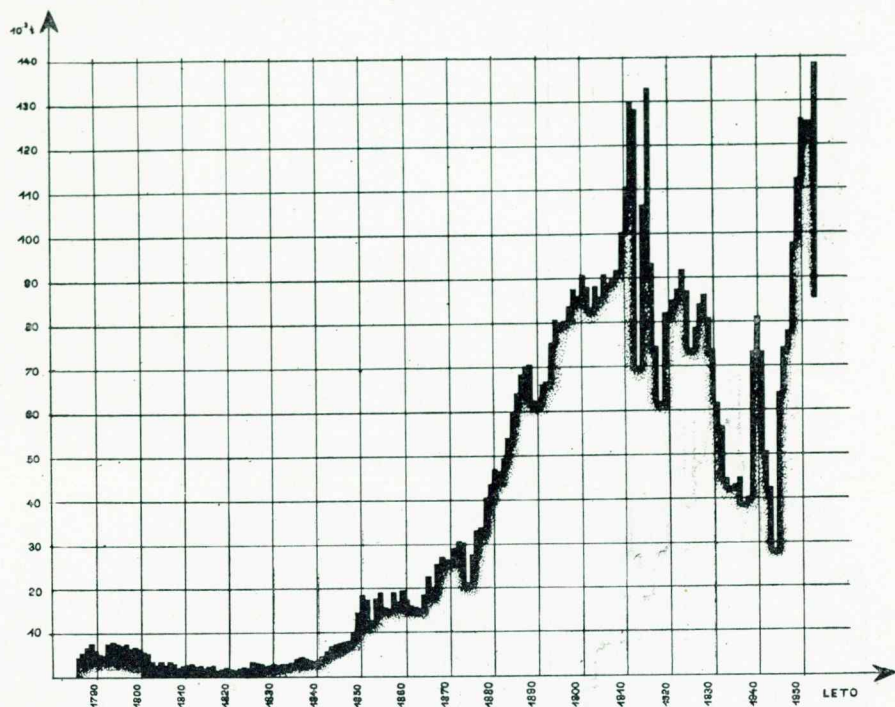
Podroben opis stratigrafskih razmer v okolici Idrije je podal že 1857. in 1874. leta Lipoid. Na podlagi zbranih fosilov je razčlenil posamezne stratigrafske horizonte, podrobno petrografsko opisal kamenine in s tem postavil geološko osnovo, ki se do danes ni bistveno spremenila. Poznejša Kossmatova raziskovanja so samo nekoliko dopolnila Lipoldovo razčlenitev. Lipold je v glavnem obdelal samo površinske geološke razmere, Kossmat pa je dal dokaj pomembnih stratigrafskih podatkov tudi iz rudišča. Kossmatova dela o geologiji rudišča niso dovolj znana. Kropačeva interpretacija je prevladala, čeprav manjkajo v tem delu stratigrafski dokazi za prištevanje posameznih kamenin rudišča k enemu ali drugemu stratigrafskemu horizontu.

Ozemlje grade karbonske, permske, triadne, kredne in eocenske kamenine.

Karbon

Stratigrafsko najnižjemu horizontu na območju idrijskega rudišča pripadajo karbonske plasti. Sestavljajo jih zelo mehki črni glinasti skrilavci, ki so ponekod tudi ploščasti. Na prelomu so običajno črni in mastni

ter vsebujejo luske sljude na skrilaevih površinah. Pogosto vsebujejo tanke kalcitne žilice. Pri preperevanju postanejo sivi ali rjavi in izgube sijaj. V njih zasledimo tudi piritne leče, ki imajo včasih v svojem jedru samorodno živo srebro. Te leče dosežejo tudi velikost do nekaj decimetrov v premeru. V karbonskih skrilaevih najdemo ponekod kapljice samorodnega živega srebra; takšne cone danes izkoriščajo kot rudo. Sem in tja se



1. sl. Proizvodnja rude v Idriji v letih 1786—1954

Fig. 1. Ore output in Idrija from 1786 to 1954

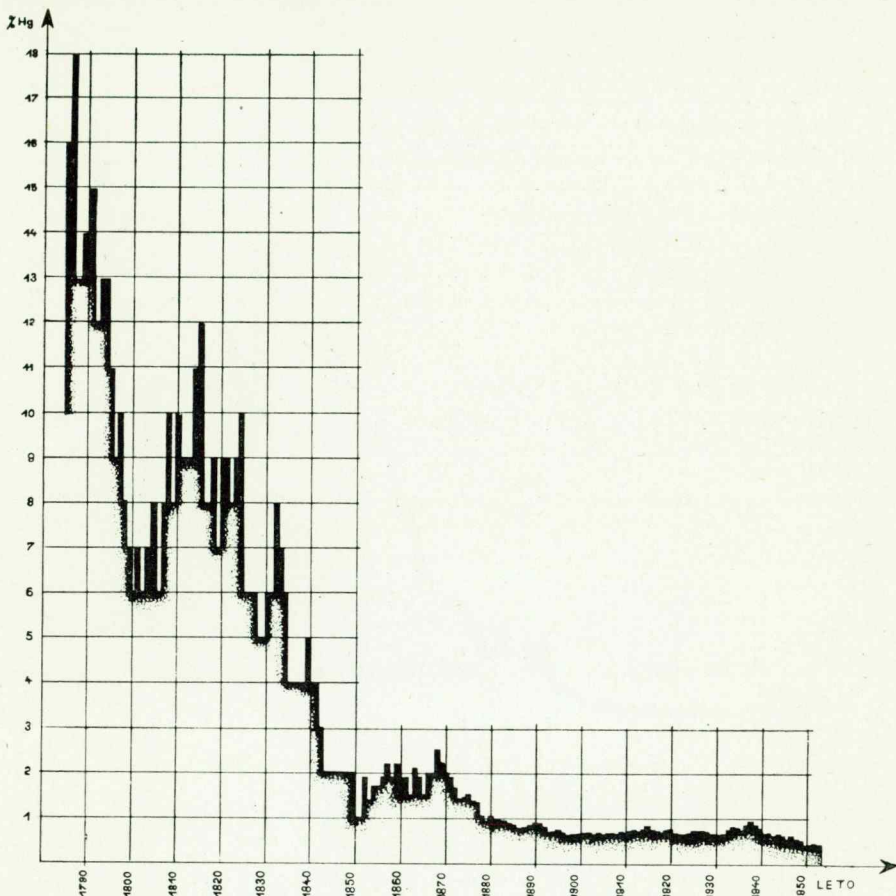
javljajo v skrilaevih vložki sivega sljudnatega kremenovega peščenjaka. Običajno veže kremenova zrna glinasto vezivo. V primerjavi s skrilaevci so peščenjaki zelo redki in to v okolici Češnjic in Ljubevča. V rudišču se javljajo peščenjaki samo v lečah.

V skrilaevih je Lipold našel rastlinske ostanke in slabo ohranjeno favno (1857, p. 209; 1874, p. 434). Tudi Kossmat (1910, p. 23) je našel enako favno, ki pa ni značilna za karbonske plasti. Po najdeni flori ne moremo podrobneje določiti starosti skrilaevcev.

Perm

V neposredni okolici Idrije zastopata perm grödenski konglomerat in peščenjak. Barva grödenskih sedimentov se močno spreminja; prevladuje

rdečevijoličasta (Razpotje), rumena (Sturmovec) ali bela. V teh plasteh zasledimo tudi delce karbonskih skrilavcev. Vsa zrna so kremenova, le zelo redko se pojavljajo luske sljude. Vezivo je običajno kremenovo in ponekod apneno. Grödenske plasti spremljajo karbonske golice vzdolž idrijske dislokacije. Jager in Hrastnik sta našla v okolici domačije



2. sl. Povprečni odstotek Hg v rudni izkopenini v letih 1786—1954
Fig. 2. Average percentage of mercury in the ore from 1786 to 1954

kmeta Cikelja v skrajnem zahodnem delu nekaj metrov debelo plast apnenca, ki bi po svojem položaju ustrežal bellerophonskemu apnencu. Mlakar (1957) je v Idriji in njeni okolici dokazal bellerophonski horizont.

Lipold je določil grödenske plasti šele leta 1874 in je poudaril, da jih v rudišču ni našel (1874, p. 435). Kropač (1912, p. 14), Kossmat (1911, p. 367) in Piltz (1915, p. 1085) so trdili, da so razviti permski se-

dimenti na III. in XI. obzorju. Pri sedanjem jamskem kartiranju nismo nikjer našli plasti, ki bi pripadale permu.

Triada

Triadni skladi zavzemajo na kartiranem terenu največjo površino. Če primerjamo triadne plasti v ožji okolici rudišča s triado v širši okolici, opazimo zelo podoben razvoj na izredno velikem območju. Izjema v tem pogledu so samo sedimenti ladinske in karnijske stopnje.

Skitska stopnja. V najnižjem delu werfena je rdeč peščen skrilavec, Poleg njega se le redko nahajajo tudi sivi, rumeni in zeleni različki. Skrilavci tvorijo prehod med permom in triado. Njihova starost do sedaj še ni nikjer v Sloveniji paleontološko določena. Nad rdečim skrilavcem leže različno obarvani peščenjaki, peščeni in lapornati skrilavci in temni apnenci. Ponekod loči apnence ter rdeče skrilavce in peščenjake plast dolomita. Werfenske plasti običajno vsebujejo luske sljude; ponekod se količina sljude tako zmanjša, da jo komaj opazimo. Peščenjaki imajo apneno vezivo in jih ponekod prepredajo žilice belega ali rumenega kalcita. Vsi peščenjaki so drobnozrnati. Preperevajo zelo značilno: tanka površinska plast je rumenorjava in pod njo najdemo sivomodro osnovo. V teh plasteh nahajamo ponekod oolitni apnenec, ki spominja na peščenjake. Oolitni nivo leži po K o s s m a t u (1910, p. 28) med spodnjim in zgornjim delom werfenskih plasti. Ta apnenec ima poseben pomen v rudišču, ker omogoča, da moremo ločiti werfenske in podobne wengenske plasti.

Temnosivi lapornati skrilavci se pojavljajo redko in tvorijo prehod k zgornjewerfenskim temnim apnencem, ki so ponekod celo rdeče obarvani. Za werfenske apnence so značilni prehodi iz masivnih neposredno v popolnoma skrilave. Takšni skrilavi vložki se težko ločijo od prej opisanih lapornatih skrilavcev. L i p o l d je našel v werfenskih plasteh številne značilne fosile (1874, pp. 436, 437). Tudi S t a c h e je objavil nekaj werfenskih fosilov iz Idrije (1872, p. 237), a prav tako tudi K o s s m a t (1900, pp. 68–73, 75, 76; 1898, pp. 88, 96). Nabrane fosile pri kartiranju v letu 1947 je določil R a k o v e c (H a m r l a, J a g e r 1947, p. 3).

Nekateri deli werfenskih in wengenskih plasti so med seboj zelo podobni. Vendar jih moremo ločiti po debelini in glinastih vložkih ter po količini apnene komponente, ki je v werfenskih kameninah večja. Mikroskopska raziskovanja werfenskih plasti v rudišču so pokazala, da tu nastopajo v glavnem peščeni apnenci in samo v manjši meri čisti apnenci. Kremenovih peščenjakov, ki se nahajajo na površini, v jami nismo našli. Sljudne luske po količini zelo variirajo. Včasih so pod mikroskopom werfenski peščeni apnenci zelo podobni wengenskim peščenjakom. Vendar so taki primeri omejeni na zelo majhno število zbruskov. V splošnem pod mikroskopom jasno razlikujemo wengenske in werfenske kamenine.

Anizična stopnja. Anizični stopnji ustreza na območju rudišča dolomit. Ponekod je dolomit jasno plastovit. Je siv ter prehaja v čisto črnega. Prepredajo ga bele dolomitne žilice; ponekod vsebuje pirit. Zanj so značilni vložki temnih skrilavcev, ki dosežejo debelino do 30 cm.

Prejšnji raziskovalci so prištevali v anizično stopnjo tudi dolomitne »breče« (Lipold 1857, p. 213; 1874, p. 437; Stur 1878, p. 237; Koss-mat 1898, pp. 88, 89, 93, 96; 1899, p. 260; 1900, pp. 69, 71, 77). Pri sedanjem kartiranju v ožji okolici Idrije nismo našli anizičnih konglomeratov in breč. Nosa n je leta 1952 potrdil, da so konglomerati in breče v okolici Idrije wengenski, a ne anizični. Konglomerati in breče so nastali v glavnem iz sedimentov anizične in ponekod celo iz sedimentov skitske stopnje. V zadnjem času smo našli, da leže wengenski konglomerati v okolici Knap pri Selcah na bellerophonskem apnencu.

V rudišču se javljajo dolomitne »breče« samo v določenih tektonsko porušeni h konah. Te cone sestavljajo večji in manjši drobci dolomita, ki so brez veziva kompaktno vezani med seboj. Samo ponekod opazimo v njih majhno količino veziva in v tem primeru prehajajo v prave breče. Glavni del tektonsko zdrobljenih sedimentov v rudišču je slabo zlepljen ali nezlepljen. V zdrobljenem in kompaktno zlepljenem dolomitu je običajno bogato orudenenje. V zdrobljenem nezlepljenem dolomitu je orudenenje majhno ali pa ga celo ni. Na podlagi tega moremo sklepati, da je bil kompaktno vezan, »brečast« dolomit zdrobljen pred orudenenjem. Fosile, najdene v dolomitu, je določil Rakovec (Hamrla, Jager 1947, p. 3).

Vzhodno od Idrije, na območju Sv. Magdalene in Močnika, na južnem pobočju Jeličnega vrha in v Ljubevški dolini leži med dolomitom in pod wengenskimi plastmi vložek belega gomoljastega apnenca. V njem je Lipold našel fosile, ki pa niso značilni niti za anizično niti za ladinsko stopnjo (1874, p. 438; Mojsisovics 1874, p. 101). V rudišču nismo našli apnenega faciesa v anizični stopnji.

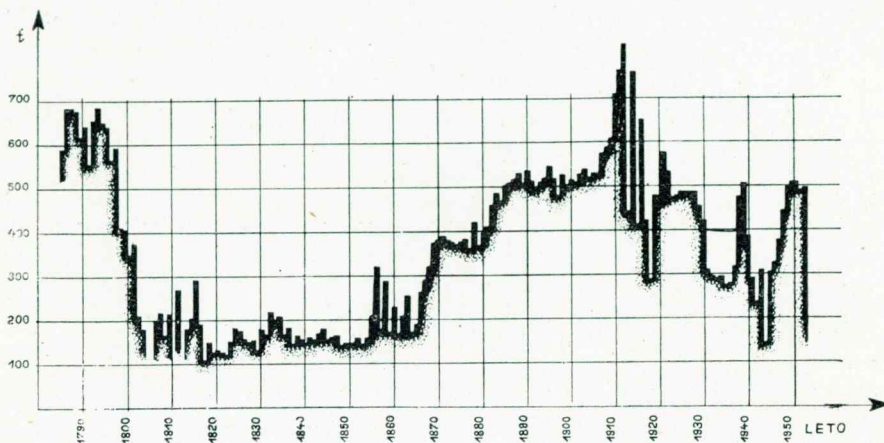
Ladinska stopnja — Wengen. Najnižji del wengenskih plasti sestavlja ponekod tanke pole belega apnenca, običajno pa peščenolapornati in glinasti skrilavci, ki leže na mendolskem dolomitu. V njih od spodaj navzgor pojema količina apnene komponente. Glinasti skrilavci vsebujejo veliko rastlinskih ostankov, ki niso dobro ohranjeni. Na njih leže peščenjaki s tufskimi vložki. Skrilavci, ki grade najnižji del wengenskih sedimentov, so imenovani skrilavci skonca. Po Lipoldu leže te kamenine v najnižjem delu wengenskih plasti (1874, p. 439). V sklade skonca prišteva Kropač (1912, p. 15—19) skrilave peščenjake, a Rakovec uvršča sem vse wengenske skrilavce, peščenjake in del konglomeratov (1950, p. 10). V plasti skonca prištevamo samo skrilavce in temnosive peščenjake. Pri tej razčlenitvi upoštevamo litološke in genetske značilnosti, kakor tudi pomen skrilavcev skonca za orudenenje. Takšna razčlenitev omogoča tudi podrobnejšo razčlenitev tektonike. Nosa n je našel med skrilavci skonca in peščenjaki ter konglomerati izrazito diskordanco (1953, pp. 3, 4).

Skrilavci skonca in peščenjaki so črni do temnosivi. Vsebujejo drobne in običajno zelo redke luske sljude. Skrilavci so večkrat antracitnega sijaja, saj se v njih zaslede leče čistega antracita. Pirit je razvit v kristalih in ga zelo redko najdemo v lečah. V tektonsko pretrti h delih jame so skrilavci skonca podobni karbonskim skrilavcem. Po Kropačevih po-

datkih moremo kemično razlikovati karbonske in skonca skrilavce po količini SiO_2 , Al_2O_3 in Fe_2O_3 . Analize kažejo, da skrilavcev tako ne moremo ločiti, temveč po sledovih redkih prvin.

Ponekod nahajamo v skrilavcih skonca vložke belega apnenca. Ta ustreza gomoljastemu apnencu, ki leži na mendolskem dolomitu. Apneni vložki so debeli povprečno 5 cm. V skrilavcih so našli Lipold (1874, p. 440), Stache (1872, p. 237) in Kossmat (1900, p. 72 in 1911, p. 945) pomembno floro in nekaj favne.

Na seriji skonca leže wengenski peščenjaki, ki jih Kropač (1912, p. 17) loči v dve skupini. Razlike med tema dvema skupinama niso takšne, da bi jih morali ločiti. Mikroskopska preiskovanja so pokazala, da sta



3. sl. Proizvodnja živega srebra v Idriji v letih 1786—1954

Fig. 3. Mercury production in Idrija from 1786 to 1954

obe vrsti peščenjakov petrografsko skoraj enaki. Tufski vložki, ki so po Kropaču značilni za eno izmed njih, se pojavljajo že v plasteh skonca in celo v kasijanskem apnencu.

Vzhodno od Idrije leže na seriji skonca wengenski konglomerati in breče. Konglomerati vsebujejo vložke rdečih skrilavcev, tufov in peščenjakov. Vseh teh vložkov je v primeri s konglomerati zelo malo. Oblike v konglomeratu so različno velike; sestavljata jih v glavnem dolomit in apnenec. Vezivo je apneno ali pa vsebuje peščeno ali glinasto primes.

Mikroskopska raziskovanja (I. tabla 2. in 3. slika, II. tabla 1. slika) so pokazala, da moremo v wengenu poleg skrilavcev skonca, tufov in konglomeratov ločiti zelo drobnozrnate, drobnozrnate in debelozrnate peščenjake.

Vzhodno in severovzhodno od Idrije smo označili na geološki karti wengenski apnenec. Njegov stratigrafski položaj ni popolnoma jasen. Apnenec nahajamo okrog Kovačevega rovta v zgornjem delu wengenskih plasti. Na njem leže v območju Čajnega vrha wengenski peščenjaki. Na podlagi litoloških značilnosti (svetel, skoraj neplastovit) ga ločimo od

običajnega kasijanskega apnenca, čeprav na vzhodu nismo našli ostre meje med njima. Verjetno se je pričela sedimentacija apnenca v zgornjem wengenu samo na določenih območjih. Da bi poudarili litološke razlike in deloma nakazali njegov položaj, smo ga imenovali wengenski apnenec.

Kasijan. Naslednja člena triadnih skladov v okolici rudišča sta kasijanski apnenec in dolomit. V jami sta zelo redka. Apnenec je temen, plastovit do skrilav in vsebuje lapornate vložke. Dolomit leži navadno pod apnencem. Je svetel, ponekod masiven in navadno drobnozrnat. V apnencu so našli dokaj fosilov Lipold (1874, p. 443), Stache (1872, p. 238) in Kossmat (1898, pp. 89, 90).

Karnijska stopnja. Zgornjetriadne plasti v neposredni bližini rudišča manjkajo. Ponekod jih najdemo v peščenem razvoju na mendolskem dolomitu. Večjo površino zavzemajo v širši okolici. Po Lipoldu (1874, pp. 444, 445) sestavljajo rabeljske plasti v širši okolici rudišča apnenci, lapornati in peščeni skrilavci in laporji z vložki presedimentiranih tufov. V njih so našli Lipold (1874, pp. 444, 445), Kossmat (1900, p. 74) in Petrascheck (1927, p. 150) številne fosile. V zadnjem času je našel Mlakar v dolomitu tudi fosile, ki dokazujejo, da moramo del dolomita prišteti zgornji triadi (1957). V okolici Idrije zavzema rabeljski dolomit majhno površino.

Kreda

Kredne plasti v okolici rudišča sestavlja apnenec. Je v glavnem svetlosiv do rjavkast in ga pogosto prepredajo bele kalcitne žilice. Ponekod leže v kredi brečasti vložki. Kredni sedimenti zavzemajo veliko površino južno od rudišča, medtem ko nahajamo v okolici Idrije le skrajne severne golice. V krednih plasteh so fosili redki (Kossmat 1899, p. 261; 1910, pp. 64, 65; 1911, p. 345). V jedru vrtine pri Rošpu smo našli *Radiolites beaumontis* var. *Toucas*, ki ga je določil Pleničar.

Eocen

Na območju rudišča omenja že Lipold (1874, p. 447) eocenske sedimente. Sestavljajo jih laporji, apnenci in peščenjaki. Kossmat sploh ne govori o eocenskih plasteh. Šele pri novem kartiranju sta Hamrla in Jager ponovno našla terciarne fosile. Laporji so zeleni, sivi in celo rdečkastorumeni, apnenci in peščenjaki so rjavi. Ti sedimenti se pogosto menjajo med seboj, tako da so eocenske plasti razvite v flišnem faciesu. V brečastem apnencu je Grad določil *Nummulites cf. aturicus*, *Alveolina cf. oblonga*, *Discocyclina* sp., *Miliolidae* sp.

Magmatske kamenine in njihovi tufi

V širši okolici rudišča leže golice magmatskih kamenin v okolici Cerkna. Zaradi važnosti, ki jo imajo za orudenjenje, jih bomo tudi opisali. Lipold je imenoval te kamenine dolerite; pozneje jih je Stur določil za avgitne porfirije. Kossmat jih je prišteval med felzitporfirije (1910, pp. 36—38). Rakovec (1946, pp. 162—164) jih je ločil kot porfirje in porfirite v cerkljanski skupini prodornin.

Prodornine v okolici Cerkna nahajamo na več krajih: vzhodno v okolici Poljan (dve golici), manjše golice v okolici Reke, Zabiča in na Vojskem ter dve golici pri Stopniku. V zadnjem času jih je preiskala Proselc-Germovškova (1954), ki je ločila porfiritite, porfirje, porfiritne, porfirske in kremenovokeratofirske tufe. Prodornine in njihovi tufi v okolici Cerkna se ne ločijo po sestavu od triadnih prodornin v ostali Sloveniji. Nastajali so delno na kopnem in delno v morju. To dokazujejo poogleneli rastlinski ostanki v tufih (Kossmat 1898, pp. 94, 96–97), ki jih nahajamo v kameninah prve erupcije; poznejše erupcije so bile podmorske, kar kažejo amoniti v tufih (Stur 1858, p. 338). Po Rakovcu sta bila v okolici Cerkna dva erupcijska cikla. Šele v drugem ciklu so nastali porfiriti in porfirji (1946, p. 163). To mnenje z zadnjimi preiskavami ni potrjeno. Lavine erupcije so bile po Rakovcu na kopnem, medtem ko bi mandeljnova tekstura, ki jo je našla Proselc-Germovškova, mogla nastati zaradi podmorskih erupcij. Med femičnimi minerali omenja Kossmat (1910, p. 36) biotit, a Proselc-Germovškova avgit (1954). Kamenine so dokaj razpadle, zato so femični minerali spremenjeni v glavnem v klorit.

Tufi so zeleni ali sivi in navadno drobnnozrnati; velikost zrn ustreza zrnem pelitskih sedimentov. Zrna femičnih mineralov so v njih redka. Tufi v okolici rudišča so bili odloženi v morju. Poleg popolnoma prepe-relih nahajamo tudi zrna relativno svežih glinencev. Vezivo je kremenovo. Pogosto zasledimo v njih ostanke krinoidov. Sestav tufskih vložkov smo podrobneje določili po Fedorovljevi metodi. Preiskali smo tudi par zbruskov iz različnih tufskih vložkov v širši okolici Idrije, ki nam jih je dal N o s a n.

Pogostnost dvojčičnih zraščanj glinencev v tufih

Frequency of feldspar twinning in tuffs

Table 2

2. tabela

Zakon Twinning law	Število zrn Number of grains	%
$\perp$ (001)	9	31,0
$\perp$ (010)	7	24,0
[100]	7	24,0
$\perp$ [100]	3	9,9
(010)	1	3,7
$\perp$ (010)	1	3,7
[001]	1	3,7
(010)	1	3,7
$\perp$ (021)	1	3,7

Vsebinsko an se spreminja od 9—59 %. Glavni del preiskanih zrn leži v območju andezina; bolj kislila ali bazična zrna so redka. Tufski vložki iz rudišča in širše okolice Idrije imajo podoben sestav. Pogostnost dvojčičnih zakonov kaže 2. tabela.

Mineraloški sestav tufov v Idriji je enak sestavu tufov v okolici Cerkna. Starost prodornin moremo točno določiti po tufih, ki se javljajo samo v wengenu in v spodnjem delu kasijanskih plasti. V mlajših sedimentih tu do danes nismo našli tufskih vložkov. V rabeljskih skladih nahajamo samo presedimentirane tufe. Erupcijska dejavnost na območju Cerkna je bila torej zelo kratka in to v wengenu ter v delu kasijana.

Mikropaleontološke preiskave

Da bi laže ločili karbonske in skonca skrilavce, jih je Rijavčeva preiskala tudi mikropaleontološko. Vendar smo mikrofosile našli samo v redkih preparatih. Vzorec s I. horizonta vsebuje relativno mnogo radiolarij in prav tako vzorca s III. in VI. horizonta. Radiolarije smo našli tudi v petrografskih preparatih kamenin rudišča. Običajno smo jih zasledili v bližini ali celo v tufskih vložkih. Po tem sklepamo, da so mikropaleontološki vzorci z radiolarijami iste starosti. V vzorcu VII. horizonta (sipka Žigon) smo našli globigerino in v vzorcu s IV. horizonta ostrakoda, ki je bil tako slabo ohranjen, da ga ni bilo možno določiti.

