



Jiří Zimák

**Ložiska nerostných surovin
(on-line učební text)**

březen 2021

Obsah

| | |
|---|-----|
| Několik vět úvodem | 4 |
| O autorovi | 5 |
| 1 Základní pojmy ložiskové geologie a zdroje informací o ložiskách nerostných surovin | 6 |
| 2 Genetická klasifikace ložisek nerostných surovin | 21 |
| 2.1 Magmatická ložiska | 24 |
| 2.2 Pegmatitová ložiska | 27 |
| 2.3 Karbonatitová ložiska | 29 |
| 2.4 Skarnová ložiska | 30 |
| 2.5 Albititová a greisenová ložiska | 32 |
| 2.6 Hydrotermální ložiska | 33 |
| 2.7 Hydrotermálně sedimentární ložiska | 41 |
| 2.8 Sublimační (vulkanoexhalační) ložiska | 42 |
| 2.9 Subaerická krustální ložiska | 43 |
| 2.10 Hydrogenně infiltrační ložiska | 44 |
| 2.11 Rýžoviska ve zvětralinovém plášti | 45 |
| 2.12 Reziduální ložiska | 46 |
| 2.13 Halmyrolytická ložiska | 47 |
| 2.14 Rudní akumulace v zónách supergenního obohacení | 48 |
| 2.15 Klastická sedimentární ložiska | 49 |
| 2.16 Chemogenní a biochemogenní sedimentární ložiska | 51 |
| 2.17 Organogenní sedimentární ložiska | 54 |
| 2.18 Metamorfogenní ložiska | 55 |
| 3 Ložiska rud | 57 |
| 3.1 Ložiska železných rud | 57 |
| 3.2 Ložiska manganových rud | 71 |
| 3.3 Ložiska chromových rud | 73 |
| 3.4 Ložiska rud niklu | 74 |
| 3.5 Ložiska rud kobaltu | 77 |
| 3.6 Ložiska měděných rud | 79 |
| 3.7 Ložiska rud olova a zinku | 83 |
| 3.8 Ložiska antimonových rud | 94 |
| 3.9 Ložiska rud rtuti | 97 |
| 3.10 Ložiska rud cínu | 100 |
| 3.11 Ložiska rud wolframu | 106 |
| 3.12 Ložiska molybdenových rud | 108 |
| 3.13 Ložiska rud hliníku | 109 |
| 3.14 Ložiska rud stříbra | 110 |
| 3.15 Ložiska zlata | 112 |
| 3.16 Ložiska platinoidů | 123 |
| 3.17 Ložiska uranových rud | 124 |
| 3.18 Ložiska prvků skupiny vzácných zemin | 133 |

| | | |
|------|--|-----|
| 3.19 | Ložiska lithia, rubidia a cesia | 135 |
| 3.20 | Ložiska beryllia | 141 |
| 3.21 | Ložiska niobu a tantalu | 143 |
| 3.22 | Ložiska zirkonia a hafnia | 145 |
| 3.23 | Ložiska bismutu | 146 |
| 4 | Ložiska nerud | 147 |
| 4.1 | Ložiska barytu | 147 |
| 4.2 | Ložiska fluoritu | 150 |
| 4.3 | Ložiska křemene a křemenných surovin | 153 |
| 4.4 | Ložiska živce | 156 |
| 4.5 | Ložiska mastku | 160 |
| 4.6 | Ložiska magnezitu | 162 |
| 4.7 | Ložiska grafitu | 164 |
| 4.8 | Ložiska kamenné soli | 167 |
| 4.9 | Ložiska draselných solí | 168 |
| 4.10 | Ložiska anhydritu a sádrovce | 169 |
| 4.11 | Ložiska síry | 171 |
| 4.12 | Ložiska azbestu | 173 |
| 4.13 | Ložiska apatitu a fosforitů | 174 |
| 4.14 | Ložiska jílu (včetně bentonitu a kaolínu) | 176 |
| 4.15 | Ložiska vápenců a dolomitů | 178 |
| 4.16 | Ložiska diatomitu | 180 |
| 4.17 | Ložiska písků a štěrků | 181 |
| 4.18 | Ložiska stavebního kamene | 183 |
| 4.19 | Ložiska kamene pro kamenickou výrobu a kamenosochařské práce | 184 |
| 4.20 | Ložiska petrurgických surovin | 185 |
| 4.21 | Ložiska drahých kamenů | 186 |
| 5 | Ložiska kaustobiolitů (fosilních paliv) | 191 |
| 5.1 | Kaustobiolity uhelné skupiny | 192 |
| 5.2 | Kaustobiolity živičné skupiny | 200 |
| 6 | Podzemní voda jako nerostná surovina | 205 |
| 7 | Rozmístění endogenních a endo-exogenních ložisek v návaznosti na globální tektoniku litosférických desek | 207 |
| 8 | Minerogenetické jednotky na území České republiky | 209 |
| 8.1 | Moldanubická minerogenetická oblast | 212 |
| 8.2 | Minerogenetická oblast bohemika | 212 |
| 8.3 | Saskodurynská minerogenetická oblast | 213 |
| 8.4 | Lužická minerogenetická oblast | 214 |
| 8.5 | Moravskoslezská minerogenetická oblast | 214 |
| 8.6 | Minerogenetická oblast postorogenních permokarbonských pánví | 215 |
| 8.7 | Minerogenetická oblast platformního pokryvu | 216 |
| 8.8 | Minerogenetická oblast vnějších Západních Karpat | 216 |

Několik vět úvodem

Autor této on-line publikace téměř čtyřicet let přednášel studentům Přírodovědecké fakulty Univerzity Palackého v Olomouci o ložiskách nerostných surovin, a to v rámci různých předmětů, zaměřených buď na genezi jednotlivých typů nerostných surovin, v jiných případech na surovinové zdroje České republiky, netradiční nerostné suroviny nebo jen na akumulace rud a nerud v olomouckém regionu. On-line učebnímu textu „Ložiska nerostných surovin“ předcházelo skriptum se shodným názvem, které vydala olomoucká univerzita v roce 2001, a ve významně rozšířené podobě v roce 2013. Vydání skriptu v roce 2013 bylo umožněno projektem OP Vzdělávání pro konkurenceschopnost „Inovace studijního oboru Environmentální geologie“. Rozsah tohoto skriptu v zásadě odpovídal přednáškám k předmětu „Geologie ložisek nerostných surovin“. V současnosti je tento učební text jen obtížně dostupný (jde či spíše šlo o neprodejnou publikaci, což byla jedna z podmínek projektu).

Rok 2020 se výrazným způsobem zapsal do historie našeho školství. Boj s epidemií COVID-19 si vynutil omezení kontaktní výuky na školách všech stupňů a zaměření. Na vysokých školách je v případě některých předmětů kontaktní výuka obtížně nahraditelná, obzvláště je-li součástí těchto předmětů cvičení. Autor tohoto textu se sice nedomnívá, že by skriptum mohlo plně nahradit pravidelně konané přednášky, avšak v případě předmětu „Geologie ložisek nerostných surovin“ je přesvědčen, že by studenti mohli získat potřebné znalosti díky kvalitnímu učebnímu textu v kombinaci s konzultacemi a také upozorněním, čemu věnovat zvýšenou pozornost, a co lze naopak považovat za marginální.

On-line publikace „Ložiska nerostných surovin“ je určena především studentům geologie jednooborového nebo dvouoborového studia, ale na základě zkušeností s již vydanými učebními texty lze předpokládat, že bude využívána i jinými zájemci o prezentovanou problematiku. Pokud uživatelé této publikace v ní naleznou chyby, nejasné formulace a nejrůznější nedostatky, necht' prosím informují autora. Akceptovatelné připomínky budou využity! Publikace obsahuje značný počet rámečků, do nichž jsou umístěny nejrůznější poznámky, doplňující informace a zajímavosti. Autor předpokládá, že on-line publikace bude pravidelně aktualizována, a právě připomínky a dotazy uživatelů mohou být inspirací pro tvorbu dalších rámečků.

Součástí publikace jsou podrobnější údaje o konkrétních ložiskách nerostných surovin, pro přehlednost uvedené menším písmem a modře. Charakterizována jsou jak vybraná zahraniční ložiska (často jde o celé rudní revíry), zpravidla náležející do kategorie „world-class“ (tedy ložiska světové třídy), nebo ložiska významná geneticky, historicky nebo jen tím, že jsou nám prostorově blízká. Pokud jde o surovinovou základnu ČR, snažil se autor alespoň stručně zmínit všechna naše významná ložiska (historická i současná), avšak uvádí i informace o menších akumulacích nerostných surovin, zejména v širším okolí Olomouce, z nichž mnohé se studenty navštěvoval nebo jejichž návštěvu studentům doporučoval a doporučovat bude i v budoucnosti. I v ložiskové geologii totiž platí, že lepší je jednou vidět než dvakrát slyšet (nebo číst).

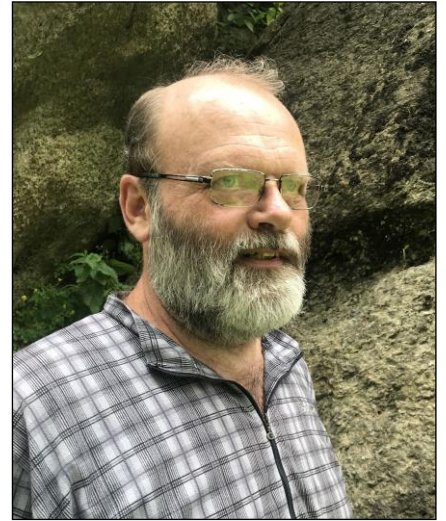
On-line učební text „Ložiska nerostných surovin“ je dostupný na stránkách olomoucké firmy URGA, s.r.o. (www.urga.cz).

V Olomouci 12. 3. 2021

O autorovi

doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

Narodil se 12. června 1956. V roce 1980 ukončil studium geologie na Přírodovědecké fakultě Masarykovy univerzity (tehdy UJEP) v Brně. V letech 1980–1983 působil jako mineralog v Krajském vlastivědném muzeu v Olomouci. V letech 1983–2020 pracoval na plný úvazek na Přírodovědecké fakultě UP Olomouc, kde přednášel mineralogii, petrografii, geochemii a ložiskovou geologii. Jeho vědeckovýzkumná činnost je zaměřena na mineralogii a petrografii severovýchodní části Českého masivu a též na přirozenou radioaktivitu hornin zejména ve výše uvedené oblasti. Odchodem do důchodu se objem jeho pedagogické činnosti na PřF UP Olomouc snížil, získal však prostor pro rozšíření spolupráce jak s vysokými školami, tak s organizacemi orientovanými na geologický výzkum a dalšími pracovišti, na nichž může uplatnit své odborné znalosti a zkušenosti. Je autorem 344 publikací.



e-mail: jiri.zimak@seznam.cz

1 Základní pojmy ložiskové geologie a zdroje informací o ložiskách nerostných surovin

Ložisková geologie je významnou součástí aplikované (užité) geologie. Zabývá se hlavně vyhledáváním a průzkumem ložisek nerostných surovin, studuje podmínky jejich vzniku a výskytu v zemské kůře.

Ložisko je ekonomicky využitelná akumulace nerostné suroviny v zemské kůře, kterou lze v současnosti nebo výhledově v budoucnosti těžít. Termín ložisko se běžně používá i pro označení v minulosti exploatovaných akumulací nerostných surovin bez ohledu na to, zda by tyto akumulace byly či nebyly těžitelné v současnosti. Několik blízko sebe lokalizovaných ložisek stejného genetického typu, příp. druhu nerostné suroviny tvoří **ložiskový revír** – tento termín se používá hlavně v případě akumulací rud (např. zlatohorský revír nebo kutnohorský revír) a fosilních paliv (např. ostravsko-karvinský revír).

Surovina je jakákoli výchozí látka připravená k výrobě. Do surovin patří nejen nerostné suroviny, ale i jakékoli další materiály vyhovující definici, včetně materiálů recyklovaných (tzv. druhotné suroviny).

Nerostná surovina je přirozenou součástí zemské kůry. Lze ji těžít, přímo nebo po určité úpravě dodávat na trh a prodávat se ziskem (v jednotlivých případech i se ztrátou).

Nerostné suroviny se zpravidla člení na **rudy** (rudní suroviny), **nerudy** (nerudní suroviny) a **fosilní paliva** (kaustobiolity).

Jako **ruda** se označuje nerostná surovina, z níž je možno zhutněním získat jeden nebo více kovů. Ruda obsahuje kromě užitkových složek (tj. žádoucích rudních minerálů) i tzv. **hlušinové minerály** nebo **jalovinové minerály**, které jsou nežádoucí složkou těžené rudy (jde např. o křemen, kalcit, dolomit a jiné minerály podle povahy rudní akumulace). Horniny v okolí rudních těles (např. rudních žil) jsou označovány jako **hlušina** nebo **jalovina**. Hlušina (jalovina) je tedy hornina těžená zároveň s rudami nebo jinými užitkovými nerosty, která neobsahuje užitkové složky, popř. je obsahuje jen v nepatrném, nedobyvatelném množství. Například na ložiskách sulfidických Pb-Zn rud je užitkovou složkou sfalerit a galenit, zatímco pyrit a v ekonomicky bezvýznamné koncentraci přítomný chalkopyrit jsou součástí hlušiny (v tomto případě jsou tedy součástí hlušiny i typické rudní minerály – pyrit a chalkopyrit). Termínem hlušina (jalovina) se též označuje část hydrotermální žiloviny bez užitkových složek. **Jalová žíla** je žíla, v níž užitková složka není přítomna vůbec (takovou žílu lze označit i jako sterilní), nebo je obsažena jen v nedobyvatelném množství. Pokud užitková složka tvoří vtroušeniny (tj. rozptýlená zrna), drobné žilky nebo rudní pásy, šmouhy apod., je při dobývání těchto ložisek těžena tzv. **nosná hornina** (příp. **boční hornina**). V technické praxi se vytěžená rudní mineralizace v nosné hornině označuje jako **rudnina**. Tzv. **monometalická ruda** je zdrojem jen jednoho základního kovu (např. Au nebo Fe), **polymetalická ruda** je zdrojem dvou nebo více základních kovů (např. Pb a Zn). Jak monometalické, tak i polymetalické rudy mohou v podobě příměsí obsahovat ekonomicky významné koncentrace stopových prvků, které mohou být při zpracování dané suroviny získávány jako jeden z produktů (často se hovoří o vedlejších produktech, příkladem je získávání Au nebo Ag při zpracování některých sulfidických rud Cu-Pb-Zn).

Neruda není definována tak jednoznačně jako např. ruda, která je zdrojem kovu, nebo fosilní palivo, jež je hlavně zdrojem tepelné energie. K nerudám se v Evropě tradičně řadí:

a) suroviny, které se využívají v různě upravené podobě jako minerály (např. grafit, mastek, diamant) nebo horniny (např. bentonit),

b) suroviny, z nichž se získávají nekovové prvky (např. fluorit jako zdroj fluoru, apatit jako zdroj fosforu),

c) suroviny, které jsou sice průmyslovým zdrojem kovů, ale také jejich sloučenin, jež jsou využívány mimo sféru metalurgie (např. bauxit je sice hlavní rudou Al, ale vyrábí se z něj také Al_2O_3 , sloužící jako žáruvzdorný materiál – to znamená, že bauxit je podle způsobu využití buď ruda nebo neruda),

d) stavební suroviny (např. vápence na výrobu cementu a vápna, písky, šterkopísky, lomový kámen),

e) suroviny, které slouží na výrobu hnojiv nebo jsou jejich součástí (např. fosfority, vápence, draselné soli).

V literatuře (obzvláště zahraniční) se často objevuje termín **energetické suroviny**. Jde o suroviny, z nichž lze získávat energii. Patří k nim fosilní paliva (kaustobiolity) a radioaktivní suroviny (zdroj přirozených radioaktivních prvků využitelných jako zdroj energie – např. uran).

Nerostné bohatství na území České republiky je ve vlastnictví České republiky (zákon č. 541/1991 Sb.). Úkolem státu je ochrana tohoto nerostného bohatství a jeho hospodárné využívání. Zásady ochrany nerostného bohatství a jeho hospodárného využívání a též zásady při vyhledávání a průzkumu, otvírce, přípravě a dobývání ložisek i zásady bezpečnosti provozu a ochrany životního prostředí při výše uvedených činnostech jsou stanoveny zákonem č. 44/1988 Sb. „**Zákon o ochraně a využití nerostného bohatství (horní zákon)**“. V době dokončování tohoto studijního textu je zákon č. 44/1988 Sb. stále platný, avšak řadou změn a doplňků, které odrážejí změnu ekonomického systému a vznik České republiky (v době schválení zákona 44/1988 Sb. existovala Československá socialistická republika) a samozřejmě i další změny, k nimž došlo během uplynulých zhruba dvaceti let. Nejvýznamnější změny a doplňky k zákonu č. 44/1988 Sb. přináší zákon č. 541/1991 Sb. Cílem tohoto studijního textu není publikovat celý „horní zákon“ s příslušnými změnami a doplňky (zájemce o tuto problematiku může vše vyhledat na <http://www.mvcr.cz/sbirka> a na <http://www.cbubcs.cz/sekce-predpisy.aspx>). Cílem je zejména objasnit některé termíny, které se v legislativě a následně i v geologické literatuře a praxi objevují.

Všichni studenti geologie zcela jistě vědí, že minerál je totéž co nerost, většina studentů je snad schopna minerál (nerost) i definovat (i když dokonalá definice minerálu vlastně neexistuje). Zákon č. 44/1988 Sb. se termínu „minerál“ vyhýbá a používá jen termín „nerost“. Za nerosty jsou však podle zákona č. 44/1988 Sb. považovány tuhé, kapalné a plynné části zemské kůry, avšak ne všechny. Za nerosty se podle tohoto zákona nepovažují:

a) vody s výjimkou mineralizovaných vod, z nichž se mohou průmyslově získávat vyhrazené nerosty (termín „vyhrazený nerost“ bude vysvětlen níže),

b) přírodní léčivé vody a přírodní stolní minerální vody, i když se z nich mohou průmyslově získávat vyhrazené nerosty, dále léčivá bahna a ostatní produkty přírodních léčivých zdrojů,

c) rašelina,

d) bahno, písek, štěrk a valouny v korytech vodních toků, pokud neobsahují vyhrazené nerosty v dobyvatelném množství,

e) kulturní vrstva půdy, která je vegetačním prostředím rostlinstva.

Zákon č. 44/1988 Sb. dělí nerosty na **vyhrazené nerosty** a **nevyhrazené nerosty**. Vyhrazené nerosty jsou:

a) radioaktivní nerosty,

b) všechny druhy ropy a hořlavého zemního plynu (uhlovodíky), všechny druhy uhlí a bituminosní horniny,

c) nerosty, z nichž je možno průmyslově vyrábět kovy,

- d) magnezit,
 - e) nerosty, z nichž je možno průmyslově vyrábět fosfor, síru, a fluor nebo jejich sloučeniny,
 - f) kamenná sůl, draselné, borové, bromové a jodové soli,
 - g) tuha, baryt, azbest, slída, mastek, diatomit, sklářský a slévárenský písek, minerální barviva, bentonit,
 - h) nerosty, z nichž je možno průmyslově vyrábět prvky vzácných zemin a prvky s vlastnostmi polovodičů,
 - i) granit, granodiorit, diorit, gabro, diabas, hadec, dolomit a vápenec, pokud jsou blokově dobytelné a lešitelné, a travertin,
 - j) technicky využitelné krystaly nerostů a drahé kameny,
 - k) halloysit, kaolin, keramické a žáruvzdorné jíly a jílovce, sádrovec, anhydrit, živce, perlit a zeolit,
 - l) křemen, křemenec, vápenec, dolomit, slín, čedič, znělec, trachyt, pokud tyto nerosty jsou vhodné k chemicko-technologickému zpracování nebo zpracování tavením,
 - m) mineralizované vody, z nichž se mohou průmyslově získávat vyhrazené nerosty,
 - n) technicky využitelné přírodní plyny, pokud nepatří mezi plyny uvedené pod písmenem b).
- Ostatní nerosty jsou nerosty nevyhrazené.

Ložisko nerostů je podle zákona č. 541/1991 Sb. přírodní nahromadění nerostů, jakož i základka v hlubinném dole, opuštěný odval, výsypka nebo odkaliště, které vznikly hornickou činností a obsahují nerosty. Z uvedené definice ložiska je zřejmé, že ložiska nejsou jen výsledkem geologických procesů, ale že mohou vznikat i lidskou činností (tzv. antropogenní ložiska). S vývojem nových technologií lze očekávat, že budou využívány i v současné době „bezenné“ odpady po těžbě (např. materiál deponovaný na odkalištích). – Pokud nevíte, co je základka, odval, odkaliště apod., nahlédněte do nejbližšího rámečku.

Podle horního zákona představují ložiska vyhrazených nerostů (tzv. „výhradní ložiska“) nerostné bohatství státu. Ložiska vyhrazených nerostů jsou ve vlastnictví státu bez ohledu na to, kdo je vlastníkem pozemku, pod nímž se nacházejí. Úplný výčet vyhrazených nerostů podle par. 3 horního zákona byl uveden výše. Je poměrně obsáhlý a jsou v něm i nerosty, které se u nás nikdy netěžily a patrně ani nikdy těžít nebudou. Tím je však vlastnické právo státu kryto i v případě nálezů ložisek, jejichž existenci nelze na území ČR na základě stávajícího stupně poznání a prozkoumanosti očekávat. Navíc si stát formou rozhodnutí Ministerstva průmyslu a obchodu po dohodě s Ministerstvem životního prostředí vyhrazuje i možnost rozhodnout v případě pochybností o tom, zda určitý nerost do kategorie vyhrazených patří nebo ne. Tím jsou ošetřeny budoucí situace, kdy se začne využívat nerost, který dosud neměl žádné použití, a bude třeba rozhodnout o vlastnictví jeho ložisek.

Ložiska nevyhrazených nerostů jsou ve vlastnictví majitele pozemků (jde hlavně o ložiska štěrkopísků, stavebního kamene a cihlářských hlín).

Dobývání výhradních ložisek je v platných zákonech označováno termínem hornická činnost; dobývání ložisek nevyhrazených nerostů, která jsou součástí pozemku, je však činností prováděnou hornickým způsobem.

Zásoby výhradního ložiska jsou zjištěné a ověřené množství vyhrazených nerostů ložiska nebo jeho části, odpovídající podmínkám využitelnosti, bez ohledu na ztráty při jeho dobývání. Podkladem pro výpočet zásob jsou podmínky využitelnosti zásob. **Podmínky využitelnosti zásob** jsou souborem ukazatelů množství, jakosti nerostů, geologických, báňsko-technických,

ekologických a jiných ukazatelů, podle nichž se posuzuje vhodnost zásob výhradních ložisek k využití.

Zásoby výhradního ložiska se ve výpočtech zásob klasifikují:

- a) podle stupně prozkoumanosti výhradního ložiska a znalostí jeho úložních poměrů nebo jeho části, jakosti a technologických vlastností nerostů a báňsko-technických podmínek na **zásoby vyhledané** a **zásoby prozkoumané**. Obsahuje-li výhradní ložisko několik složek, klasifikují se jejich zásoby podle dosaženého stupně jejich prozkoumanosti a znalosti,
- b) podle podmínek využitelnosti na **zásoby bilanční**, které jsou využitelné v současnosti a vyhovují stávajícím technickým a ekonomickým podmínkám využití výhradního ložiska, a **zásoby nebilanční**, které jsou v současnosti nevyužitelné, protože nevyhovují stávajícím technickým a ekonomickým podmínkám využití, ale jsou podle předpokladu využitelné v budoucnosti s ohledem na očekávaný technický a ekonomický vývoj,
- c) podle přípustnosti k dobývání, která je podmíněna technologií dobývání, bezpečností provozu a stanovenými ochrannými pilíři, na **zásoby volné** a **zásoby vázané**. Vázané zásoby jsou zásoby v ochranných pilířích povrchových a podzemních staveb, zařízení a důlních děl, jakož i v pilířích stanovených k zajištění bezpečnosti provozu a ochrany právem chráněných zájmů. Ostatní zásoby jsou volné.

Souhrnná **evidence zásob výhradních ložisek** je zajišťována státem, stejně jako **odpisy zásob výhradních ložisek**. Odpisem zásob výhradních ložisek se rozumí jejich vynětí z evidence zásob nebo jejich převod ze zásob bilančních do nebilančních

Geologické práce související s vyhledáváním a průzkumem ložisek nerostných surovin, ověřováním jejich zásob a se zpracováním podkladů pro jejich využívání a ochranu se často označují termínem **ložiskový průzkum**. Tento ložiskový průzkum má na tři etapy:

1. **Etapa vyhledávání (etapa vyhledávacího průzkumu)** je souborem geologických prací, jejichž účelem je zhodnotit území z hlediska možného výskytu ložisek nerostných surovin, nalézt tato ložiska, ověřit jejich přibližný rozsah a význam, provést výpočet vyhledaných zásob a vymezit střety zájmů pro následný průzkum. Vyhledávání se provádí na území, kde dosud ložisko vyhledávané nerostné suroviny nebylo nalezeno a evidováno.
2. **Etapa průzkumu**, který se provádí na již známém a evidovaném ložisku, na kterém dosud nebyl stanoven dobývací prostor, a to v rozsahu potřebném pro získání podkladů ke zpracování dokumentace podle zvláštních právních předpisů (44/1988, par. 27), pro výpočet prozkoumaných zásob a prokázání jejich využitelnosti a pro řešení střetů zájmů s uvažovaným dobýváním ložiska.
3. **Etapa těžebního průzkumu**, který se provádí ve stanoveném dobývacím prostoru v rozsahu a podrobnostech potřebných pro účelné vydobytí ložiska.

Slovníček vysvětlující (někdy velmi zjednodušeně!) některé pojmy užívané v ložiskové geologii a hornictví – pojmy jsou řazeny abecedně

důl – soustava šachet, chodeb a jiných prostor vyhloubených v hornině za účelem zpřístupnění a těžby nerostné suroviny (v širším smyslu se do pojmu důl zahrnují i příslušná technická zařízení); doly jsou vertikálně členěny na **patra**

chodba – dlouhé důlní dílo ražené víceméně vodorovně

.....**dovrchní chodba** – chodba ražená směrem nahoru

.....**úpadní chodba** = **úpadnice** – chodba ražená směrem dolů

čelba = **čelo** – konec ražené důlní chodby

jáma – svislé nebo úklonné důlní dílo hloubené z povrchu pro otevření a zpřístupnění ložiska pod zemským povrchem; jako **slepá jáma** se označuje jáma hloubená v podzemí, spojující patra a neústící na zemský povrch

komín – svislé nebo úklonné důlní dílo, zpravidla menšího průměru (ve srovnání s jámou)

lom – místo pro těžbu nerostné suroviny povrchovým způsobem

kamenolom – lom, v němž je těžena hornina např. pro stavební účely

stěnový lom – lom ležící nad úrovní zemského povrchu (např. na svahu)

..... **jámový lom** – lom, v němž je nerostná surovina je těžena z hloubky

porubní stěna lomu (z ní je odtěžována nerostná surovina) nesmí přesahovat výšku stanovenou s ohledem na bezpečnost; při větší výšce se zakládají **stupně (etáže, patra)**; před porubní stěnou lomu zůstává **pracovní plocha lomu (základna lomu)**

odkaliště – velká zemní nádrž sloužící k oddělení kalu od vody (kal se zde ukládá, voda odtéká), např. po hydraulickém transportu elektrárenského popílku nebo odpadu z flotační úpravy rud

odval – halda hlušiny, horninového odpadu po těžbě nebo skrývce, často kuželovitého tvaru (může jít o komolý kužel)

počva – horniny v bezprostředním podloží důlního díla (např. chodby)

strop – horniny v bezprostředním nadloží důlního díla (např. chodby)

šachta = **důlní jáma** – svislé nebo šikmé důlní dílo ústící bezprostředně na povrch

štola – vodorovná nebo mírně stoupající chodba ražená z úbočí

dědičná štola – štola odvodňující celý hornický revír

výdřeva = **dřevěná výztuž** – zajištění důlních prostor proti zavalení konstrukcí z důlní kulatiny

výsypka – halda hlušiny, horninového odpadu po těžbě nebo skrývce, zpravidla velkých rozměrů

vyzmáhání – zpřístupňování zavaleného důlního díla, odstraňování závalů a příp. vyztužení

základka – proces vyplňování vyrubaných (tedy prázdných) prostor hlušinou a současně se tímto termínem označuje i výsledek tohoto procesu (základka je tedy lidskou činností vytvořená akumulace materiálu, který byl v době těžby v podstatě bezcenný, a proto ani nebyl z dolu transportován na povrch)

zával – zřícení nadložních vrstev (stropu) a zaplnění vyrubaných prostor nebo důlních děl zříceným materiálem

želízko a mlátek – želízko je hornické kladívko mající na jedné straně plochou čepel a na druhé straně čepel klínovitou, mlátek je hornické kladívko s plochou čepelí na obou stranách; želízko zkřížené s mlátkem tvoří hornický znak:



Proč je symbolem hornictví želízko a mlátek?

Želízko a mlátek byly dva hlavní pracovní nástroje horníků (havířů) v dobách, kdy v dolech nebyly používány výbušniny a výkonná mechanizace. Způsob práce s želízkem a mlátkem dokládá vyobrazení ve znaku Krupky na připojeném obrázku. Havíř, pokud byl pravák, držel želízko v levé ruce, a mlátkem držným v ruce pravé do něj tloukl (tedy „mlátil“) tak dlouho, dokud se mu nepodařilo vylomit kus horniny nebo rudy. Když havíř práci přerušil a odložil před sebe na zem (správněji na počvu – jsme přece v dole!) svoje nářadí tak, že se násady obou nástrojů překřížily, pak z pohledu havíře pracovní část želízka ležela vpravo a pracovní část mlátka vlevo. A to je náš hornický znak.



Znak krušnohorského města Krupka

Zdroj: [https://cs.wikipedia.org/wiki/Soubor:Krupka-
znak.png](https://cs.wikipedia.org/wiki/Soubor:Krupka-znak.png)



Poznámka: I když nejste geologové, horníci nebo nežijete v oblasti s hornickou tradicí, tak se přesto s hornickým znakem možná setkáváte velmi často. Kde? No přece v jízdnicích řádech, kde je užíván jako symbol pro pracovní dny.

Svatá Barbora – patronka horníků

Barbora z Nikomédie (též svatá Barbora) je patronka horníků. Je uctívána jako ochránkyně proti náhlé či násilné smrti, je proto nejen patronkou horníků, ale také dělostřelců, pyrotechniků a dalších rizikových povolání a rovněž dětí.



*Pochodem vchod, páry těžkejch bot
funguje to líp než namazanej stroj
dokola je tma, kdejakej permoník
tu z díry civí jako Němec na orloj...*

Poznali jste? Ano, je to úryvek z hitu „Dole v dole“ skupiny Kabát.

Víte však, kdo je permoník? Pokud ne, zde jsou základní informace:

- permoník je vousatý skřítek jedině mužského pohlaví, výška cca 50 cm až 130 (!) cm, zabývá se hornictvím, případně i kovářstvím,
- permoník je prý pohádková bytost, jenže horníci i geologové pracující v podzemí velmi dobře vědí, že permoníci osamoceně žijí v dolech nebo štolách, patrně ve všech,
- permoník horníkům i geologům pomáhá (těm dobrým) nebo škodí (těm zlým), žertíky provádí všem.

Poznámka:

Sněhurčini trpaslíci jsou permoníci nebydlící v podzemí (to je ale možné jen v pohádce, žádný permoník by nežil v chaloupce!). Permoníci nikdy nechodí hromadně do práce. Oni totiž do práce nechodí vůbec...



Zdroje informací o ložiskách nerostných surovin

Klasickým zdrojem informací o ložiskách nerostných surovin je vědecká literatura (knihy a periodika). Tato kapitola přináší přehled literatury, kterou lze doporučit ke studiu problematiky, jíž se věnuje tento učební text. Pro lepší orientaci studentů je doporučená literatura rozdělena podle povahy a zaměření do čtyř skupin, uvedeny jsou i snadno dostupné a prověřené internetové zdroje:

A) Knižní publikace zaměřené na geologii ložisek nerostných surovin, jejich vznik a charakteristiku jednotlivých typů, uvádějící jako příklady zejména ložiska zahraniční, v malé míře (nebo vůbec) ložiska tuzemská:

AbuAli, M.A., Moretti, I., Nordgård Bolås, H.M. (eds.) (2017): *Petroleum Systems Analysis – Case Studies*. AAPG Memoir 114. The American Association of Petroleum Geologists Tulsa.

Abzalov, M. (2016): *Applied Mining Geology*. Springer International Publishing Switzerland.

Allen, P.A., Allen, J.R. (2013): *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment*. 3rd edition. Wiley-Blackwell.

Allin, C.W. (2010): *Encyclopedia of Global Resources*, Vol. 1-4. Salem Press Pasadena – Hackensack.

Amjad, Z., Demadis, K.D. (eds.) (2015): *Mineral Scales and Deposits: Scientific and Technological Approaches*. Elsevier Amsterdam etc.

Arndt, N., Kesler, S., Ganino, C. (2015): *Metals and Society: An Introduction to Economic Geology*. 2nd edition. Springer Cham – Heidelberg – New York – Dordrecht – London.

Arthur, T., Macgregor, D.S., Cameron, N.R. (2003): *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*. Geological Society Special Publication No. 207. The Geological Society London.

Biju-Duval, B. (2002): *Sedimentary Geology: Sedimentary Basins, Depositional Environments, Petroleum Formation*. Editions Technip, Paris.

Bjørlykke, K. (2010): *Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics*. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.

Blundell, D. J., Neubauer, F., von Quadt, A. (eds.) (2002): *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen*. Geological Society Special Publication No. 204. The Geological Society London.

Bouabdellah, M., Slack, J.F. (eds.) (2016): *Mineral Deposits of North Africa*. Springer International Publishing Switzerland.

Boyle, R.W. (1987): *Gold: History and Genesis of Deposits*. Van Nostrand Reinhold New York.

Češková, L. (1979): *Geologie ložisek nerostných surovin. I. Ložiska endogenní*. PŕF UJEP Brno.

Dahlkamp, F.J. (ed.) (2009): *Uranium Deposits of the World: Asia*. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.

Dahlkamp, F.J. (ed.) (2010): *Uranium Deposits of the World: USA and Latin America*. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.

Dahlkamp, F.J. (ed.) (2016): *Uranium Deposits of the World: Europe*. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.

Decrée, S., Robb, L. (eds.) (2019): *Ore Deposits: Origin, Exploration, and Exploitation*. American Geophysical Union and John Wiley & Sons, Inc. Washington – Hoboken.

Dixon, C.J. (1979): *Atlas of Economic Mineral Deposits*. Chapman and Hall London.

- Dopita, M., Havlena, V., Pešek, J. (1985): *Ložiska fosilních paliv*. SNTL Praha a Alfa Bratislava.
- Edwards, R., Atkinson, K. (1986): *Ore Deposit Geology and its Influence on Mineral Exploration*. Chapman and Hall London – New York.
- Erlich, E.I., Hausel, W.W. (2002): *Diamond Deposits: Origin, Exploration, and History of Discovery*. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc. Littleton.
- Evans, A.M. (1997): *An Introduction to Economic Geology and Its Environmental Impact*. Blackwell Science Ltd.
- Flores, R.M. (2014): *Coal and Coalbed Gas: Fueling the Future*. Elsevier Amsterdam etc.
- Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J. (eds.) (1990): *Stratabound Ore Deposits in the Andes*. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.
- Foster, R.P. (ed.) (1993): *Gold Metallogeny and Exploration*. Springer-Science+Business Media, B.V. Dordrecht.
- Gayer, R.A., Pešek, J. (eds.) (1997): *European Coal Geology and Technology*. Geological Society Special Publication No. 125. The Geological Society London.
- Glikson, M., Mastalerz, M. (eds.) (2000): *Organic Matter and Mineralisation: Thermal Alteration, Hydrocarbon Generation and Role in Metallogenesis*. Springer-Science+Business Media, B.V. Dordrecht.
- Gray, P.M.J., Bowyer, G.J., Castle, J.E., Vaughan, D.J., Warner, N.A. (eds.) (1990): *Sulphide deposits – their origin and processing*. The Institution of Mining and Metallurgy London.
- Guilbert, J.M., Park, Ch.F., Jr. (1986): *The Geology of Ore Deposits*. W.H. Freeman and Company. New York.
- Gurvich, E.G. (2006): *Metalliferous Sediments of the World Ocean: Fundamental Theory of Deep-Sea Hydrothermal Sedimentation*. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.
- Hagemann, S., Rosière, C., Gutzmer, J., Beukes, N.J. (eds.) (2005): *Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore*. Reviews in Economic Geology, Vol. 15. Society of Economic Geologists, Inc. Littleton.
- Havelka, J., Rozložník, L. (1990): *Ložiska rud*. SNTL Praha.
- Hedenquist, J.W., Harris, M., Camus, F. (eds.) (2012): *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*. Special Publication Number 16. Special Publications of the Society of Economic Geologists. Society of Economic Geologists, Inc. Littleton.
- Hutchison, Ch.S. (1983): *Economic Deposits and their Tectonic Setting*. The Macmillan Press Ltd. London – Basingstoke.
- Hyne, N.J. (2012): *Nontechnical Guide to Petroleum Geology, Exploration, Drilling, and Production*. 3rd edition. PennWell Corporation Tulsa.
- Chapman, R.E. (1983): *Petroleum Geology*. Developments in Petroleum Science, 16. Elsevier Amsterdam – Oxford – New York.
- Chauvet, A. (ed.) (2019): *Structural Control of Mineral Deposits: Theory and Reality*. MDPI Basel – Beijing – Wuhan – Barcelona – Belgrade.
- Jain, R.K., Ciu, Z., Domen, J.K. (2016): *Environmental Impact of Mining and Mineral Processing: Management, Monitoring, and Auditing Strategies*. Elsevier Amsterdam etc.

- Jensen, M.L., Bateman, A.M. (1979): *Economic Mineral Deposits*. 3rd edition. John Wiley & Sons New York – Chichester – Brisbane – Toronto.
- Jones, O., Aspandiar, M., Dugdale, A., Leggo, N., Glacken, I., Smith, B. (2020): *The Business of Mining: Mineral Deposits, Exploration and Ore-Reserve Estimation*. Volume 3. CRC Press Boca Raton – London – New York – Leiden.
- Klemm, D.D., Schneider, H.J. (eds.) (1977): *Time- and Strata-Bound Ore Deposits*. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg – New York.
- Kogel, J.E., Trivedi, N.C., Barker, J.M., Krukowski, S.T. (2006): *Industrial Minerals and Rocks: Commodities, Markets and Uses*. 7th edition. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc.
- Konta, J. (1982): *Keramické a sklářské suroviny*. Univerzita Karlova Praha.
- Kraus, I., Kužvart, M. (1987): *Ložiska nerud*. SNTL Praha a Alfa Bratislava.
- Kužvart, M. (1984): *Ložiska nerudných surovin*. Academia Praha.
- Kužvart, M. (1986): *Přírodní zdroje a jejich využívání. I. Nerostné suroviny*. PřF UK Praha.
- Kužvart, M., Böhmer, M. (eds.) (1986): *Prospecting and Exploration of Mineral Deposits. Developments in Economic Geology, 21*. 2nd editon. Academic Press, Elsevier Amsterdam – Oxford – New York – Tokyo.
- Kužvart, M., Woller, F. (1983): *Geologie ložisek nerudných surovin*. PřF UK Praha.
- Laznicka, P. (1985): *Empirical Metallogeny: Depositional Environments, Lithologie, Associations and Metallic Ores. Vol. 1: Phanerozoic Environments, Associations and Deposits. Part B. Developments in Economic Geology, 19*. Elsevier Amsterdam – Oxford – New York – Tokyo.
- Laznicka, P. (2010): *Giant Metallic Deposits: Future Sources of Industrial Metals*. 2nd edition. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.
- Link, P.K. (1987): *Basic Petroleum Geology*. 2nd edition. OGCI Publications. Oil & Gas Consultants International, Inc. Tulsa.
- Lu, L. (ed.) (2015): *Iron Ore: Mineralogy, Processing and Environmental Sustainability*. Woodhead Publishing Series in Metals and Surface Engineering, Number 66. Elsevier Amsterdam etc.
- Magoon, L.B., Dow, W.G. (eds.) (1994): *The Petroleum System: From Source to Trap (AAPG Memoir No. 60)*. The American Association of Petroleum Geologists Tulsa.
- Maynard, J.B. (1983): *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Springer-Verlag New York – Heidelberg – Berlin.
- McDonald, I., Boyce, A.J., Butler, I.B., Herrington, R.J., Polya, D.A. (eds.) (2005): *Mineral Deposits and Earth Evolution*. Geological Society Special Publication No. 248. The Geological Society London.
- Miall, A.D. (2006): *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.
- MIT (2007): *The Future of Coal*. Massachusetts Institute of Technology.
- Naldrett, A.J. (2004): *Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration*. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.

- Naqvi, S.M. (ed.) (1990): *Precambrian Continental Crust and Its Economic Resources. Developments in Precambrian Geology 8.* Elsevier Amsterdam – Oxford – New York – Tokyo.
- Neukirchen, F., Ries, G. (2020): *The World of Mineral Deposits: A Beginner's Guide to Economic Geology.* Springer Nature Switzerland AG.
- Okrusch, M., Matthes, S. (2014): *Mineralogie: Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 9. Auflage.* Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.
- Parnell, J., Kucha, H., Landais, P. (eds.) (1993): *Bitumens in Ore Deposits.* Springer-Verlag Berlin etc.
- Parnell, J., Lianjun, Y., Changming, Ch. (eds.) (1990): *Sediment-Hosted Mineral Deposits. Proceedings of a symposium held in Beijing, People's Republic of China 30 July – 4 August 1988.* Blackwell Scientific Publications Oxford etc.
- Pirajno, F. (1992): *Hydrothermal mineral deposits.* Springer-Verlag Berlin etc.
- Pirajno, F. (2000): *Ore Deposits and Mantle Plumes.* Springer-Science+Business Media, B.V.
- Pirajno, F. (2013): *The Geology and Tectonic Settings of China's Mineral Deposits.* Springer-Science+Business Media Dordrecht.
- Pirajno, F., Ünlü, T., Dönmez, C., Sahin, M.B. (eds.) (2019): *Mineral Resources of Turkey.* Springer Nature Switzerland AG.
- Pohl, W.L. (2011): *Economic Geology: Principles and Practice Metals, Minerals, Coal and Hydrocarbons – Introduction to Formation and Sustainable Exploitation of Mineral Deposits.* Wiley-Blackwell.
- Porter, T.M. (ed.) (2011): *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective, Volume 1. 3rd edition.* PGC Publishing Adelaide.
- René, M. (1990): *Geologie rudních ložisek.* PŕF UK Praha.
- Ridley, J. (2013): *Ore Deposits Geology.* Cambridge University Press.
- Robb, L. (2005): *Introduction to Ore-Forming Processes.* Blackwell Publishing.
- Roubiček, V., Buchtele, J. (2002): *Uhlí: zdroje – procesy – užití.* MONTANEX Ostrava-Mariánské Hory.
- Rozložník, L., Havelka, J., Čech, F., Zorkovský, V. (1987): *Ložiská nerostných surovin a ich vyhladavanie.* Alfa Bratislava a SNTL Praha.
- Rubinstein, J., Barsky, L. (2002): *Non-Ferrous Metal Ores: Deposits, Minerals and Plants.* CRC Press Boca Raton – London – New York.
- Rundqvist, D.V., Gillen, C. (eds.) (1997): *Precambrian Ore Deposits of the East European and Siberian Cratons. Developments in Economic Geology, 30.* Elsevier Amsterdam etc.
- Sawkins, F.J. (1990): *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. 2nd edition.* Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.
- Selley, R.C., Sonnenberg, S.A. (2014): *Elements of Petroleum Geology. 3rd edition.* Academic Press.
- Smirnov, V.I. (1983): *Geologie ložisek nerostných surovin.* SNTL Praha.
- Stracher, G.B., Prakash, A., Sokol, E.V. (eds.) (2011): *Coal and Peat Fires: A Global Perspective. Volume 1: Coal – Geology and Combustion.* Elsevier Amsterdam etc.

Svoboda, J.V., Beneš, K. (1955): Petrografie uhlí. Nakladatelství ČSAV Praha.

Tabak, J. (2009): Coal and Oil. Facts On File, Inc. New York.

Thomas, L. (2020): Coal Geology. 3rd edition. Wiley-Blackwell.

Vaněček, M. (ed.) (1994): Mineral Deposits of the World. Academia Praha.

Vaněček, M. (ed.) (1995): Nerostné suroviny světa. Academia Praha.

Whateley, M.K.G., Spears, D.A. (eds.) (1995): European Coal Geology. Geological Society Special Publication No. 82. The Geological Society London.

Zou, C. et al. (2017): Unconventional Petroleum Geology. 2nd edition. Elsevier.

Poznámka k výběru doporučených publikací.

V soupisu doporučených knižních publikací (zde v kategorii A, níže pak v kategorii C) autor tohoto učebního textu uvádí jen ty publikace, které považuje za dobré a s nimiž se mohl seznámit. Zcela jistě existuje mnoho dalších publikací, které jsou kvalitní, obsahují cenné informace o ložiskách nerostných surovin a které by mohly být vhodnou studijní literaturou, avšak autor (J.Z.) o jejich existenci buď neví, nebo ví, ale neměl možnost do nich ani nahlédnout.

B) Zahraniční periodika se zaměřením na ložiskovou geologii (lze v nich najít i údaje o ložiskách na území ČR):

● **Economic Geology**

bibliografická zkratka: *Econ. Geol.*

časopis je vydáván od roku 1905 (Volume 1)

dostupnost na internetu: <https://pubs.geoscienceworld.org/economicgeology/issue/> – lze zjistit obsah všech čísel časopisu, zdarma je dostupný pouze abstrakt (a je kvalitní!), celé články jsou zde dostupné jedině po zaplacení

● **Mineralium Deposita**

bibliografická zkratka: *Mineral. Deposita*

časopis je vydáván od roku 1966 (Volume 1)

dostupnost na internetu: <https://link.springer.com/journal/126/volumes-and-issues/> – lze zjistit obsah všech čísel časopisu; články v ročnících 1(1966) až 31 (1996) jsou k dispozici jedině po zaplacení (zdarma není dostupný ani jejich abstrakt), články v ročníku 32(1997) a ve všech následujících ročnících lze získat jako „full-text“ zdarma

● **Ore Geology Reviews**

bibliografická zkratka: *Ore Geol. Rev.*

časopis je vydáván od roku 1986 (Volume 1)

dostupnost na internetu: <https://www.sciencedirect.com/journal/ore-geology-reviews/> – lze zjistit obsah všech čísel; od Volume 9(1995), Issue 5 jsou všechna novější čísla dostupná zdarma jako „full-text“, v případě všech čísel vydaných v letech 1986–1984 je zdarma dostupný abstrakt (a je kvalitní!), pro získání kompletního článku je nutno „získat přístup“.

● **International Journal of Coal Geology**

bibliografická zkratka: *Int. J. Coal Geol.*

časopis je vydáván od roku 1980, v posledních letech minimálně jedno číslo měsíčně (např. ročník 2020 má Volume 217 až Volume 232)

dostupnost na internetu: <https://www.sciencedirect.com/journal/international-journal-of-coal-geology/> – všechny články jsou zde dostupné jako „full-text“ zdarma

C) Knižní publikace zaměřené na ložiska nerostných surovin na území ČR:

Arapov, J.A. et al. (1984): *Československá ložiska uranu*. SNTL Praha.

Bernard, J.H. (1991): *Empirical Types of Ore Mineralizations in the Bohemian Massif*. ÚÚG Praha.

Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): *Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu*. ÚÚG Praha.

Havelka, J. (1997): *Ložisková geologie a typy nerostných surovin ČR*. VŠB - TU Ostrava.

Kolektiv autorů (1985): *Uhelné hornictví v ČSSR*. PROFIL Ostrava.

Kužvart, M. (ed.) (1983): *Ložiska nerudných surovin ČSR*. Univerzita Karlova Praha.

Kužvart, M. (ed.) (1992): *Ložiska nerudných surovin ČR II*. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.

Malkovský, M. et al. (1985): *Geologie severočeské hnědouhelné pánve a jejího okolí*. Academia Praha.

Morávek, P. et al. (1992): *Zlato v Českém masívu*. Vydavatelství ČGÚ Praha.

Pešek, J. et al. (2010): *Terciární pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky*. Česká geologická služba Praha.

Pešek, J., Sivek, M. (2012): *Uhlonosné pánve a ložiska černého a hnědého uhlí České republiky*. Česká geologická služba Praha.

Scharm, B., Honěk, J., Schejbal, C. (1973): *Ložiska nerostných surovin ČSSR. I. Ložiska ČSR*. VŠB Ostrava.

sine (2003): *Rudné a uranové hornictví České republiky*. Anagram Ostrava.

D) Tuzemská periodika a on-line zdroje informací o ložiskách nerostných surovin na území ČR:

- **Journal of Geosciences**, dříve **Journal of the Czech Geological Society**, ještě dříve **Časopis pro mineralogii a geologii**

název časopisu byl dvakrát změněn: Časopis pro mineralogii a geologii má ročníky 1(1956) až 37(1992), Journal of the Czech Geological Society 38(1993) až 51(2006) a Journal of Geosciences 52(2007) až 65(2020) a další,

bibliografické zkratky: *Journ. Geosci.*, *Journ. Czech geol. Soc.*, *Čas. Mineral. Geol.*,

dostupnost na internetu: <http://www.jgeosci.org/> – na uvedené adrese jsou všechny články v Journal of the Czech Geological Society a Journal of Geosciences jako „full-text“ (zdarma), avšak s výjimkou Journal of the Czech Geological Society, 40(1995), No. 3.

- **Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze**

časopis byl vydáván v letech 1993 až 2016 (v roce 2017 byl přejmenován na Bulletin Mineralogie Petrologie)

bibliografická zkratka: *Bull. mineral.-petrol. Odd. Nár. Muz.* nebo *Bull. mineral.-petrol. Odd. Nár. Muz. (Praha)*

dostupnost na internetu: <https://publikace.nm.cz/periodicke-publikace/bmpholnrhmv/> – v případě ročníků 1(1993) až 14-15(2007) je on-line dostupný jen obsah, ročníky 16(2008) až 24(2016) jsou jako „full-text“ (zdarma), s výjimkou několika článků společenské rubriky v roč. 22(2014), No. 2.

- **Bulletin Mineralogie Petrologie**

jde o pokračování periodika Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze, proto jeho první ročník je 25(2017)

bibliografická zkratka: *Bull Mineral Petrolog*

dostupnost na internetu: <http://www.bullmineral.cz/> – na uvedené adrese jsou dostupné všechny články jako „full-text“ (zdarma)

- **Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae**

bibliografická zkratka: *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*

dostupnost na internetu: <http://scigeo.actamm.cz/cs/> – od ročníku 82(1997) jsou dostupné všechny články jako „full-text“ (zdarma)

- **Minerál**

bibliografická zkratka: *Minerál*

dostupnost na internetu: <http://www.minerally.org/rejstrik-a-citace> – lze získat pouze obsah jednotlivých čísel časopisu, předností je vyhledávač umožňující vyhledávání např. podle lokalit nebo regionů

- **Sborník geologických věd, řada LGM (Ložisková geologie, mineralogie)**

tato řada Sborníku geologických věd byla vydávána v letech 1963–1997, avšak v letech 1963–1972 (ročníky 1–15) byl název řady jen LG (Ložisková geologie)

bibliografická zkratka: *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral.*, často se objevuje *Sbor. geol. Věd, řada LGM*.

dostupnost na internetu: <http://www.geology.cz/extranet/sluzby/knihovna> – lze nahlédnout do katalogu knihovny, a to je vše...

- **Uhlí, Rudy, Geologický průzkum**

časopis s tímto názvem vychází od roku 1994 (ročník 1), kdy vznikl sloučením časopisů **Uhlí** (v roce 1993 šlo o ročník 41), **Rudy** (v roce 1993 šlo o ročník 41) a **Geologický průzkum** (v roce 1993 šlo o ročník 35)

bibliografická zkratka: *U-R-GP*

dostupnost na internetu: <https://www.zsdnp.cz/index.php/aktivity-svazu/casopis-urgp/> – lze získat pouze obsah některých čísel vydaných v letech 2012–2013 a všech čísel časopisu vydaných v roce 2014 (ročník 21) a v letech následujících

- **Surovinové zdroje České republiky - nerostné suroviny**

tato ročenka je jediným veřejně přístupným materiálem, který aktuálně a v historické posloupnosti informuje o těžbě, zdrojích, zásobách a také cenách nerostných surovin v ČR a o zahraničním obchodu s nimi

dostupnost na internetu: <http://www.geology.cz/extranet/publikace/online/surovinove-zdroje/> – lze zdarma získat jako „full-text“

Údaje o dostupnosti publikací na internetu odpovídají stavu v lednu 2021.

Internetové zdroje se zárukou

<https://www.usgs.gov/centers/nmic/> – lze zde získat informace o ložiskách nerostných surovin na celém světě, o jejich těžbě, obchodu s nimi atd. (navštivte tyto stránky, zcela jistě vás zaujmou, a pokud vás nerostné suroviny skutečně zajímají, pak je budete navštěvovat asi velmi často)

<http://www.geology.cz/extranet/> – stránky České geologické služby s informacemi nejen o ložiskách nerostných surovin (portál je poněkud nepřehledný, což může být subjektivní hodnocení, a tak při hledání potřebné informace můžete najít spoustu zajímavostí)

<https://www.mindat.org/> – na těchto stránkách lze najít údaje o jednotlivých minerálech, jejich nalezištích, včetně odkazů na literaturu; jsou zde i stručné charakteristiky jednotlivých typů hornin

http://geologie.vsb.cz/Vyukove_texty.htm/ – on-line dostupné výukové texty z různých geologických předmětů (včetně ložiskové geologie), určené pro studenty Hornicko-geologické fakulty VŠB-TU Ostrava (přístup není nijak omezen).

2 Genetická klasifikace ložisek nerostných surovin

Akumulace nerostných surovin lze klasifikovat na základě různých kritérií. Výběr hlavních kritérií vymezuje čtyři nejzákladnější typy klasifikaci ložisek nerostných surovin: a) morfologické klasifikace, b) chemicko-technologické klasifikace, c) ekonomické klasifikace, d) genetické klasifikace.

Morfologické klasifikace vymezují jednotlivé ložiskové typy na základě morfologie ložiskových těles (např. ložiska žilná, čočkovitá, vrstevnatá, žilníkovitého typu apod.). Pro veškerá ložiska s vrstevními tělesy (bez ohledu na způsob jejich vzniku) lze použít označení **stratiformní ložiska**. Pokud je mineralizace vázána na určitou vrstvu nebo souvrství, lze tyto akumulace označit jako **stratidependentní ložiska**, přičemž ložiskové těleso může, ale nemusí být stratiformní.

Chemicko-technologické klasifikace rozdělují ložiska podle látkového složení nerostné suroviny a způsobu jejího využití.

Ekonomické klasifikace člení ložiska podle velikosti zásob, kvality nerostné suroviny, stupně prozkoumanosti ložiska a celé řady ekonomických ukazatelů. Jako **průmyslové ložisko** se označuje ložisko nerostné suroviny, které lze účelně v daných ekonomických a geografických podmínkách využívat. Za **průmyslový typ ložiska nerostné suroviny** je považován každý genetický nebo morfologický typ, který se na světové produkci dané suroviny podílí minimálně 1 %.

Genetické klasifikace třídí akumulace nerostných surovin na základě podobnosti ložiskotvorného procesu. Ložiska, jejichž geneze je spjata s endogenními procesy, se označují jako **endogenní ložiska**. K endogenním ložiskům patří i akumulace, jejichž vznik a formování souvisí s regionální nebo kontaktní metamorfózou. Tato ložiska se často vyčleňují do samostatné série ložisek, označovaných jako **metamorfogenní ložiska**. Ložiska, která jsou výsledkem exogenních procesů, se označují jako **exogenní ložiska**. Při vzniku některých ložisek se uplatňují jak exogenní, tak endogenní procesy. Tato ložiska jsou označována jako přechodná **endo-exogenní ložiska** a **exo-endogenní ložiska**. Uvedené základní série ložisek se pak dělí na skupiny ložisek, v rámci nichž se vyčleňují jednotlivé genetické typy. Zjednodušená genetická klasifikace ložisek nerostných surovin je obsažena v tab. 2-1. Jednotlivé skupiny a genetické typy ložisek jsou stručně charakterizovány v této kapitole učebního textu.

Základní rozdělení ložisek do sérií uvedených v tab. 2-1 je založeno na původu energie ložiskotvorných procesů (buď endogenní nebo exogenní). V jiných klasifikačních schématech je základní členění založeno na vztahu akumulace nerostné suroviny ke vzniku okolního horninového prostředí – ložiska se pak dělí na **syngenetická ložiska**, která vznikla současně s okolní horninou, a **epigenetická ložiska**, jejichž mineralizace je vzhledem k okolním horninám výrazně mladší.

Tab. 2-1. Genetická klasifikace ložisek – upraveno podle Havelky (1981), Smirnova (1983), a Rozložníka et al. (1987).

| Série ložisek | Skupina ložisek | Hlavní genetické typy ložisek | |
|--------------------------|---|---|--------------------------|
| Endogenní | magmatická | likvační | |
| | | protomagmatická | |
| | | hysteromagmatická | |
| | pegmatitová | jednoduché pegmatity | |
| | | metasomatické pegmatity | |
| | karbonatitová | | |
| | magmatogenní hydrotermální metasomatity | skarnová | |
| | | albititová | |
| | | greisenová | |
| | hydrotermální | plutonická | |
| | | subvulkanická | |
| | | teletermální | |
| | Meta-morfo-genní | kontaktně metamorfoenní | kontaktně metamorfovaná |
| | | regionálně metamorfoenní | regionálně metamorfovaná |
| regionálně metamorfoenní | | regionálně metamorfní | |
| | | metamorfně hydrotermální | |
| Endo-exogenní | submarinní | hydrotermálně sedimentární | |
| | subaerická | sublimační (vulkanoexhalační) | |
| | | krustální | |
| Exo-endogenní | hydrogenně infiltrační | | |
| Exogenní | zvětralinová | rýžoviska ve zvětralinovém plášti | |
| | | reziduální | |
| | | halmyrolytická | |
| | | zóny supergenního obohacení | |
| | sedimentární | klastická sedimentární | |
| | | chemogenní a biochemogenní sedimentární | |
| | | organogenní sedimentární | |

Poznámka ke genetickým klasifikacím ložisek nerostných surovin

Základním principem všech genetických klasifikací je dělení ložisek podle povahy procesů, které vedly k jejich vzniku. Klasifikační schéma vyjádřené v tabulce 2-1 je pouze jednou z alternativ, jiná „klasická“ klasifikační schemata používaná pro rudní ložiska uvádí např. Guilbert a Park (1986).

V některých genetických klasifikacích je hlavním kritériem charakter geologického prostředí, v němž se ložisko vytvořilo nebo s nímž je prostorově nebo geneticky spjato. Příkladem může být dělení rudních ložisek na čtyři základní skupiny: a) ložiska vytvořená v geologických prostředích na zemském povrchu, b) ložiska v sedimentárních horninách, c) ložiska spjatá s felsickým magmatismem, d) ložiska spjatá s bazickými a ultrabazickými horninami (Dixon 1979). V jiných genetických klasifikacích jejich autoři preferují geotektonickou pozici, v níž se akumulace vytvořila (např. Laznicka 2010).

Někteří geologové upřednostňují vymezení jednotlivých ložiskových typů na základě typového ložiska (revíru či celé provincie), a tak se v těchto klasifikacích můžeme setkat např. s ložisky typu Mississippi Valley, typu Besshi, typu Climax, typu Carlin, typu Algoma, typu Witwatersrand apod. K typovému ložisku jsou přiřazována všechna další, která jsou mu blízká mineralogicky, geochemicky, morfologicky, charakterem prostředí atd. a patrně i geneticky, i když ani geneze typového ložiska nemusí být zcela jasná.

Pozornost zaslouží „šachovnicová“ klasifikace ložisek nerostných surovin, jejímž autorem je Dill (2010). Tato klasifikace je velmi detailní, dobře využitelná, lze v ní najít dostatečně podrobnou charakteristiku vyčleňovaných typů ložisek. Dillova „šachovnice“ je rozměrná, v citované publikaci je rozdělena na segmenty, z nichž každý je jednostránkový, a těch stran je celkem 22. V této podobě je Dillova „šachovnice“ zcela nepřehledná, a pokud s ní chceme pracovat, nezbývá než oněch 22 stran vytisknout, sestříhat a následně slepit do „plachty“ (nebo k témuž využít modernější technologii).

Literatura

Dill, H.G. (2010): The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. – *Earth-Science Reviews* 100: 1–420.

Dixon, C.J. (1979): *Atlas of Economic Mineral Deposits*. Chapman and Hall London.

Guilbert, J.M., Park, Ch.F., Jr. (1986): *The Geology of Ore Deposits*. W.H. Freeman and Company New York.

Laznicka, P. (2010): *Giant Metallic Deposits: Future Sources of Industrial Metals*. 2nd edition. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.

2.1 Magmatická ložiska

K magmatickým ložiskům řadíme akumulace nerostných surovin, které vznikly diferenciací a krystalizací magmat ultrabazického, bazického nebo alkalického složení. Ke vzniku magmatických ložisek dochází třemi rozdílnými způsoby:

1. Rozštěpením výchozího silikátového magmatu při poklesu teploty na dvě nemísitelné složky: silikátovou taveninu a sulfidickou taveninu. Toto rozštěpení taveniny se označuje jako **likvace**. Nahromaděním a utužením sulfidické taveniny se následně mohou vytvořit **likvační ložiska**.
2. Frakcionovanou krystalizací, při níž ložiskotvorné minerály vznikají ze silikátové taveniny již ve stadiu rané krystalizace, tj. dříve než hlavní objem horninotvorných minerálů. Minerály vytvořené během rané krystalizace se za spolupůsobení gravitační diferenciace mohou akumulovat a vytvářet **protomagmatická ložiska**, označovaná také jako **raně magmatická ložiska** nebo **segregační ložiska**.
3. Frakcionovanou krystalizací, při níž ložiskotvorné minerály vznikají ze silikátové taveniny až v závěru krystalizace, tj. později než hlavní objem horninotvorných minerálů. Minerály vznikající ze zbytkových tavenin v závěrečných fázích konsolidace mateřského magmatu mohou vytvářet **hysteromagmatická ložiska**, označovaná také jako **pozdě magmatická ložiska** nebo **fuzivní ložiska**.

2.1.1 Likvační ložiska

Likvace je považována za diferenciační proces, jenž může probíhat jen v některých typech magmatických tavenin. K oddělení sulfidické taveniny od silikátové dochází při ochlazení magmatu na teplotu kolem 1500 °C (příp. jde o teploty značně nižší než uvedených 1500 °C, avšak rozhodně vyšší než je teplota krystalizace horninotvorných silikátů ze silikátové taveniny). Oddělující se sulfidická tavenina se shlukuje do kapek, které díky své vyšší hustotě klesají do spodních částí magmatického tělesa, kde se mohou koncentrovat a po utužení vytvořit akumulace vtroušeninových až masivních sulfidických rud. Utužení sulfidické taveniny probíhá až při poměrně nízkých teplotách (200 až 600 °C); hlavními produkty krystalizace sulfidické taveniny jsou sulfidy Fe, Cu, Ni a Co (především pyrrhotin, chalkopyrit a pentlandit). Likvační ložiska mohou mít povahu i epigenetických žilných nebo žilnikovitých těles, jejichž vznik je vysvětlován proniknutím sulfidické taveniny do příhodných geologických struktur, včetně dislokací v již konsolidovaném mateřském tělese.

Průmyslově významná likvační ložiska jsou spjata s bazickými a ultrabazickými magmaty. Obecně tato ložiska nejsou příliš častá. Likvační ložiska větších rozměrů se vyskytují převážně na platformách, kde vznikala v souvislosti s jejich tektonicko-magmatickou aktivizací (např. *Norilsk* na sibiřské platformě, ložisko *Sudbury* na kanadském štítě), nebo jde o ložiska spjatá s archaickými a proterozoickými pásmy zelenokamů (např. ložiska bushveldského masivu v JAR, ložiska v oblasti Kalgoorlie v Západní Austrálii). Likvační ložiska jsou významným zdrojem Ni-Cu rud a také platinoidů (příp. i Ag a Au).

V České republice je malé likvační ložisko Ni-Cu rud u obce *Staré Ransko* u Chotěboře.

2.1.2 Protomagmatická ložiska

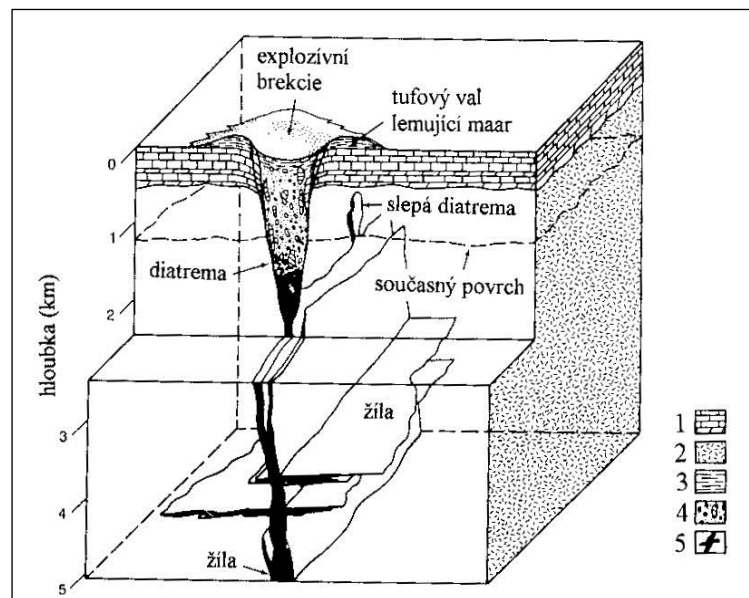
K protomagmatickým ložiskům jsou řazeny především akumulace diamantů v ultrabazických horninách (hlavně kimberlitech), některá ložiska tzv. „titanomagnetitových“ Fe-Ti-V rud a některá ložiska chromitu. Charakteristickým znakem raně magmatických ložisek je výrazné idiomorfnní omezení užitkové složky, jež je obklopena („stmelena“) horninotvornými minerály, které se vyloučily z magmatické taveniny až v průběhu hlavní fáze krystalizace. Užitkové minerály jsou často rozptýleny ve značném objemu hornin; v případě chromitu a magnetitu (resp.

„titanomagnetitu“) se při vzniku ložisek mohla výrazně uplatnit gravitační diferenciacie, vedoucí ke vzniku i velmi bohatých rudních akumulací.

Co je titanomagnetit?

Termín „titanomagnetit“ je v ložiskové geologii běžně užíván, i když je z mineralogického hlediska nevhodný, neboť nejde o magnetit s vysokým obsahem titanu. Magnetit, který vzniká krystalizací z magmatické taveniny vhodného složení při teplotách nad 600 °C, může ve své struktuře obsahovat značný podíl titanu. Při nižších teplotách však dochází k rozpadu pevného roztoku za vzniku ulvöspinelu $TiFe_2O_4$, jenž tvoří v magnetitu odmišenininy v podobě lamel mikroskopických rozměrů. Titanomagnetit je tedy magnetit s odmišeninami ulvöspinelu.

Protomagmatická ložiska diamantů se vyskytují zejména v kimberlitech, které tvoří v horizontálním průřezu obvykle oválné, směrem dolů se zužující pně („komíny“). Velikost jednotlivých pňů je rozdílná – např. v okolí Pretorie v JAR mají průměr až 850 m a dosahují do hloubky 1000–1500 m. V těchto hloubkách pně přecházejí do žil (obr. 2.1-1). Diamantonosné kimberlity geneticky souvisí se starými subdukčními zónami. Při asimilaci oceánské kůry s karbonátovými sedimenty v astenosféře (v hloubkách kolem 200 km) rozkladem karbonátů vznikala CO_2 . Jeho redukcí se v magmatické tavenině již ve svrchním plášti tvořily diamanty (v hloubkách cca 100 až 150 km, při teplotách v rozmezí cca 900 až 1200 °C), které byly později vyneseny kimberlitovou taveninou do kontinentální kůry (příp. až na zemský povrch). Ono neucíté „později“ může představovat i přes jednu miliardu let, kterou musí diamanty „bez úhony přečkat“ (nesmí např. dojít k jejich přeměně na grafit, k rozpuštění apod.). Výstup kimberlitového magmatu alespoň v závěrečné fázi probíhal neobyčejně rychle, na povrchu se mohl projevit mohutnou explozí, související s „prostřelením“ nejsvrchnějších částí zemské kůry (platformního pokryvu o mocnosti až několik km). Vzniklé komínovité diatremy byly vyplněny eruptivními brekciemi a vystupujícím kimberlitovým magmatem. Diamantonosné kimberlity se vyskytují zejména v JAR, Rusku (Jakutsko) a Austrálii.



Obr. 2.1-1. Schematické znázornění diamantonosné kimberlitové diatremy navazující na systém kimberlitových žil (ložisko „State Line“ při hranicích států Colorado a Wyoming) (Guilbert, Park 1986 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – spodnopaleozoické sedimenty; 2 – prekambričské krystalinikum; 3 – kimberlitový tuf; 4 – intruzivní kimberlitová brekcie vyplňující diatremu; 5 – masivní hypabysální kimberlit.

Zdroj: Guilbert, J.M., Park, Ch.F., Jr. (1986): *The Geology of Ore Deposits*. W.H. Freeman and Company New York.

Protomagmatická ložiska chromitu jsou spjata s peridotity, gabry (často jde o norit) a pyroxenity. Gravitační diferenciací nahromaděné krystaly chromitu v nich tvoří polohy hustě vtroušených až masivních rud. Tato ložiska jsou v bushveldském masivu v JAR, v Zimbabwe a Montaně. Protomagmatická ložiska „titanomagnetitových“ rud s obsahem vanadu se vyskytují společně s ložisky chromitu v bushveldském masivu.

2.1.3 Hysteromagmatická ložiska

Užitková složka hysteromagmatických akumulací vzniká krystalizací ze zbytkové taveniny po ukončení hlavní etapy krystalizace. Pokud zbytková tavenina zůstává uzavřena mezi zrny horninotvorných silikátů, tvoří pak užitková složka v hornině roztroušená alotriomorfní zrna. Pokud krystalizace magmatu probíhá v tektonicky neklidném prostředí, může dojít k vytlačení zbytkové taveniny a ke vzniku epigenetické mineralizace (např. v podobě žil ve výplni dislokací).

Průmyslový význam mají hysteromagmatická ložiska chromitu, platinoidů, titanových rud a ložiska apatit-nefelinové formace.

Hysteromagmatická ložiska chromitu se vyskytují v peridotitech (postižených obvykle vysokým stupněm serpentinizace), které jsou součástí ofiolitových komplexů. Největší ložiska tohoto typu jsou na Urale, v Turecku, na Filipínách, Nové Kaledonii, v Albánii a Řecku. Hysteromagmatická ložiska platinoidů se rovněž vyskytují v ultrabazických ofiolitových komplexů (např. na Urale).

Hysteromagmatická ložiska titanových rud se vyskytují zejména v anortozitech a jsou tvořena ilmenitem, jenž je provázen magnetitem (resp. „titanomagnetitem“), hematitem, rutilem, apatitem, příp. i sulfidy (pyrhotin, pyrit, chalkopyrit). Rudy jsou využívány komplexně jako zdroj Fe, Ti a V. Obrovská ložiska těchto rud jsou v Kanadě (např. ložisko *Lac Tio* v oblasti jezera Allard v Quebecu), USA (u jezera Sanford, stát New York) a v jižním Norsku (ložisko *Tellnes*).

Hysteromagmatická ložiska apatit-nefelinové formace jsou zcela výjimečná. Unikátním reprezentantem tohoto typu mineralizace jsou gigantické akumulace apatit-nefelinové suroviny, vázané na lopolit alkalických ultrabazických hornin (nefelinických syenitů apod.) v Chibinské tundře na Kolském poloostrově (ložiska *Kukisvumčor*, *Jukspor* a *Koašva*).

2.2 Pegmatitová ložiska

Geneze pegmatitů je v současnosti vysvětlována různými způsoby. Je velmi pravděpodobné, že všechny čtyři níže uvedené hypotézy vzniku pegmatitů jsou ve své podstatě reálné a že v závislosti na geologických podmínkách mohou k formování pegmatitových těles vést různé procesy.

Nejlépe je propracována **magmatická hypotéza**, která vysvětluje vznik pegmatitů postupnou krystalizací zbytkového silikátového magmatu. Tato hypotéza vychází z představy, že po tzv. hlavní etapě krystalizace magmatu, ve které proběhla nejprve krystalizace bezvodých silikátů a pak též minerálů obsahujících hydroxylovou skupinu, zůstává zbytkové magma (často označované jako pegmatoidní magma). Zbytkové magma je obohaceno o složky, které se hlavní krystalizace účastnily jen v omezené míře – jde především o těkavé složky (např. H₂O, F a B) a o řadu prvků, které se vzhledem k svým krystalochemickým vlastnostem nestaly součástí již dříve vykrystalovaných minerálů (jde např. o Li, Rb, Cs, Be, vzácné zeminy, Nb, Ta, Zr, Hf, U a Th). Ze zbytkového magmatu krystalizují minerály pegmatitů. V průběhu ochlazování zbytkového magmatu a krystalizace minerálů se toto magma postupně mění na hydrotermální roztok, z něhož se může v pegmatitovém tělese vytvořit asociace hydrotermálních minerálů.

Pokud nevíte, co jsou vzácné zeminy, naleznete zde vysvětlení:

Do skupiny vzácných zemin je řazeno 16 chemických prvků: yttrium (Y) a lanthanoidy, tj. lanthan (La), cer (Ce), praseodym (Pr), neodym (Nd), promethium (Pm), samarium (Sm), europium (Eu), gadolinium (Gd), terbium (Tb), dysprosium (Dy), holmium (Ho), erbium (Er), thulium (Tm), ytterbium (Yb) a lutecium (Lu). O něco podrobnější informaci lze najít v rámečku v podkapitole 3.18.

Magmatická hypotéza velmi dobře vysvětluje vznik granitových pegmatitů, které jsou ze všech petrografických typů pegmatitů nejrozšířenější. Tyto pegmatity mají někdy velmi jednoduchou zonální stavbu. Při okraji pegmatitového tělesa se nachází zpravidla jen několik cm mocná aplitová zóna, která je tvořena především živci a křemenem a jen malým množstvím tmavých minerálů (biotit, muskovit, skoryl). Aplitová zóna vzniká při teplotě 700 až 800 °C. Směrem do centra pegmatitového tělesa přechází aplitová zóna do zóny písmenkového (grafického) pegmatitu, která se vytvořila při teplotě 600 až 700 °C. Písmenkový pegmatit je tvořen zákonitě se prorůstajícím K-živcem a křemenem; v proměnlivém množství je v písmenkovém pegmatitu přítomen biotit nebo granát. V centru pegmatitu se nachází tzv. blokový pegmatit, jenž je tvořen velkými individui K-živce (o rozměrech často několik dm až m) a křemene. V blokovém pegmatitu bývá přítomen také muskovit, skoryl, beryl a příp. další minerály. Ke vzniku blokové zóny pegmatitu dochází za teplot 500 až 600 °C (těkavými složkami bohaté minerály se zde tvoří zejména při teplotě kolem 500 °C). Pegmatity s výše popsanou stavbou se označují jako **jednoduché pegmatity**. Jejich příkladem jsou pegmatitové žíly na ložisku *Dolní Bory* u Velkého Meziříčí (viz stať 4.4.1).

Vývoj granitového pegmatitu často nekončí vznikem blokové zóny. V teplotním intervalu 400 až 500 °C může dojít k metasomatickému zatlačování dříve vykrystalizovaných minerálů, zejména K-živce, jenž bývá nahrazován albitem, muskovitem, lepidolitem, spodumenem, amblygonitem a řadou dalších minerálů. Pegmatity, v nichž proběhly metasomatické procesy, se označují jako **metasomatické pegmatity**. Termínem **lithné pegmatity** se označují metasomatické pegmatity, v nichž se v průběhu metasomatických procesů vytvořily minerály obsahující lithium (např. lepidolit, amblygonit, elbaity). Příkladem lithného pegmatitu je pegmatitové těleso u obce *Rožná* (u Bystřice nad Pernštejnem), podrobně charakterizované ve stati 3.19.2.

Poznámka ke genezi pegmatitů, označovaných jako metasomatické

Geneze pegmatitů je procesem mnohotvárným a značně komplikovaným, a tak názory na jejich vznik jsou stále modifikovány nebo i zásadně měněny. Některé z pegmatitů označovaných jako metasomatické se vytvořily krystalizací z vysoce frakcionovaných tavenin, a nelze je tedy za metasomatické považovat.

Magmaticko-metasomatická hypotéza vzniku pegmatitů předpokládá formování pegmatitových těles ve dvou samostatných stádiích: magmatickém a metasomatickém. V průběhu magmatického stadia vznikají krystalizací ze zbytkového magmatu jednoduché pegmatity (zpravidla se zonální stavbou). Během metasomatické etapy, která ale nemusí proběhnout ve všech pegmatitových tělesech, dochází k metasomatickému zatlačování produktů magmatického stadia mladšími minerály. Metasomatické procesy jsou vyvolávány hydrotermálními roztoky, které vystupují z hloubky a které nemají přímou souvislost se zbytkovým magmatem, z něhož se v průběhu magmatického stadia vytvořil jednoduchý pegmatit. Na rozdíl od magmatické hypotézy, podle níž celý proces vzniku pegmatitů probíhá v podstatě v uzavřené soustavě, jde v magmaticko-metasomatické hypotéze nejprve o polouzavřenou soustavu s možným výnosem látek (v magmatickém stadiu) a později o otevřenou soustavu (v metasomatickém stadiu).

Zcela odlišně vysvětluje genezi pegmatitů **hydrotermálně-metasomatická hypotéza**. Zastánci této hypotézy zcela odmítají existenci pegmatoidních magmat. Podle této hypotézy mohou pegmatity vznikat prakticky z libovolných hornin jejich rekrystalizací, která je vyvolávána hydrotermálními roztoky. Touto rekrystalizací vznikají jednoduché pegmatity, které mohou být v další etapě svého vývoje postiženy metasomatickými procesy, při nichž dochází k chemickým reakcím mezi starší nerostnou asociací pegmatitu a hydrotermálním roztokem.