Stratigrafski opis obzorij

Tolmačenje geološke zgradbe rudišča in nastanka orudenjenja je odvisno od tega, kako točno je določena starost kamenin. V tem pogledu so nastopile pri posameznih avtorjih največje razlike pri uvrščanju peščenjakov v scitsko ali ladinsko stopnjo, oziroma skrilavcev v karbon ali triado. Od tod izvirajo tudi bistveno različne interpretacije zgradbe rudišča. Poleg objavljenih paleontoloških podatkov so nam pri določevanju stratigrafskega položaja plasti rabile predvsem značilne kamenine (tufi) in posebne strukture kamenin (ooliti).

I. obzorje leži pretežno v karbonskem skrilavcu z vložki peščenjaka. Okrog poligonskih točk 1016 in 1008 vsebuje skrilavec kapljice samorodnega živega srebra. Skrilavci in peščenjaki niso plastoviti. Če spremljamo karbonske skrilavce po etažah in v višini Antonovega rova, vidimo:

a) da so v Antonovem rovu prebiti karbonski skrilavci pri točki številka 7 v najožjem delu. Pod njimi leži mendolski dolomit. Na jugovzhodu (točke 1529, 1530 in 1531) zavzemajo veliko površino in se izklinjajo v skoro vertikalnem kontaktu z werfenskimi plastmi.

b) da na etažah spremljajo karbonske skrilavce mendolski dolomit, skrilavci skonca in wengenski peščenjaki. Kontakt ni raven; skrilavci so pogosto nagubani in vrinjeni v obliki zajed v ostale kamenine.

Kontakt med karbonskimi skrilavci in ostalimi kameninami se imenuje »severni kontakt«. Spremljali ga bomo na skoro vseh obzorjih. Karbonski peščenjaki, ki leže v njegovi bližini, ne tvorijo enotne plasti, temveč se javljajo kot vložki ali različno velike leče. Mendolski dolomit se razteza ob severnem kontaktu v različno debelem pasu. Ponekod se celo

izklini. Pas mendolskega dolomita, ki leži na južnem robu wengenskih plasti, se nadaljuje v globino na II. obzorju.

Wengenske plasti so presekane med sipkama Ziljska in Skonca. Na horizontu ne moremo ločiti serije skonca in wengenskih peščenjakov ter tufov, ker so skrilavci skonca vtisnjeni v ostale wengenske kamenine. Peščenjaki so plastoviti in vsebujejo vložke rumene gline. Serija skonca je močno nagubana in je zato na videz ponekod bolj debela kot navadno. Posamezni kosi wengenskega peščenjaka so se pri narivanju odtrgali in vtisnili med skrilavce skonca.

II. medobzorje. Vzdolž preiskanega dela severnega kontakta na II. medobzorju nahajamo mendolski dolomit in wengenske kamenine v kontaktu z narinjenimi karbonskimi skrilavci enako kot na I. obzorju. Tudi tu kontakt ni raven. Severni pas wengenskih kamenin je ozek in se proti zahodu hitro izklini. Južno od sipke Bedenk leži naslednji pas wengenskih kamenin, ki se na zahodu izklinja, medtem ko se na vzhodu širi. Med poligonskima točkama 1116 in 1119 so s prečniki presekali kontakt s skrilavci skonca. Ostali del medobzorja leži v mendolskem dolomitu.

II. obzorje. Osrednji pas karbonskih skrilavcev loči II. obzorje v dva dela. Severni del je geološko dokaj pester. V njem so na območju slepega jaška Zračna in jaška Inzaghi presekali drugi, ožji pas karbonskih skrilavcev, ki meje z juga na mendolski dolomit, a s severa na wengenske plasti. Pas je pri slepem jašku Schmiedt raztrgan v dva »jezika«. Karbonske plasti leže v sinklinalno nagubanih triadnih plasteh. Skrajni zahodni del obzorja pri slepem jašku Gugler gradi močno pretrt mendolski dolomit. Vzdolž severnega kontakta se raztezajo wengenski peščenjaki, ki jih pri slepem jašku Schmiedt loči pas mendolskega dolomita. Wengenske plasti se izklinjajo okrog slepega jaška Leithner, kjer je Duhovnik (1948, p. 3) našel tipične porfirske tufe. Mikroskopska preiskovanja tega pasu so pokazala, da ga grade v glavnem peščenjaki, ki vsebujejo tudi vložke tufov. V bližini slepih jaškov Zračna in Schmiedt leže skrilave wengenske kamenine. Ob severni meji centralnega karbonskega pasu nahajamo v severovzhodnem delu kontakta cono skrilavcev skonca, ki se izklinjajo proti severozahodu in jugovzhodu.

Leča wengenskih peščenjakov v okolici sipke Bedenk pripada spodnjemu delu drugega wengenskega pasu, ki smo ga opisali na medobzorju. Prvi wengenski pas pa se na II. obzorju dokaj razširi.

Kossmat (1911, pp. 349, 350) prišteva kamenine, ki leže severno od rudnega telesa B, v werfen. V okolici slepega jaška Leithner pa so razviti tufi, ki potrjujejo, da so te kamenine wengenske starosti.

Južni del jame je enostaven. Ta del obzorja gradi mendolski dolomit, razen pri slepem jašku šte. 5, kjer najdemo lečo wengenskih peščenjakov. Na podlagi Kossmatovega opisa (1911, p. 358) smo vrisali majhno lečo wengenskih kamenin na južnem robu osrednjega karbonskega pasu, ker je ta del jame močno zatesarjen, tako da kamenin ne vidimo. Zahodno od slepega jaška Florijan leži v jugovzhodni smeri pas karbonskih skrilavcev, ki ga spremljajo lapornati skrilavci skonca. V skrajnem zahodnem delu obzorja so presekani kompaktni wengenski peščenjaki.

Naglasiti moramo, da so geološke razmere med slepima jaškoma Kropač in Florijan nejasne, ker je rov gosto zatesarjen. Vendar nismo nikjer našli kamenin, ki bi po svojem litološkem videzu ustrezale Kossmatovim (1911, p. 348) werfenskim plastem. Iz enakih razlogov nismo mogli prekontrolirati werfenskega pasu severno od slepega jaška Schmiedt.

III. obzorje. Kameninam tega obzorja so pripisovali različno starost. Kossmat (1911, p. 352) je ločil severno od slepega jaška Trije Kralji pas werfenskih kamenin, katerega je prišteval Kropač v wengen. Kropač je uvrstil peščenjake, ki so prebiti med jaškom Inzaghi in slepim jaškom Trije Kralji, v werfen. V tem pasu pa smo našli tufe. Okrog slepih jaškov št. 7, 1 in 4 nahajamo kremenove peščenjake skoro brez sljude. Ti peščenjaki, ki jih ponekod sestavljajo samo dolomitna zrna, pripadajo wengenskimi skladom, kar se bo jasneje pokazalo na IV. obzorju.

Pas karbonskih skrilavcev loči III. obzorje na dva dela: tektonsko porušen severni in enostavnejši južni. Wengenske kamenine se raztezajo okrog slepih jaškov Nadvojvoda, Gugler in B ob severnem kontaktu osrednjega karbonskega pasu. Njihovo zahodno mejo smo vrisali na podlagi Kossmatovih in Kropačevih podatkov. Wengenski pas nahajamo tudi okrog slepih jaškov 1, 7 in 14.

Južni del jame je dokaj enostaven. Sestoji v glavnem iz mendolskega dolomita, ki ga z juga omejujejo wengenske plasti. V jugovzhodnem delu jame tvorijo »talnino« narinjenih skladov werfenske plasti v nasprotju s severozahodnim delom jame, kjer je »talnina« karbonski skrilavec. Že Kossmat je naglasil (1911, pp. 352—354), da obstoji v jugovzhodnem delu jame wengensko-kasijanska sinklinala, ki jo spremljajo werfenske plasti.

IV. obzorje. Na območju med sipko št. 7 in jaškom Borba dobimo dokaz, da so kamenine v tem območju wengenske. Tu namreč prehajajo kremenovi peščenjaki v mendolski dolomit brez jasne meje.

Južni del jame leži po Kossmatu (1911, p. 355) v wengenskih plasteh; samo skrajni južni rov je presek al werfenske kamenine. Zahodno od jaška Delo do danes niso našli na tem obzorju werfenskih plasti. Vsi prečniki iz smernega rova, ki veže jaška Delo in Borba, so presekali samo mendolski dolomit in plasti skonca. Starost kamenin dokazuje »koralna« ruda v bližini slepega jaška Žigon.

Osrednji karbonski pas, ki na prejšnjih obzorjih prevladuje, se na tem obzorju umakne na severozahod. Tu ga spremljajo wengenske plasti s severa in z juga.

Severni kontakt so presekali samo z enim rovom. Ob njem leže wengenske plasti, ki se raztezajo od slepega jaška Berg do sipke št. 7 ter slepih jaškov Leithner in Trije Kralji. V podaljšku tega pasu leže manjše wengenske leče okrog poligonskih točk 4076, 4082, 4084 in 4085.

Wengenske plasti, ki se raztezajo ob južni meji osrednjega karbonskega pasu, se vežejo z wengenskimi plastmi okrog poligonskih točk 4039—4042. V tem območju se raztezajo wengenske plasti v smeri zahod—vzhod vse do jaška Delo. V njih so vtisnjeni karbonski skrilavci južno

od slepega jaška Žigon. V okolici slepega jaška Waldechiren jih loči mendolski dolomit od ostalih wengenskih plasti.

Plasti jugozahodno od jaška Inzaghi in v okolici slepega jaška Grossherzog so po K o s s m a t u (1911, pp. 354—356) werfenske. Vendar gre za plasti skonca, ki so tu lapornate in jih je K o s s m a t verjetno zato prištel v werfen.

VI. obzorje. Jama sestoji iz dveh nevezanih delov. V severozahodni jami ima karbonski skrilavec manjši pomen. Nahajamo ga v skrajnem severozahodnem delu jame, ki danes ni prehodna. Zato smo ga vrisali v karto na podlagi podatkov iz literature. Za razliko od prejšnjih obzorij leži ob severnem kontaktu samo mendolski dolomit. Na območju slepega jaška Velikajne so v dolomitu leče wengenskih kamenin. Osrednji del tega obzorja gradita dva pasova wengenskih plasti, ki jih loči mendolski dolomit. Na tem območju nismo mogli ločiti plasti skonca od ostalih wengenskih skladov, ker so skrilavci skonca vrinjeni v peščenjake. Oba pasova se raztezata proti jugovzhodu približno do slepega jaška št. 15. Južneje sledita še dva pasova plasti skonca: prvi je v območju slepega jaška Jožko, a drugi južno od tod. V jugovzhodni smeri so prebite werfenske plasti. Njihova južna meja še ni ugotovljena z rovi. Na območju sipke Žigon v 3 etaži so presekali werfenske plasti, ki se izklinjajo v vertikalni smeri pod mendolskim dolomitom.

Jugovzhodni del jame je enostavneje grajen. Od slepega jaška Pekel do jaška Delo se razteza pas werfenskih plasti. Njegova zahodna meja še ni preiskana. Werfenske plasti leže tu na mendolskem dolomitu. Severneje leže wengenske plasti, ki jih na zahodu omejujejo skrilavci skonca. Vzdolž rova med poligonskima točkama 6078—6082 se razteza razpoka O (K o s s m a t, 1911, p. 301), katero jasneje vidimo v globljih delih rudišča.

Jugozahodni del obzorja leži po K r o p a č u v wengenskih, kasijanskih in anizičnih kameninah. Starost teh plasti je dovolj jasno določil K o s s m a t (1913, p. 365). Podrobnosti o kameninah in njihovi starosti opisujemo v VII. obzorju.

VII. obzorje. Lega plasti v severozahodnem delu obzorja je podobna kot na prejšnjem obzorju. Severni kontakt so presekali samo z enim rovom. V bližini kontakta leži leča wengenskih kamenin, ki grade na tem obzorju samo manjše pasove in leče. Južni del obzorja grade werfenski peščenjaki.

V jugozahodnem delu obzorja se razteza werfenski pas do slepega jaška Lamberg; južna meja pasu leži v okolici slepega jaška Glančnik. V rovu jugozahodno od slepega jaška Glančnik nahajamo kontakt z wengenskimi plastmi. Tu leži tudi razpoka N (Piltz 1915, p. 1082). Wengenske plasti obsegajo dokaj veliko območje in se raztezajo od slepega jaška Ruda proti slepemu jašku 11 in še dalje proti jugovzhodu. V severozahodnem delu zastopajo wengenske plasti peščenjaki in tufi, ki proti jugovzhodu prehajajo v plasti skonca. V njih opazujemo naraščanje apnene komponente.

Bistvene razlike med sedanjo in Kropačev o karto obstoje v jugozahodnem delu obzorja. Razlike so tudi v položaju kontaktov posameznih stratigrafskih nivojev. Na primer: na območju med slepima jaškoma Lamberg in Andrej, kjer je Kropač vrisal mendolski dolomit, smo našli sljudnate peščenjake z apnenim vezivom. Tu je Kossmat našel *Pecten discites* in *Myacites fassaensis* (1913, p. 365). V bližini slepega jaška Glančnik dobimo oolitni dolomit. V rovu okrog poligonske točke 7133 so presekali tufe. Kossmat je na območju slepega jaška Žigon našel »koralno« rudo.

VII. obzorje je zadnje, na katerem je še jasno izražen vpliv nariva in v katerem leže v večji meri wengenske kamenine. Nižja obzorja so enostavneje grajena; kamenine so več ali manj slabo skrilave in občutno manj porušene.

VIII. obzorje. Peščenjake v severozahodnem delu tega obzorja je prišteval Kropač v mendolski dolomit. V skrajnem severnem delu obzorja pa je vrisal (Kropač, 1912, tab. 10) lečo werfenskih peščenjakov in karbona.

Obzorje leži samo v severozahodnem delu jame. Severni del obzorja grade wengenski peščenjaki, ki se raztezajo vzdolž slepih jaškov Sebastjan, 6 in Central. Južneje leži manjša leča skladov skonca na območju slepega jaška Trije Kralji. Ostali del VIII. obzorja gradi mendolski dolomit.

IX. obzorje. Največji obseg na tem obzorju zavzema mendolski dolomit. V severozahodnem delu obzorja so se wengenske plasti v glavnem izklinile; sestavljajo jih skrilavci skonca. Raztezanje teh plasti na zahod smo vrisali po Kropačevi karti, ker rovi niso več dostopni.

Ob severnem kontaktu leže dokaj porušeni kremenovi peščenjaki, ki vsebujejo tudi malo apnene primesi. Pas pripada verjetno wengenskim plastem. Rov, ki veže jaška Inzaghi in Delo, seka werfenske plasti približno do slepega jaška Leithner. Werfenski pas se verjetno nadaljuje na jugovzhod. V jugovzhodni jami nahajamo drugi pas werfenskih kamenin, ki ga spremljamo že od VI. obzorja navzdol. Leži v okolici slepega jaška Mayer; v severozahodnem delu ga omejuje razpoka O. V jugozahodnem delu je odkrita njegova meja na območju slepega jaška Pellis.

X. obzorje. Od jaška Borba preko slepih jaškov Grüber, Koralna ruda in Martin se razteza pas peščenjakov, ki je ponekod ozek in je v tektonskem kontaktu z mendolskim dolomitom na eni strani in s karbonskimi skrilavci na drugi strani. V jugovzhodnem delu obzorja se javlja prvi werfenski pas, katerega zahodni del še ni preiskan. Vzdolž slepih jaškov Glančnik in Pekel nahajamo drugi werfenski pas. Med obema pasovima so lečaste wengenske plasti vrinjene v mendolski dolomit. V skrajnem južnem delu leže tudi skrilavci skonca.

XI. obzorje. Na tem obzorju je geološka zgradba še enostavnejša. Severni kontakt seka samo nadkop Miklavčič. Med jaškoma Inzaghi in Delo leži severna meja werfenskega pasu. Po Kropaču (1912, tab. 13) so našli werfenske kamenine tudi pri jašku Borba. S tem se strinja tudi Kossmat (1911, p. 366). Severovzhodno od jaška Delo nahajamo

severni kontakt s 50 m debelimi karbonskimi skrilačci, na katerih leže permski peščenjaki in temen apnenec z diploporami (K o s s m a t, 1911, p. 367).

XII. obzorje. Severozahodni del obzorja leži v mendolskem dolomitu. V jugozahodnem delu so presekali samo werfenske in anizične kamenine.

XIII. obzorje. Severni del rudišča leži v mendolskem dolomitu. S prečnikom proti severu so presekali severni kontakt. V jugovzhodnem delu sta dva werfenska pasova. Prvi južno od slepega jaška Pekel in drugi južno od slepega jaška 11.

XIV. obzorje je razvito samo v jugovzhodnem delu jame. Na tem obzorju so presekali anizične in werfenske plasti. Južni pas werfenskih kamenin, ki smo ga spremljali že od VII. obzorja naprej, se tu pomakne proti severovzhodu. S severne strani poteka nov werfenski pas do slepega jaška, ki vodi na XV. obzorje. Werfenskih plasti, ki smo jih opisovali od VI. obzorja dalje, tu še niso našli. Morda tako globoko niti ne sežejo.

III. TEKTONIKA

Rudnik Idrija leži med Trnovskim gozdom in Šentviškogorsko planoto v prehodni coni med Alpami in Dinaridi. To ozemlje so obravnavali številni geologi, zato obstoji o njegovi tektonski zgradbi več različnih mnenj. Južna meja Julijskih Alp je po K o s s m a t u dislokacija Kobarid—Cerkno, medtem ko združuje W i n k l e r v Julijske Alpe še območje Tarčenta, Matajur, Kolovrat, Trnovski gozd in Posavske gube. Centralni del Julijskih Alp grade po K o s s m a t u gube, a po W i n k l e r j u narivi. Rudišče Idrija leži po K o s s m a t u v Dinarskem sistemu, a po W i n k l e r j u v Alpskem predgorju.

Vprašanje meje med Alpami in Dinaridi je po K o s s m a t u in W i n k l e r j u preveč shematizirano, ker v sedimentaciji ni tako velikih razlik, da bi lahko govorili o dveh geosinklinalah. Dinarski sistem in Julijske Alpe spadajo v enoten sedimentacijski in tektonski cikel. To velja tudi glede rabeljskih skladov. Transgresija rabeljskih plasti v južnoalpski in regresija v dinarski geosinklinali, ki jo omenja W i n k l e r, ne obstoji. Naša podrobna preiskovanja rabeljskih plasti na območju Notranjske in zahodnega dela Dolenjske so pokazala, da so rabeljske plasti razvite podobno kot na območjih severozahodno od tod.

Čelo nariva Trnovskega gozda prehaja na zahodu v vedno bolj strm položaj in še dalje v gubo, ki tone pod krednimi in eocenskimi plastmi v okolici Vipave (W i n k l e r, 1924, p. 110).

W i n k l e r j e v o tolmačenje idrijske dislokacije kot preloma moramo spremeniti. Luske karbonskih in triadnih kamenin so narinjene ena na drugo in vse skupaj na kredno-eocensko podlago. Zgradba tega ozemlja je vsekakor posledica velikega nariva Trnovskega gozda. Pri narivanju se je Trnovski gozd lomil, gubal in luskal. Zadnje je prišlo do izraza na onih področjih, kjer so podlago narivu tvorile relativno plastične kamenine. Vse te deformacije so se dogajale med narivanjem ali na koncu

in niso posledica nekega naknadnega tektonskega delovanja. V idrijski dislokacijski coni nahajamo različne tektonske deformacije, gube, prelome in narive. Njeno zgradbo bomo podrobneje obravnavali v naslednjem poglavju.

Tektonska struktura ožjega območja rudišča

Po značilnih in prevladujočih tektonskih oblikah moremo ozemlje med Likarjem, Idrijo in Jeličnim vrhom v podolžni smeri razdeliti v tri območja. Vsako območje razdelimo v prečni smeri še na dva dela: jugovzhodni, ki je tektonsko dokaj porušen, in severozahodni, enostavneje grajen del (7. slika).

Kanomeljsko območje se razteza od Gornje Kanomlje do Razpotja. Za jugozahodni del tega območja so značilni inverzni položaji karbonskih in triadnih plasti. Najbolj jasno moremo to opazovati okrog Šturmovca. Na severnem pobočju Šturmovca leže karbonski skrilavi peščenjaki in skrilavci na permskih, werfenskih in anizičnih plasteh. Cel ta inverzni »paket« leži na krednih skladih, ki jih opazujemo v globoko vrezanih dolinah okrog Rovta, Revna in v Belem potoku. Werfenske plasti leže na mendolskem dolomitu južno od Močnika, na Plečeh, okrog Milanovca in Rejca ter v okolici kot 801 in 695. Na Sivki smo z vrtino ugotovili, da leži mendolski dolomit 130 m pod površino.

Zahodno od Ivanišča preko Svinjarije se razteza pas narinjenih werfenskih plasti. Črta, ki loči narinjeni in nenarinjeni del werfenskih plasti, prehaja v okolici Fežnarja čez dolino na severovzhodno pobočje planote Vojsko. Med Repitom in Ivaniščem se stikajo narinjeni in nenarinjeni werfenski skladi. Inverzni položaj plasti je nastal zaradi intenzivnega gubanja karbonskih, permskih in werfenskih plasti. Ti skladi so oblikovali poleglo gubo, ki leži na mendolskem dolomitu. Guba je bila zelo velika, saj jo še danes sledimo v širini nad 2 km. Na Šturmovcu je ohranjena spodnja polovica gube. V njenem sinklinalnem delu nahajamo samo anizične plasti.

Na kontaktu s kredo ni starejših plasti od anizičnih, razen v okolici naselja na Rovtu, kar dokazuje intenzivnost pritiskov. Karbonske in werfenske plasti so bile ob narivni ravnini zaradi trenja delno uničene, a delno iztisnjene. Zato so se ohranile samo v majhnih krpah ob narivni ploskvi. Še jasneje se to pokaže v skrajnem jugovzhodnem delu doline vzhodno od Robarja. Tu leže werfenske plasti, ki pripadajo prej omenjeni polegli gubi, neposredno na krednem apnencu. Torej je bil pri narivanju iztisnjen in zdrobljen celo mendolski dolomit. Ti odnosi kažejo, da je Trnovski gozd, ki je v svojem jugovzhodnem delu enostavneje grajen, pretrpel na območju idrijske dislokacije močne porušitve. To moremo pojasniti s počasnejšim gibanjem jugozahodnega dela Trnovskega gozda v primeri s kanomeljskim območjem, kjer je nastala tako velika polegla guba.

Od Rošpa proti jugovzhodu vse do naselja Vončina je prebit raziskovalni rov v mendolskem dolomitu. Na kanomeljskem območju nahajamo vrtine Rošp, Trata in Sivka. Vse tri odkrivajo zanimive podatke o strukturi ozemlja in potrjujejo medsebojno lego kamenin, ki jih opazujemo na površini. Vse tri vrtine so dosegle kredne plasti. Vrtini Rošp in Trata sta

presekali karbonske skrilavce in se nato nadaljevali v močno porušeni coni, v kateri se je ohranilo še čelo nariva, ki ga tvorijo nagubane werfenske in anizične kamenine. Vrtina Trata je potekala skozi značilno narivno zgradbo. Kamenine, preko katerih se je izvršilo narivanje, so nagubane. Vrtina Sivka potrjuje inverzni položaj karbonskih oziroma triadnih plasti. Če izračunamo vpad in smer krednih apnencev s pomočjo vrtin in na podlagi najvišjega in najnižjega izdanka krede, dobimo:

	smer	vpad
vrtine	66°	24°
Rošp, Trata, najvišji izdanek krede	24°	26°
Rošp, Trata, najnižji izdanek krede	11,5°	36°

Kredni apnenec vpada torej proti severovzhodu; vpadni kot se spreminja v odvisnosti od točke opazovanja. To kaže, da leže kredne plasti relativno enakomerno in da so samo ponekod več ali manj nagubane.

Severovzhodni del kanomeljskega območja grade werfenske plasti in mendolski dolomit. Pretežno so plasti v normalnem položaju, ponekod pa opazujemo polegla gube. Severovzhodni del kanomeljskega območja se razteza od Likarja preko Krnic, Jerovcev na Debelo brdo in dalje do reke Idrijce. Torej veže ta del dve jugovzhodni območji. Najmlajše plasti zasledimo samo v okolici kot 800 in 698 vzhodno od Loma. Predstavlja jih svetel srednjetriadni apnenec. Njegov položaj se jasneje odraža na Mrutnem vrhu in v okolici Čajnega vrha. V tem delu kanomeljskega območja so vrtine Klemen, Vojkova in Vojašnica, ki kažejo, da je severozahodni del kanomeljskega območja narinjen na idrijsko območje. Zgradba je podobna, kot jo opazujemo v narivu Trnovskega gozda. V jugovzhodnem delu kanomeljskega območja prehaja nariv proti severozahodu v poleglo gubo.

Idrijsko območje leži med Razpotjem in vzhodnim pobočjem grebena, ki se razteza južno od Idrije (koti 464, 579). Tudi to območje moremo razdeliti na severovzhodni in jugozahodni del. Loči ju prelom, ki poteka po Jurčkovem grabnu preko zahodnega pobočja Ptičnice na sedlo nad Ptičnico in Poševnikom. To tektonsko črto omenjata že Lipold (1874, pp. 450, 451) in Kossmat (1899, p. 265). Prelom leži v dinarski smeri, se obrne na območju rudišča na jug in zavije nato ponovno proti jugovzhodu. Ob tem zavoju so odkriti karbonski skrilavci severno od Čuka in na območju mesta Idrije. Njihovo mejo je dokazal Kropač z razkopi in ročnimi vrtinami.

Ptičnica in Poljanec sta geološko enako grajena. Vznोजje hriba sestavljajo werfenske kamenine, više leže mendolski dolomit ter wengenski peščenjaki in konglomerati. Vzhodno od Poljanca nahajamo manjši blok kasijanskega apnenca. Na vzhodu se te plasti ob prelomu dvignejo na wengenske in kasijanske plasti levega brega Idrijce, ki pripadajo območju Ljubevč — Jelični vrh. Prelom označujejo golice karbonskih skrilavcev. Kamenine, ki grade Ptičnico in hrib pri Poljancu, so narinjene na kredni apnenec, katerega golice sledimo od kote 662 na koto 534, Poševnik in

dalje na jugovzhod. Meja med triadnimi in krednimi plastmi je južno od Čuka prelomna vse do sedla na Govekarjevem vrhu.

V idrijskem območju so vrtine v Platiševi in Rožni ulici ter na Titovem trgu. Vrtine kažejo, da leži na krednem apnencu mendolski dolomit, razen v vrtini na Titovem trgu. Torej v »talnini« rudišča niso povsod razviti werfenski ali karbonski skladi, kar kaže, da se posamezne plasti bočno izklinjajo. Še posebej je to značilno na tistih mestih, kjer se raztezajo glavne tektonske črte.

Položaj krednega apnenca, ki smo ga izračunali po vrtinah v Vojkovi in Platiševi ulici ter pri Vojašnici, je $28,5^{\circ}/24,5^{\circ}$. Enak proračun iz vrtin Vojašnica, Platiševa, Titov trg pa $58,5^{\circ}/32^{\circ}$.

Območje Ljubevč—Jelični vrh obsega ozemlje jugovzhodno od Idrije. Vzdolž Ljubevške doline grade to območje vrinjene wengenske plasti, a v rudišču tudi ostale triadne plasti. To območje je močnejše tektonsko porušeno samo vzdolž dislokacije, ki ga loči na severovzhodni in jugozahodni del ter ob narivu triade na kredo. Oba dela sta geološko enako grajena, čeprav obstajajo tudi manjše facialne razlike v nekaterih stratigrafskih členih. V severovzhodnem delu sestavljajo wengensko serijo skrilavci skonca, peščenjaki, breče in konglomerati ter svetel apnenec. Jugozahodni del pa ima enak razvoj wengenskih plasti kot idrijsko območje. Nad Likarjem prehaja mendolski dolomit v masiven skoraj popolnoma bel dolomit, ki ga na ostalem ozemlju nismo našli. Morda kaže ta dolomit na prehod v wengenske plasti, ker smo našli ponekod v rudišču in vrtinah Zaspane grape ob plasteh skonca tudi tanek vložek popolnoma belega apnenca.

Ob čelu nariva triade na kredo opazujemo prelom, ki smo ga že omenili. Tektonsko črto, ki loči to območje v dva dela, sledimo med Zagodo, Likarjem in Ljubevčem ter dalje ob Podobniku in kotama 637 in 696 na koto 692. Ob njej so karbonske in triadne plasti narinjene na kasijanske in anizične sklade. Med Ljubevčem in Podobnikom označuje prelom v pesek zdrobljen dolomit. Med kotama 696 in 759 leže na karbonu wengenske plasti. Med njimi ni opaziti sledov tektonike.

Na tem območju so vrtine Ljubevč I in II ter po tri vrtine pri topilnici in v Zaspani grapi. To območje je enostavneje grajeno kot prejšnja. Wengenske plasti severovzhodnega dela leže skoraj horizontalno ($336^{\circ}/5,5^{\circ}$), a prav tako tudi ostale triadne plasti. Med jaškom Pravica in Ljubevčem so kredni apnenci, ki so do sedaj ležali več ali manj ravno, vgubani v sinklinalo. Po podatkih vrtin vpada kreda ob sedanjem narivnem čelu strmo in se šele z oddaljevanjem od njega vpad zmanjša.

Po navedenih podatkih sklepamo, da obstoji na opisanem ozemlju relativno široka idrijska dislokacijska cona, v kateri se najbolj izraža tektonska črta, ki poteka po dolini Kanomlje na Fežnarja, preko Rošpa, Trate, Kolenca, Razpotja, Podobnika, Likarja, Ljubevča in Jeličnega vrha. Ob tej črti, ki jo označujejo karbonske golice, se je izvršilo dokaj enostavno narivanje proti jugozahodu. Razlikujemo dva značilna načina geološke zgradbe. V severozahodnem delu prevladujejo poleg gube, a v jugovzhodnem narivi oziroma luskasta struktura. Prehod iz ene zgradbe v drugo je oster in leži na črti Razpotje—Poševnik.

Poseben položaj imata dve tektonski črti v smeri sever—jug. Prva poteka od Mokraške vasi vzdolž Idrijce in preide v bližini Likarja na vzhodno pobočje Ptičnice. Ta črta je starejša kot glavna idrijska dislokacija. Druga črta se razteza čez kote 880, 823 in 703. Označujejo jo strmi odseki, tektonske drse in miloniti. Po stopnji zlepljenosti zdrobljenih kamenin pripada ta prelom vsekakor poznejšim tektonskim procesom. Premik ob prelomu je majhen.

Struktura rudišča

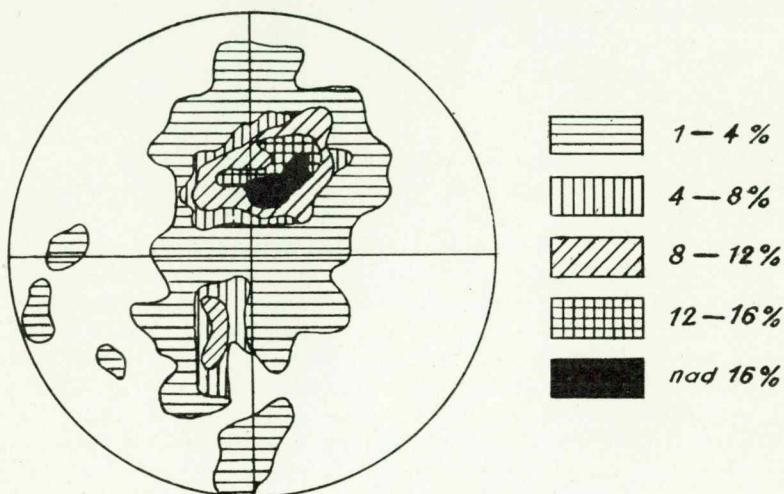
Kropač (1912) je verjetno pod vplivom Limanovskega (1910) skušal pojasniti strukturo rudišča s tremi poleglimi gubami, ki so bile z naknadnimi tektonskimi procesi delno razlomljene. Kossmat (1911, 1913) pa je tolmačil zgradbo rudišča z narivi in je izključil vsako gubanje. Če bi hoteli pojasniti strukturo rudišča z gubami, potem bi težko našli razlago za razliko v porušenosti kamenin med severozahodno in jugovzhodno jamo. V pretežnem delu rudišča je do danes ohranjen normalni stratigrafski prerez. Razen tega bi ob severnem kontaktu morali presekati širši ali ožji pas werfenskih kamenin. V tem kontaktu pa nahajamo samo anizične in ladinke sklade. To dokazuje, poleg ostalih dejstev, da so se karbonske in triadne kamenine druge luske narivale na anizične in ladinke plasti prve luske. Med narivanjem se je karbonski skrilavec ponekod nakopičil, drugje iztisnil. Dolžine nariva še ne poznamo; moremo pa na podlagi dosedanjih raziskovalnih del sklepati, da so narivi luskaste strukture krajši. Med Poljancem in Ptičnico se razteza prelom, ki se odraža tudi v rudišču (VII. obzorje, kontakt med wengenskimi in werfenskimi plastmi). Po legi plasti sklepamo, da je ta prelom razlomil že narinjene triadne kamenine in da pripada Ptičnica isti luski kot severni del Poljanca in Smuk. Kamenine prve luske prihajajo na površino samo v ozkem pasu od vrtine v Platiševi ulici proti jugu. V jugovzhodni smeri postaja nariv enostavnejši.

V severozahodnem delu preiskanega ozemlja so glavni element polegale gube, kar smo že omenili.

Na manjše tektonske oblike so vplivale tudi mehanične lastnosti kamenin. Ker so wengenski kremenovi peščenjaki močno porušeni, moremo sklepati, da so pritiski prešli mejo odpornosti ostalih, manj trdnih kamenin. Odpornost kamenin v Idriji znaša po Bendelu (1948, p. 40) od 400 kg/cm² za karbonske skrilavce, do 1400 kg/cm² za wengenske peščenjake. Če upoštevamo še teoretične podatke Kienowa (1942) in Petraschecka (1950) o kvantitativni vrednosti pritiskov, ki povzročajo različne tektonske deformacije prvotno ravnih plasti, moremo domnevati, da so pritiski pri oblikovanju sedanje strukture v rudišču znašali vsaj 600 kg/cm². Zato so karbonski skrilavci popolnoma plastični in ponekod celo zmečkani v glino. Podobne so tudi oblike plasti skonca, na katerih so se pritiski še posebno odražali zaradi kompaktnih wengenskih peščenjakov. Dokaj močna je tudi razlika v plastičnosti med werfenskim apnencom in anizičnim dolomitom.

Zaradi kompaktnosti posameznih stratigrafskih členov (wengenski peščenjaki) se plasti niso mogle pravilno gubati. Oblike wengenske serije, ki jih opazujemo v rudišču, so rezultat lomljenja in drobljenja kompaktnih wengenskih peščenjakov in diferencialnega gibanja skrilavcev skonca z ozirom na wengenski peščenjak in kompaktni mendolski dolomit.

Smer pritiska kažejo polarni diagrami vpadov (4. a, b, c slika). Prvi je sestavljen na podlagi izmerjenih vpadov na površini, drugi kaže vpade v jami in tretji združuje oba diagrama. V prvem diagramu leži maksimum vpadov v smeri NO in drugi, manjši maksimum v smeri SSW.

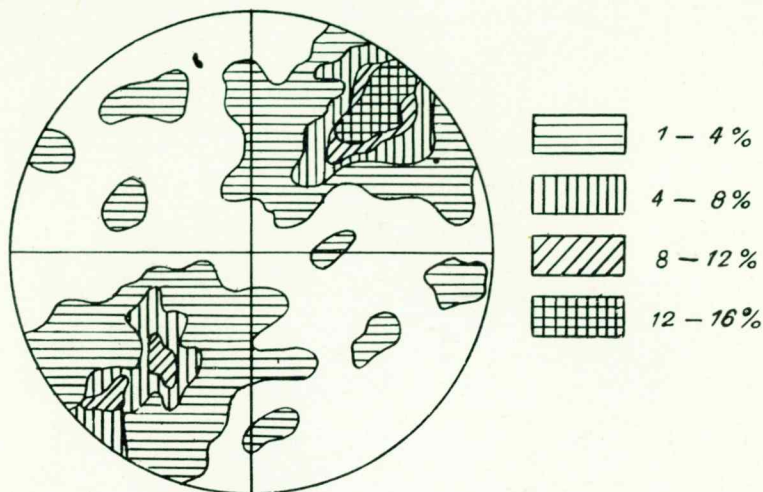


4. a sl. Polarni diagram vpadov plasti na površini
Fig. 4. a. Polar diagram of dips on the surface

V drugem diagramu ležita oba maksimuma v eni coni; v njem so nekoliko močnejše zastopani vpadi proti NO. V tretjem diagramu vidimo, da so vsi vpadi zbrani v eni coni, samo da so vpadi v smeri NO številnejši. V nasprotju s tako jasno izraženimi vpadi plasti so tektonske drse razporejene popolnoma nepravilno. Nekoliko številnejše so v smereh NO in OON (5. slika).

Nekateri avtorji so poudarjali razliko med zgornjo in spodnjo jamo (v bistvu med severozahodnim in jugovzhodnim delom rudišča). Razlika je jasna, ker so kamenine v severozahodni jami tektonsko bolj porušene. Vendar tu ni razlika samo v stopnji tektonske porušenosti, temveč se udeležujejo zgradbe obeh jam tudi različne kamenine. Obe jami loči tektonska črta, ki leži na vzhodnem pobočju Čerina in Ptičnice. Razen tega so wengenske kamenine v jami nekoliko drugače razvite kot na površini. V jami skoraj ni wengenskih konglomeratov in breč. Našli smo jih samo na II. in III. obzorju. To bi mogli pojasniti ali z erozijo, ki je pred nari-vanjem močnejše zajela ozemlje prve luske, ali pa konglomerati sploh niso bili odloženi v taki debelini kot na primer vzhodno od Idrije.

Za severozahodni del rudišča so značilne wengenske plasti, ki se pogosto odebele ali stanjšajo na kratkih razdaljah. Ob severnem kontaktu nahajamo dva wengenska pasova. Spodnji doseže višino VII. obzorja in se razteza do X. obzorja. Sestavlja ga v glavnem kremenov peščenjak. Ponekod nahajamo v njem po nekaj centimetrov debele vložke skrilavcev. Pas kaže bolj ali manj obliko gube, ki je razvlečena v severozahodnem delu ob narivni črti. Na jugozahodu je guba vertikalna. Njena oblika je nastala z lomljenjem v posamezne bloke. Teža narinjenih kamenin je premaknila gube iz smeri SW v skoraj vertikalni položaj. Gubanje tega



4.b sl. Polarni diagram vpadov plasti v jami
Fig. 4.b. Polar diagram of dips in the mine

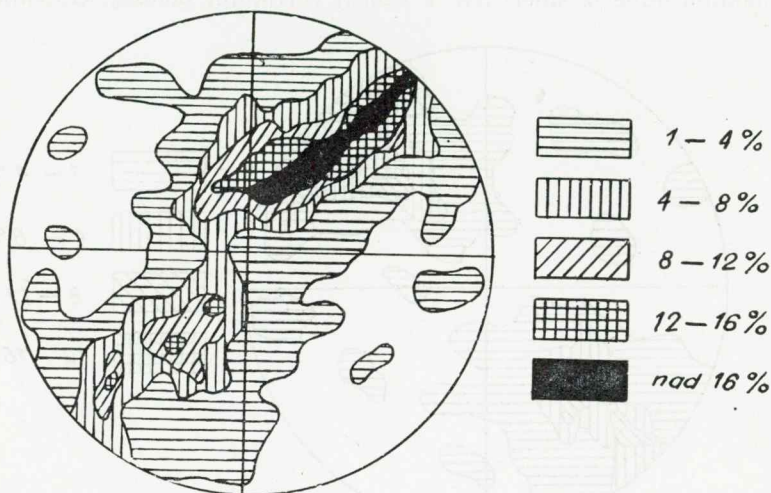
pasu je bilo počasnejše kot narivanje, kar kažejo v gubo vrinjeni karbonski skrilavci.

Zgornji wengenski pas se cepi v svojem severozahodnem delu v dva kraka. Od severnega kontakta ga loči leča mendolskega dolomita. V jugozahodni del pasu so vrinjeni karbonski skrilavci. Pod pritiskom kamenin, ki so se narivale, se je wengenski pas razvlekel v dinarski smeri. Med zlomljene bloke wengenskega peščenjaka so vrinjeni skrilavci skonca. Centralni del pasu sega dokaj globoko, v obeh smereh pa se hitro izklinja. Wengenske plasti so verjetno pod vplivom vertikalnega pritiska globokeje vrinjene v mendolski dolomit, morda je bila na tem mestu wengenska serija tudi toliko debelejša. Leča mendolskega dolomita se je pri narivanju odtrgala in vrinila v sedanji položaj.

Naslednje območje wengenskih kamenin leži okrog osrednjega karbonskega pasu. Tu se wengenske kamenine razcepijo v dva pasova, se nato zopet združijo in ponovno razcepijo. V severozahodnem delu doseže pas veliko višino in vpada proti jugovzhodu.

Zadnji, najjužnejši pas wengenskih kamenin je preiskan z jamskimi deli samo v svojem severnem in centralnem delu. Njegove južne meje še ne poznamo. Vzdolž severne meje so zelo zapleteno vgubani skrilaenci skonca, ki se izklinjajo proti jugovzhodu. Med jaškoma Inzaghi in Delo so v ta pas vrinjeni karbonski skrilaenci.

Posamezne manjše leče wengenskih kamenin, pretežno plasti skonca, najdemo še na nekaterih mestih. Njihova višina je majhna in običajno ne presega razdalj med dvema obzorjema.



4.c sl. Polarni diagram vpadov plasti na površini in v jami
Fig. 4.c. Polar diagram of dips on the surface and in the mine

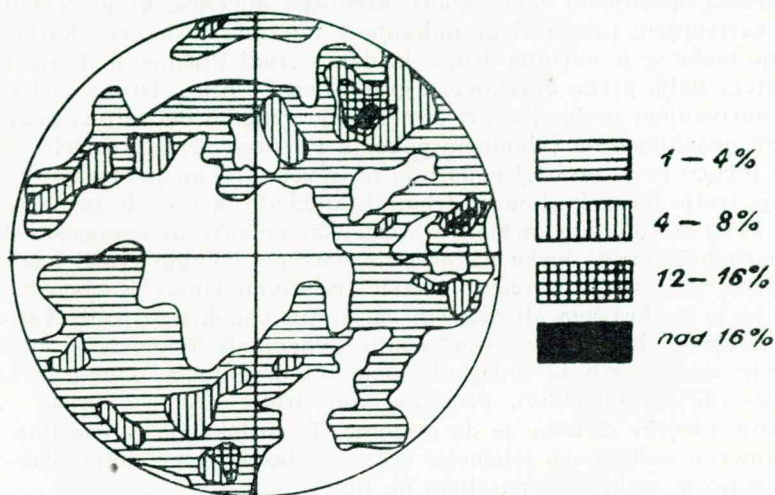
Plasti skonca se pojavljajo samo lokalno v večjem obsegu, na vseh ostalih območjih pa prevladujejo ostale wengenske plasti. Kontakt med njimi je diskordanten; povsod se relativno mehki skrilaenci skonca vrivajo v zdrobljene peščenjake.

Werfenski skladi se pojavljajo v rudiščih na dveh območjih. Prvemu pripadajo werfenske plasti v severozahodnem delu rudišča na VII. obzorju, ki se nadaljujejo do XIV. obzorja. Drugo območje pa je med VI. in XIII. obzorjem. Na VI. in VII. obzorju se oba pasova zelo približata. V severozahodnem delu rudišča so werfenske kamenine v normalnem stratigrafskem položaju pod anizičnim dolomitom, medtem ko leže v jugovzhodnem delu na anizičnem dolomitu. Werfenske plasti zastopajo v rudišču samo apnenci, pešчени apnenci in zelo redko apneni peščenjaki. V rudišču jih ne moremo razčleniti na spodnji in zgornji werfen. Prvi werfenski pas ima obliko gube, ki je poglobila v smeri NO, drugi pa je narinjen na anizični dolomit in skupno z njim naguban.

Poleg gubanja opazujemo v rudišču tudi spremembe smeri posameznih pasov in porušene cone, kar se najbolj jasno odraža v jugovzhodnem delu zgornjih obzorij. Poleg tega nahajamo v rudišču pod wengenskimi

gubami razpoke, ki jih v literaturi imenujejo O, O₁, M, N in I. ter II. »Strmi list«. (K o s s m a t, 1911, pp. 301—362, 364—367; P i l t z, 1915, pp. 1035, 1081—1083). Danes so ti deli rudišča odkopani. Pripisovali so jim velik pomen z ozirom na rudosnost.

Manjša tektonska premikanja so se pričela že v triadi in se delno odražajo tudi v rudišču, kar bomo podrobneje obravnavali pri orudenjenju. V juri nahajamo v centralnih Julijskih Alpah ponekod tektonsko, a ponekod transgresijsko diskordanco. Prva močnejša premikanja opazujemo



5. sl. Polarni diagram tektonskih drs
Fig. 5. Polar diagram of slickensides

v sredini krede, ko se je sedimentiral kredni fliš. V zgornjem eocenu so se pojavile prve tangencialne sile, ki so stisnile in deformirale gube. Ko so dosegle maksimum, se je pričelo narivanje. Pozneje so Alpe in Dinaride porušili prelomi (W i n k l e r 1924, pp. 66—136, 190, 192, 193).

Na podlagi tega opisa moremo po analogiji določiti tudi nastanek današnje strukture v idrijskem rudišču. V eocenu se je ali narinila kreda na eocenske plasti, ki prihajajo na površino v globoko vrezanih dolinah, ali pa so eocenski skladi vgubani v krednem apnencu. Eocenski sedimenti ne kažejo nagubane oblike, temveč leže več ali manj kot plošča. Isto opazujemo tudi v krednem apnencu. Zato je prva domneva verjetnejša kot druga. Majhna debelina eocena in intenzivna tektonika sta povzročili, da je eocenski fliš razpadel v posamezne krpe. Ta del tektonike je še premalo proučen; za zaključke v zvezi z eocenom bi morali zbrati podatke z roba Trnovskega gozda. Karbonske in triadne plasti so se narinile na kredno zaradi istočasnega ali nekoliko poznejšega tektonskega delovanja kot kreda na eocen.

Struktura idrijske dislokacijske cone je nastala pri koncu narivanja Trnovskega gozda. Narivno čelo Trnovskega gozda se je premikalo po-

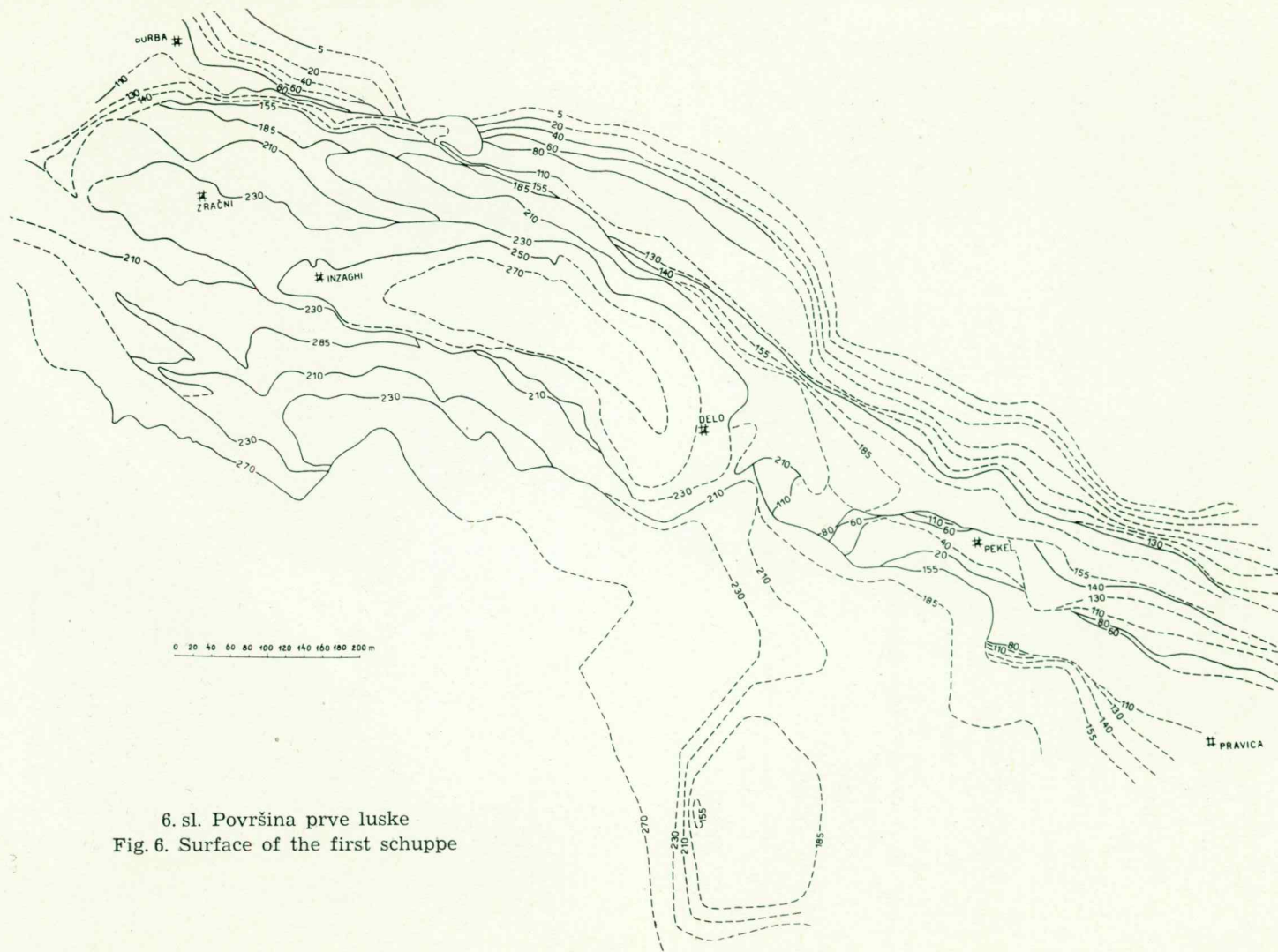
časneje, ali se celo ni več narivalo, takrat je prišlo v dislokacijski coni do gubanja in narivanja. V kanomeljskem območju so se kamenine močno gubale, medtem ko so se v idrijskem in dalje na jugovzhodu narivale. Ta dvojni značaj idrijske dislokacijske cone je verjetno nastal tako, da je pred nastankom današnje zgradbe obstajala manjša fleksura, ki se je jugovzhodno od Češnjice pretrgala. Kredni apnenec tvori na tem območju obliko klina in loči obe strukturi. Širina polegla gube proti zahodu izredno hitro raste; podobno je tudi proti vzhodu z dolžino narivov. Med kotama 516 in 622 opazujemo danes golice krednega apnenca, ki je verjetno že pred narivanjem preprečil premikanje v tej smeri. Na prvo karbonsko-triadno lusko se je narinila druga, ki danes gradi Ptičnico in Poljanca. ter se razteza dalje preko Jurčkovega grabna na Češnjico. Druga luska se je pred narivanjem prelomila, pri čemer se je vzhodni del terena pogreznil. Prelom opazujemo na vzhodnem pobočju Ptičnice; pri jašku Delo se spušča v Idrijco in se po njej nadaljuje na sever. Prelom je starejši kot narivanje tretje luske karbonsko-triadnih kamenin, ker ga je ta nariv pretrgal. Prvo lusko grade karbonski, werfenski, anizični in wengenski skladi. Pri narivanju druge luske na prvo je narivno ravnino tvoril karbonski skrilavec, zato se je narivanje izvršilo relativno lahko. Karbonski skrilavec se je po krajšem ali daljšem narivanju ponekod iztisnil. Narivanje se je potem nadaljevalo na werfenskih kameninah. Ta nariv je povzročil gubanje wengenskih in anizičnih kamenin prve luske. Gubanje kažejo preseki rudišča (8. slika). Pred narivom tretje luske je prišlo vzdolž današnje idrijske dislokacije do preloma. Ta dislokacija je značilna in se enakomerno razteza od Jeličnega vrha na Razpotje, po dolini Kanomlje in se končuje malo pred naseljem na Rovtu.

Narivanje druge luske ni bilo enakomerno. Zahodni del, ki obsega Ptičnico in Poljanca, se je narival hitreje kot vzhodni (Zagoda in dalje na vzhod). Zato opazujemo v rudišču različne spremembe smeri skladov iz dinarske v prečnoalpsko. V spodnjih delih rudišča tega vpliva nismo opazovali. Narivna ploskev med prvo in drugo lusko je močno nagubana. To kaže karta zgornje površine prve luske (6. slika). Na njej opazujemo sinklinalo, v katero so vrinjeni karbonski in werfenski skladi druge luske.