Metamorfní hypotéza vychází z poznatků o závislosti charakteru a nerostného složení pegmatitů na stupni metamorfózy okolních hornin. V duchu této hypotézy jsou některé jednoduché pegmatity produktem regionální metamorfózy. Ke vzniku těchto pegmatitů dochází působením metamorfoenních roztoků, které způsobují selektivní mobilizaci a redepozici prvků podílejících se na složení pegmatitových těles, nebo se pegmatity formují z tavenin, které se vytvořily v průběhu regionální metamorfózy (jde např. o vznik pegmatitů z anatektických magmat).

V závislosti na podmínkách vzniku pegmatity tvoří žilná tělesa nebo tělesa čočkovitého nebo hnízdotitého tvaru.

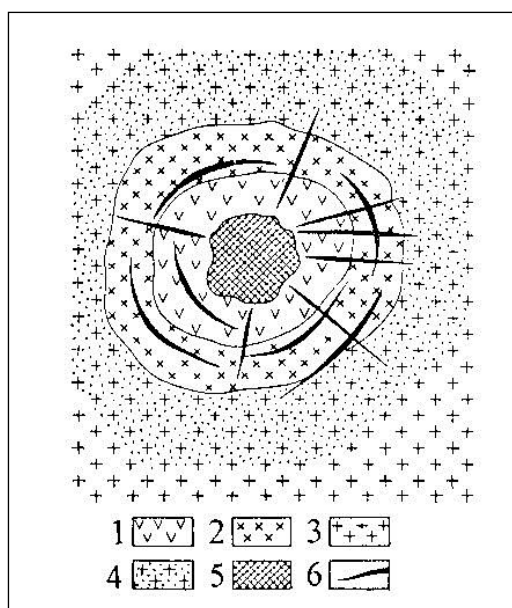
Jednoduché (křemen-živcové) pegmatity jsou významným zdrojem křemene a živce pro keramický průmysl (jde o tzv. keramické pegmatity). „Slídonosné pegmatity“ jsou jediným průmyslovým zdrojem hrubě lupenitého muskovitu. Některé pegmatity jsou zdrojem beryllia, lithia, rubidia, cesia, niobu, tantalu, vzácných zemin nebo i drahých kamenů (např. drahokamových odrůd berylu, turmalínu, topazu, korundu, chryzoberylu).

2.3 Karbonatitová ložiska

Jako **karbonatity** jsou označovány karbonátové horniny endogenního původu, tvořené z více než 50 obj. % primárními karbonáty (kalcit, dolomit, ankerit, siderit...), obvykle je však množství primárních karbonátů nad 80 obj. %. Ve variabilním množství jsou zastoupeny silikáty (diopsid, augit, alkalický pyroxen, alkalický amfibol, flogopit, biotit, albit, K-živec, nefelin, forsterit...), apatit, magnetit, ilmenit a další minerály (často obecně velmi vzácné).

Karbonatity jsou obvykle součástí složitých ultrabazicko-alkalických intruzivních komplexů, které mají většinou komínovitý tvar (jde o pně) a výraznou koncentrickou stavbu (viz obr. 2.3-1). Vývoj těchto komplexů zpravidla začíná výstupem ultrabazického magmatu, pokračuje vznikem alkalických hornin a je ukončen tvorbou karbonatitů, jimiž někdy pronikají ještě mladší žíly alkalických hornin. V průběhu formování intruzivního komplexu se mladší série magmatických hornin ukládají obvykle blíže k centru celé struktury, a proto karbonatity nacházíme obvykle v jádře intruzivního komplexu (viz obr. 2.3-1). Intruze s karbonatity poměrně často pronikají granity a rulami, které bývají v okolí intruze fenitizovány, tj. přeměněny na **fenity** (fenitizace je speciální typ sodné metasomatózy, při níž vzniká nejen albit, ale i alkalický amfibol a alkalický pyroxen).

Karbonatity jsou zdrojem apatitu, rud Nb a Ta, lanthanidů, lokálně rud U, Th, Zr aj. Doprovodné ultramafické horniny mohou obsahovat ekonomicky významné akumulace apatitu, magnetitu, „titanomagnetitu“ a vermikulitu. Obrovská karbonatitová ložiska jsou v Kalifornii (*Mountain Pass* s obsahem 5 až 15 % vzácných zemin), v oblasti východoafrického riftového prolomu (např. karbonatitový komplex *Palabora* u města Phalaborwa v SV Transvaalu, kde jsou produkovány rudy Cu, apatit, vermikulit a jako vedlejší produkt magnetit a rudy U, Th, Zr, Hf a Co) a v Číně (ložisko *Bayan Obo* ve Vnitřním Mongolsku, které je nejen zdrojem vzácných zemin, ale také fluoritu, niobu a železných rud).



Obr. 2.3-1. Schéma stavby intruzivního tělesa s karbonatity (horizontální řez) (Smirnov 1983 – upraveno).

Vysvětlivky:

- 1 – alkalické horniny;
- 2 – ultrabazické horniny;
- 3 – ruly;
- 4 – fenity;
- 5 – karbonatitový peň;
- 6 – karbonatitové žíly.

Zdroj: Smirnov, V.I. (1983): *Geologie ložisek nerostných surovin*. SNTL Praha.

2.4 Skarnová ložiska

Jako **skarn** byla původně označována relativně hrubozrnná jalovina tvořená hlavně silikáty vápníku, která provází magnetit na některých ložiskách železných rud ve Švédsku. V současnosti je tento termín používán k označení hornin určitého nerostného složení, a to bez ohledu na jejich genezi. Podstatnou složkou typických skarnů jsou Ca-silikáty, reprezentované obvykle granátem (s převahou grossularové a andraditové složky) a pyroxenem diopsid-hedenbergitové řady. Většina skarnových těles se nachází v horninovém prostředí, které alespoň v malé míře obsahuje karbonátové horniny. Skarny však mohou vznikat také v libovolných horninách (např. v jílových břidlicích, pískovcích, granitech, bazaltech a komatiitech). Mohou se tvořit během regionální nebo kontaktní metamorfózy, mohou být produktem metasomatických procesů vyvolaných fluidy různého původu (magmatogenní, metamorfogenní...). Do skupiny magmatogenních hydrotermálních metasomatitů (viz tab. 2-1) proto náleží jen některá skarnová ložiska. V závislosti na podmínkách vzniku jsou skarnová tělesa prostorově spjata s plutony, zlomy, střížnými zónami nebo i s místy vývěru hydrotermálních roztoků na mořském dně.

Skarny se dělí podle různých kritérií. Běžně se používá dělení na **exoskarny** a **endoskarny**. Hlavním kritériem je v tomto případě povaha protolitu, tj. prvotní horniny, jejíž přeměnou se skarn vytvořil. Zatímco protolitem exoskarnu je sediment, protolitem endoskarnu je magmatit. Termíny exoskarn a endoskarn se používají nejčastěji v případě skarnových těles vzniklých kontaktně metasomatickými procesy na styku intruziv s karbonátovými horninami. Pomocí termínů **hořečnatý skarn** a **vápenatý skarn** lze vyjádřit hlavní chemické vlastnosti protolitu a z něj následně vytvořené nerostné asociace. Výše uvedené termíny lze kombinovat. Například spojení hořečnatý exoskarn může označovat skarn složený v podstatném množství z forsteritu a diopsidu, který vznikl přeměnou dolomitu. Vápenaté skarny vznikají často zatlačením starších hořečnatých skarnů.

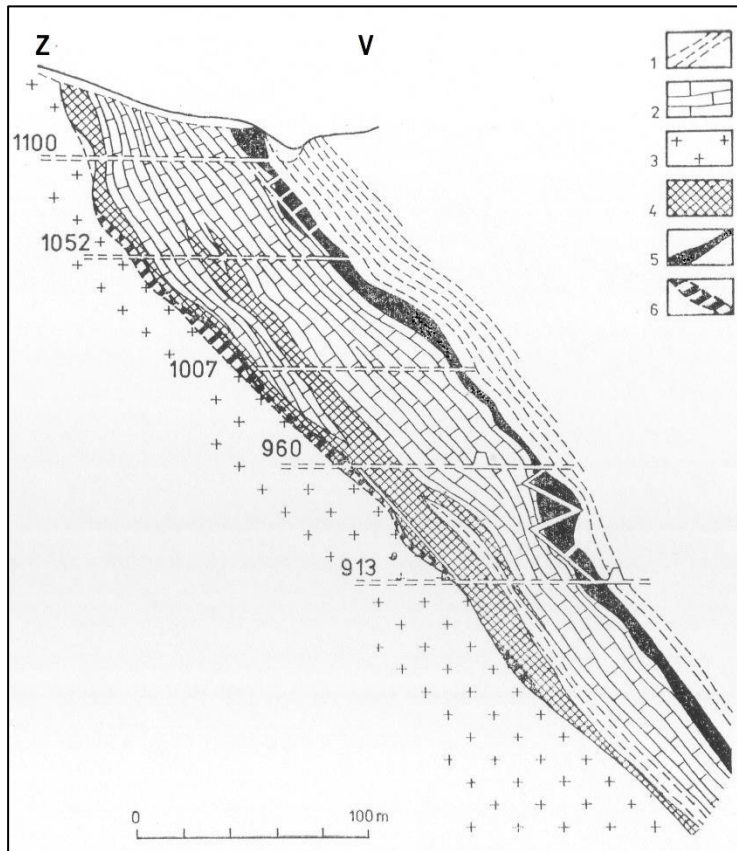
Jako **reakční skarn** se označuje hornina vzniklá izochemickou metamorfózou protolitu, tvořeného např. tenkými pásy pelitického materiálu a pásy s převahou karbonátu. Při vzniku reakčního skarnu dochází k výměnným chemickým reakcím mezi pásy odlišného složení (k migraci látek během těchto metasomatických procesů dochází jen na velmi krátké vzdálenosti – např. jen několik cm).

Pokud skarny obsahují ekonomicky významnou mineralizaci, označují se jako **skarnová ložiska**. Vzhledem k rozmanitosti procesů vedoucích k jejich vzniku mohou být zdrojem různých kovů, zejména Fe, Au, W, Cu, Pb, Zn, Mo a Sn, lokálně i B, vzácných zemin, U, příp. dalších prvků. V další kapitole těchto skript jsou s ohledem na poměry v ČR podrobně charakterizována jen skarnová ložiska magnetitu (stať 3.1.2). V následujícím textu lze najít informace skarnovém ložisku s polymetalickou mineralizací v Obřím dole u Pece pod Sněžkou.

Obří důl u Pece pod Sněžkou (Krkonoše) – skarnové ložisko s polymetalickou mineralizací

Skarnová tělesa v Obřím dole u Pece pod Sněžkou jsou typickými kontaktními skarny, které se zde vytvořily přeměnou karbonátových hornin při kontaktu s granity krkonoško-jizerského plutonu (obr. 2.4-1). V prostoru ložiska jsou dvě větší skarnová tělesa (Gustav a Helena) a několik menších těles. Skarnová tělesa jsou uložena v kvarcitických rulách, svorech a kvarcitech. Na složení skarnů se podílí vedle karbonátu (kalcit, dolomit) podstatnou měrou granát (grossular-andraditové řady), pyroxen (ferrosalit, diopsid) a amfibol (tremolit), v malém množství jsou přítomny další Ca-silikáty (wollastonit, epidot, vesuvian). Ve skarnu jsou hojně zastoupeny sulfidické minerály, reprezentované zejména pyrhotinem v podobě vtroušenin až masivních agregátů, v menší míře arzenopyritem, galenitem, pyritem, chalkopyritem, molybdenitem, staninem a bismutinem, provázeným ryzím bismutem. V akcesorickém množství je přítomen kasiterit. Místy skarn obsahuje vtroušeniny scheelitu, lokálně i ve vyšší koncentraci. Obsah magnetitu je relativně nízký, jeho zrna tvoří drobné shluky nebo pásy. Skarnem probíhají křemenné žíly s fluoritem, scheelitem, albitem a pumpellyitem (jde o mineralizaci alpského typu).

První doklady o hornické činnosti v Obřím dole jsou z 1. poloviny 16. století, kdy zde byly dobývány měděné a arzenové rudy, jejichž těžba se zde udržela až do 2. poloviny 19. století (hlavním produktem hutě byla surová měď a arzenik). Patrně nikdy nebyl v Obřím dole těžen magnetit, a to vzhledem k jeho nízkému obsahu ve skarnu. V 50. letech 20. století byly v prostoru historického ložiska provedeny geologicko-průzkumné práce na ověření zásob cínových, měděných a wolframových rud. K jejich těžbě nedošlo.



Obr. 2.4-1. Vertikální řez rudní čočkou Helena na ložisku Obří důl.

Vysvětlivky:

- 1 – kvarcit;
- 2 – dolomitický mramor;
- 3 – biotitický granit;
- 4 – pyroxen-amfibolický skarn;
- 5 – sulfidické zrudnění;
- 6 – scheelitové zrudnění.

V řezu je schematicky vyznačen průběh důlních děl. Čísla udávají nadmořskou výšku (v metrech).

Zdroj: Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.

Zdroj informací o skarnovém ložisku v Obřím dole:

Pauliš, P. (2003): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kuttna Kutná Hora.

Šrein, V., Litochleb, J., Šreinová, B. (1998): Vybrané skarnové a sblížené metamorfní mineralizace Českého masívu. – Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. 6: 132–146.

Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.

2.5 Albititová a greisenová ložiska

Albititová a greisenová ložiska patří do skupiny magmatogenních hydrotermálních metasomatitů. Akumulace užitečných minerálů jsou v horninách označovány jako albitity a greiseny. Oba typy hornin jsou produktem hydrotermální přeměny intruzív, většinou granitoidů.

Albitit je leukokratní hornina, tvořená hlavně jemnozrnnou albitickou hmotou, v níž jsou větší individua křemene a K-živce (mikroklinu), ale také slídy (nejčastěji jde o muskovit nebo lithné slídy, příp. biotit), spíše výjimečně alkalického amfibolu (riebeckit) a alkalického pyroxenu (egirin). Albitity mají význam jako zdroj Nb, Ta, vzácných zemin, Be, Th a Zr. Mohou být i zdrojem živce pro keramický průmysl.

Typický **greisen** je hornina tvořená hlavně křemenem a slídami (muskovit, cinvaldit, někdy i biotit), zpravidla ve vedlejším množství obsahuje topaz, turmalín, fluorit a někdy i alkalické živce (mikroklin, albit). Greisenová ložiska jsou zdrojem Sn, W, Mo a Li.

Albititová a greisenová ložiska se formují často společně působením vysokoteplotních hydrotermálních fluid postmagmatického původu na konsolidované intruzivní horniny. Metasomatické procesy vedoucí k jejich vzniku se označují jako albitizace a greisenizace. V typických případech albitizace a greisenizace postihuje apikální (vrcholové) části intruzivních těles. Vystupující postmagmatická fluida nejdříve způsobují draselnou metasomatózu (mikroklinizaci) v hlubších (centrálních) částech masivu (při teplotách 550 až 650 °C). Ve vyšší části intruze roste kyselost hydrotermálních roztoků a ty vyvolávají intenzivní sodnou metasomatózu (albitizaci), jejímž produktem jsou albitity (při teplotách 400 až 550 °C). V nejvyšší části intruze kyselost hydrotermálních roztoků dále stoupá a metasomatické procesy zde způsobují greisenizaci a prokřemenění hornin (při teplotách 250 až 450 °C). Ke vzniku greisenů může docházet nejen ve vrcholové části intruze, ale také v nadložních silikátových horninách (např. rulách) – greisen v intruzivním tělese se označuje jako **endogreisen**, pro greisen v nadloží intruze se užívá termín **exogreisen**.

Zatímco K-metasomatóza a Na-metasomatóza frontálně postupují intruzivním tělesem (za vzniku velkých objemů hornin postižených mikroklinizací a albitizací), je greisenová metasomatóza prostorově spjata s puklinovými systémy. Ve výplni puklin vznikají tzv. **žilné greiseny**, které jsou tvořeny hrubozrnným křemenem (časté jsou drúzy velkých křemenných krystalů), hrubě lupenitým cinvalditem a také kasiteritem, wolframitem a dalšími minerály typickými pro greiseny. Kolem puklin se při greisenizaci tvoří relativně velmi úzké zóny greisenizovaných hornin. V případě husté sítě puklin může dojít ke greisenizaci velkých objemů hornin za vzniku greisenových pňů.

Klasickou oblastí výskytu greisenových Sn-W ložisek jsou Krušné hory (např. *Cínovec* – viz stať 3.10.4, *Krupka* u Teplíc a *Altenberg* na německé straně Krušných hor) a anglický Cornwall.

2.6 Hydrotermální ložiska

Hydrotermální ložiska se formují z mineralizovaných hydrotermálních roztoků při jejich průchodu horninami zemské kůry (akumulace nerostné suroviny se tedy tvoří pod zemským povrchem). **Hydrotermální roztoky** jsou vodné roztoky různého původu a složení. Voda hydrotermálních roztoků může být magmatogenního, diagenního, metamorfogenního nebo vadózního původu. V konkrétních případech lze v hydrotermálním roztoku často prokázat přítomnost vody pocházející ze dvou nebo i více zdrojů (např. může jít o směs magmatogenní a metamorfogenní vody).

Magmatogenní voda (juvenilní voda) se odděluje z magmatické taveniny při poklesu vnějšího tlaku (při tzv. „varu magmatu“, k němuž může docházet např. při výstupu magmatické taveniny do vyšších partií zemské kůry, kde je nižší litostatický tlak) nebo v průběhu krystalizace magmatu. Množství vody v magmatické tavenině se pohybuje většinou v rozpětí 5 až 8 hmot.% (kyselá magmata mají vyšší obsahy vody než bazická). Plutonické horniny v závislosti na nerostném složení obsahují obvykle jen 1 až 2 hmot.% H₂O. Množství vody, která se uvolňuje z magmatické taveniny, je proto značné. (Pokud se z magmatické taveniny s 8 hmot.% H₂O vytvoří hornina s 1 hmot.% H₂O, pak objem uvolněné vody je zhruba 0,2 km³ z každého km³ taveniny.) Migrace vody z magmatu je často složitá, neboť magma způsobuje prohřívání okolních hornin, z nichž se může uvolňovat značné množství vody. Je-li parciální tlak takto se uvolňující vody vyšší než parciální tlak vody v magmatu, dochází k pronikání mineralizované vody z okolních hornin do magmatické taveniny (tento proces se označuje jako transvaporizace).

Diagenní voda se uvolňuje ze sedimentu v průběhu diagenetických procesů. **Metamorfní voda** se uvolňuje při progresivní metamorfóze hornin. Obsah H₂O v čerstvých sedimentech může být i přes 30 hmot.%; v silněji metamorfovaných horninách obsah H₂O zpravidla nepřesahuje 1 až 2 hmot.%. Množství vody uvolňující se během diagenese a metamorfózy je tedy obrovské.

Meteorická voda volné cirkulace může za určitých podmínek pronikat do hlubších částí zemské kůry, kde dochází k její postupné transformaci na hydrotermální roztok. Voda, která je hlavní složkou takto vzniklých hydrotermálních roztoků, se v ložiskové geologii označuje často jako **vadózní voda** (v hydrogeologii může mít tento termín odlišný význam).

Podle teploty se hydrotermální roztoky dělí na **katatermální** (hypotermální nebo vysokoteplotní) roztoky o teplotě nad 300 °C (obvykle v intervalu 300 až 600 °C), **mezotermální** (středně teplotní) roztoky o teplotě 200 až 300 °C a **epitermální** (nízkoteplotní) roztoky o teplotě pod 200 °C (zpravidla jde o interval 50 až 200 °C). Nutno poznamenat, že někdy je používáno členění na čtyři kategorie: katatermální roztoky (nad 300 °C), mezotermální roztoky (200 až 300 °C), epitermální roztoky (100 až 200 °C) a teletermální roztoky (50 až 100 °C).

V závislosti na teplotě, tlaku a množství rozpuštěných látek se katatermální roztoky mohou nacházet v nadkritickém stavu. Pro čistou vodu je kritická teplota 374 °C a kritický tlak 22,1 MPa; u hydrotermálních roztoků s obvyklými koncentracemi rozpuštěných látek dochází ke zvýšení kritické teploty na 400 až 500 °C. Ve starší literatuře lze najít termín **pneumatolytické roztoky**. Takto byly označovány katatermální roztoky s teplotou vyšší než kritický bod čisté vody (rozhraní mezi hydrotermálním roztokem a pneumatolytickým roztokem tedy bylo na 374 °C).

Mineralizace hydrotermálních roztoků může podobně jako voda pocházet z různých zdrojů. V případě hydrotermálních roztoků s podstatným zastoupením magmatogenní vody je důležitým (a někdy prakticky jediným) zdrojem jejich mineralizace magmatická tavenina, od níž se hydrotermální roztok oddělil. V některých případech však mohou být významné i komponenty pocházející z okolního horninového prostředí (pokud došlo k transvaporizaci). Mineralizace hydrotermálních roztoků, které vznikly v průběhu diagenese a regionální metamorfózy, pochází z horninového prostředí, v němž se roztoky vytvořily. Významným zdrojem mineralizace je i horninový komplex, jímž hydrotermální roztoky prostupují, neboť neustále dochází k výměnným

reakcím mezi roztokem a okolními horninami – při těchto výměnných reakcích se mění jak chemické složení roztoků, tak chemické i nerostné složení okolních hornin.

Nerostné látky jsou hydrotermálními roztoky transportovány v různé formě. Největší význam má transport v podobě lehce rozpustných sloučenin, disociovaných na jednoduché iony, komplexní iony nebo polymerní molekuly. Informace o látkovém složení hydrotermálních roztoků jsou získávány zejména výzkumem plynokapalných uzavřenin v hydrotermálních minerálech. O složení hydrotermálních roztoků vypovídají i nerostné asociace vytvořené z těchto roztoků. Přímou lze zkoumat hydrotermální roztoky (např. některé minerální vody) vystupující až na zemský povrch např. v oblastech současného vulkanismu nebo v oblastech s doznívající sopečnou aktivitou (základem těchto roztoků jsou velmi často meteorické vody nebo jsou tyto roztoky meteorickými vodami silně ovlivněny).

Složení hydrotermálních roztoků je velmi variabilní. Hydrotermální roztoky zpravidla obsahují 2–16 hmot. % rozpuštěných solí, avšak někdy množství rozpuštěných solí dosahuje až 40 hmot. %. Z kationů v hydrotermálních roztocích převládají iony Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} a Ba^{2+} ; z anionů převažují chloridové, hydrogenkarbonátové, karbonátové, síranové a fluoridové iony. Pro transport chalkofilních elementů mají velký význam iony HS^- a S^{2-} . Například k přenosu Zn, Pb a Cu v hydrotermálním roztoku může docházet nejen v podobě komplexních ionů typu $\text{Zn}(\text{HS})_3^-$, $\text{Pb}(\text{HS})_3^-$ a $\text{Cu}(\text{HS})_4^{2-}$, ale i v podobě chloridových a karbonátových ionů jako např. $\text{Pb}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}^{3-}$. V případě zlata se uvažuje o přenosu např. v podobě AuS_3^{3-} , AuS^- , AuCl_2^- nebo $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$. Uran může být transportován jako součást uranyl-karbonátových komplexních ionů typu $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$, případně v podobě uran-silikátových komplexů. Křemík, jenž se účastní na tvorbě složitých komplexů, může být přenášen i jako $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Vysrážení nerostných látek z hydrotermálních roztoků může být vyvoláno poklesem teploty nebo tlaku, výměnnými reakcemi mezi roztokem a okolními horninami, výměnnými reakcemi při smíšení dvou rozdílných hydrotermálních roztoků, změnou pH nebo Eh, únikem těkavých složek, případně řadou dalších příčin.

K vylučování hydrotermálních minerálů z hydrotermálních roztoků dochází buď ve volných prostorách (dutinách různého původu) nebo metasomatickým zatlačováním hornin. Tvar těles hydrotermálních akumulací je proto závislý na morfologii dutin nebo na konturách zatlačovaných hornin. Často jde o žíly, žilníky, čočkovitá tělesa nebo o tělesa zcela bizarních tvarů.

Horniny v prostoru ložiskových těles jsou zpravidla hydrotermálně alterovány (tj. přeměněny). Charakter hydrotermální alterace závisí jak na povaze horniny, tak na složení a teplotě hydrotermálního roztoku. Nejčastějším typem hydrotermální alterace je prokřemenění (silicifikace), sericitizace, chloritizace, karbonatizace, turmalinizace, kaolinizace, hematitizace, pyritizace a propylitizace.

Charakteristickou vlastností hydrotermálních akumulací je jejich zonálnost. Ta se projevuje v regionálním měřítku zákonitým rozmístěním jednotlivých typů ložisek v prostoru, a to např. kolem intruzí granitoidů, kde nejbližší k intruzi jsou Sn-W rudy (greisenového typu), ve větší vzdálenosti od intruze rudy Au, dále pak rudy Cu, potom Pb a Zn, nejdále od intruze jsou rudy Sb a Hg, příp. žíly s barytem a fluoritem (obr. 2.6-1a).

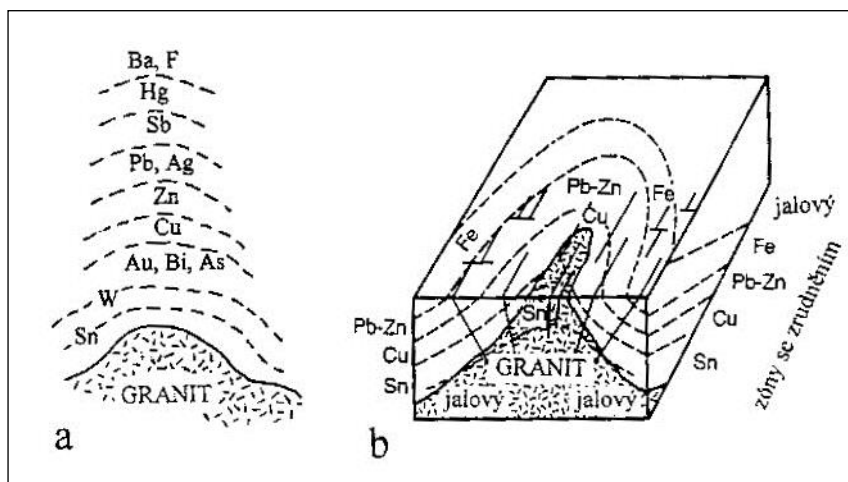
Klasickým příkladem regionální zonálnosti je rozmístění rudních akumulací kolem granitoidních intruzí v Cornwallu (Anglie), kde lze rozlišit čtyři hlavní zóny (schematicky znázorněné na obr. 2.6-1b), které lze dále členit podle charakteristických nerostných asociací. Ve vrcholové části intruze a v jejím exokontaktu je nejstarší a nejvýše temperovaná Sn-zóna, pro niž jsou charakteristické: a) pegmatity obsahující arzenopyrit, wolframit, kasiterit a molybdenit, b) greiseny s arzenopyritem, staninem, wolframitem, kasiteritem a molybdenitem, c) katatermální žíly, v nichž je přítomen kasiterit, wolframit, arzenopyrit a ve větší vzdálenosti od intruze také chalkopyrit. Katatermální žíly Cu-zóny obsahují chalkopyrit, jenž je provázen staninem, wolframitem,

arzenopyritem a kasiteritem. Ve vnější části Cu-zóny přistupuje sfalerit. V zóně Pb-Zn jsou přítomny mezotermální žíly s galenitem, sfaleritem, akantitem, uraninitem a Bi-minerály. Čtvrtá (a poslední) zóna je na obr. 2.6-1b označena jako Fe-zóna. Jsou v ní přítomny nejmladší žíly s mezotermální až epitermální mineralizací. Fe-zóna se dělí na dvě podzóny. Blíže intruzi je Fe-Sb podzóna s žilami obsahujícími hematit, antimonit, tetraedrit, bournonit a další sulfosoli. Vzdálenější od intruze je podzóna křemenných, resp. křemen-kalcitových žil s pyritem, které jsou bez ekonomického významu.

Zonálnost lze pozorovat i na jednotlivých rudních žilách, a to jak ve směru jejich protažení, tak i v jejich příčném řezu, kde se může projevit střídáním pásků s různým nerostným složením (obr. 2.6-2).

Hydrotermální ložiska jsou zdrojem řady kovů (např. Ag, Au, Cu, Pb, Zn, Hg, Sb, Bi, Mo, U) i nerudních surovin (např. fluorit, baryt, křemen, magnezit).

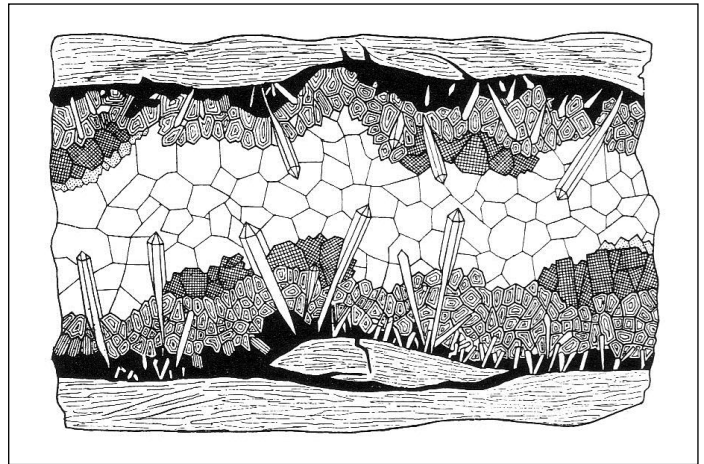
Podle vztahu k horninovému prostředí se hydrotermální ložiska dělí na **plutonická ložiska** (v intruzích a metamorfitech), **subvulkanická ložiska** (ve vulkanitech a vulkanosedimentárních komplexech) a **teletermální ložiska** (v sedimentárních komplexech). Termíny plutonická, subvulkanická a teletermální ložiska jsou zde chápány negeneticky. Např. plutonická ložiska v našem pojetí nemusí být geneticky spjata s plutonismem, a proto lze k nim zařadit i akumulace metamorfogenně hydrotermálního původu (viz stať 2.18.5). V jiném pojetí (v jiných klasifikacích) však názvy plutonická ložiska a subvulkanická ložiska mohou mít metalogenetický význam.



Obr. 2.6-1. Schematické znázornění zón obohacených určitými prvky ve vertikálním řezu pláštěm granitového tělesa, které je zdrojem těchto prvků (a); rozmístění rudních zón kolem jedné z granitových intruzí v Cornwallu (b) (Guilbert, Park 1986 – upraveno).

Zdroj: Guilbert, J.M., Park, Ch.F., Jr. (1986): *The Geology of Ore Deposits*. W.H. Freeman and Company New York.

Obr. 2.6-2. Zonální stavba žíly, jejíž hydrotermální mineralizace postupně vyplnila prostor otevřené pukliny. Stěny pukliny byly nejprve pokryty sfaleritem (na obrázku je černý) a křemenem, často v podobě dlouze sloupcovitých krystalů. Krystalizačně mladší složkou je ankerit (zonální), na něj nasedá galenit (pravoúhle šrafovaný), na ten ještě mladší chalkopyrit (tečkovaný). Krystalizačně nejmladší je kalcit (bílý), jenž tvoří centrální část žíly (Rösler 1988 – upraveno).



Zdroj: Rösler, H.J. (1988): *Lehrbuch der Mineralogie. 4. Auflage. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie Leipzig.*

2.6.1 Plutonická ložiska

Plutonická ložiska se vyskytují obvykle v asociaci s intruzívy (nejčastěji granitoidy) nebo v různých metamorfitech v blízkém okolí intruzivních těles nebo i ve větší vzdálenosti od nich. Obvykle jde o žilná ložiska (žíly jsou často sdruženy do tzv. žilných pásem); méně často mají povahu metasomatických těles, žilníků nebo těles vtroušeninových rud.

Vysvětlení termínů hydrotermální žíla, žilné pásmo a žilník

Hydrotermální žíla je tvořena hydrotermální mineralizací. Jde o deskovité těleso, vyplňující trhlinu v hornině a protínající diskordantně své okolí (v tomto případě jde o pravou žílu) nebo pronikající konkordantně (souhlasně) s vrstevnatostí okolních sedimentů nebo břidličnatostí okolních metamorfitů (jde o ložní žílu). Součástí žíly mohou být i fragmenty hornin, obklopené hydrotermální mineralizací a často postižené hydrotermální alterací. Hydrotermální alterací bývají postiženy i horniny v okolí žíly.

Jako žilné pásmo (méně často žilný svazek nebo i žilný tah) se označuje systém většího počtu prostorově sblížených paralelních nebo subparalelních žil, které vznikly mineralizací poruchového pásma (dislokační zóny). Jednotlivé žíly žilného pásma často mění svou velikost, vykliňují a znovu nasazují. Žíly přítomné v žilném pásmu jsou často propojeny drobnými nepravidelnými žilkami, označovanými jako odžilky nebo i prožilky. V hydrotermální mineralizaci žilných pásem bývají uzavřeny hojné úlomky okolních hornin i fragmenty starší hydrotermální mineralizace tmelené mladší (typické jsou brekciovitě textury). Horniny v okolí jednotlivých žil bývají hydrotermálně alterovány, často je hydrotermální alterací postiženo celé žilné pásmo (např. jde o prokřemenění). Typická žilná pásma jsou v jihlavském a kutnohorském revíru, kde byla v dobách hornické slávy obou revírů označována jako „couky“. Například v kutnohorském revíru těžba probíhala na 12 až 14 hlavních rudních pásmech, která měla své vlastní názvy, a tak se například při popisu ložiskových poměrů nebo starých důlních děl na Kutnohorsku můžeme setkat s pojmem Staročeské pásmo (případně Staročeský couk), Gruntecko-hloušecké pásmo, Oselské pásmo...

Termínem žilník je označována soustava hustě a nepravidelně se protínajících (křížících) a větvcích žil, většinou malé mocnosti, společně s drobnými žilkami a prožilky v hornině, prostoupené nepravidelnou sítí trhlín, vyplněných hydrotermální mineralizací. Žilníky se vyskytují často v tektonicky silně porušených pásmech (například i jako součást žilných pásem) nebo v apikálních částech některých intruzivních těles a v jejich bezprostředním nadloží.

Hydrotermální mineralizace plutonických ložisek se formuje za různých teplotních a tlakových podmínek. Může jít o ložiska katatermální (např. některé křemenné žíly se zlatem) až epitermální (např. fluorit-barytové žíly). Horniny v okolí ložiskových těles jsou obvykle postiženy hydrotermální alterací (např. silicifikací, sericitizací, chloritizací a karbonatizací).

V rámci skupiny plutonických ložisek se vyčleňuje velké množství paragenetických formací. Jako příklad jsou v následujícím přehledu uvedeny některé z formací přítomných v Českém masivu: tzv. stará zlatonosná formace (např. *Roudný* u Vlašimi, *Jílové u Prahy*, *Mokrsko* – viz stať 3.15.3; k této formaci patří mohutná ložiska zlatonosného křemene *Bendigo* v Austrálii, *Passagem* v Brazílii a ložiska zlata v žilném pásmu *Mother Lode* v Kalifornii), galenit-sfalerit±chalkopyritová formace se stříbrem (např. *Stříbro*, *Kutná Hora* a *příbramský rudní rajón* – stať 3.7.3), uraninit-karbonátová formace (např. *Rožná* – stať 3.17.3) a uraninit-sulfidy-karbonátová formace (např. *příbramské uranové ložisko* – stať 3.17.3), tzv. pětiprvková formace (U-Ag-Bi-Co-Ni, resp. U-Ag-As-Bi-Co-Ni, reprezentovaná např. ložiskem *Jáchymov* – stať 3.17.3), fluorit-barytová formace (např. *Moldava* a *Jílové* u Děčína – podkapitola 4.2), baryt-fluorit-sulfidická formace (např. *Harrachov* – stať 4.1.1). Mezi plutonická ložiska byla dříve řazena i ložiska greisenového typu (např. kasiterit-wolframitová formace).

Jednotlivé paragenetické formace jsou kolem plutonů obvykle rozmístěny v určitých zónách. Tato regionální zonálnost (označovaná často jako zonálnost rudních rajónů) je výrazná zejména kolem intruzí granitoidních hornin, neboť kolem těchto intruzí vznikají široké teplotní zóny (patra) s charakteristickými paragenetickými formacemi.

Vysvětlení termínů paragenese a paragenetická formace

Význam termínu „asociace“ je obecně znám. Jako „minerální asociace“ je označován společný výskyt minerálů například v horninách nebo v akumulacích nerostných surovin. Součástí minerální asociace jsou tedy různé minerály, které se mohly vytvořit během jednoho nerostotvorného (minerogenetického) procesu nebo které jsou produktem dvou nebo více nerostotvorných procesů, jež mohly probíhat za rozdílných podmínek a mohly být od sebe časově velmi vzdálené.

Termínem „paragenese“ (méně často „minerální paragenese“ nebo „paragenetická asociace“) se označuje minerální asociace zahrnující minerály, které se vytvořily současně nebo postupně během jediného nerostotvorného procesu. Například na hydrotermálních ložiskách žilného typu lze někdy rozlišit několik paragenéz, z nichž každá vznikla za určitých termodynamických podmínek díky hydrotermálním roztokům určitého složení (samozřejmě i během postupného vzniku jednotlivých minerálů jedné a téže paragenese dochází k určitým změnám termodynamických podmínek a k vývoji chemismu hydrotermálních fluid). Mineralogický charakter paragenese (druhá skladba a kvantita jednotlivých minerálů) na hydrotermálním ložisku závisí hlavně na složení fluid, termodynamických podmínkách a na charakteru okolního horninového prostředí. Geochemicky příbuzné prvky se v paragenezi vyskytují často společně. Nejtypičtější příkladem známým z hydrotermálních a hydrotermálně sedimentárních ložisek je dvojice Pb a Zn, projevující se společným výskytem galenitu a sfaleritu. Jiným příkladem může být často společný výskyt barytu a fluoritu na hydrotermálních žilách.

Analýza mineralogických poměrů na obrovském počtu hydrotermálních ložisek celého světa prokázala, že většinu těchto ložisek lze zařadit do některé z tzv. paragenetických formací. Každá z těchto paragenetických formací je charakterizována určitou minerální asociací nebo – vyjádřeno jinak – určitou asociací chemických prvků. Příkladem může být fluorit-barytová formace, kterou lze označit také jako F-Ba formace. Podle jedné ze stručných definic je paragenetická formace charakteristické společenství určitých rudních minerálů a je provázejících nerudních komponent na rudních žilách, opakující se mnoha místech na světě. Nutno poznamenat, že na jednom a téže ložisku se může vyskytovat i několik formací. Ve zvýšené míře to platí i pro celé rudní revíry.

V české literatuře existuje termín „izogenní minerální asociace“. Do konkrétní izogenní minerální asociace jsou řazena všechna ložiska, která náleží k určité paragenetické formaci a která navíc mají i obdobné stáří (vznikla např. v rámci jedné a téže fáze variského vrásnění). Příkladem dvou různých izogenních minerálních asociací uváděných z prostoru Českého masivu může být „pozdně variská fluorit-barytová asociace“ (mezozoická) a „povariská fluorit-barytová asociace“ (terciérní). Obě tyto izogenní minerální asociace bychom mohli zařadit do fluorit-barytové formace.

Vznik hydrotermální mineralizace na plutonických ložiskách často probíhá v několika po sobě následujících vývojových stádiích. V rámci mineralizačního stadia lze někdy rozlišit jednotlivé mineralizační periody (přínosové periody), z nichž každá představuje samostatný minerogenetický proces. Postup formování hydrotermální mineralizace je často vyjádřován pomocí sukcesního diagramu. Na obr. 2.6-3 je jako příklad uveden sukcesní diagram pro mineralogicky velmi pestrá polymetalická mineralizaci kutnohorského revíru. Proces vzniku této mineralizace probíhal ve čtyřech vývojových stádiích, zpravidla oddělených tektonickými pohyby. (Další komentář je v připojeném rámečku.)

| VÝVOJOVÉ STADIUM | I. | | | II. | | III. | | IV. |
|--------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|
| | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 |
| JAKOBSIT | -- | | | | | | | |
| KASITERIT | - | | | | | | | |
| ARZENOPYRIT | --- | | | --- | | | | |
| PYRIT | --- | | --- | | | | | --- |
| KŘEMEN | --- | | | --- | | | | --- |
| SFALERIT | | --- | | | | | | |
| STANIN | | --- | | | | | | |
| CHALKOPYRIT | | --- | | --- | | | | |
| PYRHOTIN | | --- | | | | | | |
| MARKAZIT | | | --- | | | | | --- |
| KUTNOHORIT | | | --- | | | | | |
| DOLOMIT | | | --- | | | | | |
| RODOCHROZIT | | | --- | | | | | |
| MANGANSIDERIT | | | --- | | | | | |
| GALENIT | | | | --- | | | | |
| RYZÍ VIZMUT (Bi-FÁZE) | | | | --- | | | | |
| Pb-Sb-SULFOSOLI | | | | --- | | | | |
| DIAFORIT | | | | --- | | | | |
| FREIESLEBENIT | | | | --- | | | | |
| OWYHEEIT | | | | --- | | | | |
| CANFIELDIT | | | | --- | | | | |
| BOURNONIT | | | | --- | | | | |
| FREIBERGIT (TETRAEDRIT) | | | | --- | | | | |
| RYZÍ ZLATO | | | | --- | | | | |
| SIDERIT | | | | | --- | | | |
| KALCIT | | | | | --- | | | --- |
| PYRARGYRIT - PROUSTIT | | | | | | --- | | |
| MIARGYRIT | | | | | | --- | | |
| ELEKTRUM | | | | | | --- | | |
| RYZÍ STRÍBRO -ALARGENTUM | | | | | | --- | | |
| STEFANIT - POLYBAZIT (?) | | | | | | --- | | |
| AKANTIT | | | | | | --- | | |
| BERTHIERIT | | | | | | | --- | |
| ANTIMONIT | | | | | | | --- | |
| GUDMUNDIT | | | | | | | --- | |

Obr. 2.6-3. Sukcese na rudních žilách kutnohorského revíru.

Zdroj: Holub, M., Hoffman V., Mikuš, M., Trdlička, Z. (1982): Polymetalická mineralizace kutnohorského revíru. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 23: 69–123.

Poznámka k obr. 2.6-3: V sukcesním schematu je pozice každého minerálu vyjádřena vodorovnou čarou. Z diagramu lze například vyčíst, že nejstaršími hydrotermálními minerály jsou jakobsit a kasiterit, naopak nejmladším minerálem celé nerostné asociace je kalcit. Je zřejmé, že kalcit krystalizoval jako poslední minerál dokonce ve dvou vývojových stádiích (II. a IV.). Křemen vznikl ve třech stádiích, pyrit ve všech třech mineralizačních periodách I. vývojového stadia a také v posledním stadiu...

Sukcese a diagram sukcese

Termín „sukcese“ lze do češtiny přeložit jako časová posloupnost či následnost. Tento termín je běžně užíván v magmatické petrologii, kdy je na základě vztahů mezi minerály v hornině zjišťována posloupnost jejich krystalizace (na základě mikroskopického studia). Snad všem geologům známé Bowenovo schéma je v podstatě sukcesním schématem obecně vyjadřujícím postup krystalizace magmatu určitého složení.

V ložiskové geologii se s termínem sukcese často setkáváme v souvislosti s hydrotermální mineralizací žilného typu. Sukcese na hydrotermálních žilách je časová posloupnost vylučování (ukládání, krystalizace) jednotlivých minerálů během formování žíly. Sukcesi lze hodnotit na základě makrotextur v kombinaci s mikroskopickým studiem. Sukcesi je sice možno stanovit jen pro jediný odebraný vzorek, zpravidla se však stanovuje pro celou žílu, a to sumarizací poznatků získaných studiem jednotlivých vzorků (jde tedy o syntézu dílčích sukcesí). Ze sukcesí zjištěných na jednotlivých žilách lze vytvořit celkovou sukcesi pro celé ložisko nebo celý ložiskový revír. Sukcesi (dílčí nebo celkovou) lze sice popsat slovně (v mineralogicky chudé nerostné asociaci to nečiní problém), zpravidla však sukcese bývá znázorňována graficky v diagramech (viz např. obr. 2.6-3).

Ze sukcesního diagramu na obr. 2.6-3 je zřejmé, že jeho autoři v kutnohorském revíru rozlišili čtyři vývojová stadia hydrotermální mineralizace, označená jednoduše jako I. až IV. (od nejstaršího k nejmladšímu). V prvních třech vývojových stadiích byli schopni rozpoznat dvě nebo tři mineralizační periody:

- I. stadium (1. perioda arzenopyritová, 2. perioda sfalerit-pyrhotinová, 3. perioda dolomitová),
- II. stadium (1. perioda galenit-tetraedrit-chalkopyritová, 2. perioda sideritová),
- III. stadium (1. perioda ušlechtilých stříbrných rud, 2. perioda berthierit-antimonitová),
- IV. stadium (křemen-pyrit-kalcitové).

2.6.2 Subvulkanická ložiska

Subvulkanická ložiska se nacházejí ve vulkanických horninách nebo ve vulkanosedimentárních komplexech (často je hydrotermální mineralizace přítomna ve výplni sopouchů). Rudní tělesa mají nejčastěji povahu žil až žilníků. Teplotně jde obvykle o ložiska mezotermální až epitermální.

Zonálnost rudních rajónů není tak výrazná jako u plutonických ložisek. Je to způsobeno tím, že v přípoверхových podmínkách formování subvulkanické mineralizace (do hloubky 1–1,5 km od zemského povrchu) dochází k nahuštění teplotních pater a k jejich vzájemnému překrývání.

Příkladem formací ve skupině subvulkanických ložisek je formace kasiterit-wolframit-bismutin s Ag-minerály (tzv. bolivijská formace Sn-W-Bi-Ag rud, vyskytující se zejména v pásmu terciérních vulkanitů, které postupuje od jezera Titicaca přes Oruro a Potosí do Argentiny), tzv. mladá zlatonosná formace (Au-Ag formace, reprezentovaná v Evropě ložisky *Brad* v Rumunsku nebo *Kremnica* na Slovensku), chalkopyrit-galenit-sfaleritová formace se stříbrem a zlatem (např. ložiska *Baia Mare* a *Baia Sprie* v Rumunsku, *Banská Štiavnica* na středním Slovensku) a také cinabaritová formace (např. ložisko *Zlatá Baňa* na východním Slovensku). Typickými hydrotermálními alteracemi hornin v prostoru subvulkanických ložisek je silicifikace a propylitizace.

2.6.3 Teletermální ložiska

Teletermální ložiska jsou uložena v sedimentárních komplexech. Jejich mineralizace je epitermální. Vznikla v blízkosti zemského povrchu, poblíž styku litosféry s hydrosférou. Ložisková tělesa jsou tvořena stratiformními polohami, žilníky nebo mají i žilnou povahu. Na konkrétních ložiskách je

často obtížné stanovit, zda jde skutečně o mineralizaci teletermální nebo o mineralizaci hydrogenně infiltrační (viz podkapitola 2.10).

K významným typům teletermálních ložisek patří ložiska mědinosných pískovců nebo jílovců (např. v prekambriickém mědinosném pásmu v Zambii a Konžské demokratické republice nebo v severoevropské zechsteinské syneklíze – *Mansfeld* v Německu).

Teletermální ložiska Pb-Zn rud spjatá s karbonátovými horninami jsou označována jako ložiska typu Mississippi Valley. Příkladem jsou ložiska sfalerit-galenitových rud na území USA v oblasti Tri State (na území států Missouri, Oklahoma a Kansas) a ve státě Mississippi, dále v Kanadě (*Pine Point*), Irsku (*Silvermines*), Polsku (*Olkusz*), Itálii (*Salafossa, Raibl*) a Rakousku (*Bleiberg*).

K teletermálním ložiskům patří nejvýznamnější akumulace Hg-rud (tvořených hlavně cinabaritem). Jde o ložiska na území Španělska (*Almaden*), Ukrajiny (*Nikitovka*) a Slovinska (*Idrija*).

2.7 Hydrotermálně sedimentární ložiska

Hydrotermálně sedimentární ložiska jsou často označována jako **exhalačně sedimentární ložiska**. Tato ložiska vznikají v oblastech submarinní vulkanické aktivity, kde dochází k výstupu hydrotermálních roztoků na mořské dno. Míšení hydrotermálních roztoků s mořskou vodou vede ke srážení pevné fáze, z níž se postupně formuje hydrotermálně sedimentární akumulace. Tyto akumulace pak tvoří ve vulkanosedimentárních komplexech čočkovitá tělesa nebo stratiformní polohy, v jejichž podloží se může vyskytovat impregnační nebo žilníková mineralizace (subvulkanická). V prostoru jednoho ložiska tedy může být přítomna jak hydrotermálně sedimentární mineralizace, tak i mineralizace subvulkanická – tato ložiska se obvykle označují jako **vulkanosedimentární ložiska**. Užívání tohoto termínu je výhodné zejména v případě ložisek postižených regionální metamorfózou, u nichž se obtížně zjistit, zda zrudnění je produktem hydrotermálně sedimentárních procesů nebo zda má subvulkanický původ.

Hydrotermálně sedimentární ložiska se dělí na dvě hlavní formace: železnorudnou a kyzovou.

Hydrotermálně sedimentární železnorudná ložiska se často označují jako **ložiska typu Lahn-Dill** (resp. lahndillského typu). Rudní tělesa jsou tvořena hlavně hematitem, křemenem, magnetitem a Fe-chloritem, na některých akumulacích je hojný siderit. Ložiska této formace se vyskytují např. v povodí řek Lahn a Dill v Německu a také na našem území ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (např. *Chabičov* u Šternberka, *Horní Benešov* u Bruntálu) a ve vrbenské skupině (*Medlov* u Uničova, *Malá Morávka* u Rýmařova).

Hydrotermálně sedimentární ložiska kyzové formace (resp. vulkanosedimentární ložiska kyzové formace) jsou tvořena převážně sulfidy Fe (pyrit, pyrhotin), k nimž ve variabilním množství přistupuje chalkopyrit, sfalerit nebo galenit. Některé akumulace jsou bohaté na stříbro nebo zlato. Akumulace sulfidů jsou často provázány polohami barytu (obvykle v nadloží). K ložiskům kyzové formace patří řada ekonomicky významných ložisek v Austrálii (*Broken Hill*), Kanadě (*Sullivan*), Španělsku (*Rio Tinto*) a Německu (*Rammelsberg*, *Meggen*). Na území ČR jde např. o ložiska Cu-rud (*Tisová* u Kraslic) a zejména velká ložiska polymetalických rud v jesenické oblasti (*Zlaté Hory* – Cu, Pb, Zn, Ag, Au, *Horní Benešov* – Pb, Zn, Ag; viz stať 3.7.2).

Recentní submarinní hydrotermálně sedimentární akumulace sulfidických rud

K formování hydrotermálně sedimentárních akumulací na mořském dně dochází i v současnosti, a to zejména podél globálního systému divergentních deskových rozhraní (např. na Východopacifickém hřbetu, hřbetu Juan de Fuca, Explorer a na Středoatlantském hřbetu) a také na ostrovních obloucích a v zónách spreadingu v zaobloukových pánvích. V uvedených oblastech místy dochází k sestupování mořské vody do několikakilometrových hloubek pod mořské dno. Sestupující voda se postupně transformuje na hydrotermální roztok (ohřívá se a mineralizuje) a současně způsobuje hydrotermální alteraci hornin, jimiž prostupuje. Horké hydrotermální roztoky pak stoupají zemskou kůrou vzhůru (jejich chemické složení se stále modifikuje a horniny v okolí jsou alterovány) a vyvěrají v tzv. hydrotermálních polích na mořské dno. Typickým produktem hydrotermální aktivity v těchto polích jsou komínovitá tělesa (tzv. „smokers“, tedy „kuřáci“). Jejich morfologie je variabilní, v některých případech se skutečně podobají štíhlým komínům s víceméně kruhovým příčným průřezem a centrálním kanálem, jímž na vrcholu komínu do chladné vody prudce vystupuje horký hydrotermální roztok. Z komínů vystupující fluida jsou v závislosti na povaze suspendovaných částic zbarvena buď černě (jde o tzv. „černé kuřáky“, „black smokers“) nebo bíle („bílé kuřáky“, „white smokers“). Teplota roztoků vystupujících z „černých kuřáků“ je v typických případech 330 až 380 °C, z „bílých kuřáků“ 20 až 300 °C. Stěny komínů jsou tvořeny sulfidy (pyrit, pyrhotin, markazit, sfalerit, wurtzit, chalkopyrit, galenit...) a také anhydritem, opálem nebo i barytem. Nahromadění materiálu ze stěn těchto komínů vede ke vzniku sulfidických akumulací. Pevná fáze, která vystupuje jako součást „kouřů“ a tvoří se při míšení hydrotermálních fluid s mořskou vodou, sedimentuje v prostoru hydrotermálního pole i ve větší vzdálenosti od něj. Podle povahy sedimentujících částic dochází buď ke vzniku sulfidických akumulací, nebo akumulací s převahou oxidických fází obsahujících Fe a Mn.

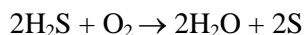
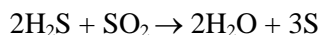
2.8 Sublimační ložiska

Ze sopečných exhalací charakteru solfatar mohou vznikat průmyslové akumulace elementární síry, a to sublimací (tak je v mineralogii a ložiskové geologii označován přechod látky ze skupenství plynného do skupenství pevného) nebo také rozkladem vulkanických plynů (např. redukcí SO₂). Elementární síra obvykle tvoří povlaky, shluky, impregnace nebo i malá tělesa v alterovaných vulkanitech a pyroklastikách. Bývá provázána sádrovcem, alunitem, pyritem, příp. realgarem a dalšími minerály. Akumulace sublimační síry jsou na území Itálie (*Vesuv, Etna, Larderello* v Toskánsku), Mexika (*Popocatepetl*), Turecka (*Keciborlo*), Chile, Indonésie a Japonska.

Sopečné exhalace a jejich produkty

Sopečné (vulkanické) exhalace jsou výrony plynů, které geneticky souvisejí s vulkanickou činností. Místo na sopce, z něhož unikají sopečně plyny, se označuje jako **fumarola**. Pokud má unikají plyn vysoký podíl síry (lhostejno v jaké formě), pak lze tuto fumarolu označit termínem **solfatar**. Teplota fumarolových plynů se pohybuje v rozpětí 100–800 °C; teplota solfatarových je 100–200 °C. Složení sopečných plynů výrazně závisí na jejich teplotě. Hlavními složkami jsou vodní pára, HCl, NH₄Cl, H₃BO₃, H₂S, SO₂ a CO₂.

V místě výronu sopečných plynů (nebo v jeho bezprostředním okolí) se ukládají tzv. **sopečné sublimáty** (**fumarolové sublimáty** nebo konkrétně **solfatarové sublimáty**). Ke vzniku těchto sublimátů dochází při ochlazení plynů sublimací (viz poznámka níže!) nebo při vzájemných reakcích mezi plynnými složkami obsaženými v exhalátech při jejich ochlazení, případně při chemických reakcích mezi složkami exhalátů a atmosférickým kyslíkem. Různý způsob vzniku lze doložit na elementární síře. Ta může vznikat sublimací, může být produktem chemické reakce mezi H₂S a SO₂ v exhalátu, nebo může vznikat při oxidaci sulfanu vulkanického původu atmosférickým kyslíkem. Procesy vzniku elementární síry v posledních dvou případech lze vyjádřit následujícími rovnicemi:



Vedle síry patří mezi nejběžnější sopečné sublimáty salmiak (NH₄Cl), sassolin (H₃BO₃), halit (NaCl), sylvin (KCl) a thenardit (Na₂SO₄); někdy ze sopečných exhalací vzniká hematit (Fe₂O₃), magnetit (Fe₃O₄), pyrit (FeS₂), realgar (AsS), auripigment (As₂S₃), antimonit (Sb₂S₃) a cinnabarit (HgS). Sopečné sublimáty se vyskytují často v asociaci s minerály, které vznikají přeměnou vulkanických hornin horkými vulkanickými plyny (k velmi intenzivní přeměně hornin dochází zejména v sopečném jícnu). Mezi produkty přeměny vulkanických hornin patří především minerály ze skupiny síranů (např. alunit a sádrovec). Ložiska užitkových minerálů vytvořená ze sopečných exhalací se označují jako sublimační (vulkanoexhalační, exhalační) ložiska.

Důležitá poznámka k termínu sublimace

Ve fyzice a chemii je termínem **sublimace** označována skupenská přeměna, při níž se pevná látka mění na plyn, aniž by došlo k tání pevné látky (tedy bez průchodu kapalnou fází). Mineralogové již tradičně termín sublimace užívají nesprávně! Budeme-li respektovat terminologii používanou v současné chemii a fyzice, pak ke vzniku sublimátů z fumarolových plynů dochází procesem zvaným **desublimace**. Při desublimaci se plyn mění přímo na pevnou látku bez předchozí kondenzace. Termín sublimát našťastí fyzik, chemik i mineralog užívají ve shodném významu, tj. pro označení pevné fáze.

2.9 Subaerická krustální ložiska

Tato ložiska vznikají vysrážením minerálního obsahu z hydrotermálních roztoků při jejich vývěru na zemský povrch v subaerických podmínkách. Tvořící se krusty jsou složeny např. z chalcedonu, křemene nebo kalcitu. Jen výjimečně obsahují i rudní minerály (magnetit, hematit, pyrit, galenit, zlato...). Příkladem z území ČR jsou akumulace travertinu (*Kokory* a *Tučín* u Přerova) a vřídlovce, resp. vřídelního aragonitu (*Karlovy Vary*).

Kokory (u Přerova) – ložisko travertinu

Vznik pleistocenní travertinové kupy u obce Kokory je společně s dalšími výskyty travertinu na Přerovsku (Žeravice, Přerov, Tučín) spjat s vývěry minerálních vod v prostoru olomoucko-přerovského zlomu. Kokorská travertinová kupa byla těžena malým lomem (obr. 2.9-1), v němž byl travertin odkryt v mocnosti cca 7 m. Hornina je nepravidelně deskovitá, místy má zřetelnou páskovanou texturu. Pásky se liší jak zbarvením (šedožluté až rezavě žlutohnědé), tak množstvím pórů. Hornina je místy prostoupena četnými trhlinami, a proto nepoužitelná na kamenické práce; z některých partií kupy bylo možno vytěžit i bloky na tyto práce vhodné (obr. 2.9-2).

Zdroj informací o ložisku travertinu v Kokorách:

Tyráček, J. (1961): Geologické poměry pleistocenních travertinů v Kokorách u Přerova. – *Anthropozoikum* 9: 87–105.

Zimák, J., Demek, J., Janoška, M., Pek, I., Zapletal, J. (1995): Průvodce ke geologickým exkurzím: Střední a severní Morava, Slezsko. Vydavatelství Univerzity Palackého Olomouc.



Obr. 2.9-1. Deskovitý travertin v nejvyšší části lomu u Kokor. Srpen 2005. Foto: JiZi.



Obr. 2.9-2. Těžba bloků kokorského travertinu. Srpen 2005. Foto: JiZi.

2.10 Hydrogenně infiltrační ložiska

Hydrogenně infiltrační ložiska vznikají v přípovrchových partiích zemské kůry vysrážením užitečné složky z mělce cirkulujících chladných podzemních vod. K vysrážení této mineralizace dochází v dutinách hornin (v pórech, na puklinách...) při změně pH, Eh, tlaku, při výměnných reakcích mezi roztokem a horninou, v níž roztok cirkuluje. V řadě případů dochází ke vzniku ložiskových koncentrací některých kovů díky jejich sorpci na organickou substanci, oxo-hydroxidy Fe, Al nebo Mn, na gely SiO_2 , fosfority nebo na jílové minerály. Ke vzniku hydrogenně infiltrační mineralizace v aridních oblastech vede odpařování vody.

Ekonomický význam mají zejména hydrogenně infiltrační ložiska U, V a Cu. Jejich typickým reprezentantem jsou tzv. uranonosné pískovce, v nichž je uran vázán především na uraninit, jenž bývá ve značném množství provázen minerály V a Cu. Největší akumulace uranonosných pískovců jsou v USA na Colorado Plateau (na ploše asi 400 000 km²). Na našem území patří k tomuto typu uranových akumulací ložiska v české křídové pánvi na Liberecku (Hamr – viz stať 3.17.1).

Vznik hydrogenně infiltračních ložisek uranu

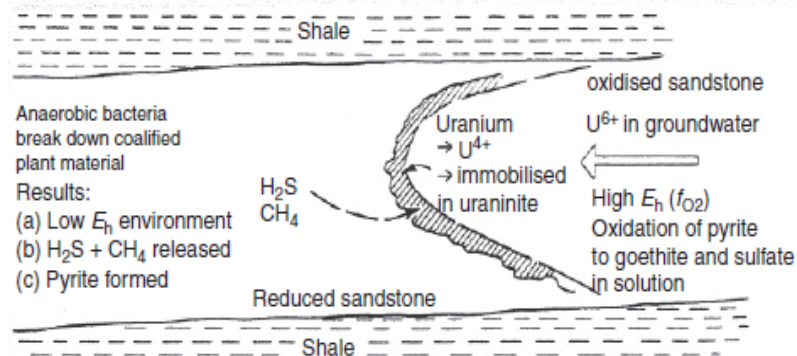
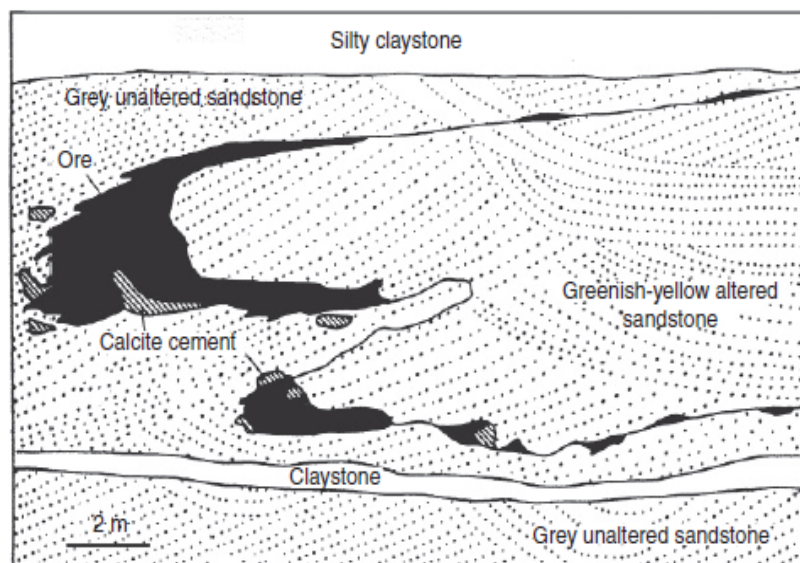
Při geologických procesech je mobilita uranu určována jeho mocností. V magmatitech, metamorfitech a na endogenních mineralizacích je uran čtyřmocný. Je přítomen ve struktuře minerálů jako jejich hlavní složka nebo jako diadoční příměs, a tedy je nemobilní. V zóně zvětrávání dochází k oxidaci U^{4+} na U^{6+} , uran tak přechází do sloučenin, které jsou ve vodě snadno rozpustné. Horniny zvětralinového pláště jsou tak uranem ochuzovány. Vyloužený uran může být v dobře propustných horninách (např. pískovce) podzemními vodami transportován do značné vzdálenosti od míst jeho vyluhování.

Hydrogenně infiltrační ložisko uranu se vytvoří na geochemické bariéře, na níž se zásadním způsobem mění podmínky migrace. V typických případech je tato geochemická bariéra rozhraním rozdílných redox potenciálů: pozitivní Eh před bariérou umožňuje migraci uranu, negativní Eh na bariéře vede k jeho ukládání. Podzemní vody za touto bariérou mají výrazně nižší obsah uranu než před ní.

Text k obrázku:

Vertikální řez hydrogenně infiltračním uranovým ložiskem na příkladu ložiska v pánvi Shirley (Wyoming, USA). Směr proudění podzemní vody je zprava doleva. Ve spodní části obrázku jsou zjednodušeně vyjádřeny podmínky migrace a chemické procesy probíhající při vzniku U-mineralizace.

Zdroj obrázku: Ridley, J. (2013): *Ore Deposits Geology*. Cambridge University Press.



2.11 Rýžoviska ve zvětralinovém plášti

Vznik ložisek tohoto typu souvisí se zvětrávacími procesy, při nichž se ve zvětralinovém plášti koncentrují inertní (tj. chemicky odolné) minerály. Tyto minerály se během zvětrávání uvolňují z matečných hornin a v nezměněné podobě se mohou hromadit ve zvětralinách. Protože lze tyto minerály ze zvětralinového pláště získávat rýžováním, označuje se jejich akumulace jako **rýžovisko**. Termín rýžovisko je negenetický a označuje akumulaci inertních minerálů v nezměněné hornině bez ohledu na její vznik (může jít nejen o akumulace ve zvětralinovém plášti, ale i např. o plážová rýžoviska, říční náplavy apod.); místo termínu rýžovisko se někdy užívá termín **rozsyp** (jde o synonyma).

Rýžoviska ve zvětralinovém plášti se dělí na **eluviální rýžoviska** (jako eluvium je označována nepřemístěná zvětralina, která plynule přechází do matečné horniny v jejím podloží), **deluviální rýžoviska** (jde o akumulace ve svahových sedimentech – někdy jsou tato rýžoviska označována jako koluviální) a **proluviální rýžoviska** (akumulace při úpatí svahů).

Na rýžoviskách ve zvětralinovém plášti se koncentruje např. zlato (rýžoviska v Západní Austrálii), platina (na Urale), diamant (JAR), kasiterit (Indonésie, Malajsie, Čína), wolframit (Barma) a pyrop (deluviální pyroponosné štěrky v Českém středohoří – viz podkapitola 4.21). Všechny výše uvedené minerály patří mezi tzv. těžké minerály. Kromě nich se v eluviu mohou hromadit i větší agregáty inertních minerálů s nízkou hustotou (např. ve zvětralinovém plášti na melafyrech v Podkrkonoší zůstávají zachovány achátové geody a různě velké úlomky jaspisu).

2.12 Reziduální ložiska

Vznik reziduálních (zbytkových) ložisek je spjat se zvětráváním silikátových nebo karbonátových hornin. Při chemickém zvětrávání těchto hornin dochází obecně k odnosu Na, K, Ca, Mg a k hromadění nepohyblivého zbytku (rezidua), tvořeného hlavně hydrosilikáty, hydroxidy nebo oxidy Al, Si a Fe. Vývoj a charakter reziduí je závislý na typu zvětrávající horniny, klimatických poměrech (nejpříznivější pro tvorbu reziduí je vlhké tropické klima), morfologii terénu a dalších faktorech.

Reziduální ložiska mají obvykle tvar plošných pokryvů; často jsou zachována jen v depresích. Rozmístění jednotlivých komponent na ložisku závisí na jejich pohyblivosti a na směru jejich pohybu. Např. Fe, Mn a Al jsou málo pohyblivé a migrují obvykle do vyšších horizontů rezidua. Naopak více pohyblivé složky sestupují do spodních zón profilu a tvoří tam žíly a drobné žilky (tvořené např. opálem a hydrosilikáty Ni).

Hlavními typy reziduálních ložisek jsou ložiska kaolínu, železitých lateritů, lateritických bauxitů, niklonosných lateritů, reziduální ložiska apatitu a reziduální ložiska vzácných zemin.

Reziduální ložiska kaolínu vznikají kaolinickým zvětráváním hornin bohatých živcem (např. arkóz, rul, žul, syenitů, pegmatitů). Ke kaolinickému zvětrávání může docházet i v mírném podnebí, nejvýhodnější je však vlhké tropické klima. Důležitým předpokladem pro tvorbu kaolínu je slabě kyselá reakce prostředí, která umožňuje nejen odnos K, Na, Ca, Mg, ale i Fe a nadbytečného množství SiO₂. Na tvorbu kaolínu příznivě působí přítomnost sulfidů, jejichž oxidací v zóně zvětrávání vzniká H₂SO₄; obdobně pozitivně ovlivňují průběh kaolinizace huminové kyseliny a rašeliništní vody. Reziduální kaolín obsahuje kromě kaolinitu proměnlivé množství příměsí (křemen, muskovit, reliktů nerostného živce, chloritizovaný biotit...), které většinou negativně ovlivňují kvalitu suroviny. U nás jsou ložiska reziduálního kaolínu na Karlovarsku, Podbořansku, Plzeňsku, Znojemsku a Vidnavsku (viz stať 4.14.2).

Ložiska železitých lateritů jsou častá v zemích tropického pásma, kde vznikají zvětráváním bazických a ultrabazických hornin. Hlavními složkami železitých lateritů jsou oxo-hydroxidy Fe a vodnaté alumosilikáty Fe. Kromě železa se v těchto reziduích může koncentrovat Ni, Cr a případně Co.

Ložiska lateritických bauxitů vznikají lateritickým zvětráváním hornin bohatých na Al₂O₃ a chudých na SiO₂. Lateritické bauxity jsou složeny převážně z oxo-hydroxidů Al s příměsí oxo-hydroxidů Fe a nerozložených alumosilikátů. Vznik lateritických bauxitů vyžaduje na rozdíl od železitých lateritů alespoň částečný odnos Fe, a to zejména v případě matečných hornin bohatých na železo.

Ložiska niklonosných lateritů vznikají lateritickým zvětráváním ultrabazických hornin. Nikl, jenž je v matečné hornině přítomen jako izomorfní příměs v olivínu a pyroxenu, se při lateritickém zvětrávání hromadí především v podobě hydrosilikátů Ni.

Reziduální ložiska apatitu se tvoří zvětráváním vápenců obsahujících určité množství apatitu, jenž je hůře rozpustný než karbonát, a proto se může hromadit v reziduích (vyplňujících např. krasové dutiny).

Reziduální ložiska vzácných zemin mají charakter lateritických zvětralinových jílu na granitech nebo karbonatitech, obsahujících minerály vzácných zemin, které se v průběhu zvětrávacích procesů mohly akumulovat v reziduích. Kromě primárních minerálů vzácných zemin jsou v reziduích zpravidla přítomny i sekundární minerály vzácných zemin; část vzácných zemin může být vázána na jílové minerály.

2.13 Halmyrolytická ložiska

Termínem **halmyrolýza** se označují zvětrávací procesy probíhající na dně oceánů a moří. Podmořské zvětrávání probíhá hlavně působením kyslíku obsaženého v mořské vodě; běžným produktem halmyrolýzy je rudý hlubinný jíl. Subakvatickým zvětráváním efuzív (převážně ryolitů a andezitů) a jejich pyroklastik vzniká jílovitá hornina označovaná jako **bentonit** (viz podkapitola 4.14). Ke tvorbě bentonitu však může docházet i v jezerním prostředí (zpravidla bezprostředně po uložení sopečného popela, jehož teplo usnadňuje vznik bentonitu), zvětráváním tufů přímo na zemském povrchu, hydrotermální alterací vulkanitů a jejich tufů nebo i dlouhodobým působením podzemních vod na tufové polohy ve stadiu hlubokého pohřbení. V České republice jsou ložiska bentonitu na jižní Moravě u Ivančic a Poštorné, a také v okolí Mostu (*Braňany*) – na Mostecku se akumulace bentonitu vytvořily rozkladem miocénních bazických vulkanitů, jejich tufů a tufitů (geneze bentonitu na Mostecku je vysvětlována různě, rozhodně však nejde o halmyrolýzu).

2.14 Rudní akumulace v zónách supergenního obohacení

Výchozové partie ložisek sulfidických rud jsou postihovány zvětrávacími procesy, které se obvykle označují jako **supergenní procesy** nebo zkráceně jako **supergeneze**. V profilu sulfidickou akumulací, postiženou supergenními procesy, lze rozlišit tři zóny: při povrchu je oxidační zóna, pod ní se nachází cementační zóna, která směrem do hloubky přechází do zóny primární mineralizace.

Oxidační zóna je zónou, v níž dochází k prosakování srážkových vod nasycených rozpuštěným kyslíkem a CO₂. Sahá od zemského povrchu až k hladině podzemní vody. Oxidační zóna je místem rozkladu primárních rud.

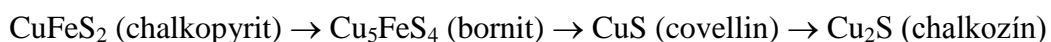
Rozpustné produkty rozkladu primární rudy jsou z oxidační zóny vymývány srážkovými vodami a přenášeny do cementační zóny. Odtud jsou v období s minimem srážek zčásti opět vynášeny vztlínající podzemní vodou zpět do oxidační zóny, kde se díky odpařování vody mohou některé komponenty opět uložit. Pokud se neuloží v podobě těžce rozpustných minerálů, jsou v dalším cyklu srážkovými vodami sestupujícími oxidační zónou opět rozpuštěny a přeneseny do cementační zóny.

Opakování těchto procesů vede k tomu, že z oxidační zóny jsou nakonec vyneseny prvky, které v ní nemohou vytvořit nerozpustné minerály. Takto dochází k výraznému ochuzení oxidační zóny např. o Zn, Cu nebo Ag.

V nejvyšší části oxidační zóny se postupně koncentrují prvky, které se po vysrážení stávají součástí těžce rozpustných sloučenin. Takto se na výchozech sulfidických ložisek tvoří akumulace oxo-hydroxidů Fe (limonitu), které jsou označovány jako **železný klobouk** nebo **gossan**.

Cementační zóna leží pod oxidační zónou. Jde o zónu trvale zvodněnou horizontálně proudící podzemní vodou. Reakce prostředí v cementační zóně je neutrální až slabě alkalická (na rozdíl od kyselého prostředí v oxidační zóně). V redukčním prostředí této zóny dochází k reakcím mezi primárními sulfidy a roztokem přinášeným z oxidační zóny. Probíhající reakce mají povahu metasomatického zatlačování, při němž jsou primární sulfidy zatlačovány sekundárními. Toto zatlačování se označuje jako **cementace**.

Charakter metasomatických procesů v cementační zóně je určen afinitou zúčastněných kovů k síře. Pokud má kov přinášený z oxidační zóny vyšší afinitu k síře než kov primárního sulfidu, pak dojde k zatlačování (cementaci). Například v cementační zóně Cu-ložisek probíhá zatlačování železa mědí podle schématu:



V cementační zóně tak mohou vznikat akumulace velmi bohatých měděných rud (chalkopyrit obsahuje 34,6 % Cu, chalkozín 79,8 % Cu).

Vzhledem k vysoké afinitě stříbra k síře může v cementační zóně docházet k zatlačování prakticky všech sulfidických minerálů akantitem (Ag₂S), příp. dalšími Ag-minerály. Tak mohou vzniknout velmi bohaté Ag-rudy, a to i na ložiskách Pb-Zn rud, kde je stříbro v primární rudě obsaženo jen jako příměs v galenitu (např. *příbramský rudní rajón, Kutná Hora, Stříbro*).

Za určitých podmínek se v cementační zóně může koncentrovat i zlato (např. lokálně na ložisku *Zlaté Hory*).

Dalším kovem, který se akumuluje v cementační zóně, je uran. Z kyselého prostředí oxidační zóny přechází šestimocný uran do redukčního prostředí cementační zóny, kde dochází k jeho redukci na čtyřmocný, jenž se zde ukládá v podobě tzv. uranových černí.

2.15 Klastická sedimentární ložiska

Klastická sedimentární ložiska (někdy označovaná jako **mechanická sedimentární ložiska**) vznikají sedimentací transportovaných klastických částic. Z hlediska vzniku průmyslových akumulací má zásadní význam transport vodními toky nebo mořskými proudy; jen omezený ložiskotvorný význam má transport větrem nebo ledem.

Podle povahy uloženého materiálu se klastická sedimentární ložiska dělí na sedimentární rýžoviska, ložiska přelavených nebo převátých zvětralin a ložiska pyroklastik.

2.15.1. Sedimentární rýžoviska

Sedimentární rýžoviska se tvoří nahromaděním těžkých inertních minerálů, které byly přemístěny vodou, větrem nebo ledem. Podle způsobu a místa sedimentace se rozlišují aluviální (říční) rýžoviska, plážová rýžoviska, eolická rýžoviska, glaciální a fluvioglaciální rýžoviska.

Aluviální rýžoviska vznikají akumulací těžkých minerálů v místech náhlého poklesu rychlosti vodního toku. Na horním toku řeky převládá eroze nad sedimentací. Díky vysoké rychlosti vodního toku jsou zde klasy transportovány bez ohledu na jejich hustotu a do jisté míry i bez ohledu na jejich velikost. Ke vzniku akumulací těžkých minerálů na horním toku dochází jen zcela lokálně; rozměry těchto akumulací jsou velmi malé (jsou např. v obřích hrncích nebo v depresích pod vodopády). Nejpříznivějším místem pro vznik aluviálních rýžovisek je střední tok, kde se již výrazně uplatňuje boční eroze, již vznikají meandry. Ve střední části toku dochází k sedimentaci materiálu a k jeho vyřídování. Těžké minerály se mohou hromadit na vnitřních (jesepních) mělčinových březích, v místech přítoků a různých překážek, které brzdí tok a vyvolávají vířivé (turbulentní) proudění u dna řeky, při němž je lehká frakce vírem pozdvihována a přenášena pak tokem dále, zatímco těžká frakce zůstává na místě společně s většími klasy (valouny). Akumulace těžkých minerálů se nacházejí i na čelní straně říčních ostrovů nebo v místech, kde se koryto řeky náhle rozšiřuje. Ve spodní části toku se aluviální rýžoviska obvykle netvoří (výjimkou jsou lokální koncentrace těžkých minerálů v deltových sedimentech). K aluviálním rýžoviskům patří např. historicky významná ložiska zlata na řekách Yukon a Klondike na Aljašce, u nás jsou aluviální rýžoviska zlata např. na řece Otavě, Lužnici, Opavici a Opavě. Aluviální rýžoviska diamantů jsou na řekách Vaal a Orange v JAR.

Horniny příbojového srázu (klifu) jsou abrazní činností moře mechanicky rozrušovány a z nich vznikající klastický materiál je rozplavován po abrazní plošině a tvoří se takto pláž. Těžké minerály (pokud jsou přítomny v matečné hornině) jsou pak součástí plážového písku; podstatným zdrojem těžkých minerálů je i klastický materiál přinášený do moře prudkými toky řek a potoků. Vlivem přílivu a odlivu, působením vln a příbřežních proudů se mohou tvořit **plážová rýžoviska**. Nejpříznivější pro vznik velkých akumulací těžkých minerálů je zóna oscilace mezi přílivem a odlivem a nechráněné odkryté pláže. Tam, kde není výrazný příliv a odliv, dochází ke vzniku akumulací těžkých minerálů v příbojové zóně. Pásma výskytu plážových rýžovisek mohou dosahovat značné délky (desítky až stovky km, např. na východním pobřeží Austrálie 900 km). Průmyslově nejvýznamnějším typem plážových rýžovisek jsou akumulace tzv. černých písků, jejichž hlavními těžkými minerály jsou ilmenit, rutil, zirkon a monazit (např. kolem západního a východního pobřeží Austrálie a podél pobřeží Brazílie) nebo „titanomagnetit“ a magnetit (pobřeží ostrova Kjúšu). Plážová rýžoviska zlata jsou při pobřeží Aljašky. Plážové diamantonosné písky jsou při pobřeží Namibie.