Prelom, ki je starejši od nariva, poteka vzdolž Ljubevske doline na stiku kasijanskih in wengenskih plasti z werfenskimi. Vsi ostali prelomi so mlajši. Nahajamo jih pri Poljancu, na južnem pobočju Sivke in Debelega brda, v Srednji Kanomlji, zahodno od Čajnega vrha ter na kontaktu krede in triade. Vsi prelomi razen preloma pri Poljancu so majhni. Takšne premike opazujemo tudi v rudišču, kjer jih označujejo tektonske drse in v pesek zdrobljene kamenine.

Iz tega opisa izhaja, da sedanja zgradba ni nastala z enostavnim in kontinuirnim premikanjem, temveč so obstajale med posameznimi fazami tudi dobe mirovanja. Takrat so se dogajali samo vertikalni premiki.

Zelo pomembno bi bilo ugotoviti točne razsežnosti prve luske. Do sedaj vemo, da se razteza od vrtine v Platiševi ulici preko rudišča, Likarja do Ljubevča, medtem ko njeni vzhodnejši deli še niso preiskani. Proti severu se razteza preko vrtine v Vojkovi ulici, njene skrajne severne meje še tudi ne poznamo.



6. sl. Površina prve luske
Fig. 6. Surface of the first schuppe

IV. ORUDENENJE

Rudišče je že nekaj stoletij v eksploataciji brez pisanih podatkov o značaju odkopane rude. Zato smo se mogli opreti samo na svoja opazovanja in na nekaj opisov Schraufa, Kossmata, Kropača in Piltza. Po ohranjenih starih jamskih kartah smo v glavnem rekonstruirali oblike rudnih impregnacij. Razen tega smo mogli po analogiji s sedanjim orudenjenjem približno obnoviti način orudenjenja odkopanih območij.

Cinabaritne rudne impregnacije so nastale tik pod površino in nimajo ostrih meja. V rudišču nahajamo cone, ki so slabo, bogato ali zelo bogato orudene. Postopno prehajajo v neorudene. Oblike rudnih impregnacij in njihov položaj kaže 9. slika. Rudne impregnacije smo vrisali po ohranjenih odkopnih kartah. Po položaju in obliki so zelo raznovrstne. Na to je vplivala močna postrudna tektonika. Transport živega srebra ter procesi hipergenega izločanja rudnih impregnacij in rekristalizacije so še premalo proučeni, zato težko ugotovimo prvotne odnose med rudo in prikameninami.

Oblike in splošne lastnosti rudnih impregnacij

1. Rudna impregnacija 1, ki je odkrita na I. obzorju, se ne nadaljuje v globino. Orudena cona obsega anizične in wengenske plasti ob kontaktu s karbonskim skrilavcem. Višina impregnacije znaša okrog 20 m. Ob kontaktu s karbonskimi skrilavci ne opazujemo bogatejšega orudenjenja. Impregnacija je dolga okrog 160 in široka 10–40 m. Danes so ohranjeni samo še njeni obrobni deli. Zaradi znatne variabilnosti v horizontalnih smereh ne moremo pričakovati v njej večjih zalog razen v severozahodni smeri, ki še ni rudarsko preiskana. Vrtini v Rožni ulici in na Titovem trgu sta prebili rudonosno cono; zato moremo pričakovati v tej smeri tudi večje zaloge. Celotno območje verjetno ni orudeno, temveč samo nekateri deli. Cinabarit nahajamo v mendolskem dolomitu in wengenskih plasteh kot impregnacije, ali pa je skoraj popolnoma nadomestil prvotno kamenino (jeklenka). Odstotek živega srebra se hitro spreminja. V karbonskih skrilavcih nahajamo ob severnem kontaktu lokalno orudenjenje s samorodnim živim srebrom.

2. Severno od osrednjega karbonskega pasu nahajamo več rudnih impregnacij. Največja leži v severozahodnem delu II. obzorja med slepimi jaški Kapucinar, Gugler, Zračna, Schmiedt, na III. obzorju med slepimi jaški Berg, Nadvojvoda, Kapucinar, Gugler, Schmiedt, Zračna, Jeran, na IV. med B in Nadvojvoda, na VI. med Zergollerjem, Čemernikom, Leithnerjem, Inzaghijem, 5, 10, 16 in na VII. obzorju med slepimi jaški Hangend, Danihelka, Čemernik, Gersdorf, 5. Višina rudne impregnacije znaša nad 150 m. Leži od I. obzorja (celo nekoliko nad I. obzorjem) navzdol v mendolskem dolomitu in wengenskih plasteh. Severna meja poteka v bližini tektonsko zdrobljenih wengenskih peščenjakov in je oddaljena nekaj 10 m od severnega kontakta. Južna meja so karbonski skrilavci, vrinjeni v wengensko sinklinalo. Na višini II. obzorja ima impregnacija dimenzije 130×45 m, na II. obzorju 140×40 m in na III. obzorju 250×20 do 100 m;

na tem obzorju povezuje posamezna orudena območja II. obzorja. Dimenzije rudne impregnacije na IV. obzorju so dokaj manjše in znašajo 80×15 m. V neposredni okolici rudnih impregnacij so majhne orudene leče. Okrog 14 m nad VI. obzorjem obsega orudena cona 300×50 m. Na VII. obzorju so 4 podaljški rudne impregnacije, vendar ne dosežejo IX. obzorja. Ta impregnacija kaže, da je odstotek cinabarita na posameznih območjih v glavnem odvisen od bližine skrilavcev.

3. Med medobzorjem in III. obzorjem se razteza majhna rudna impregnacija 20×30 m v mendolskem dolomitu.

4. Od III. obzorja navzdol leži ob severnem kontaktu nova rudna impregnacija, ki doseže ob slepem jašku Ahacij višino III. obzorja. Njen severozahodni del sega 8 m nad IV. obzorje. Rudna cona ima na tem obzorju dimenzije 380×40 m. Tu so orudeni wengenski skladi in mendolski dolomit, medtem ko je na VI. obzorju oruden samo mendolski dolomit v obsegu 200×25 m. V globino spremlja impregnacijo severni kontakt do IX. obzorja. Orudenjenje preneha kakih 5 m pod višino IX. obzorja. Ponekod najdemo v severnem kontaktu jeklenko. Tudi to rudno cono spremljajo manjše orudene cone in leče.

5. Na IX. obzorju med slepimi jaški Berg, Bruno, Koršič, Neissel in Troha je razvita nova rudna impregnacija v mendolskem dolomitu. Razteza se 18 m nad IX. obzorje. Na X. obzorju obsega površino 200×60 m. Impregnacijo sledimo tudi na XI. obzorju med slepimi jaški Koršič, Billek, Weikhart in Plasser. Od XI. obzorja navzdol se širi oruden pas proti severozahodu. Dolg je več kot 550 m in je zelo različno debel; ponekod se izklinja, ponekod doseže debelino do 60 m. Nadaljuje se na XII. obzorju med slepimi jaški Grübler, Kiesel, Brejc. Zasledimo ga tudi v izoliranem pasu okrog slepega jaška Billek. Ruda je siromašna, zelo redke so bogatejše rudne cone in jeklenka. Impregnacija leži v mendolskem dolomitu, ki kaže znake mladih tektonskih porušitev.

6. Naslednja rudna cona je odkrita južno od osrednjega karbonskega pasu na II. obzorju. Rudo odkopavajo v več odkopnih poljih, ki jih ločijo neorudeni ali slabo orudeni deli. Kako visoko nad II. obzorje prodira rudna impregnacija, ne vemo. Po obstoječih podatkih sklepamo, da se razteza 16 do 20 m nad II. obzorje. Vzhodna meja rudne impregnacije se na III. obzorju umakne proti zahodu in se na IV. obzorju ponovno odmakne na vzhod. Na tem obzorju je rudna cona dolga 400 m in široka do 65 m. Na VI. obzorju jo zasledimo v okolici slepih jaškov Jožko in Auersberg, kjer se izklinja.

7. Majhna rudna impregnacija leži na kontaktu mendolskega dolomita in werfenskih plasti v podaljšku impregnacij 2 in 6 v okolici slepih jaškov Žigon in Andrej na VI. obzorju. Ruda je bogata, vendar majhnih dimenzij.

8. V jugozahodnem delu jame na VI. obzorju je v mendolskem dolomitu in wengenskih kameninah nova rudna impregnacija v okolici napisa Sipka, ki jo sedaj odkopavajo. Verjetno se bo končala pred IV. obzorjem. V globino se nadaljuje do IX. obzorja. Do sedaj še ne poznamo njene točne globine, vendar ne moremo pričakovati večjega podaljška v tej smeri. V bližini skrilavcev skonca in v njih nahajamo jeklenko.

9. Okrog 10 m nad VI. obzorjem je v okolici slepega jaška Velikajne majhna rudna impregnacija. Njeno nadaljevanje v globino še ni preiskano, vendar je malo verjetno, da se bodo tu našle večje zaloge.

10. Nova rudna impregnacija leži v werfenskih plasteh na X. in XI. obzorju in se izklinja 12 m nad X. obzorjem. Leži med dvema vložkoma skrilavca; je lečasta in skoraj vertikalna. Široka je 2 do 3 m in dolga okrog 40 m. Rudna koncentracija je dokaj velika.

11. Južno od jaška Delo se razteza zelo razčlenjena rudna impregnacija, ki se na posameznih obzorjih združi in na ostalih zopet cepi. Med VI. in VII. obzorjem na območju slepega jaška Joško leži majhna rudna impregnacija v mendolskem dolomitu. Slabo orudenjenje se nadaljuje na IX. obzorje. Cona je široka 2 m in relativno kratka (20 m). Verjetno se nadaljuje tudi na IV. obzorju v okolici slepega jaška 6 na VI. obzorju. V globino se nadaljuje v okolico slepega jaška Lamberg na VII. obzorju in se na IX. priključi glavni rudni impregnaciji. Podobno je z rudno impregnacijo v okolici slepega jaška Brus, VI. obzorje, kjer odkopavajo že 20. etažo. Glavno območje rudne impregnacije na VI. obzorju obsega slepe jaške Glančnik, Brus, Mayer in Süd-Ost ter ima velikost 190×20 m. Na naslednjem, VII. obzorju, obsega impregnacija samo posamezna orudena območja z vmesnimi jalovimi conami. Na IX. obzorju je orudeno območje veliko 450×50 m. Na naslednjem, X. obzorju, je rudna impregnacija dokaj manjša in leži med slepimi jaški Glančnik, Mayer, Metacinabarit, Landsinger in 11. Prej kontinuirno orudena cona vsebuje tu več jalovih delov. S posameznimi kraki se nadaljuje do XIV. obzorja.

12. Na območju slepih jaškov Zračna in Con je majhna rudna impregnacija na XII. in XIII. obzorju.

13. Severno od jaška Delo leži rudna impregnacija Rop na XII. in XIII. obzorju v mendolskem dolomitu. Ponekod so v njej dokaj bogata cinabaritna orudenjenja. Impregnacija je porušena s postrudno tektoniko in so v njej pogostne tektonske drse.

14. Zadnja rudna impregnacija leži v okolici slepega jaška Pekel. Razteza se med VII. in XII. obzorjem ter spremlja kontakt med mendolskim dolomitom in werfenskimi plastmi. Impregnacija je ozka (ponekod doseže samo 1 m) in dolga okrog 150 m. Ponekod vsebuje bogato orudenjenje.

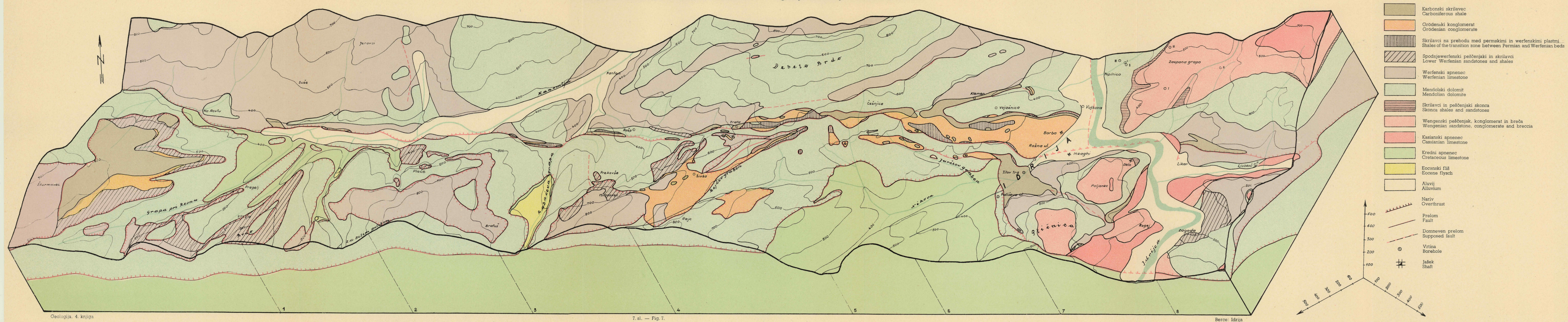
Na IV. in XI. obzorju so našli leta 1954 manjše rudne impregnacije v mendolskem dolomitu, ki jih še raziskujejo. Na XI. obzorju leže rudne impregnacije na kontaktu z werfenskimi plastmi.

Mineraloški sestav rudišča

Primarnih hidrotermalnih mineralov je v rudišču malo, zato je mineraloški sestav rudišča zelo enostaven. Glavni rudni mineral je cinabarit. Poleg tega nastopa ponekod tudi metacinabarit. V zadnjih letih ga niso našli niti v enem rovu. Po Schraufu nastopa metacinabarit v zaobljenih zrnih, posamezno ali v nizu, je črn z rdečkasto nianso. Ponekod je razvit tudi v drobnih kristalih skupaj s kalcitom. Vsebuje sledove železa. Kristalne ploskve so bile običajno zakrivljene (1891, pp. 350—360).

Blokdiagram idrijske dislokacije
med Zgornjo Kanomljo in Čerinovim vrhom

Block-map of the Idrija-fault between
Zgornja Kanomlja and Čerinov vrh



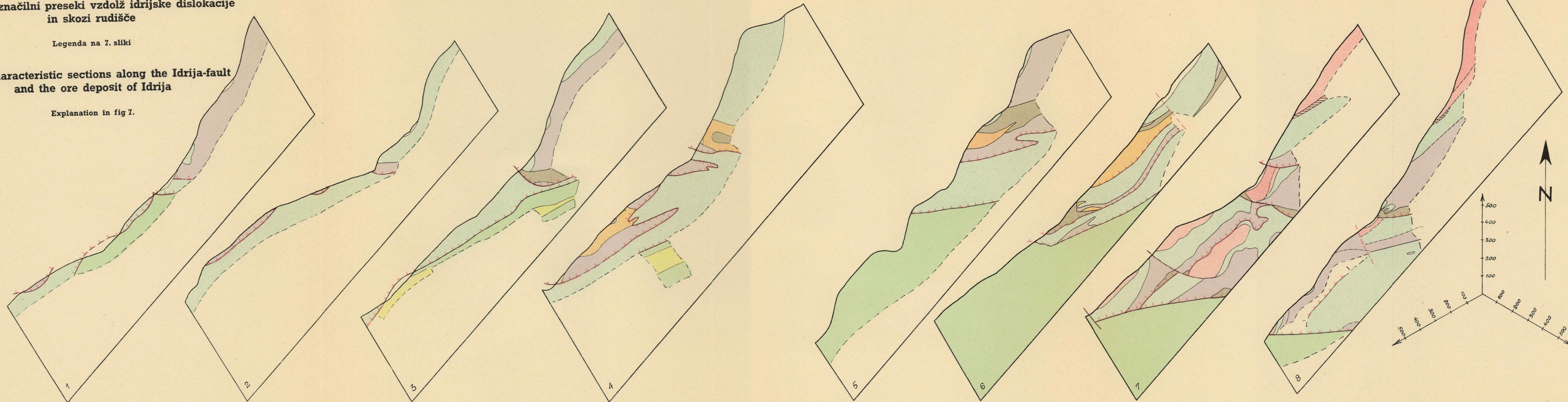
- Karbonski skrilavec
Carboniferous shale
- Grödenski konglomerat
Grödenian conglomerate
- Skrilavci na prehodu med permskimi in werfenskimi plastmi
Shales of the transition zone between Permian and Werfenian beds
- Spodnjewerfenski peščenjaki in skrilavci
Lower Werfenian sandstones and shales
- Werfenski apnenec
Werfenian limestone
- Mendolski dolomit
Mendolian dolomite
- Skrilavci in peščenjaki skonca
Skonca shales and sandstones
- Wengenski peščenjak, konglomerat in breča
Wengian sandstone, conglomerate and breccia
- Kasianski apnenec
Cassianian limestone
- Kredni apnenec
Cretaceous limestone
- Eocenski fliš
Eocene flysch
- Aluvij
Alluvium
- Nariv
Overthrust
- Prelom
Fault
- Domneven prelom
Supposed fault
- Vrtina
Borehole
- Jašek
Shaft

**Nekateri značilni preseki vzdolž idrijske dislokacije
in skozi rudišče**

Legenda na 7. sliki

**Some characteristic sections along the Idrija-fault
and the ore deposit of Idrija**

Explanation in fig 7.



Tedanja nahajališča metacinabarita danes niso dostopna. Našli so ga na X. obzorju v razpoki II. in na IX. obzorju v odkopnem polju Barbara (Schrauf, 1891, pp. 360—364). Po letu 1945 so ga našli v okolici slepega jaška Lamberg na VII. obzorju.

Piltz omenja, da so na XI. obzorju našli sfalerit (1915, p. 1083).

Barit se javlja po Schraufovih podatkih zelo redko. Našel ga je v jasnih kristalih na VI. obzorju (1891, p. 394). Po vojni še nismo našli sfalerita in barita.

Zelo pogostne so na II., III., X., XI. in XII. obzorju tanke bele žilice kaolinita. Schrauf omenja, da jih je našel tudi na IV. obzorju in da spominjajo na lojavec. Po njem tvori žilice mineral tuezit (1891, p. 373). Zaradi primerjave smo kemično in rentgensko preiskali podoben material. Rezultate kemične analize kaže 3. tabela. Analize potrjujejo, da gre za kaolinit. Njegovo vlaknato strukturo kaže 3. slika na II. tabli.

Kemične analize kaolinita Chemical analyses of kaolinite

Table 3

3. tabela

Schraufova analiza Analysis according to Schrauf		Novi analizi New analyses	
SiO ₂	45,00	47,18	44,27
Al ₂ O ₃	39,74	39,95	32,43
Fe ₂ O ₃	0,45	1,35	5,54
MnO	0,20		
CaO	0,52	0,11	sled
HgO	sled	0,22	sled
H ₂ O	14,41	0,21	0,93
žaroizguba		12,60	12,59

Na II. obzorju v okolici sipke Bedenk so našli prevleke vijoličastega minerala. Za določitev smo imeli na razpolago zelo malo materiala. Mineral ima lomni količnik večji od 1,336 in manjši kot 1,461. Specifično teža smo mu določili v vreli zasičeni raztopini srebrovega nitrata pri 100° C in znaša približno 3,19. Torej gre za fluorit.

V rudišču so pogostni piritni kristali. V mendolskem dolomitu in wengenskih plasteh je pirit primaren v razpokah, a je nastal tako, da je voda raztopila del železa in ga ponovno izločila na stenah. Plasti skonca vsebujejo vložke, ki jih sestavlja v glavnem pirit. V mendolskem dolomitu je pirit razdeljen več ali manj enakomerno.

V razpokah nahajamo tudi kalcit, dolomit, kalcedon in kremen. Kalcedon je nastal sekundarno, nahajamo ga v jalovih in orudenih conah.

V rudišču so pogostni razni sekundarni sulfati kot sadra, epsomit in melanterit. Sadra nastopa v igličastih kristalih, ki so pogosto dvojčično zraščeni. Sadra je v rudišču zelo labilna. Hitro se sedimentira in hitro

prehaja ponovno v raztopino zaradi cirkulacije podzemne vode. Značilno hitro tudi raste epsomit. V novo izkopanih rovih prevleče zidove v nekaj tednih. Njegova vlakna dosežejo dolžino do 20 cm.

Poleg teh mineralov se javlja v rudišču tudi halotrihit.

Zepharovicheva (1879, p. 186) analiza halotrihita je zelo podobna Schraufovi (1891, p. 379), vendar je zadnji imenoval ta mineral idricit zaradi pomanjkanja sulfata v analizi. Palache (1951, p. 318) in Nikitin (1934, pp. 147, 148) sta zadržala oznako idricit. V halotrihitni skupini sestav običajno močno variira, zato moremo tudi za idrijski mineral zadržati oznako halotrihit.

V dolomitnih razpokah najdemo včasih mineral pilolit (Bergleder, Ramdohr, 1942, p. 592) ali ksilit (Winchell, 1951, p. 380). To je siv, kožast mineral, ki ga sestavljajo različno orientirana vlakna. Pilolit vsebuje po analizi 39,16 % SiO_2 , 0,00 % TiO_2 , 0,13 % FeO , 14,20 % Al_2O_3 , 8,70 % MgO , 8,61 % CaO , 0,00 % K_2O , 0,00 % Na_2O , 8,15 % CO_2 , 7,00 % H_2O^- in 14,06 % H_2O^+ . Ker nahajamo pilolit v dolomitu, moramo odbiti vrednost primešanega dolomita $(\text{CaMg})\text{CO}_3$ in železa ter dobimo 48,4 % SiO_2 , 17,6 % Al_2O_3 , 8,0 % MgO in 26,0 % H_2O .

Iz teh podatkov izračunana formula je $\text{Mg}_{10}\text{Si}_{30}\text{Al}_{18}\text{O}_{97} \times 36\text{H}_2\text{O}$. Formula se nekoliko razlikuje od običajne, vendar moramo upoštevati veliko variacijo v kemizmu pilolita (Tučan, 1930, p. 528).

Po Schraufovih podatkih nastopa v rudišču tudi siderotil, in sicer običajno skupaj z melanteritom. Je bel ali rumen (1891, pp. 38—387). Umetno so dobili ta mineral z dehidracijo heksahidrata Fe v tetrahidrat pri kristalizaciji med temperaturo 56—64 °C (Palache, 1951, p. 492). Siderotila in halotrihita danes ne najdemo v rudišču.

Preostalo nam je še vprašanje idrialina in idrialita. Ramdohr opisuje idrialin kot cinabarit, bogat z bitumenom (1942, p. 343). Prvi je idrialit opisal Janda (1892, pp. 483—485) kot fosilno smolo s 50 % organske snovi poleg pirita, glin, apnenca, kremenca, ferosulfata in sledov cinabarita. Idrialit je temno- ali svetlozelen z enako razoč. Žveplena kislina se obarva modrozeleno, če ga v njej topimo, v terpentinskem olju izloča bel prah, ki pripada idrialinu $\text{C}_{21}\text{H}_{14}$. Po Nikitinu je idrialit zmes idrialina in cinabarita, idrialin pa je mineral s trdoto 1—1,5 in specifično težo 1,4—1,85 (1934, p. 319). Izraza idrialin in idrialit se v literaturi nedosledno uporabljata; gre za isti mineral, ki je zelo redek kot prevleka v mendolskem dolomitu in wengenskih plasteh. Spada v skupino premalo preiskanih organskih snovi.

Rudnomikroskopska raziskovanja

Mikroskopska preiskovanja so pokazala, da nastopa cinabarit v rudišču na dva načina: nadomestil je posamezne minerale prikamenin, kar je značilno za cone bogatejše rude, ali se je odložil v razpokah. Cinabarit nadomešča kremen, dolomit in apnenec. Pri tem moremo razlikovati naslednje primere: v cinabaritu so zaostali samo drobci prikamenine, drobci prikamenine leže kot »oblaki« v cinabaritu, s cinabaritom je ostala nena-domeščena samo »vejasta« organska snov in cinabarit nadomešča posa-

mezna večja zrna jalovine. Nadomeščanje napreduje z roba zrna proti notranjosti ali obratno. V obeh primerih je meja med cinabaritom in jalovino zobčasta; pogosto ločimo čisto cinabaritni pas, pas cinabarita z drobci prikamenine in pas prikamenine z drobci cinabarita. Ti pasovi so različno široki; pri nadomeščanju kremena so zelo ozki. Takšne primere najdemo zelo redko.

Nadomeščanje cinabarita kažejo 1., 2. in 3. slika na III. tabli ter 1. in 2. slika na IV. tabli.

Cinabarit v razpokah ne kaže znakov nadomeščanja. V razpokah sta se običajno najprej izkristalizirala dolomit ali kalcit, šele nato je zapolnil razpoko cinabarit (IV. tabla, 3. slika). Enake pojave opazujemo tudi pri piritu. Ponekod vidimo majhna nadomeščanja pirita po cinabaritu. Ti primeri so zelo redki; pirit ima takrat običajno korozijske oblike. Največkrat leži pirit v cinabaritu v jasnih kristalih ali pa v drobcih.

Večkrat ločimo pod mikroskopom prvo, toplejše izločanje cinabarita, ki kaže sposobnost nadomeščanja in drugo, hladno brez te sposobnosti.

V zbruskih smo ponekod opazovali preseke foraminifer. Takšne preseke smo našli tudi v nekaterih obrusih. Prvotno snov je nadomestil cinabarit in pri tem uničil notranjo strukturo, tako da je ohranjena samo zunanja oblika foraminifere (V. tabla, 1. slika).

Nekateri obrusi kažejo ledvičasto strukturo cinabarita. Posamezne polkrogle sestojijo iz koncentričnih con, ki imajo različno zgradbo pod navzkrižnimi nikoli. Te oblike bi mogli prišteti tudi psevdomorfozi cinabarita po metacinabaritu. Pollock je ugotovil, da se more izločiti cinabarit tudi kot koloid, če so prisotni elektroliti (opal, kalcedon), ali če se alkalnosulfidna rudna raztopina hitro razredči oziroma nevtralizira pri temperaturi nad 100° C (Thompson, 1954, p. 195). Ledvičaste oblike kažejo conarno zgradbo in v njih nismo mogli ugotoviti nikakršnih znakov pretvarjanja metacinabarita v cinabarit (V. tabla, 2. slika). Njihova stopnja kristalizacije je majhna. To vse kaže, da se je cinabarit izločal kot koloid iz zasičene raztopine.

Pri plastoviti rudi in pri impregnacijah wengenskih peščenjakov so se dogajali enaki procesi nadomeščanja. Laže topne petrografske komponente prikamenin je nadomestil cinabarit. V plastoviti rudi, katero bomo pozneje podrobneje opisali, je cinabarit po plasteh zelo fino dispergirani in se lokalno tudi nakopiči. Močnejšo cinabaritno koncentracijo nahajamo samo v posameznih conah. Ponekod veže cinabarit zdrobljene drobce prikamenine. Razen tega smo našli tudi sekundarne obogatitve s cinabaritom. V enakomerno impregnirani kamenini (kjer je cinabarit nadomestil del kamenine), nahajamo prečne žilice izluženega in ponovno izločenega cinabarita. Tako moremo ločiti vzdolžno, primarno fazo in prečno, ki je relativno obogatila takšno cono. V tej drugi fazi so nastali zelo veliki kristali cinabarita. Ponekod opazujemo zrnat cinabarit, ki ga veže jalovina (V. tabla, 3. slika).

Ruda kaže znake pritiska. Pogostni so paralelno orientirani nizi cinabaritnih zrn, ki različno spreminjajo smer. Značilen je tudi pahljačast položaj kristalov. Pri teh strukturah opazujemo zaradi rekristalizacije vrivanje enega zrna v drugo (VI. tabla, 1. slika).

Cinabaritni kristali v razpokah rastejo na piritu, kalcitu ali dolomitu, ki grade osnovo razpoke. Ker je stopnja orudenjenja v razpokah neodvisna od orudene cone, v kateri razpoke leže, so te razpoke sekundarne tvorbe, ki so nastale po orudenjenju v fazi hipergenega izločanja cinabarita (VI. tabla, 2. slika).

Način orudenjenja

Najbogatejše orudenjenje je v wengenskih kameninah in to v delu, ki pripada plastem skonca. Da so orudene kamenine wengenske starosti, je ugotovil že Lipold (1874, p. 450). Kossmat je razširil orudeno območje na bituminozni facies wengenskih plasti, na razpoke v mendolskem dolomitu in na werfenske plasti (1911, p. 379), vendar pripadajo kamenine, ki jih je on prištel v werfen, v ladinsko stopnjo. Orudenjenje v werfenskih plasteh poznamo šele zadnjih nekaj let. Samo karbonski skrilavec ni oruden s cinabaritom.

Petrografska raziskovanja spodnjega dela wengenskih plasti so pokazala, da jih sestavljajo v glavnem kremen, karbonati in organska snov. Ponekod je kremen močnejše zastopan kot karbonati. Peščenjaki prehajajo kontinuirno v skrilavce. Ponekod so plasti skonca lapornate in celo apne. Zato so bili nekateri njihovi deli v fizikalno-kemičnem pogledu zelo ugodni za izločanje rude. Karbonatno komponento v plasteh skonca tvori v glavnem dolomit. V teh conah so obstajali torej enako ugodni pogoji za orudenjenje kot v mendolskem dolomitu. Skrilavci so v plasteh skonca preprečevali cirkulacijo rudnih raztopin, zato je pomen teh nepropustnih vložkov za orudenjenje dokaj velik. Wengenske skrilavce sestavlja samo ponekod značilen pelitski material s precejšnjo primesjo organskih snovi. V njih zasledimo tudi vložke drobnozrnatih peščenjakov. V skrilavih conah wengenskih plasti nahajamo cinabarit kot prevleko. V orudenih skrilavcih so pogostne tektonske drse, v katerih so večje ali manjše površine prekrите s cinabaritom. V peščenjakih skonca se javljajo vložki peščenjakov s cinabaritnim cementom, ki jih ločijo slabo ali celo neorudeni vložki, debeli od 0,2 do 2 in več centimetrov. Do orudenjenja po plasteh je prišlo zaradi selektivne metasomatoze karbonatnega veziva s cinabaritom. Ta tip orudenjenja, ki ga imenujemo plastovita ruda, je običajno siromašen, vendar se v nekaterih conah količina cinabarita močno poveča. Navadno so wengenski peščenjaki različno intenzivno impregnirani s cinabaritom.

Orudenjenje se v mendolskem dolomitu in werfenskih plasteh obnaša skoraj enako. V njih nahajamo s cinabaritom zelo bogate cone, in sicer običajno pod nepropustnim vložkom ter različne impregnacije v obliki žilic, leč in orudenih območij. V skrajnem severozahodnem delu VII. obzorja je dolomitna breča vezana s karbonatnim cementom. Cinabarit najdemo v vezivu in v kosih, ki sestavljajo brečo. Bogatejše orudenjenje v dolomitu leži, kot smo omenili, pod nepropustnimi vložki (skrilavci skonca, skrilavi vložki v dolomitu) in v tistih delih, kjer je dolomit tektonsko zdrobljen. Tak dolomit je čvrsto vezan, zato so ga prej imenovali dolomitna breča. V teh zdrobljenih dolomitnih conah je cinabaritno orudenjenje bogato, četudi niso razviti v bližini nepropustni vložki. Pod nepropustnimi vložki nahajamo običajno tudi v nezdroljenem dolomitu bogato

orudenjenje, ki pa je vedno majhnih dimenzij. Zdrobljeni dolomit je z mlajšo tektoniko ponovno porušen in vsebuje pogosto tektonske drse. Na njih moremo opazovati strukturo dolomita in način orudenjenja. Takšen oruden dolomit sestavlja nepravilen preplet cinabaritnih žilic, leč in zrn. Neporušeni deli dolomita so impregnirani zelo različno. Pri bogatejšem orudenjenju obdajajo posamezna dolomitna zrna cinabaritne prevleke.

V rudišču obstoji še en način orudenjenja — orudenjenje razpok. Razpoke danes niso dostopne. Najbolj rudonosni sta bili razpoki I in II. Schrauf opisuje razpoko II na meji werfenskih plasti. V sredini je razpoka raztrgana z vodoravnim prelomom. Leži v smeri O—W in vpada delno na sever, delno na jug. Zapolnjena je z wengenskimi kameninami in dolomitom. V njej je našel kos dolomita, ki je bil oruden samo na eni strani. Po tem sklepa, da je razpoka mlajša kot orudenjenje (1891, pp. 361 do 362). Razpoka I je podobna razpoki II (1891, p. 387). Piltz omenja, da so razpoke nastale tektonsko in da obstoji v njih niz tektonskih drs. Debele so 0,5—3 m in so zapolnjene z brečo, ki jo sestavlja v glavnem dolomit, najdejo pa se tudi kosi skrilavca in apnenca. Razpoki sta dobro orudeni in ponekod celo odprti (1915, pp. 1082—1083). Kropač potrjuje, da sta razpoki orudeni samo lokalno (1912, p. 31).

Po stopnji orudenjenja ločimo več vrst bogate rude. Kot opeka rdeča ruda se imenuje »opekovka«. Po Kossmatu leži opekovka v močno impregniranih peščenjakih (1911, p. 380). Kropač pravi, da predstavlja opekovka vezivo v razpokah dolomita in da jo samo izjemno najdemo tudi v wengenskih peščenjakih. Ruda vsebuje do 70 % Hg (1912, p. 47). Naslednja vrsta rude je jeklenka, ki nastopa v dolomitu in wengenskem peščenjaku. (Kropač, 1912, p. 48). Vsebina Hg doseže v njej do 75 % (1912, p. 47). Tretja vrsta je jetrenka, ki jo najdemo v tektonsko porušeni jeklenki. Koralna ruda je črna in vsebuje manjši odstotek živega srebra; Kletzinski jeva analiza kaže, da ima 2 % Hg, veliko fosfata, fluora in drugih sestavin (1810, p. 346). Koralno rudo sestavljajo ostanki lupin rodu *Discina*, ki ga je določil Bittner. Koralna ruda vsebuje po Kropaču do 10 % Hg (1912, p. 48). Piltz daje nekoliko drugačne podatke o odstotku Hg v posameznih vrstah rude. Po njem vsebuje opekovka do 50 % Hg, jetrenka 56—65 % Hg in jeklenka do 75 % Hg. Mikroskopska raziskovanja teh rud so pokazala, da ne gre za različne vrste rude, temveč za različne stopnje orudenjenja in velikosti cinabaritnih zrn. Ruda je v odvisnosti od stopnje orudenjenja različne barve in je zato dobila tudi različno ime. Opekovka vsebuje žilice, leče in posamezna cinabaritna zrna, ki zelo gosto impregnirajo prikamenino. Za jeklenko so značilna nadomeščanja prvotnih mineralov po cinabaritu. »Koralna« ruda predstavlja vložek v plasteh skonca, ki je bogat z organskimi ostanki in impregniran s cinabaritom.

Poleg orudenjenja s cinabaritom nahajamo tudi samorodno živo srebro. Javlja se v vseh kameninah in spremlja običajno bogatejša rudna telesa. Pogosto ga najdemo v razpokah kamenin. S samorodnim živim srebrom so orudeni tudi karbonski skrilavci na posameznih obzorjih. To orudenjenje ne kaže nobene pravilnosti. Kapljice živega srebra so različno velike in neenakomerno razporejene. V karbonskih skrilavcih nahajamo večje

ali manjše leče in krogle pirita (od 0,5 do 20 cm), ki vsebujejo v svojem jedru živo srebro. V dolomitu in wengenskih plasteh je orudenjenje s samorodnim živim srebrom relativno redko, pomembnejše je v werfenskih plasteh.

Zveza med mineralizacijo in tektoniko starost rudišča

Tektonske črte, ki so značilne za rudišče in njegovo okolico (idrijski prelom, severni kontakt, narivna površina triade na kreda, prelom na vzhodnem pobočju Ptičnice in ostale) niso orudene. V njih nahajamo samo redke in zelo siromašne impregnacije s cinabaritom. Glavni del orudenjenja leži v wengenskih plasteh in mendolskem dolomitu. Zelo pomembno je tudi, da pada stopnja orudenjenja mendolskega dolomita z oddaljenostjo od wengenskih plasti. V werfenskih plasteh smo do sedaj našli samo eno rudno impregnacijo. To telo leži med dvema nepropustnima vložkoma v werfenskih apnencih. Manjše rudne impregnacije leže v mendolskem dolomitu, kombinirano v wengenskih in anizičnih skladih ali pa na stiku anizičnih in werfenskih plasti.

Oblike posameznih rudnih impregnacij moremo razdeliti v relativno enostavne (pretežno nepravilne in lečaste) in zelo zapletene. Posamezne rudne impregnacije imajo steblo, iz katerega izhajajo rudne cevi, orudene plošče in leče. Pri nekaterih je steblo sestavljeno iz orudenih ter neorudenih con in tvori preplet »žil«. Zato je zelo težko posplošiti oblike rudnih impregnacij. Vsako večjo rudno impregnacijo spremljajo manjše. Če bi poravnali nagubane plasti v rudišču, bi videli, da leže rudne impregnacije kot ozek pas v bližini stika anizičnih in wengenskih skladov. Ta cona ni enakomerno orudena. Poleg dobro orudenih nahajamo tudi neorudene dele. Najbolj oddaljena od stika je rudna impregnacija v werfenskih plasteh in še nekatere manjše rudne impregnacije. Pri teh impregnacijah so imeli poseben pomen lokalni nepropustni vložki.

Pomembne podatke o orudenjenju dobimo ob severnem kontaktu, kjer so rudna telesa ostro omejena. V karbonskih skrilavcih severnega kontakta se pojavljajo leče in krogle, ki jih sestavljata dolomit in kremen. Takšne leče dosežejo premer do 0,5 m. V njih zasledimo ponekod tudi nekaj cinabarita. Jedro leče sestavlja kompakten dolomit; čim bolj se približujemo robu, toliko bolj se ločijo posamezna zrna z radialno strukturo. Nastanek te strukture zrn moremo pojasniti na naslednji način: Pri narivanju so se iz podlage odtrgali posamezni kosi kamenin in se vrinili v karbonske skrilavce. Kosi so potovali skupno s skrilavci, se valjali in so na ta način postali okrogli. Če so zavzeli določen položaj ob narivni ravnini, so se zaradi enostranskega pritiska sploščili. Najmočnejše so se odrazili pritiski na obodu leč in krogel. Zato nahajamo v njihovem obrobju radialno-vlaknate agregate dolomita. Kristalizacija posameznega radialno-vlaknatega zrna dolomita se v smeri pritiska zelo zmanjša, medtem ko se pravokotno nanj skoraj ne spremeni. Če se smer pritiska postopoma spreminja (kot je bil to primer v Idriji), bomo dobili radialno zgrajena zrna (VI. tabela, 3. slika). V našem primeru je dobil takšno zgradbo odtrgani delec dolomita. Torej so leče in krogle na svojem robu rekristalizirale pod pri-

tiskom. To dokazuje tudi postopen prehod v normalno kamenino, ki jo opazujemo v jedru leč in krogel.

Zveza med orudenjem in karbonskimi skrilavci, ki so jo prej toliko poudarjali, ne obstoji. To dokazujejo popolnoma neorudeni deli plasti v neposredni bližini severnega kontakta. Rudna impregnacija št. 1, ki leži v neposredni bližini severnega kontakta, vsebuje najbogatejše rudne impregnacije, oddaljene nekaj metrov od kontakta. Poleg tega nahajamo več rudnih impregnacij, ki so popolnoma samostojne in zelo oddaljene (150 m) od karbonskih skrilavcev, tako da karbonski skrilavci na orudenje niso vplivali kot nepropustne plasti. Nasprotno pa so zelo pomembni lokalni nepropustni vložki. To opazujemo zelo jasno n. pr. v rudni impregnaciji št. 10 na XII. obzorju na 3. etaži odkopnega polja Severni kontakt, na VI. obzorju v odkopnem polju Talnina, kjer je pod nepropustnim vložkom nastala jeklenka. Količina cinabarita pada z oddaljenostjo od nepropustnega vložka. Takšna dobro orudena cona je zelo različno debela in običajno ne presega 0,5 m. Če bi karbonski skrilavci predstavljali nepropusten horizont pri orudenjenju, bi našli najbogatejše in največje rudne impregnacije neposredno pod njimi. Takšne rudne impregnacije pa leže v skrilavcih in peščenjakih skonca ter v njihovi bližini v mendolskem dolomitu. Če še primerjamo stopnjo nadomeščanja prvotne kamenine po cinabaritu, opazujemo največji vpliv prav v plasteh skonca. Nadomeščanje je bilo tako močno, da je cinabarit potisnil kremen, karbonate in celo pirit. Zato so ponekod preostali od prvotne kamenine samo glinastobituminozni ostanki. Torej so rudne raztopine delovale izredno močno v wengenskih plasteh, medtem ko so karbonski skrilavci, ki leže neposredno nad njimi, popolnoma nedotaknjeni.

Rudne impregnacije prehajajo, razen v območju narivnih površin in izjemnih primerov (rudna impregnacija št. 10 na X. in XI. obzorju, v I. in II. razpoki itd.), postopno v neorudeno prikamenino. Zato jih je težko omejiti. V impregnacijah nahajamo cone, ki jih je mlajša tektonika močnejše porušila, vendar so po intenziteti orudenjenja enake ostalim, manj porušenim ali celo neporušenim conam. Skoraj v vseh rudnih telesih opazujemo tektonske drse, ki so delno ali v celoti zgrajene iz porušenega in zglajenega cinabarita.

Orudenjenje, ki leži v mendolskem dolomitu, je vezano na »brečast dolomit«. Ta dolomit ne tvori nekega sedimentnega horizonta. Po njegovih oblikah moremo sklepati, da je nastal tektonsko. Zelo redko ga najdemo na površini (pri Likarju). Navadno je kompakten, medtem ko je dolomit, ki je bil porušen pri oblikovanju današnje zgradbe rudišča, zdrobljen. »Brečast dolomit« je običajno dobro oruden, medtem ko je orudenje v nevezanem dolomitu izjemno in še takrat majhno.

K r o p a č omenja, da je našel ob narivni ravnini prve luske s kredo popolnoma zdrobljeno rudno impregnacijo (1912, p. 23).

V rudnih preparatih iz bližine tektonskih črt je cinabarit bolj ali manj rekristaliziran. V odbiti svetlobi cinabarit ne kaže zrnaste zgradbe. Pod navzkrižnimi nikoli opazujemo, da sestavljajo posamezna cinabaritna zrna nizi rekristaliziranih zrn.

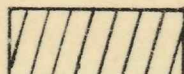
Iz vsega navedenega izhaja, da ni imela posteocenska tektonika nika-kega vpliva na tvorbo rudnih kanalov.

Mnenja o starosti rudišča so zelo različna. Meier meni, da je rudišče postalo hidatogeno na podlagi obarjanja živosrebrnega klorida, ki je bil raztopljen v morski vodi (1868, p. 123). Stur povezuje rudišče z erupcijami »trahita« (1872, p. 239). Schrauf ni jasno povedal svojega mnenja o starosti rudišča, vendar je menil, da moremo domnevati hidato-termičen nastanek, če je rudišče vezano na tufe (1891, p. 385). Kossmatovo mnenje je naslednje: nastanek rudišča je v posredni zvezi s triadnimi erupcijami okrog Cerčna. Razumljivo je, pravi, da je rudišče nastalo po eocenski tektoniki, ki je odprla pot rudnim raztopinam. Zato domneva, da je kreda, na katero so narinjene triadne kamenine, raztrgana v posamezne bloke (1911, pp. 382, 383). Kropač navaja, da so v rudišču pogostne tektonske drse, ki niso orudene (1912, p. 45). Kossmat je trdil pozneje, da je težko pojasniti, kako so termalne vode prodirale po debelih plasteh »talnine« (1913, pp. 376, 377). Piltz je ugotovil, da so v rudišču pogostne tektonske drse s cinabaritom, kar kaže na tektonske procese tudi po orudenju. V tektonskih črtah, ki sekajo triadne sklade, nahajamo samo majhne impregnacije s cinabaritom, vendar so rudna telesa odvisna od teh črt. Zato je imel rudišče za posttriadno (1915, p. 1108). Po Nikitinu je rudišče terciarno (1934, p. 345). Na podlagi Tornquistovih podatkov je zaključil Schneiderhöhn, da je rudišče intruzivno hipoabisalno in da je nastalo v starejšem miocenu (1941, p. 667).

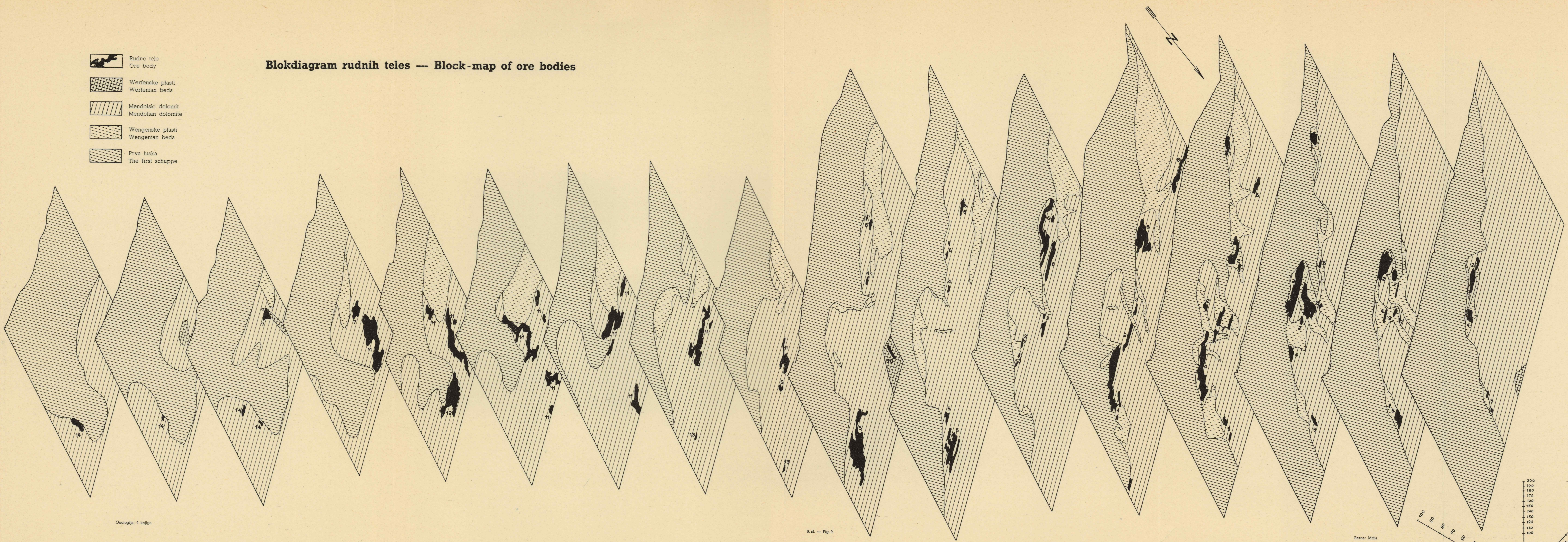
Najprej so torej prevladovala mnenja o triadni starosti rudišča, dokler ni Kossmat podal kompromisne rešitve. Pozneje so vsi imeli rudišče za terciarno.

Da bi dopolnili dokaze o starosti rudišča, bomo navedli še nekaj podatkov. V ožji okolici so raziskovali na več krajih. Kropač piše, da so našli impregnacije cinabarita v rovih Mariaempfangnisstollen, Dreifaltigkeitsstollen (poleg krede) in Gersdorfliegendschlag (VII. obzorje) (1912, pp. 6—11). Jager in Hamrla omenjata izdanke samorodnega živega srebra pri kmetiji Petrič v Kanomlji, pri hiši mehanika Strausa v Idriji, pri Kobalu, pri Kleménu, pri Svetlinu (Marožice) in v bližini Mohoriča (1947, pp. 11, 12). Gantar in Schneider pravita, da prinaša voda vzhodno od topilnice samorodno živo srebro in da sta našla na koti 520 v prelomu vzhodno od topilnice cinabarit (0,01 % Hg) v pasu, debelem do 6 m. Cinabarit so našli tudi v bližini Likarja (1949, p. 12). V zadnjem času smo z vrtino Ljubevč II. našli manjšo impregnacijo v drugi luski na višini III. obzorja. Podatki o cinabaritnih impregnacijah so torej zelo skromni. Samorodno živo srebro moremo zaslediti zelo daleč od njegovega prvotnega nahajališča zaradi velike gibljivosti. Zato so podatki o njem za nove orudene cone brez praktičnega pomena. V okolici rudišča ni golic s cinabaritom, ki bi kazale, da moremo pričakovati nova orudena območja.

Za širšo okolico navajajo v literaturi cinabaritne izdanke pri Škofji Loki (Tomaž, Ožbolt; Kossmat, 1910, p. 70), vendar jih pri pregledu tega ozemlja nismo našli. Manjše cinabaritno rudišče leži v anizičnem apnencu v okolici Sv. Ane nad Tržičem. Kamenine v okolici rudišča so triadne in jurske. V neposredni bližini obkrožajo rudišče kremenovi porfi-

-  Rudno telo
Ore body
-  Werfenske plasti
Werfenian beds
-  Mendolski dolomit
Mendolian dolomite
-  Wengenske plasti
Wengian beds
-  Prva luska
The first schuppe

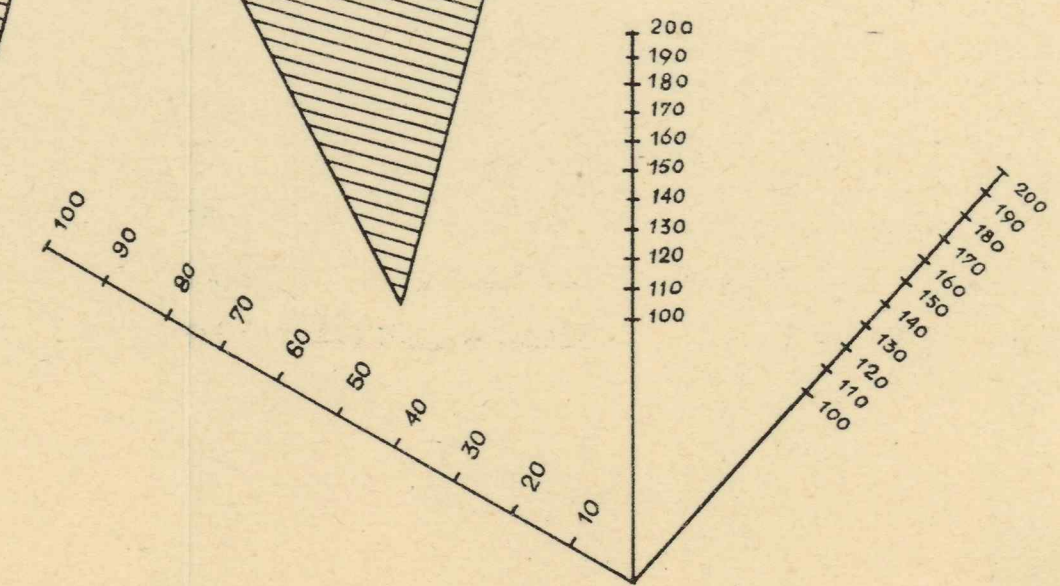
Blokdiagram rudnih teles — Block-map of ore bodies



Geologija, 4. knjiga

9. el. — Fig. 9.

Bence: Idrija



riti. Triadne prodornine so oddaljene od rudišča povprečno 500 m (Berce, 1953). Ostali cinabaritni pojavi v Sloveniji so vezani na svinčeno-cinkove rude in so drugačnega tipa. Vendar je značilno, da so takšna rudišča samo v kameninah karbonske do srednjetriadne starosti.

V podaljšku idrijske dislokacije leži manjše cinabaritno rudišče Tršče v okolici Čabra. Ozemlje grade paleozojske, rabeljske in zgornjetriadne plasti. Na kontaktu med paleozojskimi in rabeljskimi skladi leži ozek pas skrilavcev, katerih starost še ni določena. Cinabarit nahajamo v paleozojskih in zgornjetriadnih (glavni dolomit) plasteh. Okolica rudišča je močno tektonsko porušena. Okrog 10 km južneje leži kremenov porfir. Mnenja o starosti tega rudišča so deljena: eni ga prištevajo v terciar, drugi v triado.

Severno in severozahodno od Idrije leže prodornine Cerkna. Oddaljene so okrog 12 km zračne črte od rudišča. Če upoštevamo dolžino nariva Trnovskega gozda, moremo sklepati, da je bil prvotni položaj rudišča v neposredni okolici cerkljanskih prodornin.

Po opazovanjih posameznih cinabaritnih rudišč v širši okolici Idrije vidimo:

1. Cinabaritna orudenenja nahajamo v permskih ter spodnje in srednjetriadnih kameninah. Če prištejemo sem še Tršče, se zgornja meja premakne v zgornjo triado.