Eolická rýžoviska jsou často v zóně příbřežních písečných dun, prostorově spjatých s plážovými rýžovisky (např. v Austrálii). Mohou se tvořit v pouštních oblastech, kde dochází ke vzniku akumulací těžkých minerálů v týlové části dun a na návětrných stranách různých překážek (např.

výstupků tvrdších hornin), zatímco lehčí frakce je větrem přenášena na závětrnou stranu – příkladem jsou rýžoviska diamantu v kamenité poušti Namib v Namibii.

Glaciální rýžoviska a fluvioglaciální rýžoviska mají jen malý ekonomický význam. Nevytříděný materiál morén jen zcela výjimečně obsahuje ložiskové koncentrace těžkých minerálů (výjimkou jsou zlatonosné morény na Aljašce). V glaciofluviálních sedimentech dochází k podstatně lepšímu vytřídění materiálu a mohou se v nich vytvořit lokální koncentrace těžkých minerálů (příkladem jsou fluvioglaciální rýžoviska zlata na Novém Zélandu).

2.15.2 Ložiska přeplavených nebo převátých zvětralin

Ložiska přeplavených nebo převátých produktů zvětrávání vznikla díky transportní a třídící schopnosti vodních toků, mořských proudů, příboje nebo větru. Vzhledem k zrnitostnímu vytřídění klastického materiálu se takto tvoří ložiska psefitů, psamitů, aleuritů a pelitů, a to nezpevněných nebo diageneticky zpevněných.

Průmyslově významná jsou ložiska štěrků a štěrkopísků (říčních, plážových nebo fluvioglaciálních), písků (říčních, plážových, fluvioglaciálních nebo vátých) a jejich zpevněním vzniklých pískovců. Dále jde o ložiska jílu a jílovců (převážně jezerních a mořských). – Další údaje k této skupině ložisek jsou v podkapitolách 4.14 a 4.17.

2.15.3 Ložiska pyroklastik

Z pyroklastických (vulkanoklastických) hornin mají význam ložiska pemzy (např. v Itálii) a ložiska tzv. hydraulických tufů (označovaných také jako tras nebo puzolán), používaných v průmyslu stavebních hmot.

2.16 Chemogenní a biochemogenní sedimentární ložiska

Značná část produktů zvětrávání je na místo sedimentace transportována ve formě roztoků (pravých nebo koloidních) nebo ve formě vysoce disperzních suspenzí. Tyto komponenty mají sice zásadní význam pro vznik chemogenních a biochemogenních sedimentárních ložisek, avšak v případě některých typů akumulací dochází k podstatnému přínosu ložiskotvorných komponent submarinními hydrotermami nebo vulkanickými exhalacemi.

K chemické sedimentaci dochází při změně koncentrace rozpuštěných složek, při snížení teploty, snížení vnějšího tlaku, změně pH nebo Eh. Při biochemické sedimentaci probíhá ukládání látek z roztoku za spoluúčasti organismů. K chemické a biochemické sedimentaci dochází jak ve vodních tocích, tak i v jezerech a mořích. Ložiska se však tvoří jen v sedimentačních bazénech, a to pouze tam, kde je chemická nebo biochemická sedimentace provázena jen minimální sedimentací klastického materiálu.

Do této genetické skupiny patří zejména ložiska evaporitů, chemogenních a biochemogenních vápenců, dolomitů a magnezitů, chemogenních rud Fe, Mn a Al, ložiska chemogenních fosforitů a biochemogenní ložiska elementární síry.

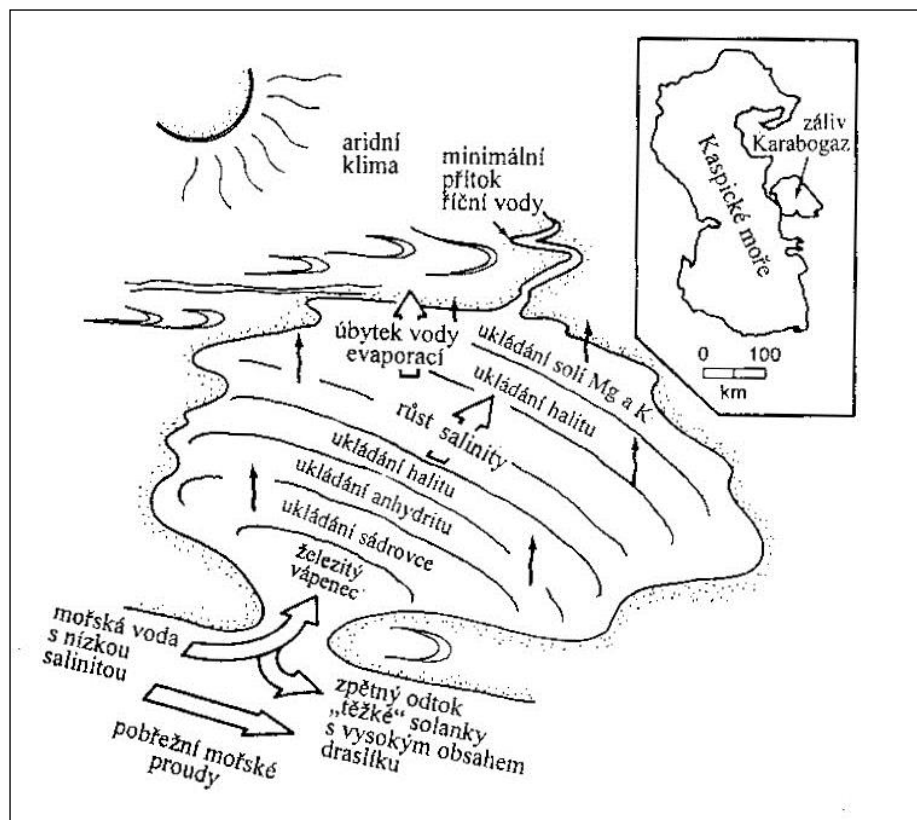
2.16.1 Ložiska evaporitů

Evapority jsou chemogenní sedimenty, které vznikají vysrážením ve vodě rozpuštěných komponent v důsledku nadměrného odpařování vody. Evapority se podle místa a podmínek vzniku dělí na mořské, jezerní a infiltrační.

Mořské evapority vznikají odpařováním mořské vody v podmínkách aridního klimatu. Jejich významné akumulace se mohou tvořit v zátokách takřka oddělených od moře nebo v pobřežních jezerech, občasně doplňovaných mořskou vodou. Posloupnost ukládání jednotlivých minerálů z odpařující se mořské vody je dána jejich rozpustností ve vodě (nejméně rozpustné minerály se při odpařování vody srážejí jako první).

Předpokládejme, že se mořská voda o normální salinitě odpařuje ve zcela uzavřeném bazénu (nedochází k žádnému přítoku dalších porcí mořské vody). Jako první se bude srážet kalcit (v jen nepatrném množství). Prvními typickými evapority jsou sulfáty Ca (sádrovec a anhydrit), které se začínají srážet při zmenšení objemu roztoku v našem bazénu na zhruba 20 %. Při dalším odpařování vody se koncentrace rozpuštěných solí neustále zvyšuje. Při zmenšení objemu roztoku na zhruba 10 % se začíná ukládat halit. Později se srážejí draselné a hořečnaté soli, zcela nakonec se ukládají boráty. Popsaná posloupnost ukládání jednotlivých typů evaporitů se označuje jako **solitvorný cyklus**. Pokud dochází k periodickému přísunu mořské vody do bazénu, v němž se tvoří evapority, mohou se v profilu sedimentární výplně tyto cykly pravidelně střídát. Často však nedojde k ukončení cyklu, a tak v některých případech vznikají jen akumulace anhydritu a sádrovce, v jiných případech se tvoří akumulace evaporitů, v nichž se střídají vrstvy sádrovce a anhydritu s vrstvami kamenné soli (draselné a hořečnaté soli chybí, a nedošlo ani k ukládání borátů).

Podrobně jsou ložiska kamenné soli, sádrovce+anhydritu a draselných solí mořského původu popsána v podkapitolách 4.8, 4.9 a 4.10. V současnosti lze vznik evaporitů studovat v zálivu Kara-Bogaz (viz obr. 2.16-1).



Obr. 2.16-1. Schematické znázornění solitvorného procesu v zálivu Kara-Bogaz. Zakřivené linie v zálivu spojují místa se stejnou salinitou. S růstem salinity se mění složení sedimentujícího evaporitu (Guilbert, Park 1986 – upraveno).

Zdroj: Guilbert, J.M., Park, Ch.F., Jr. (1986): *The Geology of Ore Deposits*. W.H. Freeman and Company New York.

Jezerní evapority vznikají odpařováním jezerní vody. Složením jsou výrazně odlišné od mořských evaporitů, což souvisí s rozdíly ve složení jezerních vod a vody mořské. Látky rozpuštěné v jezerních vodách mohou být přinášeny vodními toky (chemismus vody ve vodoteči závisí do značné míry na litologii povodí a klimatu), větrem (např. jako soli po odpaření kapiček mořské vody), vyvěrajícími minerálními vodami nebo jako součást vulkanických exhalátů apod. Proto existují značné rozdíly mezi jezerními evapority vznikajícími v různých oblastech.

V některých oblastech jsou jezerní evapority významným zdrojem bóru, vázaného v podobě borátů – např. ložiska na území Turecka a USA (*Searles Lake* v Mojavské poušti a *Kramer* v Kalifornii). Jezerní evapority mohou být také zdrojem sody, lithia, rubidia, cesia, bromu, příp. jodu.

Infiltrační evapority se mohou tvořit v aridních oblastech odpařováním vzlinajících vod. Patří k nim ložiska ledku v poušti Atacama (Chile).

2.16.2 Ložiska chemogenních a biochemogenních vápenců, dolomitů a magnezitů

K vysrážení CaCO_3 ve vodném prostředí může docházet díky snížení koncentrace CO_2 v roztoku. Pokles koncentrace rozpuštěného CO_2 může být vyvolán poklesem vnějšího tlaku nebo zvýšením teploty (CO_2 uniká jako plyn) nebo CO_2 může být z roztoku odnímán organismy (bakterie, řasy...). Takto se tvoří tzv. kalové vápence a vápnité hleny. Geneticky jde o chemogenní nebo biochemogenní vápence. Při vysokém obsahu Mg se v polouzavřených zálivech nebo slaných jezerech často vylučuje dolomit (provázající např. solná ložiska); dolomit však může vznikat

i dolomitizací vápenců. Chemogenně sedimentárního původu mohou být i některé akumulace magnezitu (stať 4.6.4).

2.16.3 Ložiska chemogenních rud Fe, Mn a Al

Železo, mangan a hliník jsou do sedimentačních pánví přinášeny zčásti v podobě suspenzí oxo-hydroxidů a koloidních roztoků; v případě Mn a Fe jde i o pravé roztoky, v případě Al má zásadní význam transport v podobě suspenzí jílových minerálů. Při míšení sladkých vod se slanými se tyto prvky postupně ukládají v pořadí Al – Fe – Mn. Tedy nejbližše břehu sedimentuje hliník v podobě bauxitu, dále od břehu vznikají Fe-rudy a ještě dále od břehu Mn-rudy. Uvedená posloupnost objasňuje častý výskyt Fe-Mn rud a Fe-Al rud (zatímco Al a Mn se společně obvykle nevyskytují). Ke vzniku ložisek může docházet jen v oblastech s minimální sedimentací klastického materiálu.

Akumulace bauxitu tohoto genetického typu mají zcela nepatrný hospodářský význam. Důležitá jsou ložiska manganových rud a místy také železných rud. Sedimentární manganové rudy se podle svého nerostného složení dělí na oxidické a karbonátové; sedimentární železné rudy se dělí na oxidické, karbonátové a silikátové.

Ložiska oxidických a karbonátových manganových rud jsou tvořena oxidy a oxo-hydroxidy Mn (např. pyroluzit, manganit) nebo karbonáty Mn (např. rodochrozit). Gigantickými ložisky sedimentárních manganových rud jsou *Nikopol* (Ukrajina) a *Čiatura* (Gruzie).

Ložiska oxidických železných rud bývají tvořena goethitem (případně dalšími oxo-hydroxidy Fe), hematitem nebo magnetitem. I když akumulace těchto rud mohou vznikat i v jezerech, průmyslově významné jsou hlavně rudy mořského původu, které se ukládají blízko pobřeží. Charakteristickým znakem těchto rud je oolitická stavba. Hematitové oolitické rudy se vyskytují např. v Barrandienu (*Ejповice, Krušná hora* u Hudlic, *Mníšek pod Brdy* – viz stať 3.1.3). K limonitickému typu, v němž převažují oxo-hydroxidy Fe, patří ložiska tzv. „lotrinské minety“ na území Lotrinska (stať 3.1.3).

Ložiska karbonátových železných rud jsou tvořena sideritem, často jde o rudy pelosideritové. Vznikají hlavně v bažinatých mořských zálivech. Často se však sideritové rudy formují až v průběhu diagenese přeměnou sedimentárních oxidických nebo silikátových železných rud. Sedimentární sideritové rudy se lokálně vyskytují v Barrandienu (*Zdice*). Akumulace pelosideritů jsou v Moravskoslezských Beskydech a také v Barrandienu.

Ložiska silikátových železných rud jsou tvořena hlavně Fe-fylosilikáty (berthierin, chamosit). Na území ČR se vyskytují v Barrandienu (*Nučice, Chrustenice*).

2.16.4 Ložiska chemogenních fosforitů

Ložiska chemogenních fosforitů se tvoří na šelfu a v nejvyšší části kontinentálního svahu (pro recentní akumulace v teplých mořích je uváděn hloubkový interval 50 až 300 m). Vystupující chladná oceánská voda, která je bohatá na CO₂ a fosfor, se zde mísí s teplými vodami. Dochází zde k přesycení vody fosfátem-Ca, jenž se sráží. Vysoké koncentrace fosfátu podporují masivní rozvoj bioty od řas přes měkkýše až po obratlovce. Zbytky po těchto organismech společně s chemicky vysráženými fosfáty-Ca jsou základem pro vznik fosforitových akumulací. Příklady ložisek chemogenních fosforitů jsou uvedeny ve stati 4.13.2.

2.16.5 Biochemogenní ložiska elementární síry

Za spolupůsobení bakterií se mohou formovat sedimentární akumulace elementární síry v mořských lagunách. Anaerobní bakterie žijící na dně laguny redukovují sírany na sulfan, jenž vystupuje vzhůru a při hladině se oxiduje na elementární síru, která následně sedimentuje, a stává se tak součástí lagunárních sedimentů. Ložiska tohoto typu jsou zmíněna ve stati 4.11.1.

2.17 Organogenní sedimentární ložiska

Do skupiny organogenních sedimentárních ložisek patří ložiska kaustobiolitů uhelné i živičné řady (podrobně charakterizovaná v kapitole 5), ložiska organogenních vápenců, organogenních silicitů a organogenních fosforitů.

Ložiska organogenních vápenců vznikla nahromaděním vápnitých zbytků různých organismů. Z organogenních silicitů je průmyslově významný diatomit, jenž se tvoří akumulací křemitých schránek rozsivek (viz podkapitola 4.16). Příkladem organogenního fosforitu je guano, vznikající nejčastěji nahromaděním exkrementů ptáků za specifických klimatických podmínek (viz stať 4.13.3).

2.18 Metamorfogenní ložiska

Vznik nebo vývoj metamorfogenních ložisek je spjat s metamorfními procesy. Metamorfogenní ložiska lze rozdělit na metamorfovaná a metamorfní. Jako **metamorfované ložisko** se označuje akumulace nerostné suroviny, která byla metamorfními procesy více nebo méně přeměněna. **Metamorfní ložisko** je akumulace nerostné suroviny, která se vytvořila až při metamorfóze. Podle toho, zda se při vzniku nebo dotváření ložiska uplatnila metamorfóza kontaktní nebo regionální rozlišujeme čtyři hlavní skupiny metamorfogenních ložisek: **kontaktně metamorfovaná ložiska**, **kontaktně metamorfní ložiska**, **regionálně metamorfovaná ložiska** a **regionálně metamorfní ložiska**. Do skupiny metamorfogenních ložisek lze zařadit i hydrotermální ložiska, která vznikla prokazatelně z hydrotermálních roztoků uvolněných v průběhu metamorfních procesů – tato ložiska lze označit jako **metamorfogenně hydrotermální ložiska**.

2.18.1 Kontaktně metamorfovaná ložiska

Z kontaktně metamorfovaných ložisek mají největší význam ložiska Fe rud, která se formují působením intruzí na sedimentární ložiska oxidických a karbonátových Fe-rud. Kontaktně metamorfované železorzudné akumulace se často zcela podobají skarnovým ložiskům (exoskarnům).

2.18.2 Kontaktně metamorfní ložiska

V průběhu kontaktní metamorfózy vznikají kontaktně metamorfní ložiska skarnového typu (exoskarny) – jejich příkladem jsou akumulace scheelitu (viz stať 3.11.1). V aureole intruzí pronikajících uhelnými slojemi se tvoří ložiska grafitu (obdobně mohou vznikat i akumulace koksu). Působením intruzivních těles na ložiska bauxitu vzniká smirek, tj. hornina složená z korundu a dalších minerálů (ložiska smirku jsou např. na řeckém ostrově Naxos). V kontaktně metamorfovaných vápencích může být přítomen metamorfogenní rubín drahokamové kvality (např. na ložiskách v Barmě).

2.18.3 Regionálně metamorfovaná ložiska

Akumulace nerostných surovin různého složení a vzniku mohou být společně s okolním horninovým prostředím postiženy regionální metamorfózou. V závislosti na látkovém složení nemetamorfované akumulace a na stupni metamorfózy dochází k částečné nebo úplné rekrystalizaci a obvykle také ke vzniku novotvořených minerálů. Stavební znaky nerostné suroviny odrážejí metamorfní podmínky; nerostné složení suroviny je určeno její předmetamorfní povahou a průběhem metamorfních procesů. Část předmetamorfní mineralizace může být přemístěna metamorfními fluidy např. do žilných těles – jde o tzv. metamorfní mobilizáty, resp. metamorfogenně hydrotermální akumulace (stať 2.18.5), jejichž příkladem mohou být některá žilná ložiska sulfidických rud (např. *Nová Ves* u Rýmařova – viz stať 3.7.3).

Regionální metamorfózou různé intenzity byla postižena např. naprostá většina ložisek vulkanosedimentárních sulfidických rud (u nás např. *zlatohorský rudní revír* a ložisko *Horní Benešov* – viz stať 3.7.2) a ložisek hydrotermálně sedimentárních železných rud typu Lahn-Dill (u nás ve šternbersko-hornobenešovském pruhu a vrbenské skupině – viz stať 3.1.4). Regionální metamorfóza výrazně modifikovala složení a stavbu tzv. páskovaných magnetitových rud (např. *Krivý Rog* na Ukrajině, *Kursk* v Rusku nebo nevelké akumulace rud tohoto typu v okolí obce *Vernířovice* u Šumperka – podrobněji ve stati 3.1.1). Některá skarnová ložiska Fe-rud jsou považována za produkt regionální metamorfózy sedimentárních železnorzudných akumulací.

2.18.4 Regionálně metamorfní ložiska

K regionálně metamorfním ložiskům patří např. akumulace grafitu v regionálně metamorfovaných horninách, v nichž se grafit vytvořil přeměnou organické substance přítomné ve výchozím sedimentu (u nás jsou ložiska grafitu tohoto genetického typu v pestré skupině moldanubika a ve velkovrbenské skupině – viz stať 4.7.1). Patří sem i ložiska krystalických vápenců (mramorů) vytvořená metamorfním zpracováním karbonátových sedimentů.

2.18.5 Metamorfogenně hydrotermální ložiska

V průběhu progresivní fáze regionální metamorfózy dochází k postupné dehydrataci hornin. Zejména při metamorfóze sedimentárních nebo vulkanosedimentárních souvrství se uvolňuje obrovské množství vody, v níž je rozpuštěna řada komponent, jejichž charakter a množství jsou určovány termodynamickými podmínkami a složením metamorfujiícího se horninového prostředí. Takto vytvořené hydrotermální roztoky mohou migrovat do oblastí s nižším stupněm metamorfózy. Například hydrotermální roztoky vzniklé v oblasti amfibolitové facie migrují do oblastí s metamorfózou odpovídající facii zelených břidlic nebo zeolitové facii a zde z nich může vznikat hydrotermální mineralizace žilného typu (jde např. o křemenné žíly se zlatem). V horninovém komplexu postiženém regionální metamorfózou běžně dochází k přemísťování fluid do míst s relativně nižším tlakem, a to např. do foliačních spár, sedel vrás nebo puklin, v nichž vzniká hydrotermální mineralizace, která se označuje jako **metamorfní sekrece**. V případě metamorfních sekrecí je jejich nerostné složení výrazně určováno látkovým složením jejich bezprostředního okolí (jde o migraci na velmi malou vzdálenost – lze říci, že roztoky byly „vypoceny“ z horninového prostředí kolem stávající sekrece) a také termodynamickými podmínkami vzniku. Metamorfní sekrece mají často povahu křemenných žil, které mohou být průmyslovým zdrojem křemene; v prostoru metamorfovaných vulkanosedimentárních sulfidických ložisek mohou vznikat např. sekreční křemenné žíly se sulfidy nebo se zlatem.

Vzhledem k tomu, že v řadě konkrétních případů je velmi obtížné (a někdy prakticky nemožné) určit, zda ložisko patří do skupiny ložisek plutonických nebo metamorfogenně hydrotermálních, jsou v následující kapitole těchto skript metamorfogenně hydrotermální ložiska někdy přiřazována k plutonickým (na základě povahy horninového prostředí). To se týká zejména hydrotermálních ložisek zlata v Českém masivu (viz stať 3.15.3), z nichž ložiska *Kašperské Hory*, *Suchá Rudná* a *Zlatý Chlum* jsou s největší pravděpodobností metamorfogenně hydrotermální. Metamorfní remobilizace však měla zásadní význam i při vzniku dalších významných ložisek zlata (např. *Čelina* – *Mokrsko*).

3 Ložiska rud

V této kapitole je obsažena stručná charakteristika hlavních průmyslových typů rud Fe, Mn, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, Sn, W, Mo, Al, Ag, Au, platinoidů, U, vzácných zemin, Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Zr, Hf a Bi. Jako příklady jednotlivých průmyslových typů jsou uvedena jak významná světová ložiska, tak i rudní akumulace na území České republiky, z nichž mnohé měly značný historický význam. V době zveřejnění tohoto učebního textu (rok 2021) nebylo v ČR těženo žádné rudní ložisko.

3.1 Ložiska železných rud

Ekonomicky nejvýznamnější minerály železa; využití železa

Ze značného počtu minerálů železa má průmyslový význam hlavně magnetit Fe_3O_4 ($=\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$) a hematit Fe_2O_3 . Na některých železnorudných akumulacích je železo vázáno na limonit, tj. směs oxo-hydroxidů Fe, jejíž hlavní složkou bývá goethit FeOOH . Menší význam má siderit FeCO_3 . Nutno poznamenat, že ve starší české literatuře může být magnetit označován jako magnetovec, hematit jako krevel, limonit jako hnědel, siderit jako ocelek. V některých železných rudách jsou nositelem železa Fe-fylosikáty, jejichž reprezentantem je berthierin $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_6[(\text{OH})_8|\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}]$ (minerál serpentínové skupiny) a chamosit $\text{Fe}^{2+}_5\text{Al}[(\text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_6$ (Fe-chlorit, tedy minerál skupiny chloritu). Podle jedné ze starších klasifikací je železem bohatý chlorit označován jako thuringit (v současnosti se tento termín ještě objevuje v souvislosti s ložisky typu Lahn-Dill).

Téměř veškerá produkce železných rud (cca 98 %) je využívána pro metalurgické účely, tedy na výrobu železa, které je v současnosti nejpoužívanějším technickým kovem. Ze surového železa se vyrábějí ocele různých vlastností, užívané zejména jako konstrukční a stavební materiál. Železné rudy se používají k výrobě oxidů železa pro odsířování zemního plynu, jako surovina pro výrobu portlandského cementu a také barviv. Z magnetitových rud se připravují zatěžkávadla (pro uhelná prádla).

Hlavní typy ložisek železných rud: a) ložiska páskovaná Fe-rudy, b) skarnová ložiska, c) ložiska sedimentární oolitické rudy, d) hydrotermálně sedimentární ložiska, e) hydrotermální ložiska.

3.1.1 Ložiska páskovaných Fe-rud (ložiska typu BIF, resp. BIQ)

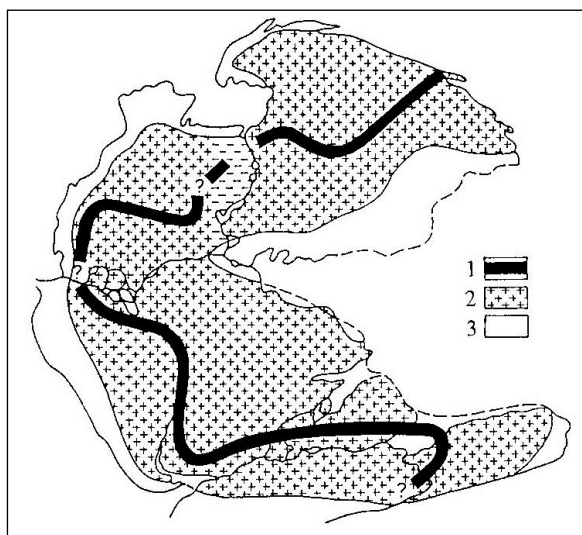
Metamorfogenní ložiska páskovaných železných rud představují průmyslově nejvýznamnější zdroj železa (pochází z nich většina světové produkce Fe-rud). V literatuře jsou často označována jako ložiska typu BIF (= banded iron formation) nebo BIQ (= banded iron quartzites). Rudy mají výraznou páskovanou texturu. V typických případech se v rudě střídají několik mm mocné pásy rudních minerálů (magnetit, hematit) s křemennými pásky (označovanými též jako rohovecovité pásy). Nerostné složení rud odráží termodynamické podmínky metamorfózy (regionální), během níž došlo často k velmi výrazné deformaci jednotlivých pásků (detailní provrásnění).

Termín „páskovaná železná ruda“ je jen deskriptivní a nevypovídá nic o stáří a genezi rudních akumulací. Mnozí geologové k rudním ložiskům typu BIF (resp. BIQ) přiřazují jen prekambriické akumulace, někteří k nim však řadí i fanerozoická ložiska, jejichž rudy mají odpovídající textury a struktury. Podle různých teorií vznikla ložiska rud typu BIF (resp. BIQ) metamorfózou železnorudných akumulací chemogenního, biochemogenního nebo snad i hydrotermálně sedimentárního původu. Jedna z „chemogenních“ teorií vysvětluje jejich vznik výstupem chladné hlubinné mořské vody na teplý kontinentální šelf. Chladná hlubinná voda je nasycena CO_3^{2-} , Ca^{2+} a Fe^{2+} . Na šelfu za poněkud vyšší teploty dochází k úniku CO_2 a k oxidaci Fe^{2+} na Fe^{3+} , které se sráží v podobě oxidů, oxo-hydroxidů nebo i silikátů. Táž hlubinná mořská voda se při výstupu na šelf stává přesycenou SiO_2 , jenž se sráží jako rohovec. Jiná teorie chemogenního vzniku těchto ložisek uvažuje o vysoké koncentraci Fe^{2+} v primitivní kyselé vodě archaického moře (pH 6 a méně), která byla v rovnováze s tehdejší atmosférou bohatou na CO_2 (za těchto podmínek mohlo

být v mořské vodě přítomno ohromné množství železa ve formě Fe^{2+} , které bylo přinášeno ze zvětrávajících hornin nebo které mohlo pocházet i z hydroterm). Při výrazném snížení koncentrace CO_2 v atmosféře během jejího dalšího vývoje došlo ke zvýšení pH mořské vody (díky úniku CO_2 z ní), což vyvolalo srážení Fe v podobě sideritu a magnetitu. Postupné obohacování atmosféry kyslíkem a neustálé snižování podílu CO_2 následně vedly k masovému srážení Fe z mořské vody za vzniku magnetitu, hematitu a sideritu.

Spodnoproterozoické rudy typu BIF patří mezi nejstarší rudní ložiska na Zemi. Tvoří samostatnou jednotku, kterou lze v podobě pásu sledovat na celém superkontinentu Pangea (viz obr. 3.1-1). Obrovská ložiska rud typu BIF jsou na Ukrajině (*Krivoy Rog* – obr. 3.1-2), v Rusku (v prostoru Kurské magnetické anomálie), Indii (ve státech Urisa a Goa), Číně (v provinciích Liaoning, Shandong, Hunan a Shanxi), Austrálii (oblast Hamersley v Západní Austrálii), JAR, Gabonu, Libérii, Mauretánii, Brazílii (např. *Itabira* a *Belo Horizonte* ve státu Minas Gerais, tato ložiska jsou součástí tzv. „Železného čtyřúhelníku“ – „Quadrilátero ferrifero“), Venezuele (*Cerro Bolivar*, *El Pao*, *San Isidro*), USA (u Hořejšího jezera) a Kanadě (na Labradorském poloostrově). Lokalizace největších světových ložisek typu BIF je zřejmé z obr. 3.1-3 (nejsou na něm však vyznačena ložiska na území Číny a Ruska!)

Na území ČR jsou malé akumulace prekambričských páskovaných křemen-magnetitových rud v desenské skupině (*Vernířovice* u Sobotína na Šumpersku).



Obr. 3.1-1. Rozšíření spodnoproterozoických páskovaných železných rud v prekambričské kůře Pangei (Vaněček et al. 1995 – upraveno).

Vysvětlivky:

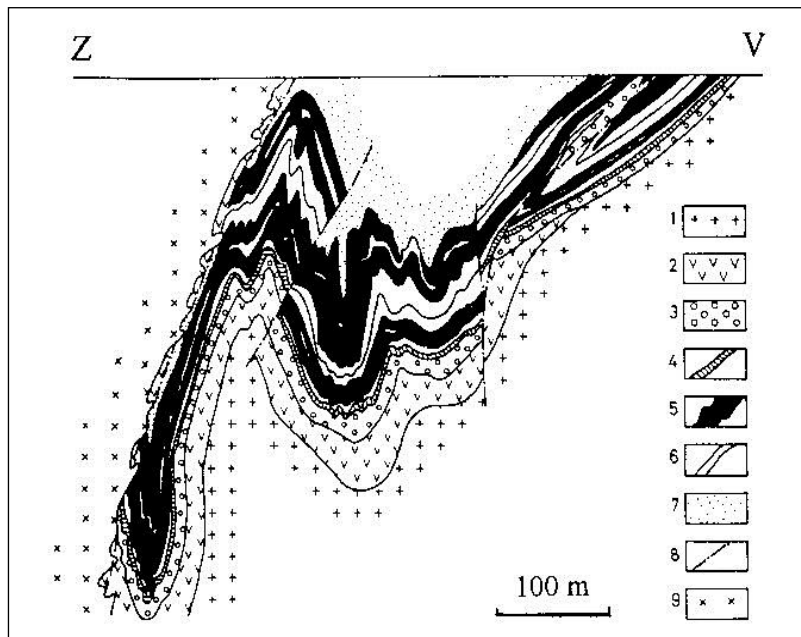
- 1 – pás akumulací Fe-rud typu BIF;
- 2 – prekambričská kůra;
- 3 – fanerozoická kůra.

Zdroj: Vaněček, M. (ed.) (1995): *Nerostné suroviny světa*. Academia Praha.

Krivoy Rog (Ukrajina) – ložiska páskovaných železných rud

Ložiska železných rud v okolí ukrajinského města Krivoy Rog v Dnepropetrovské oblasti vystupují v pruhu o délce 85 km a šířce 2 až 7 km. Proterozoické sedimenty krivojrožské skupiny zde vytvářejí komplikované synklinorium (viz obr. 3.1-2). Krivojrožská skupina je tvořena třemi souvrstvími: spodním, středním a svrchním. Spodní souvrství o mocnosti 100 až 250 m je složeno z amfibolitů, amfibolických břidlic, kvarcitů, fylitů a svorů. Střední souvrství má mocnost 1200 až 1400 m. V metasedimentech tohoto souvrství je sedm poloh železitých kvarcitů. Jejich střídání s nezrudněnými metasedimenty indikuje cyklické střídání mořské transgrese a regrese během ukládání sedimentů středního souvrství. Svrchní souvrství o mocnosti více než 2500 m je tvořeno opět metasedimenty, avšak bez akumulací Fe-rud.

Polohy železitých kvarcitů jsou tvořeny jemně se střídajícími vrstvičkami křemene, Fe-oxidů (magnetit, hematit, martit) a fylsilikátů (chlorit, biotit). Jde o chudé rudy, obsahující pouze 25 až 43 % Fe. Lokálně jsou v polohách železitých kvarcitů přítomny rudy s vysokým podílem Fe-oxidů, jde o bohaté rudy s obsahem Fe nad 50 %. V poréznych hematitových rudách supergenního původu jsou obsahy Fe 60 až 70 %.



Obr. 3.1-2. Vertikální řez ložiskem Fe-rud v krivojrožské pánvi (Smirnov 1983 – upraveno).

Vysvětlivky:

- 1 – tonality;
- 2 – amfibolity;
- 3 – spodní souvrství krivojrožské skupiny;
- 4 – mastek-karbonátový horizont;
- 5 – železnorudné horizonty středního souvrství krivojrožské skupiny;
- 6 – břidličnaté horizonty středního souvrství krivojrožské skupiny;
- 7 – svrchní souvrství krivojrožské skupiny;
- 8 – dislokace;
- 9 – granodiority.

Zdroj: Smirnov, V.I. (1983): *Geologie ložisek nerostných surovin*. SNTL Praha.

Zdroj informací o železnorudných ložiskách krivojrožské pánve:

Belevtsev, Ya.N., Belevtsev, R.Ya., Siroshstan, R.I. (1983): Chapter 5 The Krivoy Rog Basin. In: Trendall, A.F., Morris, R.C. (eds.): *Iron-formation Facts and Problems. – Developments in Precambrian Geology* 6: 211–249.

René, M. (1990): *Geologie rudních ložisek*. PřF UK Praha.

Smirnov, V.I. (1983): *Geologie ložisek nerostných surovin*. SNTL Praha.

Sošnicka, M., Bakker, R.J., Broman, C., Pitcairn, I., Paranko, I., Burlinson, K. (2015): Fluid types and their genetic meaning for the BIF-hosted iron ores, Krivoy Rog, Ukraine. – *Ore Geol. Rev.* 68: 171–194.

Viehmann, S., Bau, M., Hoffmann, J.E., Münker, C. (2015): Geochemistry of the Krivoy Rog Banded Iron Formation, Ukraine, and the impact of peak episodes of increased global magmatic activity on the trace element composition of Precambrian seawater. – *Precambrian Research* 270: 165–180.



Obr. 3.1-3. Pozice významných revírů a ložisek rud typu BIF s vyznačením velikosti zásob. Kumulativní délka červené linie pod názvem každé lokality vyjadřuje obsah Fe v rudě.

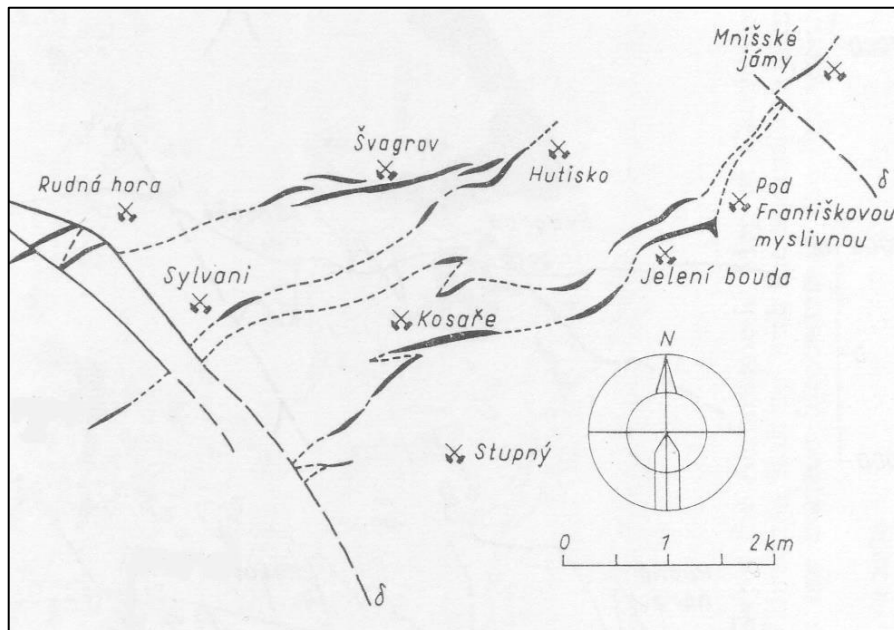
Zdroj: Hagemann, S.G., Angerer, T., Durning, P., Rosière, C.A., Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L., Hensler, A.S., Walde, D.H.G. (2016): BIF-hosted iron mineral system: A review. – *Ore Geol. Rev.* 76: 317–359.

Ložiska páskovaných železných rud na Sobotínsku

Historická ložiska páskovaných železných rud na Sobotínsku jsou součástí nesouvislého rudního horizontu v horninách desenské skupiny, konkrétně v biotitických rulách, často silně chloritizovaných, označovaných jako desenské ruly. Tento rudní horizont byl společně s okolními rulami silně provrášněn (viz obr. 3.1-4 a 3.1-5), po rozvinutí představuje nesouvislou rudní zónu o délce přes 25 km. Rudní horizont je tvořen dvěma víceméně paralelními polohami páskovaných magnetitových rud. Mocnost poloh je jen výjimečně nad 2 m, vzdálenost mezi nimi je 1–3 m. Těžba rud probíhala na ložiskách Rudná hora, Švagrov, Hutisko, Jelení hřbet, Kosaře a dalších.

Rudy mají typickou páskovanou texturu. Někdy jde o rudy jen křemen-magnetitové, v nichž se střídají pásy tvořené křemenem s pásy magnetitu. Častěji se v rudách vedle křemene a magnetitu v podstatném množství objevují další minerály, například amfiboly, fylosilikáty (biotit, chlorit), živce, apatit a poměrně často granát s vysokým podílem Mn (tj. spessartinové složky). V některých úsecích rudního horizontu se běžně vyskytují páskované magnetitové rudy, v nichž jsou přítomny tenké křemen-granátové pásy, které mají charakter metamanganolitu.

Těžba páskovaných železných rud na Sobotínsku pobíhala již prokazatelně v 15. století. V 19. století byla produkce sobotínských železáren tak významná, že Sobotín byl považován za duchovní a finanční centrum rakouského železářství. Na konci 19. století však došlo k úpadku zdejších železáren (zejména díky silné konkurenci Vítkovických), v roce 1910 byla výroba surového železa definitivně zastavena, a tím skončilo i dobývání železných rud na Sobotínsku.

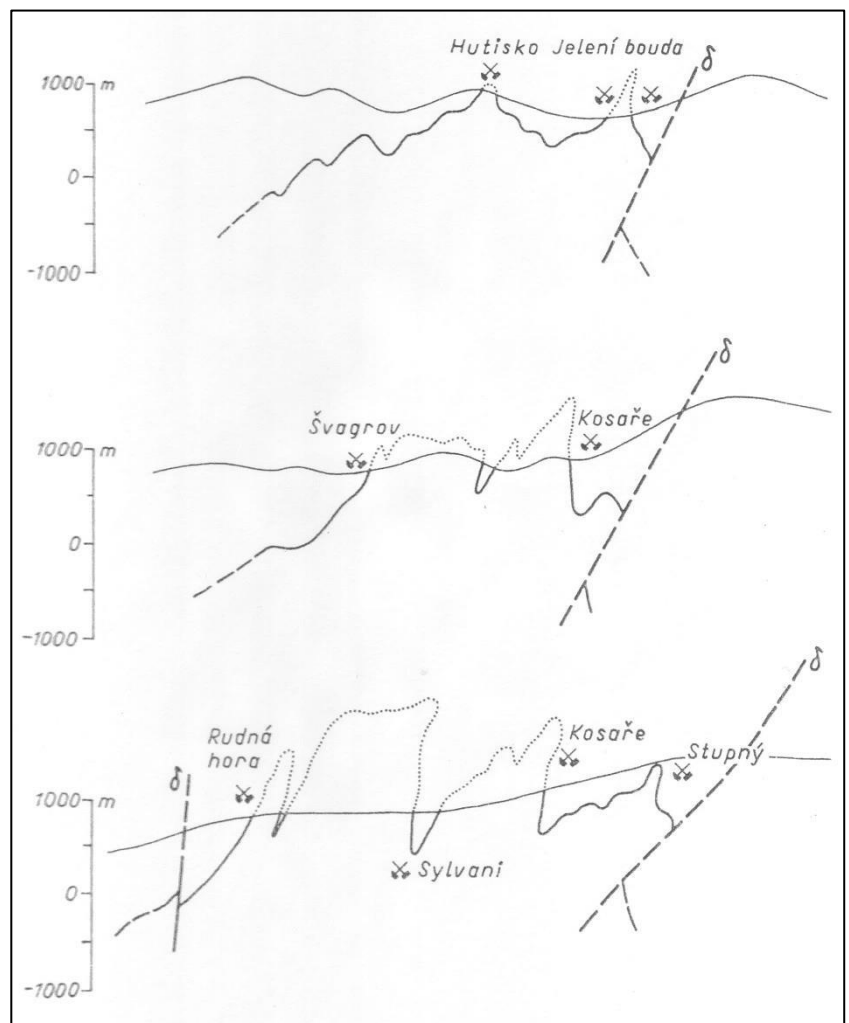


Obr. 3.1-4. Průběh horizontu páskovaných železných rud na Sobotínsku s vyznačením hlavních ložisek. V obrázku je vyznačen i průběh zlomů (δ) – plnou čarou ověřený, přerušovanou čarou předpokládaný.

Zdroj: Pouba, Z. (1970): Pre-Cambrian banded magnetite ores of the Desná Dome. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 12: 7–64.

Obr. 3.1-5. Průběh horizontu páskovaných železných rud na Sobotínsku ve vertikálních profilech směru zhruba SZ – JV. Průběh zlomů (δ) je vyznačen přerušovanou čarou.

Zdroj: Pouba, Z. (1970): Pre-Cambrian banded magnetite ores of the Desná Dome. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 12: 7–64.



Zdroj informací o železnorudných ložiskách na Sobotínsku:

- Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.
- Fojt, B. (2002): Páskované železné rudy v desenských rulách silesika: přehled názorů na jejich vznik; současný stav poznatků. – Sborník „Mineralogie Českého masívu a Západních Karpat“: 18–25.
- Iršová, B., Zimák, J. (2012): Mineralogie dvou typů železných rud z historických ložisek na Rudné hoře u Vernířovic v Hrubém Jeseníku. – Geol. výzk. Mor. Slez. 19 (1–2): 150–153.
- Kropáč, K., Buriánek, D., Zimák, J. (2012): Origin and metamorphic evolution of Fe-Mn-rich garnetites (coticules) in the Desná Unit (Silesicum, NE Bohemian Massif). – *Chemie der Erde* 72: 219–236.
- Mücke, A., Losos, Z. (2000): Polymetamorfně přepracované, páskované a silicifikované magnetitové rudy v desenských rulách (silesikum, Česká republika). – *Acta Mus. Moraviae, Sci.geol.* 85: 47–80.
- Mücke, A., Losos, Z. (2007): The magnetite mineralizations of the Desná Group in the Silesicum, Czech Republic: petrographic, mineralogical, and geochemical studies and their genetic implications. – *Journ. Geosci.* 52 (3–4): 227–270.
- Pouba, Z. (1970): Pre-Cambrian banded magnetite ores of the Desná Dome. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol.* 12: 7–64.
- Zimák, J. (2001): Mineralogie páskovaných magnetitových rud na ložisku „Pod Břidličnou“ u Vernířovic, Hrubý Jeseník. – *Geol. výzk. Mor. Slez.* v r. 2000: 89–91.
- Zimák, J., Novotný, P., Fojt, B., Novák, M., Vávra, V., Kopa, D., Losos, Z., Prinzová, E., Skácel, J. (2002): Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku. UP Olomouc.

3.1.2 Skarnová ložiska Fe-rud

Ze všech existujících typů skarnových ložisek jsou nejrozšířenější ložiska Fe-rud. Skarnová ložiska vznikají regionální nebo kontaktní metamorfózou hornin vhodného složení (např. i metamorfózou akumulací sedimentárních železných rud) nebo vysokoteplotní hydrotermální přeměnou karbonátových i silikátových hornin. Skarnová tělesa jsou hlavně tvořena pyroxenem diopsid-hedenbergitové řady a granáty grossular-andraditové řady, k nimž v proměnlivém množství přistupuje amfibol, biotit, epidot, křemen, živec aj. Skarnová tělesa jsou obvykle diferenciována do zón a šmouh rozdílného nerostného složení, z nichž některé mohou obsahovat průmyslově významné koncentrace magnetitu nebo hematitu. Oba rudní minerály mohou tvořit vtroušeniny ve skarnu nebo i zóny (šmouhy) masivních Fe-rud.

U nás jsou četné akumulace skarnových magnetitových rud v západní části Krušných hor (*Měděnec, Přísečnice, Kovářská*) a na Českomoravské vrchovině (např. *Vlastějovice* u Zruče nad Sázavou, *Malešov* u Kutné Hory, *Budeč* u Žďáru nad Sázavou, *Županovice* u Jemnice nebo malé ložisko *Pernštejn* u Bystřice nad Pernštejnem, na němž byl těžený skarn využíván na výrobu drceného kameniva).

Měděnec a Přísečnice – skarnová ložiska železných rud v západní části Krušných hor

Na ložiskách *Měděnec* a *Přísečnice* jsou skarny uvnitř série parabřidlic a také na jejich styku s ortorulami a migmatity (obr. 3.1-6). Skarnová tělesa tvoří granát-pyroxenické až pyroxenické skarny s magnetitem v podobě vtroušenin a nepravidelných pásků. V centrální části měděneckého ložiska je až několik desítek metrů mocná poloha masivní magnetitové rudy. Lokálně skarny obsahují vyšší koncentrace sulfidů, zejména pyritu, chalkopyritu (jenž byl na měděneckém ložisku dokonce těžen), pyrhotinu a sfaleritu. Na Měděnci je skarnové ložisko proniknuto hydrotermálními kalcit-dolomitovými žilami jáchymovského typu (pětiprvková formace).

Zdroj informací o ložiskách Měděnec a Přísečnice:

- Bohdálek, P. (2008): Střední a západní Krušnohoří – hornický region evropského významu, hornická historie a montanistická současnost. – *U-R-GP* 15 (12): 21–29.
- Kotková, J. (1991): Skarns of the central part of the Krušné hory Mts. – mineralogy, geochemistry and their implications for the skarn origin. – *Věst. ústř. Úst. geol.* 66 (4): 215–232.
- Mrňa, F., Pavlů, D. (1967): Ložiska Ag-Bi-Co-Ni-As-formace v Českém masívu. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol.* 9: 7–104.

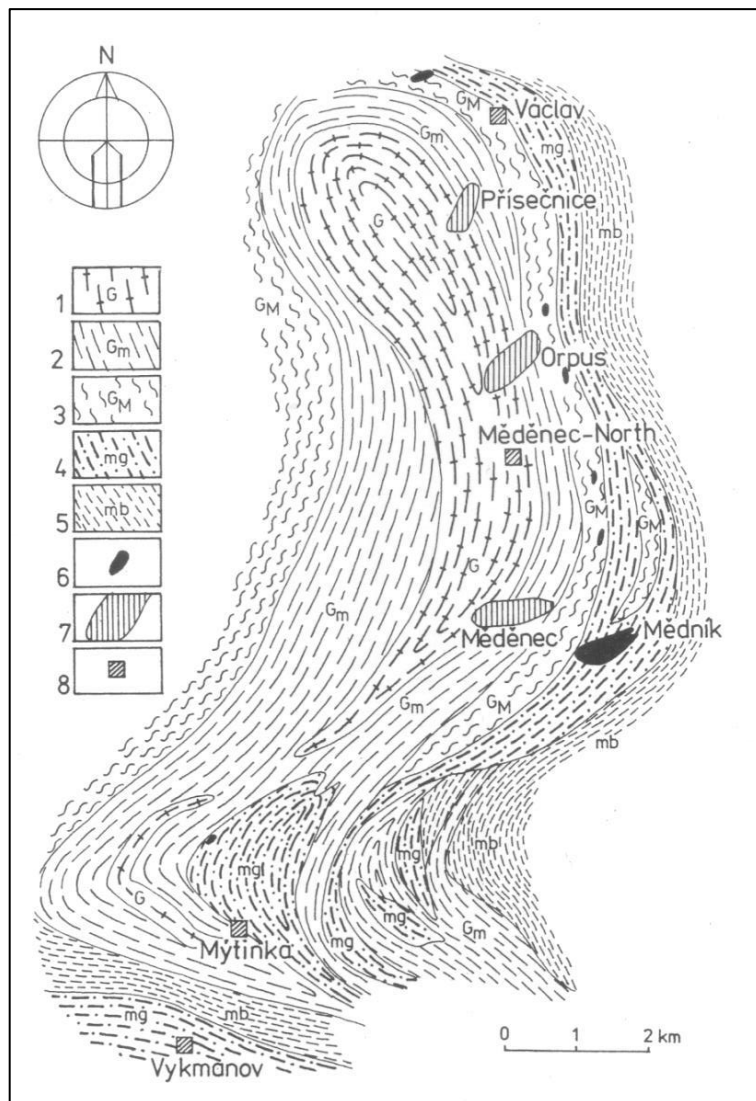
- Sejkora, J., Pauliš, P., Gramblička, R., Malíková, R., Pour, O., Dolníček, Z., Ulmanová, J., Vrtiška, L. (2019): Nově zjištěná Bi-Co-Ni-As-U-V mineralizace přísečnického rudního revíru v Krušných horách (Česká republika). – *Bull Mineral Petrolog* 27 (1): 1–37.
- Sejkora, J., Pauliš, P., Gramblička, R., Pour, O. (2019): Mottramit a Mn oxidická mineralizace z přísečnického rudního revíru v Krušných horách (Česká republika). – *Bull Mineral Petrolog* 27 (2): 374–382.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): *Hornické památky České republiky*. Academia Praha.

Obr. 3.1-6. Schematické znázornění pozice skarnových těles v okolí Měděnce (Kotková 1991).

Vysvětlivky:

- 1 – hrubozrnné okaté ortoruly;
- 2 – břidličnaté muskovitické ortoruly, místy migmatitizované;
- 3 – muskovitické ortoruly s vložkami svorových rul;
- 4 – svory;
- 5 – muskoviticko-biotitické ruly;
- 6 – plošně velké výchozy skarnů (vyjádřené v měřítku);
- 7 – velká podpovrchová skarnová tělesa (vyjádřené v měřítku);
- 8 – další výskyty skarnů (malá tělesa, jejich poloha vyznačena čtverečkem).

Zdroj: Kotková, J. (1991): *Skarns of the central part of the Krušné hory Mts. – mineralogy, geochemistry and their implications for the skarn origin.* – *Věst. Ústř. Úst. geol.* 66 (4): 215–232.



Malešov u Kutné Hory – skarnové ložisko železných rud

Na ložisku *Malešov* se skarnové těleso o mocnosti asi 300 m nachází v rulách a migmatitech kutnohorského krystalinika. Přebývá v něm granát-pyroxenický skarn, méně hojný je pyroxen-amfibolický skarn a granátický skarn. Magnetit je ve skarnu přítomen v podobě vtoušenin, v centrální části skarnového tělesa se koncentruje do dvou hlavních poloh o mocnosti 5 až 7 m. V malém množství jsou v magnetitové rudě přítomny sulfidické minerály: pyrhotin a pyrit, vzácněji chalkopyrit a arsenopyrit. První zmínka o ložisku je z roku 1719; těžba probíhala nesouvisle s delšími přestávkami od 1. poloviny 18. století až do roku 1957.

Zdroj informací o ložisku *Malešov u Kutné Hory*:

- Koutek, J. (1952): Magnetitové ložisko „U černé rudy“ u Malešova, jižně od Kutné Hory. – *Věst. Ústř. úst. geol.* 27: 172–173.
- Pauliš, P. (1997): Skarnové ložisko „U černé rudy“ u Malešova. – *Minerál* 5 (6): 402–405.
- Pauliš, P. (2003): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kutná Hora.

Žáček, V. (2002): Hedenbergit, andradit, K-hastingsit a magnetit z Ca-Fe skarnu od Malešova. – Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. 10 (1): 308–310.

Pernštejn (u Bystřice nad Pernštejnem) – skarnové ložisko železných rud

Skarny na ložisku Pernštejn jsou součástí svrateckého krystalinika. V minulosti těžené skarnové těleso tvoří několik desítek metrů mocnou čočku, která je v nadloží lemována biotitickými rulami s granátem, jež směrem ke kontaktu se skarnem přecházejí do granát-biotitických rul a granát-biotitických břidlic. Ve vlastním skarnovém tělese lze rozlišit různé paragenetické typy skarnů s dosti variabilním nerostným složením: nejrozšířenější jsou granát-pyroxenické skarny, které přecházejí do pyroxenických skarnů, granátických skarnů a granát-amfibolických skarnů; napříč skarnovou čočkou probíhá deskovité těleso tvořené hruborným granátovcem s biotitem. Zóna s vysokým podílem magnetitu je podél rozhraní mezi granátickým a pyroxenickým skarnem. Její mocnost je 2–3 m, místy jsou v ní až 10 cm mocné polohy téměř čistého magnetitu.

Skarnová tělesa u Pernštejna (i na jiných výskytech na Českomoravské vrchovině) byla společně s okolními horninami postižena silnou regionální metamorfózou. Předmetamorfní charakter perňštejnských skarnů nebyl dosud spolehlivě rozpoznán. Je možné, že původně šlo o skarny, které byly produktem vysokoteplotní metasomatózy převážně karbonátových hornin, nebo současná skarnová tělesa mohla vzniknout metamorfním přepracováním hydrotermálně sedimentárních akumulací Fe-rud nebo i smíšených chemogenně klastických hornin, silně ovlivněných hydrotermální činností v submarinním prostředí (jiné alternativy jsou na základě stávajících poznatků velmi nepravděpodobné).

Gossanové partie perňštejnských Fe-skarnů a také primární zóny bohaté magnetitem byly v minulosti těženy jako Fe-rudy a zpracovávány ve štěpánovských hutích (společně s obdobnými rudami z ložisek u Věchnova, Rožné, Víru, Štěpánova nad Svratkou, Mnichova a Bystřice nad Pernštejnem). Nejstarší zprávy o železárnách na perňštejnském panství jsou z roku 1588 (Fe-rudy skarnového typu však byly v této oblasti těženy již mnohem dříve). K poslednímu pokusu o těžbu Fe-rud na ložisku Pernštejn došlo v r. 1925; v 50. letech 20. stol. byl skarn společně s okolními horninami těžen na výrobu drceného kameniva.

Zdroj informací o ložisku Pernštejn:

Němec, D. (1991): Regional typization of the iron skarns of the Bohemian-Moravian Heights (Českomoravská vrchovina). – Čas. Mor. Muz., Vědy přír. 76: 51–82.

Novotný, M. (1954): Skarnová ložiska u Pernštýna a Lišné. – Sbor. Ústf. Úst. geol., sv. XXI – odd. geol., 1. díl, 395–432.

Pauliš, P. (2005): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska II. Kuttna Kutná Hora.

Pertoldová, J., Pudilová, M., Pertold, Z. (1987): Podmínky vzniku skarnu na lokalitě Pernštejn. In: Nové trendy a poznatky v československé ložiskové geologii, 43–61. PŕF UK Praha.

Zimák, J. et al. (1997): Průvodce ke geologickým exkurzím. Morava – střední a jižní část. UP Olomouc.

Županovice u Jemnice – skarnové ložisko železných rud

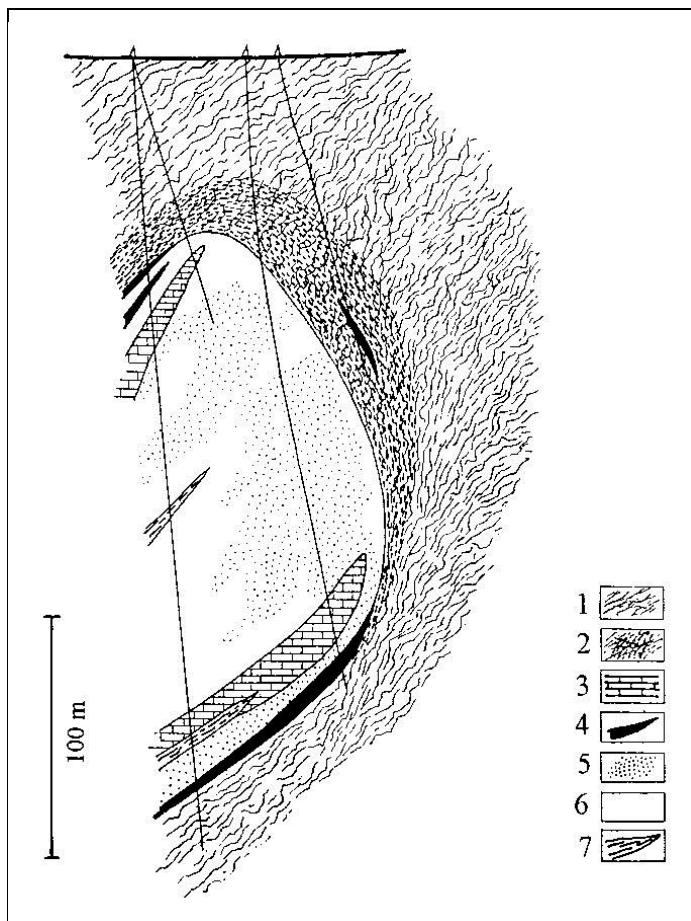
Geologický řez ložiskem Županovice je na obr. 3.1-7. Skarnové těleso má tvar čočky, jejíž mocnost dosahuje až 250 m. Převažujícím horninovým typem je pyroxenický skarn, obsahující magnetit a také vtroušeniny sulfidů (hlavně pyrotinu). Okolí skarnového tělesa tvoří silně migmatitizované pararuly, kvarcické ruly a kvarcity. Těžba železných rud zde probíhala v polovině 19. století (a možná i dříve), byla převážně povrchová, patrně jen do hloubky 20–30 m.

Zdroj informací o ložisku Županovice u Jemnice:

Komínek, E., Němec, D. (1960): Magnetitové ložisko skarnového typu u Županovic. – Vlastivědný sborník Vysočiny, Odd. věd. přír. 4: 5–9.

Němec, D. (1964): Skarny županovické oblasti. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 3: 43–107.

Němec, D. (1991): Regional typization of the iron skarns of the Bohemian-Moravian Heights (Českomoravská vrchovina). – Acta Mus. Moraviae, Sci. nat. 76: 51–82.



Obr. 3.1-7. Řez skarnovým ložiskem magnetitu Županovice (Němec 1964 – upraveno).

Vysvětlivky:

- 1 – migmatitické ruly;
- 2 – rohovce;
- 3 – mramory;
- 4 – granát-biotitový skarn;
- 5 – pyroxenický skarn s magnetitem;
- 6 – pyroxenický skarn;
- 7 – vložky rul ve skarnu.

Zdroj: Němec, D. (1964): Skarny županovické oblasti. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 3: 43–107.

3.1.3 Ložiska sedimentárních oolitických Fe-rud

Ložiska železných rud s typickou oolitickou stavbou se hojně vyskytují v ordovických sedimentech Barrandienu, a to zejména v místech blízkých někdejšímu pobřeží, podél něž se rudní akumulace tvořily. Hlavní železnorudné akumulace jsou v šáreckém souvrství (např. *Ejpvovice*, *Březina* u Rokycan, *Mníšek pod Brdy*, *Krušná hora* u Hudlic) a ve vinickém souvrství (v černínských vrstvách – např. *Nučice*, *Chrustenice*, *Zdice*). Nositelem železa v rudách těchto ložisek je siderit, hematit a Fe-fylosilikáty (hlavně berthierin) v různých proporcích místy také magnetit.

Významná ložiska oolitických Fe-rud tvořených převážně oxo-hydroxydy Fe (goethit) a Fe-fylosilikáty (Fe-chlority, Fe-montmorillonit) jsou na Kerčském poloostrově (Ukrajina) a na území Lotrinska (tzv. „lotrinská mineta“).

Ložiska sedimentárních železných rud v Barrandienu

Barrandien je územím s hojným výskytem akumulací oolitických železných rud ordovického stáří (obr. 3.1-8). Ordovik je v Barrandienu zastoupen úplným vrstevním sledem od tremadoku až po hranici se silurem. Z obr. 3.1-9 je zřejmé, že sedimentární železné rudy zde vystupují v různých stratigrafických úrovních, často tvoří bázi souvrství. Tvar ložiskových těles je převážně plástevnatý nebo jde o ploché čočky, jejichž mocnost dosahuje maximálně 30 m.

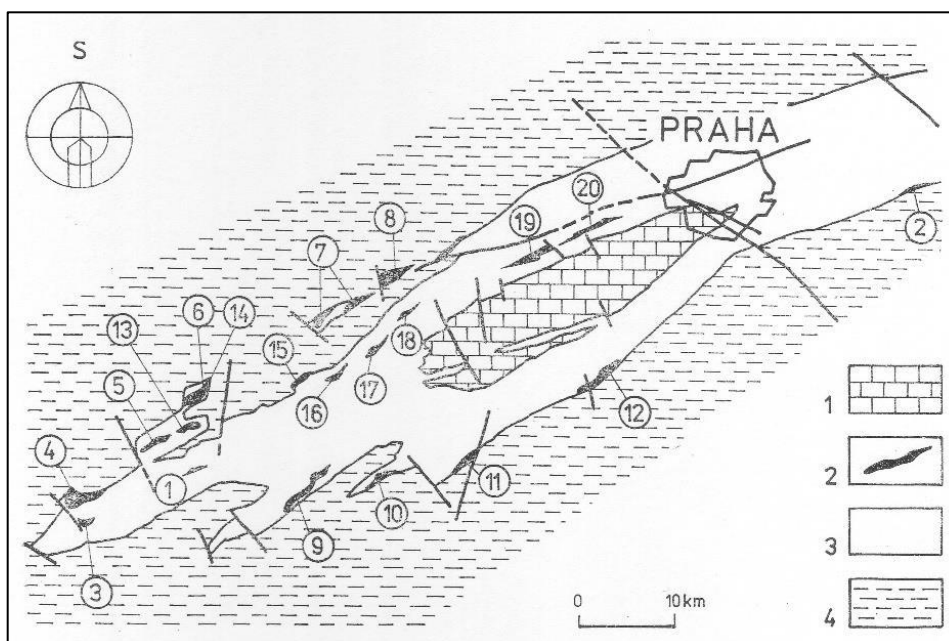
Akumulace železných rud v určité stratigrafické pozici se označují jako rudní obzory. Nejde však o skutečné obzory, ale o izolovaná rudní tělesa, která na svých okrajích přecházejí do siliciklastických sedimentů nebo do vulkanických produktů. Ložiskově významné jsou dva rudní obzory: klabavsko-osecký a nučicko-chrustenický.

Jako *klabavsko-osecký rudní obzor* jsou označovány železnorudné akumulace středně ordovického stáří (stupeň llanvirn), které jsou součástí šáreckého souvrství. Rudy tohoto obzoru jsou tvořeny hematitem, sideritem a berthierinem. Podle podmínek vzniku a kvantitativního zasoupení rudních minerálů jde o oolitické hematitové rudy nebo rudy hematit-sideritové, které přibývání jílové složky přecházejí do pelosideritových rud. Hlavní těženými ložiska byly *Ejpvovice*, *Březina*, *Krušná hora* u Hudlic (obr. 3.1-10) a *Mníšek pod Brdy*. Počátek těžby těchto rud spadá již do dob keltského osídlení, intenzivní dobývání do 19. století, konec do 50. let 20. století.

Nučicko-chrustenický rudní obzor je na bázi svrchně ordovického vinického souvrství (stupeň beroun). V rudách je hlavním nositelem železa většinou berthierin a siderit, v centrálních paritích rudních těles je přítomen i magnetit (tyto rudy s magnetitem představují v Barrandienu nejbohatší rudní typ s obsahem až 40 % Fe). Hlavní těženými ložiska byly *Nučice*, *Chrustenice* a *Zdice*. Rudy byly intenzivně dobývány v 19. století.

Poznámka k železem bohatým fylosilikátům v železných rudách Barrandienu

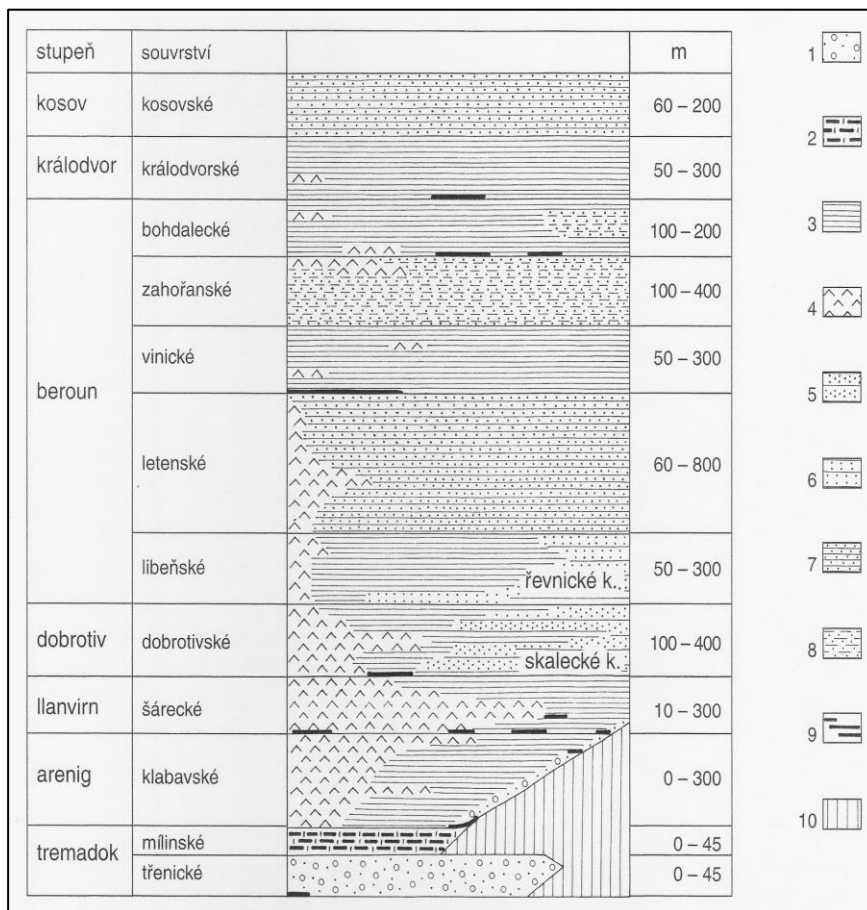
V některých typech železných rud v oblasti Barrandienu je železo významnou měrou vázáno na fylosilikáty. V literatuře je železem bohatý fylosilikát barrandienských rud běžně považován za chlorit, konkrétně za chamosit. Faktem ale je, že většina barrandienských chamositů strukturně odpovídá železem bohatému minerálu serpentínové skupiny, jenž je v souladu s platnou mineralogickou nomenklaturou označován jako berthierin. Autoři jedné novější publikace (z počátku tohoto milénia) tuto skutečnost sice vzali na vědomí, avšak omylem tento minerál označují jako berthierit. Pokud se orientujete v mineralogickém systému, tak určitě víte, že berthierit je úplně jiný minerál (FeSb_2S_4).



Obr. 3.1-8. Schematická mapa výskytu ordovických železných rud v Barrandienu (Bernard, Pouba et al. 1986).

Vysvětlivky: 1 – silur a devon; 2 – sedimentární Fe-rudy; 3 – ordovik; 4 – prekambrium a kambrium. Čísla v kroučcích představují ložiska v tomto stratigrafickém sledu: 1 – Holoubkov, 2 – Úvaly (1–2 rudy v tremadoku); 3 – čilinský rudní obzor (rudy v arenigu); 4 – Ejpvovice–Klabava, 5 – Březina, 6 – rudy v bechlovské kře, 7 – Dlouhá Skála–Velíz, 8 – Krušná hora, 9 – Komárov, 10 – Ohrazenice, 11 – Studený vrch, 12 – Míšek pod Brdy (4–12 rudy v llanvirnu); 13 – Rač, 14 – sideritové rudy v bechlovské kře, 15 – Kařízek (13–15 rudy v dobrotivu); 16 – Chlustina, 17 – Zdice–Knížkovice, 18 – Bařechov, 19 – Chrustenice, 20 – Nučice (16-20 rudy v berounu).

Zdroj: Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): *Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu*. ÚÚG Praha.



Obr. 3.1-9. Stratigrafické schéma ordoviku Barrandienu (Chlupáč et al. 2002).

Vyvětlivky:

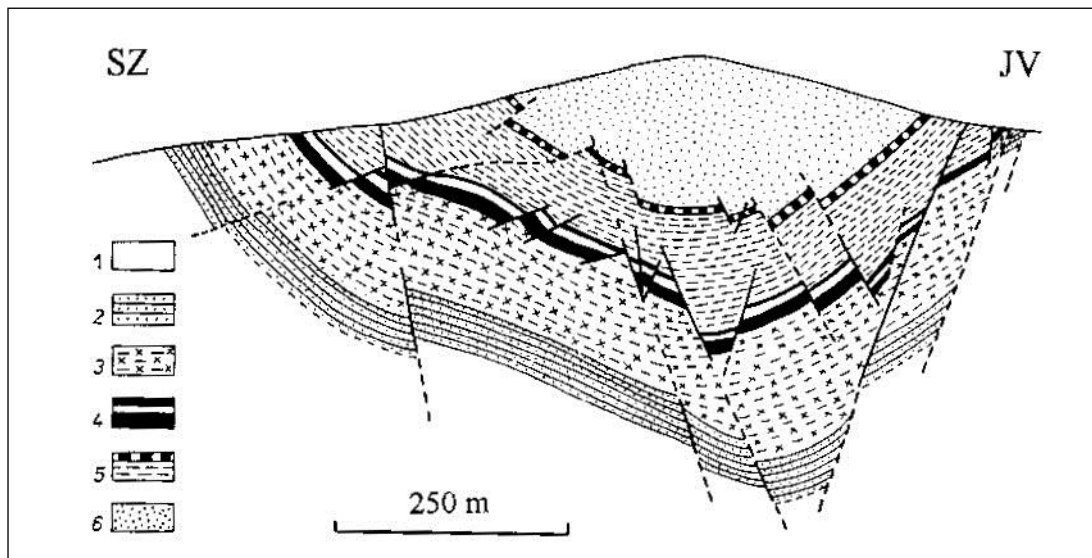
- 1 – slepence, droby a pískovce;
 - 2 – silicity;
 - 3 – jílové břidlice a prachovce;
 - 4 – vulkanity;
 - 5, 6 – světlé křemence a pískovce;
 - 7 – střídání pískovců (křemenců), drob a prachovců;
 - 8 – převážně prachové břidlice a prachovce;
 - 9 – sedimentární železné rudy;
 - 10 – stratigrafický hiát;
- m = mocnost souvrství (v m);
k = křemence.

Zdroj: Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stránil, Z. (2002): *Geologická minulost České republiky. Academia Praha.*

Zdroj informací o ložiskách sedimentárních železných rud v Barrandienu:

- Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stránil, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia Praha.
- Petránek, J. (1964): Sedimentární železné rudy v ejpovickém ordoviku. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 2: 39–153.
- Petránek, J. (1965): Železné rudy českého ordoviku a tzv. rudní obzory. – Čas. Mineral. Geol. 10: 413–423.
- Petránek, J. (1972): Velizské ložisko oolitických železných rud (ordovik, Čechy). – Čas. Mineral. Geol. 17(3): 273–288.
- Petránek, J. (1974): Sedimentární železné rudy v ordoviku Krušné hory. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 16: 165–198.
- Petránek, J. (1975): Ložiska sedimentárních železných rud v Mníšku a Komárově. – Stud. ČSAV 6: 1–99.
- Petránek, J. (1975): Magnetite in oolitic iron ores of Bohemia. – Čas. Mineral. Geol. 20(3), 249–258.
- Petránek, J. (1991): Ordovician oolitic ironstones and their source of iron. – Věst. Ústř. Úst. geol. 66: 321–327.
- Petránek, J., Duremberg, D., Melka, K. (1988): Oolitic iron ore deposit at Chrutenice (Ordovician, Bohemia). – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 28: 9–55.
- Petránek, J., Van Houten, F.B. (1997): Phanerozoic ooidal ironstones. Czech Geological Survey Special Papers No. 7. Czech Geological Survey Praha.
- Scharm, B., Honěk, J., Schejbal, C. (1973): Ložiska nerostných surovin ČSSR. I. Ložiska ČSR. VŠB Ostrava.
- sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.
- Skoček, V. (1963): Oolitické železné rudy v oblasti Rače a Bechlova. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 1: 31–63.
- Svoboda, J., Prantl, F. (1955): Sedimentární železné rudy Barrandienu. I. Rudní revír Zdice. – Geotechnica 19: 1–107.

Vtělenský, J. (1959): Mineralogie oolitických železných rud z některých ložisek Barrandienu. – *Geotechnica* 26: 1–72.



Obr. 3.1-10. Řez ložiskem Fe-rud Krušná hora (Petránek 1974 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – proterozoické břidlice; 2 – ordovické slepence a pískovce; 3 – ordovické paleobazalty a jejich tufy; 4 – poloha hematitové rudy (osecko-klabavský rudní obzor); 5 – ordovické břidlice a pískovce, v nejvyšší části s polohou pelosideritu (krušnohorský rudní obzor); 6 – křemeny skaleckých vrstev (ordovik).

Zdroj: Petránek, J. (1974): *Sedimentární železné rudy v ordoviku Krušné hory*. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral.* 16: 165–198.

3.1.4 Ložiska hydrotermálně sedimentárních Fe-rud

Na území ČR jsou hydrotermálně sedimentární ložiska Fe-rud typu Lahn-Dill především ve vrbenské skupině (*Králová* a *Medlov* u Uničova, *Ruda*, *Horní Město* a *Malá Morávka* u Rýmařova, *Heřmanovice* a *Dolní Údolí* u Zlatých Hor) a ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (*Chabičov* a *Krakořice* u Šternberka, *Horní Loděnice* a *Čabová* u Moravského Berouna, *Horní Životice* a *Horní Benešov* u Bruntálu, *Leskovec nad Moravicí*) – viz obr. 3.1-11. Rudní tělesa mají zpravidla povahu plochých čoček. Jsou buď v paleobazaltech (mandlovcových spilitech a diabasech) a bazických metatufech (jde o tzv. „vnitřní ložiska“) nebo na rozhraní vulkanické série a nadložních sedimentů (jde o tzv. „hraniční ložiska“). Na ložiskách v obou geologických jednotkách lze rozlišit dva typy rud: „zásadité rudy“ a „kyselé rudy“. Hlavní složkou zásaditých rud jsou fylosilikáty bohaté železem, reprezentované Fe-chloritem (jde o chamosit, v literatuře je v souladu se staršími klasifikacemi chloritů označován často jako thuringit), na některých akumulacích převažuje stilpnomelan. Bazické rudy mohou obsahovat ve větších koncentracích magnetit, lokálně je přítomen siderit (*Horní Benešov*). Kyselé rudy jsou tvořeny hlavně hematitem, jaspilitem (tj. křemenem s jemnými šupinkami hematitu, které způsobují cihlově červeně zbarvení jaspilitu) a magnetitem. Zatímco zásadité rudy jsou přítomny hlavně v hraničních ložiskách, kyselé rudy jsou typické pro vnitřní ložiska (existuje však řada výjimek). V obou geologických jednotkách jsou rudy postiženy regionální metamorfózou; nejintenzivněji v severní části vrbenské skupiny (rostoucí stupeň metamorfózy se projevuje např. ubýváním hematitu a přibýváním magnetitu v rudě).



Obr. 3.1-11. Tělesa hydrotermálně-sedimentárních ložisek Fe-rud typu Lahn-Dill v sileziku (devonské horniny jsou šrafovány) (Skácel 1966 – upraveno).

Zdroj: Skácel, J. (1966): Železorná ložiska moravskoslezského devonu. – Rozpr. ČSAV, Řada MPV, 76, seš. 11, str. 3-59.

Za metamorfované hydrotermálně-sedimentární akumulace lze považovat některá železnorudná ložiska v oblasti luga. Jde o stratiformní ložiska vázaná na karbonátové horniny (mramory) proterozoického stáří. Příkladem těchto ložisek je Hraničná v Rychlebských horách.

Malá Morávka (u Rýmařova) – ložiska železných rud

Součástí vulkanosedimentárního komplexu vrbenské skupiny (fylity, zelené břidlice, mramory) v okolí Malé Morávky jsou železnorudné akumulace lahn-dillského typu. Železné rudy zde byly dobývány na Javorovém vrchu (např. důl Šimon a Juda) a na dalších méně významných ložiskách u Malé Morávky, Karlova, Podlesí a Nové Rudné. Na ložiskách jsou přítomny dva hlavní typy rud: a) magnetitové rudy s často páskovanou texturou, tvořené ve variabilním poměru magnetitem, křemenem, karbonátem a fylsilikáty (muskovit, chlorit, stilpnomelan, biotit), relativně hojnou složkou na železo chudších variet bývá ilmenit, b) bohaté („lité“) hematitové rudy s příměsí magnetitu. V rudních tělesech se oba typy rud vyskytují společně. Tvar rudních těles je čočkovitý, jejich mocnost dosahuje 8 m. Kromě obou uvedených rudních typů se zde místy vyskytují chloritové rudy s magnetitem a také stilpnomelanové rudy s magnetitem.

Lze předpokládat, že dolování železných rud u Malé Morávky probíhalo již v 16. století. První zmínky o železářství a těžbě Fe-rud u Malé Morávky pochází z roku 1618. S přestávkami zde těžba železné rudy probíhala v relativně velkém rozsahu až do roku 1874, o dva roky později bylo dobývání Fe-rud ukončeno.

Zdroj informací o ložisku Malá Morávka (u Rýmařova):

Čermák, F., Karel, J., Marek, M. (2015): O geologii a dolování na Rýmařovsku. Rýmařovsko o.p.s.

Puda, S., Urbánek, J. (1974): Geologické poměry na Javorovém vrchu (Urlich) u Malé Morávky. – Sborník GPO 7: 147–154.

Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.