2. Cinabaritni pojavi so razpršeni po vsej Sloveniji, vendar jih najdemo vedno v večji ali manjši bližini triadnih prodornin.

3. V okolici mlajših prodornin in globočin ne nahajamo cinabarita.

4. Nekatera rudišča je porušila mlajša tektonika. (Idrija, Velika Reka v Posavskih gubah.) Za ostala nimamo podrobnejših podatkov.

5. Pojavi živega srebra v Bosni in Črni gori so vezani na starejši magmatizem. Cissarz prištevava Hg-tetraedrite in cinabarit v oksidacijski coni svinčeno-cinkovih rudišč nad Karlovcem in Konjicom v starejši paleozojski vulkanizmu (1951, p. 78; 1956, p. 30). Tudi orudenenje pri Čabru in Spiču veže na triadni vulkanizem (1951, p. 79; 1956, p. 41).

6. Avstrijska rudišča živega srebra leže v starejšem in mlajšem paleozoiku in triadi (Friedrich 1953, p. 388).

7. Rudišča v Sloveniji so pogosto monometalna. V posameznih območjih nahajamo tudi rudišča z več komponentami. Tako poznamo živo-srebrna, antimonova, svinčena in cinkova rudišča. To kaže, da so se rudne raztopine diferencirale primarno ali sekundarno.

8. Novi Schneiderhöhnovi zaključki o regeneraciji so dopolnili klasično shemo nastanka rudišč. Idrijsko rudišče leži v coni, kjer bi mogli pričakovati takšen način nastanka. Do danes še ni podrobno obdelan proces regeneracije rudišč. Običajno sklepamo na ta tip rudišč po strukturi terena, strukturah in genetskih odnosih mineralov. Če bi orudenenje v Idriji kazalo ožjo zvezo s tektoniko, ki je oblikovala sedanjo zgradbo, bi mogli domnevati, da je rudišče regenerirano. Poleg tega je ruda močno tektonsko porušena in pogosto kaže posledice pritiska (drobljenje in re-

kristalizacija). Zelo značilno je tudi hipergeno izločanje cinabarita. Po obliki in načinu nastopanja razlikujemo primarni in hipergeno izločeni cinabarit.

9. Schroll je pri preiskovanju sledov kovin v Pb-Zn rudiščih sklepal, da se živo srebro ne nahaja v sfaleritih, ki leže v predalpskih avtohtonih masivih Zahodnih Alp in da je orudenjenje v triadi brez sledov Hg (ali manj kot 0,001 %) (1955, pp. 192—194). Po paragenezi redkih prvin je razdelil rudišča v starejša in mlajša. V sfaleritih Posavskih gub je našel 0,05 % Hg (1955, p. 193). Rudišča v okolici Litije so porušena. Pogostne so translacije v sfaleritih, dvojčične lamele, ki so nastale kot posledica pritiska in rekristalizacije. Novejša preiskovanja ne potrjujejo Tornquistovega zaključka o posttektonskem nastanku rudišč v Posavskih gubah (1929, pp. 20—23). Tudi Schrollovi zaključki, vsaj kolikor se to nanaša na slovenska rudišča, se bodo morali spremeniti. Na primer sfaleriti iz okolice Litije vsebujejo germanij; živo srebro in germanij pa po Schrollu pripadata dvema različnima rudonosnima epohama (1955, p. 205).

Nekatera ameriška cinabaritna rudišča leže v neposredni okolici magmatskih kamenin. Pretežni del je verjetno terciaren, druga pa so vsekakor starejša. Tako rudišče je v Nevadi na Southern Pilot Mountains (Phoenix in Cathart 1952). V Mehiki v Canoas-Zacatecasu leži cinabarit v latitni domi (Gallagher, 1952). Almaden je nastal po Schneiderhöhn u v variscičnem orogenu (1941, p. 665). Nemška živossrebrna rudišča leže v permskih sedimentih in so vezana na različne vrste porfirjev (Schneiderhöhn, 1941, pp. 668—674). Torej moramo dopolniti mnenje nekaterih raziskovalcev, da so epi in teletermalna rudišča terciarna, ker se starejša ne bi mogla ohraniti. Takšna rudišča se pod določenimi pogoji lahko ohranijo, čeprav so nastala blizu površine.

Vsi našeti podatki o mineralizaciji v Idriji ter njeni ožji in širši okolici potrjujejo, da je rudišče nastalo v zgornjem delu srednje triade, a morda še v delu zgornje triade.

Pogoji, pod katerimi je nastalo rudišče

Zelo malo je podatkov, na podlagi katerih bi mogli ugotoviti način orudenjenja v Idriji. Tektonski procesi so tako spremenili prvotne geološke odnose, da moremo samo v grobem oceniti genezo rudišča. Razen tega je kemizem transporta živega srebra še vedno nejasen, čeprav obstoje zelo obširna in izčrpana dela o tem problemu. Geokemične lastnosti onemogočajo lahko koncentriranje živega srebra v rudiščih. Po atomskem tipu se živo srebro približuje težkim kovinam, a po svojem ionizacijskem potencialu plemenitim kovinam. Rentabilno je tisto orudenjenje, ki ima 40.000-krat večjo koncentracijo, kot znaša povpreček Hg v zemeljski skorji. Zato je samo okrog 0,2 % Hg zbranega v rudiščih. Najbolj podrobno je proučeval možnosti transporta živega srebra Krauskopf (1951). Njegove podatke dopolnjujejo Dreyer (1940), Traedwell (1946), Korenman (1946), Thompson (1954), če naštejemo samo

nekateri. Iz njihovih del izhaja, da se živo srebro prenaša v rudišča na naslednja načina:

- a) kot kompleksen ion v alkalnosulfidnih raztopinah;
- b) kot hlapi živosrebrnega klorida.

Vse ostale možnosti transporta živega srebra niso pomembne, ker imajo premajhno transportno moč. Iz raztopin se izloča cinabarit zaradi različnih fizikalno-kemičnih sprememb. Pad temperature povečuje topnost Hg pod a), zmanjšuje pa transport v obliki hlapov. Pri prezasičenih raztopinah so važni drobci cinabarita, ki povzročijo izločanje. Gline vplivajo v tem primeru kot katalizator. Poleg tega imajo važno vlogo spremembe fizikalno-kemičnih pogojev.

Pritisk. Današnje rudišče je ob nastanku ležalo v bližini cerkljanskih prodornin. Wengenske plasti so se usedle v razmeroma plitvem morju. Podobna globina morja je bila tudi v spodnjem delu noriške stopnje. V zgornjem delu zgornje triade in dalje v juri in kredi je ležalo rudišče v pasu globljega morja. Po tem sklepamo, da je nad najmlajšim orudnim stratigrafskim horizontom ležal pas mlajših kamenin. »Krovnino« rudišča pri orudenjenju so sestavljale wengenske plasti in morda kasijanski apnenec ter del rabeljskih skladov. Torej je bila globina, v kateri se je izločala ruda, zelo majhna. Največje vertikalne razdalje med zgornjo in spodnjo mejo orudenjenja znašajo v New Idria 425, v Almadenu 396 in v Terlingui 272 m (Thompson 1954, p. 177). Globina rudnih impregnacij v Idriji znaša nad 300 m. Če upoštevamo gube, s katerimi je rudišče deformirano, sklepamo, da je bila prvotna mineralizacijska cona globoka 100—150 m. Ker je nastajalo orudenjenje s cinabaritom blizu površine, ni imel pritisk nobene važnosti.

Temperatura. Zelo pomembne so minimalne in maksimalne temperature, pri katerih se more izločiti cinabarit. V literaturi dobimo podatke, da se cinabarit izloča pod 100° C. Značilno je, da amonijev klorid živega srebra kleinit zgubi dvolom pri 130° C in da se šele takrat njegova zgradba sklada z zunanjo obliko (heksagonalen) (Hillebrand in Schaller, 1909, p. 405). Mosesitu se isto dogodi šele pri temperaturi 186° C (Canfield, Hillebrand, Schaller, 1908, pp. 202—208). Oba minerala nastopata skupaj s cinabaritom zelo blizu površine v rudišču Mariposa. Zgornjo temperaturno mejo dobimo na podlagi temperature razpada živosrebrnih mineralov. V istem rudišču je za to značilna temperatura kalomela (302° C) (Thompson, 1954, p. 179). To kaže, da so morda temperature nastanka živosrebrnih rudišč le nekoliko večje, kot to domnevamo.

Nollovi poizkusi v sistemu $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ kažejo, da se izloča kaolinit med 250—350° C in pod pritiskom 40—170 atm pri razmerju $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2 = 1:2\text{—}4$. Če niso izpolnjeni ti pogoji, se izloča poleg kaolinita tudi pirofilit (Grim, 1953, p. 317). Caillere in Henin sta dobila kaolinit pri običajni temperaturi in pritisku z elektrolizo raztopine kremenice in glinice. Katoda je bila iz platine, a anoda iz aluminija (Grim, 1953, p. 321). V Idriji nahajamo kaolinit samo izven rudnih

teles v bližini severnega kontakta. Ker ga najdemo samo v tistem delu rudišča, ki je bil pred narivom na površini, je verjetno, da je prinesen naknadno v rudišče.

Cinabarit nadomešča pogosto kremen. Topnost kremenca v čisti vodi pod pritiskom 400 atm in temperaturi 250° C znaša 0,05 % (Kennedy, 1950, p. 636). Topnost sicer pada pri manjših temperaturah in pritiskih, vendar je še toliko, da bi mogli samo z njeno pomočjo pojasniti nadomeščanje kremenca. Pri temperaturi 160° C in 6 atm pritiska znaša topnost nekaj tisočink odstotka. Če še upoštevamo vpliv alkalij, postane topnost kremenca neprimerno večja. Zato so nadomeščanja kremenca po cinabaritu in pogostni pojavi kalcedonovih zrn popolnoma razumljivi.

V Idriji nismo našli mineralov, ki bi kazali, da je rudišče nastalo pri večji temperaturi kot približno 100° C. Čeprav je bila temperatura nastanka rude nizka, vendar opazujemo ponekod, da se je ruda izločila iz zasičenih raztopin. Verjetno je to koncentracijo povzročila nagla ohladitev.

Odnos cinabarit — pirit. Meje med piritnimi in cinabaritnimi kristali v Idriji so ostre. Povečini leže lepo razviti piritni kristali v cinabaritu, samo ponekod smo našli nadomeščanje pirita po cinabaritu. V kemičnem oziru je odnos med obema mineraloma nejasen. Količina netopnega pirita raste s padom kislosti raztopine in z naraščanjem temperature. To je nasprotno, kot se obnaša cinabarit. Zato zelo redko opazujemo oba minerala skupaj.

Pirit nahajamo v Idriji v vseh stratigrafskih nivojih. Najbolj pogosten je v wengenskih plasteh, kjer se ponekod izrazito nakopiči. Skupaj s cinabaritom se javlja ali kot vključek v zelo bogati rudi ali pa ga najdemo v razpokah, kjer na njem rastejo kristali dolomita, cinabarita in sadre. Kemične pogoje nastanka pirita in markazita so opazovali Allen, Crenshaw, Johnston in Larse (1912). Po njihovih podatkih je paragenezo s cinabaritom zelo težko ostvariti. Pirit se ni izločil iz rudnih raztopin, temveč se je že nahajal v sedimentih pred orudenjenjem. Poleg tega se je pirit izločal tudi pod redukcijskimi pogoji sekundarno v razpokah, kjer ga nahajamo v lepih kristalih.

Način nastanka. Rudne raztopine so prinašale v glavnem samo živo srebro in nepomembne količine barita, fluora, bakra, mangana, stroncija in cinka. Na svoji poti so se izločali ostali elementi zaradi različnih fizikalno-kemičnih pogojev in zato nahajamo v rudišču samo cinabarit. Potemtakem je rudišče nastalo pri običajnih temperaturah živosrebrnih rudišč.

Rudne raztopine so prešle pri prodiranju navzgor cono karbonatnih kamenin. Tu so verjetno raztopile nekaj CO₂ in morda majhno količino žvepla iz pirita. Na ta način je padla njihova alkalnost. Spremembe pritiska in temperature so prav tako omogočile izločanje cinabarita, ker se je porušilo notranje ravnotežje raztopin.

V orudeni coni so rudne raztopine z delom alkalij topile kremen in izločale na njegovem mestu cinabarit. Serija skonca je bila v fazi diage-

neze. Drobnozrnate usedline so podobno sapropelu vsebovale tudi veliko organskih snovi, katerih razkroj je dajal H_2S . Razumljivo je, da so skrilarci skonca onemogočali nadaljnje prodiranje rudnih raztopin (filtracijski efekt). Zato nahajamo najbogatejše rudne cone v skrilarcih skonca. Poleg tega je prišlo v bližini površine do razredčenja rudnih raztopin s površinsko ali podzemno vodo. Vsi ti faktorji skupaj so učinkovali na izločanje cinabarita. Na ta način so nastale velike rudne impregnacije vzdolž stika anizičnih in ladinskih kamenin. Na območjih, kjer niso razvite plasti skonca, se je izločil cinabarit iz istih razlogov razen vpliva H_2S . Tam je bilo verjetno najbolj pomembno razredčenje rudnih raztopin, hiter pad temperature in porušitev ravnotežja rudnih raztopin zaradi spremenjenih fizikalno-kemičnih pogojev.

Glavna izločanja rude so se dogajala v takrat porušenih conah, katere nam danes označuje »brečast« dolomit. V kompaktnem in malo porušnem dolomitu je količina cinabarita zelo majhna. Težko si je predstavljati, da bi se takšna ogromna količina cinabarita, ki sestavlja rudišče v Idriji, izločila naenkrat. Proces izločanja je tekel relativno dolgo in zato so se rudne raztopine sčasoma ohladile. Takrat se je spremenil tudi način izločanja cinabarita. Agresivne moči rudnih raztopin ni bilo več. Raztopine so se dvigale po obstoječih razpokah, izkoriščale so vse razpoke in zadrževale so jih še tako majhni nepropustni vložki. Tako so orudenele posamezne plasti dolomita, meja med wengenskimi in anizičnimi plastmi ter morda meja med anizičnimi in werfenskimi plastmi.

Ponekod smo našli cinabarit v ledvičastih oblikah. Verjetno se je del cinabarita izločil v obliki gela. Koloidni transport in izločanje cinabarita v koloidni obliki nima pomembne vloge pri nastanku rudišča v Idriji, ker so ti pojavi zelo redki.

Pri nastanku rudišča moremo torej jasno ločiti dva temperaturna območja: toplejšega in hladnejšega. Oba sta samo skrajna temperaturna člena orudenjenja, ki je nastajalo pod različnimi fizikalno-kemičnimi pogoji. Torej nahajamo v rudišču več generacij cinabarita, ki pa jih ne moremo ločiti.

Poreklo samorodnega živega srebra. Samorodno živo srebro spremlja dobro orudene dele rudnih teles, a nahajamo ga prav tako v karbonskih skrilarcih. Glede stopnje orudenjenja s samorodnim živim srebrom ne najdemo nikakršne pravilnosti. Zgornji deli rudišča ob severnem kontaktu vsebujejo iste količine živega srebra kot n. pr. rudno telo št. 10. Ostala rudna telesa ne vsebujejo pomembnejših količin samorodnega živega srebra, razen v posameznih delih. Samorodno živo srebro je pogosto v karbonskih skrilarcih na I. in III. obzorju.

Nastanek samorodnega živega srebra moremo pojasniti na dva načina:

1. zaradi pomanjkanja žvepla v rudnih raztopinah;
2. zaradi sekundarnih procesov.

Rudne raztopine, ki so prinašale živo srebro, so vsebovale v odvisnosti od temperature in pritiska tudi žveplo. Žveplo je običajen spremljevalec

različnih term. Po ohladi tvi rudnih raztopin je živo srebro potovalo kot sulfidni merkuri ion. Tu primanjkljaj žvepla ne prihaja v poštev. V nekaterih delih kamenin, ki so vsebovale železo, je del živega srebra verjetno primaren. Železo kaže namreč veliko afiniteto do žvepla. Zato je ponekod lahko prišlo do primanjkljaja žvepla v rudnih raztopinah. Na to bi kazale velike kocke pirita, ki leže ponekod v cinabaritu. Tako velikih piritnih kristalov nismo našli v neorudenih kameninah. Vendar je primarni nastanek samorodnega živega srebra v Idriji po količini nepomemben.

Površinska voda, ki je prodirala skozi rudišče, je raztopila majhno količino HgS ter ga prenesla in izločila na drugem mestu. Na podlagi tega moremo domnevati, da je del samorodnega živega srebra nastal sekundarno. Razen tega kažejo na tak nastanek tudi piritne leče, ki vsebujejo živo srebro.

Hipergeni procesi. Problem mobilizacije materije je v tem, da se delček, ki sestavlja kristalno mrežo, more ločiti iz nje. Pri tem se pojavlja vprašanje, ali bo tak delček hitro izpadel iz raztopine ali se bo izločil šele po dolgem času. Na migracijo vpliva mnogo faktorjev, ki jih lahko razdelimo v dve skupini: v notranje in zunanje.

Živo srebro lahko prehaja v plinsko stanje, vendar je potrebna posebna energija, da preide iz kompleksa v običajen sulfid. Zato je njegova spojina z žveplom dokaj obstojna, čeprav je Dreyer (1940, p. 23) ugotovil dve modifikaciji cinabarita.

Zunanji migracijski faktorji so v glavnem odvisni od temperature, pritiska, koncentracije ionov v vodi (p_H) in koloidnih lastnosti. V zadnjem času so sovjetski raziskovalci uspeli oksidirati cinabarit z aktivnimi oblikami kisika (ozon, peroksid) in tudi s ferisulfatom. Vpliv ozona na cinabarit je izredno velik, vendar je njegovo delovanje pri oksidaciji še premalo znano. Pri oksidaciji nastaja živosrebrni sulfat, ki se delno hidrolizira, a delno preide v raztopino. Prisotnost natrijevega klorida in zvišana temperatura pospešujeta proces oksidacije (S a u k o v, 1953, p. 307). Vpliv klora je zelo pomemben, ker nastajajo različni sekundarni kloridi živega srebra (P a l a c h e, 1951, p. 55). V Idriji nismo našli živosrebrnih kloridov, zato ne moremo domnevati, kakšen je bil vpliv klorovih raztopin. Pomembna količina pirita v kameninah, ki grade rudišče, je povzročila koncentracijo sulfata v pronicajočih vodah. To opazujemo še danes v mnogih rovih, ki se po kratkem času prevlečejo z epsomitom in s pomembno količino sadre. Tektonski procesi, ki so oblikovali sedanje rudišče, so porušili kamenine, povzročili v njih nove razpoke in votline ter tako omogočili hitrejšo in večjo cirkulacijo površinske vode. Tektonski procesi so prav tako vplivali na spremembo temperature in pritiska; deloma se je temperatura dvignila tudi zaradi razpadanja pirita.

Do sedaj še ne vemo za metodo, po kateri bi mogli ločiti primarni in sekundarni cinabarit. Zato smo dali v analizo nekaj kosov cinabarita, da bi ugotovili eventualne razlike v količini in prisotnosti nekaterih prvin. Te analize dajemo v 4. tabeli.

Spektralne analize cinabarita
Spectrochemical analysis of cinnabar

Table 4.

4. tabela

Prvina	Analiza					
	1 (M 250)	2 (M 251)	3 (M 252)	4 (M 253)	5 (M 254)	6 (M 255)
Al	4,64 ‰	8,44 ‰	6,50 ‰	1,11 ‰	0,21 ‰	0,12 ‰
As	+	+	+	+	+	+
Ba	+	+	++	+		
Ca	++	++	++	+++	+++	+++
Cu	pod 0,01 ‰	pod 0,01 ‰	pod 0,01 ‰	pod 0,01 ‰	pod 0,01 ‰	pod 0,01 ‰
Fe	2,09 ‰	0,26 ‰	0,60 ‰	1,41 ‰	0,71 ‰	0,53 ‰
Mg	+	+	+	+	++	+++
Mn	0,003 ‰	0,0024 ‰	0,003 ‰	0,014 ‰	0,035 ‰	0,014 ‰
Si	63,16 ‰	48,57 ‰	65,02 ‰	15,47 ‰	2,08 ‰	3,13 ‰
Sr	+	++	+	+	+	+
Ti	0,13 ‰	0,10 ‰	0,008 ‰	0,09 ‰	0,025 ‰	0,0009 ‰
Zn		+	+	+		

Nismo našli naslednjih prvin: srebra, bora, berilija, bizmuta, kadmija, cera, kobalta, kroma, molibdena, niklja, svinca, antimona, kositra, torija, volframa, vanadija in cirkona. Torej tudi s spektralno analizo nismo mogli ugotoviti pomembnejših količin neke prvine, ki bi bila značilna za primarno ali presedimentirano rudo. Vse ugotovljene prvine, ki nastopajo poleg cinabarita, kažejo na normalno hidrotermalno paragenezo. Zato se moremo nasloniti samo na obliko in položaj rudnih teles, stopnjo nadomeščanja in sekundarne obogatitve. Naknadno se je cinabarit koncentriral v posameznih conah rudnih impregnacij. V razpokah I in II, ki so nastale pri oblikovanju sedanje zgradbe, je cinabarit zapolnil odprtine.

Pojav samorodnega živega srebra je zelo pomemben. Njegov nastanek ni odvisen od pritiskov, ker je količina samorodnega živega srebra ob narivni površini in količina živega srebra n. pr. v rudni impregnaciji št. 10, ki leži daleč od te ravnine, skoraj ista. Najbolj pomembne za njegov nastanek so bile epigene sulfatne vode, ki so topile cinabarit in prenašale živo srebro kot sulfat. Raztopina je reagirala z apnenimi kameninami in izločali so se sadra, cinabarit in samorodno živo srebro. Razen tega so bili v raztopini prisotni tudi ioni železa, ki so se s sulfatnim ionom združili v melanterit. Iz pirita in cinabarita je torej nastalo več sulfatnih in sulfidnih mineralov. Jasno je, da se je pri tem količina žvepla, ki je potrebna, da bi se vse živo srebro izločilo ponovno kot cinabarit, zmanjšala ter se je zato izločalo tudi samorodno živo srebro. Transport živega srebra so omogočale tektonske porušitve. Izdanki samorodnega živega srebra torej niso zanesljiv indikator za bližino rudnih teles. To razpršeno živo srebro tvori avreolo okrog rudišča, ki je verjetno nastala zaradi mehanič-

nih in kemičnih vzrokov. Del sulfatne raztopine sigurno ni izločil vsega živega srebra že v rudišču, temveč ga je prenesel na večje ali krajše razdalje ali v obliki ionov ali mehanično kot samorodno živo srebro. Prenos so omogočali tudi različni koloidi, ki so imeli adsorpcijske sposobnosti. Za migracijo živega srebra govore tudi najdbe tisočink odstotka Hg v krednem apnencu (vrtina Rošp).

Pri raziskovanju težkih mineralov v izpirkih triadnih plasti iz okolice Mangrta in terciarnih skladov Dolenjske je *Tovšakova* (1954, 1955) našla drobce cinabarita. To kaže, da so sekundarni procesi deloma porušili tudi obstoječa rudišča živega srebra v Sloveniji.

Pomembne podatke o stopnji hipergenih procesov dobimo, če opazujemo asociacijo nerudnih mineralov. V rudišču nastopajo kot primarni minerali barit, fluorit, sfalerit, dolomit in kalcit. Vsi ostali minerali, kot kalcedon, kremen, sadra, epsomit, melanterit, halotrihit, siderotil, pilolit ter deloma dolomit in kalcit so nastali sekundarno. Veliko število sekundarnih mineralov v odnosu na primarne minerale in pomembne količine nekaterih sekundarnih mineralov kažejo na velik vpliv hipergerih procesov v rudišču. Nekateri sekundarni minerali so pogosto v asociaciji s cinabaritom (dolomit, kalcit, sadra), ostali pa ne kažejo nikakršne pravilnosti v odnosu na cinabarit.

V rudnih telesih pogosto opazujemo hipergeno izločeni cinabarit. Zato moremo domnevati, da so nekatera manjša rudna telesa nastala na ta način.

ZAKLJUČEK

Z novimi geološkimi preiskavami smo dobili nekaj važnih podatkov o strukturi, genezi in starosti orudenjenja. Tektonska zgradba ozemlja, ki je nastala po orudenjenju, obsega vse tektonske deformacije. Čeprav v bistvu ne moremo govoriti o raztrganih rudnih impregnacijah, ker niso izraženi v rudišču močnejši prelomi in ker prehajajo rudne impregnacije postopno v jalovino, vendar opazujemo dokaj močan vpliv pritiska na rudo. Prvotno enostavne rudne impregnacije so močno nagubane in porušene (še posebej takrat, ko leže v kompaktnih kameninah).

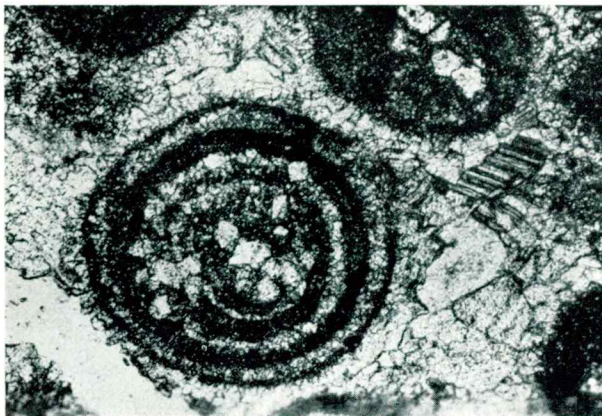
Poleg tega daje Idrija še nekatere podatke v zvezi z nastankom nizkotemperaturnih rud. Rudišča, ki nastajajo zelo blizu ali celo na sami površini, se pod določenimi pogoji lahko ohranijo, četudi so nastala v paleozoiku ali mezozoiku. V tem primeru jih morajo takoj prekriti mlajši sedimenti. Mlajše plasti ne smejo preseči določene debeline, ker bi se lahko rudišče uničilo zaradi spremenjenih fizikalno-kemičnih pogojev. V Idriji je debelina mlajših plasti, ki so bile odložene nad rudiščem, znašala od 1000 do 1500 m. V tem primeru niso bile spremembe v pritisku in temperaturi tolike, da bi lahko bistveno vplivale na rudišče. Nadomeščanja kremen in karbonatov po cinabaritu so drugi značilen genetski pojav. Opazujemo ga pogosto v rudišču in ima poseben pomen, ker je zaradi tega ruda dokaj bogatejša.