Hraničná (v Rychlebských horách) – ložisko železných rud

Prostor ložiska Hraničná je geologicky součástí pásma Hraničné, které je na území Rychlebských hor tvořeno převážně pararulami s hojnými vložkami mramorů, erlanů, kvarcitů a rohovcových pararul. Rudní tělesa na ložisku Hraničná jsou vázána na dva horizonty dolomitických mramorů. Tyto mramory přechází do páskovaných nebo i masivních magnetitových rud (za současného zvyšování podílu silikátů v hornině). Průměrná mocnost rudních poloh je kolem 0,6 až 0,8 m. V masivních magnetitových rudách je variabilní množství hematitu, sulfidů (galenit, sfalerit) a Zn-spinelidu (franklinit).

Doložitelná těžba na ložisku Hraničná probíhala ve třech obdobích: 1856–1870, 1890–1904 (příp. až 1906) a 1960–1967. Během prvních dvou období byla ruda dodávána do železáren, ve třetím období byla využívána k výrobě magnetitového zatěžkávadla pro uhelná prádla v ostravsko-karvinském revíru.

Zdroj informací o ložisku Hraničná:

- Kruťa, T., Skácel, J. (1975): Ložisko Hraničná v Rychlebských horách ve Slezsku. – Čas. Mor. Muz., Vědy přír. 60: 33–56.
- Litochleb, J. (1975): Magnetitové a sulfidické zrudnění na ložisku Hraničná. – Čas. Slez. Muz., Vědy přír. 24:149–167.
- Litochleb, J. (2000): Mineralogie magnetitového ložiska Hraničná v Rychlebských horách. – Minerál 8 (4): 301–308.
- Pauliš, P. (2005): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska II. Kuttna Kutná Hora.
- Zimák, J. (2015): Ložiska železných rud na území okresu Jeseník. In: XV. Svatováclavské setkání v Jeseníku – Nerostné bohatství Jesenicka a jeho využití (sborník referátů). Vlastivědné muzeum Jesenicka, Jeseník, 7–15.
- Zimák, J., Novotný, P., Fojt, B., Večeřa, J., Losos, Z., Vávra, V., Večeřová, V., Skácel, J., Kopa, D. (2003): Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách v okolí Javorníku, Jeseníku a Zlatých Hor. Vydavatelství UP Olomouc.

3.1.5 Ložiska hydrotermálních Fe-rud

Z hydrotermálních ložisek Fe-rud jsou důležité akumulace sideritu, které mohou mít povahu žil nebo metasomatických těles. Na některých ložiskách sideritových rud je v ekonomicky významném množství přítomen baryt, časté jsou zvýšené koncentrace sulfidů Fe, Cu, Pb, Zn nebo Hg, příp. arzenidů (sulfoarzenidů) Ni a Co. Žilná ložiska sideritu jsou na Slovensku (*Rudňany* a *Novoveská Huta* u Spišské Nové Vsi, *Rožňava*) a v Německu (v Siegerlandu). Metasomatická tělesa sideritových rud jsou v Rakousku (*Erzberg* u Eisenerzu).

3.2 Ložiska manganových rud

Ekonomicky nejvýznamnější minerály manganu; využití manganu

Jako zdroj manganu má průmyslový význam pyroluzit MnO_2 , manganit MnOOH , kryptomelan $\text{K}(\text{Mn}^{4+}\text{Mn}^{2+})_8\text{O}_{16}$, hollandit $\text{Ba}(\text{Mn}^{4+}\text{Mn}^{2+})_8\text{O}_{16}$, romanechit $(\text{Ba},\text{H}_2\text{O})_2\text{Mn}_5\text{O}_{10}$, hausmannit Mn_3O_4 ($=\text{Mn}^{2+}\text{Mn}^{3+}_2\text{O}_4$), braunit $\text{Mn}^{2+}\text{Mn}^{3+}_6[\text{O}_8|\text{SiO}_4]$ a rodochrozit MnCO_3 . V mořských manganových koncentracích je mangan vázán na druhově početnou skupinu strukturně komplikovaných oxidů – například vernadit $(\text{Mn}^{4+},\text{Fe}^{3+},\text{Ca},\text{Na})(\text{O},\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, birnessit $\text{Na}_4\text{Mn}_{14}\text{O}_{27} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ a také todorokit $(\text{Mn}^{2+},\text{Mg},\text{Ca},\text{Ba},\text{K},\text{Na})_2\text{Mn}^{4+}_3\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Manganové rudy jsou využívány převážně na výrobu manganových feroslitin pro hutnictví železa, a to jak pro výrobu surového železa, tak zejména pro výrobu oceli jako dezoxidační a desulfurační (tj. odsiřovací) přísada a také jako legovací kov. Sloučeniny manganu jsou využívány ve sklářství, při výrobě barviv, baterií a suchých článků, feritů, svařovacích elektrod, hnojiv a jako dezinfekční prostředky.

Významné akumulace manganových rud patří k těmto typům ložisek: a) sedimentární ložiska, b) hydrotermálně sedimentární ložiska, c) reziduální ložiska, d) akumulace manganových koncentrací.

3.2.1 Ložiska sedimentárních Mn-rud

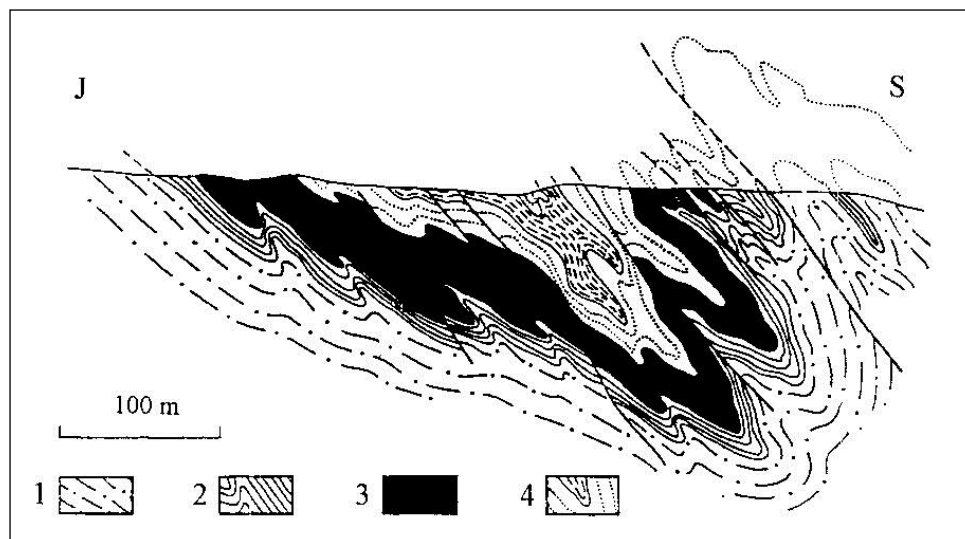
Sedimentární ložiska manganových rud vznikají v mořském prostředí (viz stať 2.16.3). Lze rozlišit dvě hlavní facie rud: oxidickou (z Mn-minerálů převažuje pyroluzit, kryptomelan, hollandit, romanechit, příp. manganit) a karbonátovou (rodochrozit). Obrovká ložiska jsou na Ukrajině (*Nikopol*) a v Gruzii (*Čiatura*). Regionálně metamorfované Mn-rudy (sedimentárního původu) jsou na ložisku *Chvaletice* v Železných horách.

Chvaletice – ložisko manganových rud a pyritu

Ložisko *Chvaletice* leží v severozápadním výběžku železnohorského proterozoika. Jde o stratiformní ložisko Fe-Mn-rud a pyritu, vázané na slabě regionálně metamorfované grafitické břidlice (obr. 3.2-1). Rudní poloha je tvořena především karbonáty Fe a Mn (hlavně Fe-rodochrozit), křemenem, grafitickým pigmentem a pyritem. V silněji metamorfovaných částech ložiska (při kontaktu s chvaletickou žulou) je Mn-karbonátový horizont přeměněn na silikátové rohovce (Fe a Mn jsou vázány na silikáty – např. spessartin), kromě pyritu je zde hojný pyrotin. V letech 1952–1975 byl na ložisku těžen pyrit jako zdroj síry pro chemický průmysl (hlavně na výrobu kyseliny sírové).

Zdroj informací o ložisku Chvaletice:

- Cháb, J., Bouška, V., Jelínek, E., Pačesová, M., Povondra, P. (1982): Petrology and geochemistry of the Upper Proterozoic FeMn-deposit Chvaletice (Bohemia, Czechoslovakia). – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 23: 9–68.
- Kužvart, M. (ed.) (1983): Ložiska nerudných surovin ČSR. Univerzita Karlova Praha.
- Pauliš, P. (2000): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech. Kuttna Kutná Hora.
- Povondra, P. (1996): Minerals of the hisingerite-neotocite series from Chvaletice, Železné hory Mts., eastern Bohemia, Czech Republic. – Journ. Czech Geol. Soc. 41 (1–2): 7–14.
- sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.
- Smutek, D. (2019): Chvaletice. Příběh o železe, síře a manganu. Granit Praha.
- Vrtiška, L., Pauliš, P. (2019): Krása chvaletických rodochrozitů. – Minerál 27 (5): 387–396.
- Žák, L. (1972): Metamorphic paragenesis of the manganese-pyrite horizon in the Železné hory Mts. (Bohemia). – Čas. Mineral. Geol. 17 (4): 345–356.



Obr. 3.2-1. Schematický řez ložiskem pyrit-manganových rud Chvaletice (Kužvart et al. 1983 – upraveno).
Vysvětlivky: 1 – proterozoické břidlice a droby; 2 – grafitické břidlice s pyritem v podloží ložiska; 3 – pyrit-manganová ruda; 4 – nadložní grafitické břidlice s horizontem křemitých břidlic.

Zdroj: Kužvart, M. (ed.) (1983): *Ložiska nerudných surovin ČSR*. Univerzita Karlova Praha.

3.2.2 Ložiska hydrotermálně sedimentárních Mn-rud

Hydrotermálně sedimentární ložiska Mn-rud provázejí některé akumulace železných rud lahndillského typu. Podle nerostného složení lze rozlišit oxidickou a karbonátovou facii. Na metamorfne přepracovaných akumulacích bývá mangan vázán i na silikáty. Příkladem hydrotermálně sedimentárních ložisek Mn-rud jsou ložiska v Rumunsku (např. *Jacobi*).

3.2.3 Reziduální ložiska Mn-rud

Reziduální akumulace Mn-rud vznikají v tropických oblastech zvětráváním hornin bohatých na mangan (jenž je v nich přítomen např. jako součást granátu a jiných Mn-silikátů nebo vázaný na karbonáty). Reziduální Mn-rudy jsou tvořeny hlavně pyroluzitem, manganitem, kryptomelanem, hollanditem a romanechitem. Příkladem jsou ložiska *Moanda* v Gabonu a *Nsuta* v Ghaně.

3.2.4 Akumulace manganových kongrecí

Manganové kongrece se tvoří recentně ve všech mořích a oceánech, bez ohledu na hloubku. Jejich bohaté akumulace však mohou vznikat jedině v oblastech, kde je velmi malá rychlost sedimentace terigenního materiálu, hloubka větší než kompenzační hloubka (tj. větší než 4000–5000 m) a kde je mírně zvlněný povrch dna omýván proudící mořskou vodou, která přináší Mn a další kovy z pevniny nebo z míst submarinní hydrotermální aktivity. Manganové kongrece se tvoří na povrchu dna. Mají obvykle hnědou až černou barvu, kulovitý až diskovitý tvar; jejich průměr je obvykle 3 až 6 cm (někdy až 1 m). Jsou složeny převážně z oxidů a oxo-hydroxidů Mn a Fe. Z ekonomického hlediska jsou však obsahy Mn a Fe v kongrecích druhořadé. Význam mají prvky sorbované na oxidy a oxo-hydroxidy Mn a Fe, mezi něž patří zejména Ni, Cu, Co a Zn.

3.3 Ložiska chromových rud

Ekonomicky nejvýznamnější minerály chromu; využití chromu

Prakticky jedinými průmyslovým zdrojem chromu je chromit FeCr_2O_4 a magneziochromit MgCr_2O_4 . Oba minerály patří mezi spinelidy (do podskupiny Cr-spinelidy) a v ložiskové geologii jsou oba tyto minerály označovány jako chromit (z pohledu mineraloga je to chybné, v praxi však užitečné).

Hlavní upotřebení chromu je v metalurgii – používá se na výrobu korozivzdorných ocelí (chromová a chrom-niklová ocel) a neželezných slitin. Chrom se používá k ochraně železa proti korozi (tzv. chromování). Sloučeniny chromu jsou využívány jako barviva. Chromit slouží i na výrobu žáruvzdorných materiálů a na přípravu slévárenských forem.

3.3.1 Ložiska protomagmatických Cr-rud

Protomagmatická ložiska chromitu tvoří horizonty hustě vtroušených až masivních rud ve stratifikovaných masivech (peridotity, gabra, pyroxenity, nority). Příkladem jsou obrovská ložiska v JAR (bushveldský masiv), Zimbabwe (masiv Ghartley a Selukwe) a USA (masiv Stillwater v Montaně).

3.3.2. Ložiska hystermagmatických Cr-rud

Hystermagmatická ložiska chromitu se vyskytují obvykle v peridotitech (serpentinizovaných), které jsou součástí ofiolitových komplexů. Rudní tělesa mají čočkovitý tvar (jde o tzv. podiformní chromitové rudy) nebo jde o žilná tělesa. Významná ložiska jsou v Turecku (v Anatólii – např. *Kopdag*), Rusku (na Urale), Bulharsku, Albánii, Řecku, na Filipínách, Nové Kaledonii a Kubě.

3.3.3. Rýžoviska Cr-rud

Rýžoviska chromitu vznikají lateritickým zvětráváním rudonosných hornin s protomagmatickým nebo hystermagmatickým chromitem. Jde o akumulace chromitu v eluviu nebo deluviu (např. v Zimbabwe, na Kubě, Filipínách a Nové Kaledonii), příp. o mořská příbřežní rýžoviska (např. při pobřeží Oregonu, Turecka a Albánie). Hospodářský význam rýžovisek chromitu je nepatrný.

3.4 Ložiska rud niklu

Ekonomicky nejvýznamnější minerály niklu; využití niklu

Průmyslovým zdrojem niklu na endogenních ložiskách jsou sulfidy a arzenidy jako např. pentlandit $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$, nikelin NiAs , rammelsbergit NiAs_2 , gersdorffit NiAsS ; na reziduálních ložiskách je nikl vázán na strukturně komplikované hydrosilikáty, jejichž příkladem je garnierit $(\text{Ni,Mg})_3[(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5]$ (termín garnierit se často používá k označení celé skupiny složením blízkých hydrosilikátů Ni).

Většina niklu se spotřebuje na výrobu korozivzdorných ocelí (tzv. nerez ocelí). Slitiny niklu s Cu, Zn, Fe a Mn se používají na výrobu mincí, приборů a chemických aparatur (v posledním případě jako tzv. Monelův kov obsahující 68 % Ni a 32% Cu). Nikl je využíván na výrobu akumulátorů a baterií (NiFe, NiCd, NiMH). Ze slitiny „Alnico“ (tj. slitiny hliníku, niklu a kobaltu) se vyrábějí permanentní magnety. Nikl slouží ke galvanickému pokovování železných předmětů. Nikl se uplatňuje jako katalyzátor při ztužování tuků.

Průmyslově významná ložiska Ni-rud patří k těmto typům: a) Ni-laterity, b) ložiska likvačních Ni-Cu rud, c) ložiska hydrotermálních sulfoarzenidových Ni-Co rud.

3.4.1 Ložiska Ni-lateritů

Niklonosné laterity vznikají lateritickým zvětráváním ultrabazických hornin. Nikl je v Ni-lateritech vázán na silikáty (garnierit, Ni-chlorit, Ni-antigorit, Fe-montmorillonit s obsahem Ni), které se koncentrují hlavně ve spodní části lateritického profilu. Velká ložiska Ni-lateritu jsou na Nové Kaledonii, Kubě a v Austrálii (v Queenslandu). U nás jsou drobné akumulace v okolí Křemže, Moravského Krumlova (*Polánka*) a na Znojemsku (*Bojanovice*) – obr. 3.4-2; niklem bohaté laterity byly těženy v polské části Českého masivu (*Szklary*).

3.4.2 Ložiska likvačních Ni-Cu rud

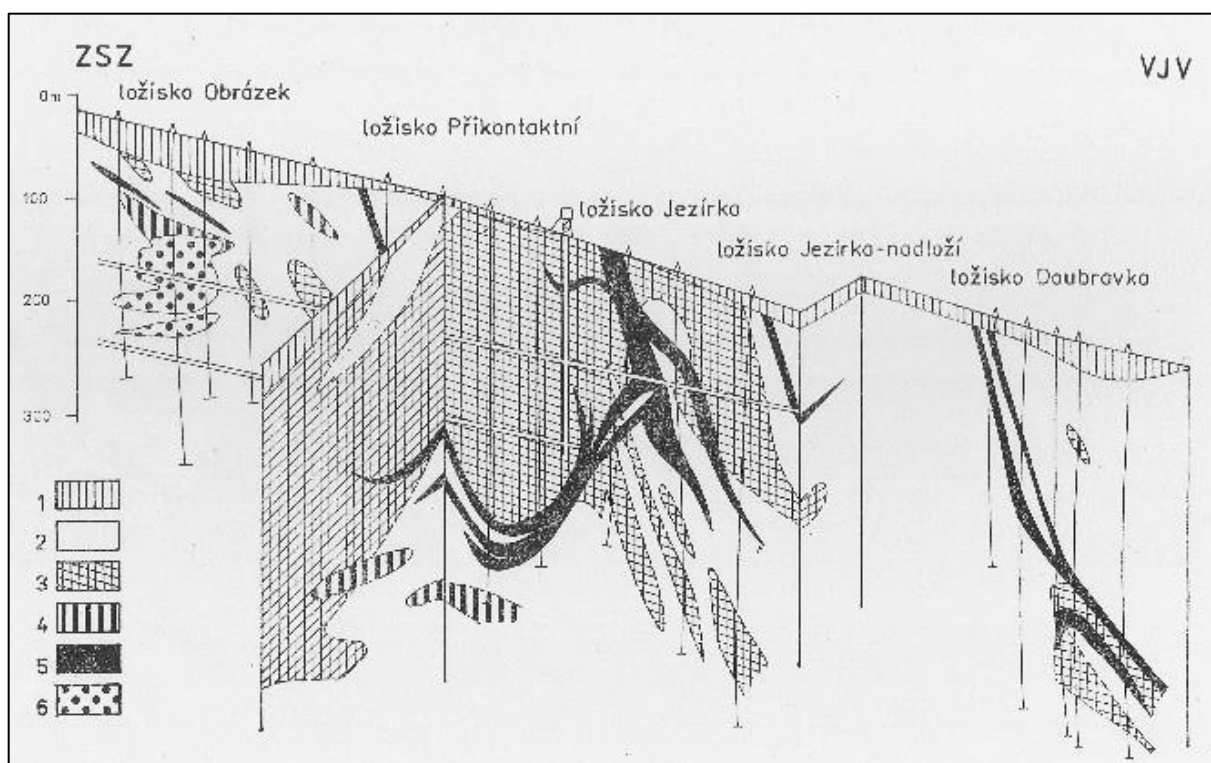
Likvační ložiska sulfidických rud Ni a Cu se vyskytují v bazických nebo ultrabazických horninách (gabra, nority, peridotity, často serpentinizované). Hlavními rudními minerály jsou pyrotin, pentlandit a chalkopyrit. Nejvýznamnější ložiska jsou v Kanadě (*Sudbury* v Ontariu), Rusku (*Norilsk* na Sibiři, *Pečenga* a *Mončegorsk* na Kolském poloostrově), JAR (v bushveldském masivu). Chudé likvační Ni-Cu zrudnění se vyskytuje v gabrech a peridotitech ranského masivu (*Staré Ransko*) a také v gabrech na Šluknovsku (*Rožany*) – obr. 3.4-2.

Staré Ransko (u Chotěboře) – ložisko Ni-Cu rud

Likvační Ni-Cu zrudnění ložiska *Staré Ransko* je vázáno na ranský masiv. Jde o petrograficky komplikované těleso vystupující na ploše cca 9 km², dosahující do hloubky minálně 4–5 km pod úroveň současného terénu. Masiv je tvořen serpentinizovanými dunity, gabroidními horninami (troktolity, olivinická gabra, pyroxenická gabra, amfibolická gabra) a také anortozity. Akumulace likvačních Ni-Cu rud jsou vázány na 1 km širokou rudní zónu, probíhající napříč celým ranským masivem v délce 3 km. Jednotlivá rudní tělesa jsou lokalizována poblíž kontaktu silně olivinických hornin (peridotity a troktolity) s baziky s nižším obsahem olivínu (hlavně olivinická a pyroxenická gabra) – viz obr. 3.4-1. Nejvyšší zrudnění je v zónách střídání troktolitů, pyroxenických gaber a olivinických gaber. Zrudnění je vtroušeninové, místy jsou přítomny i masívní („lité“) sulfidické rudy. Rudní minerály jsou zastoupeny hlavně pyrotinem, pentlanditem a chalkopyritem, jako akcesorie je přítomen hlavně pyrit, sfalerit, mackinawit, vallerit a ilmenit.

Historie využívání ložiska *Staré Ransko* začíná těžbou železných rud ze zvětralin (z gosanu) na výchozech hornin s likvačním zrudněním. První zmínky o zpracování zdejších železných rud jsou z roku 1393. Intenzivní dobývání probíhalo v 19. století, až do roku 1885. K pokusům o obnovení těžby železných rud došlo během 2. světové války. Geologicko-průzkumnými pracemi na přelomu 50. a 60. let 20. století bylo v ranském masivu objeveno několik těles likvačních Ni-Cu rud (resp. Ni-Cu-Co rud) a také hydrotermální sulfidické Zn-Cu zrudnění, spjaté s hydrotermální aktivitou kolem drobné intruze křemenného dioritu

(ložisko Obrázek – viz obr. 3.4-1). Likvační zrudnění jako zdroj Ni, Cu a případně také Co nebylo nikdy v ranském masivu těženo. Dobývání hydrotermálních Zn-Cu rud probíhalo intenzivně v 70. letech 20. století, v roce 1989 byl důl na Zn-Cu rudy definitivně uzavřen.



Obr. 3.4-1. Řezy ložiska ranského masivu (Bernard, Pouba et al. 1986).

Vysvětlivky: 1 – zvětraliny; 2 – pyroxenická a olivinická gabra; 3 – troktolity a peridotity; 4 – xenolity rohovců; 5 – likvační Ni-Cu rudy; 6 – hydrotermální Zn-Cu rudy (ložisko Obrázek).

Zdroj: Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.

Zdroj informací o ložisku Staré Ransko:

Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.

Holub, M., Jelínek, E., Komínek, E., Pluskal, O. jun. (1992): Genetic model of sulfide mineralization of the Ransko gabbro-peridotite massif (Bohemia, Czechoslovakia). – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 30: 7–42.

Holub, M., Pokorný, J. (1970): Alteration of gabbros and troctolites and genesis of sulfides in the Ransko basic massif. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 11: 99–111.

Mísař, Z. (1974): The Ransko gabbro-peridotite massif and its mineralization (Czechoslovakia). UK Praha.

Němec, D., Holub, M. (1980): Genesis of Zn-Cu deposits in the basic Ransko Massif (Eastern Bohemia). – Mineral. Deposita 11: 210–217.

Pauliš, P. (2003): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kutná Kutná Hora.

Pokorný, J. (1969): Sulphide ore deposits in the Ransko basic massif. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 10: 111–155.

sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.

Vavřín, I., Frýda, J., Jelínek, E. (1997): Výskyt Pd-Bi-Te mineralizace na ložisku měďnato-niklových rud Staré Ransko. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1996: 187–188.

3.4.3 Ložiska hydrotermálních sulfoarzenidových Ni-Co rud

Na některých žilných hydrotermálních ložiskách jsou ve větším množství přítomny arzenidy nebo sulfoarzenidy Co, Ni a Fe. Jde např. o ložiska tzv. pětiprvkové formace (U-Ag-Bi-Ni-Co), jejichž reprezentantem je *Jáchymov* nebo *Horní Slavkov* (viz stať 3.17.3) – obr. 3.4-2.



Obr. 3.4-2. Ložiska rud niklu na území České republiky.

3.5 Ložiska rud kobaltu

Ekonomicky nejvýznamnější minerály kobaltu; využití kobaltu

Hlavními ložiskotvornými minerály kobaltu jsou linnéit (resp. linnaeit) Co_3S_4 ($=\text{Co}^{2+}\text{Co}^{3+}_2\text{S}_4$), carrollit CuCo_2S_4 , kobaltin CoAsS , skutterudit $(\text{Co,Fe,Ni})\text{As}_{2-3}$, safflorit $(\text{Co,Fe})\text{As}_2$, Co-pentlandit $(\text{Fe,Ni,Co})_9\text{S}_8$ a asbolan, jenž je strukturně komplikovaným oxo-hydroxidem Co, Ni a Mn.

Kobalt je využíván na výrobu žárovevých slitin, rychlořezných ocelí a permanentních magnetů („Alnico“). Slouží jako pojivo tvrdokovů (na bázi karbidů wolframu) na výrobu řezných nástrojů. Modré pigmenty obsahující kobalt se používají v nátěrových hmotách; sloučeninami kobaltu se modře barví sklo (tzv. kobaltové sklo). Ve smalttech na porcelán se sloučeniny kobaltu používají jako „bělidlo“ k odstranění nažloutlého nádechu způsobovaného přítomností nečistot obsahujících železo. Sloučeniny kobaltu se využívají jako urychlovače oxidace v olejových lacích (zkracují dobu schnutí) a jako katalyzátory v mnoha organických reakcích (např. v tukovém průmyslu a petrochemii). Radionuklid ^{60}Co jako zdroj záření gama slouží v defektoskopii a také při léčbě rakoviny.

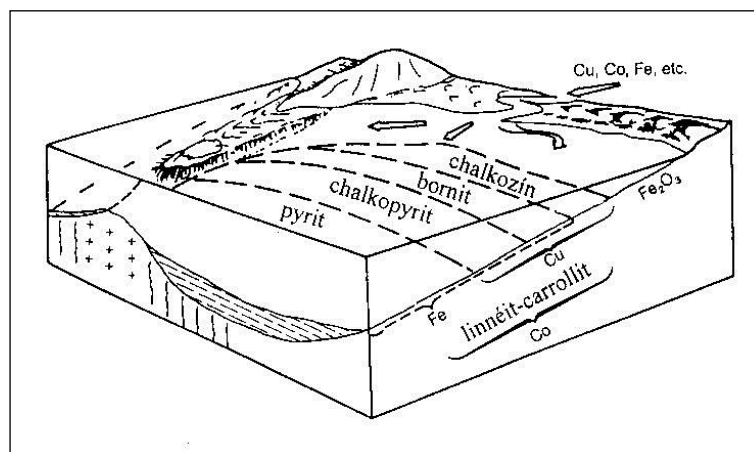
Ekonomicky významnými typy ložisek kobaltových rud jsou: a) ložiska stratiformních Cu-Co rud, b) ložiska likvačních Ni-Cu rud, c) ložiska hydrotermálních sulfoarzenidových Ni-Co rud, d) ložiska Ni-lateritů.

3.5.1 Ložiska stratiformních Cu-Co rud

Typickým reprezentantem této skupiny ložisek jsou obrovská stratiformní ložiska sulfidických Cu-Co rud v tzv. „středoafričském měďném pásu“ v Konžské demokratické republice a Zambii.

Ložiska Cu-Co rud středoafričského měďného pásu

Stratiformní ložiska sulfidických Cu-Co rud středoafričského měďného pásu jsou na území Konžské demokratické republiky a Zambie (na ploše 500 x 45–100 km). Zrudnění je tvořeno sulfidy mědi (chalkozín, bornit, chalkopyrit) a kobaltu (linnéit a carrollit) v proterozoických kvarcitech, kvarcitických břidlicích, metaarkózách a mramorech. Lokálně jsou v rudách zvýšené koncentrace uranu. Ložiska středoafričského měďného pásu jsou obvykle považována za chemogenně sedimentární (viz obr. 3.5-1), některé znaky mineralizace však ukazují spíše na hydrotermální původ.



Obr. 3.5-1. Schematické znázornění vzniku Cu-Co mineralizace ve „středoafričském měďném pásu“: Měď, kobalt a nikl jsou přinášeny do mořské pánve říční vodou. Zatímco měď se v podobě sulfidů sráží v blízkosti pobřeží, železo se ve formě sulfidů ukládá ve větší vzdálenosti od břehu. Srážení Co probíhá současně se sulfidy Cu i Fe. Konkrétní minerály uvedené v obrázku jsou produktem diagenetických a metamorfických procesů (Guilbert, Park 1986 – upraveno).

Zdroj: Guilbert, J.M., Park, Ch.F., Jr. (1986): The Geology of Ore Deposits. W.H. Freeman and Company New York.

Zdroj informací o ložiskách Cu-Co rud středoafrického měďného pásu:

- Brems, D., Muchez, Ph., Sikazwe, O., Mukumba, W. (2009): Metallogensis of the Nkana copper-cobalt South Orebody, Zambia. – *Journal of African Earth Sciences* 55: 185–196.
- Cailteux, J.L.H., Kampunzu, A.B., Lerouge, C. (2007): The Neoproterozoic Mwashya-Kansuki sedimentary rock succession in the central African Copperbelt, its Cu-Co mineralisation, and regional correlations. – *Gondwana Research* 11: 414–431.
- Cailteux, J.L.H., Kampunzu, A.B., Lerouge, C., Kaputo, A.K., Milesi, J.P. (2005): Genesis of sediment-hosted stratiform copper-cobalt deposits, central African Copperbelt. – *Journal of African Earth Sciences* 42: 134–158.
- El Desouky, H.A., Muchez, Ph., Cailteux, J.H.L. (2009): Two Cu-Co sulphide phases and contrasting fluid systems in the Katanga Copperbelt, Democratic Republic of Congo. – *Ore Geol. Rev.* 36: 315–332.
- Guilbert, J.M., Park, Ch.F., Jr. (1986): *The Geology of Ore Deposits*. W.H. Freeman and Company New York.
- McGowan, R.R., Roberts, S., Boyce, A.J. (2006): Origin of the Nchanga copper-cobalt deposits of the Zambian Copperbelt. – *Mineral. Deposita* 40: 617–638.
- McGowan, R.R., Roberts, S., Foster, R.P., Boyce, A.J., Coller, D. (2003): Origin of the copper-cobalt deposits of the Zambian Copperbelt: an epigenetic view from Nchanga. – *Geology* 31: 497–500.
- Sweeney, M.A., Binda, P.L. (1994): Some constraints on the formation of the Zambian Copperbelt deposits. – *Journal of African Earth Sciences* 19: 303–313.
- Sweeney, M.A., Binda, P.L., Vaughan, D.J. (1991): Genesis of the ores of the Zambian Copperbelt. – *Ore Geol. Rev.* 6: 51–76.
- Sweeney, M.A., Turner, P., Vaughan, D.J. (1986). Stable isotope and geochemical studies of the role of early diagenesis in ore formation, Konkola Basin, Zambian Copperbelt. – *Economic Geology* 81: 1838–1852.
- Van Wilderode, J., Debruyne, D., Torremans, K., Elburg, M.A., Vanhaecke, F., Muchez, Ph. (2015): Metal sources for the Nkana and Konkola stratiform Cu-Co deposits (Zambian Copperbelt): Insights from Sr and Nd isotope ratios. – *Ore Geol. Rev.* 67: 127–138.

3.5.2 Ložiska likvačnických Ni-Cu rud

Likvačnické Ni-Cu rudy (viz stať 3.4.2) běžně obsahují příměs kobaltu, jenž je vázán na sulfidy (hlavně pentlandit).

3.5.3 Ložiska hydrotermálních sulfoarzenidových Ni-Co rud

Akumulace rud tohoto typu jsou charakterizovány ve stati 3.4.3.

3.5.4. Ložiska Ni-lateritů

Niklonosné laterity (viz stať 3.4.1) mohou lokálně obsahovat zvýšené koncentrace kobaltu, většinou sorpčně vázaného na oxo-hydroxidy Mn.

3.6 Ložiska měděných rud

Ekonomicky nejvýznamnější minerály mědi; využití mědi

Hlavními ložiskotvornými minerály mědi jsou chalkopyrit CuFeS_2 , tetraedrit-tennantit $\text{Cu}_{12}(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$, chalkozín Cu_2S , bornit Cu_5FeS_4 , covellin CuS a enargit Cu_3AsS_4 . Lokální význam má ryzí měď, malachit $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$, azurit $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$, atakamit $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$, kuprit Cu_2O a tenorit CuO .

Měď se používá k výrobě elektrických vodičů (elektroinstalační materiál, vinutí cívek elektromotorů a transformátorů), trubek a plechů (např. na střešní krytinu, okapy). Měď je sloučastí řady významných slitin: bronzí (slitina mědi a cínu), mosazi (slitina mědi a zinku) a také např. mincovních slitin.

Hlavní typy ložisek Cu-rud: a) ložiska porfyrových Cu-rud, b) mědinosné pískovce a jílovce, c) vulkanosedimentární ložiska, d) likvační ložiska, e) subvulkanická ložiska, f) plutonická ložiska.

3.6.1 Ložiska porfyrových Cu-rud

Porfyrové Cu-rudy se vyskytují v kořenových částech vulkanických komplexů (typu ostrovních oblouků), kde jsou spjaty s intermediárními až kyselými intruzivními porfyrového typu (např. granodioritový nebo granitový porfyr), silně postiženými hydrotermálně metasomatickými procesy (K-metasomatóza a sericitizace). Jde o hydrotermální ložiska žilníkovitě-impregnačního typu, která se vyznačují relativně nízkou kovnatostí a často obrovskými zásobami rud. Rudní minerály jsou zastoupeny pyritem, chalkopyritem, bornitem, pyrhotinem, molybdenitem a magnetitem. Kromě Cu jsou zdrojem Mo a někdy také Au, Ag, Se, Te, Bi a Re. Největšími ložisky porfyrových Cu-rud jsou *Chuquibambilla* (asi 22 mil. tun Cu v rudách s průměrnou kovnatostí 1,2 % Cu a 0,03 % Mo), *El Teniente*, *La Escondida a Rio Blanco-Los Bronces* v Chile. Obrovská ložiska jsou na jihozápadě USA (např. *Bingham* v Utahu s odhadem zásob 21 mil. tun Cu a 820 tis. tun Mo, *Butte* v Montaně, *San Manuel* v Arizoně), v kanadské části Kordiller, v Mexiku (ve státě Sonora), Kazachstánu (*Kounrad*), Arménii, Uzbekistánu, Íránu a Mongolsku (*Erdenet-Obo*).

3.6.2 Ložiska mědinosných pískovců a jílovců

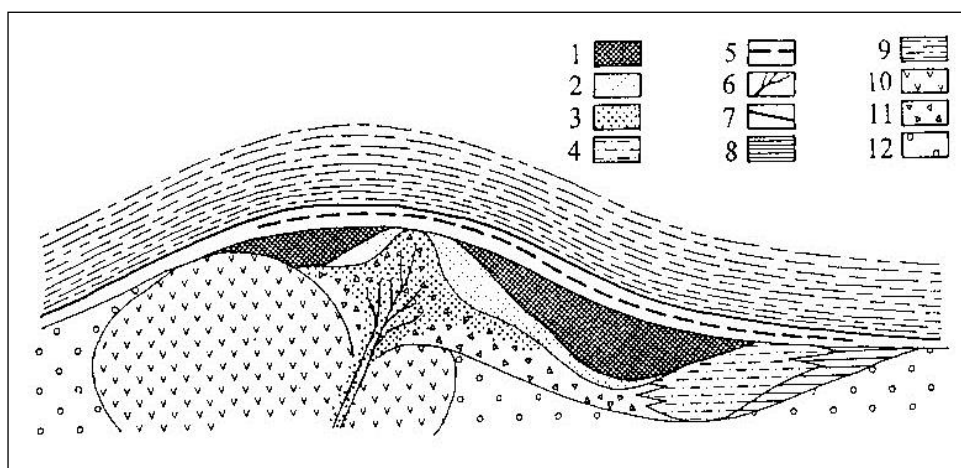
Ložiska mědinosných pískovců a jílovců vznikají v mělkovodních mořských pánvích (nejčastěji na šelfu, např. v deltových sedimentech), některé akumulace jsou však vázány na limnické nebo aluviální sedimenty. Rudonosná souvrství jsou tvořena pískovci, karbonátickými pískovci (až vápenci), prachovci, jílovci, slínovci nebo jílovými břidlicemi s často vysokým podílem bituminózní hmoty (nebo horninami, které jsou produktem jejich metamorfózy). Na řadě akumulací jsou přítomny evapority a pestrá souvrství typu „red beds“, ukazující na aridní klima. Zdrojem zrudnění mohly být zvětralinové z okolního kontinentu nebo hydrotermální roztoky vyvěrající na dně sedimentačních pánví, v některých případech jde spíše o teletermální mineralizaci (zrudnění tedy může být syngenetické nebo epigenetické). Ložisková tělesa mají charakter vrstev nebo plochých čoček. Rudní minerály, které tvoří vtroušeniny nebo drobné žilky, jsou reprezentovány chalkozínem, chalkopyritem, bornitem, pyritem a také minerály Pb, Zn, Ag, Co, Ni, As, V, U, Re, Mo a dalších kovů. Příkladem mědinosných pískovců jsou unikátní ložiska v tzv. „středoafričském měďném pásu“ v Shabě a Zambii (viz stát 3.5.1), která jsou kromě Cu také zdrojem Co, U, Mo, příp. dalších kovů. Do skupiny mědinosných jílovců patří tzv. „měďnaté břidlice“ mansfeldského typu, které jsou permského stáří (zechstein). „Měďnaté břidlice“ mansfeldského typu kromě Cu-minerálů (bornit, chalkopyrit, covellin, chalkozín) obsahují také minerály Pb, Zn a Ag – nejvýznamnějším ložiskem byl *Mansfeld* v Německu. Zechsteinské mědinosné břidlice jsou i na polském území (ložiska *Lubichów* a *Konrad*). U nás jsou akumulace tohoto typu s Cu-mineralizací (s obsahy V a Ag) vázány na bituminózní jílovce a prachovce v podkrkonošské pánvi (*Horní Kalná, Rudník*) a v dolnoslezské pánvi (*Jívka – Horní Verněřovice*) – obr. 3.6-2.

3.6.3 Vulkanosedimentární ložiska rud Cu, Cu-Zn a Cu-Pb-Zn

Většina rudních akumulací tohoto typu byla postižena regionální metamorfózou, která ovlivnila morfologii rudních těles a stavbu rud. S tím souvisí i problémy s rozpoznáním předmetamorfnní povahy rudní mineralizace, která v prostoru některých ložisek byla zjevně hydrotermálně sedimentární, v jiných případech jde však o subvulkanickou mineralizaci (často je v prostoru ložisek společně přítomna mineralizace obou genetických typů). Rudní tělesa mají zpravidla charakter stratifomních poloh nebo různě deformovaných čoček. Rudy jsou vtroušeninové, často mají páskovanou texturu (primární nebo metamorfnního původu); bohaté rudní partie jsou masivní (tj. obsahující více než 60 obj.% sulfidů). Nejhojnějším rudním minerálem v prostoru ložiska je obvykle pyrit, hlavním užitkovým nerostem je chalkopyrit; ve variabilním množství je přítomen sfalerit, galenit, někdy i pyrhotin, tetraedrit-tennantit nebo ryzí zlato. Minerály hlušiny jsou reprezentovány křemenem, karbonáty (kalcit, dolomit, ankerit), příp. barytem.

Vulkanosedimentární ložiska, jejichž hlavní užitkovou složkou je chalkopyrit, se dělí na tři typy: ložiska kyperského typu (nebo také typu masivu Troodos), ložiska typu Besshi a ložiska typu kuroko. **Ložiska kyperského typu** jsou spjata s bazickými vulkanity (často charakteru polštářových láv) – jde o akumulace Cu-rud, často označovaných jako „Cu-pyrity“, čímž jsou míněny masivní sulfidické rudy tvořené pyritem a chalkopyritem. **Ložiska typu Besshi** se vyskytují většinou v asociaci s bazickými vulkanity, některá jsou však spjata s kyselými a intermediárními vulkanity – jde o ložiska rud Cu nebo Cu-Zn. **Ložiska typu kuroko** jsou prostorově spjata s produkty kyselého vulkanismu – jde o ložiska komplexních rud Cu-Pb-Zn (obr. 3.6-1). Rudy ložisek typu Besshi a kuroko mají často ekonomicky významné obsahy Ag a Au.

Příkladem obrovských vulkanosedimentárních ložisek mědi je *Rio Tinto* ve Španělsku (se zásobami 2 mil. tun Cu v převážně monometalických rudách s obsahy 0,7 až 2,5 % Cu), *Outokumpu* ve Finsku (Cu-rudy), *Flin Flon* v Kanadě (Cu-Zn rudy), *Besshi* v Japonsku (Cu, resp. Cu-Zn rudy) a *Mount Isa* v australském Queenslandu (Cu-Zn-Pb rudy). Monometalické Cu-rudy hydrotermálně sedimentárního původu jsou na ložisku *Tisová* (u Kraslic). Vulkanosedimentární ložiska monometalických Cu-rud jsou součástí zlatohorského revíru (jde o ložiska *Zlaté Hory - Hornické skály* a *Zlaté Hory - jih* – viz stať 3.7.2) – obr. 3.6-2.



Obr. 3.6-1. Schematický řez ložiskem kyzových rud typu kuroko (Vaněček et al. 1995 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – ruda tvořená sfaleritem, galenitem a barytem s proměnlivým množstvím chalkopyritu, tetraedritu a pyritu; 2 – masivní ruda s převahou pyritu a chalkopyritu nad galenitem a sfaleritem; 3 – křemitá ruda s vtroušeným pyritem a chalkopyritem; 4 – sádrovec a anhydrit; 5 – poloha barytu; 6 – sulfidické žíly; 7 – železité rohovce (jaspility); 8 – jíl; 9 – nadložní sedimenty a kyselý tufy; 10 – ryolity; 11 – vulkanická brekcie; 12 – pyroklastika.

Zdroj: Vaněček, M. (ed.) (1995): *Nerostné suroviny světa*. Academia Praha.

Tisová (u Kraslic) – ložisko Cu-rud

Ložisko *Tisová* (u Kraslic v západních Čechách) je součástí kraslicko-klíngentalského revíru. Jde o stratiformní ložisko monometalických Cu-rud ve staropaleozoickém vulkanosedimentárním komplexu, pravděpodobně ordovického stáří. Horniny tohoto komplexu jsou metamorfovány ve facii zelených břidlic – jde o různé typy fylitů, metabazika a kvarcity. Rudní tělesa jsou vrstevního nebo ploše čočkovitého tvaru, probíhají souhlasně s metamorfní břidličnatostí hostitelského horninového prostředí. Zrudnění je tvořeno vtroušeninami pyrotinu a chalkopyritu, méně hojný je pyrit. Místy jsou přítomny i masivní („lité“) rudy, tvořené stejnou asociací sulfidických minerálů.

Počátky dolování měděných rud v tisoveckém revíru spadají do konce 12. století. Intenzivní hornická činnost zde probíhala v letech 1900–1907. Naposledy byly doly otevřeny až v roce 1950.

Zdroj informací o ložisku Tisová:

Beran, P. (1997): Mineralogie ložiska Cu (Ag, Au, Co) rud Tisová u Kraslic. – Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. 4–5: 65–77.

Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.

Chrt, J., Neumann, J., Hoffman, V., Trdlička, Z. (1972): Měděnokyzové ložisko Tisová u Kraslic. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 15: 7–52.

sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.

3.6.4 Ložiska likvačních Ni-Cu rud

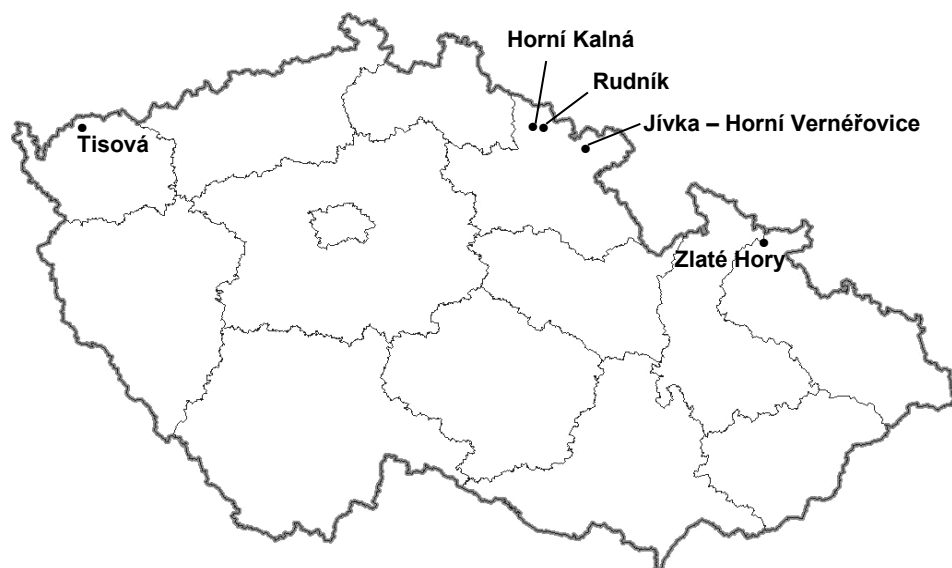
Akumulace rud tohoto typu jsou charakterizovány ve stati 3.4.2.

3.6.5 Subvulkanická ložiska rud Cu a Cu-Pb-Zn

Příkladem subvulkanických ložisek Cu-rud jsou ložiska chalkopyrit-enargit-chalkozínové formace v andezitech, v nichž hydrotermální mineralizace tvoří žíly nebo žilníky (např. ložisko *Bor* v Srbsku). K subvulkanickým akumulacím patří i ložiska ryzí mědi u Hořejšího jezera (ve státě Michigan), kde ryzí měď tvoří výplň mandlí v bazaltoidech a impregnace v nadložních konglomerátech. Subvulkanická ložiska Cu-Pb-Zn rud jsou stručně charakterizována ve stati 3.7.4.

3.6.6 Plutonická ložiska Cu-rud

Plutonická ložiska Cu-rud mají povahu žil nebo žilníků. Nositelům mědi je chalkopyrit, tetraedrit-tennantit nebo enargit. Hlušinové minerály jsou reprezentovány křemenem, karbonáty (kalcit, dolomit, ankerit, siderit), někdy barytem. Bohatá Cu-mineralizace tohoto typu je v prostoru ložiska porfyrových rud *Butte* ve státě Montana.



Obr. 3.6-2. Ložiska měděných rud na území České republiky.

3.7 Ložiska rud olova a zinku

Ekonomicky nejvýznamnější minerály olova a zinku; využití olova a zinku

Hlavním ložiskotvorným minerálem olova je galenit PbS ; lokálně může být významný cerusit $PbCO_3$, anglesit $PbSO_4$, pyromorfit $Pb_5(PO_4)_3Cl$, bournonit $PbCuSbS_3$ nebo boulangerit $Pb_3Sb_4S_{11}$.

Hlavním minerálem zinku je sfalerit ZnS a také wurtzit ZnS . Lokálně může mít průmyslový význam např. smithsonit $ZnCO_3$, hemimorfit $Zn_4[(OH)_2Si_2O_7] \cdot H_2O$ a hydrozinkit $Zn_5(CO_3)_2(OH)_6$.

Olovo slouží hlavně na výrobu akumulátorů. Používá se na ochranu kabelů. Olověné cihly, pláty a plechy jsou využívány ke stínění rentgenového a radioaktivního záření. Slitiny olova se používají jako ložiskové kovy, pájky a také na výrobu stěeliva. Sloučeniny olova slouží jako barevné pigmenty, stabilizátory PVC a používají se na výrobu olovnatého skla.

Většina spotřeby zinku souvisí s pokovováním železných plechů, drátů a lan. Zinek je důležitou složkou mnoha slitin (např. mosaz), používá se při výrobě suchých článků. Sloučeniny zinku jsou využívány například jako barevné pigmenty nebo součást prostředků k impregnaci dřeva.

Hlavní typy ložisek Pb-Zn rud: a) stratidependentní teletermální ložiska, b) vulkanosedimentární ložiska, c) plutonická hydrotermální ložiska, d) subvulkanická ložiska.

3.7.1 Stratidependentní teletermální ložiska Pb-Zn rud

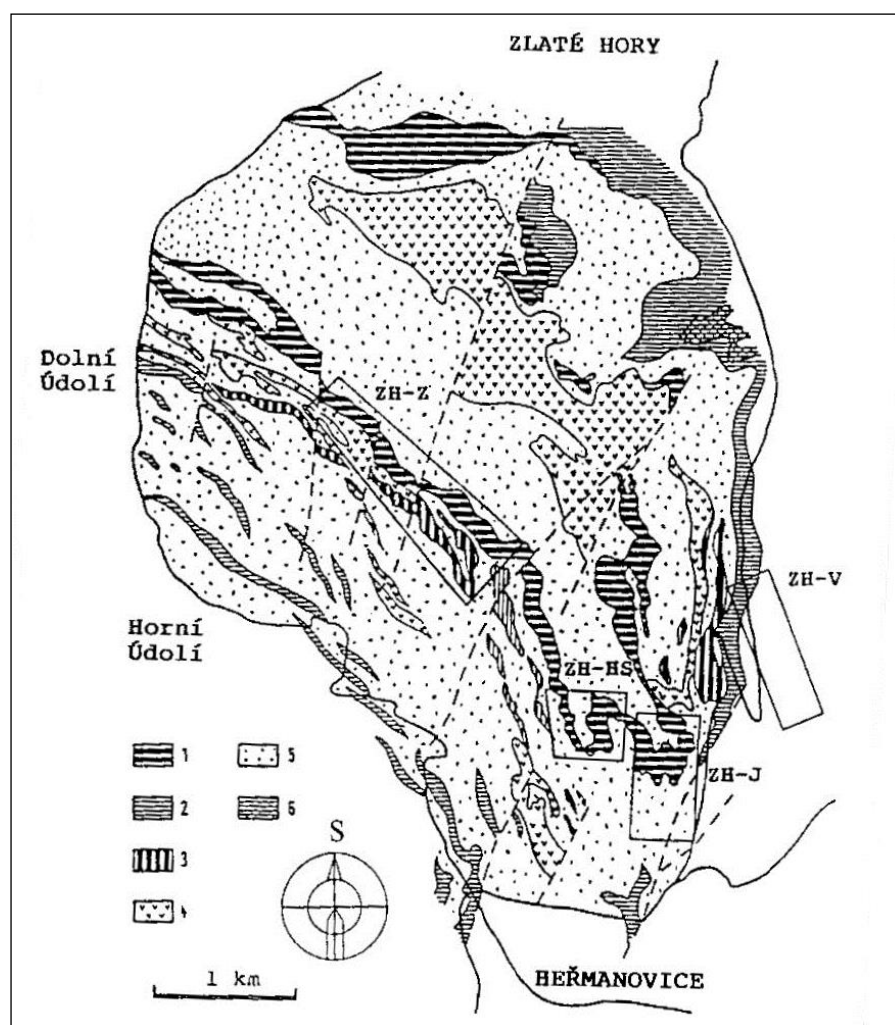
Stratidependentní teletermální ložiska Pb-Zn rud bývají přítomna ve vápencích (jde o ložiska typu Mississippi Valley). Hydrotermální mineralizace těchto ložisek je tvořena sfaleritem, galenitem, pyritem a markazitem, na některých akumulacích je hojný i chalkopyrit. Rudy mají často ekonomicky významné obsahy stříbra. Minerály hlušiny jsou reprezentovány hlavně křemenem a kalcitem, lokálně barytem. Rudní tělesa jsou zpravidla stratiformní, na některých ložiskách je sulfidické zrudnění přítomno ve výplni krasových dutin nebo na tektonických poruchách. Vápence v prostoru rudních akumulací bývají postiženy dolomitizací, příp. prokřemeněním. V přípovrchových partiích ložisek mohou při supergenních pochodech vznikat bohaté rudy Pb, tvořené cerusitem a anglesitem. Zinek pocházející z oxidační zóny se může v okolních vápencích koncentrovat v podobě smithsonitu nebo hemimorfitu. Stratidependentní teletermální ložiska Pb-Zn rud jsou v Polsku (*Bytom* a *Olkusz* v Horním Slezsku), Rakousku (*Bleiberg*), Irsku (*Silvermines*), USA (oblast *Tri State* na území států Missouri, Oklahoma a Kansas) a v Kanadě (*Pine Point*).

3.7.2 Vulkanosedimentární ložiska Pb-Zn a Cu-Pb-Zn rud

Charakter rudních těles a textur rud je obdobný jako u vulkanosedimentárních ložisek rud Cu, Cu-Zn a Cu-Pb-Zn (viz stať 3.6.3). Nejhojnějším rudním minerálem v prostoru ložiska je obvykle pyrit, hlavními užitkovými nerosty jsou sfalerit, galenit, někdy i chalkopyrit, tetraedrit-tennantit nebo ryzí zlato. Minerály hlušiny jsou reprezentovány křemenem, karbonáty (kalcit, dolomit, ankerit) a barytem. Kromě Pb a Zn jsou tato ložiska často také zdrojem Cu, Ag, Au, příp. dalších kovů. Kovnatost masivních Pb-Zn rud dosahuje až 25 % Pb+Zn (zinek obvykle převažuje nad olovem), masivní komplexní rudy Cu-Pb-Zn obsahují zpravidla do 4 % Cu. V případě chudých vtroušeninových rud jsou obsahy uvedených kovů výrazně nižší. Příkladem obrovských ložisek je *Broken Hill* (Nový Jižní Wales, Austrálie – rudy Pb-Zn), *Mount Isa* (Queensland – rudy Cu-Pb-Zn), *Sullivan* (Britská Kolumbie – rudy Cu-Pb-Zn), *Noranda* (Quebec – rudy Cu-Pb-Zn), *Flin Flon* (Manitoba – rudy Cu-Zn), *Rammelsberg* (Německo – rudy Cu-Pb-Zn) a *Meggen* (Německo – rudy Pb-Zn a také baryt v průmyslově významných akumulacích). Příkladem z území ČR je *zlatohorský revír* a další rudní akumulace v sv. části Českého masivu (*Horní Benešov* u Bruntálu, *Horní Město* a *Oskava* u Rýmařova a stratiformní mineralizace na ložisku *Nová Ves* u Rýmařova – viz stať 3.7.3) – obr. 3.7-5.

Zlatohorský revír – ložiska rud Cu, Pb, Zn, Ag a Au

Zlatohorský revír leží mezi Zlatými Horami, Heřmanovicemi, Horním Údolím a Dolním Údolím. Geologicky patří k severní části vrbenské skupiny, která má v prostoru zlatohorského revíru anomální stavbu a stratigrafii. Nad tzv. drakovskými kvarcicity je zde mohutný vulkanosedimentární komplex, jenž obsahuje produkty kyselého a bazického vulkanismu. Významným horizontem vulkanosedimentárního komplexu jsou kvarcicity Příčné hory (kromě kvarcicitů sedimentárního původu jsou v tomto horizontu přítomny také metamorfované kyselé vulkanity a jejich tufy). V nadloží kvarcicitů Příčné hory jsou grafitické fylity; nejvyšší část vrstevního sledu vrbenské skupiny tvoří heřmanovické vápence (mramory). Na obr. 3.7-1 je silně zjednodušená geologická mapa zlatohorského revíru s vyznačenými hlavními ložisky: Zlaté Hory - západ (ZH-Z), Zlaté Hory - Hornické skály (ZH-HS), Zlaté Hory - jih (ZH-J) a Zlaté Hory - východ (ZH-V). Všechna známá ložiska sulfidických rud a také primární ložiska zlata se nachází v horizontu kvarcicitů Příčné hory nebo v jeho blízkém nadloží nebo podloží. Zrudnění je tvořeno vtroušenými, ojediněle i masivními rudami s převládajícím pyritem a v proměnlivém množství přítomným chalkopyritem, sfaleritem, galenitem a pyrhotinem; na ložisku ZH-západ je přítomno ryzí zlato, příp. elektrum.



Obr. 3.7-1. Generalizovaná geologická mapa zlatohorského revíru s vyznačením hlavních ložisek (Kalenda, Grygar 1993 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – kvarcicity Příčné hory; 2 – metamorfované pelitické sedimenty (hlavně grafitické fylity); 3 – metamorfované kyselé vulkanity a jejich tufy; 4 – metamorfované bazické vulkanity a jejich tufy; 5 – metamorfované aleuritické a psamitické sedimenty (fylity, lokálně kvarciticité); 6 – mramory.

Zdroj: Kalenda, F., Grygar, R. (1993): *Genetic aspects of the stratigraphic and structural control of the mineralization of the Zlaté Hory ore district, northern Moravia, Czechoslovakia*. In: *Proceedings Eight IAGOD Symposium, Ottawa, Canada, August 12–18, 1990*, 513–522.

Zlato se na Zlatohorsku těžilo rýžováním již v 10. a 11. století (druhotné akumulace zlata jsou zde ve fluviálních, proluviálních a zejména glacifluviálních sedimentech). Intenzivní těžba primárních ložisek zlata (v prostoru ložiska ZH-západ) začala ve 12. století a udržela se až do 16. století (společně s těžbou z rýžovisek). Během 17. až 19. století bylo zlato ve zlatohorském revíru těženo jen v malém rozsahu, příležitostně se zde dobývaly Fe-rudy (magnetitové rudy lahndillského typu) a sulfidické rudy Cu a Pb. V roce 1965 byl otevřen důl na měděné rudy na ložisku ZH-jih, později byly těženy Cu-rudy na ložisku ZH-Hornické skály, Pb-Zn rudy s obsahem Ag na ložisku ZH-východ a nakonec i Au-rudy, společně s rudami Zn na ložisku ZH-západ. Těžba rud na ložiskách zlatohorského revíru byla ukončena v r. 1993.

Zdroj informací o ložiskách zlatohorského revíru:

- Čabla, V., Hettler, J., Tomšík, J. (1979): Ložiska zlatohorského rudního revíru z pohledu teorie tzv. globální tektoniky. – Sbor. GPO 20: 5–69.
- Fojt, B., Hladíková, J., Kalenda, F. (2001): Zlaté Hory ve Slezsku – největší rudní revír v Jeseníkách. Část 2.: C. Geologie D. Mineralogie E. Geochemie stabilních izotopů. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol. 86: 3–58.
- Fojt, B., Večeřa, J. (2000): Zlaté Hory ve Slezsku – největší rudní revír v Jeseníkách. Část 1.: A. Historie těžby B. Přehled literárních poznatků. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol. 85: 3–45.
- Grygárek, J. (2011): Stručná historie těžby rud ve Zlatohorském revíru. – U-R-GP 18(1): 18–21.
- Grygárek, J., Kotris, J., Pánek, P., Rambousek, P. (2004): Poznátky z novodobé hornické činnosti ve zlatohorském rudním revíru. – U-R-GP 11 (11): 3–9.
- Grygárek, J., Kouřil, T. (1997): Výsledky novodobé těžby rud s obsahem zlata na ložisku Zlaté Hory-západ. – U-R-GP 4 (8): 263–269.
- Hrbáč, M. (1985): Strukturně geologická a ložisková charakteristika Hornických skal u Zlatých Hor. – Sborník GPO 30: 113–136.
- Juhas, J., Panovský, K., Tomšík, J. (1986): Ložisko Cu, Pb, Zn (+Au, Ag) rud Zlaté Hory-západ. – Sbor. GPO 31: 17–69.
- Kotris, J. (1998): 17. 12. 1993 – poslední hunt zlatohorské rudy ve 20. století. – Minerál 6 (3): 186–187.
- Novák, J. (1988): Vývoj dobývání zlata na Zlatohorsku. – Sborník prací UNIGEO 34: 89–106.
- Novotný, P., Zimák, J. (2003): Zlaté Hory. Historie a současnost ložiska zlata evropského významu. Memoria Olomouc.
- Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. Kuttna Kutná Hora.
- sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.
- Večeřa, J. (1991): Toponomie dolů ve Zlatých Horách. In: Sborník referátů ze semináře „Historie dolování ve Slezsku a na severní Moravě“, 9–55. Zlaté Hory.
- Večeřa, J. (1994): Zlatohorský rudní revír. Průvodce hornickou naučnou stezkou. Montanisticko-geologická nadace Zlaté Hory.
- Zachař, Z. (1991): Současný stav hornických děl ve Zlatých Horách. In: Sborník referátů ze semináře „Historie dolování ve Slezsku a na severní Moravě“, 56–67. Zlaté Hory.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.

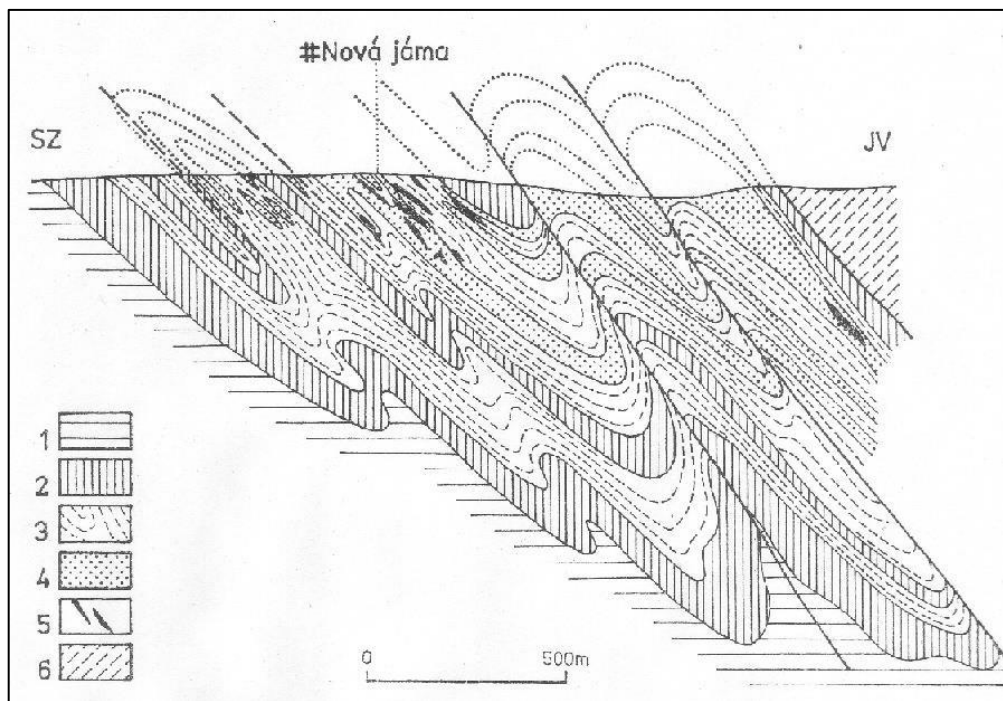
Horní Město (u Rýmařova) – ložisko rud Pb, Zn a Ag

Sulfidická mineralizace ložiska *Horní Město* (u Rýmařova) je přítomna v devonském vulkanosedimentárním komplexu vrbenské skupiny, v prostoru ložiskové zóny o délce cca 7 km často označovaném jako „hornoměstský vulkanický komplex“. Jeho horninovým prostředím jsou produkty bimodálního vulkanismu s výraznou intermediárních a kyselých členů – jde o trachyty, méně ryolitů a doprovodných pyroklastik (tyto horniny jsou často označovány společným názvem „keratofyry“ nebo „keratofyrové horniny“. Produkty bazického vulkanismu, zastoupené paleobazalty (diabasy) a bazickými tufy, vystupují vně rudních zón se sulfidickým zrudněním. Celý tento horninový komplex je metamorfován ve facii zelených břidlic. Na východě hornoměstská ložisková zóna hraničí s andělskohorským souvrstvím, tvořeným zde dominantně drobnými, prachovci a prachovými břidlicemi (obr. 3.7-2).

Sulfidické akumulace tvoří dlouze prozažená čočkovitá tělesa v keratofyrových horninách. Sulfidy tvoří nepravidelně rozptýlené vtroušeniny, někdy šmouhy nebo i výrazné pásy, bohaté masivní („lité“) rudy nebo jsou přítomny na drobných postmetamorfních žilkách. Dominantním sulfidem je pyrit, méně hojný je sfalerit

a galenit, akcesorickou komponentou je chalkopyrit, tetraedrit-tennantit a arzenopyrit. Na postmetamorfních žilkách jsou přítomny také Ag-minerály: proustit, pyrargyrit, stefanit, Sb-pearceit a ryzí stříbro.

Počátek těžby stříbronosného galenitu lze klást do 12. století, nejstarší listinný doklad o dolování je z let 1346–1360. Intenzivní hornická činnost zde probíhala v 15. a 16. století. Poslední období těžby Pb-Zn-Ag rud na ložisku Horní Město bylo v letech 1966–1970. V bazických vulkanitech v prostoru hornoměstského revíru jsou akumulace železných rud typu Lahn-Dill, těžené zde naposledy v 19. století.



Obr. 3.7-2. Geologický řez ložiskem Pb-Zn-Ag rud Horní Město (Bernard, Pouba, et al. 1986 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – grafitické fylity; 2 – chloriticko-sericitické břidlice (fylity); 3 – metamorfované keratofyrové tufy; 4 – keratofyry; 5 – tělesa sulfidických rud; 6 – andělskohorské souvrství.

Zdroj: Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.

Zdroj informací o ložisku Horní Město:

Čermák, F., Karel, J., Marek, M. (2015): O geologii a dolování na Rýmařovsku. Rýmařovsko o.p.s.

Daňko, J., Pavlík, I., Rejl, L., Valenta, J. (1984): Detailní geofyzikální prognózování v širším okolí Horního Města v Jeseníkách. – Geol. Průzk. 26 (5): 136–140.

Fojt, B., Večeřa, J., Voda, O., Zimák, J. (2012): Stříbro stratiformních sulfidických ložisek moravskoslezských Jeseníků. – Stříbrná Jihlava 2010 – Acta rerum naturalium 12: 1–4.

Fojt, B. (1962): Petrografická charakteristika oblasti hornoměstských ložisek kyzů a rud barevných kovů. – Práce Brněnské zákl. ČSAV 34(9): 385–443.

Fojt, B. (1966): Mineralogická charakteristika ložisek kyzů a rud barevných kovů v okolí Horního Města u Rýmařova (severní Morava). – Folia PŕF UJEP, 7, geol. 11, 6: 1–61.

Fojt, B., Dolníček, Z., Hoffman, V., Škoda, R., Trdlička, Z., Zeman, J. (2007): Paragenetická charakteristika ložisek Zn-Pb rud v širším okolí Horního Města u Rýmařova. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol. 92: 3–57.

Fojt, B., Hladíková, J., Losos, Z., Šrein, V. (1993): Paragenetická studie Ag-mineralizace ložiska Horní Město u Rýmařova. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol. 77(1/2): 3–27.

Havelka, J. (1972): Textury a struktury rud hornoměstského stratiformního ložiska kyzové formace. – Sbor. věd. Prací VŠB v Ostravě, Ř. horn.-geol. 18: 1–34.

Losos, Z., Fojt, B., Šrein, V. (1992): Asociace minerálů stříbra z mladších žilek ložiska Horní Město u Rýmařova. Sbor. Symp. Stříbrné minerální asociace v Československu, 103–108. Dům techniky Ústí nad Labem.

- Patočka, F., Valenta, J. (1990): Geochemie metatrachytů a metaryolitů jižní části devonu vrbenské skupiny v oblasti Horního Města: tektonické prostředí vzniku protolitu metavulkanitů. – Čas. Mineral. Geol. 35(1): 41–64.
- sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.
- Tomšík, J., Urbánek, J., Valenta, J. (1985): Hornoměstský rudní revír, současný stav a perspektivy. – Geol. Průzk. 27 (11): 305–308.

Oskava (u Rýmařova) – ložisko rud Pb, Zn a Ag

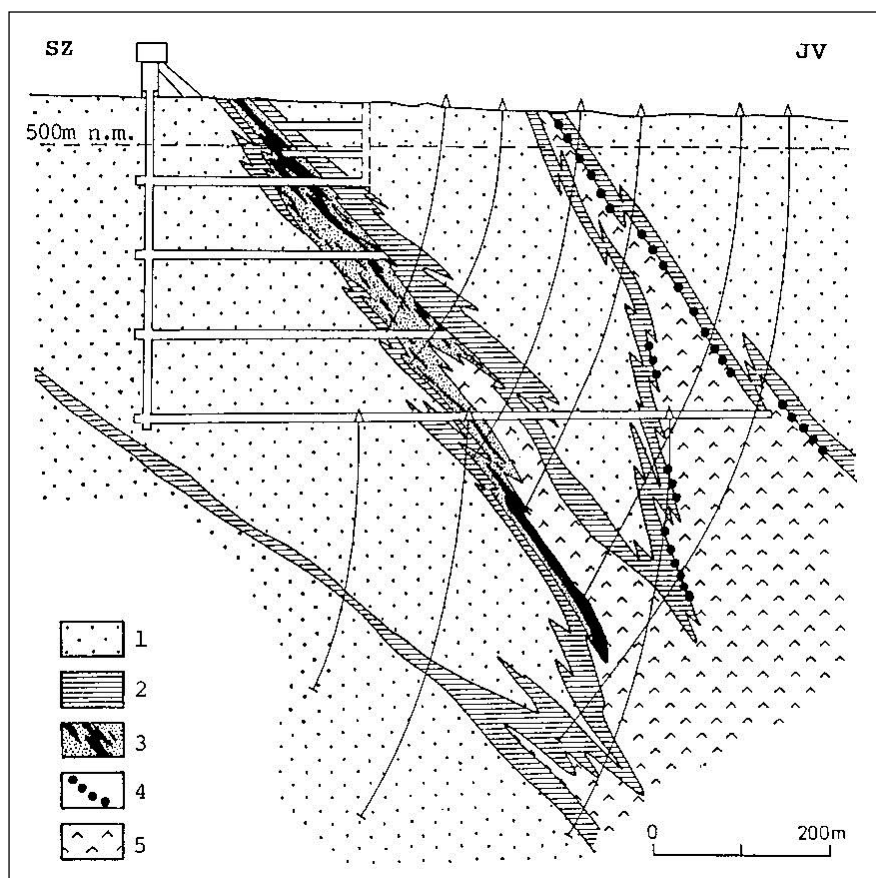
Sulfidické zrudnění na ložisku *Oskava* je obdobou sulfidické mineralizace hornoměstského revíru a má i velmi podobnou geologickou pozici. Sulfidická mineralizace ložiska *Oskava* je přítomna v devonském vulkanosedimentárním komplexu vrbenské skupiny, v úseku označovaném jako „oskavský vulkanický komplex“. V prostoru oskavského ložiska je tento komplex tvořen produkty intermediárního a kyselého vulkanismu – keratofyrovými horninami, dominantně pyroklastiky, metamorfovanými ve facii zelených břidlic. Zejména na tyto horniny je vázána sulfidická mineralizace, tvořená pyritem, méně sfaleritem, galenitem a dalšími sulfidy. V metatufech (případně metatufitech) bez výrazné plošně paralelní stavby má zrudnění vtroušeninovou nebo šmouhovitou texturu, ve zbfidličnatých horninách se sulfidy koncentrují do víceméně souvislých pásků konformních s foliací. Sulfidická mineralizace shodné povahy je i v zelených břidlicích (avšak o podstatně chudší). Ve všech horninových typech jsou přítomny drobné žilky tvořené remobilizovaným sulfidickým zrudněním. To bylo zjištěno dokonce i v metagranitoidech v podloží vulkanosedimentárního komplexu. Ložisko *Oskava* bylo objeveno a prozkoumáno v 80. letech 20. století, nikdy však nebylo těženo.

Zdroj informací o ložisku Oskava:

- Daňko, J., Fojt, B., Koverdinský, B., Orel, P., Rejl, L. (1984): Polymetalická mineralizace u Oskavy v Hrubém Jeseníku. – Geol. Průzk. 26 (8–9): 255–256.
- Fojt, B., Večeřa, J., Voda, O., Zimák, J. (2012): Stříbro stratiformních sulfidických ložisek moravskoslezských Jeseníků. – Stříbrná Jihlava 2010 – Acta rerum naturalium 12: 1–4.
- Koverdinský, B., Daňko, J., Fojt, B., Orel, P., Rejl, L., Voda, O., Aichler, J. (1986): Výsledky prognózních výzkumů na novém ložiskovém výskytu polymetalických rud u Oskavy v Jeseníkách. – Sbor. 25. symp. Hornická Příbram ve vědě a technice, 1986, sekce G: 258–263.
- Koverdinský, B., Voda, O., Aichler, J. (1986): Polymetalická mineralizace u Oskavy v Jeseníkách. – Geol. Průzk. 28 (12): 352–354.
- Zimák, J. (1993): Petrografická charakteristika hornin vrbenské skupiny v prostoru polymetalického ložiska *Oskava*. – Acta Univ. Palacki. Olomuc., Fac. Rer. Nat., Vol. 113, Geographica-Geologica XXXII: 55–69.
- Zimák, J. (1993): Textury a struktury rud polymetalického ložiska *Oskava* a poznámky k jejich genezi. – Acta Univ. Palacki. Olomuc., Fac. Rer. Nat., Vol. 113, Geographica-Geologica XXXII: 71–90.
- Zimák, J. (2003): Výskyt scheelitu v zelených břidlicích na sulfidickém Pb-Zn-(Ag) ložisku *Oskava* v Jeseníkách. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2002: 60–61.
- Zimák, J., Kvaček, M. (1993): Geochemie der Sulfiden aus der Blei-Zink Lagerstätte *Oskava*. – Acta Univ. Palacki. Olomuc., Fac. Rer. Nat., Vol. 113, Geographica-Geologica XXXII: 91–103.

Horní Benešov (u Bruntálu) – ložisko rud Pb, Zn a Ag

Ložisko *Horní Benešov* je uloženo ve slabě metamorfovaných vulkanosedimentárních devonských horninách šternbersko-hornobenešovské skupiny s komplikovanou vrásovo-šupinovou stavbou (obr. 3.7-3). Sulfidická mineralizace je vázána na horizont tvořený tzv. sericitickými břidlicemi (které jsou produktem metamorfózy keratofyrových tufů), křemitými horninami nejasné geneze a metamorfovanými křemennými keratofyry (paleoryolity). Rudy mají většinou vtroušeninovou, šmouhovitou, žilníkovitou nebo páskovanou texturu. Hlavními rudními minerály jsou pyrit, sfalerit a galenit. Jedním z hlavních nerudních minerálů je baryt, jenž ve svrchních partiích ložiska tvoří i velké samostatné čočky. Ložisko bylo jako zdroj Ag a Pb těženo již ve 13. století. Na počátku 20. století zde byl krátkodobě těžěn baryt; v letech 1964–1992 bylo hornobenešovské ložisko zdrojem relativně chudých Pb-Zn rud s obsahem Ag. Ve východní tektonické šupině se vyskytují i akumulace hydrotermálně sedimentárních železných rud typu Lahn-Dill (viz obr. 3.7-3).



Obr. 3.7-3. Řez vulkanosedimentárním ložiskem Pb-Zn-Ag rud Horní Benešov (Vaněček et al. 1995 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – spodnokarbonské (kulmské) sedimenty; 2 – svrchnodevonské břidlice; 3 – rudonosný horizont (bohaté rudní akumulace znázorněny černě); 4 – schematické znázornění pozice těles železných rud typu Lahn-Dill; 5 – horniny spilit-keratofyrové formace.

Zdroj: Vaněček, M. (ed.) (1995): *Nerostné suroviny světa*. Academia Praha.

Zdroj informací o ložisku Horní Benešov:

Fojt, B., Dolníček, Z., Hladíková, J., Škoda, R., Zeman, J. (2010): Paragenetická charakteristika ložisek Zn-Pb a Fe rud u Horního Benešova v Nížkém Jeseníku. – Část I.: Ložisko Zn-Pb rud. – Čas. Slez. Muz., Vědy přír. 59 (1): 1–59.

Fojt, B., Škoda, R., Dolníček, Z. (2010): Furutobeit a betechtinit z ložiska Horní Benešov v Nížkém Jeseníku. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol. 95 (2): 81–86.

Fojt, B., Večeřa, J., Voda, O., Zimák, J. (2012): Stříbro stratiformních sulfidických ložisek moravskoslezských Jeseníků. – Stříbrná Jihlava 2010 – Acta rerum naturalium 12: 1–4.

Havelka, J. (1972): Textury a struktury rud hornobenešovského stratiformního ložiska kyzové formace. – Sbor. věd. Prací VŠB v Ostravě, Ř.horn.-geol. 18: 145–174.

Havelka, J. (1992): General genetic model and roots of low metal contents of the Jeseníky Mts. deposits of the stratiform sulphide formation. – Sbor. věd. Prací VŠB v Ostravě, Ř. horn.-geol. 38: 89–101.

Kráčmar, L. (2020): Pyromorfity z Horního Benešova, výjimečné ukázky hnědob a stručná mineralogie ložiska Pb-Zn rud. – Minerál 28 (1): 19–29.

Kruťa, T. (1958): Mineralogické poměry na ložisku barevných kovů, železných rud a barytu v Horním Benešově ve Slezsku. – Čas. Mor. Muz., Vědy přír. 43: 5–38.

Marek, M., Schejbal, C., Urbánek, J. (1981): Hloubkový vývoj ložiska Pb-Zn rud Horní Benešov. – Geol. Průzk. 23 (1): 3–5.

Míxa, P., Fojt, B., Hladíková, J., Kříbek, B. (1995): The origin of the Horní Benešov base metal deposit, Czech Republic. In: Pašava, J., Kříbek, B., Žák, K. (eds.): Mineral deposits – from their origin to their environmental impacts, 271–274. Balkema, Rotterdam.

- Mücke, A., Dolníček, Z., Fojt, B., Hladíková, J., Pudilová, M., Reif, J., Škoda, R. (2013): The Horní Benešov ore deposit in the Devonian Šternberk-Horní Benešov Belt, Jeseníky Mts, Czech Republic. Part II: Fe-ore occurrences. – Čas. Slez. zem. Muz., Vědy přír. 62 (3): 215–254.
- Novák, J., Štěpán, V. (1980): Historie dolování stříbrných rud u Horního Benešova. – Geol. Průzk. 22 (9): 282–284.
- Reif, J. (2000): Occurrence of manganese carbonate ores on strata-bound Horní Benešov deposit (Silesia, Czech Republic). – Věst. Čes. geol. Úst. 75 (4): 449–453.
- Reif, J., Vávra, V. (2000): Scheelit z železných rud na ložisku Zn, Pb, Ag a barytu v Horním Benešově (předběžná informace). – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1999: 129–132.
- sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.
- Skácel, J. (1960): Geologie devonu a rudních ložisek u Horního Benešova. – Přír. Čas. slez. 21: 465–488.
- Urbánek, J. (1974): Geologický průzkum Pb-Zn ložiska Horní Benešov. – Sborník GPO 7: 5–25.
- Urbánek, J. (1988): Poznatky z revizního průzkumu ložiska Horní Benešov. – Geol. Průzk. 30: 193–198.
- Večeřa, J. (2010): Rekonstrukce Ag-dolů u Horního Benešova. – Geol. výzk. Mor. Slez. 17 (1–2): 139–143.
- Večeřa, J., Večeřová, V. (2011): Stručná historie těžby polymetalických rud a železa v Hornobenešovském revíru. – U-R-GP 18 (6): 15–19.

3.7.3 Plutonická ložiska Pb-Zn a Cu-Pb-Zn rud

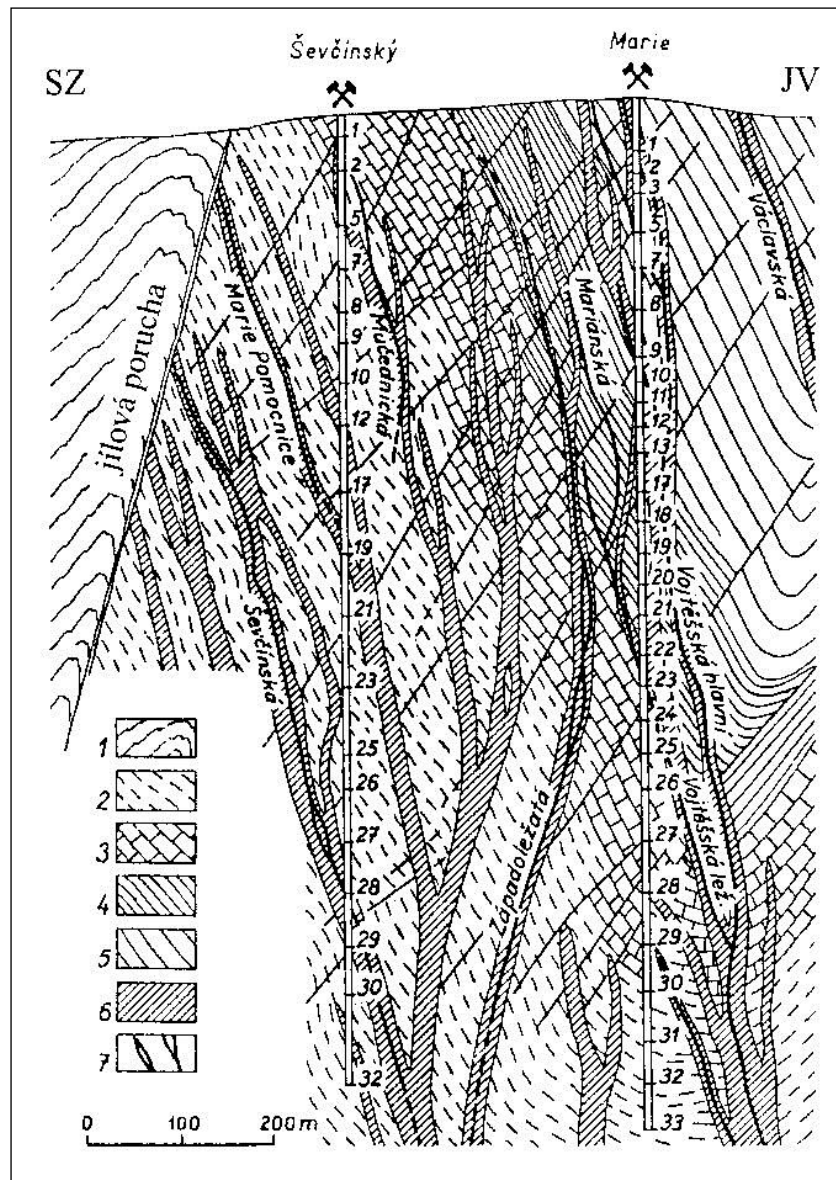
Plutonická ložiska Pb-Zn a Cu-Pb-Zn rud jsou buď žilného typu nebo jde (méně často) o metasomatická tělesa. Rudní minerály jsou zastoupeny hlavně galenitem, sfaleritem (a někdy i wurtzitem), pyritem, pyrhotinem, chalkopyritem a tetradritem-tennantitem. Na složení žiloviny se podílí různou měrou hlavně křemen a karbonáty (kalcit, dolomit-ankerit, siderit), někdy je hojný baryt. K významným metasomatickým ložiskům patří např. *Leadville* (Colorado) a *Broken Hill* (Zambie). Plutonická hydrotermální ložiska Pb-Zn a Cu-Pb-Zn rud žilného typu jsou hojná na území Českého masivu. Příkladem jsou některá z ložisek příbramského rudního rajónu (*Březové Hory*, *Bohutín*, *Vrančice*) a ložiska stříbrského revíru (*Stříbro*) a kutnohorského revíru (*Kutná Hora*, *Kaňk*). Méně významná ložiska jsou na Karlovarsku (*Oloví*), Tábořsku (*Stará Vožice*, *Ratibořské Hory*), na Jihlavsku (*Jihlava*) a v okolí Havlíčkova Brodu (např. *Stříbrné Hory*); níže je charakterizováno žilné zrudnění na ložisku *Nová Ves* u Rýmařova. Vedle Pb, Zn a příp. Cu jsou ložiska tohoto typu důležitým zdrojem Ag, příp. i dalších kovů (v minulosti byla výše uvedená ložiska hospodářsky významná hlavně díky vysokým koncentracím stříbra, a to jak v primární rudě, tak zejména v cementační zóně). Geografická pozice ložisek na území ČR je zřejmá z obr. 3.7-5.

Příbramský rudní rajón – ložiska Březové Hory (Pb-Zn), Bohutín (Pb-Zn-Sb) a Vrančice (Pb-Zn-Cu)

Příbramský rudní rajón je lokalizován podél severozápadního kontaktu granitoidů středočeského plutonu se svrchnoproterozoickými a kambrickými horninami. Součástí příbramského rudního rajónu jsou zejména ložiska *Březové Hory* (Pb-Zn mineralizace), *Bohutín* (Pb-Zn-Sb), *Vrančice* (Pb-Zn-Cu) a také hydrotermální uranová ložiska žilného typu (viz stať 3.17.3).

Ložisko *Březové Hory* leží ve stejnojmenné západní části města Příbram. Rudní žíly březohorského ložiska jsou vázány převážně na kambrické sedimenty (droby, pískovce, slepence) příbramské synklinály, které jsou hustě pronikány horninovými žilami (diabasy, resp. dolerity) směru S-J. Ložisko je v těsné blízkosti významné dislokace směru SV-JZ (se sklonem 70° k SZ), která je tradičně označována jako „žilová porucha“ nebo častěji „žilová rozsedlina“ (podél ní došlo k přesunutí proterozoika přes synklinální strukturu kambrického souvrství). Část rudních žil proniká za tuto poruchu do hornin svrchního proterozoika v tektonickém nadloží. Hlavní rudní žíly březohorského ložiska sledují průběh horninových žil (obr. 3.7-4). Na svrchních patrech je ložisko tvořeno složitou sítí žil, která se směrem do hloubky postupně redukuje na 5–6 hlavních žil a geologická stavba ložiska se tak v hloubce zjednodušuje. Nejvýznamnější žilou je *Vojtěšská hlavní žíla* o mocnosti obvykle 1–2 m (max. až 6 m), která byla otevřena do hloubky 1580 m (41. patro) a na vzdálenost 3,6 km. Pro žíly březohorského ložiska je charakteristická páskovaná a drúzovitá textura; zejména v hlubších partiích žil byl jejich významnou stavební jednotkou tzv. krušek (tj. křemen s jemně vtroušenými sulfidy). V žilovině převažuje křemen, siderit, ankerit, dolomit, kalcit, místy je hojný baryt, z rudních minerálů dominuje galenit a sfalerit, provázený např. pyritem, markazitem, chalkopyritem,

Pb-sulfosolemi (boulangerit, bournonit) a tetradritem. Pro ložisko je charakteristická pestrá asociace Ag-minerálů, které jsou buď primární složkou rud, nebo jsou produktem supergenních procesů. K hlavním nositelům stříbra na březohorském ložisku patří jak minerály stříbra (ryzí stříbro, akantit, sulfoantimonidy Ag a další), tak i stříbronosné sulfidické minerály (galenit, sfalerit, bournonit nebo boulangerit s mikroskopickými vrostlicemi Ag-minerálů). Ložisko Březové Hory bylo největším ložiskem stříbra a olova v Českém masivu (na ložisku bylo vytěženo celkem 18,1 mil. tun rudy s 3439 t Ag a 415888 t Pb). První písemný doklad o báňské činnosti na ložisku Březové Hory je z r. 1311. Rozkvět báňského podnikání zde nastává až v 2. polovině 18. století. V 19. století bylo ložisko Březové Hory společně s ložiskem *Bohutín* hlavním producentem obou kovů ve střední Evropě. Těžba na ložisku Březové Hory byla ukončena v roce 1978. Rudy zde těžené ve 20. století měly kovnatost 1,6–5,2 % Pb, 1–2 % Zn a 77–486 g/t Ag.



Obr. 3.7.4. Vertikální řez ložiskem Pb-Zn rud Březové Hory (Bernard et al. 1967 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – svrchní proterozoikum; 2–5 – kambrické břidlice, slepence a droby; 2 – sádecko-bohutínské vrstvy, 3 – třemošské slepence, 4 – jinecké břidlice, 5 – březohorské droby; 6 – žíly paleobazaltů; 7 – rudní žíly.

Na ložisku *Bohutín* (sz. od Příbrami) pronikají rudní žíly bohutínským křemenným dioritem a (podobně jako na Březových Horách) podél diabasových žil v kambrických sedimentech. Žilovina je tvořena hlavně

křemenem a karbonáty (siderit, ankerit, kalcit, dolomit), místy je přítomen baryt. Z rudních minerálů dominuje galenit (stříbronosný) a sfalerit; na jedné ze žil byl hojně přítomen antimonit.

Rudní žíly ložiska *Vrančice* (jv. od Příbrami) pronikají granitoidy středočeského plutonu (v menší míře i diority a gabry). V žilovině převažují karbonáty nad křemenem a barytem. Rudní minerály jsou zastoupeny hlavně sfaleritem, galenitem, chalkopyritem, tetradritem a také chalkozinem; přítomny jsou zde i Ag-minerály.

Zdroj informací o ložiskách příbramského rudního revíru:

Kašpar, P. (1977): Minerogenezé žíly Bt 35 na ložisku Bytíz u Příbrami. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 18: 125–159.

Litochleb, J. (1995): Březové Hory – největší ložisko stříbra a olova v ČR. – *Minerál* 3 (2): 73–82.

Litochleb, J., Sejkora, J., Šrein, V., Litochlebová, E. (1999): Přehled mineralogie stříbra příbramské rudní oblasti. – *Bull. mineral.-petrol. Odd. Nár. Muz.* 7: 89–97.

Litochleb, J., Šrein, V., Jindra, J., Šreinová, B., Sejkora, J. (2000): Mineralogie komplexního Pb-Zn-Ni-As-Sb-U-Ag-Hg zrudnění z Řimbabské severozápadní žíly na ložisku Bohutín u Příbrami. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.* 8: 145–156.

Litochlebová, E. (1995): Minerály stříbra březohorského ložiska. – *Minerál*, 3 (2): 83–87.

Pauliš, P. (2000): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech. Kuttna Kutná Hora.

Píša, M. (1966): Minerogenezé Pb-Zn-ložiska v Bohutíně u Příbrami. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 7: 5–164.

sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.

Suček, P. (1996): Charakteristika činnosti Rudných dolů Příbram a rámcový přehled těžby a produkce některých kovů. – *U-R-GP* 3 (9): 284–287.

Škácha, P., Kolitsch, U., Sejkora, J. (2018): Miargyrit v asociaci s pyrotilpnitem z březohorského ložiska, Příbram (Česká republika). – *Bull. Mineral. Petrolog* 26 (2): 247–249.

Škácha, P., Sejkora, J. (2017): Argentopyrit z ložiska Bohutín, Příbram (Česká republika). – *Bull. Mineral. Petrolog* 25 (2): 245–251.

Škácha, P. (2012): Přehled výskytů Sb-minerálů příbramského rudního distriktu. – *Minerál* 20 (2): 114–129.

Škvor, V. (1977): Geological history, structure and metallogeny of the Příbram ore district. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 18: 89–124.

Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.

Kutnohorský revír – ložiska rud Pb, Zn a Ag.

Kutnohorský revír leží v kutnohorském krystaliniku, které je v prostoru revíru tvořeno hlavně kouřimskými ortorulami a biotitickými pararulami (částečně migmatitizovanými). Hydrotermální mineralizace se sulfidickým zrudněním je vázána hlavně na strmé puklinové zóny směru S-J, místy směřů SSV-JJZ a SV-JZ. Délka mineralizovaných zón (pásů) je až 2,6 km. Mocnost žilných pásů (rudních brekcí a impregnací) je zpravidla několik metrů (mocnost samotné žiloviny je zpravidla do 0,5 m). Hydrotermální nerudní minerály jsou zastoupeny hlavně křemenem, místy jsou hojné karbonáty (dolomit, kalcit, siderit a také kutnohorit). Z rudních minerálů převažuje pyrit, arzenopyrit, pyrhotin a sfalerit, méně hojný je galenit a Ag-tetradrit. Lokálně je ve zvýšených koncentracích přítomen chalkopyrit a stanin. Povrchová těžba rud v kutnohorském revíru začala snad již v 10. století. Ve 13. a 14. století produkce ze zdejších ložisek představovala až 90 % těžby stříbra v českých zemích. Naposledy byla ložiska kutnohorského revíru těžena v letech 1958–1992 (v tomto období byly zdejší rudy zdrojem Zn, Pb, Ag, Cd a In).

Zdroj informací o ložiskách kutnohorského revíru:

Hoffman, V., Trdlička, Z. (1976): Mineralogie a geochemie kutnohorského revíru. – *Geol. Průzk.* 18 (1): 8–13.

Holub, M., Hoffman, V., Mikuš, M., Trdlička, Z. (1982): Polymetalická mineralizace kutnohorského revíru. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 23: 69–123.

Pauliš, P. (1998): Minerály kutnohorského rudního revíru. Kuttna Kutná Hora.

Pauliš, P. (1999): Mineralogické lokality okolí Kutné Hory. Kuttna Kutná Hora.

Pauliš, P. (2000): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech. Kuttna Kutná Hora.

sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.

Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.

Jihlavský rudní revír – ložiska rud Pb, Zn a Ag

Jihlavský rudní revír je historicky nejvýznamnější oblastí těžby stříbrnosných Pb-Zn rud na Moravě. Plocha revíru je relativně malá: na severu zasahuje k obcím Bílý Kámen a Červený Kříž, na jihu k Popicím a Vílanci, na západě je ohraničen přibližně linií Hlávkov – Dvorce, na východě zasahuje až k Malému Beranovu. Hlavní rudní žíly se nacházejí v intravilánu Jihlavy a v jejím bezprostřední blízkosti. V literatuře jsou žíly jihlavského revíru a při jejich těžbě vzniklé tahy dobývek často označovány starým hornickým termínem „couky“ (z německého „Zug“ = „tah“) nebo jako „pásma“ (např. „Starohorský couk“ = „Starohorské pásmo“).

Rudní žíly pronikají hlavně biotiticko-sillimanitickými a cordieritickými rulami moravského moldanubika. Převládají žíly severojižních směrů a směrů sblížených, časté jsou i žíly směru V-Z, některé žíly mají směr SZ-JV. Žíly jsou provázány pásmy hydrotermální alterace o mocnoti 0,5 až 20 m. Celková délka žil v jihlavském rudním revíru je minimálně kolem 16 km (tato hodnota odpovídá délce všech zjištěných hornických prací); nejdelší žilou revíru je žíla Starohorského couku, jejíž délka je minimálně 5 km (jde o žílu přibližně severojižního směru, která probíhá přes západní okraj Jihlavy). Mocnost žil kolísá od několika cm až výjimečně do 2 m (průměrná mocnost těžených žil je kolem 0,8 m). Hlušina žil je tvořena křemenem a karbonátem (ankerit a kalcit) nebo křemenem a barytem. Rudní minerály jsou zastoupeny zejména galenitem a sfaleritem; méně hojný je pyrit, arzenopyrit a chalkopyrit. Hlavní rudou stříbra na žilách je tetradrit a akantit; na středověkých haldách u Rančířova bylo vzácně nalezeno i ryzí stříbro.

Počátek dolování v jihlavském rudním revíru spadá do 1. pol. 13. stol. (z r. 1249 pochází jihlavské horní právo), kdy došlo k prudkému rozvoji těžby na nejdelší žíle revíru, tj. Starohorském couku. Ve 14. stol. důlní činnost slábla a byla ukončena v období husitských válek v 1. pol. 15. století. Hlavní příčinou úpadku těžby stříbrných rud bylo vytěžení zásob bohatých stříbrných rud v cementační zóně. Podle historických údajů byly průměrné obsahy Ag v těžených rudách kolem 1900 g/t. V 16., 17. a 18. století dochází sice k objevu nových žil a k otvírání nových dolů, avšak jihlavský rudní revír není schopen konkurovat relativně levnému stříbru, jež je do Evropy dováženo ze zámoří. K poslednímu neúspěšnému pokusu o obnovení těžby stříbrných rud došlo během první světové války u Popic v jižní části revíru. Za celé období historicky doloženého dobývání bylo z dolů jihlavského rudního revíru získáno zhruba 400 tun stříbra.

Zdroj informací o ložiskách jihlavského revíru:

Bohatý, M. (1996): Jihlavské nerosty. – *Minerál* 4: 303–313.

Koutek, J. (1952): O rudních žilách a starém dolování u Jihlavy. – *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.* 19: 77–116.

Malý, K., Březina, S. (2014): Jihlava: stopy po starém dolování. Česká geologická společnost Praha.

Pauliš, P. (2005): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska II. Kuttna Kutná Hora.

sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.

Vosáhlo, J. (1996): Staré jihlavské doly. – *Minerál* 4: 293–302.

Zajíček, P. (1983): Ocenění zásob Ag v jihlavském rudním revíru. – *Čas. Mineral. Geol.* 28: 197–207.

Zajíček, P. (1996): Terénní revize historického dolování a mineralogie vybraných lokalit jihlavského rudního revíru. – *Minerál* 4: 314–318.

Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.

Nová Ves (u Rýmařova) – ložisko rud Pb, Zn a Ag.

Rudní žíly na ložisku *Nová Ves* (u Rýmařova) pronikají epizonálně metamorfovanými horninami vulkanosedimentárního komplexu, který je součástí vrbenské skupiny – v prostoru ložiska jde hlavně o grafitické fylity, kvarcitty a sericitické břidlice (sericitické břidlice jsou produktem metamorfózy keratofyrových tufů). Mocnost těžených žil byla v průměru kolem 1 m. Žíly jsou tvořeny karbonáty (hlavně sideritem), křemenem a sulfidy, zastoupenými hlavně sfaleritem, méně galenitem, pyritem a chalkopyritem. S delšími přestávkami zde probíhala těžba rud od středověku (tehdy bylo ložisko zdrojem Ag) až do roku 1959; v posledním období těžby v letech 1954–1959 byly dobývány rudy s obsahem 6–9 % Pb, 5–11 % Zn a kolem 100 g/t Ag. V prostoru historického ložiska s popsanou hydrotermální mineralizací žilného typu byly vrtným průzkumem zjištěny stratiformní polohy sulfidického vtoušeninového zrudnění (hydrotermálně sedimentárního původu) – toto zrudnění je tvořeno především pyritem, sfaleritem a galenitem, méně chalkopyritem, v akcesorickém množství je přítomen baryt. Je možné, že hydrotermální žíly novoveského ložiska vznikly metamorfní remobilizací staršího stratiformního zrudnění.

Zdroj informací o ložisku Nová Ves:

- Čermák, F., Karel, J., Marek, M. (2015): O geologii a dolování na Rýmařovsku. Rýmařovsko o.p.s.
- Fojt, B., Čermák, F., Ďurišová, J., Hladíková, J., Hoffman, V., Kopa, D., Trdlička, Z., Zeman, J. (2004): Nová Ves u Rýmařova – ložisko oloveno-zinkových rud. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol. 89: 3–44.
- Hladíková, J., Fojt, B., Zeman, J. (1987): Příspěvek ke genezi ložiska Nová Ves u Rýmařova. In: Nové trendy a poznatky v československé ložiskové geologii, 81–86. PŕF UK Praha.
- Kocourková, E., Losos, Z. (2008): Supergenní minerály na ložisku Pb-Zn rud Nová Ves u Rýmařova. – Čas. Slez. Muz., Vědy přír. 57(3): 193–210.
- Novák, J., Gottvald, B., Czedron, J. (1982): Ložiskové poměry Ag, Pb, Zn rud Nová Ves u Rýmařova – Soukenná. – Sborník GPO 26: 31–58.
- Novák, J., Štěpán, V. (1983): Historie dolování Ag, Pb, Zn rud na ložisku Nová Ves u Rýmařova. – Geol. Průzk. 25(8–9): 257–259.
- Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. Kuttna Kutná Hora.

3.7.4 Subvulkanická ložiska Pb-Zn a Cu-Pb-Zn rud

Subvulkanická ložiska Pb-Zn a Cu-Pb-Zn rud (často s ekonomicky významnými obsahy Ag a Au) se vyskytují ve formě žil a žilníků nebo (méně často) metasomatických těles ve vulkanogenních komplexech andezit-dacit-ryolitové povahy. Rudní minerály jsou reprezentovány sfaleritem, galenitem, chalkopyritem, pyritem (často zlatonosným) a také ryzím zlatem. Z hlušinových minerálů je přítomen hlavně křemen společně s karbonáty, lokálně je hojný baryt. Příkladem jsou ložiska *Banská Štiavnica* (Slovensko), *Baia Mare* a *Baia Sprie* (Rumunsko) nebo obrovská ložiska v Mexiku a Peru.



Obr. 3.7-5. Ložiska olovnato-zinkových rud na území České republiky.

3.8 Ložiska antimonových rud

Ekonomicky nejvýznamnější minerály antimonu; využití antimonu

Hlavním ložiskotvorným minerálem antimonu je antimonit Sb_2S_3 , lokální význam má tetraedrit $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, součástí těžených Sb-rud může být i kermezit $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$, valentinit Sb_2O_3 a senarmontit Sb_2O_3 .

Antimon je využíván ve slitinách s olovem, mědí a zinkem, začné množství antimonu se spotřebuje na výrobu olovených akumulátorů. Sloučeniny antimonu jsou využívány při výrobě smaltů, barev, v pyrotechnice a při vulkanizaci kaučuku.

Hlavní typy ložisek Sb-rud: a) stratidependentní teletermální ložiska, b) plutonická ložiska.

3.8.1 Stratidependentní teletermální ložiska Sb-rud

Stratidependentní teletermální ložiska antimonitu jsou nejčastěji přítomna v karbonátových horninách nebo pískovcích. Na některých akumulacích je antimonit provázen pyritem, cinabaritem (i v ekonomicky významných koncentracích), příp. dalšími sulfidy. Příkladem jsou obrovská ložiska v jižní Číně, obzvláště v provincii Hunan (ložisko *Sikuang-shan*).

3.8.2 Plutonická ložiska Sb-rud

Plutonická ložiska antimonu jsou tvořena křemennými žilami s antimonitem, jenž je na některých akumulacích provázen sulfidy Pb-Zn, příp. zlatem. V ČR se křemenné žíly s antimonitem a ryzím zlatem vyskytují na Sedlčansku (*Krásná Hora nad Vltavou, Milešov, Příčovy* – obr. 3.8-1). Antimonit v asociaci se sulfidy Pb a Zn je přítomen na některých žilách příbramského rudního rajónu (na ložisku *Bohutín* – viz stať 3.7.3).

Milešov a Krásná Hora nad Vltavou – ložiska rud Sb a Au

Ložiska *Milešov* a *Krásná Hora nad Vltavou* leží při kontaktu granitoidů střeďočeského plutonu se sedlčansko-krásnohorským metamorfovaným ostrovem (obr. 3.8-1). V prostoru milešovsko-krásnohorského revíru probíhá tektonicky mobilní zóna východozápadního směru, podél níž vystoupily roje lamprofyrových žil a později stejných dislokací využily k výstupu i hydrotermální roztoky. Hydrotermální mineralizace se vyskytuje hlavně na křížení zmíněných dislokací směru V-Z s poruchami směru SZ-JV. Hlavním hydrotermálním minerálem je křemen, jenž je provázen antimonitem a malým množstvím pyritu. Lokálně je přítomno ryzí zlato; část Au je vázána na aurostibit (AuSb_2). Těžba zlata v revíru probíhala v 11. až 16. století, v 19. a 20. století byla zdejší ložiska zdrojem antimonu a zlata.

Zdroj informací o ložiskách Milešov a Krásná Hora nad Vltavou:

Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.

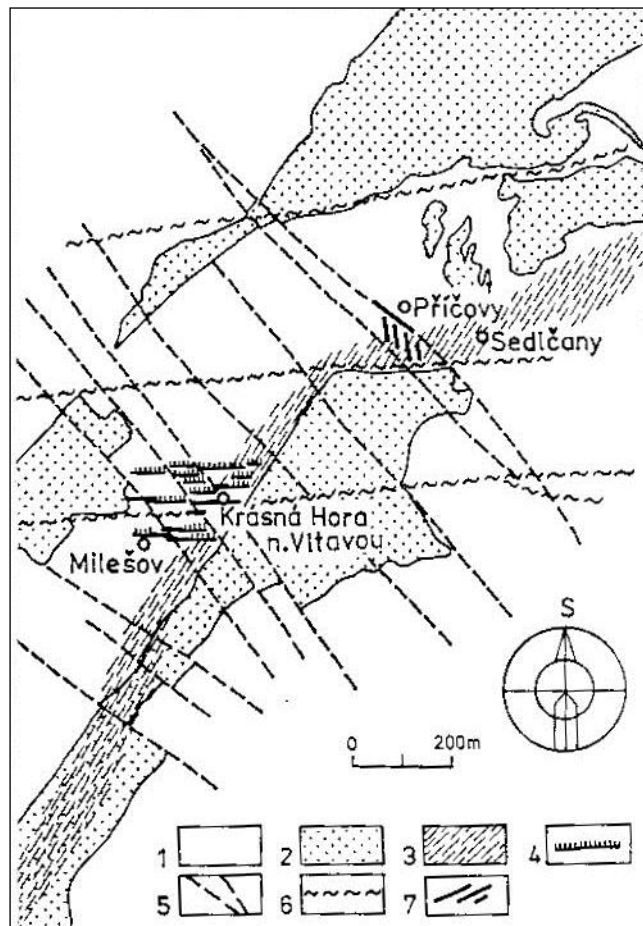
Němec, M., Zachariáš, J. (2018): The Krásná Hora, Milešov, and Příčovy Sb-Au ore deposits, Bohemian Massif: mineralogy, fluid inclusions, and stable isotope constraints on the deposit formation. – Mineral. Deposita 53: 225–244.

Pauliš, P. (2000): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech. Kuttna Kutná Hora.

sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.

Turnovec, I. (2004): Krásnohorsko-milešovská „Au-Sb formace“. – Minerál 12 (1): 11–15.

Žežulková, V., Rus, V., Turnovec, I. (1977): Žilné horniny krásnohorsko-sedlčanské oblasti a jejich vztah k Sb-Au-zrudnění. – Sbor. geol. Věd, Geol. 29: 33–60.



Obr. 3.8-1. Sb-Au zrudnění mezi Milešovem, Krásnou Horou nad Vltavou a Sedlčany (Bernard, Pouba et al. 1986 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – granitoidy středočeského plutonu; 2 – jílovské pásmo a metamorfované ostrovy; 3 – pásmo zvýšeného obsahu Au; 4 – lamprofyrové žíly; 5 – tektonické poruchy směru SZ-JV; 6 – tektonické poruchy směru V-Z; 7 – hydrotermální Au-Sb mineralizace.

Zdroj: Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.

Hynčice pod Sušinou – ložisko Sb-rud

Hydrotermální mineralizace na ložisku *Hynčice pod Sušinou* má povahu žilníku vázaného na strmou zlomovou strukturu směru přibližně V-Z, probíhající amfibolity staroměstské skupiny. V této tektonické zóně, jejíž mocnost dosahuje až 2,5 m, jsou kataklazované a hydrotermálně alterované (silicifikované a karbonatizované) amfibolity proniknuty sítí žilek tvořených křemenem a karbonátem (ankerit) s antimonitem, arzenopyritem a nepatrným množstvím pyritu, galenitu a sfaleritu. Délka zrudněného pásma je kolem 500 m.

Rudy byly na ložisku Hynčice pod Sušinou dobývány již v 18. století (a snad i dříve). Na počátku 20. století došlo k obnovení těžby, pokusy o dobývání rud však skončily ještě před koncem 1. světové války. V letech 1955–1956 byl zde proveden vyhledávací geologický průzkum, jehož pozůstatkem jsou štolky a poměrně velké haldy (viz následující rámeček).

Zdroj informací o ložisku Hynčice pod Sušinou:

Fojt, B. (1997): Antimonitové výskyty u Hynčic pod Sušinou a Jakobovic u Štítů. – *Minerál*, 5 (4): 259–260.

Fojt, B., Kopa, D., Skácel, J. (1977): Paragenetická studie výskytů As-Sb asociace ve staroměstských pásmech I. Hynčice pod Sušinou. – *Čas. Slez. Muz., Vědy přír.* 26 (1): 1–20.

Kratochvíl, F. (1957): Příspěvek k poznání ložiska antimonitu u Hynčic na severní Moravě. – In: Sborník k osmdesátinám akademika Františka Slavíka, 217–221.

Pauliš, P. (2005): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska II. Kuttna Kutná Hora.

Dotaz studenta: Které období je nejlepší pro výpravu do terénu?

Odpověď: Úplně každé. Někdy to však chce dobré boty a též dobrou fyzickou kondici. I zimní výpravy do terénu mohou být užitečné, mají své kouzlo a často se nesmazatelně vryjí do paměti. A pokud alespoň občas navštívujete staré štoly nebo doly (nemělo by se to!), tak asi víte, že v mrazivém zimním období je v nich příjemně teplo...

Obrázek z vánoční návštěvy Sb-ložiska Hynčice pod Sušinou (prosinec 2020).



Jsou Vánoce, letos jakési podivné, prostě „covidové“. Někdo právě teď sedí doma v teploučku, kouká se na televizi, pojídá cukroví a sní o výletu na „Kanáry“, jiný mrzne na sněhem pokrytém svahu u Hynčic, kouká se na zamřížovaný vstup do štoly, chroupá horalku a sní o tom, že jednou za tu mříž pronikne... A teď otázka: Kdo z těch dvou je šťastnější?

3.9 Ložiska rud rtuti

Ekonomicky nejvýznamnější minerály rtuti; využití rtuti

Hlavními ložiskotvornými minerály rtuti jsou cinabarit (rumělka) HgS, ryzí rtuť a rtuťnatý tetraedrit (často označovaný jako schwazit).

Rtuť je využívána v elektrotechnickém a elektronickém průmyslu (rtuťové lampy, usměrňovače), jako náplň v teploměrech a tlakoměrech. Sloučeniny rtuti se využívají při iniciaci výbušnin, jako dezinfekční látky i fungicidy (např. k impregnaci dřeva). Užití rtuti v medicíně (např. amalgamové plomby) a také v zemědělství je limitováno její toxicitou. Dříve bylo značné množství rtuti spotřebováno při výrobě chloru a NaOH z halitu a (ještě dříve) při extrakci drahých kovů (zlato a stříbro) z rud (tzv. amalgamací).

Hlavní typy ložisek Hg-rud: a) stratidependentní teletermální ložiska, b) subvulkanická ložiska, c) plutonická ložiska.

3.9.1 Stratidependentní teletermální ložiska Hg-rud

Stratidependentní teletermální akumulace rtuti se vytvořily nejčastěji v pískovcích nebo karbonátových horninách. Jejich hlavním rudním minerálem je cinabarit, někdy provázený antimonitem, realgarem, auripigmentem, příp. dalšími sulfidy. Reprezentantem je ložisko *Almaden* v pohoří Sierra Madre ve Španělsku, vázané na polohy ordovických kvarcitů (jde o gigantické ložisko Hg-rud, největší na světě). K tomu typu ložisek dále patří *Idrija* (ve Slovinsku) a také *New Almaden* a *New Idrija* (obě v Kalifornii). Několik ložiskových akumulací bylo v minulosti těženo i na Slovensku (např. *Malachov* u Banské Bystrice).

Almaden (Španělsko) – ložisko rud rtuti

Ložisko *Almaden* ve španělské provincii Ciudad Real je největším ložiskem rud rtuti na světě. Je vázáno na velmi slabě metamorfovaný (anchimetamorfovaný) horizont kvarcitů silurského stáří s vložkami metabazik a metasiltovců. Rudní mineralizace je tvořena dominantně cinabaritem, jenž je v kvarcitu přítomen v podobě drobných vtrošenin nebo jemných žilek. Cinabarit je provázen pyritem a ryzí rtuť, akcesorickou součástí tohoto typu mineralizace je pyrhotin, galenit a sfalerit. Trhliny v kvarcitu jsou vyplněny mladší mineralizací (remobilizovanou), tvořenou dolomitem, ankeritem, sideritem, barytem, křemenem, cinabaritem a markazitem. Na vznik Hg-mineralizace na ložisku *Almaden* existuje více názorů – někteří geologové ji považují za syngenetickou, jiní za epigenetickou.

Těžba na ložisku *Almaden* probíhá v podstatě souvisle od dob Římanů až do současnosti, s jen krátkými přestávkami vynucenými zatopením dolů, požáry nebo válečnými konflikty. Se zhruba dva tisíce let trvajícím těžbou Hg-rud a jejich zpracováním souvisí jeden z největších kontaminačních problémů světa.

Zdroj informací o ložisku Almaden:

Hall, C.M., Higuera, P.L., Kesler, S.E., Lunar, R., Dong, H., Halliday, A.N. (1997): Dating of alteration episodes related to mercury mineralization in the Almaden district, Spain. – *Earth and Planetary Science Letters* 148: 287–298.

Hernández Sobrino, A., Jébrak, M., Higuera, P., Oyarzun, R., Morata, D., Munhá, J. (1999): The Almadén mercury mining district, Spain. – *Mineral. Deposita* 34: 539–548.

Higuera, P., Oyarzun, R., Lillo, J., Morata, D. (2013): Intraplate mafic magmatism, degasification, and deposition of mercury: The giant Almadén mercury deposit (Spain) revisited. – *Ore Geol. Rev.* 51: 93–102.

Higuera, P., Oyarzun, R., Lillo, J., Sánchez-Hernández, J.C., Molina, J.A., Esbrí, J.M., Lorenzo, S. (2006): The Almadén district (Spain): Anatomy of one of the world's largest Hg-contaminated sites. – *Science of the Total Environment* 356: 112–124.

- Higuera, P., Oyarzun, R., Lunar, R., Sierra, J., Parras, J. (1999): The Las Cuevas mercury deposit, Almadén district (Spain): Unusual case of deep-seated advanced argillic alteration related to mercury mineralization. – *Mineral. Deposita* 34: 211–214.
- Lebedev, B.A., Pinsky, E.M. (2017): Transvaporite model of ore genesis and an exploration strategy for new giant ore deposits. – *Ore Geol. Rev.* 89: 324–349.
- Palero-Fernández, F.J., Martín-Izard, A., Prieto, M.Z., Mansilla-Plaza, L. (2015): Geological context and plumbotectonic evolution of the giant Almadén Mercury Deposit. – *Ore Geol. Rev.* 64: 71–88.

3.9.2 Subvulkanická ložiska Hg-rud

Subvulkanická ložiska rtuti jsou spjata s kyselými a intermediárními neovulkanity. Hlavním rudním minerálem je cinabarit, jenž je zpravidla provázen pestrou asociací dalších rudních minerálů (ryzí rtuť, realgar, auripigment, antimonit, markazit, pyrit, sfalerit, chalkopyrit nebo ryzí zlato). Ložiska jsou v mediteránním pásmu (např. *Monte Amiata* v Itálii) a zejména v cirkumpacifickém pásmu (v Kalifornii, Texasu, Mexiku, Peru, Chile, Japonsku, na Kurilských ostrovech a Sachalinu).

3.9.3 Plutonická ložiska Hg-rud

Plutonická ložiska rtuti mají povahu žil tvořených křemenem, karbonáty (siderit, ankerit) a barytem. Rtuť je vázána na cinabarit nebo Hg-tetraedrit (tzv. schwatzit). Příkladem je ložisko *Rudňany* u Spišské Nové Vsi na Slovensku. K tomuto typu mineraliza náleží historická ložiska *Horní Luby* u Chebu a *Dědova hora* u Neřežína.

Horní Luby (u Chebu) – ložisko rud rtuti

Prostor ložiska Hg-rud *Horní Luby* je součástí vogtlansko-saského paleozoika, budovaného převážně fylity ordovického (příp. kambrického?) stáří. Ložisko je stratiformní. Hg-mineralizace je přítomna v chlorit-sericitických fylitech a také kvarcitech. Zrudnění je tvořeno vtroušeninami cinabaritu, jenž je provázen pyritem. Místy se impregnace cinabaritu koncentrují do neostře omezených rudních čoček, probíhajících souhlasně s foliací hornin. V těchto rudních čočkách bývají přítomny příčné cinabaritové žilečky. Cinabarit se vyskytuje i na konformních žilkách sekrečního křemene. Ložisko bylo intenzívně těženo v 16. století (s vrcholem těžby někdy mezi lety 1520 a 1570).

Zdroj informací o ložisku Horní Luby:

- Pauliš, P. (2003): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kuttna Kutná Hora.
- Satran, V. (1980): Rtuťová mineralizace vázaná na staropaleozoické vulkanosedimentární série Českého masívu. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral.* 21: 101–131.
- Velebil, D. (2009): Dolování cinabaritu v Horních Lubech u Chebu, Česká republika. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.* 17 (2): 39–61.

Jedová hora u Neřežína – ložisko rud rtuti

Hydrotermální Hg-mineralizace je známa z několika lokalit na území Barrandienu, kde drobné žilky s cinabaritem pronikají ordovickými vulkanity a sedimenty, včetně akumulací železných rud (charakterizovaných ve stati 3.1.3). Jedním z historických barrandienských ložisek Hg-rud je *Jedová hora* u Neřežína; v literatuře je tato lokalita někdy označována *Jedlová hora*, často jako *Dědova hora* u Komárova. Hg-zrudnění je zde vázáno na dva horizonty železných rud a také na produkty bazického vulkanismu (diabasy a diabasové tufy). Cinabarit je součástí žilek tvořených křemenem, dolomit, barytem a sideritem, ojediněle jsou přítomny sulfidy Cu (chalkopyrit, tetraedrit, chalkozín, bornit a covellin) a také pyrit. Vzácně se na ložisku vyskytovala i ryzí rtuť v podobě drobných kapiček v dutinách agregátů cinabaritu.

Doly na železné rudy na Jedové hoře patrně existovaly již ve 13. století. Od roku 1789 se zde vedle železných rud těžil i cinabarit. Těžba na ložisku byla ukončena v roce 1857, krátce však byla obnovena v období 1. světové války (v roce 2017).

Zdroj informací o ložisku Jedová hora u Neřežína:

- Janouš, F. (1995): Lokalita Jedová hora (Dědova hora) u Komárova, 536 m.n.m. – *Minerál* 3 (6): 357–359.
- Mergl, M., Vohradský, O. (2000): Vycházky za geologickými zajímavostmi Plzně a okolí. KOURA publishing Mariánské Lázně.
- Pauliš, P. (2003): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kuttna Kutná Hora.
- Satran, V. (1980): Rtuťová mineralizace vázaná na staropaleozoické vulkanosedimentární série Českého masívu. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral.* 21: 101–131.
- Veštil, D. (2003): Jedová hora (Dědova hora) u Neřežína. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.* 11: 86–99.

3.10 Ložiska rud cínu

Ekonomicky nejvýznamnější minerály cínu; využití cínu

Hlavním ložiskotvorným minerálem cínu je kasiterit (cínovec) SnO_2 , lokálně je významný stanin $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$.

Cín je používán na pocínování železného plechu na výrobu obalů pro potravinářský průmysl (konzervy a plechovky na nápoje). Značné množství cínu se spotřebuje na výrobu pájek, slitin (zejména bronzů a ložiskových kovů). Sloučeniny cínu se používají na výrobu mléčného skla, bílých glazur i jako mořidla.

Hlavní typy ložisek cínu: a) rýžoviska, b) subvulkanická ložiska, c) plutonická ložiska, d) greisenová ložiska, e) vulkanosedimentární ložiska, f) pegmatitová ložiska.

3.10.1 Rýžoviska Sn-rud

Jako průmyslový zdroj Sn-rud jsou významná hlavně příbřežní mořská rýžoviska, méně rýžoviska eluviální, deluviální a aluviální. Užitečnou složkou je kasiterit, jenž bývá provázen dalšími těžkými minerály, které mohou být ekonomicky zajímavým vedlejším produktem při zpracování vytěžené suroviny (např. wolframit, ilmenit, zirkon, minerály Ta, Nb a TR). Primárním zdrojem kasiteritu přítomného na rýžoviskách mohou být greiseny, subvulkanická ložiska kasiteritu, cínonosné skarny, cínonosné pegmatity nebo i akumulace jiných genetických typů. Nejvýznamnější rýžoviska kasiteritu jsou v jv. Asii, hlavně na území Malajsie, Indonésie, Thajska a také Barmy a Číny. Velká rýžoviska kasiteritu má i Nigérie, Konžská demokratická republika, Brazílie (stát Minas Gerais) a Rusko (např. v Jakutsku a na Čukotce). Malá aluviální rýžoviska kasiteritu jsou v Krušných horách (*Krupka*) a Slavkovském lese (*Horní Slavkov*).

3.10.2 Subvulkanická ložiska Sn-rud

Subvulkanická ložiska Sn-rud mají žilný charakter nebo je jejich zrudnění žilníkovité, příp. vtroušeninové. Vyskytují se v komplexech intermediárních a kyselých vulkanitů. Rudy jsou tvořeny kasiteritem, staninem, arzenopyritem, sulfidy a sulfosolemi Sn, Bi a Ag. Významná ložiska jsou v Bolívii (*Potosí*).

3.10.3 Plutonická ložiska Sn-rud

Plutonická ložiska Sn-rud jsou spjata s granitoidními intruzemi. Přímo v nich nebo v jejich bezprostředním okolí je přítomna hydrotermální mineralizace v podobě žil (příp. žilníků). Jde např. o křemen-turmalínové žíly s kasiteritem, jenž je často provázen wolframitem a sulfidy (mineralizace tohoto typu je např. v Cornwallu v jz. Anglii).

3.10.4 Greisenová ložiska Sn-W rud

Greisenová ložiska Sn-W rud se vyskytují ve vrcholových partiích granitoidních intruzí a také v jejich exokontaktu. Mineralizace je provázena greisenizací okolních hornin. Rudní tělesa mají charakter žil nebo žilníků; na některých ložiskách jde o tělesa greisenových metasomatitů s vtroušeninovým zrudněním. Rudní mineralizace je tvořena hlavně kasiteritem, wolframitem, Li-slídami (cinvaldit), molybdenitem a scheelitem. Nerudní minerály jsou zastoupeny zejména křemenem, živci, topazem, fluoritem a apatitem. Greisenová ložiska Sn-rud se vyskytují v typické podobě v evropských variscidách (Cornwall, Iberská Meseta, Armorický masiv, Český masiv). Klasickým příkladem je krušnohorská oblast s ložisky *Altenberg* a *Ehrenfriedersdorf* v Německu, *Cínovec* a *Krupka* na Teplicku. Rudonosné greiseny jsou také na ložisku *Krásno* u Horního

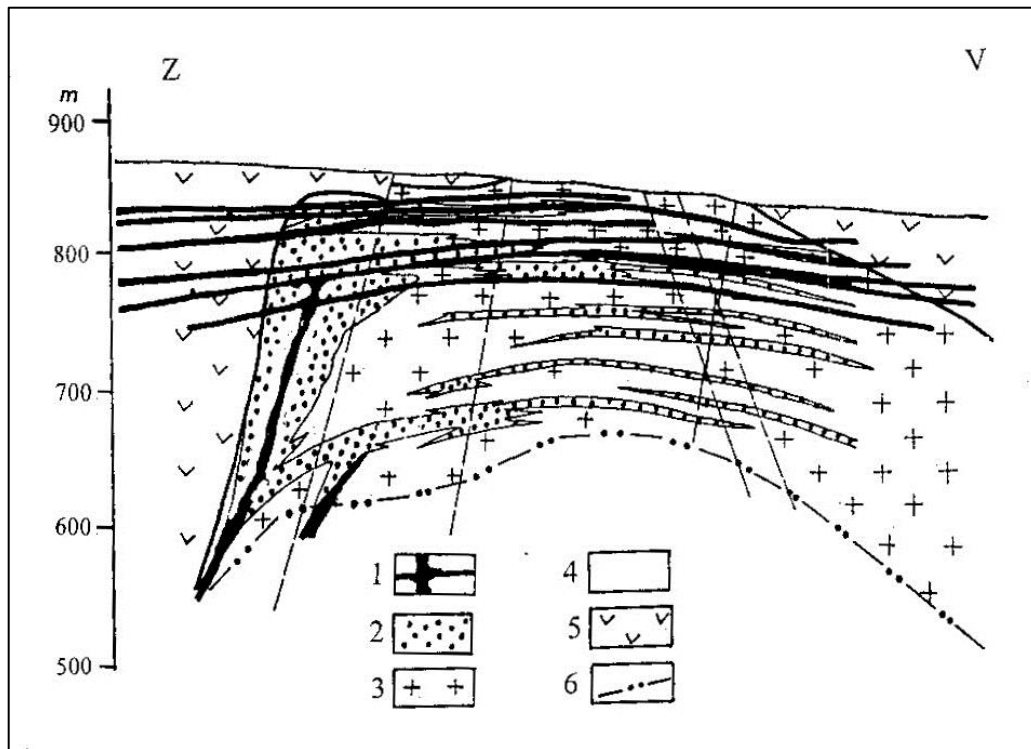
Slavkova ve Slavkovském lese. Geografická pozice greisenových ložisek na území ČR je zřejmá z obr. 3.10-3.

Cínovec (Krušné hory) – ložisko rud Sn, W a také Li, Rb a Cs

Ložisko Cínovec leží ve vrcholové části Krušných hor. Státní hranicí je rozděleno mezi ČR a Německo – větší část je na našem území, menší na území Německa (zde jde o *Zinnwald*). Cínovecké ložisko je vázáno na vrcholovou část intruze granitu v tělese teplického ryolitu. Granit je postižen greisenizací, K-živcovou metasomatózou, albitizací a dalšími hydrotermálními přeměnami. Ložisko je tvořeno žilami složenými z křemene, cinvalditu, K-živce, topazu, fluoritu a jílových minerálů; rudní minerály jsou zastoupeny hlavně kasiteritem, wolframitem a scheelitem. Horniny v okolí žil jsou greisenizované. Kromě žil provázených greisenizací jsou na ložisku přítomny greisenové čočky, které jsou prostorově nezávislé na průběhu žil. Zatímco žíly mají zhruba stejné zastoupení kasiteritu a wolframitu, v greisenech výrazně převažuje kasiterit nad wolframitem. Ložisko bylo těženo již ve 14. století; k ukončení těžby na našem území došlo v r. 1978 na ložisku Cínovec-starý závod a v roce 1990 na ložisku Cínovec-jih. Na ložisku Cínovec-starý závod bylo v letech 1959–1978 vytěženo 659 kt rud s průměrným obsahem 0,222 % Sn, 0,207 % W a 0,307 % Li. Na ložisku Cínovec-jih bylo v letech 1980–1990 vytěženo 451 kt rud s průměrným obsahem 0,183 % Sn a 0,024 % W. Řez cínoveckým ložiskem je na obr. 3.10-1, průběh greisenových čoček a žilných greisenů je zřejmý z obr. 3.10-2. Další údaje k ložisku Cínovec lze najít ve stati 3.19.3.

Zdroj informací o ložisku Cínovec:

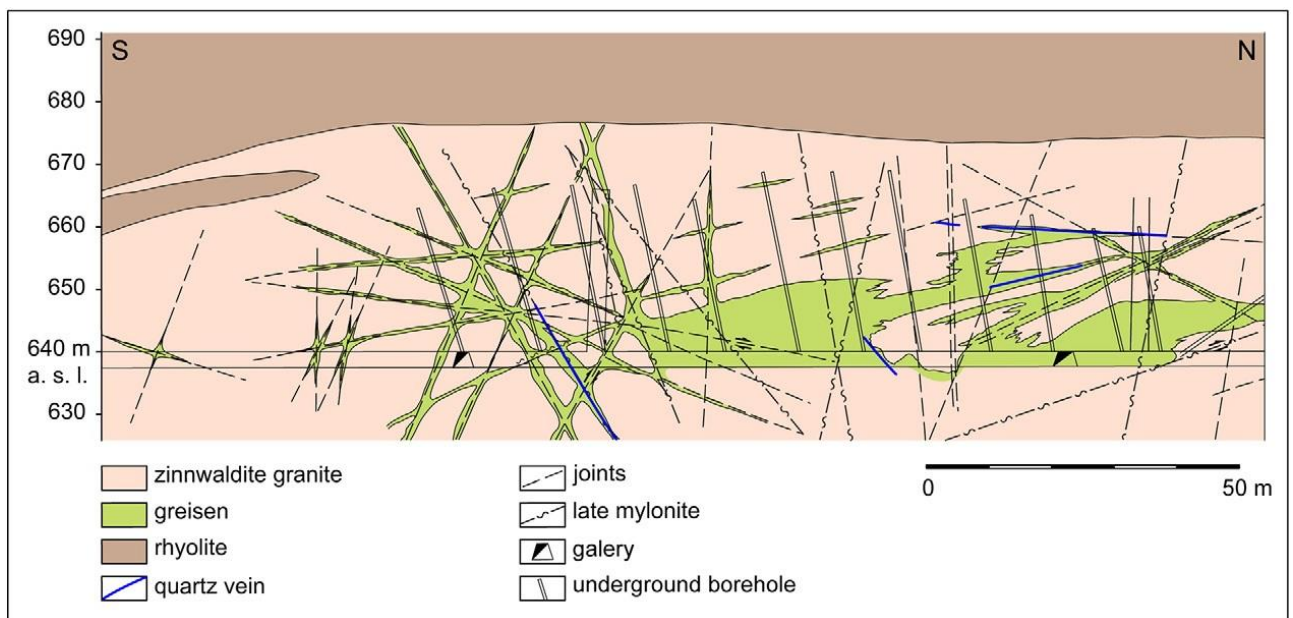
- Breiter, K., Ďurišová, J., Dosbaba, M. (2017): Quartz chemistry – A step to understanding magmatic-hydrothermal processes in ore-bearing granites: Cínovec/Zinnwald Sn-W-Li deposit, Central Europe. – *Ore Geol. Rev.* 90: 25–35.
- Breiter, K., Ďurišová, J., Hrstka, T., Korbelová, Z., Hložková Vaňková, M., Vašinová Galiová, M., Kanický, V., Rambousek, P., Knésl, I., Dobeš, P., Dosbaba, M. (2017): Assessment of magmatic vs. metasomatic processes in rare-metal granites: A case study of the Cínovec/Zinnwald Sn-W-Li deposit, Central Europe. – *Lithos* 292–293: 198–217.
- Breiter, K., Hložková, M., Korbelová, Z., Vašinová Galiová, M. (2019): Diversity of lithium mica compositions in mineralized granite–greisen system: Cínovec Li-Sn-W deposit, Erzgebirge. – *Ore Geol. Rev.* 106: 12–27.
- Čabla, V., Tichý, K. (1965): Nové výsledky geologického průzkumu na Cínovci. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol.* 5: 107–133.
- Pauliš, P. (2000): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech. Kuttna Kutná Hora.
- sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.
- Štemprok, M. (1965): Petrografie a vertikální rozsah mineralizace v cínovecké žulové klenbě. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol.* 5: 7–106.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.



Obr. 3.10-1. Vertikální řez greisenovým ložiskem Cínovec.

Vysvětlivky: 1 – žilné greiseny; 2 – zóny greisenizace; 3 – albitický lithný granit; 4 – biotitický granit; 5 – teplický křemenný porfyr (paleoryolit); 6 – hranice mezi nealterovaným a alterovaným granitem.

Zdroj: Čabla, V., Tichý, K. (1965): Nové výsledky geologického průřezu na Cínovci. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 5: 107–133.



Obr. 3.10-2. Detailní geologický řez částí ložiska Cínovec.

Zdroj: Breiter, K., Ďurišová, J., Hrstka, T., Korbelová, Z., Hložková Vaňková, M., Vašinová Galiová, M., Kanický, V., Rambousek, P., Kněsl, I., Dobeš, P., Dosbaba, M. (2017): Assessment of magmatic vs. metasomatic processes in rare-metal granites: A case study of the Cínovec/Zinnwald Sn–W–Li deposit, Central Europe. – Lithos 292–293: 198–217.

Krupka (Krušné hory) – ložisko rud Sn a W

Prostor rudního revíru Krupka je budován třemi geologickými jednotkami: a) prevariským rulovým komplexem označovaným jako „šedé freiberské ruly“ (jde převážně o ortoruly, méně pararuly), b) svrchnokarbonským ryolitovým komplexem, pro nějž jsou v literatuře užívány názvy „teplický porfyr“, „teplický křemenný porfyr“ nebo „teplický ryolit“, c) permským granitem, označovaným obvykle jako „preiselberský granit“, jenž jako malá intruze proniká ryolitovým komplexem. Greisenové zrudnění je přítomno na několika dílčích ložiskách, je vyvinuto ve všech uvedených hlavních horninových typech, zejména však v prevariských rulách.

Greiseny v rulách obsahují především křemen, topaz, lithné slídy (cinvaldit) a muskovit, ve variabilním množství je přítomen fluorit, kasiterit, wolframit, arzenopyrit, chalkopyrit, scheelit, apatit a další minerály. Typickým ložiskovým úsekem s tímto typem greisenů je Preisselberg („Preiselberk“), jenž byl zdrojem kasiteritu. Greisenové těleso na Preisselbergu je situováno při kontaktu rul a ryolitového komplexu, má průměrnou mocnost 25 m a délku 80 m. Greisenová mineralizace má charakter žilníku. Kasiterit tvoří vtoušeniny v křemen-cinvaldit-topazových nebo topaz-křemenných greisenech. Druhým typem zrudnění v krupeckém revíru jsou převážně křemenné žíly s kasiteritem, wolframitem, fluoritem a také minerály Bi.

Krupecký revír je historicky významným zdrojem cínu. Těžba kasiteritu z rýžovisek zde patrně byla již v době bronzové, nejstarší dochovaná zpráva o rýžování kasiteritu je až z roku 1146. Těžba primárních ložisek probíhala s přestávkami od 13. století až do 1. poloviny 20. století, kdy byl z ložisek krupeckého revíru získáván kasiterit a wolframit. V 2. polovině 20. století byl na ložiskách krupeckého revíru těžen molybdenit (ložisko Knötl nad Bohosudovem, do roku 1956) a fluorit (ve Vrchoslavi v letech 1953–1969).

Zdroj informací o ložisku Krupka:

Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.

Fiala, F., Pácal, Z. (1965): Zwitteritizace na cínovém ložisku Preisselberk (Horní Krupka). – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 5: 135–183.

Pauliš, P. (2000): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech. Kuttna Kutná Hora.

Sejkora, J., Breiter, K. (1999): Historický rudní revír Krupka, Krušné hory. – Bull. mineral.-petrol. Odd. Nár. Muz. 7: 29–45.

Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.

Horní Slavkov a Krásno (Slavkovský les) – ložisko rud Sn a W

Greisenová ložiska mezi Horním Slavkovem a Krásnem na Karlovarsku leží v oblasti tzv. slavkovské kry, která je dominantně tvořena rulami. Do tohoto rulového komplexu intrudovaly pozdně variské granity karlovarského plutonu. Granity v podloží rulové kry vytváří výrazné elevace, označované jako pňě. Vrcholové části těchto pňů byly greisenizovány. Greisenizací však byly postiženy i ruly v bezprostředním nadloží. Kontakt pňě s okolním pláštěm (ruly, migmatitizované ruly) je většinou ostrý, je na něm vyvinut pegmatitový lom, označovaný i v česky psané literatuře jako „stockscheider“. Nejvýznamnějšími greisenovými ložisky v prostoru Horní Slavkov – Krásno jsou Huberův (Hubský) pň a Schnödův pň. Zcela greisenizována je svrchní část pňů, tvořená greiseny s převládajícím křemenem, topazem, kasiteritem, wolframitem, chalkopyritem, arzenopyritem, molybdenitem a dalšími minerály. V hlubších partiích pňů jsou přítomny greiseny bohaté lithnými slídami a kasiteritem. Křemenné žíly mocné až 50 cm obsahují hlavně kasiterit, wolframit, molybdenit a chalkopyrit.

Hornická města Horní Slavkov a Krásno byla historickými středisky těžby cínových rud ve Slavkovském lese. Kasiterit zde byl získáván rýžováním již ve 2. tisíciletí před Kristem. Od 13. století začala těžba primárních ložisek cínu. Hlavní těžební práce se postupně z celé oblasti soustředily na Huberův a Schnödův pň. V 16. století byla tato ložiska hlavním evropským zdrojem cínu. Po ničivých závalech na obou pňích v 16. století již nikdy těžba Sn-rud nedosáhla původního významu. K definitivnímu ukončení dobývání Sn-W rud došlo v roce 1991. V letech 1945–1991 byla celková těžba na ložisku Krásno (Důl Krásno a Lom Huber) cca 4 milióny tun rudy s průměrným obsahem 0,200 % Sn a 0,121 % W.

Zdroj informací o ložiskách Horní Slavko a Krásno:

- Beran, P. (1995): Mineralogie a petrologie Sn-W ložiska Krásno u Horního Slavkova. – Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. 3: 108–124.
- Beran, P., Sejkora, J. (2006): The Krásno Sn-W ore district near Horní Slavkov: Mining history, geological and mineralogical characteristics. – Journ. Geosci. 51 (1–2): 3–42.
- Pauliš, P. (2000): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech. Kuttna Kutná Hora.
- Sejkora, J., Beran, P. (2008): Minerály Sn-W revíru Krásno u Horního Slavkova. – Minerál 16 (Speciál): 21–59.
- Sejkora, J., Ondruš, P., Fikar, M., Veselovský, F., Mach, Z., Gabašová, A. (2006): New data on mineralogy of the Vysoký Kámen deposits near Krásno, Slavkovský les area, Czech Republic. – Journ. Geosci. 51 (1–2): 43–55.
- Sejkora, J., Ondruš, P., Fikar, M., Veselovský, F., Mach, Z., Gabašová, A., Škoda, R., Beran, P. (2006): Supergene minerals at the Huber stock and Schnöd stock deposits, Krásno ore district, the Slavkovský les area, Czech Republic. – Journ. Geosci. 51 (1–2): 57–101.
- Sejkora, J., Škoda, R., Ondruš, P. (2006): New naturally occurring mineral phases from the Krásno - Horní Slavkov area, western Bohemia, Czech Republic. – Journ. Geosci. 51 (1–2): 159–187.
- Sejkora, J., Škoda, R., Ondruš, P., Beran, P., Susser, C. (2006): Mineralogy of phosphate accumulations in the Huber stock, Krásno ore district, Slavkovský les area, Czech Republic. – Journ. Geosci. 51 (1–2): 103–147.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.



Obr. 3.10-3. Ložiska greisenových Sn-W rud na území České republiky.

3.10.5 Vulkanosedimentární sulfidická ložiska s příměsí Sn

Některá sulfidická vulkanosedimentární ložiska mohou obsahovat zvýšenou koncentraci Sn-minerálů, reprezentovaných kasiteritem, staninem, příp. cínonosným tetraedritem. Příkladem je kanadské ložisko Cu-Pb-Zn rud *Kidd Creek*. Vtroušeninové zrudnění tvořené kasiteritem, pyritem, pyrhotinem, chalkopyritem a arzenopyritem je ve svorových fylitech v pruhu *Gieryn – Nové Město pod Smrkem* (v Jizerských horách).

3.10.6 Cínonosné pegmatity

Cínonosné pegmatity (Sn-pegmatity) jsou obvykle spjaty s granitoidními masivy (pegmatitové žíly se vyskytují v okolí i uvnitř těchto masivů). Cínonosná jsou zpravidla pegmatitová tělesa silně postižená metasomatickými procesy (albitizací, Li-metasomatózou). Cín je přítomen v podobě kasiteritu. Sn-pegmatity jsou např. v Kanadě a Konžské demokratické republice. U nás byly lokálně zvýšené koncentrace kasiteritu v lithném pegmatitu u obce *Rožná* u Bystřice nad Pernštejnem (viz kapitola 2.2).

3.11 Ložiska rud wolframu

Ekonomicky nejvýznamnější minerály wolframu; využití wolframu

Hlavními ložiskotvornými minerály wolframu jsou wolframit $(\text{Mn,Fe})\text{WO}_4$ a scheelit CaWO_4 .

Wolfram je využíván zejména jako legovací přísada do ocelí užívaných v těžkém strojírenství, hlavně ve zbrojním průmyslu. Používá se v elektronice a elektrotechnice (např. žhavicí vlákna žárovek, katody ve zdrojích RTG-záření). Sloučeniny wolframu se používají jako tvrdokovy (např. karbidy wolframu na výrobu obráběcích nožů a také vrtacích korunek nebo dlát), při výrobě barev, laků, emailů nebo jako katalyzátory.

Hlavní typy ložisek wolframu: a) kontaktně metasomatická ložiska, b) plutonická ložiska, c) stratiformní ložiska, d) greisenová ložiska.

3.11.1 Kontaktně metasomatická ložiska W-rud

Kontaktně metasomatická ložiska W-rud se vyskytují nejčastěji na kontaktu karbonátových hornin a granitoidních intruzí. Rudní tělesa jsou vyvinuta obvykle na exokontaktech. Ruda petrograficky obvykle odpovídá granát-pyroxenickému skarnu. Hlavním rudním minerálem je scheelit, někdy provázený kasiteritem nebo i wolframitem, molybdenitem a dalšími sulfidy, příp. i ryzím zlatem. Rudní minerály tvoří ve skarnu vtroušeniny nebo drobné žilky. Významná ložiska jsou např. na Velkém Kavkazu (*Tyrny-auz*) a v Číně (v provincii Hunan).

3.11.2 Plutonická ložiska W-rud

Plutonická ložiska W-rud mají povahu žil nebo žilníků v prostoru granitoidních intruzí. Často jde o křemenné žíly s wolframitem a také kasiteritem, sulfidy Fe, Cu, Pb, Zn, turmalínem, topazem, fluoritem, živci a dalšími minerály (např. ložisko *South Crofty* v anglickém Cornwallu). Na některých ložiskách je hlavní užitkovou složkou scheelit (např. *Boguty* v Kazachstánu).

3.11.3 Stratiformní ložiska W-rud

Stratiformní ložiska W-rud se vyskytují zpravidla v regionálně metamorfovaných vulkanosedimentárních komplexech. Užitkovou složkou je scheelit, jenž bývá přítomen v podobě vtroušenin, žilek nebo pásků (tvořených např. křemenem, živcem a scheelitem) v různých typech metamorfitů (pararuly, amfibolity, erlany, mramory, kvarcity). Příkladem je rakouské ložisko *Mittersill*. Na území ČR se stratiformní scheelitová mineralizace (resp. zrudnění scheelit+zlato) vyskytuje v horninách pestré skupiny moldanubika (např. *Kašperské Hory* na Šumavě nebo drobné rudní akumulace na Humpolecku).

3.11.4 Greisenová ložiska Sn-W rud

Ložiska tohoto typu jsou charakterizována ve stati 3.10.4. Na některých z těchto ložisek může výrazně převažovat wolfram nad cínem – příkladem je malé a nikdy netěžené ložisko *Boží Dar* (u Jáchymova).

Boží Dar (Krušné hory) – ložisko rud W, Sn, Mo a Bi

Greisenové ložisko *Boží Dar* v západní části Krušných hor (u Jáchymova) má charakter endogreisenů vytvořeného v granitu karlovarského masivu. Na ložisku jsou dva mineralogicky rozdílné typy greisenů. Výše (tj. blíže endokontaktu) jsou křemen-topazové greiseny s wolframitem, molybdenitem, bismutem, bismutinem a kasiteritem. V jejich podloží byly zjištěny křemeno-slídnaté greiseny a greisenizované granity s hojným turmalínem a hematitem, avšak s jen chudým Sn-zrudněním.

Nadloží granitu a greisenového ložiska je tvořeno fylitickými svory (v blízkosti kontaktu s granitem lokálně greisenizovanými), metatufy, amfibolity, skarny a erlany.

Greisenové ložisko u Božího Daru bylo objeveno vrtným průzkumem v roce 1977 (jde o skryté ložisko, tj. nevystupující na povrch), nikdy nebylo těženo.

Zdroj informací o greisenovém ložisku Boží Dar:

Absolonová, E., Pokorný, L. (1983): W-Sn-Mo-(Bi)-ložisko Boží Dar (u Jáchymova). – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 25: 73–110.

Ďurišová, J. (1984): Podmínky vzniku greisenových paragenezí západních Krušných hor. – Věst. Ústř. Úst. geol. 59 (3): 141–152.

3.12 Ložiska molybdenových rud

Ekonomicky nejvýznamnější minerály molybdenu; využití molybdenu

Hlavním zdrojem molybdenu je molybdenit MoS_2 , pouze lokálně má význam tzv. „molybdoscheelit“ $\text{Ca}(\text{W},\text{Mo})\text{O}_4$, powellit CaMoO_4 a wulfenit PbMoO_4 .

Molybden je využíván jako legovací příměs do ocelí (korozivzdorné oceli a rychlořezné oceli). Uplatňuje se jako katalyzátor v petrochemických procesech.

Hlavní typy ložisek molybdenu: a) ložiska porfyrových rud Mo, resp. Cu-Mo, b) žilná hydrotermální ložiska, c) greisenová ložiska.

3.12.1 Ložiska porfyrových rud Mo a Cu-Mo

Ve stati 3.6.1 je uvedena stručná charakteristika porfyrových Cu-rud. Ložiska porfyrových Mo a Cu-Mo rud jsou jejich obdobou. Nositelem Mo je molybdenit, jenž je přítomen na drobných křemenných žilkách, které síťovitě prostupují hydrotermálně alterovanými horninami. Molybdenit je provázen pyritem, chalkopyritem, méně magnetitem, hematitem, bornitem, sfaleritem a galenitem. Kovnatost rud je relativně nízká, jejich zásoby však bývají obrovské. Příkladem jsou největší ložiska Mo na světě: *Climax* (s 2 mil. tun Mo v rudách s průměrným obsahem 0,33 %) a *Henderson* (obě ve státě Colorado, USA).

3.12.2 Hydrotermální žilná ložiska Mo-rud

Reprezentantem této skupiny ložisek jsou křemenné žíly s molybdenitem. Často provázejí ložiska Mo a Cu-Mo rud porfyrového typu nebo jsou v masivech granitů (někdy v prostorovém sepětí s greisenovými ložisky Sn-W rud). Významná ložiska jsou v jižním Norsku.

3.12.3 Greisenová ložiska Mo-rud

Greisenová ložiska Mo-rud jsou vázána na apikální části granitových masivů, přičemž největší akumulace bývají v exokontaktu bezprostředně nad vrcholem granitové kopule. Rudní tělesa mají povahu žil, žilníků nebo greisenizovaných zón. Hlavními rudními minerály jsou zpravidla molybdenit a wolframit, jež jsou provázeny např. kasiteritem, pyritem a sulfidy Cu, Pb, Zn.

Velká ložiska tohoto typu jsou v Kazachstánu.

3.13 Ložiska rud hliníku

Ekonomicky nejvýznamnější minerály hliníku; využití hliníku

Hlavním průmyslovým zdrojem hliníku jsou bauxity (tj. sedimenty ze skupiny allitů). Dominantní složkou bauxitů jsou oxo-hydroxidy hliníku – jde o minerály jako boehmit (resp. böhmit) γ -AlOOH, diaspor α -AlOOH a gibbsit $\text{Al}(\text{OH})_3$; ve variabilním množství jsou v bauxitech přítomny oxidy a oxo-hydroxidy Fe, jílové minerály a další složky. V nebauxitických surovinách je zdrojem hliníku nefelin $(\text{Na,K})[\text{AlSiO}_4]$ nebo alunit $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$.

Hliník je využíván na výrobu elektrických vodičů. Používá se jako konstrukční materiál ve stavebnictví (panely, stěny, dveře, střešní krytina, mostní konstrukce). Lehké hliníkové slitiny se používají jako konstrukční materiál automobilů, letadel, lodí nebo člunů. Hliníková fólie (alobal) je využívána v potravinářství; z hliníku se vyrábějí i plechovky na nápoje. Hliníková vlna slouží jako těsnicí materiál. Oxid hlinitý (syntetický korund) je používán jako brusivo.

Existují tři hlavní průmyslové typy Al-ložisek: a) lateritické bauxity, b) bauxity mediteránního typu, c) nebauxitické suroviny.

3.13.1 Ložiska lateritických bauxitů

Akumulace lateritických bauxitů jsou součástí zvětralinového pláště v nadloží různých alumosilikátových hornin (jílů, jílových břidlic, bazaltů...), jejichž zvětráváním se vytvořily. Některé akumulace vznikly redepozicí (přeplavením a opětným uložením) produktů lateritického zvětrávání do přilehlých depresí. Mocnost ložisek lateritických bauxitů bývá 2–15 m, v případě velkých ložisek až 30 m. Největší ložiska jsou v severní a západní části Austrálie (ložisko *Weipa* v Queenslandu a *Gove* v Severním teritoriu). Velké zásoby těchto rud má Guinea, Kamerun, Ghana, Sierra Leone, Burkina Faso, Brazílie, Surinam, USA (stát Arkansas), Indonésie a Indie.

3.13.2 Ložiska bauxitů mediteránního typu

Bauxity mediteránního typu se často označují jako krasové bauxity, příp. Ca-bauxity. Jejich geneze je vysvětlována různě, a to často i v rámci jednoho ložiska. V některých případech jde o akumulace terra rossy, jež se vytvořila zvětráváním karbonátových hornin s příměsí jílových minerálů, nebo jsou bauxity mediteránního typu považovány za produkt tropického zvětrávání různých klastických sedimentů, které byly naplaveny na zkrasovatělé karbonátové horniny. Někdy je vznik bauxitů mediteránního typu vysvětlován redepozicí lateritických bauxitů. Vzhledem k tomu, že bauxity mediteránního typu vyplňují deprese v krasových oblastech (např. s hlubokými závrti), je tvar jejich těles velmi nepravidelný. Velká ložiska bauxitů tohoto typu jsou na Jamajce a také v mediteránním pásmu (v jižní Francii, Chorvatsku, Černé Hoře, Bosně, Hercegovině, Řecku a také Maďarsku).

3.13.3 Ložiska nebauxitických surovin

Na výrobu hliníku jsou stále více využívány nebauxitické suroviny. Jde především o nefelin, jehož zdrojem jsou např. nefelinické syenity a hystermagmatické akumulace nefelin-apatitových rud, které jsou těženy v Rusku na Kolském poloostrově. Lokální význam jako zdroj hliníku mají ložiska alunitu, která vznikají hydrotermální alterací vulkanitů.

3.14 Ložiska rud stříbra

Ekonomicky nejvýznamnější minerály stříbra; využití stříbra

Na ložiskách těžených v současnosti je hlavním koncentrátorem stříbra galenit, tetradrit, příp. chalkopyrit (v uvedených minerálech je Ag přítomno jako diadochní příměs). Lokálně má průmyslový význam ryzí stříbro a někdy akantit Ag_2S , proustit Ag_3AsS_3 , pyrargyrit Ag_3SbS_3 , stefanit Ag_5SbS_4 a polybazit $(\text{Ag,Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$.

Stříbro slouží k výrobě fotografických materiálů (s rozvojem digitální fotografie se spotřeba stříbra ve fotografickém průmyslu výrazně snížila). Tradičně se používá ve šperkařství, na výrobu medailí a řazbu pamětních mincí. Je využíváno v elektroprůmyslu, k výrobě baterií s vysokou kapacitou i k přípravě zubního amalgámu (Hg + Ag). Používá se při výrobě zrcadel a speciálních odrazných povrchů. Je užíváno při čištění vody.

Hlavní typy ložisek stříbra: a) subvulkanická ložiska, b) plutonická ložiska, c) vulkanosedimentární ložiska, d) stratidependentní teletermální ložiska, e) mědinosené pískovce a jílovce (a stříbronosené pískovce).

3.14.1 Subvulkanická ložiska Ag

Subvulkanická ložiska s ekonomicky významnými koncentracemi stříbra se vyskytují ve vulkanických a vulkanosedimentárních komplexech tvořených andezity, ryolity, dacity a jim odpovídajícími pyroklastiky. Ložisková tělesa jsou žilného nebo žilnikového typu, méně často jde o metasomatická tělesa. Stříbro bývá přítomno na subvulkanických ložiskách Pb-Zn a Cu-Pb-Zn rud (viz stať 3.7.4) nebo na ložiskách tzv. bolivijské formace (viz stať 2.6.2). Vysoké obsahy stříbra jsou ve formacích Ag-Au a Au-Ag, které jsou např. v americké části cirkumpacifického vulkanického pásma (hlavně v Mexiku). Stříbro a zlato se na těchto ložiskách vyskytují v ryzí formě. Stříbro je však z velké části vázáno také na sulfidy (např. akantit), lokálně jsou přítomny i teluridy Ag a Au.

3.14.2 Plutonická ložiska Ag

Primární rudy některých formací obsahují tak vysoké koncentrace stříbra, že tento kov může být jejich ekonomicky nejvýznamnější složkou (příkladem je pětiprvková formace, reprezentovaná ložiskem *Jáchymov* – viz stať 3.17.3). V případě formací Pb-Zn nebo Cu-Pb-Zn mohou být zvýšené obsahy stříbra již v primární rudě nebo může dojít k akumulaci stříbra v cementační zóně ložisek – např. *Příbram*, *Kutná Hora*, *Stříbro*, *Stará Vožice*, *Ratibořské Hory*, *Stříbrné Hory*, *Jihlava* – viz stať 3.7.3). Geografická poloha uvedených ložisek je zřejmá z obr. 3.14-1.

3.14.3 Vulkanosedimentární ložiska Ag

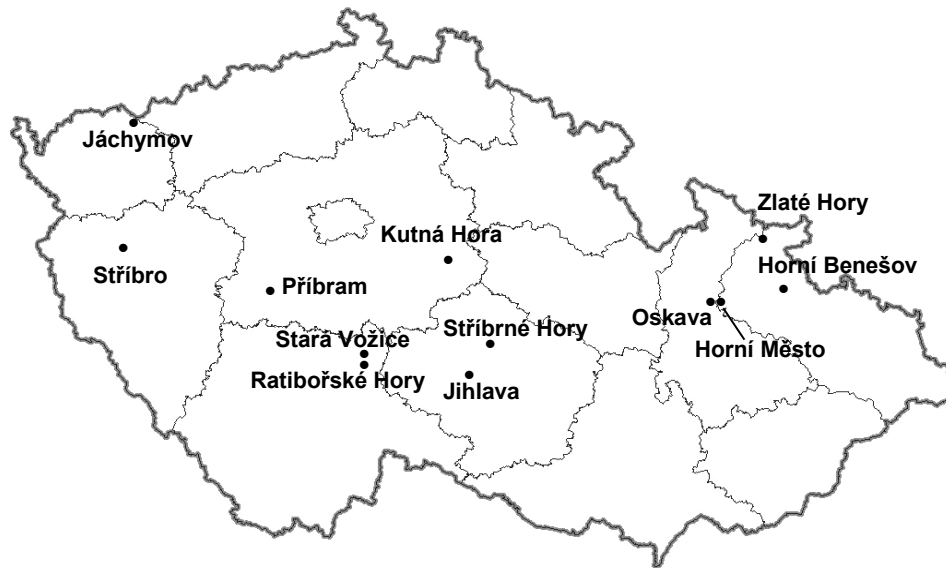
Sulfidické rudy vulkanosedimentárních ložisek zinku, olova a mědi často obsahují relativně vysoké koncentrace stříbra, které je pak vedlejším produktem při zpracování těchto rud. Příkladem jsou ložiska *Sullivan*, *Flin Flon* a *Kidd Creek* v Kanadě, *Mt. Isa* a *Broken Hill* v Austrálii. V České republice jsou zvýšené koncentrace Ag v některých sulfidických akumulacích zlatohorského revíru (např. *Zlaté Hory-východ*) a na *Horní Benešov* u Bruntálu, *Horní Město* a *Oskava* u Rýmařova (viz stať 3.7.2) – obr. 3.14-1.

3.14.4 Stratidependentní teletermální ložiska Ag

V hydrotermální mineralizaci stratidependentních teletermálních ložisek Pb-Zn rud (viz stať 3.7.1) jsou často ekonomicky významné koncentrace stříbra. Příkladem jsou ložiska v Polsku (*Bytom* a *Olkusz* v Horním Slezsku), Irsku (*Silvermines*) a Kanadě (*Pine Point*).

3.14.5 Mědinosné pískovce a jílovce s Ag (a stříbrnosné pískovce)

Mědinosné pískovce a břidlice (viz stať 3.6.2) často obsahují zvýšené koncentrace Ag (např. ve „středoafričském měďném pásu“ 1 až 10 g/t Ag, mansfeldské měďnaté břidlice mají v průměru 140 g/t Ag). Příkladem unikátní akumulace tzv. „stříbrnosných pískovců“ je ložisko *Silver Reef* (Utah), jehož stratiformní polohy bohatých vtoušeninových Ag-rud obsahují až 2,6 kg/t Ag a 2,3 kg/t Se (zrudnění je tvořeno sulfidy a selenidy Ag, provázenými Cu-minerály).



Obr. 3.14-1. Ložiska rud stříbra na území České republiky.

3.15 Ložiska zlata

Ekonomicky nejvýznamnější minerály zlata; využití zlata

Hlavním ložiskotvorným minerálem zlata je ryzí zlato. Průmyslově významné jsou relativně běžné sulfidy (pyrit, arzenopyrit, sfalerit), které mohou zlato obsahovat jako diadochní příměs nebo v podobě velmi jemných inkluzí (jde o tzv. „neviditelné zlato“). Spíše lokální význam mají teluridy Au (a často také Ag) - jde např. o sylvanit $(\text{Au,Ag})_2\text{Te}_4$, krennerit AuTe_2 , calaverit AuTe_2 , petzit Ag_3AuTe_2 nebo nagyagit $\text{Pb}_5\text{Au}(\text{Te,Sb})_4\text{S}_{5-8}$. Na některých ložiskách je zlato vázáno na maldonit Au_2Bi , aurostibit AuSb_2 nebo auricuprid Cu_3Au .

Zlato je používáno k výrobě šperků, mincí, medailí a jako tezaurační kov (např. v podobě zlatých cihel). Je využíváno také v elektrotechnice, lékařství (např. zubní náhrady), k barvení skla a keramiky a též k pozlacování uměleckých předmětů, částí soch nebo staveb.