1. slika

Idrija — Werfenski oolitni apnenec z XI. obzorja v okolici slepega jaška Lamberg. 57×; paralelni nikoli. Del oolitne teksture.

Fig. 1.

Idrija — Werfenian oölitic limestone from XIth level near the Lamberg blind shaft. Nicols parallel. ×57. Detail of the oölitic texture.

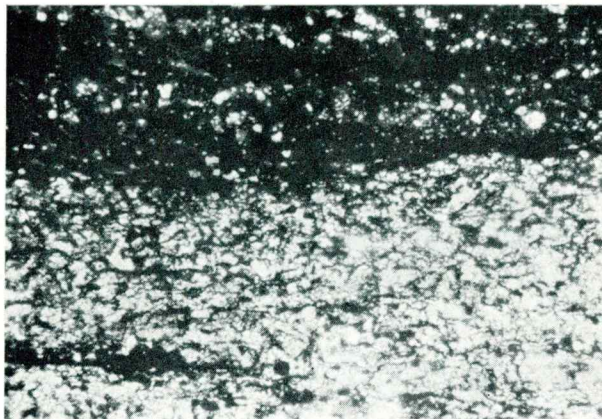


2. slika

Idrija — Wengenski kremenov peščenjak, II. obzorje v okolici slepega jaška August. V zgornjem delu slike bituminozno vezivo, v katerem leže redka kremenova zrna. 57×; paralelni nikoli.

Fig. 2.

Idrija — Wengenian quartz sandstone from IInd level near the August blind shaft. Nicols parallel. ×57. In the upper part the bituminous cement with scarce quartz grains.

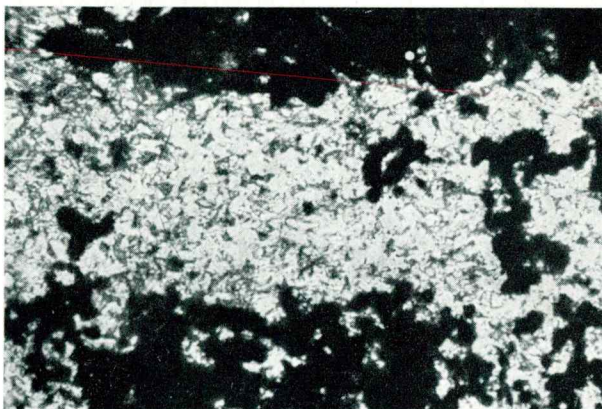


3. slika

Idrija — Wengenski peščenjak, IV. obzorje med jaškom Breza in slepim jaškom B. 57×; paralelni nikoli. Drobnnozrnat peščenjak vsebuje veliko pirita (v zgornjem delu slike).

Fig. 3.

Idrija — Wengenian sandstone from IVth level between the Central and B blind shafts. Nicols parallel. ×57. The fine-grained sandstone contains much pyrite (upper part).

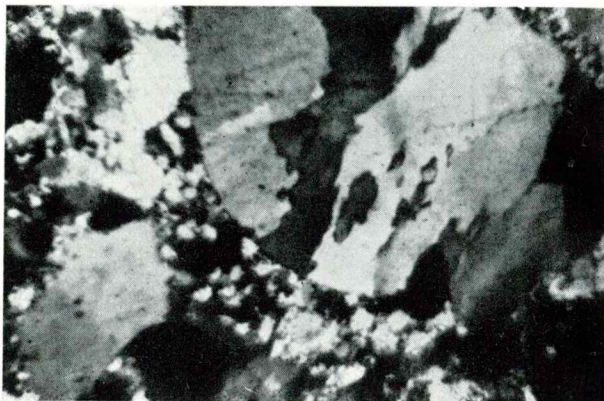


1. slika

Idrija — Wengenski peščenjak, IX. obzorje pri slepem jašku Jaklin. Posamezne oblike kamenin v peščenjaku. 22 ×; navzkrižni nikoli.

Fig. 1.

Idrija — Wengenian sandstone from IXth level near the Jaklin blind shaft. Nicols crossed. × 22. In the sandstone some rounded fragments.

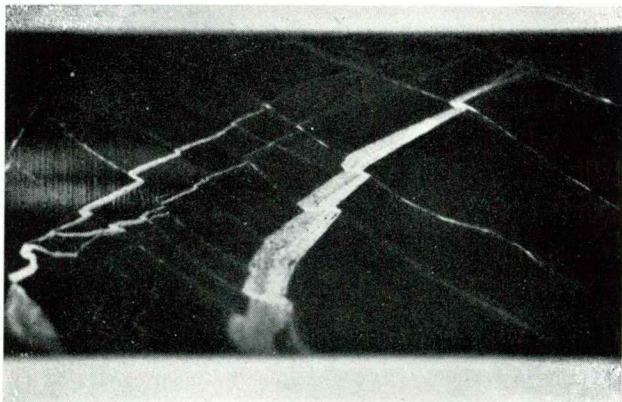


2. slika

Vrtina Sivka — Jedro iz globine 323 m. 0,5 ×. Mikrotektonika v werfenskem apnencu.

Fig. 2.

Sivka borehole — Core sample from the depth 323 ms. × 0.5. Microtectonics in Werfenian limestone.

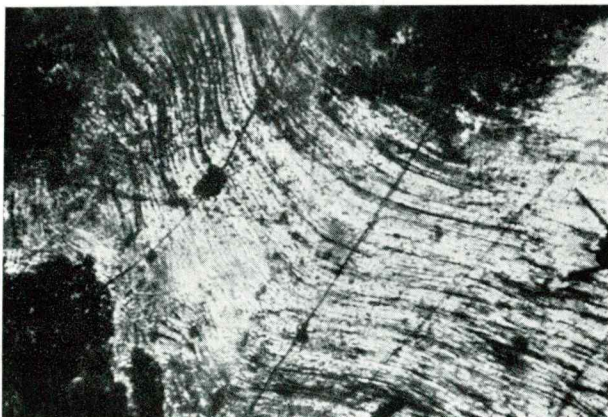


3. slika

Idrija — III. obzorje v okolici poligonske točke 3182. 57 ×; navzkrižni nikoli. Vlaknat kaolinit.

Fig. 3.

Idrija — IIIrd level near the traverse station 3182. Nicols crossed. × 57. Fibrous kaolinite.

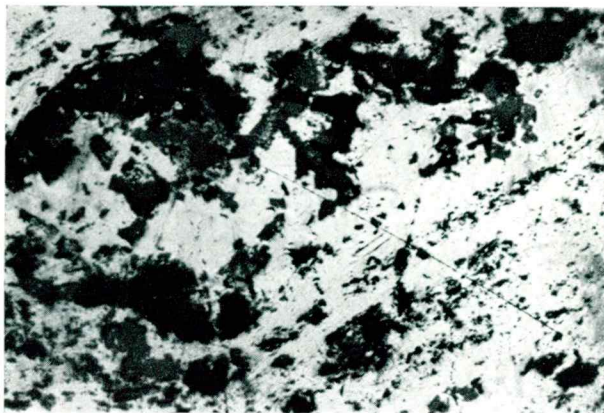


1. slika

Idrija — XII. obzorje, polje Rop, 66 $\times$. Nadomeščanje dolomita po cinabaritu.

Fig. 1.

Idrija — XIIth level, Rop stope, $\times 66$. Replacement of dolomite by cinnabar.



2. slika

Idrija — XI. obzorje, slepi jašek Lipold, 8. etaža, 58 $\times$. Obrisi posameznih nadomeščenih dolomitnih zrn so se ohranili v cinabaritu.

Fig. 2.

Idrija — XIth level, Lipold blind shaft, 8th slice, $\times 58$. The outlines of some replaced dolomite grains are preserved in the cinnabar.



3. slika

Idrija — VI. obzorje, slepi jašek Brus, 19. etaža, 66 $\times$. Cinabarit je popolnoma nadomestil dolomit; ohranili so se le organski ostanki (levi del slike).

Fig. 3.

Idrija — VIth level, Brus blind shaft, 19th slice, $\times 66$. Cinnabar completely replaced dolomite; organic remains are preserved (left).

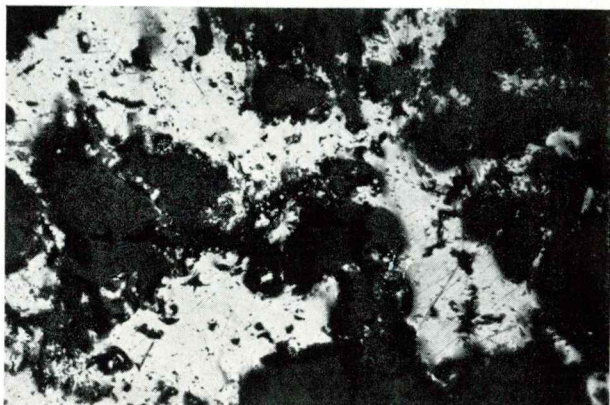


1. slika

Idrija — III. obzorje, slepi jašek št. 6, odkopno polje 14, 12. etaža. 58 X. Cinabarit nadomešča kremen v wengenskem peščenjaku.

Fig. 1.

Idrija — IIIrd level, blind shaft No. 6, 14th stope, 12th slice. X 58. Cinnabar replacing quartz in Wengian sandstone.

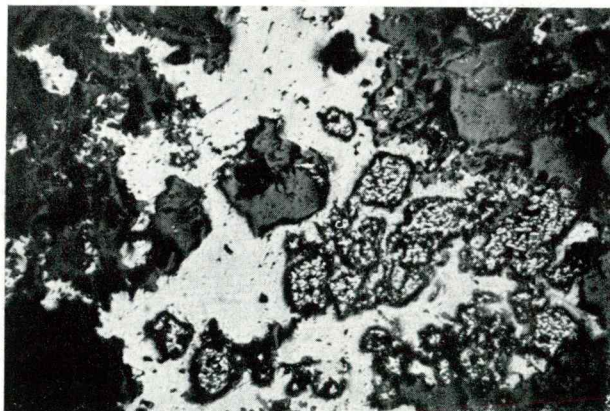


2. slika

Idrija — IV. obzorje, slepi jašek Logar, 8. etaža. 66 X. Cinabarit je pri nadomeščanju kremenovega peščenjaka zajel tudi piritna zrna.

Fig. 2.

Idrija — IVth level, Logar blind shaft. X 66. Cinnabar replacing quartz sandstone and the pyrite grains partly.

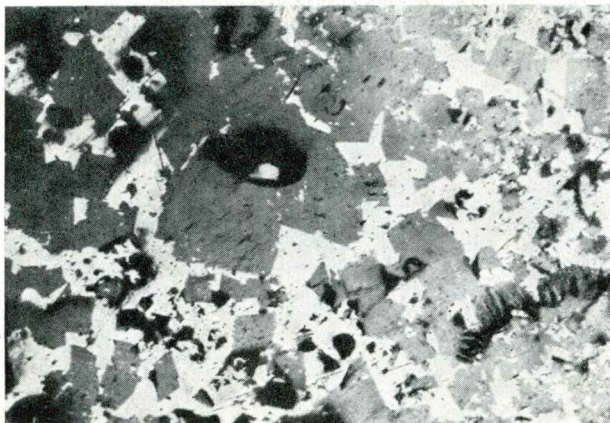


3. slika

Idrija — VI. obzorje, odkopno polje Talnina, 4. etaža. 60 X. Cinabarit cementira dolomitne kristale.

Fig. 3.

Idrija — VIth level, Talnina stope, 4th slice. X 60. Dolomite crystals cemented by cinnabar.



1. slika

Idrija — I. obzorje, odkopno polje Kropač, 2. etaža. 66 $\times$. Foraminifere v wengenskem peščenjaku. V glavnem so zgrajene iz cinabarita, njihova struktura se ni ohranila.

Fig. 1.

Idrija — Ist level, Kropač stope, 2nd slice. $\times 66$. Wengian sandstone containing foraminifers replaced by cinnabar. Their structure is not preserved.

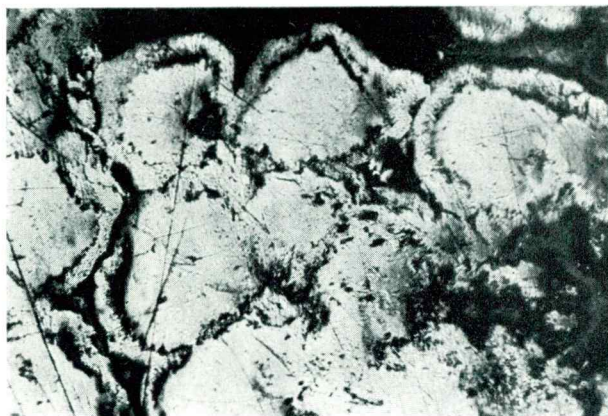


2. slika

Idrija — XI. obzorje, slepi jašek Lipold, 8. etaža. 60 $\times$. Ledvičaste oblike cinabarita; na sliki opazujemo dve fazi obarjanja cinabarita

Fig. 2.

Idrija — XIth level, Lipold blind shaft, 8th slice. $\times 60$. Reiniform cinnabar; two phases of cinnabar precipitation can be observed.



3. slika

Idrija — VI. obzorje, slepi jašek Brus, 19. etaža. 66 $\times$. »Cinabaritni peščenjak«, ki ga veže kremenovo in bituminozno vezivo. Posamezna zrna kamenine so nadomeščena po cinabaritu.

Fig. 3.

Idrija — VIth level, Brus blind shaft, 19th slice. $\times 66$. »Cinnabar sandstone« cemented by quartz and bitumen. Some rock grains are replaced by cinnabar.

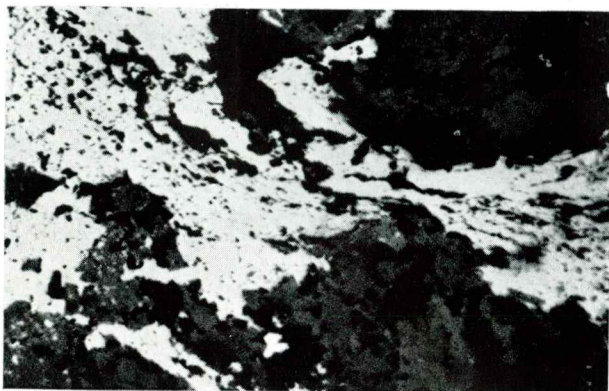


1. slika

Idrija — II. obzorje, odkopno polje Mokro, 2. etaža. 60 X. Po jalovini vidimo, kako zavzema cinabarit oblike, ki so nastale z naknadnim pritiskom.

Fig. 1.

Idrija — IIInd level, Mokro stope, 2nd slice. X 60. Waste showing cinnabar forms effected by subsequent stresses.



2. slika

Idrija — VII. obzorje, odkopno polje Lamberg, 6. etaža. Dve fazi obarjanja cinabarita; prvi ustreza drobnna cinabaritna zrna vzdolž razpoke, drugi pa osrednji del razpoke, ki je zapolnjen s cinabaritom.

Fig. 2.

Idrija — VIIth level, Lamberg stope, 6th slice. X 60. Two phases of cinnabar precipitation. The fine grains along the crack are due to one phase, the central portion of the crack filled up with cinnabar to the second one.

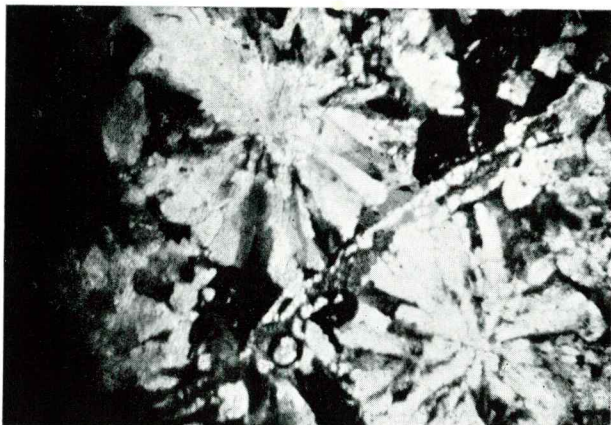


3. slika

Idrija — Okolica severnega kontakta. 58 X; navzkrižni nikoli. Radialno grajena dolomitna zrna, ki jih najdemo v kosih kamenin v severnem kontaktu.

Fig. 3.

Idrija — Northern contact zone. X 58. Nicols crossed. Radial dolomite grains encountered in rock fragments.



V času nastajanja Alp je bilo rudišče narinjeno na kredne plasti. Nanj so narinjene karbonsko-triadne kamenine druge luske. Cinabarit je kemično dokaj rezistenten, zato se težko prenese. V rudišču je zaradi tega v glavnem ohranjen prvotni način orudenjenja. Zaradi močnih tektonskih procesov in spremenjenih fizikalno-kemičnih pogojev je del rude prenesen. Takrat je nastalo tudi samorodno živo srebro, ki se še danes deloma nahaja v rudišču. Hipergeni procesi so stvorili večjo asociacijo nerudnih mineralov, čeprav je za rudišče značilen monomineralni primarni sestav. Hipergeni prenos je samo lokalno pomemben. K temu tipu moremo prišteti manjše rudne impregnacije.

GEOLOGY OF THE IDRİJA MERCURY DEPOSIT

The mercury mine at Idrija has been worked for almost half a millennium. During the last twenty years, however, no new geological data on the mine have been published, while, on the other hand, most records concerning the mine were destroyed during the war. In the face of these facts it was found inevitable to reconstruct the missing information with the aid of analogy, which is especially true for the data on the form of ore deposits and the degree of mineralization.

With respect to the mercury output Idrija is among the first mines in the world. The curves in Figs. 1, 2 and 3 show the ore output, the average percentage of Hg in the ore and the mercury output for the period from 1786 to 1954. The rather meager data on the output before 1786 are listed in Table I. In the light of the data on the output of cinnabar till 1918 and the supposed average annual output prior to 1786, it might be inferred that the total reserve of the mine amounted from 150,000 to 200,000 tons of mercury.

The most characteristic feature of the ore deposit is its extremely dissimilar structure. Especially interesting are the origin of the ore deposit and its tectonic and hypergene changes. The ore deposit was formed during the Middle Triassic. During the Alpine orogenesis it was considerably faulted and folded. Concomitantly, a smaller mass of cinnabar was transferred within the ore deposit itself as a consequence of altering of the chemo-physical conditions. The geological data compiled for the ore deposit of Idrija enable us to form valuable conclusions to the origin of individual East Alpine ore deposits; on the other hand, they might supplement the data favoring the possibility of origin of the regenerated ore deposits as postulated by Schneiderhöhn's theory. The analyses of rocks and ores cited in the following paragraphs, were made by the co-workers of the Geological Survey Ljubljana. L. Rijavec carried out micropaleontologic, M. Babšek chemical and S. Kandare X-ray and spectrographic examinations. Microfossils were found only in few samples. The material washed out of each sample afforded a means by which it was possible to distinguish the Carboniferous and Wengenian shales on the basis of their respective petrographic features.

The geological conditions prevailing in each horizon are discussed in details. Special stress is laid upon the determination of the rock age, for it is evident that only on this basis it is possible to interpret the tectonic feature of the ore deposit.

The geologic feature of the ore deposit

As early as in 1857 and 1874 detailed accounts of the stratigraphic conditions prevailing in the surroundings of Idrija, were published by Lipold. Kossmat's subsequent explorations added but little to Lipold's analysis. Kossmat's work published in several papers (1898, 1899, 1900, 1911, 1913) is less known than Kropač's interpretation of the geological conditions at Idrija contained in his book on the ore deposit (1912).

The ore deposit consists of Carboniferous, Permian, Triassic, Cretaceous and Eocene rocks.

The Carboniferous beds are composed of black clayey shales containing mica flakes and calcite veinlets. Here and there in the beds pyrite lenses are found containing native mercury. In the shales themselves drops of mercury can be observed also. The zones containing such rocks are being worked for ore. Sporadically intercalations of a gray micaceous quartz sandstone are encountered in the shales. The Carboniferous shales often bear a close resemblance to the folded and faulted Wengenian shales.

The Permian is represented by the variously colored Grödenian conglomerate and sandstone. Judging by their position the smaller lenses of limestone and dolomite would seem to belong to the Permian beds but since no paleontologic evidence exists on the basis of which they might be referred to that period, they are entered into the geological maps as belonging to the Triassic.

The Triassic beds display a most diverse development. The Scythian stage comprises variously colored shales which in some places represent the transition from the Permian to the Triassic sandstones, sandy and marly shales and dark limestones. Here and there the sandstones and shales are separated from the limestones by a layer of dolomite. The Anisian stage of the ore deposit-area is represented by dolomite. Here and there the deposit is crisscrossed by white dolomite veinlets. Repeated intercalation of dark shales are found which reach a thickness of up to 30 cms. Early explorers of the ore deposit included in the Anisian stage also the dolomite "breccias". All breccias and conglomerates should be referred to the Ladinian stage according to their position. In the dolomite of the ore deposit often brecciated zones are found resulting of tectonics occurring prior to mineralization. The Wengenian beds are composed of a sporadically developed no more than 20 cm. thick layer of limestone, further of sandy, shaly, and clayey shales and breccias, and conglomerates. The shales which form the lowest part of the Wengenian sediments are called "skonca" shales. According to their lithological and genetic features, their economic importance and in order to facilitate the analysis of their

tectonics, the shales and sandstones are referred to the "skonca" beds. The light-colored limestone which lithologically differs from the Cassian limestone and overlies the clastic Wengenian rocks is referred to the Wengen stage. The Cassian beds are represented by a dark stratified to shaly limestone and a light-colored massive and fine-grained dolomite. To the Carnian stage belong the sandy beds which, however, are absent in the immediate vicinity of the ore deposit. In 1956 fossil remains were found by Mlakar in the light of which the dolomite in some restricted areas might be referred to the Carnian stage.

The Cretaceous beds occurring in the environs of the ore deposit consist of limestone.

The Eocene flysch is composed of shales, limestones and sandstones.

Igneous rocks occur in the environs of Cerklno, some 12 kilometers north of the ore deposit. They comprise porphyrites and porphyries, further porphyrite-, porphyry- and quartz-keratophyre tuffs. In igneous rocks augite and biotite are the only femic minerals. Extrusive rocks and their tuffs were formed partly on land and partly in the sea as proved by the numerous carbonized plant remains and ammonites found in the tuffs. Samples of the latter rocks collected in the ore deposit itself as well as in the environs of Idrija, were examined by Fedorow's method. Their anorthite content varies from 9 to 59 percent. The bulk of the examined grains are near andesine in composition. The frequency of the twinning-laws is listed in Table 3. The tuffs occur only in the Wengenian and lower part of the Cassian beds. In the Rabelj beds only presedimented tuffs are found.

Tectonics

The ore deposit at Idrija is located in the transition zone between the Alps and the Dinarids. Exploration conducted along the Fault of Idrija have shown, according to Germovšek's statements (1953) along the transition of the Sava Folds and other investigations along the transition zone, that no sharp boundary can be drawn between the Alps and the Dinarids. The Alpine region gradually passes into the Dinarids. In this transition zone the two tectonic directions interlook. Thus it will be necessary to revise Winkler's and Kossmat's view on the tectonics of the Julian Alps and the Dinaric High Karst.

a) The structure of the environs of the ore deposit

The territory in the environs of the ore deposit and along the Idrija Fault can be divided lengthwise according to its characteristic and dominant deformation, in three zones: the zone of Kanomlja, that of Idrija and that of Ljubevč. Each of these zones, again, can be divided crosswise into two parts: the southwestern, rather deformed part and the north-eastern, less complex part.

The zone of Kanomlja comprises the territory between Razpotje and Gornja Kanomlja. The southwestern part of this zone is characterized by

the inverse position of the Carboniferous and Triassic beds, a phenomenon best discernible in the environs of Šturmovec. The Carboniferous shales overlie Permian, Werfenian and Anisian beds. In deep-cut valleys Cretaceous beds are encountered. The inverse position of the beds is due to the folding of Carboniferous, Permian and Werfenian beds. Even today the fold can be traced in the width of over 2 kilometers. At the contact zone with the Cretaceous only Anisian beds are found. Along the fault plane the Carboniferous and Werfenian beds were partly shattered and partly squeezed out.

The northeastern part of the zone of Kanomlja is made up of Triassic rocks which here and there are extremely folded. This zone comprises the territory between Likar and the Idrija River.

The zone of Idrija extends over the territory located between Razpotje and the eastern slope of the ridge south of Idrija (points 464,579). The northeastern part is separated from the southwestern by the tectonic line running along Jurčkov graben across the western slopes of Ptičnica to the saddle located between Poševnik and Ptičnica. The Triassic rocks of Ptičnica and Poljanca are thrust over the Cretaceous beds, while in the east they are lifted along the fault upon the Wengenian and Cassian rocks of the left bank of the Idrija River.

The zone of Ljubevč is made up of Wengenian and Cassian beds wedged in along the Valley of Ljubevč. The zone is somewhat shattered only along the fault which divides it in the northeastern and the southwestern part. This line can be traced from Zagoda to Podobnik and further to point 692. Along this line the Carboniferous and Triassic beds are thrust upon the Cassian and Anisian layers. Between Ljubevč and Podobnik the fault is marked by dolomite crushed to sand.

The zones discussed above were investigated also by boring. Thus it was possible to determine the exact position of the Cretaceous beds. The zones represent a part of the extensive dislocation zone whose most characteristic feature is the tectonic line running along the valley of the Kanomlja River and further over Rošp, Trata, Kolenc, Razpotje, Podobnik, Likar, Ljubevč, and Jelični vrh to Fežnar. Along this line, dotted with outcrops of Carboniferous rocks, a rather simple thrusting southward has taken place. Besides, it must be pointed out that the geological feature of the territory under discussion is not uniform: in the northwestern part recumbent folds are dominant, whereas the southeastern part is characterized by overthrusts and schuppen-structure.

A special position have the two faults running in the north-south direction. One stretches from Mokraška vas along the Idrija River and reaches the eastern slope of Ptičnica not far from Likar. The other line is located east of the former, parallel to it. It is characterized by steep slopes, slickensides, and mylonites. Judging by the degree of rock cementation, the fault must have, no doubt, originated as a consequence of later earth movements. The displacement is so slight that the stratigraphic sequence of rocks is not affected in the least. The geological conditions prevailing in the environs of the fault zone of Idrija are shown in Fig. 7.

b) The structure of the ore deposit

In 1912 K r o p a č made an attempt to explain the structure of the ore deposit by arguing that it consists of three recumbent folds, while two years earlier K o s s m a t excluded any folding by saying that the deposit is made up merely of overthrusts.