Hlavní typy ložisek zlata: a) zlatonosné konglomeráty, b) subvulkanická ložiska, c) plutonická ložiska a metamorfogenně hydrotermální ložiska, d) vulkanosedimentární ložiska, e) rýžoviska.

3.15.1 Zlatonosné konglomeráty

Zlatonosné konglomeráty jsou průmyslově nejvýznamnějším typem ložisek zlata. Geneticky jde o metamorfovaná prekambriická rýžoviska. Ryzí zlato je ve zlatonosných konglomerátech provázeno minerály uranu. Netypičtější oblastí výskytu zlatonosných konglomerátů je jihoafrický *Witwatersrand*. Další ložiska „světové třídy“ jsou *Elliot Lake* (Kanada) a *Sierra do Jacobina* (Brazílie).

Witwatersrand – ložiska Au rud

Nejvýznamnější zlatonosnou oblastí světa je jihoafrický *Witwatersrand* s hlavními ložisky v okolí Johannesburgu. Ryzí zlato je zde přítomno v plošně rozsáhlých horizontech svrchnoarchaických a spodnoproterozoických konglomerátů (na ploše 300 x 150 km), v nichž je provázeno minerály uranu (proto se tyto konglomeráty často označují jako zlato-uranonosné). Mocnost těžených poloh dosahuje 3,6 m, obsah zlata 10 až 12 g/t. Ložiska ve *Witwatersrandu* již poskytla zhruba 40 tisíc tun Au; zbylé zásoby se odhadují na 25 tisíc tun Au. Při těžbě Au a U se zde jako vedlejší produkt získávají platinoidy, vzácné zeminy, stříbro a také diamanty.

Zdroj informací o ložisku Witwatersrand:

- da Costa, G., Hofmann, A., Agangi, A. (2020): A revised classification scheme of pyrite in the Witwatersrand Basin and application to placer gold deposits. – *Eart-Science Reviews* 201: (v tisku).
- Fuchs, S., Williams-Jones, A.E., Przybylowicz, W.J. (2016): The origin of the gold and uranium ores of the Black Reef Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. – *Ore Geol. Rev.* 72: 149–164.
- Fuchs, S.H.J., Schumann, D., Williams-Jones, A.E., Murray, A.J., Couillard, M., Lagarec, K., Phaneuf, M.W., Vali, H. (2017): Gold and uranium concentration by interaction of immiscible fluids (hydrothermal and hydrocarbon) in the Carbon Leader Reef, Witwatersrand Supergroup, South Africa. – *Precambrian Research* 293: 39–55.
- Nwaila, G.T., Durrheim, R.J., Jolayemi, O.O., Maselela, H.K., Jakaité, L., Burnett, M., Zhang, S.E. (2020): Significance of granite-greenstone terranes in the formation of Witwatersrand-type gold mineralisation – A case study of the Neoproterozoic Black Reef Formation, South Africa. – *Ore Geol. Rev.* 121: (v tisku).

3.15.2 Subvulkanická ložiska Au

V ekonomicky významných koncentracích může být zlato přítomno na subvulkanických ložiskách Pb-Zn a Cu-Pb-Zn rud (viz stať 3.7.4). Vysoké obsahy zlata jsou ve formacích Ag-Au a Au-Ag, v nichž se zlato vyskytuje v ryzí formě (často jde o elektrum), vázané na arzenopyrit nebo jako součást teluridů. Příkladem subvulkanických ložisek, v nichž je zlato hlavní užitkovou složkou, jsou

ložiska v americké části cirkumpacifického vulkanického pásma (hlavně v Mexiku a Nevadě) a také na Filipínách (ostrov Luzon). V Evropě patří k tomuto typu ložiska v tzv. „zlatém čtverci“ v oblasti Bradu v Rumunsku (*Brad, Sacaramb, Cavnice, Rosia Montana, Zlatna, Baia de Aries*) a v oblasti středoslovenských neovulkanitů (např. *Kremnica*).

3.15.3 Plutonická ložiska Au a metamorfogenně hydrotermální ložiska Au

Plutonická a metamorfogenně hydrotermální ložiska zlata mají zpravidla povahu žil nebo žilníků. Zlato bývá na těchto ložiskách přítomno jako ryzí (někdy jde o zlato s vysokým podílem stříbra – tzv. elektrum) nebo jako příměs v sulfidech (hlavně v arzenopyritu a pyritu), méně často je zlato vázáno na teluridy. Příkladem plutonických a metamorfogenně hydrotermálních ložisek zlata je *Homestake* (Jižní Dakota), *Mother Lode* (Kalifornie), *Passagem de Mariana* (Brazílie), *Berezovsk* (Ural, Rusko), *Kolar* (Indie), *Kalgoorlie* (Západní Austrálie) a *Boliden* (Švédsko). Na území ČR jde např. o ložiska *Jílové* u Prahy, *Čelina* a *Mokrsko* na Sedlčansku, *Roudný* u Vlašimi, *Kašperské Hory* u Sušice, *Suchá Rudná* u Vrbna pod Pradědem a *Zlatý Chlum* u Jeseníku; patří sem i zlatonosná hydrotermální mineralizace v prostoru milešovsko-krásnohorského revíru (např. *Krásná Hora nad Vltavou* – viz stať 3.8.2) i na Příbramsku (*Vacíkov*) – obr. 3.15-3.

Passagem de Mariana (Brazílie) – ložisko zlata

Ložisko *Passagem de Mariana* (často označovaném jen jako *Passagem*, což je název dolu) leží v jv. části oblasti „*Quadrilátero Ferrífero*“ (viz stať 3.1.1.) v brazilském státu Minas Gerais. Od konce 17. století až do roku 1954 zde bylo vyprodukováno více než 60 tun zlata, těžba na dole *Passagem* byla ukončena v roce 1985.

Zlato je přítomno na křemenných žilách s hojným turmalínem, jejichž průměrná mocnost je kolem 2 m (max. 15 m), průměrné obsahy Au jsou 8 g/t. Žíly probíhají litologicky pestrým prostředím násunové zóny. Zlatem bohaté žíly jsou zpravidla v grafitických sericitických fylitech. Horniny v okolí žil jsou hydrotermálně alterovány (silicifikace, turmalinizace a sulfidizace). Dominantní složkou žil je křemen (cca 60 % objemu žiloviny), dále jsou přítomny karbonáty (ankerit a dolomit), turmalín, sericit a sulfidy. Turmalín tvoří až 10 obj. % žiloviny, koncentruje se na okraji žil a také kolem uzavřenin okolních hornin v žilovině; jeho složení odpovídá dravitu. Vysoký obsah turmalínu vedl dříve některé geology k názoru, že nejde o hydrotermální ložisko, ale o pegmatit. Nejhojnějším sulfidickým minerálem na žilách ložiska *Passagem de Mariana* je arzenopyrit, obvykle provázený pyritem a pyrhotinem. Méně hojný je chalkopyrit, galenit, löllingit a berthierit. Uvedené sulfidické minerály se koncentrují na okraji žil nebo jsou v žilách rozptýleny. V partiích bohatých na sulfidy jsou i zvýšené koncentrace zlata. Zlato je zde přítomno jak v podobě ryzího zlata s vysokým obsahem Ag (až 30 %, jde o elektrum), tak i jako součást maldonitu a aurostibitu.

Zdroj informací o ložisku Passagem de Mariana:

Cabral, A.R., Koglin, N., Strauss, H., Brätz, H., Kwitko-Ribeira, R. (2013): Regional sulfate-hematite-sulfide zoning in the auriferous Mariana anticline, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil. – *Mineral. Deposita* 48 (7): 805–816.

Cabral, A.R., Zeh, A. (2015): Detrital zircon without detritus: a result of 496-Ma-old fluid-rock interaction during the gold-lode formation of Passagem, Minas Gerais, Brazil. – *Lithos* 212–215: 415–427.

Chauvet, A., Piantone, P., Barbanson, L., Nehlig, P., Pedroletti, I. (2001): Gold deposit formation during collapse tectonics: structural, mineralogical, geochronological, and fluid inclusion constraints in the Ouro Preto gold mines, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. – *Econ. Geol.* 96: 25–48.

Trumbull, R.B., Garda, G.M., Xavier, R.P., Cavalcanti, J.A.D., Codeço, M.S. (2019): Tourmaline in the Passagem de Mariana gold deposit (Brazil) revisited: major-element, trace-element and B-isotope constraints on metallogenesis. – *Mineralium Deposita* 54: 395–414.

Vial, D.S., Duarte, B.P., Fuzikawa, K., Vieira, M.B.H. (2007): An epigenetic origin for the Passagem de Mariana gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. – *Ore Geol. Rev.* 32: 596–613.

Jílové (střední Čechy) – ložisko zlata

Ložisko Jílové leží jižně od Prahy, v nejsevernější části tzv. jílovského pásma. To je v prostoru jílovského revíru tvořeno hlavně slabě regionálně a kontaktně metamorfovanými svrchnoproterozoickými vulkanity spilit-keratofyrové formace a albitickými granity. Minerální složení jednotlivých žil a žilníků je pestré. Z hlušinových minerálů převažuje křemen nad karbonáty (ankerit, dolomit, kalcit). Ryzí zlato je provázeno pyritem, arzenopyritem, pyrhotinem, markazitem, teluridy Bi, teluridy Au a dalšími rudními minerály. Mocnost žil dosahuje výjimečně i přes 1 m. Akumulace zlata v prostoru jílovského revíru byly těženy zejména ve středověku a s delšími přestávkami až do 2. poloviny 20. století (v posledním období exploatace v letech 1958–1968 zde bylo vytěženo 420 kt rudnin o průměrné kovnatosti 3,2 g/t a získáno 1133 kg zlata).

Zdroj informací o ložisku Jílové:

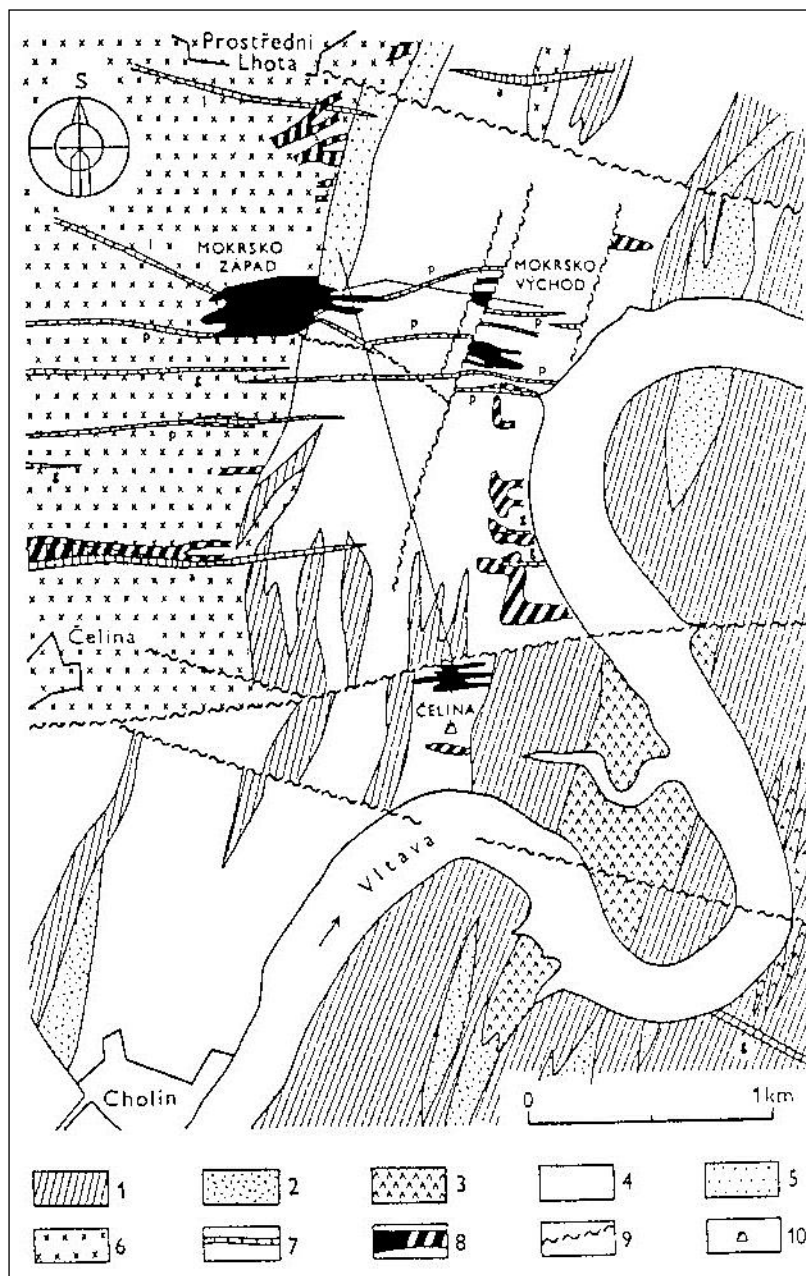
- Litochleb, J. (1998): Jílové u Prahy – historicky nejvýznamnější ložisko zlata v Čechách. – Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. 6: 49–56.
- Morávek, P. (1964): Geologické a ložiskové poměry severní části jílovského revíru. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 3: 109–180.
- Morávek, P. (1971): Ložiskové poměry a mineralizace jílovského zlatonosného revíru. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 13: 1–170.
- Morávek, P. (1999): Přehled a význam zlatonosné mineralizace v České republice. – Mineralia slov. 31: 179–186.
- Morávek, P. et al. (1992): Zlato v Českém masívu. Vydavatelství ČGÚ Praha.
- Morávek, P., Litochleb, J. (2002): Jílovské zlaté doly. Regionální muzeum v Jílovém u Prahy.
- Pauliš, P. (2003): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kutná Kutná Hora.
- Zachariáš, J., Pudilová, M., Žák, K., Janoušek, V. (2001): Multiple fluid sources of Au-mineralisation: the Jílové district, Bohemian Massif, Czech Republic. – In: Piestrzynski, A. et al. (eds.): Mineral deposits at the beginning of the 21st century. A.A.Balkema Publishers Lisse – Abingdon – Exton (Pa) –Tokyo, 855–859.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.

Čelina – Mokrsko (střední Čechy) – ložisko zlata

Na ložisku Čelina – Mokrsko (historický revír *Psí hory*) ve středním Povltaví je zlatonosná hydrotermální mineralizace přítomna na styku svrchnoproterozoických vulkanitů a vulkanosedimentárních hornin jílovského pásma s granitoidy středočeského plutonu (obr. 3.15-1). Zlatonosné zrudnění je vázáno na síť křemenných žil a žilek, jejichž mocnost kolísá od vlasových žilek do 0,5 m. Součástí hydrotermální mineralizace jsou sulfidy (arzenopyrit, pyrhotin, místy molybdenit) v množství pod 1 % objemu žiloviny. Zlato je přítomno převážně jako submikroskopické, jeho průměrná koncentrace v rudní zóně je kolem 2 g/t. Ekonomicky zajímavou doprovodnou složkou zlatonosné mineralizace je scheelit. Ložiskové akumulace u Čeliny a Mokrska jsou metamorfního původu – vznikly remobilizací zlata ze svrchnoproterozoického vulkanosedimentárního komplexu.

Zdroj informací o ložisku Čelina – Mokrsko:

- Morávek, P. (1983): Mokrsko – nové ložisko zlatonosných rud ve středním Povltaví. – Geol. Průzk. 25 (11): 305–308.
- Morávek, P. (1999): Přehled a význam zlatonosné mineralizace v České republice. – Mineralia Slovaca 31 (3–4): 179–186.
- Morávek, P. et al. (1992): Zlato v Českém masívu. Vydavatelství ČGÚ Praha.
- Zachariáš, J. (2016): Structural evolution of the Mokrsko-West, Mokrsko-East and Čelina gold deposits, Bohemian Massif, Czech Republic: Role of fluid overpressure. – Ore Geol. Rev. 74: 170–195.
- Zachariáš, J., Morávek, P., Gadas, P., Pertoldová, J. (2016): The Mokrsko-West gold deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: Mineralogy, deposit setting and classification. – Ore Geol. Rev. 58: 238–263.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.



Obr. 3.15-1. Geologická mapa zlatonosného revíru Psí hory u Čeliny a Mokrska (Morávek et al. 1992 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – bazické až intermediární vulkanity jílovského pásma; 2 – kyselé vulkanity jílovského pásma; 3 – albitické granity jílovského pásma; 4 – vulkanosedimentární souvrství v nadloží vulkanitů jílovského pásma; 5 – svrchnoproterozoické břidlice a droby; 6 – amfibol-biotitický granodiorit slapského výběžku střeodočeského plutonu; 7 – žilné horniny (a = aplity, p = porfyry, l = lamprofyry, g = žilné žuly); 8 – zóny zlatonosného zrudnění (*plně* – detailně ověřené průzkumnými pracemi, *šrafovaně* – ověřené pouze orientačně nebo podle starých těžebních prací); 9 – dislokace; 10 – průzkumná štola.

Zdroj: Morávek, P. et al. (1992): Zlato v Českém masívu. Vydavatelství ČGÚ Praha.

Roudný (blanická brázda) – ložisko zlata

Ložisko Roudný leží v severní části blanické brázdy při rozhraní pestré a monotónní skupiny moldanubika. Rudní těleso má charakter žilníku (mocnost jednotlivých žil je výjimečně až 70 cm) s přechodem do impregnačního zrudnění v sillimanit-biotitických pararulách. Místy je zlatonosné zrudnění lokalizováno také

v ortorulách a pegmatitech. Z rudních minerálů je kromě zlata (zpravidla jde o elektrum) přítomen hlavně pyrit a arzenopyrit, jenž bývá silně zlatonosný (obsahuje jemně dispergované zlato). Nerudní hydrotermální minerály jsou zastoupeny křemenem a karbonáty (dolomit, kalcit, siderit). Obsahy zlata ve zlatonosné zóně se pohybovaly v rozmezí 4 až 25 g/t (v některých úsecích až 10 kg/t). Počátky dolování na ložisku Roudný sahají do 14. století, naposledy zde těžba probíhala v letech 1904–1930 (v tomto období bylo vytěženo 661 kt rudniny, získalo se zde 5770 kg ryzího zlata).

Zdroj informací o ložisku Roudný:

Morávek, P. et al. (1992): *Zlato v Českém masívu*. Vydavatelství ČGÚ Praha.

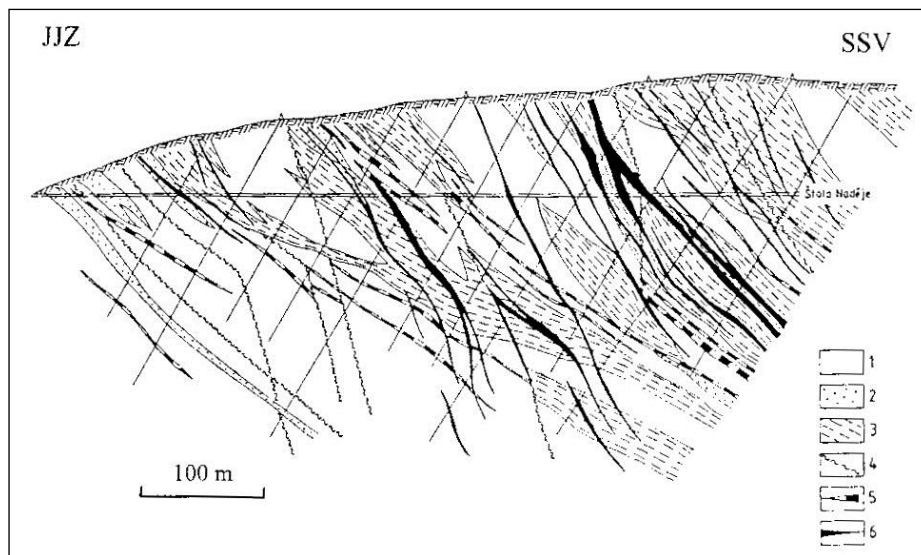
Pauliš, P. (2003): *Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II*. Kuttna Kutná Hora.

Zelenka, J., Živor, R. (2019): *Hornické památky České republiky*. Academia Praha.

Kašperské Hory (Šumava) – ložisko zlata

Ložisko *Kašperské Hory* leží při rozhraní pestré a monotónní skupiny moldanubika. Zlatonosná mineralizace je vázána na křemenné žíly a prokřemenělé polohy v biotitických plagioklasových pararulách (často migmatitizovaných). Mocnost žil kolísá od několika cm až do 5 m. Obsahy zlata v rudnině jsou velmi variabilní, v průměru 4 až 8 g/t. Ryzí zlato je provázáno arzenopyritem, pyritem, pyrhotinem a minerály Bi a Te. V pararulách v prostoru Au-ložiska je přítomna stratiformní scheelitová mineralizace. Řez ložiskem je na obr. 3.15-2.

Vznik dvou velkých keltských hradišť na Kašperskohorsku (Sedlo a Obří hrad) je dáván do souvislosti s rýžováním zlata z fluvialních sedimentů Otavy a jejích přítoků (snad již 5. stol. př. Kr.). Počátek hlubinného dolování zlatonosných rud v Kašperských Horách a okolí je kladen do 13. století. V předhusitské době se Kašperské Hory s okolím staly nejvýznamnějším zlatonosným revírem Českého království. Husitské války přerušily dolování. V 16. až 19. století byla sice řada zlatonosných dolů opět v provozu, produkce zlata však již nikdy nedosáhla úrovně dob předhusitských. Kutací práce ve 20. letech 20. století byly neúspěšné. Geologickým průzkumem v 80. a 90. letech 20. století byly v kašperskohorském revíru ověřeny relativně velké zásoby zlata, zjištěna byla i výše zmíněná W-mineralizace.



Obr. 3.15-2. Profil ložiskem Kašperské Hory podél štolý Naděje (Morávek 1999 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – biotitické pararuly; 2 – kvarcity; 3 – migmatitizované pararuly; 4 – dislokace, zóny mylonitizace; 5 – scheelitová mineralizace; 6 – zlatonosná křemenná mineralizace.

Zdroj: Morávek, P. (1999): Přehled a význam zlatonosné mineralizace v České republice. – Mineralia Slovaca 31(3–4): 179–186.

Zdroj informací o ložisku Kašperské Hory:

- Ackerman, L., Žák, K., Haluzová, E., Creaser, R.A., Svojtka, M., Pašava, J., Veselovský, F. (2019): Chronology of the Kašperské Hory orogenic gold deposit, Bohemian Massif, Czech Republic. – Mineral. Deposita 54: 473–488.
- Morávek, P. (1999): Přehled a význam zlatonosné mineralizace v České republice. – Mineralia Slovaca 31 (3–4): 179–186.
- Morávek, P. et al. (1992): Zlato v Českém masívu. Vydavatelství ČGÚ Praha.
- Morávek, P., Punčochář, M. (1983): Nový perspektivní typ metamorfogenní Au-W mineralizace v kašperském revíru. – Geol. Průzk. 25 (7): 193–196.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.

Zlatý Chlum u České Vsi (Jeseníky) – ložisko zlata

Na ložisku *Zlatý Chlum* u Jeseníku jsou historická důlní díla soustředěna v biotitických rulách, svorech a kvarcitech vrbenské skupiny. Uvedené typy hornin obsahují křemenné polohy, tvořené systémem převážně ložních a ojediněle též pravých žilek většinou čočkovitého charakteru. Zlato je vázáno na tyto křemenné polohy. Vyskytuje se v nich převážně v podobě plíšků, jejichž velikost dosahuje až 2 mm. Ryzí zlato je provázeno pyrhotinem, pyritem a akcesoricky Bi-minerály (bismut, maldonit a také teluridy Bi). Ložisko lze považovat za metamorfogenní – ke vzniku křemenných poloh a žilek s Au-mineralizací došlo v průběhu metamorfních procesů.

Podle charakteru stop po těžbě lze předpokládat, že zlato zde bylo dobýváno již před rokem 1200. Starými listinami je doložena těžba v letech 1519–1531. V pozdějších dobách končily snahy o obnovu dolů neúspěšně, poslední pokus o těžbu zlata se uskutečnil v letech 1886–1889.

Zdroj informací o ložisku Zlatý Chlum:

- Fojt, B., Hauk, J., Kotrba, Z. (1988): Mineralogie zlata a doprovodných minerálů ze Zlatého chlumu u Jeseníku. – Věst. Ústř. Úst. geol. 63: 91–99.
- Jedlička, J., Hauk, J., Pecina, V., Křesina, L. (1989): Litogeochemické studium ložiska Zlatý Chlum u Jeseníku a jeho blízkého okolí. – Sborník prací UNIGEO 35: 33–58.
- Morávek, P. et al. (1992): Zlato v Českém masívu. Vydavatelství ČGÚ Praha.
- Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. Kuttna Kutná Hora.
- Skácel, J., Vaněček, M. (1981): Výskyt zlata na lokalitě Zlatých chlum u města Jeseníku. – Věst. Ústř. Úst. geol. 56 (6): 349–356.
- Stárka, L. (1991): Rozšíření prognózních zdrojů Au-rud na ložisku Zlatý chlum. – Zpr. geol. Výzk. v r. 1990: 139–140.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.
- Zimák, J., Novotný, P., Fojt, B., Večeřa, J., Losos, Z., Vávra, V., Večeřová, V., Skácel, J., Kopa, D. (2003): Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách v okolí Javorníku, Jeseníku a Zlatých Hor. Vydavatelství UP Olomouc.

Suchá Rudná (Jeseníky) – ložisko zlata

Ložisko *Suchá Rudná* je součástí andělskohorského revíru (poblíž Vrbna pod Pradědem). Na ložisku *Suchá Rudná* se zlatonosná mineralizace vyskytuje v horizontech pyritizovaných a karbonatizovaných grafitických fylitů, které jsou součástí andělskohorského souvrství. Zvýšené koncentrace zlata jsou v zónách tektonicky silně zbrídlčenatělých hornin. Zlato je zde přítomno jako ryzí i vázané na sulfidy (arzenopyrit a pyrit). Zlato a jeho nositelé jsou jak ve formě vtroušenin ve výše charakterizovaných „tmavých“ fylitech, tak i v sekrečních čočkovitých žilách tvořených dominantně karbonátem (dolomit-ankerit), nebo na drobných karbonátových žilkách. Průměrné obsahy zlata v rudnině jsou jen 1 až 2 g/t.

Zdroj informací o ložisku Suchá Rudná:

- Aichler, J., Fojt, B., Cháb, J., Kvaček, M., Novotný, P., Orel, P., Vaněček, M. (1990): Zlatonosná mineralizace na lokalitě Suchá Rudná v Jeseníkách. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 29: 79–107.

- Fojt, B., Dolníček, Z., Nepejchal, M. (2012): Zlato v křemenných žilách lokalit Hláška a Vysoká hora – severní část revíru Andělská Hora. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.* 97 (2): 47–67.
- Hodný, V. (1987): Ložisko Au rud Suchá Rudná. In: *Nové trendy a poznatky v československé ložiskové geologii*, 173–176. PpF UK Praha.
- Hodný, V., Tomšík, J. (1988): Suchá Rudná – poznatky z 1. fáze vyhledávání Au rud. – *Sbor. Prací UNIGEO* 34: 7–19.
- Morávek, P. et al. (1992): Zlato v Českém masívu. Vydavatelství ČGÚ Praha.
- Novák, J. (1978): Báňsko-historická studie rudního revíru Andělská Hora. – *Sbor. GPO* 18: 71–73.
- Rajlich, P., Cílek, V., Krčmářová, J., Aichler, J. (1992): Carbonates of the black shale hosted gold deposit at Suchá Rudná, Czechoslovakia. – *Čas. Mineral. Geol.* 37 (2): 155–164.

Zlatý důl u Mariánského Údolí (u Olomouce) – ložisko zlata

Prostor historického ložiska *Zlatý důl* u Mariánského Údolí je tvořen spodnokarbonskými siliciklastiky moravického souvrství. Rytmičky se zde střídají droby (převážně jemnozrné) se siltovci, siltovými břidlicemi, méně jílovými břidlicemi. Ložisko je situováno ve vrcholové části antiklinální struktury, jejíž osa probíhá souhlasně s údolím řeky Bystřice. V prostoru ložiska je tato antiklinální struktura prořata výraznými příčnými poruchami směru SZ-JV, na nichž je přítomna hydrotermální mineralizace. Podle povahy haldového materiálu jde o žilky o mocnosti v řádu cm, z některých fragmentů sterilní žiloviny je zřejmé, že mocnost žil někdy přesahovala i 30 cm. Hydrotermální mineralizace je tvořena hlavně křemenem a karbonáty (dolomit-ankerit, kalcit, akcesoricky siderit) a také sulfidickými minerály, z nichž je v haldovém materiálu nejhojnější chalkopyrit, galenit a pyrit, ojediněle je přítomen sfalerit. Součástí hydrotermální mineralizace jsou fluorokarbonáty vzácných zemin. Během novodobého mineralogického výzkumu se na žilách nepodařilo zjistit přítomnost ryzího zlata, bylo však vyrýžováno v potůčku protékajícím pod ložiskem. Dobývání rud ve Zlatém dole probíhalo již v dávné minulosti. První konkrétní zmínka o dolování na této lokalitě však pochází až z roku 1524.

Poznámka: Prostor ložiska Zlatý důl je na k.ú. Hlubočky, a to v jeho části zvané Mariánské Údolí. Ložisko je situováno mezi Mariánským Údolím a Lošovem, a proto je někdy v literatuře chybně označováno jako Lošov.

Zdroj informací o ložisku Zlatý důl u Mariánského Údolí:

- Dolníček, Z. (2010): Xenotim-(Y) z rudní žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nížkého Jeseníku). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku* 17 (1–2): 133–135.
- Kotlánová, M., Dolníček, Z., Kapusta, J. (2016): Minerály vzácných zemin na hydrotermálních polymetalických žilách z historického ložiska Zlatý důl u Hluboček – Mariánského Údolí (kulm Nížkého Jeseníku). – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.* 24 (1): 70–79.
- Král, J. (2008): Nové poznatky k hornickému revíru v Mariánském údolí u Olomouce. – *Minerál* 16 (6): 509–512.
- Novák, J., Štěpán, V. (1985): Ložisko Ag, Pb, Cu rud Lošov (Velká Bystřice) v kulmu Nížkého Jeseníku. – *Sborník GPO* 30: 153–157.
- Zimák, J., Večeřa, J. (1991): Mineralogická charakteristika Cu-Pb zrudnění na lokalitě „Zlatý důl“ u Hluboček – Mariánského Údolí u Olomouce. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, Vol. 103, Geographica-Geologica* 30: 63–74.

3.15.4 Vulkanosedimentární sulfidická ložiska s příměsí Au

Průmyslově významné koncentrace zlata mohou být v rudách vulkanosedimentárních ložisek typu Cu, Cu-Zn, Cu-Pb-Zn a Pb-Zn (viz stať 3.6.3 a 3.7.2). V průběhu regionální metamorfózy se zlato částečně uvolňuje z hostitelských minerálů (při rekrystalizaci zlatonosných sulfidů – např. sfaleritu, pyritu nebo chalkopyritu). Díky metamorfní remobilizaci se v prostoru původního ložiska (ale i ve větší vzdálenosti od něj) může tvořit hydrotermální Au-mineralizace (např. křemenné žíly se zlatem). Příkladem vulkanosedimentárních ložisek s vysokými obsahy zlata je kanadské ložisko *Flin Flon*, jehož Cu-Zn rudy obsahují 2 g/t Au. Ve zlatohorském revíru (viz stať 3.7.2) byly průmyslově významné obsahy zlata na ložisku *Zlaté Hory-západ* (6 mil. tun rudy s 0,9 až

2,4 g/t Au, 2,1 až 2,8 g/t Ag, 1,2 až 2,4 % Zn, 0,06 až 0,2 % Pb a 0,13 až 0,16 % Cu); zvýšené obsahy Au byly i v polymetalických rudách ložiska Zlaté Hory-východ.



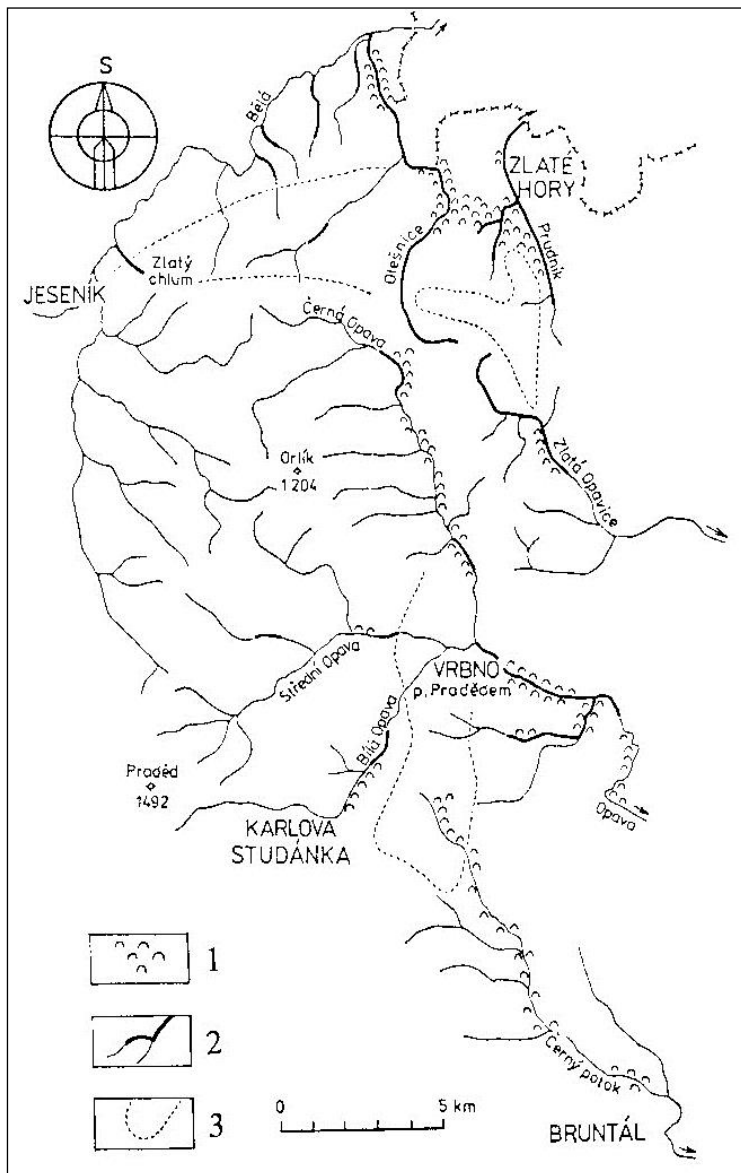
Obr. 3.15-3. Endogenní ložiska zlata na území České republiky.

3.15.5 Rýžoviska Au

Primární ložiska zlata jsou téměř vždy provázena jeho akumulacemi ve zvětralinovém plášti a hlavně aluviálními rýžovisky. Příkladem aluviálních rýžovisek jsou historicky významná ložiska na řekách Yukon a Klondike na Aljašce nebo bohatá rýžoviska v povodí řek Lena a Amur v Rusku

Velký hospodářský význam mají i příbřežní plážová rýžoviska zlata, která jsou např. při pobřeží Aljašky (*Nome*) a Chile.

V České republice jsou aluviální rýžoviska zlata téměř na všech jihočeských řekách včetně četných přítoků. Jejich největší koncentrace byla na Otavě v okolí Sušice, Horažďovic, Strakonice, Protivína a Písku. Další rýžoviska v oblasti jižních a jihozápadních Čech jsou na řece Blanici, Lužnici, Volyňce a také na řece Vltavě, podél níž se rýžoviska táhnou až téměř ku Praze. Rýžoviska zlata jsou i na dolním toku Sázavy a také podél Želivky a Kocáby. Z moravských toků je významná říčka Oskava (ložisko *Břevenec*). Významná rýžoviska zlata jsou ve Slezsku – jde zejména o aluviální rýžoviska ve zlatohorské oblasti podél Prudníku, Opavice a Olešnice a také o rýžoviska ve vrbenské oblasti v povodí Černé, Střední a Bílé Opavy a na řece Opavě pod soutokem u Vrbna pod Pradědem (viz obr. 3.15-4). V okolí Zlatých Hor jsou i akumulace zlata v sedimentech glaciálního a fluvio-glaciálního původu.



Obr. 3.15-4. Výskyty zlata na území mezi Jeseníkem, Zlatými Horami a Bruntálem (Skácel, Vaněček 1981 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – rýžoviška zlata (zachovaná nebo historicky doložená); 2 – úseky vodotečí se zvýšenými obsahy zlatinek v recentních sedimentech; 3 – primární zdrojové oblasti zlata.

Zdroj: Skácel, J., Vaněček, M. (1981): Výskyt zlata na lokalitě Zlatých chlum u města Jeseníku. – Věst. Ústř. Úst. geol., 56 (6): 349–356.

Zlatinky a nuggety

Jako zlatinky jsou označovány drobné zlaté plíšky přítomné na rýžoviskách. Velikost zlatinek kolísá ve velmi širokém rozpětí od zlatého prachu jen obtížně vyrýžovatelného až po plíšky o velikosti i přes 1 cm. Přírodní zlato zpravidla obsahuje příměs stříbra, které výrazně ovlivňuje jeho barvu. Zlato vysoké ryzosti (tj. s jen malou příměsí Ag) je sytě zlatožluté, zlato bohatší stříbrem je světlejší, zlato s vysokým obsahem Ag (tzv. elektrum) je žlutobílé až bílé. V případě zlatinek není barva dobrým kritériem pro hodnocení ryzosti. Obecně totiž platí, že rýžovnické zlato (zlatinky a nuggety) má zpravidla nižší obsah Ag (tedy vyšší ryzost) ve srovnání se zlatem z primárního zdroje. K částečnému vyloučení stříbra ze zlata dochází během zvětvávání primární rudy a také během transportu ve vodním toku. Povrch zlatinek (i nuggetů) mívá proto vyšší ryzost než zbývající objem. Z pozorované barvy lze tedy usuzovat jen na ryzost povrchové vrstvy.

Někdy je místo termínu „zlatinka“ užíván ve zcela shodném významu termín „zlatěnka“. Raději jej nepoužívejte, alespoň pokud jde o zlaté plíšky. Zlatěnky (*Chrysididae*) jsou totiž čeled' hmyzu, jsou kovově lesklé a krásně zbarvené. (Entomologům se autor omlouvá za spíše mineralogickou charakteristiku této hmyzí čeledi.)

Nuggety (někdy psáno jen nugety) jsou valounky nebo i velké valouny zlata, případně „hroudy zlata“. Nuggety nalézané na rýžoviskách jsou často zaoblené, v některých případech prokazatelně vznikly postupným stloukáním plíšků, drátků a menších kousků zlata například v peřejích a vodopádech. V jiných případech je zcela zřejmé, že se „hroudy zlata“ vytvořily již na primárním ložisku, a jsou tedy produktem hydrotermálních procesů nebo procesů probíhajících v cementační zóně. Velké nuggety a „zlaté hroudy“ mají podobně jako velké diamanty svá jména, často zajímavou historii a samozřejmě i značnou cenu. V literatuře lze o těch mimořádných najít spoustu informací, samozřejmě včetně údajů o hmotnosti. Nutno poznamenat, že velké nuggety nejsou tvořeny jen zlatem, ale že často obsahují značný podíl křemene, jehož hmotnost může převyšovat hmotnost zlata.

Největší „kus zlata“ byl nalezen v roce 1872 na lokalitě Hill End u Bathurstu (N.S.W., Austrálie). Literatura jej uvádí pod názvem „Holtermanův a Bayerův vzorek“. Jeho hmotnost je 235 kg, zlato je v něm výrazně dominantní. Byl vylomen z rudní žíly, a tedy nejde o nugget v pravém slova smyslu (tedy geolog by tento kus zlata neměl jako nugget označovat). Největší známé pravé nuggety nalezené ve fluvialních sedimentech pochází rovněž z Austrálie – jde o nugget „Welcome Stranger“ (71 kg) a nugget „Welcome“ (68 kg).

Pokud jste se po přečtení tohoto rámečku rozhodli začít s rýžováním zlata (a není to špatný nápad), pak možná oceníte informace v populárně (a krásně) napsané knize *Klomínský, J., Pacovský, J. (1988): Historie psaná zlatem. Nakladatelství Svoboda Praha*. A pokud nevíte, kde by vaše první rýžování mohlo být úspěšné, tak lze doporučit například prostor historických rýžovisek na řece Oskavě – viz následující text.

Břevenec (Jeseníky) – ložisko zlata

Aluviální rýžoviska zlata na k.ú. Břevenec (na Šumpersku) jsou situována podél řeky Oskavy. Rýžoviska se táhnou podél tohoto vodního toku v délce cca 1,5 km. Zlato je zde přítomno ve fluvialních písčitéch štěrčích pleistocenního až holocenního stáří v podobě zlatinek o velikosti převážně pod 0,5 mm, zlatinky nad 1 mm jsou velmi vzácné. V prostoru rýžovisek jsou dosud dobře patrné mohutné haldy a valy, představující pozůstatky po rýžovnických pracích zřejmě ze 13. století. Soustava kanálů a příkopů v prostoru lokality svědčí o plošném dobývání zlata z nivy patrně ve 14. nebo 15. století.

Zdroj informací o ložisku Břevenec:

Pauliš, P. (2005): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska II. Kuttna Kutná Hora.

Bouška, M., Jiránek, J. (1994): Příspěvek k mineralogii zlata z oskavského rozsypu u obce Břevenec. – Čas. Slez. Muz., Vědy přír. 43: 193–200.

Co je zlatá hořečka?

Zlatá hořečka je termín užívaný pro masovou migraci prospektorů (zlatokopů) do míst nového objevu zlata i pro všechny další průvodní jevy, spojené s lidským davem, jenž je hnán vidinou rychlého zbohatnutí. Termín zlatá hořečka se běžně používá i v souvislosti s jinými obecně drahými komoditami (stříbro, diamant, smaragd, rubín, drahý opál...).

Nejznámější zlatou horečkou je ta, která je spojena s nálezem ložisek zlata v tehdy pusté a velmi obtížně dostupné oblasti kolem řeky Klondike u dnešního Dawson City v kanadském teritoriu Yukon. Tato zlatá horečka začala v roce 1896 objevem bohaté akumulace zlata na Králičím potoku (Rabbit Creek), jenž byl následně přejmenován na Bonanza Creek. V letech 1897–1899 do oblasti Klondike dorazilo odhadem až 100 tisíc lidí, z toho téměř 30 tisíc přistěhovalců žilo v Dawson City. V roce 1899 se v tomto městě rozšířily informace o objevu perspektivních ložisek zlata na Aljašce (ložisko Nome – viz stať 3.15.5), a tím zlatá horečka na Klondiku v podstatě skončila díky přesunu prospektů na území Aljašky. Počet obyvatel Dawson City se prudce snížil na 8 tisíc, těžba zlata zde pokračovala ještě dlouho po skončení zlaté horečky. Nutno poznamenat, že v letech 1898–1952 byl Dawson City hlavním městem Yukonu, v současnosti má jen něco přes 1 tisíc obyvatel (1375 v roce 2016). Geology možná zaujme informace, že město Dawson City bylo pojmenováno na počest jednoho z nejvýznamnějších kanadských geologů, jímž byl George Mercel Dawson (1849–1901).

Poutavé čtení o zlatých horečkách nabízí kniha Klomínský, J., Pacovský, J. (1988): *Historie psaná zlatem*. Nakladatelství Svoboda Praha.

3.16 Ložiska platinoidů

Ekonomicky nejvýznamnější minerály platinoidů; využití platinoidů

Do skupiny platinoidů patří šest prvků: ruthenium, rhodium, palladium, osmium, iridium a platina.

Platinoidy se vyskytují jako příměs v sulfidech (např. pyrhotin, pentlandit) nebo v podobě slitin, jejichž názvy jsou v současné mineralogické nomenklatuře totožné s názvem v nich nejzastoupenějšího platinoidu (např. platina, iridium...). Ze sloučenin platinoidů má lokální význam např. sperrylit $PtAs_2$.

Všechny platinoidy se vyznačují silnými katalytickými účinky – jako katalyzátory se proto používají např. při výrobě kyseliny sírové, kyseliny dusičné, amoniaku nebo octu a také v petrochemii. Platina, palladium a v menší míře také rhodium se používají ve šperkařství. Z platiny se zhotovují misky a tyglíky pro chemické laboratoře. Platinoidy se využívají i v lékařství např. k výrobě chirurgických nástrojů nebo jehel pro akupunkturu.

Hlavní typy ložisek platinoidů: a) likvační ložiska, b) hystermagmatická ložiska, c) rýžoviska.

3.16.1 Ložiska likvačních Ni-Cu rud s platinoidy

Ni-Cu rudy likvačních ložisek mohou obsahovat průmyslově významné akumulace platinoidů, které jsou v nich přítomny jako příměs v sulfidech (hlavně v pyrhotinu a pentlanditu) i v podobě samostatných minerálů. Vysoké koncentrace platinoidů jsou na ložisku *Sudbury* (Ontario), *Norilsk* (Rusko) a zejména na ložiskách likvačních rud ve stratifikovaném bushveldském masivu (JAR), kde v horizontu zvaném „Merensky Reef“ platinoidy představují dokonce hlavní užitkovou složku rud (Ni a Cu se zde získávají jen jako vedlejší složka).

3.16.2 Ložiska hystermagmatických chromitových rud s platinoidy

Ložiska platinoidů v hystermagmatických chromitových rudách jsou někdy označována jako ložiska uralského typu. Vyskytují se na středním Uralu (nižnětagilský masiv), kde se platinoidy koncentrují v hystermagmatických akumulacích chromitu v dunitech, peridotitech a pyroxenitech.

3.16.3 Rýžoviska platinoidů

Průmyslově významná aluviální rýžoviska platinoidů jsou na středním Uralu v prostoru nižnětagilského masivu, v Tasmánii (na řece Adams), Zimbabwe a Konžské demokratické republice. Příbřežní mořská rýžoviska platinoidů jsou na pacifickém pobřeží Kolumbie a Oregonu.

3.17 Ložiska uranových rud

Ekonomicky nejvýznamnější minerály uranu; využití uranu

Průmyslově nejvýznamnějším minerálem uranu je uraninit UO_2 . Pro málo soudržné povlaky, žilky nebo i práškovité agregáty uraninitu se používá označení „uranová čerň“. K dalším významným minerálům uranu patří coffinit $\text{U}[\text{SiO}_4]_{1-x}(\text{OH})_{4x}$, brannerit $(\text{U,Ca,Y,Ce})(\text{Ti,Fe})_2\text{O}_6$, davidit-(La), tj. lanthanový davidit $(\text{La,Ce})(\text{Y,U,Fe}^{2+})(\text{Ti,Fe}^{3+})_{20}(\text{O,OH})_{38}$, uranofan $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{SiO}_3(\text{OH})]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, carnotit $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, autunit $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{--}12\text{H}_2\text{O}$ a torbernit $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{--}12\text{H}_2\text{O}$.

Uran je využíván jako jaderné palivo (v jaderných elektrárnách i v reaktorech produkujících energii k pohonu lodí, ledoborců a ponorek) a na výrobu jaderných zbraní. Ochuzený uran (vysvětlení tohoto termínu je v následující poznámce) se používá k vyvažování lodí a letadel, ke stínění proti radioaktivnímu záření a také na výrobu speciální protipancéřové munice. Sloučeniny uranu jsou tradičně (ale nyní jen v nepatrné míře) využívány k barvení skla.

Obohacování uranu

V přírodě se vyskytující uran je směsí tří izotopů: ^{238}U (99,2836 %), ^{235}U (0,711 %) a ^{234}U (0,0054 %). Pokud má být uran využit jako jaderné palivo nebo na výrobu jaderných zbraní, je nutno jej obohatit, tj. zvýšit podíl ^{235}U . Pro použití jako jaderné palivo se uran obohacuje obvykle na 3 až 5 % (jde o tzv. nízce obohacený uran, označovaný jako LEU). Pro jaderné zbraně je užíván uran nabohacený přes 90 % (jde o vysoce obohacený uran, označovaný jako HEU). Pro nejaderné aplikace je využíván ochuzený uran (označovaný jako DU), který je „zbytkem“ po obohacování uranu.

Vysvětlení zkratk LEU, HEU a DU:

LEU (= low-enriched uranium) je nízce obohacený uran s obsahem do 20 % ^{235}U .

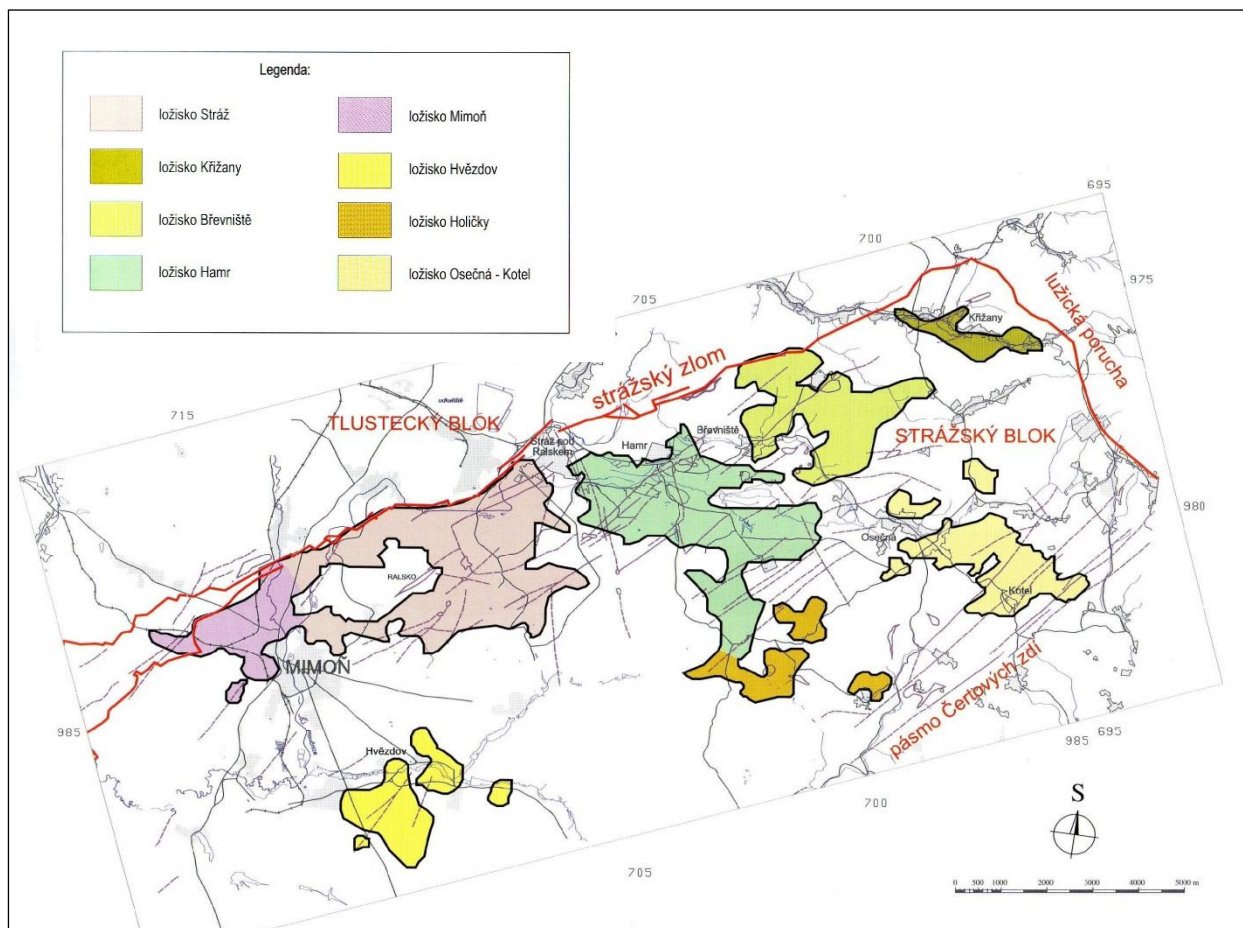
HEU (= highly-enriched uranium) je vysoce obohacený uran s obsahem nad 20 % ^{235}U .

DU (= depleted uranium) je ochuzený uran obvykle s obsahem 0,2 až 0,3 % ^{235}U .

Hlavní typy ložisek uranu: a) uranonosné pískovce, b) Au-U konglomeráty, c) plutonická ložiska.

3.17.1 Uranonosné pískovce

Do této skupiny patří morfologicky i geneticky rozmanité akumulace U-minerálů v klastických říčních, jezerních, deltových a mořských sedimentech. Uranová mineralizace je nejčastěji epigenetická (hydrogenně infiltrační, na některých akumulacích snad i hydrotermální). V některých případech může jít částečně o syndimentární akumulace inertních minerálů, příp. o mineralizaci, která se dotvářela v průběhu diagenetických procesů. Uran je v uranonosných pískovcích přítomen v podobě uraninitu a coffinitu; značná část uranu bývá vázána na oxidy a oxo-hydroxidy Ti, fosfáty, vanadáty a organickou hmotu. Jako vedlejší produkt se z těchto rud často získává V, Cu, Mo, Se a Ag. Obrovská ložiska uranonosných pískovců jsou v USA v oblasti Colorado Plateau (mineralizace U-V-Cu se zde vyskytuje v sedimentech karbonu až svrchní křídly na více než 2000 samostatných ložisek). Na území ČR jsou velká ložiska v severní části české křídové pánve na Liberecku. Jde například o ložiska *Hamr* (podle obce Hamr na Jezeře), *Břevniště* a *Stráž* (podle obce Stráž pod Ralskem) – obr. 3.17-1 a 3.17-5.



Obr. 3.17-1. Orientační schéma ložisek uranových rud v oblasti tzv. strážského bloku severočeské křídly (sine 2003).

Zdroj: sine (2003): *Rudné a uranové hornictví České republiky*. Anagram Ostrava.

Hamr, Břevniště a Stráž (na Liberecku) – ložiska uranu

Ve strážském bloku české křídlové pánve bylo vymezeno osm uranových ložisek, z nichž ložiska *Hamr*, *Stráž* a *Osečná-Kotel* lze co do velikosti zásob zařadit do kategorie ložisek velkých, a ložiska *Břevniště*, *Holičky*, *Hvězdov*, *Křižany* a *Mimoň* do kategorie ložisek středně velkých. Geografická pozice těchto ložisek je zřejmá z obr. 3.17-1. Těžena byla pouze tři z nich: *Hamr*, *Stráž* a *Břevniště*.

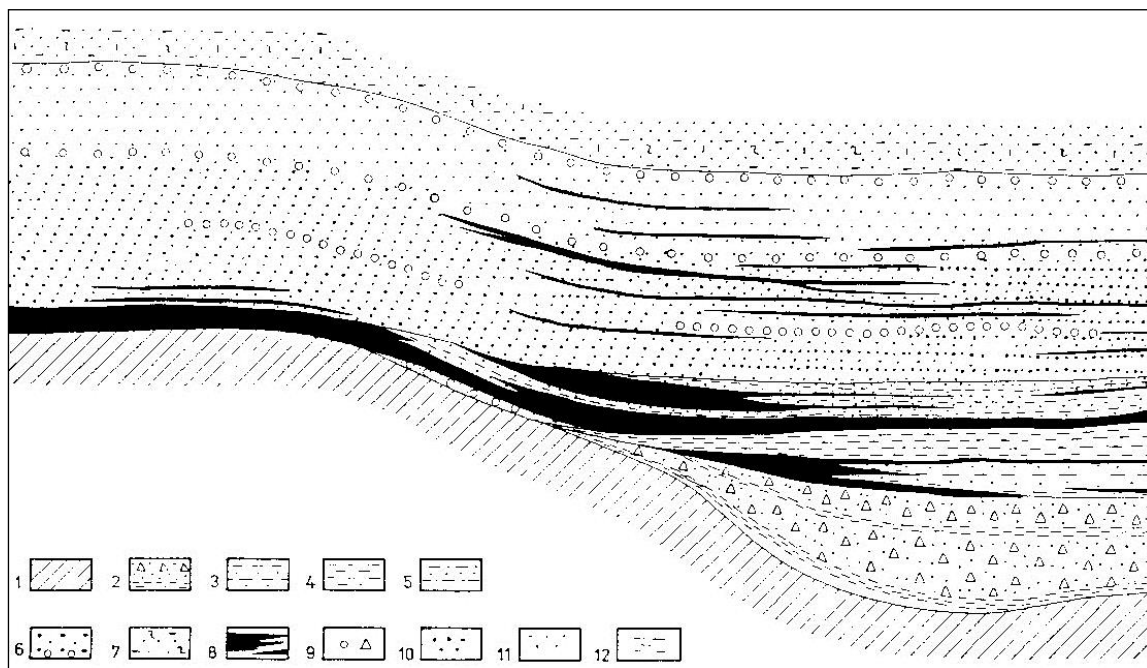
Na ložiskách strážského bloku je uranová mineralizace přítomna v cenomanských sedimentech. Ložisková tělesa mají charakter stratiformních poloh (obr. 3.17-2). Uran je vázán hlavně na uranit (zpravidla jde o uranové černě), je však také sorbován na Zr-silikát (tzv. hydrozirkon), oxidy a oxo-hydroxidy Fe, oxidy Zr, přítomen je i coffinit a další minerály uranu. Přítomnost velkého množství hydrozirkonu a oxidů Zr činí z mineralizace na ložiskách strážského bloku obecně výjimečný typ zrudnění (a také prognózní zdroj Zr a Hf – viz podkapitola 3.22).

Těžba uranu na ložiskách strážského bloku probíhala v letech 1967–1996. Šlo jak o klasickou hlubinnou těžbu uranové rudy (Břevniště a Hamr), tak i o získávání uranu metodou podzemního vyluhování (Stráž, částečně i Hamr). Z ložiska Stráž bylo loužením „in situ“ získáno téměř 15 kt uranu. V průběhu 30 let těžby ložiska Stráž bylo do ložiskového prostoru vtačeno 4 100 kt kyseliny sírové, 320 kt kyseliny dusičné, 113 kt amoniaku, 26 kt kyseliny fluorovodíkové a 1 kt kyseliny chlorovodíkové. Po skončení chemického loužení je nutno sanovat zasažené horninové prostředí. Patně ještě několik desítek let bude nezbytné z podzemí čerpat zbytkové technologické roztoky obohacené uranem. Ten je vedlejším produktem sanace ložiska Stráž.

Zdroj informací o ložisku Hamr a dalších uranových ložiskách strážského bloku:

Čadek, J., Mirovský, J., Novák, F., Vavřín, I. (1975): Association of uranium nad zirconium in the sandstone type uranium deposits in northern Bohemia. – *Čas. Mineral. Geol.* 20 (2): 131–140.

- Čermáková, H., Novák, J., Vladyka, P. (1996): Ekologické a ekonomické aspekty likvidace chemické těžby uranu na ložisku Stráž. – U-R-GP, 3 (12): 385–389.
- Novák, F., Vavřín, I. (1980): Mineralogie uran-zirkoniové mineralizace v severočeské křídě. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 21: 47–82.
- Scharm, B. (1995): Přehled minerálů nalezených v oblasti uranových koncentrací v severočeské křídě. – Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. 3: 169–172.
- Scharm, B., Scharmová, M., Sulovský, P., Kühn, P. (1991): Philipsbornite, arsenoflorencite-(La), and arsenoflorencite-(Nd) from the uranium district in northern Bohemia, Czechoslovakia. – Čas. Mineral. Geol. 36 (2–3): 103–113.
- sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.
- Starý, J., Novák, J. (2011): Zdroje uranových rud v České republice a jejich perspektiva. – U-R-GP 18 (6): 6–10.
- Syka, J., Čadek, J., Blažek, J., Herčík, F., Chabr, P., Studničná, B., Veselý, T. (1978): Charakteristické rysy uranových a zirkonium-uranových akumulací ve svrchní křídě severních Čech. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 19: 7–33.
- Šuráň, J., Veselý, P. (1997): Uranový průmysl v České republice – historie a současný vývoj. – U-R-GP 4 (11): 372–376.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.



Obr. 3.17-2. Příčný řez ložiskem Hamr se schematickým vyznačením U a U-Zr akumulací v křídových sedimentech (Syka et al. 1978 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – předkřídové podloží; 2 – splachové sedimenty; 3 – souvrství říčních a jezerních pískovců; 4 – souvrství jezerních a močálových prachovců; 5 – souvrství rozmyvových uloženin; 6 – souvrství rozpadavých pískovců; 7 – souvrství fukoidových pískovců; 8 – U a U-Zr akumulace; 9 – slepenec; 10 – hrubozrnné a střednozrnné pískovce; 11 – jemnozrnné pískovce; 12 – prachovce a jílovce.

Zdroj: Syka, J., Čadek, J., Blažek, J., Herčík, F., Chabr, P., Studničná, B., Veselý, T. (1978): Charakteristické rysy uranových a zirkonium-uranových akumulací ve svrchní křídě severních Čech. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 19: 7–33.

3.17.2 Au-U konglomeráty

Uranová ložiska typu Au-U konglomerátů jsou stručně charakterizována ve stati 3.15.1. Uraninit a další U-minerály jsou součástí tmelu konglomerátů (společně se zlatem, pyritem, monazitem, xenotimem a dalšími minerály). Příkladem jsou obrovská ložiska v jihoafrickém Witwatersrandu.

3.17.3 Plutonická ložiska U-rud

V rámci této skupiny ložisek uranu se vyčleňuje značný počet formací, z nichž jsou zde zmíněny tři nejvýznamnější: a) tzv. pětiprvková formace (U-Ag-Bi-Co-Ni, resp. U-Ag-As-Bi-Co-Ni), b) U-sulfidická formace, c) U-karbonátová formace.

Ložiska pětiprvkové formace jsou žilného typu. Žilovina je tvořena křemenem, karbonáty (kalcit, dolomit), příp. barytem a fluoritem. Uran je vázán v podobě uraninitu. Na ložiskách je přítomna pestrá asociace arzenidů a sulfoarzenidů Co, Ni a Fe, společně s minerály Bi a Ag (mnohá z ložisek byla v minulosti významným zdrojem stříbra). Hydrotermální mineralizace těchto ložisek se formovala během několika stadií. Uraninitová mineralizace je starší než mineralizace arzenidová a sulfoarzenidová. Proto je někdy existence pětiprvkové formace zpochybňována a její charakteristická nerostná asociace je považována za výsledek prostorového překrytí U-mineralizace a formace Ag-Bi-Co-Ni, resp. Ag-As-Bi-Co-Ni. Příkladem ložisek řazených k pětiprvkové formaci jsou obrovská ložiska U-rud v oblasti Velkého medvědího jezera v Kanadě (revír *Port Radium*). Na území ČR je reprezentantem pětiprvkové formace ložisko *Jáchymov* v Krušných horách, *Horní Slavkov* ve Slavkovském lese a *Zálesí* v Rychlebských horách – obr. 3.17-5.

Ložiska U-sulfidické formace mají charakter žil s křemen-karbonátovou hlušinou, na nichž je uran přítomen v podobě uraninitu nebo i coffinitu. Hojně jsou zastoupeny sulfidické minerály (pyrit, galenit, sfalerit, chalkopyrit, příp. i minerály Bi, Ag a As). Ložiska náležející k této formaci jsou v USA, Kanadě a Francii. K této formaci patří i *příbramské uranové ložisko*, vzhledem k velikosti často označované jako *příbramský uranový revír*.

Na ložiskách U-karbonátové formace je zrudnění tvořeno uraninitem, jenž je často provázen coffinitem, příp. branneritem. Hlušínové minerály jsou zastoupeny karbonáty, k nimž ve variabilním množství přistupuje křemen. Ložiska této formace se vyskytují hlavně na kanadském štítu (např. u jezera Athabasca). V ČR k této formaci náleží např. ložisko *Rožná* u Bystřice nad Pernštejnem.

Jáchymov (v Krušných horách) – ložiska uranu

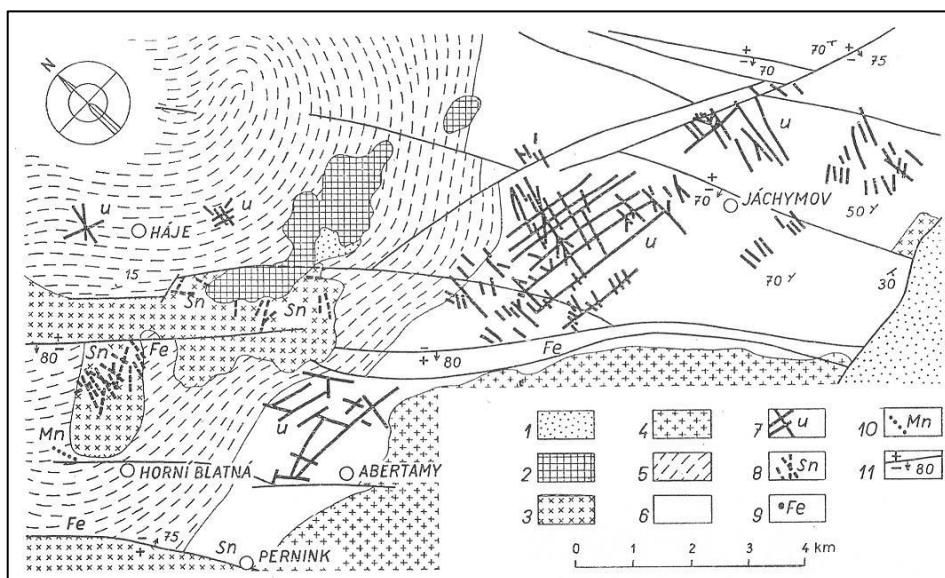
Uranonosné žíly na ložisku *Jáchymov* (resp. v jáchymovském revíru) pronikají horninami jáchymovského svorového pruhu, v prostoru ležícím východně od jeho kontaktu s karlovarským žulovým plutonem. Svorový komplex protínají četná tělesa žilných hornin (lamprofyry, žulové porfyry). Hydrotermální U-mineralizace je lokalizována ve výplni dislokací různých směrů, zejména však SZ-JV, S-J a V-Z (obr. 31). V žilné výplni lze rozlišit několik mineralizačních stadií: nejstarší je křemen-sulfidické stadium (sulfidy jsou zastoupeny arzenopyritem, pyritem, chalkopyritem, sfaleritem a galenitem), pak následuje uraninit-karbonátové stadium (karbonát je zastoupen hlavně dolomit), dále karbonát-arzenidové a sulfoarzenidové stadium (dolomit společně s arzenidy a sulfoarzenidy Co, Ni a Fe, ryzím As, ryzím Ag, dalšími Ag-minerály a často také s mladší generací regenerovaného uraninitu), potom mladší sulfidické stadium (kalcit s pyritem, chalkopyritem, sfaleritem, galenitem a tennantitem) a nakonec nejmladší křemen-hematitové stadium.

Historie jáchymovských dolů začíná těžbou stříbra od r. 1516. Již v r. 1519 byl Jáchymov povýšen na horní město s pověstnou mincovnou, v r. 1534 měl 18200 obyvatel a stal se tak druhým nejlidnatějším městem v Čechách (Praha tehdy měla 50000 obyvatel). V 16. století byl Jáchymov největším evropským producentem stříbra (v letech 1516–1600 zde bylo vytěženo zhruba 340 tun Ag). Na počátku 17. století se těžba v Jáchymově dostala do hluboké krize. Od poloviny 17. století se zde začaly dobývat kobaltové rudy a v 18. století i uranové rudy na výrobu barviv. Objev a izolace radia z jáchymovského uraninitu v posledních letech 19. století orientovaly zdejší těžbu na radiovou surovinu. V období po 2. světové válce

zde byl těžen uran jako energetická surovina a také na výrobu jaderných zbraní (v letech 1945–1962). Od r. 1964 jsou z opuštěných dolů jímány radioaktivní vody pro lázeňské účely.

Zdroj informací o ložisku Jáchymov:

- Bohatý, M. (2000): Jáchymovské nerosty v dějinách mineralogie. – *Minerál*, 7 (3): 211–229.
- Bohdálek, P. (2008): Střední a západní Krušnohoří – hornický region evropského významu, hornická historie a montanistická současnost. – *U-R-GP* 15 (12): 21–29.
- Horák, V. (2000): Mineralogické bohatství ložiska Jáchymov. – *Minerál*, 8 (3): 187–198.
- Mrňa, F., Pavlů, D. (1967): Ložiska Ag-Bi-Co-Ni-As-formace v Českém masívu. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol.* 9: 7–104.
- Ondruš, P., Veselovský, F., Gabašová, A., Drábek, M., Dobeš, P., Malý, K., Hloušek, J., Sejkora, J. (2003): Ore-forming processes and mineral parageneses of the Jáchymov ore district. – *Journ. Czech Geol. Soc.* 48 (3–4): 157–192.
- Ondruš, P., Veselovský, F., Gabašová, A., Hloušek, J., Šrein, V., Vavřín, I., Skála, R., Sejkora, J., Drábek, M. (2003): Primary minerals of the Jáchymov ore district. – *Journ. Czech Geol. Soc.* 48 (3–4): 19–147.
- Pauliš, P. (2003): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kuttna Kutná Hora.
- Pluskal, O. (1998): Poválečná historie jáchymovského uranu. *Práce ČGS*, Praha.
- Sejkora, J., Litochleb, J. (2001): Ag-Sb-S mineralizace z Jáchymova v Krušných horách. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.* 9: 267–271.
- sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. *Anagram Ostrava*.
- Škácha, P., Plášil, J., Horák, V. (2019): Jáchymov – mineralogická perla Krušnohoří. *Academia Praha*.
- Veselovský, F., Ondruš, P., Komínek, J. (1997): History of the Jáchymov (Joachimsthal) ore district. – *Journ. Czech Geol. Soc.* 42 (4): 127–132.
- Veselý, T. (1985): Jáchymov uranium deposit. – *Krystalinikum* 18: 133–165.
- Veselý, T. (1986): Stavba a význam jednotlivých žilných uzlů uranového ložiska Jáchymov. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral.* 27: 9–109.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): *Hornické památky České republiky*. *Academia Praha*.



Obr. 3.17-3. Přehledná geologicko-ložisková mapa jáchymovské rudní oblasti a nejbližšího okolí (Mrňa, Pavlů 1967 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – kenozoické sedimenty; 2 – tercierní bazalty; 3 – autometamorfovaných granit (s Sn mineralizací); 4 – normální granit; 5 – dominantně fylity; 6 – dominantně svory; 7 – hydrotermální U-Ag-As-Bi-Co-Ni mineralizace; 8 – zóny greisenizace s kasiteritem; 9 – křemen-hematitová mineralizace; 10 – manganová mineralizace; 11 – hlavní zóny zlomů (je vyznačen jejich sklon a charakter vertikálních pohybů horninových ker).

Zdroj: Mrňa, F., Pavlů, D. (1967): Ložiska Ag-Bi-Co-Ni-As-formace v Českém masívu. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 9: 7–104.

Horní Slavkov – ložisko uranu

Na ložisku *Horní Slavkov* je hydrotermální mineralizace jáchymovského typu přítomna převážně na žilách, které probíhají horninami slavkovské rulové kry v jižní části karlovarského žulového masivu. Slavkovská rulová kra je tvořena z větší části biotitickými ortorulami a pararulovou sérií, v níž převažují biotitické pararuly s polohami amfibolitů, kvarcitů a erlanů. Uranové zrudnění je téměř výhradně lokalizováno v biotitických pararulách a amfibolitech. Těžba uranových rud na ložisku Horní Slavkov probíhala v letech 1948–1959.

Zdroj informací o uranovém ložisku Horní Slavkov:

sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.

Plašil, J., Sejkora, J., Ondruš, P., Veselovský, F., Beran, P., Goliáš, V. (2006): Supergene minerals in the Horní Slavkov uranium ore district, Czech Republic. – Journ. Geosci. 51 (1–2): 149–158.

Sejkora, J., Plašil, J. (2008): Minerály uranového revíru Horní Slavkov. – Minerál 16 (Speciál): 69–74.

Příbramské uranové ložisko

Příbramské uranové ložisko tvoří 1 až 2 km širokou zónu, která v délce zhruba 25 km probíhá podél sz. kontaktu středočeského plutonu se svrchnoproterozoickými sedimenty, a to mezi obcemi Modřovice (na JZ) a Obořiště (na SV). Jde o světově unikátní a v ČR největší ložisko uranu žilného typu. Průzkumné a otvírkové práce, soustředěné na území o rozloze zhruba 20 km² (mezi Kamennou a Dubencem), místy dosahovaly hloubky téměř 2 km. Rudní žíly jsou především v kontaktně metamorfovaných sedimentech dobříšské série svrchního proterozoika (původně šlo o jílovce, prachovce, pískovce a slepence) a ve vulkanosedimentárním davelském souvrství (jílovce, silicity, tufy, tuřity), méně v horninách kambria a v granitoidech středočeského plutonu. Převažují strmé žíly směru S-J nebo SZ-JV. Délka žil dosahuje i přes 1 km, mocnosti jsou obvykle pod 1 m, výjimečně až 15 m. Na ložisku lze rozlišit čtyři hlavní stadia formování žilné výplně: nejstarší siderit-sulfidické stadium (hlavními minerály jsou siderit, dolomit, ankerit, křemen, galenit, sfalerit, tetraedrit, chalkopyrit a baryt), pak kalcitové stadium (kalcit provázený hematitem a také sulfidy), dále kalcit-uraninitové stadium (hlavními minerály jsou uraninit a kalcit) a nejmladší kalcit-sulfidické stadium (kalcit, vysoce polymerizovaný bitumen označovaný jako antraxolit, uraninit, coffinit a druhově pestrá asociace sulfidů a sulfosolů společně s ryzím stříbrem a dalšími minerály). Těžba uranových rud na příbramském uranovém ložisku probíhala v letech 1949–1991 (v tomto období se zde vyprodukovalo zhruba 48 tisíc tun uranu).

Zdroj informací o příbramském uranovém ložisku:

Černý, P., Litochleb, J., Sejkora, J., Šrein, V. (1995): Nové poznatky o mineralogii uranového ložiska Příbram. – Minerál, 3 (2): 117–121.

Litochleb, J. (1995): Příbramské uranové ložisko. – Minerál, 3 (2): 103–110.

Litochleb, J., Šrein, V. (1994): Minerály stříbra příbramského uranového ložiska. – Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. 2: 76–81.

Pauliš, P. (2003): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kuttna Kutná Hora.

sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.

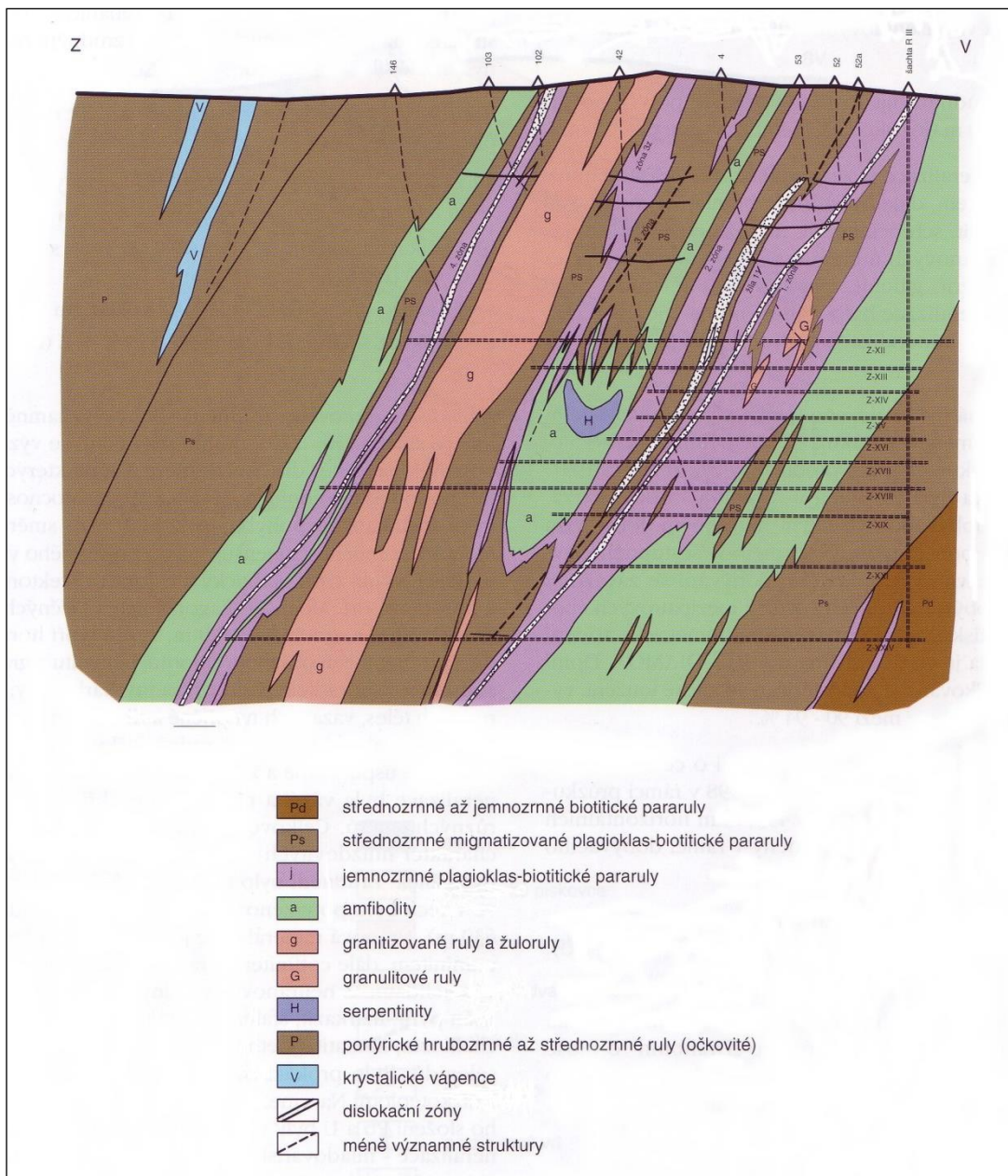
Škácha, P., Sejkora, J., Dolníček, Z. (2019): Cu-Ag-Sb-As mineralizace z ložiska Milín, příbramský uran-polymetalický revír (Česká republika). – Bull Mineral Petrolog 27 (2): 419–426.

Zelenka, J., Živor, R. (2019): Hornické památky České republiky. Academia Praha.

Rožná (u Bystřice nad Pernštejnem) – ložisko uranu

Uranové ložisko *Rožná* je součástí rožnoolšínského rudního pole (nazvaného podle obcí Rožná a Olší u Bystřice nad Pernštejnem), které leží na východním okraji strážeckého moldanubika. Prostor ložiska je tvořen prekambriky sedimentárními, vulkanosedimentárními a vulkanickými horninami, metamorfovanými za podmínek amfibolitové facie (lokálně granulitové facie) – jde hlavně o ruly (postižené různě intenzívní migmatitizací), amfibolity, mramory a erlany (obr. 3.17-4). Lokalizaci uranové mineralizace na ložisku podmiňuje hlavně zlomová tektonika. Jde zejména o dislokace směru SSZ-JJV, tvořící až

25–30 m mocné poruchové zóny se sklonem 45–70° k ZJZ. Tyto zóny jsou zpravidla vyplněny různě intenzívně grafitizovanou, pyritizovanou a chloritizovanou horninovou drtí; žilné minerály (zastoupené hlavně karbonáty) tvoří jen max. 5 % z celkového objemu poruchových zón. Uran je zde přítomen v podobě uraninitu (často jako „uranové černé“), coffinitu a branneritu. Vznik U-mineralizace na poruchových zónách byl provázen metasomatickými procesy, jimiž se vytvořilo vtroušeninové uranové zrudnění, místy s drobnými žílečkami obsahujícími U-minerály. Koncentrace U-minerálů zvolna klesá ve směru od rudního tělesa do okolních nezrudněných hornin, a proto je tento typ mineralizace často označován jako „nekontrastní zrudnění“ (těžené rudy obsahovaly 0,15–0,25 % U). Na zpeřené pukliny jsou vázány karbonátové žíly (příp. křemen-karbonátové žíly), v nichž jsou karbonáty zastoupeny kalcitem, sideritem, dolomitom a ankeritem. U-mineralizace se vyskytuje výhradně na kalcitových žilách. Protože uranové zrudnění obvykle nepřechází za hranici těchto žil, je tento typ U-mineralizace označován jako „kontrastní zrudnění“. Ložisko Rožná bylo největším ložiskem uranových rud na Českomoravské vrchovině (s velikostí zásob před zahájením dobývání cca 20 kt U). Těžba uranu na ložisku Rožná probíhala v letech 1957–2017.



Obr. 3.17-4. Geologický řez ložiskem Rožná (sine 2003).

Zdroj: sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.

Zdroj informací o ložisku Rožná:

- Doležalová, H., Losos, Z. (2004): Sfalerit z různých genetických typů sulfidického zrudnění na uranovém ložisku Rožná. – *Acta Mus. Moraviae* 89: 91–102.
- Doležalová, H., Losos, Z. (2004): Sulfidické parageneze na uranovém ložisku Rožná. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003*: 70–72.
- Kříbek, B., Hájek, A. (eds.), Dobeš, P., Filip, J., Holeczy, D., Jehlička, J., Leichmann, J., Ondruš, P., Pašava, J., Pudilová, M., René, M., Scharm, B., Scharmová, M., Sulovský, P., Urban, O., Veselovský, F., Zimák, J., Žák, K. (2005): Uranové ložisko Rožná. Model pozdně variských a povariských mineralizací. Česká geologická služba Praha.
- Kříbek, B., Hladíková, J., Žák, K., Bendl, M., Pudilová, M., Uhlík, Z. (1996): The barite-hyalophane sulfidic ores at Rožná, Bohemian Massif, Czech Republic: metamorphosed black shale-hosted submarine exhalative mineralization. – *Econ. Geol.* 91: 14–35.
- Kříbek, B., Žák, K., Dobeš, P., Leichmann, J., Pudilová, M., René, M., Scharm, B., Scharmová, M., Hájek, A., Holeczy, D., Hein, U.F., Lehmann, B. (2009): The Rožná uranium deposit (Bohemian Massif, Czech Republic): shear zone-hosted, late Variscan and post-Variscan hydrothermal mineralization. – *Mineral. Deposita* 44: 99–128.
- sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.
- Šíkola, D. (2001): Přehled mineralogických výzkumů rudního pole Rožná – Olší. – *Minerál* 9 (2): 124–134.

Slavkovice (u Nového Města na Moravě) – ložisko uranu

Hydrotermální uranové zrudnění ložiska Slavkovice je přítomno ve výplni dislokací probíhajících silně metamorfovanými horninami pestré skupiny moldanubika, hlavně biotitickými pararulami (často migmatitizovanými), amfibol-biotitickými pararulami, amfibolity a erlany. V prostoru ložiska byla vyčleněna tři mineralizační stadia: křemenné stadium, dolomit-křemenné stadium a jako vývojově nejmladší karbonát-uraninitové stadium. Karbonát-uraninitové stadium je mineralogicky zajímavé pestrá asociací sulfidů (převažuje chalkopyrit a pyrit) a zejména selenidů (clausthalit, umangit a další).

Po detailním geologickém průzkumu v letech 1961–1964 bylo ložisko předáno do těžby, která skončila kolem roku 1970. Celkem zde bylo vytěženo 175 tun uranu.

Zdroj informací o ložisku Slavkovice:

- Flégr, T., Sejkora, J., Škácha, P., Dolníček, Z. (2018): New occurrence of kruřaite and petříčekite at the former uranium mine Slavkovice, western Moravia, Czech Republic. – *Bull. Mineral. Petrolog.* 26 (2): 250–258.
- Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. Kuttna Kutná Hora.
- Sejkora, J., Mazuch, J., Abert, F., Šrein, V., Novotná, M. (1997): Supergenní mineralizace uranového ložiska Slavkovice na západní Moravě. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.* 81 (1/2): 3–24.
- sine (2003): Rudné a uranové hornictví České republiky. Anagram Ostrava.
- Šuráň, J. (1982): Uranové zrudnění v oblasti slavkovicko-škrdlovického zlomového pásma. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral.* 24: 25–44.

Zálesí (Rychlebské hory) – ložisko uranu

Prostor ložiska Zálesí (u Javorníka v Rychlebských horách) je tvořen především horninami stróňské skupiny, které jsou zde zastoupeny svory, svorovými rulami, dvojslídnyými pararulami, amfibolity, erlany a mramory. Uranové zrudnění je vyvinuto zejména v amfibolitech (postižených hydrotermálními alteracemi). Ložisko je tvořeno systémem pravých hydrotermálních žil a metasomatických těles s křemen-karbonátovou hlušinou (karbonáty jsou zastoupeny převážně kalcitem a dolomitem). Délka žilných struktur se pohybuje od několika desítek metrů do 400–500 m. Průměrná mocnost žil je 20 až 30 cm, výjimečně dosahuje až 1 m. V různých částech ložiska se uplatňují tři časově následná mineralizační stadia, z nichž pro první je typický uraninit, pro druhé arzenidy Co, Ni a Fe (skutterudit, nikelin, rammelsbergit, safflorit, löllingit aj.), ve třetím stadiu se uplatňují především sulfidy (galenit, sfalerit, tetradrit, bournonit, pyrit). Průběžně provází rudní akumulace chalkopyrit; hojně se na ložisku vyskytuje hematit, jenž je přítomen nejen na rudních žilách, ale i v hydrotermálně alterovaných amfibolitech v okolí aktivních (tj. uran obsahujících) úseků žil. Hydrotermální žíly ložiska Zálesí se časovou posloupností mineralizačních stadií, nerostným složením

a stavbou velmi podobají hydrotermální mineralizaci na ložiskách jáchymovského typu. Kromě hydrotermálních žil byla na ložisku Zálesí těžbou zastižena dvě rudní tělesa metasomatické povahy, která mají obdobnou mineralizaci jako hydrotermální žíly. Uranové rudy byly na ložisku Zálesí dobývány v letech 1958–1968 (za tuto dobu se zde vytěžilo zhruba 400 t uranu).

Zdroj informací o ložisku Zálesí:

- Dolníček, Z., Fojt, B., Prochaska, W., Kučera, J., Sulovský, P. (2009): Origin of the Zálesí U-Ni-Co-As-Ag/Bi deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. – *Miner. Deposita* 44: 81–97.
- Fojt, B., Dolníček, Z., Kopa, D., Sulovský, P., Škoda, R. (2005): Parageneze hypogenní asociace z uranového ložiska Zálesí v Rychlebských horách. – *Čas. Slez. Muz., Ser. A* 54: 223–280.
- Janata, M., Zachař, Z. (2007): Javornický uran. Vydal: ing. Jan ŠKODA FORTprint Dvůr Králové nad Labem.
- Pauliš, P. (1994): Uranové ložisko Zálesí u Javorníka ve Slezsku. – *Minerál* 2: 76–78.
- Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. Kuttna Kutná Hora.
- Sejkora, J. (1994): Uranové ložisko Zálesí v Rychlebských horách. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.* 2: 105–110. Praha.
- Šuráň, J., Veselý, T. (1982): Malá uranová ložiska krystalinika Českého masívu. IV. část: Oblast východních Čech a Moravy. – *Geol. Hydromet. Uranu* 6: 3–49.
- Zimák, J., Novotný, P., Fojt, B., Večeřa, J., Losos, Z., Vávra, V., Večeřová, V., Skácel, J., Kopa, D. (2003): Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách v okolí Javorníku, Jeseníku a Zlatých Hor. Vydavatelství UP Olomouc.



Obr. 3.17-5. Ložiska uranových rud na území České republiky.

3.18 Ložiska prvků skupiny vzácných zemin

Které prvky patří mezi vzácné zeminy?

Odpověď chemika respektujícího současnou chemickou nomenklaturu by byla následující: Skupinu vzácných zemin tvoří lanthanidy (lanthanoidy) společně s yttriem a skandiem. Lanthanidy jsou skupinou patnácti chemických prvků s protonovým číslem 57 až 71, tedy od lanthanu po lutecium. Onen chemik by patrně dodal, že dříve byla termínem lanthanidy označována skupina pouze čtrnáct prvků bezprostředně následujících za lanthanem, tedy cer (s protonovým číslem 58) až lutecium.

V geologických vědách je do skupiny vzácných zemin řazeno 16 chemických prvků: yttrium (Y) a lanthanoidy, tj. lanthan (La), cer (Ce), praseodym (Pr), neodým (Nd), promethium (Pm), samarium (Sm), europium (Eu), gadolinium (Gd), terbium (Tb), dysprosium (Dy), holmium (Ho), erbium (Er), thulium (Tm), ytterbium (Yb) a lutecium (Lu). Skupina vzácných zemin je dělena dvě podskupiny (řady): yttriovou a ceriovou. Do yttriové podskupiny patří Y, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb a Lu; do podskupiny ceriové patří La, Ce, Pr, Nd, Pm a Sm.

V chemii je pro lanthanidy užívána značka Ln, v geologických vědách značka TR (z latinského „terrae rarae“) nebo REE (z anglického „rare earths elements“). V geochemii se běžně objevují zkratky LREE a HREE. Zkratka LREE („light rare earths elements“) je užívána pro vzácné zeminy ceriové podskupiny (tj. lehké REE, tedy La, Ce, Pr, Nd, Pm a Sm), zkratka HREE („heavy rare earths elements“) pro vzácné zeminy yttriové podskupiny, avšak bez yttria (tj. těžké REE, tedy Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb a Lu).

Jsou vzácné zeminy skutečně vzácné?

Některé prvky ze skupiny REE se skutečně na Zemi vyskytují v jen nepatrném množství (např. průměrný obsah Tm a Lu je v zemské kůře řádově v desetinách ppm, průměrný obsah Pm v zemské kůře je uváděn v řádu 10^{-20} ppm), jiné jsou však relativně hojné (nejhojnější jsou Ce a Nd v řádu desítek ppm). Za vzácné jsou prvky skupiny REE označovány ne proto, že by jich bylo v zemské kůře málo, ale proto, že se jen zcela výjimečně vyskytují v ložiskových akumulacích.

Ekonomicky nejvýznamnější minerály vzácných zemin; využití vzácných zemin

Výčet minerálů, které obsahují vzácné zeminy a které jsou nebo mohou být ekonomicky významné, by byl obsáhlý. Příkladem těchto minerálů je monazit-(Ce) (v ložiskové geologii dosud nepřesně označovaný jen „skupinovým názvem“ jako monazit – a tato poznámka se týká i dalších názvů minerálů, v nichž je v duchu současné mineralogické nomenklatury vyjádřena dominantní vzácná zemina) s idealizovaným vzorcem CePO_4 , xenotim-(Y) se vzorcem YPO_4 , davidit-(La) se vzorcem $(\text{La,Ce})(\text{Y,U})(\text{Fe}^{2+},\text{Zn})(\text{Ti},\text{Fe}^{3+})_{18}\text{O}_{38}$, bastnäsit-(Ce) se vzorcem $(\text{Ce,Lu})[\text{F}|\text{CO}_3]$, parisit-(Ce) se vzorcem $\text{Ca}(\text{Ce,Lu})_2[\text{F}_2|(\text{CO}_3)_3]$, gadolinit-(Y) se vzorcem $\text{Y}_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}_2[\text{O}(\text{SiO}_4)]_2$, loparit-(Ce) se vzorcem $(\text{Na,Ce,Ca})(\text{Ti,Nb})\text{O}_3$, euxenit-(Y) se vzorcem $(\text{Y,Ca,Ce,U,Th})(\text{Nb,Ti,Ta})_2(\text{O,OH})_6$, britholit-(Ce) se vzorcem $(\text{Ca,Ce})_2(\text{Ce,Ca})_3[(\text{O,OH,F})(\text{SiO}_4,\text{PO}_4)_3]$, ancylyt-(Ce) se vzorcem $\text{SrCe}[\text{OH}(\text{CO}_3)_2] \cdot \text{H}_2\text{O}$, cerit-(Ce) se vzorcem $(\text{Ce,Lu,Ca})_9(\text{Fe,Mg})[(\text{OH})_3|\text{SiO}_3\text{OH}(\text{SiO}_4)_6]$, cerianit-(Ce) se vzorcem CeO_2 , allanit-(Ce) se vzorcem $\text{Ca}(\text{Ce,Y,Th})(\text{Fe,Mg})\text{Al}_2[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$, brannerit $(\text{U,Ca,Y,Ce})(\text{Ti,Fe})_2\text{O}_6$ a florencit-(Ce) se vzorcem $\text{CeAl}_3[(\text{OH})_6|(\text{PO}_4)_2]$. Dalšími nositeli vzácných zemin jsou minerály, které je mohou obsahovat jako izomorfní příměs – např. apatit, wolframit, scheelit, zirkon, eudialyt, anatas nebo minerály crandallitové skupiny (crandalit, gorceixit a goyazit – do této skupiny patří i již výše zmíněný florencit, obsahující TR vždy jako podstatnou složku).

Vzácné zeminy jsou využívány v metalurgii (při odkysličování roztavených kovů a jako přísada slitin), ve sklářství (např. k odbarvování skla), při výrobě klasických obrazovek pro barevnou televizi a v osvětlovací technice (slouží zde jako luminofory). Mají význam jako katalyzátory (v chemickém průmyslu, včetně petrochemického i jako automobilové katalyzátory). Používají se na výrobu vysoce účinných permanentních magnetů. Oxidy vzácných zemin (ceriové podskupiny) se používají při leštění skla. V minulosti bylo značné množství vzácných zemin využíváno na výrobu kamínků do zapalovačů.

Hlavní typy ložisek vzácných zemin: a) karbonatitová ložiska, b) magmatogenní ložiska v masivech nefelinických syenitů, c) reziduální ložiska, d) rýžoviska, e) metamorfovaná rýžoviska.

3.18.1 Karbonatitová ložiska vzácných zemin

V intruzivních komplexech s karbonatity (viz podkapitola 2.3) jsou nejvyšší koncentrace vzácných zemin často spjaty s pozdními ferokarbonatity, a to dolomit-ankeritovými nebo sideritovými. Tyto ferokarbonatity tvoří pně nebo žíly, které mohou pronikat i za hranice karbonatitových komplexů. Vzácné zeminy jsou vázány hlavně na bastnäsit, parisit, ancylit nebo monazit. Ekonomicky významné obsahy vzácných zemin mohou být přítomny i v kalcio karbonatitech (dominantním karbonátem je zde kalcit), fenitech i jiných horninových typech podílejících se na stavbě karbonatitových komplexů. Významná karbonatitová ložiska s vysokými koncentracemi vzácných zemin jsou v Číně (ložisko *Bayan Obo* ve Vnitřním Mongolsku), Brazílii (*Araxá* ve státě Minas Gerais) a USA (ložisková oblast *Mountain Pass* ve státě California).

3.18.2 Magmatogenní ložiska vzácných zemin v masivech nefelinických syenitů

Ložiska tohoto typu jsou součástí stratifikovaných masivů tvořených foidickými (nefelinickými) syenity. Vzácné zeminy jsou na těchto ložiskách přítomny jako příměs v apatitu a jsou též podstatnou složkou druhově pestré skupiny TR-minerálů (např. loparit, euxenit). Největší ložiska tohoto typu jsou v Rusku na Kolském poloostrově (stať 4.13.1).

3.18.3 Reziduální ložiska vzácných zemin

Tyto akumulace mají charakter lateritických zvětralin („jílů“) na karbonatitech nebo granitoidech. V reziduích mohou být přítomny jak primární TR-minerály, jež jsou součástí protolitu a jež jsou odolné vůči zvětrávání za daných podmínek, tak i sekundární TR-minerály; část vzácných zemin může být adsorbována na jílové minerály. Reziduální ložiska vzácných zemin spjatá s karbonatity jsou v Brazílii (*Araxá*), Venezuele, Keňi, Guyaně nebo Austrálii (*Mount Weld* v Západní Austrálii); ložiska vytvořená zvětráváním granitoidních hornin jsou v jižní Číně (v provinciích Jiangxi, Hunan, Fujian, Guangdong a Guangxi).

3.18.4 Rýžoviska vzácných zemin

Největší průmyslový význam v rámci tohoto typu ložisek vzácných zemin mají příbřežní mořská rýžoviska. Hlavními nositeli vzácných zemin jsou monazit a xenotim, tedy obecně nejrozšířenější TR-minerály. Ložiska tohoto typu jsou na pobřeží Austrálie, Indie, Srí Lanky, Malajsie a Brazílie. Důležitá jsou i rýžoviska eluviálního až aluviálního typu, známá například z Indonésie, Malajsie, Nigérie, Brazílie (stát Rio Grande do Norte) a USA (státy Idaho, North Carolina, South Carolina a Georgia).

3.18.5 Metamorfovaná rýžoviska se vzácnými zeminami

Nejlepším příkladem ložisek tohoto typu jsou zlatonosné konglomeráty (resp. zlato-uranonosné konglomeráty) v okolí jihoafrického Johannesburgu, blíže charakterizované ve stati 3.15.1. Hlavními nositeli TR na jihoafrických ložiskách jsou brannerit, davidit a xenotim.

Zdroje vzácných zemin v České republice

Z nerostných surovin těžených na území České republiky nebyly vzácné zeminy nikdy získávány. Jejich předpokládané zdroje jsou popisovány z různých geologických formací Českého masivu (a současně jde o mineralizace různých genetických typů). Předpokládané a někdy i vyhodnocené zvýšené obsahy vzácných zemin jsou například v uranových rudách typu uranonosných pískovců v severní části české křídové pánve (ve strážském bloku – viz stať 3.17.1), v alkalických neovulkanitech Českého středohoří, paleovulkanitech šternbersko-hornobenešovského pásma v Nížkém Jeseníku, argilitizovaných tufech hornoslezské pánve nebo ve fenitech na lokalitě Hůrky v čistecko-jesenickém masivu (na Rakovnicku).

3.19 Ložiska lithia, rubidia a cesia

Ekonomicky nejvýznamnější minerály lithia, rubidia a cesia; využití lithia, rubidia a cesia

Lithium, rubidium a cesium patří mezi alkalické kovy s obdobným chováním při geologických procesech, a proto se tyto prvky vyskytují na ložiskových akumulacích často společně. Lithium na rozdíl od Rb a Cs zvoří několik relativně hojných minerálů, které mohou Rb a Cs obsahovat jako diadochní příměs (v níže uvedených chemických vzorcích není zastupování lithia rubidiem a cesiem vyjádřeno). Rubidium je typický tozptýlený prvek, který jen naprosto výjimečně tvoří vlastní minerály. Rubidium zpravidla vstupuje do struktur jako substituent draslíku, například je takto přítomno jako příměs v K-živcích, slídách (zvýšené koncentrace Rb jsou v Li-slídách) nebo v carnallitu ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). I cesium je geochemicky blízké draslíku, ale ne natolik jako rubidium, s nímž se obvykle společně vyskytuje jakopříměs v K-minerálech. Jediným relativně hojným minerálem s podstatným množstvím Cs je pollucit, přítomný v některých typech pegmatitů.

Průmyslově nejvýznamnější minerály lithia, rubidia a cesia: lepidolit $\text{K}(\text{Li},\text{Al})_3[(\text{F},\text{OH})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}]$, polyolithionit $\text{KLi}_2\text{Al}[\text{F}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, tainiolit $\text{KLiMg}_2[\text{F}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, trilithionit $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}[\text{F}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$, cinvaldit $\text{K}(\text{Fe}^{2+},\text{Al},\text{Li},\square)_3[(\text{OH},\text{F})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}]$ (všechny dosud uvedené minerály se běžně označují jako „lithné slídy“), spodumen $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, petalit $\text{LiAl}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, amblygonit $(\text{Li},\text{Na})\text{Al}[(\text{F},\text{OH})\text{PO}_4]$, trifylin $\text{LiFe}^{2+}[\text{PO}_4]$, lithiophililit $\text{LiMn}^{2+}[\text{PO}_4]$, pollucit $(\text{Cs}_{0,7}\text{H}_2\text{O}_{0,3})\text{Na}_{0,3}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ a také jílový minerál blízký montmorillonitu, zvaný hectorit $(\text{Mg},\text{Li})_3[(\text{OH},\text{F})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot \text{Na}_x(\text{H}_2\text{O})_y$.

Lithium je součástí velmi lehkých slitin nejčastěji s Al a Mg, využívaných zejména pro leteckou a kosmickou techniku. Ve formě Li_2CO_3 se lithium spotřebovává v keramickém a sklářském průmyslu (např. na výrobu sklokeramických varných desek) a také v hliníkárnách při elektrolytické výrobě kovového hliníku. Stearát lithný se užívá jako zahušťovadlo a želatinovací látka k převedení olejů na mazací tuky (např. pro automobilový průmysl). Značné množství lithia je spotřebováno na výrobu tzv. lithných baterií například pro elektromobily.

Rubidium se používá k výrobě fotočlánků (tzv. termoiontové konvertory), ve sklářství jako přísada zvyšující tvrdost skla. Je součástí atomových hodin v satelitech GPS.

Sloučeniny cesia mají uplatnění jako luminofor v halogenidových výbojkách, používají se na výrobu citlivých vrstev scintilačních přístrojů a také přístrojů pro noční vidění. Mravenčan cesný HCOOCs je využíván k přípravě velmi těžkých výplachů pro podmořské ropné vrty.

Hlavní typy ložisek lithia, rubidia a cesia: a) solanky a evapority, b) pegmatitová ložiska, c) greisenová ložiska.

3.19.1. Solanky a evapority jako zdroj lithia, rubidia a cesia

Zdrojem Li, Rb a Cs jsou povrchové solanky slaných například v Chile (*Salar de Atacama*), Bolivii (*Salar de Uyuni*), Argentíně, Kazachstánu a Číně (pánev Qaidam v Tibetu). Významné jsou i fosilní solanky přítomné na evaporitových ložiskách (např. *Searles Lake* v Kalifornii) nebo solanky ropných polí.

Nutno poznamenat, že v dobývacím prostoru středočeského ložiska černého uhlí *Slaný* byly vypočteny zásoby solanky s anomálními obsahy Br a Li v množství 453,6 mil. m³. Tyto zásoby podzemní vody obsahují 123 kt bromu, 15 kt lithia a více než 18 mil. t NaCl.

Z evaporitových sedimentů mohou být jako zdroj Li a zejména Rb a Cs významné ty, které se formují v závěrečných stádiích solitvorného cyklu. Uvedené alkalické kovy proto mohou být získávány z akumulací hořečnato-draselných solí, provázejících ložiska halitu (např. *Stassfurt* v Německu).

Salar de Atacama (Chile) – solanky s obsahem lithia

Chile je hlavním světovým producentem lithia ze solanek – v roce 2019 bylo z chilských solanek získáno 18 tisíc tun kovového Li. Produkce lithia ze solanek v Chile začala v roce 1984 na ložisku *Salar de Atacama*, které je dosud (tedy v roce 2021) světově nejvýznamnějším ložiskem lithia tohoto typu. Na ložisku Salar de Atacama jsou ověřené zásoby cca 2 mil. tun Li, průměrná koncentrace Li v solance je 1500 ppm. Na obr. 23.19-1 je vyznačena poloha ložiska Salar de Atacama (objekt č. 2) a dalších 22 ložisek solanek v severní části Chile. Nutno poznamenat, že objemem zásob ložisko Salar de Atacama převyšuje všechna ostatní chilská ložiska dohromady.

1. Salar de Surire
2. Salar de Atacama
3. Salar de Tara
4. Salar de Aguas Calientes 1
5. Salar de Pujsa
6. Salar de Loyoques/Quisquiro
7. Salar de Aguas Calientes 2
8. Salar del Laco
9. Salar de Aguas Calientes 3
10. Salar de Punta Negra
11. Salar de Aguas Calientes 4
12. Salar de Pajonales
13. Salar de Gorbea
14. Salar de Agua Amarga
15. Salar de Aguilar
16. Salar de La Isla
17. Salar de Las Parinas
18. Salar Grande
19. Salar de Pedernales
20. Salar de Piedra Parada
21. Lagunas Bravas
22. Laguna Verde
23. Salar de Maricunga



Obr. 3.19-1. Slaná jezera v severní části Chile – zdroj solanek s lithiem.

Zdroj: Cabello, J. (2021): *Lithium brine production, reserves, resources and exploration in Chile: An updated review.* – *Ore Geol. Rev.* 128: (v tisku)

Searles Lake (USA) – solanky s obsahem lithia

Jezero *Searles Lake* v Mojavské poušti (Kalifornie, USA) je vyschlým solným jezerem o ploše 116 km². Na ploše 40 km² (v centrální části) jsou usazeniny různých solí, včetně borátů (jde hlavně o borax). Soli jsou také pod povrchem, a to ve dvou polohách oddělených 4 m mocnou vrstvou jílu. Svrchní poloha solí má mocnost 21–27 m, spodní 7–12 m. Póry v evaporitech obou vrstev jsou vyplněny fosilní solankou, která tvoří téměř 50 % objemu solných poloh. Ekonomicky významnou složkou této solanky je lithium.

Zdroj informací o ložisku Searles Lake:

Smith, G.L. (1979): *Subsurface stratigraphy and geochemistry of late Quarternary evaporites, Searles Lake, California. USGS Prof. 1043.*

3.19.2. Pegmatitová ložiska lithia, rubidia a cesia

Zdrojem Li, Rb a Cs jsou metasomatizované pegmatity granitoidního složení, označované jako „komplexní pegmatity“ nebo „lithné pegmatity“ (podle dominantního z uvedené trojice alkalických kovů, v české literatuře tento termín výrazně převažuje). Jde o pegmatity s velmi výraznou a komplikovanou zonární stavbou (viz následující rámeček). Kromě tří výše uvedených kovů jsou tyto pegmatity zdrojem dalších, zejména Nb, Ta, Be a vzácných zemin. Na mnoha ložiskách jsou proto minerály obsahující Li, Rb a Cs jen vedlejším produktem, ložisko je těženo například jako zdroj Nb a Ta. Hlavními nositeli Li, Rb a Cs v lithných pegmatitech jsou spodumen, lithné slídy, petalit a amblygonit.

Významná ložiska jsou v oblasti *Bernic Lake* (Kanada), *Black Hill* (Jižní Dakota, USA), *Volta Grandi* (Minas Gerais, Brazílie), *Alto Ligonha* (Mosambik), *Bikita* (Zimbabwe), *Greenbusches* (Austrálie) a *Hagendorf-Pleystein* (Bavorsko, Německo). Reprezentantem lithných pegmatitů na území ČR je *Rožná* u Bystřice nad Pernštejnem.

Rožná (u Bystřice nad Perštejnem) – lithný pegmatit

Zhruba 1 km dlouhá pegmatitová žíla u obce *Rožná*, která je odkryta hlavně na „Hradisku“ (mocnost asi 35 m) a na „Borovině“ (mocnost 12 m), má výraznou symetricky zonální stavbu. V příčném řezu pegmatitem lze vyčlenit 6 hlavních stavebních jednotek, které se liší nerostným složením a strukturou (viz obr. 3.19-1): 1/ okrajová zóna hrubozrnného biotitického pegmatitu (tvořeného asociací křemen + K-živec + plagioklas + biotit), 2/ hrubozrnný turmalinický pegmatit (křemen + K-živec + plagioklas + skoryl + muskovit), 3/ písmenkový pegmatit (K-živec + albit + křemen ± skoryl), 4/ jemnozrnná až středně zrnitá granitická jednotka (křemen + K-živec + albit + skoryl ± muskovit), 5/ bloková zóna, která je diferencována na blokový K-živec (toho je v pegmatitovém tělese poměrně málo, a proto není na obrázku znázorněn) a na tzv. křemenné jádro (odkryté při vrcholu Hradiska), 6/ albit-lepidolitová jednotka. Poslední z uvedených jednotek tvoří mohutná hnízda, menší tělíska až žilky obvykle kolem křemenného jádra i uvnitř něj. Albit-lepidolitová jednotka pegmatitu je tvořena hlavně albitem, křemenem, muskovitem, lepidolitem (jenž je dominantním minerálem ve vnitřní části albit-lepidolitové zóny), skorylem a elbaitem (rubelit, verdelit, indigolit). Zpravidla v jen akcesorickém množství je v albit-lepidolitové jednotce přítomen apatit, zirkon, beryl, topaz, columbit-(Mn), amblygonit-montebrazit a kasiterit.

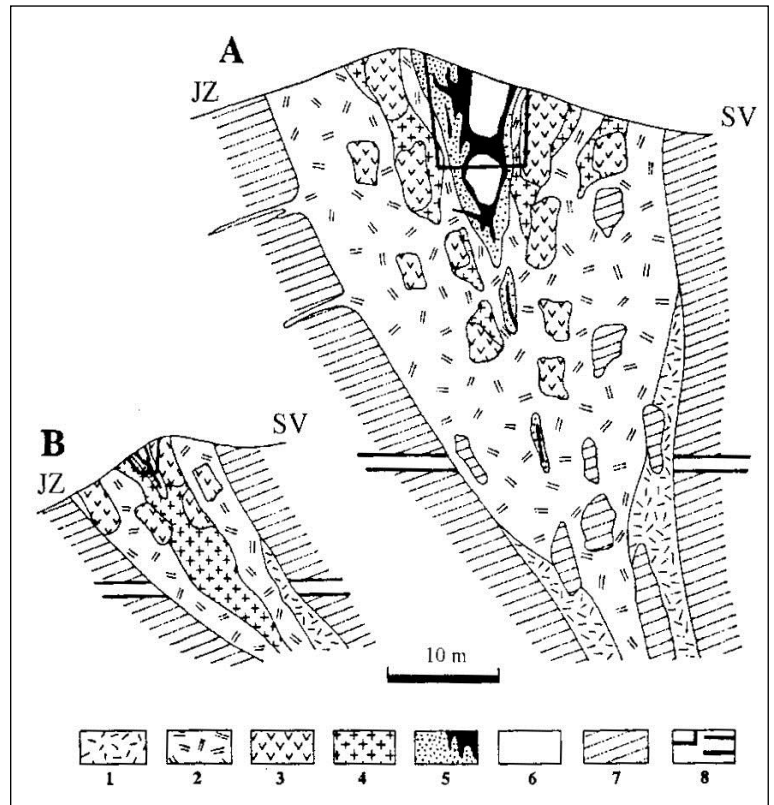
Lithný pegmatit u Rožné je světově známou mineralogickou lokalitou, a to především díky lepidolitu, jenž byl z roženského pegmatitu popsán jako nový minerál (v r. 1792). Lepidolit zde byl těžen od počátku 18. století s přestávkami až do 20. století (naposledy v letech 1917–1918). V období 2. světové války zde byl získáván živec a křemen ke sklářským účelům.

Obr. 3.19-1. Příčný řez pegmatitovým tělesem vystupujícím na Hradisku (řez A) a Borovině (řez B) u Rožné (Novák 1992 – upraveno).

Vysvětlivky:

- 1 – hrubozrnný biotitický pegmatit;
- 2 – hrubozrnný turmalinický pegmatit;
- 3 – písmenkový pegmatit;
- 4 – granitická jednotka;
- 5 – albit-lepidolitová jednotka (černě jsou znázorněny partie s převahou lepidolitu);
- 6 – křemenné jádro;
- 7 – okolní horniny (pararuly) a jejich uzavřeniny v pegmatitovém tělese;
- 8 – rozsah dobývek.

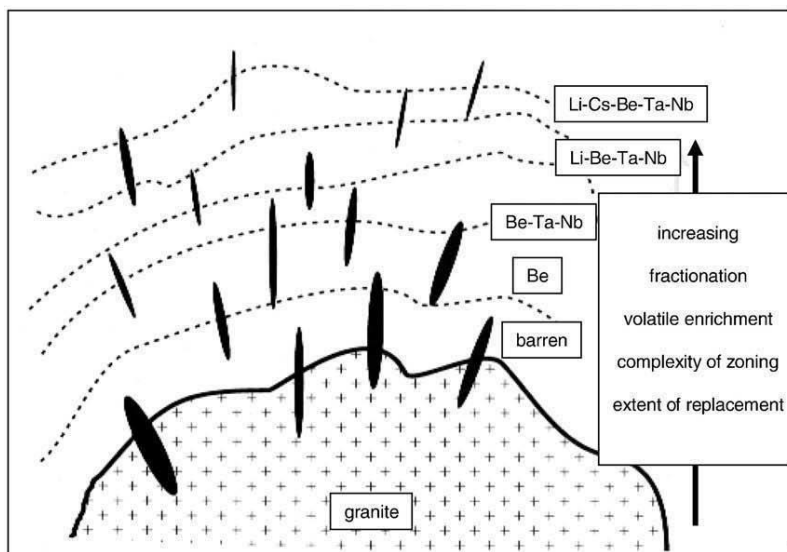
Zdroj: Novák, M. (1992): Rožná near Bystřice nad Pernštejnem, a large pegmatite dike of the lepidolite subtype, type locality of lepidolite. In: Symp. „Lepidolite 200“, Field trip guidebook, 21–26. Brno.



Zdroje informací o lithném pegmatitu v Rožné:

- Němec, D. (1998): The Rožná Pegmatite Field, Western Moravia (Czech Republic). – Chem. Erde 58: 233–246.
- Novák, M. (1992): Rožná near Bystřice nad Pernštejnem, a large pegmatite dike of the lepidolite subtype, type locality of lepidolite. In: Symp. „Lepidolite 200“, Field trip guidebook, 21–26. Brno.
- Novák, M., Houzar, S., Pfeiferová, A. (1998): Přehled mineralogie, petrografie a historie klasické lokality lepidolitového pegmatitu v Rožné u Bystřice nad Pernštejnem, západní Morava. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 83: 3–48.
- Pařízek, J. (2000): Dobývání nerostných surovin v okrese Žďár nad Sázavou. Horácké muzeum Nové Město na Moravě.
- Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. Kutná Hora.
- Zimák, J. et al. (1997): Průvodce ke geologickým exkurzím. Morava – střední a jižní část. UP Olomouc.

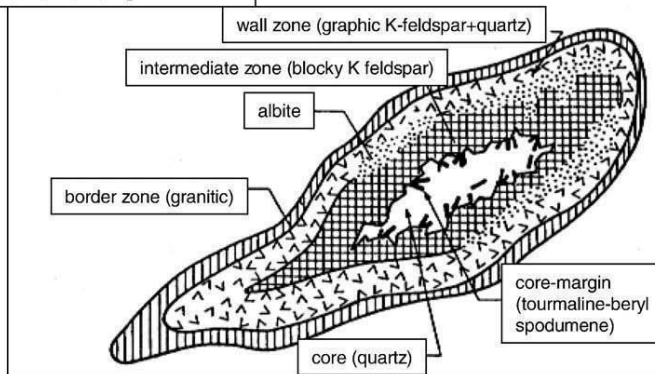
Zonálnost komplexních pegmatitů s Be–Li–Cs–Nb–Ta mineralizací



Regionální zonálnost: schematické znázornění distribuce rozdílných typů komplexních pegmatitů odvozených od téhož granitového tělesa (na základě obsahů Li, Cs, Be, Nb a Ta).

Ve směru od granitové intruze roste stupeň frakcionace, obsah těkavých složek, složitost zonální stavby pegmatitových těles a rozsah metasomatických procesů. Poznámka: „barren“ ve schématu vyjadřuje nepřítomnost všech pěti sledovaných prvků ve zvýšených koncentracích (barren = jalový).

Lokální zonálnost (tj. zonálnost pegmatitového tělesa): příčný řez komplexním pegmatitem s typickou zonální stavbou.



Zdroj: Dill, H.G. (2010): The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: *Mineralogy and geology from aluminum to zirconium*. – *Earth-Science Reviews* 100: 1–420.

3.19.3. Greisenová ložiska lithia, rubidia a cesia

Greisenová ložiska jsou významným zdrojem Sn, W, případně Mo a Bi. Běžnou součástí greisenů na některých ložiskách jsou lithné slídy, z nichž je pro greiseny typický cinvaldit. Z cinvalditového koncentrátu lze vyrobit lithium, případně i rubidium a cesium. Příkladem greisenového ložiska, které by mohlo být takto využito, je *Cínovec* v Krušných horách (viz stať 3.10.4).

Zdroj informací o připravované těžbě lithia na Cínovci

V současné době (psáno v lednu 2021) jsou vzhledem ke stále rostoucí poptávce po lithiu (zejména v souvislosti s výrobou baterií) prováděny práce různé povahy směřující ke znovuoživení těžby na ložisku Cínovec, které by tentokrát mělo být zdrojem lithia. Autor tohoto on-line učebního textu se k této problematice nechce z více důvodů vyjadřovat. „Kauza Cínovec“ je silně medializována, aktuální informace si zájemce musí vyhledat sám, a sám si je musí také vyhodnotit (a třeba porovnat ložiskový význam Cínovce s ložisky lithiem bohatých solanek na území Chile – viz výše).

Pokud uživatel tohoto textu považuje ještě za aktuální informace publikované v roce 2020, pak lze doporučit následující článek:

Sterba, J., Krzemień, A., Valverde, G.F., Álvarez, I.D., Fernández, C.C. (2020): Energy-sustainable industrialized growth in the Czech Republic: The Cínovec lithium mining project. – *Resources Policy* 68: (v tisku).

Lithium – superstrategická surovina Evropské unie

Lithium je v současné době (psáno v únoru 2021) považováno v EU za „superstrategický“ kov, a to zejména díky jeho významu pro výrobu baterií. Podrobné informace o evropských zdrojích lithia lze získat z publikace:

Gourcerol, B., Gloaguen, E., Melleton, J., Tuduri, J., Galiege, X. (2019): Re-assessing the European lithium resource potential – A review of hard-rock resources and metallogeny. – *Ore Geol. Rev.* 109: 494–519.

3.20 Ložiska beryllia

Ekonomicky nejvýznamnější minerály beryllia; využití beryllia

Průmyslově nejvýznamnějšími minerály beryllia jsou beryl $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ a bertrandit $\text{Be}_4[(\text{OH})_2\text{Si}_2\text{O}_7]$. Na některých ložiskách je beryllium vázáno na barylit $\text{BaBe}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$, eudidymit $\text{Na}_2\text{Be}_2[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot \text{H}_2\text{O}$, fenakit $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$, helvin $\text{Mn}^{2+}_4[\text{S}(\text{BeSiO}_4)_3]$, genthelvin $\text{Zn}_4[\text{S}(\text{BeSiO}_4)_3]$ nebo danalit $\text{Fe}^{2+}_4[\text{S}(\text{BeSiO}_4)_3]$.

Beryllium je využíváno do slitin s mědí (cca 2 % Be, výrazně vyšší pevnost ve srovnání s čistou mědí), s niklem (cca 2 % Be, na vysokoteplotní pružiny, svorky, kontakty) a do slitiny označované jako berylliový bronz (slitina Be-Sn-Cu, na výrobu nejiskřivějšího nářadí pro práce v explozivním prostředí – např. v uhelných dolech). Používá se k berylliování ocelí, jako moderátor v jaderných reaktorech, laboratorní zdroj neutronů i ke konstrukci jaderných zbraní. Tzv. „berylliová okénka“ jsou součástí rentgenových lamp (beryllium velmi dobře propouští RTG záření). Nitrid beryllnatý Be_3N_2 je součástí žárovzdorné keramiky. Speciální keramika na bázi BeO se používá na výrobu výrobu svíček leteckých motorů, izolátorů a také raketových motorů.

Hlavní typy ložisek beryllia: a) pegmatitová ložiska, b) hydrotermální ložiska, c) albititová ložiska, d) greisenová ložiska.

3.20.1 Pegmatitová ložiska Be

Převážně jde o granitové pegmatity, v nichž je hlavním nositelem beryllia beryl, na některých ložiskách bertrandit. Pegmatitová tělesa mají tvar čoček nebo žil, obvykle vykazují zonální stavbu charakteristickou pro granitové pegmatity. Minerály jsou vázány na blokovou jednotku (beryl) nebo na metasomatickou jednotku (beryl, bertrandit). Velmi často jde o pegmatity, které jsou využívány komplexně, minerály beryllia jsou pouze jednou z ekonomicky zajímavých složek – tyto pegmatity jsou často i zdrojem živce, Nb a Ta (jde o tzv. beryl-columbitové pegmatity), Li, Cs a Rb, případně i vzácných zemin.

Významná pegmatitová ložiska Be jsou v Brazílii (*Boa Vista*), Kanadě (*La Corn* v provincii Quebec, *Bernic Lake* v Manitobě), USA (*Black Hills* v Jižní Dakotě), Mosambiku, Namibii a na Madagaskaru. V ČR jsou Be-pegmatity na Písecku, Poběžovicku a v Hrubém Jeseníku (*Maršíkov*).

3.20.2 Hydrotermální ložiska Be

Ložiskově významná jsou subvulkanická hydrotermální ložiska ve vulkanoklastikách (např. ryolitových tufech) a kyselých vulkanitech (ryolity). Hydrotermální mineralizace s Be tvoří vtoušeniny a drobné žilky, často jde o výplň dutin ve vulkanoklastické hornině. Beryllium je vázáno na bertrandit, jenž je v této mineralizaci provázen opálem, chalcedonem, K-živcem (adular), fluoritem (někdy v ekonomicky zajímavé koncentraci) a jílovými minerály (smektity). Ložiska tohoto typu jsou na území USA (*Spor Mountain* a *Thomas Range* v Utahu) a Mongolska.

3.20.3 Albititová ložiska Be

Ložiska jsou spjata se sodnými metasomatity charakteru fenitů nebo tzv. lineárních albititů. Jsou výsledkem metasomatických procesů na starých platformách během jejich tektonické aktivizace. Lineární albitity vznikly podél zlomových linií v metamorfitech. Hydrotermální roztoky, díky nimž se tyto albitity vytvořily, mají metamorfogenní původ. (To znamená, že tyto albitity nepatří mezi „magmatogenní hydrotermální metasomatity“.)

Beryllium je na těchto ložiskách vázáno například na barylit, eudidymit, bertrandit, fenakit, genthelvin a danalit. Příkladem ložisek vázaných na fenity je *Seal Lake* (Kanada), na lineární albitity *Ship Rock* (Utah, USA).

3.20.4 Greisenová ložiska Be

Zpravidla jde o exogreisy charakteru žil a žilníků, v nichž jsou typické greisenové minerály tvořící Sn-W nebo Sn-W-Mo greisy provázeny berylem v ekonomicky zajímavých koncentracích. Příkladem je kazašské ložisko *Akčatau*.

3.21 Ložiska niobu a tantalu

Ekonomicky nejvýznamnější minerály niobu a tantalu; využití niobu a tantalu

Niob a tantal mají podobné geochemické vlastnosti. Ve struktuře minerálů se Nb^{5+} a Ta^{5+} diadochně zastupují. Na ložiskových akumulacích se oba prvky zpravidla vyskytují společně. Průmyslově významným minerálem je columbit-(Fe) (též ferrocolumbit) $(Fe^{2+}, Mn^{2+})(Nb, Ta)_2O_6$, columbit-(Mn) (manganocolumbit) $(Mn^{2+}, Fe^{2+})(Nb, Ta)_2O_6$, tantalit-(Fe) (ferrotantalit) $(Fe^{2+}, Mn^{2+})(Ta, Nb)_2O_6$, tantalit-(Mn) (manganotantalit) $(Mn^{2+}, Fe^{2+})(Ta, Nb)_2O_6$, fergusonit-(Y) $(Y, Ce, La)NbO_4$, samarskit-(Y) $(Y, Fe^{3+}, U)(Nb, Ta)O_4$, pyrochlor $(Ca, Na)_2(Nb, Ta)_2O_6(O, OH, F)$, ceriopyrochlor-(Ce) $(Ce, Ca, Y)_2(Nb, Ta)_2(O, OH, F)_7$, plumbopyrochlor $(Pb, Y, U)_2Nb_2(O, OH)_7$, aeschynit-(Y) $(Y, Ca, Fe, Th)(Ti, Nb, Ta)_2(O, OH)_6$ a wodginit $Mn^{2+}Sn^{4+}Ta_2O_8$.

Ekonomicky zajímavá může být přítomnost Nb a Ta v podobě příměsí ve wolframitu, kasiteritu, rutilu nebo ilmenitu.

Niob se používá do legovaných ocelí – niobové oceli jsou žáruvzdorné a korozivzdorné. Slitiny s niobem slouží k výrobě kostních implantátů a kardiostimulátorů. Sloučeniny Nb jsou využívány při výrobě některých druhů optických skel. Karbid niobu NbC se používá k výrobě řezných nástrojů. Některé sloučeniny Nb a slitiny s Nb mají supravodivé vlastnosti, a jako supravodivé materiály jsou i využívány.

Slitiny legované tantalem jsou používány ke konstrukci tepelně a chemicky namáhaných zařízení pro petrochemický průmysl a jadernou energetiku. Směsné karbidy TaNbC, WTiTaC a WTiTaNbC se používají na výrobu řezných nástrojů a k povrchové úpravě zubů rypadel a pracovních ploch průmyslových mlýnů a drtičů. Tantal a jeho sloučeniny mají také značné využití v elektrotechnice.

Poznámka: Ve starší anglicky psané literatuře se pro niob používal název columbium a chemická značka Cb (název niob byl schválen až v roce 1950).

Hlavní typy ložisek niobu a tantalu: a) rýžoviska, b) pegmatitová ložiska, c) karbonatitová ložiska, d) albititová ložiska.

3.21.1 Rýžoviska minerálů Nb a Ta

Rýžoviska minerálů Nb a Ta vznikají přímo nad výchozy primárních ložisek povahy pegmatitů, albititizovaných granitů nebo karbonatitů. Tato rýžoviska ve zvětralinovém plášti jsou ze všech typů rýžovisek Nb a Ta ekonomicky nejvýznamnější (a v současnosti z nich pochází většina světové produkce Nb a Ta). Příkladem jsou ložiska ve zvětralinovém plášti albititizovaných granitů na *Jos Plateau* (Nigérie) nebo brazilské ložisko *Araxá*, vytvořené zvětráním karbonatitů. Aluviální a plážová rýžoviska se zvýšeným obsahem Nb a Ta minerálů jsou v zemích jv. Asie a v Brazílii.

3.21.2 Pegmatitová ložiska Nb a Ta

Ekonomicky významné koncentrace Nb a Ta mohou být v granitových pegmatitech. Jde o pegmatity označované jako beryl-columbitové, které jsou zdrojem Be, Nb a Ta, a o lithné (komplexní) pegmatity, které mohou být využity jako zdroj Nb, Ta, Be, Li, Rb a Cs. Pegmatitová ložiska Nb a Ta jsou například v oblasti *Bernic Lake* (Manitoba, Kanada).

3.21.3 Karbonatitová ložiska Nb a Ta

Některé karbonatity mají relativně vysoké obsahy Nb a Ta, přičemž oba prvky jsou vázány převážně na minerály skupiny pyrochloru. Příkladem karbonatitových ložisek, která jsou zdrojem Nb a Ta, je *Araxá* (Brazílie), *Bayan Obo* (Vnitřní Mongolsko, Čína) a *Mbei* (Tanzanie).

3.21.4 Albititová ložiska Nb a Ta

Ložiska tohoto typu jsou zpravidla vázána na svrchní kopulovité části granitoidních intruzí, v nichž lokálně došlo k albitizaci. Geneticky tato ložiska náleží do skupiny magmatogenních hydrotermálních metasomatitů (společně s greiseny, které se často formují v jejich nadloží, tj. v apikální části intruze nebo v horninách přímo nad intruzí). Ložisková tělesa mívají velmi nepravidelný tvar, často jsou nektrastní, tj. jsou omezena na základě stanovených koncentrací užitečné složky. Kromě Nb a Ta mohou být tato ložiska i zdrojem Li, Zr, vzácných zemin nebo kryolitu. Příkladem jsou ložiska v oblasti *Jos Plateau* (Nigérie). Zvýšené koncentrace Nb a Ta mohou být v lineárních albititech (viz stať 3.20.3).

3.22 Ložiska zirkonia a hafnia

Ekonomicky nejvýznamnější minerály zirkonia a hafnia; využití zirkonia a hafnia

K průmyslově nejvýznamnějším minerálům zirkonia patří zirkon $Zr[SiO_4]$, baddeleyit ZrO_2 , zirkelit $\sim (Ti, Ca, Zr, Fe^{3+}, Ce)O_{2-x}$ a někdy eudialyt $Na_{15}Ca_6(Fe^{2+}, Mn^{2+})_3Zr_3[(O, OH, H_2O)_3(OH, Cl)_2Si_{25}O_{73}]$. Hafnium takřka netvoří vlastní minerály, vyskytuje se jako příměs v Zr-minerálech, v nichž diadočně zastupuje zirkonium.

Zirkonium se používá na výrobu těžkotavitelných slitin pro leteckou a vojenskou techniku i slitin pro konstrukci jaderných zařízení. Slitina Zr a Sn slouží k potahování palivových článků ve vodou chlazených jaderných reaktorech. Oxid zirkoničitý je využíván jako součást keramických glazur. Karbid zirkonia ZrC slouží jako brusný materiál.

Slitiny hafnia s Ti, Nb a Ta se používají ke konstrukci tepelně namáhaných součástí proudových a raketových motorů. Karbid a nitrid Hf slouží jako konstrukční materiál trysek plazmových hořáků a proudových motorů (HfC má teplotu tání 3890 °C).

Hlavní typy ložisek zirkonia a hafnia: a) rýžoviska, b) karbonatitová ložiska, c) albititová ložiska.

3.22.1 Rýžoviska minerálů Zr a Hf

Jako zdroj Zr a Hf mají největší význam plážová rýžoviska charakteru černých písků a aluviální rýžoviska. Z minerálů zirkonia je na plážových a aluviálních rýžoviskách přítomen hlavně zirkon, někdy provázený baddeleyitem, méně zirkelitem. Rýžoviska minerálů Zr (a Hf) ve zvětralinovém plášti jsou méně významná, spjata jsou s karbonatity nebo albitity (viz stať 3.22.2 a 3.22.3).

3.22.2 Karbonatitová ložiska Zr a Hf

V některých karbonatitech jsou zvýšené obsahy Zr (a je doprovázejícího Hf), vázaného na baddeleyit, zirkon nebo zirkelit. Koncentrál s obsahem Zr-minerálů může být jedním z produktů získávaných z polymetalických karbonatitových rud.

3.22.3 Albititová ložiska Zr a Hf

Albitity charakteru magmatogenních hydrotermálních metasomatitů, lineární albitity (viz stať 3.20.3) a také sodné metasomatity charakteru fenitů mohou obsahovat ekonomicky zajímavé koncentrace Zr-minerálů (např. zirkonu), pokud jsou tyto Zr-minerály získávány jako jedna ze složek při zpracování suroviny.

Prognózní zdroje zirkonia a hafnia v České republice

Prognózní zdroje zirkonia a hafnia v uranových rudách na ložiskách typu uranonosných pískovců ve strážském bloku (viz stať 3.17.1) byly odhadnuty na 71 800 t Zr a 2 520 t Hf. Ve fenitech na lokalitě Hůrky v čistecko-jesenickém masivu se předpokládá 122 370 t Zr a 2 446 t Hf.

Zdroj informace: Starý, J., Sitenský, I., Mašek, D., Hodková, T., Vaněček, M., Novák, J., Kavina, P. (2019): Surovinové zdroje České republiky – Nerostné suroviny 2019. Česká geologická služba Praha.

3.23 Ložiska bismutu

Jak se česky jmenuje chemický prvek se značkou Bi ?

Správná otázka! V současné české literatuře (posledních cca 30 let) lze najít čtyři varianty: bismut, bizmut, vismut, vizmut. A tak si, studente, vyber dle svého vkusu či jazykového cítění. Již z názvu podkapitoly je zřejmé, že autor tohoto textu preferuje bismut, a to v souladu patrně s většinou současných českých chemiků i mnoha mineralogů. „Pravidla českého pravopisu“ (alespoň jejich poslední knižní vydání, se kterým se autor setkal) však jako jedinou alternativu uvádí bizmut.

Ekonomicky nejvýznamnější minerály bismutu; využití bismutu

Průmyslově nejvýznamnějšími minerály bismutu jsou bismutin (bismutinit) Bi_2S_3 a ryzí bismut Bi. Na některých ložiskách je bismut vázán na cosalit $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$, kobellit $(\text{Cu},\text{Fe})_2\text{Pb}_{12}(\text{Bi},\text{Sb})_{14}\text{S}_{35}$, emplektit CuBiS_2 nebo berryit $(\text{Ag},\text{Cu})_5\text{Pb}_3\text{Bi}_5\text{S}_{11}$.

Kovový bismut je používán ve střelivu (jako náhražka toxického olova). Bismut je podstatnou složkou řady slitin s velmi nízkým bodem tání – jde např. o Woodův kov (víceměně eutektická slitina Bi, Pb, Sn a Cd s bodem tání 60–70 °C, vzhledem k obsahu Pb a Cd toxická) a Fieldův kov (slitina In, Bi a Sn s bodem tání cca 62 °C, netoxická). Slitiny Bi s In se používají k přípravě zubních plomb. Sloučeniny Bi mají využití ve sklářství, farmacii a kosmetice.

Vznik ložisek Bi souvisí s hydrotermálními procesy. Rudy některých hydrotermálních ložisek mají tak vysoký obsah minerálů bismutu, že tato ložiska lze označit jako Bi-ložiska (tedy Bi je tím hlavním nebo dokonce jediným kovem, jenž je z rud získáván). Na většině hydrotermálních ložisek, která jsou zdrojem Bi, jsou však Bi-minerály přítomny jen jako příměs, a Bi je z těchto rud získáván jen jako vedlejší produkt. Zcela obdobně může být bismut vedlejším produktem při zpracování rud hydrotermálně-sedimentárních, skarnových a greisenových ložisek. Proto jsou v tomto studijním textu ložiska bismutu rozdělena na: a) hydrotermální Bi-ložiska, b) hydrotermální, hydrotermálně sedimentární, skarnová a greisenová ložiska s příměsí Bi.

3.23.1 Hydrotermální Bi-ložiska

Průmyslový význam mají dva typy hydrotermálních Bi-ložisek. Prvním typem jsou plutonická ložiska v podobě žil nebo metasomatických těles, jejichž hlavními rudními minerály (někdy dokonce dominantními) jsou minerály bismutu, zastoupené především bismutinem a ryzím bismutem, případně cosalitem a kobelitem. Z dalších rudních minerálů bývá na těchto ložiskách přítomen arzenopyrit a pyrhotin. Druhým typem jsou subvulkanická ložiska, v jejichž rudách je nositelem bismutu berryit, emplektit, ryzí bismut a bismutin. Asociaci rudních minerálů na subvulkanických Bi-ložiskách doplňuje chalkopyrit, pyrit a arzenopyrit.

3.23.2 Hydrotermální, hydrotermálně sedimentární, skarnová a greisenová ložiska s příměsí Bi

V tomto seskupení různých typů ložisek geneticky spjatých s hydrotermálními procesy, jejichž produktem jsou rudy s příměsí Bi (hlavně v podobě bismutinu a ryzího bismutu), mají význam:

- ložiska hydrotermálních a hydrotermálně sedimentárních sulfidických Pb-Zn±Cu-rud;
- ložiska Cu-Mo rud porfyrového typu;
- greisenová ložiska Sn-W rud;
- skarnová ložiska Sn-W rud;
- plutonická a subvulkanická ložiska Au-rud;
- subvulkanická ložiska Sn-W-Ag-Bi rud bolivijského typu;
- plutonická ložiska pětiprvkové formace (např. Jáchymov a Potůčky na Karlovarsku).

4 Ložiska nerud

V této kapitole jsou charakterizována ložiska průmyslově nejvýznamnějších nerud: barytu, fluoritu, křemene, živce, mastku, magnezitu, grafitu, kamenné soli, draselných solí, anhydritu a sádrovce, síry, azbestu, apatitu a fosforitů, jílu (včetně bentonitu a kaolínu), vápenců a dolomitů, diatomitu, písků a štěrků, stavebního kamene, kamene pro kamenickou výrobu a kamenosochařské práce, petrugických surovin a také ložiska drahých kamenů. Jako příklady jsou uváděny zpravidla akumulace na území České republiky, a to jak historicky významná ložiska, tak ložiska v období zpracování tohoto textu těžená nebo ložiska evidovaná, avšak netěžená. Některá z ložisek jsou stručně charakterizována. V rámečcích je uvedena obecná charakteristika jednotlivých druhů nerud, doplněná údaji o způsobu jejich využití, případně dalšími poznámkami.

4.1 Ložiska barytu

Stručná charakteristika barytu a jeho využití

Baryt je minerál. Patří do třídy sulfátů. Jeho složení vyjadřuje vzorec $Ba[SO_4]$. Často obsahuje příměs Sr a v menším množství též Ca a Pb. Krystaluje v romboické soustavě. Krystaly mají obvykle podobu tabulek nebo sloupců. Agregáty barytu jsou hrubě až jemně zrnité, celistvé, stébelnaté až vláknité nebo lupenité, tabulkovité až deskovité. Tvoří i konkrce, krusty nebo krápníkovité útvary. Baryt je bezbarvý až bílý, často je zbarven žlutě, žlutohnědě, růžově, světle i sytě červeně až červenohnědě, šedě, zeleně nebo světle modře. Má skelný lesk, na plochách štěpnosti může být perleťově lesklý. Baryt je dokonale štěpný podle pinakoidu $\{001\}$. Jeho tvrdost je 3 až 3,5, hustota 4,3 až 4,7 $g \cdot cm^{-3}$.

Baryt vzniká z hydrotermálních roztoků za mezotermálních nebo epitermálních podmínek. Vyskytuje se na hydrotermálních a hydrotermálně sedimentárních ložiskách – někdy jako součást hlušiny, jindy jako ekonomicky významná složka. Díky značné chemické stálosti se může hromadit ve zvětralinovém plášti. Jako druhotný minerál vzniká v oxidační zóně sulfidických ložisek (např. Zlaté Hory v Jeseníkách). Baryt autigenního původu bývá přítomen v sedimentárních horninách (může např. tvořit tmel v pískovcích či konkrce v jílech).

Baryt je využíván jako minerální plnivo při výrobě papíru, barev, glazur a smaltů. Používá se při výrobě speciálních druhů skla a plastických hmot. Jeho schopnost pohlcovat rentgenové a radioaktivní záření je využívána v barytových omítkách (např. na stěnách rentgenologických laboratoří) a tzv. těžkých betonech (např. v jaderných elektrárnách). Většina světové produkce barytu se spotřebuje na přípravu těžkých výplachů při průzkumném a těžebním vrtání na ropu a zemní plyn.

Hlavní typy ložisek barytu: a) hydrotermální ložiska, b) hydrotermálně sedimentární ložiska, c) reziduální ložiska.

4.1.1 Hydrotermální ložiska barytu

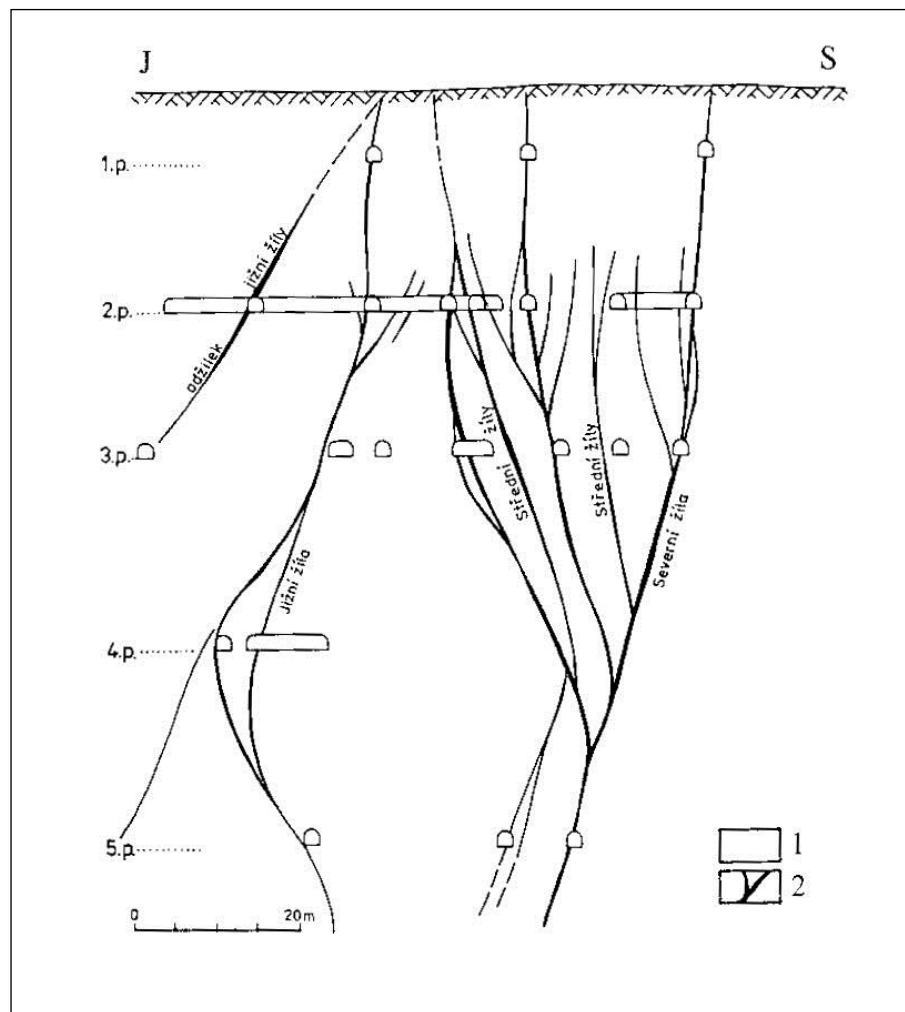
Hydrotermální akumulace barytu patří obvykle k mezotermálním nebo epitermálním. Často jde o žilná ložiska. Žíly o mocnosti od několika decimetrů do několika metrů tvoří výplň puklin v různých typech hornin. Baryt bývá provázen fluoritem, křemenem, karbonáty (dolomit-ankerit, kalcit, siderit) a sulfidickými minerály (pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit...). Hydrotermální žíly s barytem jsou například na ložiskách *Pernarec*, *Harrachov*, *Moldava*, *Kovářská*, *Běstvína*, *Bohousová* a *Tišnov* (obr. 4.1-2). V karbonátových horninách může hydrotermální mineralizace s barytem tvořit metasomatická tělesa.

Pernarec (v západních Čechách) – ložisko barytu

Na ložisku *Pernarec* (sv. od Stříbra) barytové žíly pronikají proterozoickými fylitickými břidlicemi (obr. 4.1-1). Mocnost žil dosahuje až 3 m. Jejich dominantní složkou je baryt, v malém množství je přítomen křemen, poměrně vzácné jsou sulfidy (galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit).

Zdroj informací o ložisku Pernarec:

Kužvart, M. (ed.) (1992): *Ložiska nerudných surovin ČR II. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.*



Obr. 4.1-1. Příkladný řez ložiskem barytu Pernarec (Kužvart et al. 1992).

Vysvětlivky: 1 – proterozoické fylitické břidlice; 2 – barytové žíly.

Zdroj: Kužvart, M. (ed.) (1992): Ložiska nerudných surovin ČR II. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.

Harrachov (Krkonoše) – ložisko barytu a fluoritu

Ložisko *Harrachov* leží v bezprostřední blízkosti kontaktu krkonošsko-jizerského granitoidního masivu se svory a fylity. Hydrotermální žíly tvoří výplň puklin v porfyrické biotické až dvojslídne žule. Směrná délka žil dosahuje až 2 km, jejich mocnost je do 10 m. Hlavními minerály žil jsou křemen, baryt, fluorit a galenit. Výrazná vertikální zonálnost se projevuje převahou barytu při povrchu, směrem do hloubky vzrůstá obsah fluoritu. Nejstarší hornické práce na ložisku probíhaly patrně již v polovině 17. století, poslední období těžby bylo v letech 1957–1992.

Zdroj informací o ložisku Harrachov:

Fengl, M. (1998): Mineralogie těžených fluoritových ložisek (1.). – *Minerál 6* (4): 83–88.

Fengl, M. (1998): Mineralogie těžených fluoritových ložisek (2.). – *Minerál 6* (4): 243–252.

Fengl, M. (1998): Mineralogické poměry některých fluoritových ložisek v ČR (3.). – *Minerál 6* (6): 403–411.

Fengl, M. (1999): Mineralogie těžených fluoritových ložisek (4.). – *Minerál 7* (1): 38–53.

- Fengl, M. (1999): Mineralogie těžených fluoritových ložisek (5). – *Minerál* 7 (3): 203–206.
- Fengl, M., Jansa, J., Novák, F. (1993): Nové sekundární nerosty na fluorit-barytovém ložisku Harrachov. – *J. Czech Geol. Soc.* 38 (1–2): 113.
- Fengl, M., Rezek, P. (1996): Fluoritová těžba v České republice. – *U-R-GP* 3 (10): 315–325.
- Kužvart, M. (ed.) (1983): *Ložiska nerudních surovin ČSR*. Univerzita Karlova Praha.
- Kužvart, M. (ed.) (1992): *Ložiska nerudních surovin ČR II*. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.
- Novák, F., Jansa, J., Fengl, M. (1998): Minoritní prvky v sulfidech a chemické složení tetraedritu z baryt-fluoritového ložiska Harrachov. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.* 6: 195–199.
- Pauliš, P. (2003): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kuttna Kutná Hora.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): *Hornické památky České republiky*. Academia Praha.

4.1.2 Hydrotermálně sedimentární ložiska barytu

Baryt je běžným minerálem na některých typech hydrotermálně sedimentárních sulfidických ložisek. Jako součást hlušiny je např. přítomen na ložiskách zlatohorského revíru. Průmyslově významná ložiska barytu tohoto genetického typu jsou však spíše výjimečným jevem (ložisko *Meggen* ve Westfálsku). Krátkodobě byl baryt jako doprovodná surovina těžen na ložisku *Horní Benešov* (viz stať 3.7.2), hydrotermálně sedimentárního původu jsou polohy a čočky barytu na ložiskách *Krhanice* a *Křižanovice* (obr. 35).

4.1.3 Reziduální ložiska barytu

Díky chemické stabilitě se baryt může koncentrovat ve zvětralinovém plášti. Zvětráváním karbonátových hornin prostoupených drobnými hydrotermálními žilami barytu bez ekonomického významu mohou v eluviu vznikat těžitelné akumulace barytu (např. ve státech Missouri a Tennessee).



Obr. 4.1-2. Ložiska barytu na území České republiky.

4.2 Ložiska fluoritu

Stručná charakteristika fluoritu a jeho využití

Fluorit je minerál. Patří do třídy halogenidů. Jeho složení vyjadřuje vzorec CaF_2 . V podobě příměsí obsahuje Cl, TR (tj. prvky skupiny vzácných zemin) a U. Krystaluje v kubické soustavě. Krystaly mají obvykle tvar hexaedru nebo oktaedru, případně jde o spojku obou tvarů. Fluorit tvoří převážně zrnité, někdy i stébelnaté agregáty. Barva fluoritu je velmi variabilní – nejčastěji je zelený, fialový, žlutý nebo modrý, někdy fialově černý a vzácněji i bezbarvý. Na krystalech fluoritu lze někdy pozorovat velmi výrazné zonální zbarvení; střídání různých barev je poměrně časté i u fluoritových agregátů. Má skelný lesk, dokonalou štěpnost podle oktaedru. Jeho tvrdost je 4, hustota 3,0 až 3,2 g.cm⁻³.

Vyskytuje se jako součást hydrotermálních mineralizací, na nichž může vznikat v širokém teplotním intervalu 50 až 400 °C (tedy za epitermálních až katatermálních podmínek). Výjimečně může být přítomen v pegmatitech, granitech, foidických syenitech nebo karbonatitech.

Fluorit je surovinou chemického a sklářského průmyslu. Využíván je také v hutnictví železa. Patří i mezi drahé kameny; polychromní fluoritové agregáty se používají na výrobu dekorativních předmětů.



Fluorit, oválný kabošon, 8,00 ct,
14 x 11 mm. Afrika.

Váza z fluoritu, výška cca 200 mm.

Většina průmyslových ložisek fluoritu je hydrotermálního původu. Fluoritová ložiska mají žilný charakter nebo jde o metasomatická tělesa, vytvořená obvykle v karbonátových horninách. Katatermální ložiska mohou mít povahu greisenu, v němž je fluorit provázen muskovitem, kasiteritem, turmalínem, topazem a dalšími minerály charakteristickými pro greiseny. Na mezotermálních akumulacích se fluorit vyskytuje v asociaci s křemenem, barytem nebo kalcitem. Na epitermálních ložiskách je často provázen chalcedonem, opálem, kaolinitem, pyritem nebo markazitem.

Významná ložiska fluoritu jsou v Číně, Mongolsku, JAR, Mexiku, Velké Británii, Španělsku a Francii. Na území České republiky (obr. 4.2-1) byl fluorit těžen zejména na ložiskách v krušnohorské oblasti – např. *Moldava*, *Vrchoslav*, *Blahuňov* a *Hradiště*. Dále bylo těženo ložisko *Jilové* u Děčína, *Křižany* u Liberce, *Harrachov* v Krkonoších (viz stať 4.1.1), *Kozlí* u Ledče nad Sázavou a *Běstvína* v Železných horách. Prozkoumáno (však netěženo) bylo např. ložisko *Kovářská* u Vejprtu a *Krásná Lípa* u Rumburka.

Moldava (Krušné hory) – ložisko fluoritu a barytu

Ložisko *Moldava* se nachází sz. od Teplic v těsné blízkosti státní hranice ČR-SRN. Je tvořeno žilami, jejichž mocnost dosahuje až 5,5 m. Směrná délka hlavní žíly je kolem 2 km. Žíly probíhají převážně metamorfity (hlavně pararulami, svorovými rulami až svory), v hlubších částech ložiska granitoidy, které jsou součástí skryté elevace flájského masivu. Na složení žil se podílí hlavně fluorit (jeho obsah je 50–70 %), křemen (20–40 %), v přípovrchových partiích je výraznou měrou zastoupen i baryt (do 15 %). Jde o naše nejvýznamnější ložisko fluoritu, jenž zde byl těžen v letech 1957–1993/1994.

Zdroj informací o ložisku Moldava:

- Dvořák, Z., Radoň, M., Řehoř, M. (2012): *Moldava v Krušných horách*. – *Minerál* 20 (1): 44–51.
Fengl, M. (1998): *Fluoritové ložisko Moldava*. – *U-R-GP* 5 (1): 3–12.
Fengl, M. (1998): *Mineralogie těžených fluoritových ložisek (1.)*. – *Minerál* 6 (4): 83–88.
Fengl, M. (1998): *Mineralogie těžených fluoritových ložisek (2.)*. – *Minerál* 6 (4): 243–252.
Fengl, M. (1998): *Mineralogické poměry některých fluoritových ložisek v ČR (3.)*. – *Minerál* 6 (6): 403–411.
Fengl, M. (1999): *Mineralogie těžených fluoritových ložisek (4.)*. – *Minerál* 7 (1): 38–53.
Fengl, M. (1999): *Mineralogie těžených fluoritových ložisek (5.)*. – *Minerál* 7 (3): 203–206.
Fengl, M., Rezek, P. (1996): *Fluoritová těžba v České republice*. – *U-R-GP* 3 (10): 315–325.
Kužvart, M. (ed.) (1983): *Ložiska nerudných surovin ČSR*. Univerzita Karlova Praha.
Kužvart, M. (ed.) (1992): *Ložiska nerudných surovin ČR II*. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.
Pauliš, P. (2003): *Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kuttna Kutná Hora*.
Sejkora, J. (1994): *Minerály ložiska Moldava v Krušných horách*. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.* 2: 110–116.
Sejkora, J., Škácha, P. (2015): *Selenidy z fluoritového ložiska Moldava v Krušných horách (Česká republika)*. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.* 23 (2): 229–241.

Jílové (u Děčína) – ložisko fluoritu

Na ložisku *Jílové* (někdy označovaném jako *Jílové – Sněžník*) se fluoritová mineralizace vyskytuje převážně ve spodnoturonských pískovcích, v nichž tvoří žíly a polohy s impregnačně žilníkovitou mineralizací. Žilná výplň ložiska je monominerální, tvořená prakticky pouze fluoritem, jen vzácně je v ní přítomen baryt, křemen a kalcit. Mocnost fluoritové mineralizace se pohybuje od 1 cm do 2 m. Těžba ložiska začala v 50. letech 20. století, ukončena byla v roce 1993.

Zdroj informací o ložisku Jílové:

- Fengl, M. (1998): *Fluoritový revír Jílové – Sněžník u Děčína*. – *U-R-GP* 5 (4): 109–121.
Fengl, M. (1998): *Mineralogie těžených fluoritových ložisek (1.)*. – *Minerál* 6 (4): 83–88.
Fengl, M. (1998): *Mineralogie těžených fluoritových ložisek (2.)*. – *Minerál* 6 (4): 243–252.
Fengl, M. (1998): *Mineralogické poměry některých fluoritových ložisek v ČR (3.)*. – *Minerál* 6 (6): 403–411.
Fengl, M. (1999): *Mineralogie těžených fluoritových ložisek (4.)*. – *Minerál* 7 (1): 38–53.
Fengl, M. (1999): *Mineralogie těžených fluoritových ložisek (5.)*. – *Minerál* 7 (3): 203–206.
Fengl, M., Rezek, P. (1996): *Fluoritová těžba v České republice*. – *U-R-GP* 3 (10): 315–325.
Kužvart, M. (ed.) (1983): *Ložiska nerudných surovin ČSR*. Univerzita Karlova Praha.
Kužvart, M. (ed.) (1992): *Ložiska nerudných surovin ČR II*. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.
Pauliš, P. (2003): *Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kuttna Kutná Hora*.

Křižany (u Liberce) – ložisko fluoritu a barytu

Hydrotermální fluorit-baryt-karbonátová mineralizace ložiska *Křižany* u Liberce je vázáná na zlomové struktury směru SZ-JV (jde o směr lužického zlomu) ve fylitech ještědského krystalinika. Na ložisku bylo zjištěno 8 hlavních žil, jejichž směrná délka dosahuje až 300 m, mocnost max. 4 m. Jednotlivé etapy mineralizace jsou fluorit-křemenná, fluorit-ankeritová a nejmladší fluorit-barytová. Těžba probíhala v letech 1956–1960 a 1970–1983.

Poznámka: Ložisko je často označováno jako Křížany, obec je však Křížany, proto autor v názvu ložiska preferoval krátké „i“.

Zdroj informací o ložisku Křížany:

- Coubal, M., Adamovič, J., Šťastný, M. (eds.) (2018): *Lužický zlom – hranice mezi dvěma světy*. Novela bohemia Praha.
- Fengl, M. (1998): Mineralogie těžených fluoritových ložisek (1.). – *Minerál* 6 (4): 83–88.
- Fengl, M. (1998): Mineralogie těžených fluoritových ložisek (2.). – *Minerál* 6 (4): 243–252.
- Fengl, M. (1998): Mineralogické poměry některých fluoritových ložisek v ČR (3.). – *Minerál* 6 (6): 403–411.
- Fengl, M. (1999): Mineralogie těžených fluoritových ložisek (4.). – *Minerál* 7 (1): 38–53.
- Fengl, M. (1999): Mineralogie těžených fluoritových ložisek (5.). – *Minerál* 7 (3): 203–206.
- Fengl, M., Rezek, P. (1996): Fluoritová těžba v České republice. – *U-R-GP* 3 (10): 315–325.
- Horáček, J., Chabr, P., Syka, J. (1979): Uranová mineralizace na baryt-fluoritovém ložisku Křížany u Liberce. – *Sbor. Geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral.* 20: 27–36.
- Kužvart, M. (ed.) (1983): *Ložiska nerudných surovin ČSR*. Univerzita Karlova Praha.
- Kužvart, M. (ed.) (1992): *Ložiska nerudných surovin ČR II*. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.
- Pauliš, P., Kopecký, S. (2010): *Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech, Moravy a Slezska III*. Kuttna Kutná Hora.

Krásná Lípa (u Rumburka) – ložisko fluoritu a barytu

Baryt-fluoritové ložisko *Krásná Lípa* u Rumburka je vázáno na zlomovou strukturu směru S-J až SSZ-JJV v biotitickém granodioritu lužického plutonu. Směrná délka mineralizované struktury je 700 až 1000 m. Žilná mineralizace je tvořena převážně křemenem, méně fluoritem a barytem. Vyšší obsahy fluoritu a barytu jsou jen v úseku o délce cca 100 m; mocnost fluoritové mineralizace se pohybuje od 0,4 do 1,5 m.

Zdroj informací o ložisku Krásná Lípa:

Kužvart, M. (ed.) (1983): *Ložiska nerudných surovin ČSR*. Univerzita Karlova Praha.



Obr. 4.2-1. Ložiska fluoritu na území České republiky.

4.3 Ložiska křemene a křemenných surovin

Stručná charakteristika křemene a křemenných surovin; jejich využití

Křemen je minerál, jehož struktura je tvořena prostorově vázanými tetraedry $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Patří tedy mezi silikáty (do podtřídy tektosilikáty), v mineralogických systémech je však často z tradice řazen do třídy oxidů. Idealizovaný vzorec křemene je SiO_2 .

Jako křemen jsou označovány dvě v přírodě nejrozšířenější modifikace SiO_2 . Obě modifikace křemene mají sice rozdílnou, avšak velmi podobnou krystalovou strukturu. Nízkoteplotní modifikace (označovaná jako nižší křemen) je stabilní pod teplotou $573\text{ }^\circ\text{C}$ a krystaluje v trigonální soustavě; vysokoteplotní modifikace (vyšší křemen), která je stabilní v intervalu 573 až $867\text{ }^\circ\text{C}$, krystaluje v soustavě hexagonální. Značná podobnost struktury vyššího a nižšího křemene umožňuje relativně snadný přechod vysokoteplotní modifikace do nízkoteplotní, a proto např. vyrostlice křemene v kyselých vulkanitech mají morfologii odpovídající vyššímu křemeni, avšak strukturně náležejí k nižšímu křemeni. Krystalovaný křemen je poměrně hojný – jeho krystaly jsou zpravidla sloupcovité; mnohem častěji však křemen tvoří nepravidelná zrna, zrnité agregáty, někdy i agregáty stébelnaté nebo vláknité.