The normal stratigraphic sequence has been preserved in the greater part of the ore deposit. If we would like to explain the structure of the ore deposit with the folds then Werfenian strata would have to be present in the section along the northern contact zone. The northern contact zone is the thrust plane between the first and the second schuppe. The first, lowest schuppe consisting of Carboniferous and Triassic rocks, rests upon the Cretaceous limestone. Upon this schuppe are thrust the Carboniferous and Triassic rocks of the second schuppe over which in turn are pushed the Carboniferous and Triassic rocks of the third schuppe. While the beds were being pushed one over the other, the Carboniferous shales which represented the substratum of individual schuppe, was being piled up, on some places, and completely squeezed out on other. On the other hand, less conspicuous tectonic forms in the feature of the territory were effected by the mechanical properties of the rocks. Since the stresses to which the present feature of the ore deposit were greater than the strength of the Carboniferous and Wengenian shales, their forms can be accounted for only by plastic deformation. The forms displayed by the rest of the Wengenian beds in the ore deposit, are due to the breaking and crushing of the compact Wengenian sandstones, hence the irregular folds of Anisian and Ladinian rocks. These folds were formed as the second schuppe was thrust over the first one. Some explorers of the ore deposit laid special stress upon the fact that there is a difference between the upper and the lower mine or, in other words, between the northwestern and southeastern part of the deposit. The difference is obvious, first, because in the northwestern mine the rocks were much more affected by earth movements and, second, because the rocks occurring in this part of the mine are different from those occurring in the other one. The direction of the stress is found by the polar diagrams of the dips measured. The location of slickensides is presented in Fig. 5. Beside the folds fissures, denoted in the literature by O, O₁, M, N, I, and II, are encountered in the ore deposit. Small scale earth movements took place as early as in the Trias and are partly reflected in the ore deposit. In Jurassic beds we can see the tectonic and in some places the transgression unconformity. The first large scale earth movements took place in the Upper Cretaceous during the flysch deposition. In the Eocene the Cretaceous beds were thrust over the thin deposits of Eocene flysch. The fold and fault zone of Idrija originated at the time when the overthrust of Trnovski gozd was almost accomplished. In this process the rocks northwest of Razpotje were considerably folded, those of the southeastern part again thrust one over another. The twofold character of this zone seems to be due to earlier earth movements. The width of the recumbent fold increases in the westward direction extremely fast; the same

is true for the length of the thrust in the eastern direction. Over the first schuppe a second was thrust. Today the latter forms Ptičnica and Poljanca and extends over Jurčkov graben to Češnjica. During the overthrust this schuppe was broken as a consequence of which the eastern part of the ground sank. The fault can be seen on the eastern slopes of Ptičnica, at the shaft Delo it dips to the Idrijca River along which it continues northward. The thrust plane of the second schuppe consisted of Carboniferous shales which here and there are likewise squeezed out. At that time the thrust was taking place over Werfenian rocks. As a consequence of this the Wengenian and Anisian rocks of the first schuppe were folded. The thrusting of the second schuppe was not uniform. The western part comprising Ptičnica and Poljanca was overthrust much faster than the eastern part. The thrust plane between the first and the second schuppe is considerably folded as can be seen from the map of the upper face of the first schuppe in Fig. 6.

One fault, older than the overthrust faults, runs along the Valley of Ljubevč i. e. along the contact zone between the Cassian and Wengenian beds on the one hand and the Werfenian on the other. All the other faults are younger. They occur at Poljanec, on the southern slopes of Sivka and Debelo brdo, at Srednja Kanomlja, west of Čajni vrh, and in the contact zone between the Cretaceous and the Triassic beds. A striking feature of the faults in the ore deposit itself, are slickensides and rocks shattered to gravel-size. The present structure of the area under discussion is not the result of simple and continuous earth movements for there were also periods of relative quietness when only vertical movements took place. The sections in Fig. 8 present a schematic view of the structure of the ore deposit.

A survey of the ore deposit

Although the ore deposit has been worked for almost five centuries no records are available on the character of mineralization in individual parts of the mine. Thus the writer of the present paper could base his views only on his own observations and some descriptions published by Schrauf (1891), Kossmat (1910, 1913), Kropač (1912), and Piltz (1915).

Forms and general features of ore bodies

The ore deposit comprises fourteen larger ore bodies. The diagram in Fig. 9 shows there is a considerable dissimilarity in the form and location of the ore bodies. This is due to strong postmineralization tectonic which essentially altered the relationships among the ore bodies. On the other hand, the original relationship between the ore and the accompanying rocks was disturbed by repeated dissolving and recrystallization of cinnabar.

Beside these more extensive ore bodies several smaller occur in the ore deposit.

Mineralogical composition of the ore deposit

The mineralogical composition of the ore deposit is very simple. Beside cinnabar also metacinnabarite occurs. Piltz reports that sphalerite was found in the ore deposit. Among waste minerals the following are encountered: barytes, kaolinite, fluorspar, pyrite, calcite, dolomite, quartz, chalcedony, gypsum, epsomite, melanterite, halotrichite, xylotile, and siderolite. Idricite is the synonym of halotrichite. Idrialine and idrialite being composed of nothing but organic matter might, from the mineralogical viewpoint, be referred to the group of less investigated organic substances.

Microscopic examination

Microscopic examination has shown that cinnabar in the ore deposit either replaced single minerals in the accompanying rocks or was precipitated in the fissures. Cinnabar replaced quartz, dolomite and limestone. Replacement of minerals was especially characteristic in the zones containing high-grade ore. Cinnabar with which the fissures are filled in, shows no traces of replacement. As a rule dolomite or calcite crystallized first in the fissures which subsequently were filled in with cinnabar. Pyrite appears in the quicksilver ore either in cleancut crystal forms or in shattered fragments. Pyrite is hardly ever replaced by cinnabar but if it is then the former mineral is more or less corroded. Under the microscope at least two types of cinnabar with respect to the mode of origin can be often discerned; one, resulting from hot solutions, shows the capacity of replacing other minerals while the other, resulting from cooler solutions, lacks this capacity. Occasionally foraminifers were observed in which the original substance is replaced by cinnabar as a consequence of which the entire structure is destroyed and only the outer form preserved. The reniform structure of cinnabar indicates that the ore was precipitated as a colloid out of an oversaturated solution. The ore shows signs of stresses. Very frequently parallel strings of cinnabar grains are found under the microscope. Striking is also the fan-like arrangement of the crystals. Plates III, IV, V, and VI show some characteristic mineralization phenomena.

Type of mineralization

The highest degree of mineralization is observed in the Skonca beds. Some parts of these beds are built of shales or even limestone, they possess such physical and chemical properties favourable to the precipitation of the ore. In the Skonca beds the shales prevented the circulation of mineral solutions. Here cinnabar occurs in the form of impregnations. In the sandstones, however, quartz and carbonates were replaced by the ore mineral. Locally individual sheets occur which are strongly mineralized with cinnabar separated by poor or even unmineralized zones. Mineralization is due to the selective replacement of the carbonate cement. This type of mineralization is called stratified ore. Locally secondary enrichment with cinnabar can be observed. The uniformly impregnated rock contains transverse veinlets of transferred cinnabar. Thus two min-

eralization phases can be distinguished: the longitudinal primary phase and the transversal which considerably enriched such a zone. The mineralization encountered in the Mendolian dolomite is very similar to that of the Werfenian beds. In both series zones very rich in cinnabar and usually covered by an impervious layer are found. In the dolomite in addition very strong mineralization is observed in brecciated zones in spite of the absence of impervious layers. But in places where the impervious layers are developed also the unshattered dolomite below them is considerably mineralized. These zones, however, are rather small in extent. The mineralized zones show different types of impregnations veinlets, lenses and dissemination. As has been pointed out above mineralization is observed also in the fissures where rock fragments are found which were mineralized even before the fissures opened. With respect to the degree of mineralization ores of different grades are distinguished such as opekovka (brick colored) ore, jetrenka (liver colored) ore, and jeklenka (steel colored) ore. The brick colored ore contains veinlets, lenses and single grains of cinnabar which often impregnate also the accompanying rock. The steel colored ore is characterized by extensive replacements of original minerals by cinnabar as well as by the presence of greater grains of cinnabar. The "coral" ore occurs as an intercalation in the Skonca beds; it is rich in organic matter and impregnated with cinnabar. Beside cinnabar mineralizations native mercury is encountered. It occurs in all rocks and accompanies cinnabar in all high-grade ore bodies. The Carboniferous shales of various horizons are impregnated also with native mercury. This kind of mineralization shows no regularity. In the dolomite and the Wengenian beds mineralization with native mercury is relatively rare. It is somewhat more significant in the Werfenian beds.

The age and the genesis of the ore deposit

The folds and faults characteristic for the ore deposit and its environs are not mineralized. Here only very few and scanty impregnations with cinnabar occur. Extensive mineralization, however, is encountered in the Wengenian beds and the Mendolian dolomite. It is interesting to note that the degree of the mineralization of the Mendolian dolomite gradually decreases with the increasing distance from the Wengenian beds. The form of the ore bodies is either simple or complex. Some ore bodies consist of a main trunk from which ore pipes, plates and lenses branch off. Some trunks are composed of mineralized and waste zones which form a tangle of "veins". Each larger ore body is accompanied by smaller ones. If the folds in the ore deposit were flattened then it would be seen that the ore bodies are arrayed along the contact zone between the Anisian and Wengenian beds. This zone, however, is not uniformly mineralized for beside thoroughly mineralized also unmineralized areas are found. Significant data on mineralization are obtained along the northern contact zone where the ore bodies are distinctly bounded. In the Carboniferous shales of the northern contact zone no mineralization with cinnabar is observed. In the slates lenticular and spherical rock fragments torn off

by earth movements, are found. These fragments consist either of Mendolian dolomite or Wengenian sandstone. The core of the spherical fragments is usually of compact dolomite while towards the periphery the single grains forming radial texture become more and more discernible. Such grains are shown in Fig. 3 of Table VI. The peripheral region of these spheres and lenses was recrystallized under pressure. This fact is likewise borne out by the gradual transition of the recrystallized rock into normal rock observed in the core of these spherical and lenticular fragments. Beside these dolomite forms also lenses of pyrite occur in the Carboniferous shales of the northern contact zone. Locally the cores of these lenses contain native mercury, a fact in the light of which definite conclusions can be drawn as to the mode of origin of pyritic lenses and as to the age of mineralization. A connection between the Carboniferous shales and mineralization upon which earlier such great stress was laid, does not exist. This is borne out by the huge wholly unmineralized stretches in the immediate vicinity of the northern contact zone. Few ore bodies occur near the contact zone and even these are removed from it for several meters. The bulk of ore bodies, however, is located so far from the impervious Carboniferous shales that their influence is not important. On the other hand the local impervious intercalation are very important. If the degree of replacement of the original rock by cinnabar is being compared then the most powerful influence was exerted just in the Skonca beds. The replacement was so thoroughgoing that only clayey-bituminous remains of the original rock are left. Thus it is evident that in the Wengenian beds the action of the mineral solutions was extremely vigorous. The overlying Carboniferous shales, on the other hand, remained absolutely unaffected. Excepting some sporadic cases the ore bodies pass gradually into the barren rock. There are zones in the ore bodies which were considerably shattered by younger tectonic but the degree of their mineralization is equal to that of less shattered zones or the zones not shattered at all. Almost in all ore bodies one observes slickensides, partly or even completely composed of shattered and polished cinnabar. K r o p a č reported that he had found at the thrust plane between the first schuppe and the Cretaceous beds a completely shattered ore body. This seems to indicate that post-Eocene earth movements had no influence whatever upon the formation of the ore solution channels. Cinnabar outcrops occur only near the smelting plant (point 520) and in the neighborhood of Likar. Lately the borehole Ljubevč II revealed a smaller impregnation in the second schuppe at the depth of the third horizon. The data on outcrops of cinnabar in the environs of Idrija are rather scanty. According to K o s s m a t (1910) there should be cinnabar outcrops near Škofja Loka but the writer of the present report did not find them when he explored the territory in question. A smaller cinnabar ore deposit occurs in the environs of Sv. Ana above Tržič. The mineralized rocks are referred to the Trias. The ore deposit is surrounded by quartz porphyrites. The other cinnabar phenomena are connected with lead-zink ores and are due to another type of mineralization. The data cited above

indicate that the ore deposit of Idrija must have been formed in the Triassic period.

Recently Soviet investigators (S a u k o v, 1957) succeeded in oxidizing cinnabar by means of active oxygen forms (ozone, peroxide) as well as by means of ferri-sulphate. In waters containing sulphides mercury sulphate is formed. After combining with calcareous rocks, gypsum, cinnabar and native mercury are precipitated. Frequently also ions of iron were present which combined with sulphate to epsomite and melanterite. Spectral analysis showed that there is no difference at all between the primary and the recrystallized cinnabar in the amount of elements occurring in cinnabar. Furthermore the absence of the following elements was established by spectral analysis: silver, boron, beryllium, bismuth, cadmium, cerium, cobalt, chromium, molybdenum, nickel, lead, antimony, tin, thorium, wolfram, vanadium, and zirconium. The elements found in the samples are listed in Table 4.

Significant data on the degree of hypogene processes are obtained by studying the associations of non-metallic minerals. Fluorite and barytes are the only primary minerals while all the others were formed by secondary processes. The large number of secondary minerals compared with the number of primary minerals as well as the significant amounts of some minerals show that the ore deposit was strongly affected by hypogene processes. Some secondary minerals frequently associate with cinnabar while others again show no regularity in their relation to the ore.

In the ore bodies frequently transferred cinnabar is encountered. The tectonic processes which molded the present ore deposit shattered the rocks and formed new fissures and cavities owing to which a faster and more extensive circulation of the surface water was made possible. The significant amount of pyrite in the rocks led to the concentration of the sulfate in the percolating surface water. The earth movements which took place after mineralization had been accomplished, exerted an influence upon the temperature and the pressure. As a consequence of this one part of the cinnabar was dissolved and subsequently precipitated at another place. The type of mineralization shown by the transferred cinnabar seems to indicate that the ore was promptly precipitated from the solutions. Thus it might be maintained that some smaller ore bodies were formed only as a consequence of these processes.

In the light of the observations made in single cinnabar ore deposits located in the wider environs of Idrija the following can be said:

1. Mineralizations with cinnabar occur in Upper Paleozoic as well as in Lower and Middle Triassic rocks. If we include the ore deposit of Tršče near Čabar then the upper limit of the mineralized rocks shifts to the Upper Trias.

2. In Slovenia cinnabar occurs always in the nearer or more distant vicinity of Triassic igneous rocks.

3. In the vicinity of younger plutonites and eruptive rocks no cinnabar is encountered.

4. The ore deposits of cinnabar were shattered by younger tectonic.
5. The occurrence of mercury in Bosnia and Montenegro is, according to Cissarz (1956), due to older magmatic cycles.

6. In Slovenia the ore deposits are often monometallic. This indicates that a differentiation of ore solutions occurred. The differentiation, of course, can be either primary or secondary.

7. The ore deposit of Idrija is located in a region in which according to Schneiderhöhn's theory regeneration of the deposit could have taken place. If the mineralization at Idrija showed a more intimate relationship with the tectonic which molded the deposit then it might be possible that the latter was regenerated. The ore shows traces of stresses and is rather shattered owing to tectonic. The transferred cinnabar is significant following its mode of occurrence and can, therefore, be readily distinguished from the primarily precipitated cinnabar; but the mode of origin of native mercury as well as the occurrence of native mercury in the core of pyrite lenses do not permit the assumption that the ore deposit is due to regeneration. Thus it seems reasonable to assume that the ore deposit was formed under normal hydrothermal conditions.

8. Schroll's conclusions on the age of the ore deposits determined on the basis of the traces of rare elements found in the ores, will have to be revised at least as far as the Slovenian ore deposits are concerned. According to this investigator mercury and germanium belong to two different ore-forming epochs and never occur side by side. The sphalerites occurring in the Sava Folds contain both elements.

9. All the data on the mineralization of Idrija and its nearer and wider environs confirm the view that the ore deposit was formed in the upper part of the Middle Trias or, perhaps, in the Upper Trias.

The genesis of the ore deposit can be only roughly estimated owing to the fact that earth movements considerably altered the original geological relationships.

If the width of the zone in which cinnabar was precipitated is taken in account (100 to 150 m.) then we can assume that stresses played no role whatever in the process of mineralization.

It is true that there are several data in the literature which indicate that the temperature at which mercury ore deposits originated was somewhat higher than generally assumed but no support to this view was found in the ore deposit of Idrija. It seems only reasonable to insist, it was formed at the temperature usual for all the mercury ore deposits.

On their way upward the solutions reached the zone of carbonaceous rocks where they took up some carbon dioxide with the result that their alkalinity decreased. Besides, the conditions prevailing in the Skonca beds were strikingly similar to those of sapropelic conditions. Further, the composition of ores was altered on account of the broken down of inner equilibrium of the solutions. Near the surface the solutions were deluted and cooled off. Here and there the solutions became oversaturated because the rock were next to impervious and cinnabar was precipitated as gel. In this manner ore deposits were formed along the contact zone

between the Anisian and Ladinian rocks as well as in the brecciated dolomite. The process of precipitation having lasted relatively long, the solutions gradually became cooler as a consequence of which two kinds of cinnabar can be distinguished, one precipitated from hot solutions and showed the ability of replacement, and the other precipitated from rather cool solutions without this ability. These two types represent only the extreme end-members of the whole mineralization. The native mercury is only partly of primary origin. Some portions of the rocks contained iron and as a consequence of the great affinity of sulphur to the former the solutions became sulphur-deficient owing to which native mercury was precipitated. This is borne out by the large pyrite crystals embedded in cinnabar. In barren rocks pyrite is always developed in small crystals. The bulk of native mercury, however, originated later as can be seen in the fact that Carboniferous shales mineralized with native mercury are thrust over the ore deposit.

LITERATURA

Literatura o Idriji

Brenthel, F., 1948, Die Quecksilberhütte Idrija. Eine wirtschaftliche und technische Studie über die Verbesserung des Betriebes, Modernisierung der Verfahren und Verarbeitung von Armerzen und gediegener Quecksilber, Zvečan.

Castelli, G., 1921, La mina de mercurio de Idria. Rev. min., met. y de ingeniería, Tom 72, Madrid.

Cissarz, A., 1950, Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien. Rasprave Zavoda za geol. i geofiz. istr. NR Srbije, Beograd.

Cissarz, A., 1951, Položaj rudišta u geološkoj građi Jugoslavije. Geološki vesnik, Beograd.

Duhovnik, J., 1947, Petrografski popis rudnika Idrija I. Ljubljana, Arhiv Geološkega zavoda.

Duhovnik, J., 1948, Petrografski popis kamenin rudnika Idrija II. Ljubljana, Arhiv Geološkega zavoda.

Gantar, I., Schneider, P., 1950, Poročilo o geološkem kartiranju ozemlja vzhodno od Idrije. Arhiv rudnika Idrija.

Grund, H., 1911, Geschichtliches aus Idria. Österr. Zeitschr. f. Berg. u. Hütt. Wien.

Hamrla, M., Jager, A., 1947, Poročilo h geološki karti področja Idrije in Srednje Kanomlje, Ljubljana.

Jager, A., 1950, Zveza med tektoniko in nastankom Hg rudišča v Idriji. Diplomsko delo. Ljubljana.

Jager, A., Hrastnik, J., 1949, Poročilo o geološkem kartiranju na področju Gorenje Kanomlje. Ljubljana.

Jahn, E., 1870, Idrianer Korallenerz Kainit von Kalusz. Verh. d. Geol. R. A. Wien.

Janda, F., 1892, Einige idrianer Mineralien und Gesteine. Österr. Zeitschr. f. Berg. u. Hütt. Wien.

Kossmat, F., 1896, Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Adelsberg und Planina. Verh. d. Geol. R. A. Wien.

Kossmat, F., 1898, Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. Verh. d. Geol. R. A. Wien.

Kossmat, F., 1899, Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien.

- Kossmat, F., 1900, Das Gebirge zwischen Idria und Tribuša. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1905, Über die tektonische Stellung der laibacher Ebene. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1906, Das Gebiet zwischen dem Karst und des Zugs der Julischen Alpen. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1909, Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1900, Über das tektonische Verhältnis zwischen Alpen und Karst. Mitt. der Geol. Gesell. Wien.
- Kossmat, F., 1910, Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack—Idria, Wien.
- Kossmat, F., 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues, Jahrb. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1913, Die Arbeit von Kropač; Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1913, Die adriatische Umrandung der alpinen Faltenregion. Mitt. der Geol. Gesell. Wien.
- Kropač, J., 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Wien.
- Lipold, M. V., 1857, Bericht über die geologischen Aufnahmen in Oberkrain im Jahre 1856. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien.
- Lipold, M. V., 1874, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria in Krain. Separat.
- Meier, 1868, Über den Quecksilberbergbau zu Idria. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Mlakar, I., 1957, O idrijski stratigrafiji in tektoniki. Diplomsko delo. Arhiv rudnika Idrija.
- Nosan, A., 1953, Poročilo o kartiranju wengenskih skladov med Idrijo in Rovtami. Ljubljana.
- Ocepek, I., 1954, Poročilo o kartiranju ozemlja med Idrijo in Spodnjo Idrijo. Ljubljana. Arhiv rudnika Idrija.
- Pasquale, P., 1942, Secondo studio dei Campioni idriani. Univ. di Roma. Roma. Arhiv rudnika Idrija.
- Pojarkov, V. E., 1955, Rtut i surma. Ocenka mestoroždenij pri poiskah i razvedkah. Moskva.
- Piltz, A., 1915, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse. Glückauf. Essen.
- Poročilo rudnika živega srebra Idrija — planski oddelek 1957.
- Rodica, F., 1929, Ricerche cristallografiche sul cinabro di Idria. R. accad. lincei Arti., ser. 6, V. S. Roma.
- Schrauf, P. 1891, Über Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien.
- Stur, D., 1872, Geologische Verhältnisse des Kessels von Idria in Krain. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Ventriglia, 1942, Primo studio dei Campioni idriani. Univ. di Roma. Ist. di Min. — Giacim. min. Arhiv rudnika Idrija.
- Zepharovich, M., 1879, Sitzungsbericht der Wien. Akademie LXXIX Abth. I. Wien.

Splošna literatura

- Allen, E. T., Crenshaw, J. L., Johnston, J. in Karsen, E. S., 1912, The Mineral Sulphides of Iron. Am. Jour. Sci. 44th ser. 33. New York.
- Allen, E. T., Crenshaw, J. L., 1912, The Sulphides of Zinc, Cadmium and Mercury; their Crystalline Form and Genetic Conditions. Am. Jour. Sci. 4th ser. 34. New York.
- Andreatta, C., 1953, Über die Entstehung regenerierter Lagerstätten durch Magmatismus und tektonisch-metamorphe Mobilisierung. N. Jb. Min. Mh. Stuttgart.

- Belaš, F. N., Živa. Beograd.
- Berce, B., 1953, Geologija rudišča živega srebra Sv. Ana nad Trzičem. Ljubljana. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.
- Berce, B., 1955, Prispevek h geologiji ozemlja med Turjakom in Sodražico s posebnim ozirom na rudonosne rabeljske sklade. Ljubljana. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.
- Dolar-Mantuani, L., 1942, Triadne magmatske kamenine v Sloveniji. Razprave Mat. priro. razr. SAZU Ljubljana.
- Dreyer, R., 1940, The Geochemistry of Quicksilver Mineralization. Econ. Geol. vol. 35. New York.
- Foreman, F., 1929, Hydrothermal Experiments on Solubility, Hydrolysis and Oxidation of Iron and Copper Sulphides. Econ. geol. 24. New York.
- Friedrich, O. M., Krajiček, E., 1952, Die kärntner Erzlagerstätten I. Teil. Kärntner Quecksilberlagerstätten. Carinthia II. Klagenfurt.
- Friedrich, O. M., 1953, Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau, H. 7/8. Radenstein.
- Hillebrand, W. F., Schaller, W. F., 1909, The Mercury Minerals from Terlingua, Texas. U. S. Geol. Surv. Bull. 405. New York.
- Korenman, I. M., 1946, Rastvorimost sulfidov v kislih rastvorah jodidov i kloridov. Žur. obš. Himii vol. 16. Moskva.
- Krauskopf, K. B., 1951, Physical Chemistry of Quicksilver Transportation in Vein Fluids. Econ. Geol. vol. 5. New York.
- Lerther, R., 1904, Die Hydrolyse des Quecksilberchlorids. Zeitschr. Physikal. Chemie, vol. 47. Berlin.
- Limanovsky, E., 1910, Wielkie przemieszenie mas sklanych w Dynaridach kote Postojnu. Raz. Wyzd. przyr. Akad. Umiej. Seryje III. Tom. 10. Krakow.
- Lipold, M. V., 1874, Beschreibung einiger Quecksilbererzorkommen in Kärnten und Krain. Oesterr. Zeit. f. Berg. u. Hütt. Wien.
- Nikitin, V. V., 1936, Die Fedorov Methode. Berlin.
- Palache, Ch., Berman, H. C., Clifford, F., 1951, The System of Mineralogy, vol. I, vol. II. New York—London.
- Proselc-Germovšek, Z., 1954, Magmaške kamenine okolice Cerkna. Ljubljana. Diplomsko delo.
- Rakovec, I., 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geogr. vestnik. Ljubljana.
- Rakovec, I., 1950, O nastanku in pomenu psevdosiljskih skladov. Geogr. vestnik. Ljubljana.
- Saukov, A. A., 1953, Geochemie. Berlin.
- Schneiderhöhn, H., 1941, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena.
- Schneiderhöhn, H., 1952, Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Stuttgart.
- Schroll, E., 1955, Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink Erzen. Tscherms Min. u. Petr. Mitt. Wien.
- Sherril, M. S., 1903, Über die Komplexbildung und einige physiko-chemische Konstanten der Quecksilberhaloide. Zeitschr. physikal. Chemie vol. 43. Leipzig.
- Stringham, B., 1952, Fields of Formation of some common Hydrothermal Alteration Minerals. Econ. Geol. vol. 47, No. 6. New York.
- Thompson, G. A., 1954, Deposition of Quicksilver Ores in Texas. Econ. Geol. No. 2. New York.
- Tornquist, A., 1929, Die Blei-Zinkerzlagertätte der Savefalten vom Typus Litija. Wien.
- Traedwell, W. D., Schaufelberger, F., 1946, Zur Kenntnis der Löslichkeit des Quecksilbersulfids. Helv. Acta vol. 29. Basel.
- Winkler, A., 1924, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. der Geol. Gesell. Wien.

Sprejel uredniški odbor dne 1. oktobra 1957.