Křemen má obvykle šedou nebo bílou barvu, ale bývá i bezbarvý nebo libovolně zbarvený. Barevně rozdílné odrůdy křemene se označují specifickými názvy jako například: křišťál (bezbarvá odrůda), ametyst (fialová odrůda), záhněda (kouřově hnědá až téměř černá odrůda – černě zbarvená záhněda se označuje jako morion), růženín (růžová odrůda) a citrín (žlutá odrůda). Křemen má zpravidla skelný lesk, avšak lesk mléčně bílého křemene a jemnozrnných křemenných agregátů je často mastný až matný. Křemen není štěpný, má tvrdost 7, hustotu $2,6\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

Křemen je jedním z nejrozšířenějších minerálů. Je přítomen v kyselých magmatitech (např. žuly, granodiority, ryolity); je významnou složkou některých sedimentů (křemence, pískovce) i metamorfitů (kvarcity, fylity, svory, ruly). Patří mezi nejběžnější produkty hydrotermálních pochodů – tvoří křemenné žíly a často je převažující složkou hlušiny na hydrotermálních rudních ložiskách.

Jako křemenné suroviny jsou využívány různé typy hornin s vysokým obsahem křemene (obsah SiO_2 je zpravidla nad 96 hmot. %, u surovin na výrobu vysoce kvalitních skel a na výrobu křemíku i přes 99 hmot. %). Jde zejména o křemenné písky, křemence, silicity (např. buližník) a kvarcity.

Bezbarvý krystalovaný křemen (křišťál) je využíván v optice, radiotechnice apod.; agregátní křemen je surovinou na výrobu skla (převážně čírého křemenného skla). Křemenné suroviny jsou používány na výrobu porcelánu, dinasu (žárovzdorného materiálu pro průmyslové vysokoteplotní pece, např. metalurgické nebo koksárenské), ferosilicia (pro ocelářský průmysl) a kovového křemíku.

Tato kapitola se týká ložisek křemenných krystalů (u nichž je požadována co nejdokonalejší struktura) a agregátního křemene a křemenných surovin (v těchto případech má zásadní význam chemismus suroviny). Hlavními průmyslovými typy akumulací krystalů křišťálu a agregátního křemene jsou ložiska: a) pegmatitová, b) hydrotermální, c) eluviální, d) aluviální. Jako křemenné suroviny mají zásadní význam křemence, silicity, případně i kvarcity.

4.3.1 Pegmatitová ložiska křemene

Zdrojem agregátního křemene jsou pegmatity s mohutně vyvinutou blokovou jednotkou (tvořenou K-živcem a křemenem – např. *Dolní Bory*, viz stať 4.4.1) nebo pegmatity s mohutným křemenným jádrem (*Velká Kraš* u Vidnavy) – obr. 37. Zdrojem dobře vyvinutých velkých krystalů křišťálu jsou tzv. komorové pegmatity. Jde o pegmatity s mohutným křemenným jádrem, v němž jsou velké dutiny („komory“), na jejichž stěnách v závěrečném stadiu formování pegmatitového tělesa (v hydrotermálním stadiu) narostly víceméně dokonalé krystaly křišťálu. Komorové pegmatity s křišťálem jsou v Brazílii, na Madagaskaru a Ukrajině.

4.3.2 Hydrotermální ložiska křemene

Významným zdrojem agregátního křemene a lokálně i krystalů křišťálu jsou křemenné žíly typu křemenných valů (např. *Tachov* a *Rumburk* – viz obr. 4.3-1). Jde v podstatě o prokřemenělá dislokační pásma, tvořená systémem menších i větších žil s hojnými uzavřeninami okolních hornin. Zpravidla již makroskopicky lze na těchto žilách rozlišit větší počet generací křemene, přičemž nejmladší generace může v dutinách žiloviny tvořit víceméně dokonale vyvinuté krystaly. Reprezentantem relativně mohutných křemenných žil jsou ložiska *Černava* na Karlovarsku, *Krašovice* na Příbramsku, *Dětkovice* na Prostějovsku a *Bílý Potok* u Vrbná pod Pradědem (obr. 4.3-1).

Rumburk – křemenný val

K akumulacím typu křemenných valů patří např. ložisko křemenné suroviny *Rumburk*. Jde o 35 až 40 m mocnou křemennou žilu o délce 7 km (4 km jsou na našem území, 3 km v Německu), která je vázána na tektonickou linii uvnitř lužického žulového masivu. Okolní horniny jsou mylonitizovány a kaolinizovány.

Zdroj informací o křemenném valu u Rumburka:

Kužvart, M. (ed.) (1983): Ložiska nerudných surovin ČSR. Univerzita Karlova Praha.

Kvalitní krystaly křišťálu se vyskytují v dutinách žil alpského typu např. v alpské oblasti (*Saint Gotthard* ve Švýcarsku) a na Urale. Naše výskyty krystalů křišťálu na žilách alpského typu (např. *Vernířovice* v Hrubém Jeseníku) mají jen mineralogický význam.

4.3.3 Eluviální ložiska křemene

Eluviální ložiska krystalů křišťálu mají značný hospodářský význam. Jsou obohacena o kvalitní krystaly, neboť rozpukané a zdvojitělé krystaly podléhají rozpadu dříve než homogenní monokrystaly. Tato ložiska jsou těžena např. na Ukrajině a v Brazílii. U nás se jim podobá ekonomicky bezvýznamný výskyt krystalovaného křišťálu u obce *Žulová* u Jeseníku (lokalita označovaná jako „Korálové jámy“), kde v eluviu hojně krystaly křišťálu pocházejí z křemenného jádra pegmatitu.



Obr. 4.3-1. Ložiska křemene a křemenných surovin na území České republiky.

4.3.4 Aluviální ložiska křemene

Valouny křemene pro výrobu ferosilicia mohou být získávány při těžbě štěrků a písků uložených vodními toky. Akumulace valounového křemene jsou např. v uloženinách řeky Moravy, Dyje a Labe; významné je ložisko *Vrábče-Boršov* v budějovické pánvi (obr. 37).

4.3.5 Ložiska křemenných surovin

Jako křemenné suroviny mohou být na území České republiky ekonomicky významné křemence, silicity a kvarcity. Ložiskové akumulace křemenců charakteru silicifikovaných křídových nebo terciérních pískovců jsou na Mostecku (*Stránce*), Chomutovsku (*Chomutov*) a Teplicku (*Jeníkov-Lahošť* a *Střelná*). Významná ložiska ordovických křemenců jsou v Barrandienu (*Kublov*, *Drahoňův Újezd*, *Sklená Hut'* a *Železná*); četná ložiska proterozoických silicitů (bulžníků) jsou na Rokycansku (*Kyšice* a *Litohlavy*) a Přešticku (*Kaliště* a *Kbelnice*). Reprezentantem metamorfítů v minulosti využívaných jako křemenné suroviny jsou devonské kvarcity silezika (*Vikýřovice* u Šumperka). Geografická poloha těchto ložisek je zřejmá z obr. 37.

4.4 Ložiska živce

Stručná charakteristika živců a jejich využití

Živce jsou skupinou minerálů, patřících mezi silikáty (do podtřídy tektosilikáty). Na chemickém složení většiny živců se různou měrou podílejí následující složky: ortoklasová složka (zkráceně Or) $K[AlSi_3O_8]$, albitová složka (zkráceně Ab) $Na[AlSi_3O_8]$ a anortitová složka (zkráceně An) $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Uvedené složky se spolu mohou mísit, přičemž rozsah mísivosti závisí na termodynamických podmínkách, a to především na teplotě, při níž krystalizace živců probíhá. Na základě mísivosti v soustavě Or – Ab – An lze vyčlenit dvě hlavní skupiny živců:

- sodno-vápenaté živce (plagioklasy)*, které jsou tvořeny převážně složkami Ab a An;
- sodno-draselné živce (alkalické živce)*, tvořené převážně složkami Ab a Or (živce s výraznou převahou Or nad Ab se často označují jen jako *draselné živce*).

Do skupiny sodno-vápenatých živců (plagioklasů) patří živce řady Ab – An. Jejich chemické složení lze vyjádřit obecným vzorcem $Na_{1-x}Ca_x[Si_{3-x}Al_{1+x}O_8]$, kde $x = 0$ až 1. Řada sodno-vápenatých živců (plagioklasová řada) se dělí na šest členů: albit, oligoklas, andezin, labradorit, bytownit a anortit, které jsou uvedeny postupně podle rostoucího obsahu anortitové složky. První tři (albit, oligoklas a andezin) jsou často označovány jako kyselé plagioklasy, zbývající tři (labradorit, bytownit a anortit) jako bazické plagioklasy.

Plagioklasy krystalují v triklinické soustavě. Jejich krystaly jsou nejčastěji tlustě tabulkovité nebo sloupcovité, v horninách se plagioklasy zpravidla vyskytují v podobě protažených zrn s často lištovitými průřezy. Plagioklasy jsou bezbarvé, bílé, šedobílé nebo různě světle zbarvené (nazelenalé, namodralé, nažloutlé, vzácně narůžovělé nebo načervenalé). Labradorit a zejména bytownit je často velmi tmavě (až téměř černě) zbarven četnými uzavřeninami magnetitu nebo ilmenitu. Labradorit se na štěpných plochách často modře nebo zeleně třpytí. Plagioklasy mají skelný lesk (pokud nejsou alterovány), dokonalou štěpnost podle $\{001\}$ a $\{010\}$, tvrdost 6 až 6,5, hustotu 2,6 až 2,8 $g \cdot cm^{-3}$.

Do skupiny sodno-draselných (alkalických) živců jsou řazeny živce tvořené složkami Ab a Or, k jejichž dokonalé mísivosti však dochází jen za vysokých teplot. Vedle albitu, jenž je současně nejkyselejším členem plagioklasové řady, patří k sodno-draselným živcům sanidin, ortoklas, mikroklin a anortoklas. Chemické složení sanidinu, ortoklasu a mikroklinu lze vyjádřit vzorcem $(K,Na)[AlSi_3O_8]$, a proto se tyto živce běžně označují jako draselné živce; v anortoklasu $(Na,K)[AlSi_3O_8]$ převažuje Ab nad Or.

Sodno-draselné živce mají v závislosti na teplotě krystalizace triklinickou nebo monoklinickou strukturu. Jejich krystaly jsou obvykle tabulkovité nebo sloupcovité; agregáty jsou zrnité až tabulkovité. Sodno-draselné živce jsou zpravidla bílé, nažloutlé, narůžovělé, růžové až červené, avšak mohou být i nazelenalé až smaragdově zelené. Mají skelný lesk, ale podobně jako u plagioklasů může být stupeň jejich lesku různými přeměnami snižen na úroveň matného lesku. Stejně jako plagioklasy jsou i sodno-draselné živce dokonale štěpné podle $\{001\}$ a $\{010\}$; jejich tvrdost je 6, hustota 2,5 až 2,6 $g \cdot cm^{-3}$.

Živce jsou nejrozšířenější skupinou minerálů. Tvoří zhruba 50 obj. % zemské kůry. Hojně jsou přítomny především ve většině magmatických horninách a jejich charakter a kvantita je i základním kritériem klasifikace těchto hornin. Živce jsou hlavní součástí i mnoha metamorfítů. Výrazně méně se podílejí na složení sedimentárních hornin.

Živce jsou využívány zejména v keramickém a sklářském průmyslu. Kramický průmysl preferuje K-živce (hlavně mikroklin), má sklářský průmysl zájem i o kyselé plagioklasy (albit a oligoklas).

Hlavní průmyslové typy ložisek živců: a) pegmatitová ložiska, b) feldspatity, c) živcové píský a šterky.

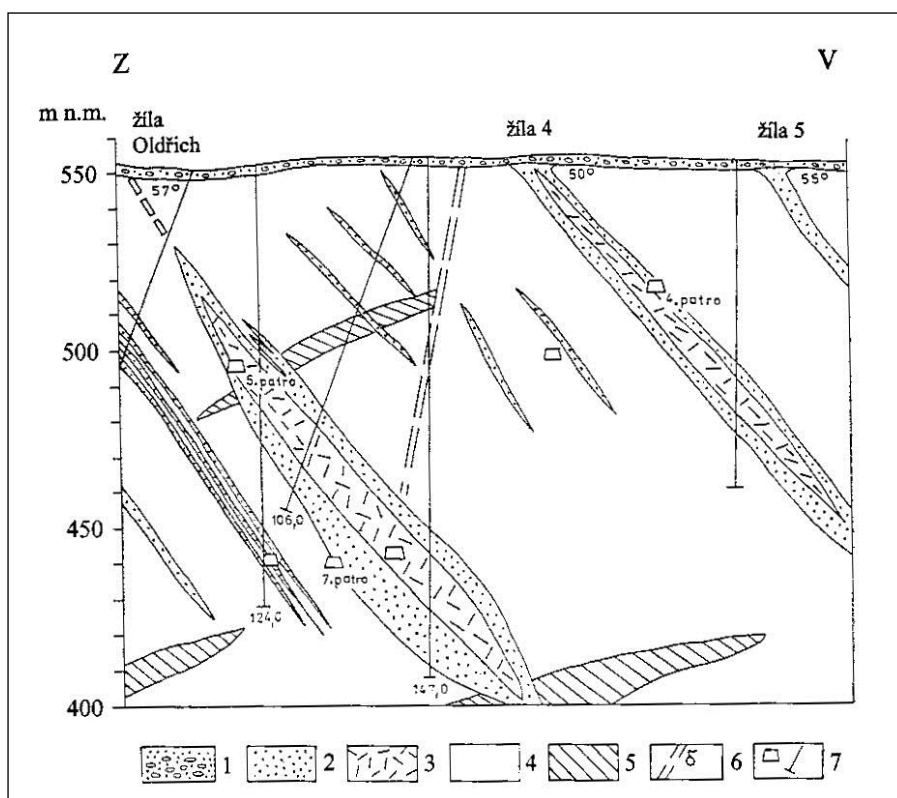
4.4.1 Pegmatitová ložiska živců

Hlavním průmyslovým zdrojem živců jsou žulové pegmatity. Největší význam mají tělesa, v nichž je mohutně vyvinuta bloková zóna s K-živcem. Metasomatická jednotka pegmatitů, v níž se

výrazně uplatnila albitizace, může být zdrojem živce pro potřeby sklářského průmyslu. Velká pegmatitová ložiska živců jsou na území USA (ve státech New Hampshire, Severní Karolína, Jižní Dakota, Maine, Arizona, Virginie), Kanady (provincie Ontario a Quebec), Ruska (Karelíe, Kolský poloostrov) a Ukrajiny. U nás jsou pegmatitová ložiska alkalických živců v poběžovicko-domažlické oblasti (Meclov, Otov, Luženičky, Ždánov) a na Velkomeziříčsku (Dolní Bory) – obr. 4.4-3.

Dolní Bory (u Velkého Meziříčí) – pegmatitové ložisko

V prostoru ložiska Dolní Bory bylo zjištěno téměř 20 mohutnějších pegmatitových žil. Jejich délka je od několika desítek metrů až přes 1 km, max. zjištěná mocnost je 35 m (žila Oldřich – viz obr. 4.4-1). Pegmatitové žily pronikají granulity a rulami borského granulitového masivu, vystupujícího na rozhraní pestré a jednotvárné skupiny strážeckého moldanubika. Mají výraznou zonální stavbu. Ve směru od okraje do centra pegmatitu lze rozlišit tyto texturní jednotky: granitickou, která přechází do písčinkové, z níž se vyvíjí centrální bloková jednotka, jež je někdy diferencována na zónu blokového živce a křemenné jádro. Granitický pegmatit je tvořen draselným živcem, křemenem, albitem, biotitem a muskovitem; na složení písčinkového a blokového pegmatitu se podílí podstatně jen draselný živec a křemen. Mladší metasomatická jednotka tvoří v žilách víceméně souvislé zóny nebo nepravidelná hnízda, v nichž je draselný živec písčinkové nebo blokové jednotky intenzivně zatlačován albitem, jenž je provázen skorylem, andalusitem, granátem, biotitem, muskovitem, löllingitem, ilmenitem, sekaninaitem, apatitem a dalšími poměrně vzácnými minerály. Centrální část křemenného jádra pegmatitu je lokálně tvořena šedorůžovým křemenem, jenž přechází do růženínu drahokamové kvality. V letech 1950–1972 zde bylo důlními díly otevřeno několik větších pegmatitových žil, z nichž se vytěžilo 430 kt rubaniny (z ní bylo získáno cca 30 % glazurových živců a značné množství další živcové a křemenné suroviny pro keramický průmysl).



Obr. 4.4-1. Geologický řez nejvýznamnějšími žilami na ložisku Dolní Bory (Duda 1986 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – hlíny a sutě; 2 – granitický a písčinkový pegmatit; 3 – blokový pegmatit; 4 – tzv. „tmavé granulity“ (cordieritické granulitové ruly); 5 – tzv. „šedé granulity“ (biotitické granulity); 6 – dislokační zóna; 7 – důlní díla a vrty.

Zdroj: Duda, J. (1986): Pegmatity v borském granulitovém masivu. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 27: 157–202.

Zdroj informací o ložisku Dolní Bory:

Duda, J. (1986): Pegmatity v borském granulitovém masívu. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 27: 157–202.

Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. Kuttna Kutná Hora.

Staněk, J. (1954): Petrografi a mineralogie pegmatitových žil u Dolních Borů. – Práce Brněn. Zákł. Čs. Akad. Věd XXVI, 7: 1–43.

Staněk, J. (2009): Minerály Borů a Cyrilova u Velkého Meziříčí. Vydala obec Bory.

4.4.2 „Feldspatity“

Jako feldspatity se označují nepegmatitové živcové suroviny magmatogenního původu. Jde o granitoidní a alkalická intruziva, příp. o aplity. Těženy jsou např. leukokratní žuly (v Rusku v okolí Jekaterinburgu), alaskity (ložisko *Spruce Pine* v Severní Karolíně, kde je alaskit tvořen z 45 % oligoklasu, 20 % mikroklinu, 25 % křemene, 10 % muskovitu), albitizované žuly a albitity (Kazachstán), kaolinizované žuly (ložisko *Sobótka* v Polsku), nefelinické syenity (v Kanadě, Norsku a v Rusku na poloostrově Kola) a aplity (Turecko). V České republice (obr. 4.4-3) jsou feldspatity na ložisku *Krásno* ve Slavkovském lese, kde je živcovou surovinou albitický aplitický granit (tvořící zde jádro greisenového pně), a na ložisku *Mračnice*, kde jsou živcovou surovinou trondhjemitu mračnického masívu. U obce *Lavičky* (sev. od Velkého Meziříčí) bylo těženo čočkovité těleso leukokratní žuly aplitického charakteru (o rozměrech 100 x 800 m) v horninách pestré skupiny moldanubika.

4.4.3 Živcové písky a štěrky

Živcové písky a štěrky vznikají zvětráváním granitoidních hornin s vysokým obsahem živců, které se koncentrují především v aluviálních uloženinách. Ložiskové akumulace zpravidla obsahují přes 50 % živců. Na území ČR k tomuto typu patří ložiska na horním toku Lužnice (např. ložisko *Halámky*, *Dvory nad Lužnicí*) a na jižní Moravě v prostoru tzv. syrovicko-iváňské terasy Jihlavy a Svratky (ložiska *Bratčice*, *Hrušovany u Brna*, *Ledce*, *Žabčice-Smolín*) – obr. 4-4-3.

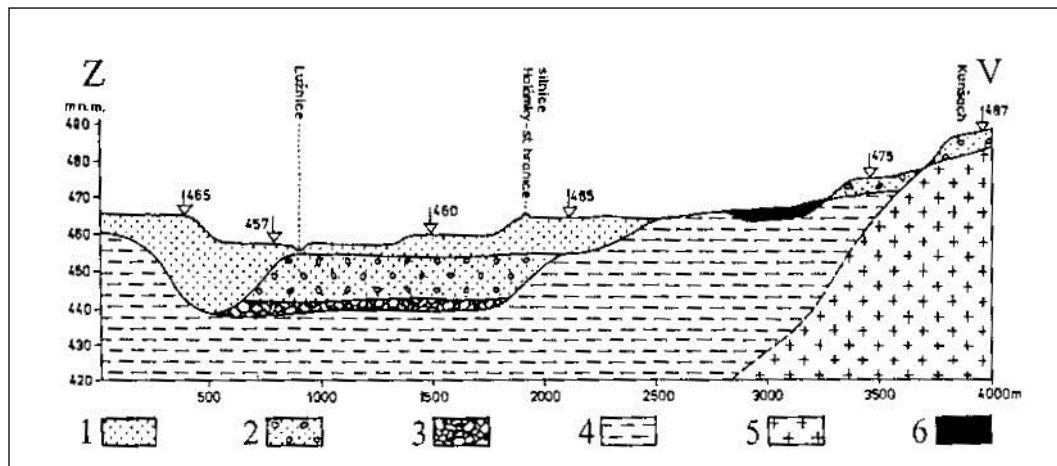
Halámky (v jižních Čechách) – ložisko živce

Centrem ložiska *Halámky* protéká řeka Lužnice, pramenící na rakouské straně Novohradských hor. Akumulace živcových štěrků a písků je vázána na psamiticko-psefitické sedimenty pleistocenního toku Lužnice (patrně risského stáří), které byly uloženy do erozní brázdy, místy až 30 m hluboké (obr. 4.4-2). Matečnou horninou byly okrajové porfyrické facie granitoidů moldanubického plutonu (typy Weinsberg a Eisgarn), a to převážně z rakouské části Novohradských hor.

Zdroj informací o ložisku Halámky:

Kužvart, M. (ed.) (1983): Ložiska nerudných surovin ČSR. Univerzita Karlova Praha.

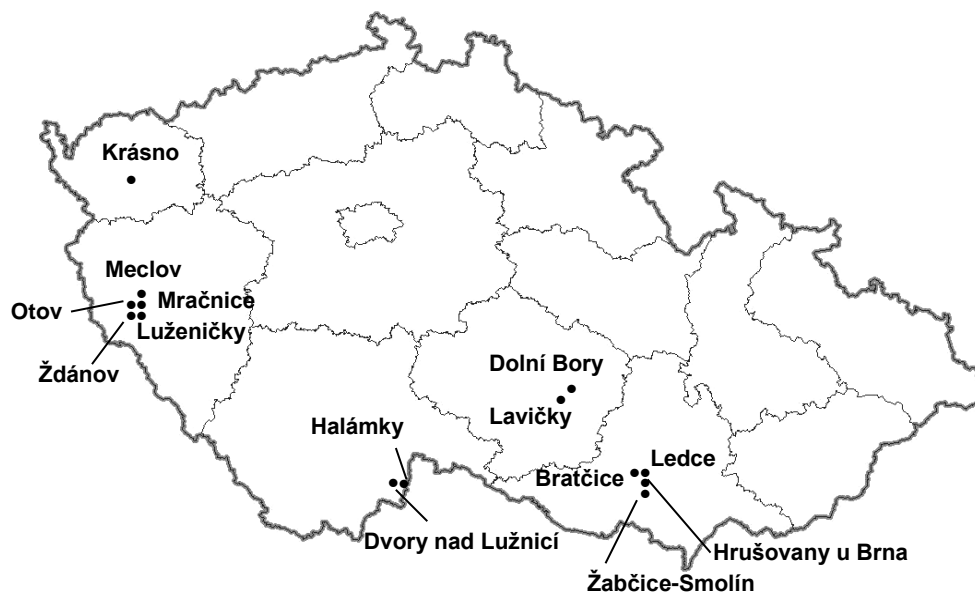
Kužvart, M. (ed.) (1992): Ložiska nerudných surovin ČR II. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.



Obr. 4.4-2. Schematický řez ložiskem živcových štěrků Halámky (převýšeno 15x) (Kužvart et al. 1992).

Vysvětlivky: 1 – štěrkovité písky; 2 – křemen-živcové štěrkovité písky; 3 – bazální písčité štěrky; 4 – svrchní křída; 5 – granit; 6 – rašelina.

Zdroj: Kužvart, M. (ed.) (1992): Ložiska nerudných surovin ČR II. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.



Obr. 4-4-3. Ložiska živcových surovin na území České republiky.

4.5 Ložiska mastku

Stručná charakteristika mastku a jeho využití

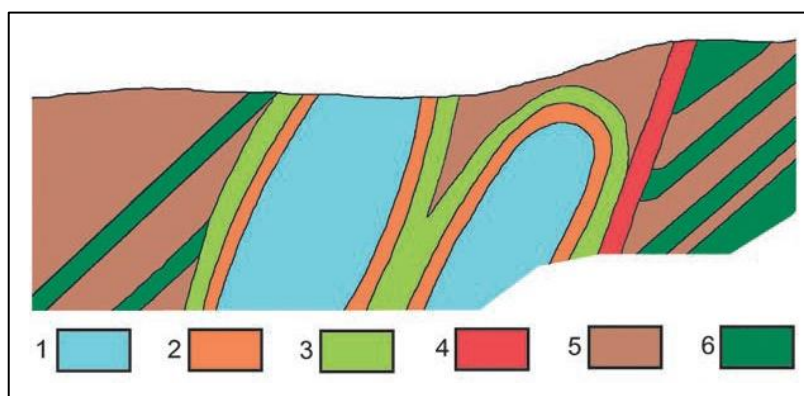
Mastek je minerál náležející mezi silikáty (do podtřídy fylosilikáty). Jeho idealizované složení vyjadřuje vzorec $Mg_3[(OH)_2Si_4O_{10}]$; ve struktuře mastku je část Mg zpravidla zastupována Fe^{2+} . Mastek krystaluje v triklinické soustavě. Obvykle se vyskytuje ve formě lupenitých, šupinkovitých nebo celistvých agregátů. Má bílou, šedou, nazelenalou nebo nažloutlou barvu, mastný lesk (na štěpných plochách někdy perleťový lesk), dokonalou štěpnost podle {001}; jeho tvrdost je 1, hustota $2,8 \text{ g.cm}^{-3}$. Mastek je hlavní složkou mastkové břidlice a krupníku.

Mastek se používá v hutnictví, k výrobě speciální žárovzdorné keramiky, vysokonapěťových izolátorů, pryže, papíru, pudrů, zásypů a mýdel.

Průmyslová ložiska mastku patří ke dvěma genetickým typům. Prvním typem jsou ložiska, která vznikla působením hydrotermálních roztoků (bohatých na SiO_2) na ultramafické horniny s vysokým obsahem Mg (serpentinizované peridotity, pyroxenity). U nás jsou mastkové akumulace tohoto typu v sobotínském amfibolitovém masivu (*Sobotín, Vernířovice* – obr. 4.5-2). Druhým typem mastkových ložisek jsou akumulace vytvořené metasomatickou přeměnou karbonátových hornin bohatých na Mg (např. na Slovensku).

Sobotín (Jeseníky) – ložisko mastku (krupníku)

Mastkem bohaté horniny (mastková břidlice a krupník) jsou přítomny v tzv. krupníkových tělesech, která jsou součástí sobotínského amfibolitového masivu, řazeného do desenské skupiny silezika. Ložisko bylo otevřeno lomem na vrchu Smrčina, v němž byl krupník těžen pro potřeby sobotínských železáren (viz stať 3.1.1). Na složení krupníku na tomto ložisku se tři hlavní minerály: mastek, klinochlor a dolomit. Krupník zde tvoří dvě čočky. Směrná délka větší z nich dosahuje téměř 50 m, její mocnost je 8–10 m; mocnost menší krupníkové čočky je jen 3–4 m. Krupník je přítomen v centrální části čočkovitých „krupníkových těles“ s výraznou a charakteristickou zonální („slupkovitou“) stavbou: krupníkové jádro směrem k okraji zvolna přechází do mastkové břidlice, pak následuje tenká a nesouvislá zóna tremolitické až aktinolitické břidlice (skaliny) a souvislá vnější zóna chloritické břidlice (mocná zhruba 0,5 až 2 m), která popisovanou čočku odděluje od okolních biotitických rul a amfibolitů – viz obr. 4.5-1. Krupníková tělesa na Smrčině lze považovat za produkt přeměny ultramafitu.



Obr. 4.5-1. Profil ložiskem krupníku na Smrčině (podle Kretschmera 1911, úprava Zimák, Juránková 2019) – délka profilu je přibližně 60 m.

Vysvětlivky: 1 – krupník; 2 – mastková břidlice; 3 – tremolitická až aktinolitická břidlice a chloritická břidlice; 4 – pegmatit; 5 – amfibolit; 6 – biotitická rula.

Zdroj: Zimák, J., Juránková, Z. (2019): Petrografie a mineralogie krupníkového tělesa na lokalitě Smrčina u Sobotína (Hrubý Jeseník). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.* 104(1): 47–70.

Zdroj informací o ložisku Smrčina u Sobotína:

Kretschmer, F. (1911): Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren). – *Jahrb. d. k.geol. Reichsanstalt* 61: 53–180.

Kruťa, T., Paděra, K., Pouba, Z., Sládek, R. (1967): Die Mineralienparagenese in dem mittleren Teile des Altvatergebirges (Hrubý Jeseník, Hohes Gesenke, ČSSR)I. – *Čas. Mor. Muz., Vědy přír.* 52: 5–28.

Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. Kuttna Kutná Hora.

Zimák, J., Juránková, Z. (2019): Petrografie a mineralogie krupníkového tělesa na lokalitě Smrčina u Sobotína (Hrubý Jeseník). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.* 104 (1): 47–70.

Zimák, J., Novotný, P., Fojt, B., Novák, M., Vávra, V., Kopa, D., Losos, Z., Prinžová, E., Skácel, J. (2002): Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku. UP Olomouc.

Vernířovice (Jeseníky) – ložisko mastku (krupníku)

Krupníková tělesa na Zadním Hutisku u Vernířovic jsou ve shodné geologické pozici jako na lokalitě Smrčině u Sobotína (viz výše). Na Zadním Hutisku byl krupník pro potřeby sobotínských železáren těžen lomem, jímž byla otevřena tři vedle sebe těsně ležící čočkovitá krupníková tělesa s charakteristickou zonální stavbou: centrální část čoček tvoří krupník (složený hlavně z mastku a dolomitu), jenž je lemován mastkovou břidlicí, dále směrem k periférii následuje zóna tremolitické až tremolit/aktinolitické břidlice (resp. skaliny), na okraji tělesa je zóna chloritické břidlice (dominuje klinochlor). Na kontaktu krupníkového tělesa s amfibolitem je úzká zóna tvořená epidot-chloritovou skalinou. Krupníkové těleso na Zadním Hutisku vzniklo pravděpodobně metasomatickou přeměnou serpentinitu (serpentinizovaného peridotitu) na styku s amfibolitem.

Zdroj informací o ložisku Zadní Hutisko u Vernířovic:

Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. Kuttna Kutná Hora.

Zimák, J., Juránková, Z. (2018): Petrografie a mineralogie krupníkového tělesa na lokalitě Zadní Hutisko u Vernířovic (Hrubý Jeseník). – *Geol. výzk. Mor. Slez.* 25 (1–2): 97–107.

Zimák, J., Novotný, P., Fojt, B., Novák, M., Vávra, V., Kopa, D., Losos, Z., Prinžová, E., Skácel, J. (2002): Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku. UP Olomouc.



Obr. 4.5-2. Ložiska mastku na území České republiky.

4.6 Ložiska magnezitu

Stručná charakteristika magnezitu a jeho využití

Magnezit je minerál náležející do třídy karbonátů. Jeho idealizované složení vyjadřuje vzorec $Mg[CO_3]$; v podobě příměsí obsahuje zejména Fe, méně Mn a Ca. Krystaluje v trigonální soustavě. Jeho krystaly mají tvar klence. Obvykle se vyskytuje v hrubě zrnitých, stébelnatých nebo celistvých agregátech. Je bílý, bělošedý nebo jemně nažloutlý. Má skelný lesk, dokonalou štěpnost podle klence; jeho celistvé agregáty někdy mají lasturnatý lom. Tvrdost magnezitu je 4 až 4,5, hustota 2,9 až 3,1 $g \cdot cm^{-3}$.

Hrubě zrnitý krystalický magnezit (v podstatě monominerální hornina ze skupiny mramorů) může vznikat hydrotermálně metasomatickým zatlačováním dolomitů a vápenců. Celistvý magnezit je jedním z produktů hydrotermální přeměny nebo zvětrávání hadců. Magnezit se může tvořit z hydroxidu hořečnatého, sedimentujícího za dosti mimořádných podmínek v mořských lagunách a slaných jezerech, ale též ve sladkovodních jezerech.

Magnezit se používá na výrobu žárovzborných hmot (např. na vyzdívkou metalurgických pecí), Sorelova cementu i kovového hořčíku.

Průmyslové typy magnezitových ložisek: a) hydrotermální ložiska krystalického magnezitu, b) hydrotermální ložiska celistvého magnezitu, c) infiltrační ložiska, d) sedimentární ložiska.

4.6.1 Hydrotermální ložiska krystalického magnezitu

Akumulace tohoto typu vznikají hydrotermálně metasomatickým zatlačováním dolomitů, vápenců, příp. i jiných hornin. V krystalickém magnezitu se velikost jednotlivých zrn magnezitu pohybuje obvykle v intervalu 0,1 až 10 mm. Krystalický magnezit má často typickou pinolitovou texturu (mezi šedobílými zrny magnezitu, která připomínají piniová semena, jsou tmavé proužky s grafitem, chloritem, sericitem aj.). Tvar ložiskových těles krystalického magnezitu je obvykle určován tvarem zatlačované horniny a rozsahem metasomatózy v ní. Velká ložiska krystalického magnezitu jsou v Rakousku (např. ložisko *Veitsch* ve Štýrsku) a na Slovensku v pruhu mezi Lučencem a Košicemi (ložiska *Podrečany*, *Jelšava*, *Bankov*).

4.6.2 Hydrotermální ložiska celistvého magnezitu

Hydrotermální ložiska celistvého magnezitu se vyskytují v serpentinizovaných ultrabazikách a jejich geneze souvisí s působením hydrotermálních fluid přinášejících CO_2 (hydrotermální alterace horniny vede k vyluhování Mg a následně ke vzniku magnezitu). Celistvý magnezit má velikost zrna pod 0,01 mm a je pro něj charakteristický lasturnatý lom (vzhledem připomíná porcelán). Celistvý magnezit často tvoří žilná tělesa, vyplňující poruchová pásma. Ložiska magnezitu tohoto typu jsou v Řecku (na ostrově Euboia), Rakousku (ložisko *Kraubath*) a USA (kalifornské ložisko *Santa Clara*).

4.6.3 Infiltrační ložiska magnezitu

Infiltrační ložiska celistvého magnezitu vznikají při zvětrávání hadců působením vody s rozpuštěným CO_2 . Magnezit tvoří žíly a žilníky. Mocnost jednotlivých žil je jen výjimečně nad 0,3 m. Na akumulacích tohoto genetického typu je magnezit obvykle provázen opálem a produkty jeho rekrystalizace (chalcedon, křemen). Významná ložiska jsou na Urale (*Chalilovo*) a v Polsku (*Zabkovic*).

4.6.4 Sedimentární ložiska magnezitu

Sedimentární ložiska magnezitu vznikají jen zcela výjimečně v mořských lagunách a slaných jezerech, příp. i ve sladkovodních jezerech. Hořčík se primárně ukládá v podobě brucitu $Mg(OH)_2$, z něž postupně vzniká magnezit. Metamorfne přepracovaná ložiska sedimentárního magnezitu jsou v Mandžusku (v průběhu regionální metamorfózy původně celistvý magnezit rekrystaloval).

4.7 Ložiska grafitu

Stručná charakteristika grafitu a jeho využití

Grafit je minerál náležející do třídy elementů. Je v přírodě nejrozšířenější modifikací elementárního uhlíku. Krystaluje v hexagonální nebo trigonální soustavě (jde o polytypní modifikace označované jako grafit-2H a grafit-3R). Obvykle tvoří jemně šupinkovité nebo zemité agregáty. Je šedočerný až černý. Má kovový nebo matný lesk. Vyniká dokonalou štěpností podle pinakoidu, která však na jemnozrnných agregátech není makroskopicky nezřetelná. Tvrdost grafitu je 1 až 2, hustota 2,1 až 2,3 g.cm⁻³.

Grafit vzniká především metamorfózou sedimentů, které obsahují organické zbytky, bituminózní nebo uhelné látky – běžně se vyskytuje v metamorfovaných pelitech (grafitické fylity a grafitické svory), obvykle však v koncentracích, které nejsou ložiskově významné.

Grafit se používá například k zaprašování a nátěrům slévarenských forem, na výrobu tavicích kelímků, mazadel, tužek, suchých baterií, spojkových a brzdových obložení, elektrod elektrických obloukových pecí, barev, leštidel, gumy a výbušnin; grafit slouží též jako moderátor v jaderných reaktorech.

Hlavní průmyslové typy ložisek grafitu: a) metamorfogenní ložiska, b) hydrotermální ložiska, c) reziduální ložiska.

4.7.1 Metamorfogenní ložiska grafitu

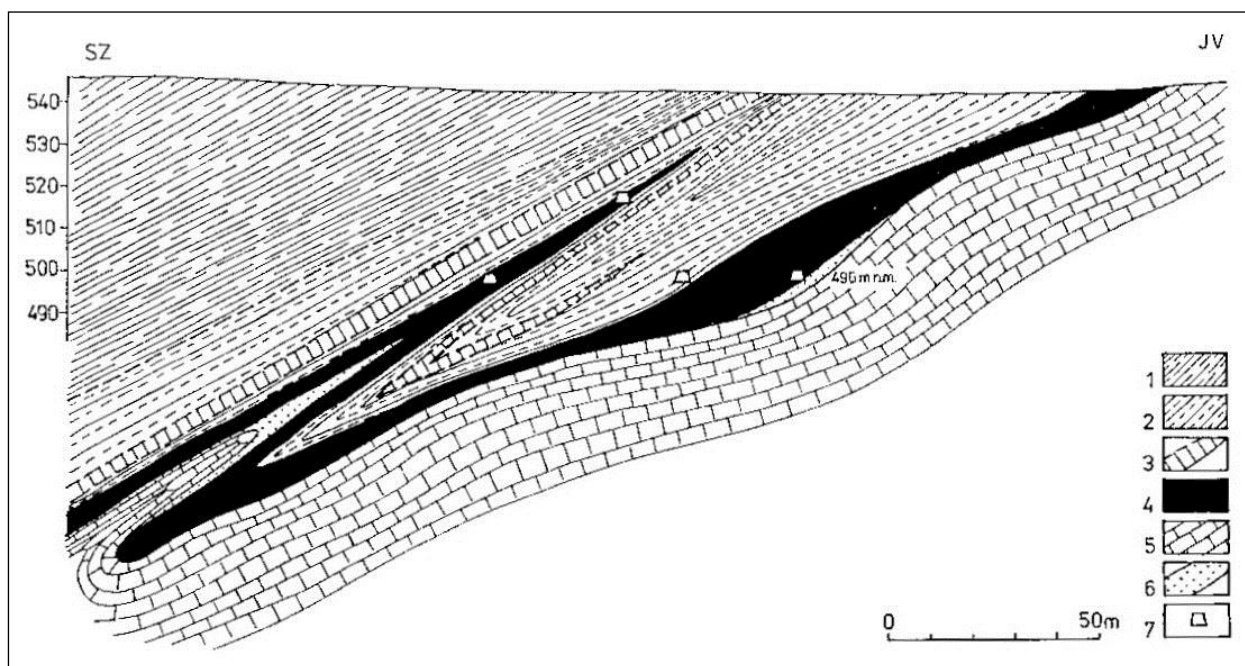
Metamorfogenní ložiska grafitu jsou produktem kontaktní nebo regionální metamorfózy. Při kontaktní metamorfóze vznikají akumulace grafitu přeměnou uhelných slojí na kontaktu s intruzivními horninami. Regionální metamorfóza sedimentů bohatých na organické zbytky, bituminózní nebo uhelné látky vede ke vzniku krystalických břidlic s grafitem (v závislosti na složení původního sedimentu a na intenzitě metamorfózy jde o grafitické fylity, svory, pararuly, mramory nebo kvarcity).

Obrovská ložiska vytvořená regionální metamorfózou jsou na Madagaskaru (v pásmu rul a svorů v délce 640 km), v Brazílii (ve státě Minas Gerais), USA (ve státech New York, Pensylvánie, Alabama a Texas) a v Číně (v Mandžusku). Významná ložiska grafitu jsou v krystalických břidlicích Českého masivu – jde o ložiska v Bavorsku (v okolí Pasova), Rakousku (např. *Drossendorf* poblíž hranice s ČR) a na území našeho státu, a to v pestré skupině moldanubika v jižních Čechách (*Český Krumlov, Lazec, Bližná, Spolí, Černá v Pošumaví, Koloděje nad Lužnicí*) ve velkovrbenské skupině (*Velké Vrbno*) a také v moraviku nebo ve skupině Branné (*Branná*). Geografická pozice grafitových ložisek na území ČR je zřejmá z obr. 4.7-2.

Český Krumlov-Městský vrch a Lazec (jižní Čechy) – ložisko grafitu

Ložisko *Český Krumlov-Městský vrch* se nachází na sz. okraji města. Součástí pestré skupiny moldanubika je zde několik grafitových poloh, z nichž hlavní má průměrnou mocnost kolem 4,5 m (maximální mocnost je 15 m). Podloží hlavní grafitové polohy tvoří mramory, v jejím nadloží jsou pararuly a erlany (obr. 4.7-1). Poslední období těžby grafitu na ložisko Městský vrch bylo v letech 1979–2003.

Ložisko *Lazec* leží asi 3 km sz. od Českého Krumlova, překopem je spojeno s ložiskem Městský vrch. Grafitová poloha je zde rovněž v pestré skupině moldanubika mezi mramory (v podloží) a pararulami (v nadloží). Její mocnost dosahuje max. 30 m, je však rozdělena několika polohami amfibolitů.



Obr. 4.7-1. Příčný řez střední částí grafitového ložiska Český Krumlov–Městský vrch (Kužvart et al. 1992).

Vysvětlivky: 1 – biotitové pararuly; 2 – erlanové ruly; 3 – erlany; 4 – grafit; 5 – mramory; 6 – písčité zvětraliny; 7 – báňská díla.

Zdroj: Kužvart, M. (ed.) (1992): *Ložiska nerudných surovin ČR II*. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.

Zdroj informací o ložiskách Český Krumlov-Městský vrch a Lazec:

Pauliš, P. (2003): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech II. Kuttna Kutná Hora.

Zelenka, J., Živor, R. (2019): *Hornické památky České republiky*. Academia Praha.

Kužvart, M. (ed.) (1983): *Ložiska nerudných surovin ČSR*. Univerzita Karlova Praha.

Kužvart, M. (ed.) (1992): *Ložiska nerudných surovin ČR II*. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.

Šarbach, M. (1998): Grafitová ložiska jižních Čech. – *Minerál* 6 (5): 323–325.

Velké Vrbno (u Starého Města pod Králickým Sněžníkem) – ložisko grafitu

Na ložisku *Velké Vrbno* je grafitová surovina tvořena několika rozdílnými typy hornin: masivním grafitem, grafitickými břidlicemi a grafitickými rulami. Mocnost ložiskových poloh s grafitem je většinou 2 až 3 m (v extrémních případech i přes 10 m). V jejich bezprostředním okolí jsou mramory (zejména v tektonickém nadloží grafitonosných poloh), pararuly, fylity a kvarcity. Od roku 1970 je toto ložisko příležitostně těženo lomem Konstantin.

Zdroj informací o ložisku *Velké Vrbno*:

Harazim, S. (1972): Stručná historie těžby a průzkumu severomoravských grafitů. – *Sborník GPO* 1: 63–74.

Harazim, S. (1976): Průzkum grafitu ve velkovrbenské oblasti. – *Geol. Průzk.* 18 (10): 296–299.

Kužvart, M. (ed.) (1983): *Ložiska nerudných surovin ČSR*. Univerzita Karlova Praha.

Pauliš, P. (2005): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska II. Kuttna Kutná Hora.

Šmůla, R. (1994): Výsledky podrobného geologického průzkumu na lokalitě Konstantin u Starého Města pod Sněžníkem. – *U-R-GP* 1 (8): 309–313.

Šmůla, R. (1996): Podrobný geologický průzkum karbonátů na ložisku Konstantin. – *U-R-GP* 3 (11): 355–359.

Šmůla, R. (2007): Karbonátové horniny z lokality Konstantin a jejich vhodnost k chemicko-technologickému zpracování a zpracování tavením. – *U-R-GP*, 14 (3): 29–35.



Obr. 4.7-2. Ložiska grafitu na území České republiky.

4.7.2 Hydrotermální ložiska grafitu

Hydrotermální ložiska grafitu mají tvar žil, žilníků nebo čoček, ostře ohraničených vůči okolním horninám (většinou krystalickým břidlicím). V grafitu je často přítomen biotit, ortoklas, křemen a apatit, přičemž směrem do hloubky podíl těchto minerálů vzrůstá a grafitová žíla tak často přechází do pegmatitu s grafitem. Největší ložisko tohoto typu je na Srí Lance.

4.7.3 Reziduální ložiska grafitu

Při zvětrávání krystalických břidlic i s relativně velmi nízkým obsahem grafitu mohou vznikat rezidua s jeho vysokým podílem. Ložiska grafitu tohoto typu jsou v USA (ve státě Alabama) a na Madagaskaru.

4.8 Ložiska kamenné soli

Stručná charakteristika kamenné soli a její využití

Kamenná sůl je sedimentární hornina náležející do skupiny evaporitů. Její dominantní složkou je halit. Termín halit by měl být užíván pouze pro označování minerálu, ne horniny. Ve starší literatuře je však mezi kamennou sůl a halit kladeno rovnítko. V petrografii je ojediněle užíván termín halitit. Tento termín je zcela jednoznačný – jde o horninu s převahou halitu, tedy o kamennou sůl.

Minerál halit patří do třídy halogenidů. Jeho složení se neobyčejně blíží idealizovanému vzorci NaCl, pouze halit vznikající za vyšších teplot (z vulkanických exhalací) může obsahovat značnou příměs draslíku. Halit krystaluje v kubické soustavě. Jeho krystaly mají obvykle tvar krychle. Halit tvoří zpravidla hrubě zrnité až celistvé agregáty a též vláknité nebo stébelnaté agregáty; vyskytuje se též ve formě výkvětů a náletů. Je bezbarvý až bílý nebo nafialovělý, namodralý až modrý; často bývá různými heterogenními příměsmi zbarven šedě, žlutě, červeně nebo hnědě. Má skelný lesk, dokonalou štěpnost podle {100}, tvrdost 2, hustotu 2,2 g.cm⁻³.

Halit je typickým chemogenním minerálem vznikajícím odpařováním mořské vody v uzavřených nebo polouzavřených pánvích. V oblastech s aridním klimatem tvoří výkvěty a kůry na půdě; v podobě sublimátů vzniká ze sopečných exhalací.

Kamenná sůl (tedy halit) se využívá zejména v chemickém průmyslu (k výrobě chlóru, sody a dalších anorganických solí), potravinářském průmyslu, zemědělství a také na zimní údržbu silnic (tzv. posypová sůl).

Ložiskové akumulace kamenné soli vznikají chemickou sedimentací, především při odpařování slaných vod ve více nebo méně izolovaných vodních pánvích, vzniklých epeirogenetickými pohyby na platformách (např. zechsteinská pánev ve velké části Evropy od Anglie, přes Holandsko, Německo až na území Polska) nebo v příkopových propadlinách při kontinentálních okrajích (např. Danakilská nížina v Etiopii). Ložiska kamenné soli mají mocnost až 700 m (této mocnosti dosahují ložiska kamenné soli silurského stáří v michiganské pánvi v Severní Americe, která zaujímají plochu 170 tis. km²). Kromě halitu bývá v kamenné soli přítomna příměs anhydritu, dolomitu, jílových minerálů... Směrem k okrajům pánví polohy kamenné soli vyklíňují a přecházejí do evaporitů, tvořených hlavně anhydritem a sádrovcem.

Kamenná sůl často vytváří solné dómy (diapiry), které vznikají výstupem plastického halitu směrem k povrchu, a to až z hloubek kolem 10 km (jen výjimečně solné diapiry vystoupí až na zemský povrch). Solné diapiry jsou známy z oblasti Mexického zálivu (často s akumulacemi elementární síry v sádrovcovém klobouku – viz stať 4.11.1), Německa, Rumunska, Ukrajiny, Íránu, Tuniska a Alžírsko.

Na evropském kontinentu jsou významnými producenty kamenné soli Německo, Rakousko, Polsko, Rumunsko i Slovensko. Z německých ložisek jsou nejdůležitější svrchnopermská (zechsteinská) ložiska v okolí Magdeburgu, Mansfeldu a Hannoveru. Na území Polska jsou zechsteinská solná ložiska těžena v oblasti Inowroclaw, Wapna a Lodži; ložiska kamenné soli třetihorního stáří jsou v okolí Krakova (např. *Wieliczka a Bochnia*). V Rakousku je těžena spodnotriasová sůl v tzv. Solné komoře v okolí Ischlu, Hallstattu, Halleinu a Halle.

Ke genezi akumulací kamenné soli je nutno poznamenat, že některé hypotézy předpokládají vznik halitu v hlubokomořských pánvích (které nevysychaly, a proto takto vytvořenou kamennou sůl nelze považovat za evaporit).

4.9 Ložiska draselných solí

Stručná charakteristika draselných solí a jejich využití

Jako draselné soli se označují chloridy a sulfáty draslíku, které jsou přítomny společně na ložiskách evaporitového typu. V následujícím přehledu jsou uvedeni hlavní reprezentanti této skupiny minerálů (doplněn je údaj o obsahu draslíku, jenž je vyjádřen jako K₂O):

| | | |
|----------------------|--|-------------------------------|
| sylvín | KCl | 63,2 hmot. % K ₂ O |
| aftitalit (glaserit) | (K,Na) ₃ Na[SO ₄] ₂ | 38,4 hmot. % K ₂ O |
| syngenit | K ₂ Ca[SO ₄] ₂ · H ₂ O | 27,8 hmot. % K ₂ O |
| leonit | K ₂ Mg[SO ₄] ₂ · 4H ₂ O | 25,7 hmot. % K ₂ O |
| schönit (pikromerit) | K ₂ Mg[SO ₄] ₂ · 6H ₂ O | 23,4 hmot. % K ₂ O |
| langbeinit | K ₂ Mg ₂ [SO ₄] ₃ | 22,7 hmot. % K ₂ O |
| kainit | KMg[Cl(SO ₄)] · 3H ₂ O | 18,9 hmot. % K ₂ O |
| carnallit | KMgCl ₃ · 6H ₂ O | 16,9 hmot. % K ₂ O |
| polyhalit | K ₂ Ca ₂ Mg[SO ₄] ₄ · 2H ₂ O | 15,6 hmot. % K ₂ O |

Draselné soli jsou surovinou chemického průmyslu, většina světové těžby je spotřebována jako umělé hnojivo.

Jako draselné soli se označují evapority, které obsahují chloridy a sulfáty draslíku, z nichž nejrozšířenější je sylvín, carnallit, kainit a polyhalit. Jako příměs bývá v K-solích přítomen halit a další minerály, vznikající při odpařování slané vody a v průběhu diagenetických nebo metasomatických procesů.

Ložiska K-solí jsou vždy provázena velkými akumulacemi kamenné soli. Akumulace draselných solí jsou vázány na svrchní části solných ložisek, kde K-soli náleží k posledním produktům evaporizace, zčásti však vznikají zatlačováním dříve usazených solí působením roztoků s vysokým obsahem draslíku (v průběhu diagenese nebo následných metasomatických procesů).

Obrovská ložiska K-solí jsou v zechsteinské pánvi na území Německa (např. ložisko *Stassfurt* u Magdeburgu). Významná ložiska jsou v Rusku na severním Uralu (*verchněkamské*), v Kazachstánu (*inderské*), USA (v delawarské pánvi u Carlsbadu v Novém Mexiku) a v Kanadě (v jv. Saskatchevanu).

4.10 Ložiska anhydritu a sádrovce

Stručná charakteristika anhydritu a sádrovce; jejich využití

Anhydrit a sádrovec jsou minerály náležející do třídy sulfátů. Termíny anhydrit a sádrovec se však běžně užívají i k označení hornin tvořených dominantně těmito minerály. V následujících odstavcích tohoto rámečku je uvedena stručná charakteristika obou minerálů.

Složení anhydritu vyjadřuje idealizovaný vzorec $\text{Ca}[\text{SO}_4]$. Anhydrit krystaluje v romboické soustavě. Jeho krystaly jsou tlustě tabulkovité nebo sloupcovité; zpravidla tvoří zrnité až celistvé agregáty, méně často sloupcovité až vláknité agregáty. Je bezbarvý, šedobílý nebo bílý, často namodralý a někdy i růžově až načervenalé zbarvený. Má skelný lesk, je dokonale štěpný podle $\{001\}$, dobře podle $\{010\}$ a $\{100\}$. Má tvrdost 3 až 4, hustotu 2,8 až 3,0 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

Složení sádrovce lze vyjádřit vzorcem $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Sádrovec krystaluje v monoklinické soustavě. Vyskytuje se v podobě tabulek, sloupečků až jehliček nebo ve formě čočkovitých krystalů se zakřivenými plochami. Agregáty jsou obvykle tabulkovité, zrnité nebo celistvé; časté jsou vláknité agregáty. Sádrovec je bezbarvý, bílý, šedý, žlutý nebo žlutohnědý, bývá však zbarven i červeně, hnědě nebo černě. Má skelný lesk, na štěpných plochách lesk perleťový; agregáty mohou mít matný nebo hedvábný lesk. Je dokonale štěpný podle $\{010\}$. Má tvrdost 1,5 až 2, hustotu 2,3 až 2,4 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

Anhydrit a sádrovec se ukládají při odpařování mořské vody. V pouštním klimatu se v přìpovrchové vrstvě písku a zvětralin tvoří sádrovcové konkrece a krusty (tzv. gypkrusta). Sádrovec vzniká i při zvětrávacích procesech přeměnou sulfidů (např. pyritu). Oba minerály mohou být i produktem hydrotermálních procesů.

Anhydrit a sádrovec se používají jako suroviny hlavně v průmyslu stavebních hmot (na výrobu cementu a sádry). Oba minerály jsou potenciálním zdrojem síry (prakticky nevyčerpatelným).

Nejvýznamnější ložiska anhydritu a sádrovce vznikla chemickou sedimentací, přičemž při odpařování mořské vody se tvoří oba sulfáty nebo jen anhydrit. Hydratací anhydritu pak vzniká sádrovec, a to buď na povrchu anhydritového tělesa nebo podél zlomů i ve značných hloubkách. Z obou uvedených sulfátů má větší průmyslový význam sádrovec. Jeho velká ložiska jsou v USA (např. mezi Rochestrem a Buffalo ve státě New York), Rusku (např. v Tulské, Moskevské a Permské oblasti, Irkutsku, Jakutsku a Donbasu) a v Kanadě.

Ložiska sádrovce v ČR jsou vázána na miocenní (badenské) sedimenty opavské pánve. Sádrovcový horizont vystupuje na našem území v pohraniční oblasti u Opavy (*Kobeřice, Sudice a Třebom*) – obr. 4.10-1.

Kobeřice (u Opavy) – ložisko sádrovce

Na ložisku *Kobeřice* je jámovým lomem těžen sádrovcový horizont o mocnosti okolo 35 m, jenž je překryt badenskými jíly (s ojedinělými čočkami vápenců) a písky, v jejichž nadloží jsou kvartérní glaciofluvialní sedimenty. V podloží sádrovcového horizontu jsou hlavně badenské jíly a bazální slepence a písky, transgredující na kulmské břidlice a droby. Obsah $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ se v těžené surovině pohybuje od 60 do 85 %; hlavní příměsí jsou jílové minerály (v sádrovcovém horizontu dochází často ke střídání vrstviček sádrovce a vrstviček jílu), v malém množství je přítomen anhydrit.

Zdroj informací o ložisku Kobeřice:

Kužvart, M. (ed.) (1983): Ložiska nerudných surovin ČSR. Univerzita Karlova Praha.

Kužvart, M. (ed.) (1992): Ložiska nerudných surovin ČR II. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.

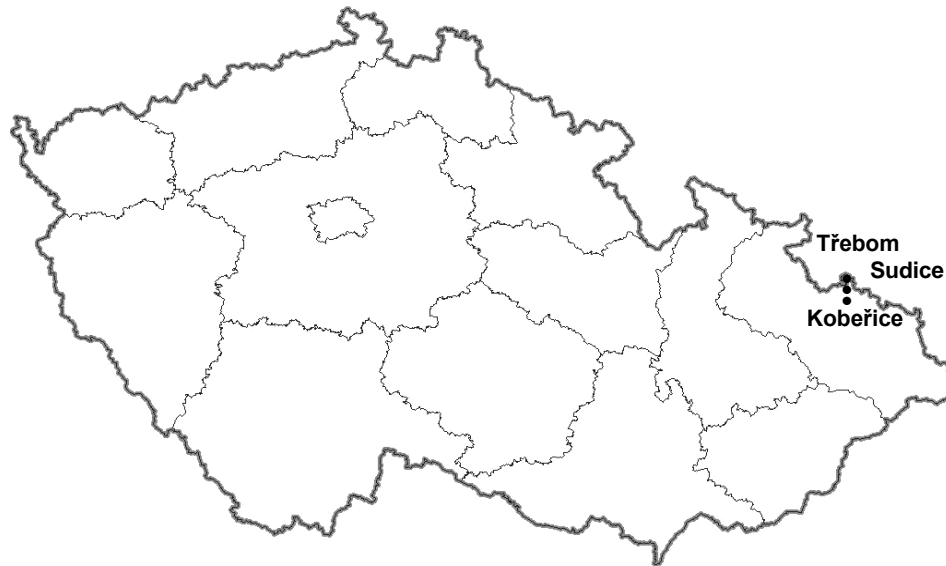
Mátl, V. (1980): Geneze sádrovce v opavské oblasti. – Sborník GPO 22: 143–148.

Mátl, V. (1981): Ložiska sádrovce opavské pánve. – Geol. Průzk. 23 (12): 346–350.

Pauliš, P. (2001): Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska. Kuttna Kutná Hora.

Schreiber, J., Slobodník, M. (2009): Pilotní studium fluidních inkluzí v sádrovcích ze sedimentů miocenního stáří u Koberžic. – *Geol. výzk. Mor. Slez.* 16: 35–38.

Anhydrit a sádrovec se koncentrují v sádrovcovém klobouku solných diapirů (viz stať 4.11.1). Dalším genetickým typem jsou infiltrační ložiska sádrovce, která vznikají v pouštním klimatu a mívají povahu sádrovcových konkréci (o hmotnosti až několik desítek kg) ve zvětralinách (např. ve Východní poušti v Egyptě).



Obr. 4.10-1. Ložiska sádrovce na území České republiky.

4.11 Ložiska síry

Stručná charakteristika síry a její využití

Elementární síra se v přírodě vyskytuje ve třech modifikacích. Nejrozšířenější je modifikace romboická (označovaná často jako α -S, tedy síra-alfa), jíž se týká následující text.

Přírodní síra je jen vzácně chemicky čistá; obvykle obsahuje příměs Se (až 5 %), Te a také stopy As a Tl. Krystaly síry jsou nejčastěji dipyramidální, tlustě tabulkovité nebo i jehličkovité; častý je kostrovitý vývin (v případě síry vznikající z vulkanických exhalací). Síra má charakteristickou sírově žlutou barvu, někdy je žlutohnědá, světle žlutá nebo oranžová. Má nejčastěji smolný nebo mastný lesk, neztetelnou štěpnost podle {001} a {110}. Tvrdost síry je 1,5 až 2,5, hustota 2,0 až 2,1 g.cm⁻³.

Síra-alfa vzniká ze sopečných plynů v oblastech s aktivní vulkanickou činností. Akumulace elementární síry se formují také redukcí sulfátů (sádrovce a anhydritu) za účasti anaerobních bakterií. V menší míře vzniká oxidací sulfidů (např. pyritu).

Síra je jednou ze základních surovin chemického průmyslu. Nutno poznamenat, že v současné době je sice určitý podíl spotřeby síry zajišťován těžbou ložisek elementární síry, avšak převážná část síry je získávána jako vedlejší produkt při zpracování ropy a zemního plynu (při odsiřování). Síra je získávána i ze sulfidů (např. z pyrhotinu těženého na ložisku Sudbury v Kanadě nebo z pyritu ložiska Rio Tinto ve Španělsku; na území ČR se síra vyráběla z pyritových rud ložiska Chvaletice). Potenciálním zdrojem síry jsou akumulace sádrovce a anhydritu.

Hlavními průmyslovými typy akumulací elementární síry jsou: a) sedimentární ložiska, b) vulkanická ložiska.

4.11.1 Sedimentární ložiska elementární síry

K sedimentárním ložiskům elementární síry jsou řazeny dva geneticky odlišné typy akumulací, a to ložiska syngenetická a epigenetická, přičemž rozlišení těchto dvou základních typů může být na konkrétním ložisku velmi obtížné.

Syngenetická ložiska elementární síry je možno označit jako biochemická sedimentární ložiska. Tato ložiska vznikají v lagunách. Anaerobní bakterie žijící na dně laguny redukuje sírany na sulfan, jenž se při hladině oxiduje na elementární síru. Takto vznikající síra sedimentuje a tvoří pak vtoušeniny nebo téměř monominerální vrstvičky a polohy v lagunárních sedimentech (slínech, vápencích, příp. dolomitech s vložkami sádrovce a anhydritu). Příkladem akumulací tohoto genetického typu jsou ruská ložiska elementární síry v Povolží (mezi Kazaní a Samarou) a patrně i polská ložiska v okolí Tarnobrzegu.

Ložiskách síry v okolí Tarnobrzegu (Polsko)

Polská ložiska síry v okolí Tarnobrzegu (*Piasieczno, Machów, Grzybów, Jeziorko*) jsou součástí miocenních sedimentů karpatské předhlubně. Akumulace elementární síry jsou vázány na sádrovcový horizont, jenž je na ploše zhruba 6 x 25 km nahrazen z větší části sírou, kalcitem a také aragonitem, stroncianitem a barytem. Například na ložisku *Jeziorko* se mocnost ložiska pohybuje kolem 15 m (obsah síry je 35% S).

Zdroj informací o ložiskách síry v okolí Tarnobrzegu:

Druhým genetickým typem akumulací elementární síry jsou epigenetická ložiska, která jsou často označována jako ložiska elementární síry v sádrovcovém klobouku solných ložisek. Na rozdíl od syngenetických ložisek vznikají akumulace elementární síry popisovaného typu po ukončení sedimentace a diagenese, a to až během výstupu solných diapirů z hloubky. Když vystupující diapir dosáhne hloubky asi 3 km, začne se halit rozpouštět působením teplých podzemních vod. Rozpouštějící se kamenná sůl obsahuje jako relativně hojnou příměs nerozpustný anhydrit

(5–10 %), příp. další minerály, které se postupně hromadí a vytvoří tak klobouk solného ložiska (anhydrit je v něm postupně nahrazován kalcitem a sádrovcem). Pokud do klobouku pronikne ropa nebo uhlovodíkový zemní plyn (tvořený hlavně metanem), dochází působením anaerobních bakterií (které spotřebovávají uhlovodíky jako zdroj energie) k redukci sulfátů a mohou se vytvořit velké akumulace elementární síry. Obrovská ložiska elementární síry v sádrovcovém klobouku solných diapirů jsou na pobřeží Mexického zálivu (v Texasu, Louisianě a Mexiku).

4.11.2 Vulkanická ložiska elementární síry

Vulkanická ložiska elementární síry jsou geneticky spjata s fumarolami a solfatarami. Elementární síra vzniká z exhalací, a to buď sublimací, nebo nedokonalou oxidací H_2S , nebo je produktem reakce mezi H_2S a SO_2 . Síra tvoří povlaky a kůry na stěnách sopečného kráteru, je přítomna na trhlinách a v dutinách a často i v podobě impregnací ve vulkanických tufech. Takto vytvořená elementární síra může být horkými sopečnými plyny rozpuštěna. Uvnitř kráteru tak může vzniknout sírové jezírko a roztavená síra může podobně jako láva vytékat z kráteru. Světově unikátní byl případ „sírné lávy“ na ložisku *Širetoko* (na japonském ostrově Hokkaidó) – roztavená síra zde vytékala do údolí a vytvořila akumulaci, která byla později těžena. Vulkanická ložiska elementární síry jsou v Japonsku, Chile, Mexiku a Turecku.

4.12 Ložiska azbestu

Stručná charakteristika azbestu a jeho využití

Termínem azbest se označují jemně vláknité formy silikátů hořčíku, resp. železa. Z mineralogického hlediska lze rozlišit dvě hlavní skupiny azbestů, a to serpentínové azbesty (reprezentované chryzotilovým azbestem) a amfibolové azbesty (např. antofylitový azbest, aktinolitový azbest).

Azbest patří mezi karcinogenní látky (tj. látky schopné vyvolat nebo urychlit vznik zhoubného nádorového bujení), a proto je omezováno jeho využití (např. brzdová obložení v automobilovém průmyslu, těsnění, azbesto-cementové výrobky – tzv. eternit).

Největší průmyslový význam měly (a dosud mají) chryzotilové azbesty, které se vyskytují nejčastěji v serpentinizovaných ultrabazikách (dunitech, peridotitech apod.). Chryzotilové azbesty v těchto horninách tvoří žilky hydrotermálního původu, v nichž jsou azbestová vlákna uspořádána kolmo na stěny žilek (jde o tzv. „příčně vláknitý azbest“). Mocnost jednotlivých žilek je většinou do 1 cm, výjimečně i přes 10 cm.

Největší ložiska chryzotilového azbestu jsou v kanadském Québecu (u města *Asbestos*), v USA (ložisko *Eden* ve Vermontu), Rusku (na Urale, např. ložisko *Baženovo* u Jekaterinburgu), Zimbabwe a Jihoafrické republice. Na území ČR byl azbest krátkodobě těžen na jeho drobných výskytech u obcí *Mirovice* (sev. od Písku) a *Jedov* (záp. od Náměště nad Oslavou).

4.13 Ložiska apatitu a fosforitů

Stručná charakteristika apatitu a fosforitů; jejich využití

Termínem apatit je označována skupina minerálů, mineralogicky přesně označovaná jako izomorfní řada apatitu. Všechny minerály izomorfní řady apatitu a všechny přechodné členy s nejrůznějším poměrem jednotlivých složek se běžně označují názvem „apatit“ (a tak je tomu i v tomto učebním textu). Složení nejběžnějších přechodných členů izomorfní řady apatitu lze vyjádřit vzorcem $\text{Ca}_5[(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})](\text{PO}_4)_3$. Vápník může být ve struktuře apatitu substituován Sr, Na, prvky skupiny vzácných zemin (zejména Ce), Mn, Mg, Fe a někdy též U a Th. Skupina PO_4^{3-} může být zčásti substituována skupinami CO_3^{2-} , AsO_4^{3-} , SO_4^{2-} a SiO_4^{4-} . Apatit krystaluje v hexagonální soustavě. Jeho krystaly jsou v závislosti na podmínkách vzniku tlustě tabulkovité, sloupcovité, jehličkovité nebo i dipyramidální. Apatit tvoří zrnité, celistvé, vláknité, stébelnaté nebo zemité agregáty, někdy i kulovité agregáty. Může být bezbarvý, bílý, světle nazelenalý až smaragdově zelený, nažloutlý, namodralý, světle fialový i jinak zbarvený. Má skelný až mastný nebo matný lesk. Je štěpný podle pinakoidu a prizmatu, avšak ne vždy je tato štěpnost zřetelná. Má tvrdost 5, hustotu $3,2 \text{ g.cm}^{-3}$.

Jehličky či sloupečky apatitu (zpravidla mikroskopických rozměrů) bývají přítomny v různých typech magmatických hornin. Velké akumulace zrnitého apatitu provázeného nefelinem, titanitem a dalšími minerály se někdy nacházejí v nefelinických syenitech (gigantická ložiska tohoto typu jsou známa z Kolského poloostrova). Krystalovaný apatit je přítomen v pegmatitech a greisenech. Apatit je hlavní složkou fosforitů.

Fosfority jsou sedimentární horniny, jejichž dominantní složkou jsou fosfáty, náležející ke skupině apatitu, ale i fosfáty mineralogicky odlišné. V technické praxi jsou fosfority často označovány petrograficky nepřesně jako fosfáty!

Apatitové koncentráty a fosfority jsou hlavním zdrojem fosforu; využívány jsou zejména na výrobu průmyslových hnojiv (fosforečných nebo kombinovaných). Apatit je i zdrojem vzácných zemin a fluoru.

Hlavními průmyslovými typy ložisek apatitu a fosforitů jsou: a) hysteromagmatická ložiska apatitu (a hydrotermálně sedimentární? ložiska apatitu), b) fosforitová ložiska mořského původu, c) fosforitová ložiska kontinentálního původu.

4.13.1 Hysteromagmatická ložiska apatitu (a hydrotermálně sedimentární? ložiska apatitu)

Ve starší geologické literatuře jsou rozlišovány dvě formace hysteromagmatických ložisek apatitu: hysteromagmatická ložiska apatit-nefelinové formace a hysteromagmatická ložiska magnetit-apatitové formace. Ložiska apatit-nefelinové formace jsou reprezentována gigantickými ložisky na Kolském poloostrově (*Kukisvumčor*, *Jukspor* a *Koašva*). Magnetit-apatitová formace je v typickém vývinu ve Švédsku (ložiska *Kiirunavaara*, *Gällivare*, *Grängesberg*).

Kukisvumčor, Jukspor a Koašva – ložiska apatit-nefelinové formace na Kolském poloostrově (Rusko)

Gigantická ložiska apatit-nefelinové formace jsou vázána na lopolit ultrabazických a alkalických hornin (ijolity, urtity, nefelinické syenity) v Chibinské tundře na Kolském poloostrově v Rusku. Jde o ložiska *Kukisvumčorra*, *Jukspor* a *Koašva*. Apatit-nefelinové akumulace tvoří vrstvy nebo čočky, často je nad sebou několik apatit-nefelinových horizontů, které zvolna přecházejí do okolních hornin. Vedle nefelinu a apatitu se v těžené surovině vyskytuje alkalický pyroxen (egirin), amfibol, titanit, magnetit a řada dalších minerálů (mnohé z nich patří mezi minerály obecně velmi vzácné). Obsah fosforu v apatitem bohatých tělesech je 20 až 27 % P_2O_5 . Celkové zásoby apatit-nefelinové suroviny na Kolském poloostrově jsou odhadovány na 4 mld. tun.

Zdroj informací o ložiskách apatit-nefelinové formace na Kolském poloostrově:

Laznicka, P. (2010): *Giant Metallic Deposits: Future Sources of Industrial Metals*. 2nd edition. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.

Vaněček, M. (ed.) (1994): *Mineral Deposits of the World*. Academia Praha.

Vaněček, M. (ed.) (1995): *Nerostné suroviny světa*. Academia Praha.

Kirunavaara, Gällivare a Grängesberg – ložiska magnetit-nefelinové formace ve Švédsku

Typické akumulace rud magnetit-apatitové formace jsou soustředěny ve středním a severním Švédsku. Jde o ložiska *Kirunavaara, Gällivare a Grängesberg*. Ruda zmíněných švédských ložisek je tvořena převážně magnetitem (obvykle nad 90 %) a jen malým množstvím apatitu a hematitu; ostatní složky jsou přítomny jen v nepatrném množství. Obsah fosforu v těžené rudě je relativně nízký (např. na ložisku Kirunavaara od 0,1 do 5,5 % P). Všechna významnější ložiska se vyskytují v metamorfovaném vulkanickém komplexu. Zhruba do r. 1975 byla tato ložiska považována jednoznačně za hystero-magmatická, v současné době se většina geologů přiklání k názoru, že mají hydrotermálně sedimentární původ.

Zdroj informací o švédských ložiskách magnetit-apatitové formace:

- Broughm, S. G., Hanchar, J. M., Tornos, F., Westhues, A., Attersley, S. (2017): Mineral chemistry of magnetite from magnetite-apatite mineralization and their host rocks: examples from Kiruna, Sweden, and El Laco, Chile. – *Mineral. Deposita* 52: 1223–1244.
- Laznicka, P. (2010): *Giant Metallic Deposits: Future Sources of Industrial Metals*. 2nd edition. Springer-Verlag Berlin – Heidelberg.
- Martinsson, O., Billström, K., Broman, C., Weihed, P., Wanhainen, Ch. (2016): Metallogeny of the Northern Norrbotten Ore Province, northern Fennoscandian Shield with emphasis on IOCG and apatite-iron ore deposits. – *Ore Geol. Rev.* 78: 447–492.
- Parák, T. (1975): Kiruna iron ores are not “intrusive-magmatic ores of the Kiruna type” – *Econ. Geol.* 70: 1242–1258.
- Vaněček, M. (ed.) (1994): *Mineral Deposits of the World*. Academia Praha.
- Vaněček, M. (ed.) (1995): *Nerostné suroviny světa*. Academia Praha.
- Westhues, A., Hanchar, J. M., Whitehouse, M. J., Martinsson, O. (2016): New constraints on the timing of host rock emplacement, hydrothermal alteration and iron oxide apatite mineralization in and around Kiruna, Norrbotten region, northern Sweden. - *Econ. Geol.* 111 (7): 1595–1618.

4.13.2 Fosforitová ložiska mořského původu

Fosforitová ložiska mořského původu jsou tvořena obvykle psamity nebo karbonátovými horninami s fosforitovými konkréciemi nebo kompaktními polohami fosforitů, k jejichž vzniku dochází poměrně komplikovanými biochemickými pochody. Ložiska fosforitů mořského původu jsou v západní části USA (na ploše cca 350 000 km² na území států Idaho, Wyoming, Utah a Montana), na s. území Austrálie, v severní Africe (Maroko, Tunis, Alžírsko), Kazachstánu (v pohoří Karatau) a Rusku (např. v podmoskevské oblasti).

4.13.3 Fosforitová ložiska kontinentálního původu

K fosforitovým ložiskům kontinentálního původu patří např. akumulace guana, které jsou známy z mnoha ostrovů v rovníkové části Tichého oceánu (např. Nauru a Christmas) a Indického oceánu nebo v pouštních oblastech (např. na ostrovech při pobřeží Chile v blízkosti pouště Atacama). Nepatrný význam mají akumulace netopyřího guana v jeskyních (u nás např. v jeskyni Výпустek a Jáchymka v Moravském krasu).

4.14 Ložiska jílu (včetně bentonitu a kaolínu)

Stručná charakteristika jílu a jejich využití

Jíly jsou neuzpevněné pelity, tvořené hlavně jílovými minerály. Nejběžnější a průmyslově nejvýznamnější jsou jíly kaolinické, montmorillonitické a illitické. V závislosti na složení a technologických vlastnostech se jíly používají na výrobu různých typů keramiky, cihlářských produktů a šamotu (surovinou na výrobu žárovzdorných šamotových hmot jsou často tzv. žárovzdorné jílovce). Kaolín, jehož dominantní složkou je kaolinit, se používá na výrobu porcelánu, šamotu, jako plnidlo papíru atd. Bentonit, jehož dominantní složkou je montmorillonit (smektit), je využíván např. v petrochemii (k rafinaci ropy apod.), jako součást vrtného výplachu při rotačním vrtání na ropu, jako vazná složka slévárenských písků, na těsnění vodních nádrží, čištění odpadních vod nebo na výrobu kosmetických přípravků, léků či steliva pro domácí mazlíčky – tzv. kočkolit).

Většina průmyslových akumulací jílových surovin náleží ke dvěma genetickým typům: a) sedimentární ložiska, b) reziduální ložiska.

4.14.1 Ložiska sedimentárních jílu

Sedimentární ložiska jílu lze rozdělit podle podmínek transportu a sedimentace do několika skupin, z nichž ložiskově nejvýznamnější jsou říční, jezerní a mořské jíly.

Území ČR je na ložiska jílových surovin poměrně bohaté. Významným zdrojem kvalitních žárovzdorných jílu a jílovců jsou sladkovodní cenomanské sedimenty ve východní části české křídové pánve, a to v hřebečské oblasti (ložisko *Hřebeč*) a březinské oblasti (*Březina*, *Janůvky*, *Březinka*). Permokarbonské žárovzdorné jílovce jsou těženy v rakovnické části kladensko-rakovnické pánve (*Nové Strašecí*, *Rakovník*). Ložiska terciérních jílu jsou např. v třeboňské pánvi (*Borovany*) a na jižní Moravě (*Poštorná*).

4.14.2 Ložiska reziduálních jílu

Z reziduálních ložisek jílových surovin mají mimořádný význam ložiska kaolínu a bentonitu.

Ložiska kaolínu vznikají kaolinizací hornin bohatých na živce. K tomuto typu kaolínových ložisek patří všechny velké akumulace kaolínu na území České republiky. Jde o ložiska na Karlovarsku (matečnou horninou jsou granitoidy), Podbořansku (arkózovité pískovce), Plzeňsku (např. *Horní Bříza* a *Kaznějov* – arkózy), Znojemsku (např. *Únanov* – granitoidy, *Plenkovice* – ruly) a Vidnavsku (granitoidy) – viz obr. 4.14-1.

Poznámka ke vzniku ložisek kaolínu

Většina ložisek kaolínu patří k ložiskům reziduálním. Ke vzniku některých průmyslově významných akumulací kaolínu však došlo hydrotermální alterací hornin bohatých na živce. Příkladem tohoto genetického typu jsou ložiska kaolínu v Cornwallu (jv. Anglie), kde se kaolínové akumulace vytvořily hydrotermální přeměnou granitoidních hornin.

Bentonit vzniká nejčastěji přeměnou produktů bazického, v menší míře intermediárního nebo kyselého vulkanismu (hlavně tufů, složením odpovídajících bazaltům, méně často andezitům nebo ryolitům). Přeměna na bentonit probíhá bezprostředně po uložení pyroklastického materiálu v mořském nebo jezerním prostředí, nebo ke vzniku bentonitu dochází dlouhodobým působením podzemních vod na pohřbené tufové polohy, zvětráváním tufů na souši nebo jejich hydrotermální alterací (viz stať 2.13).

Všechny ložiskové akumulace bentonitu na území České republiky vznikly zjívěním produktů vulkanismu. Většina zásob bentonitů v ČR (obr. 4.14-2) je soustředěna v oblasti Doupovských hor a Českého středohoří (*Hroznětín, Božičany, Podbořany a Braňany*) a v tercierních pánvích Plzeňska (Dnešice) a jihočeských pánvích (*Maršov a Rybova Lhota*). Z karpatského neogénu na jižní Moravě jsou známa dvě malá ložiska (*Ivančice-Réna a Poštorná*).



Obr. 4.14-1. Ložiska kaolínu na území České republiky.



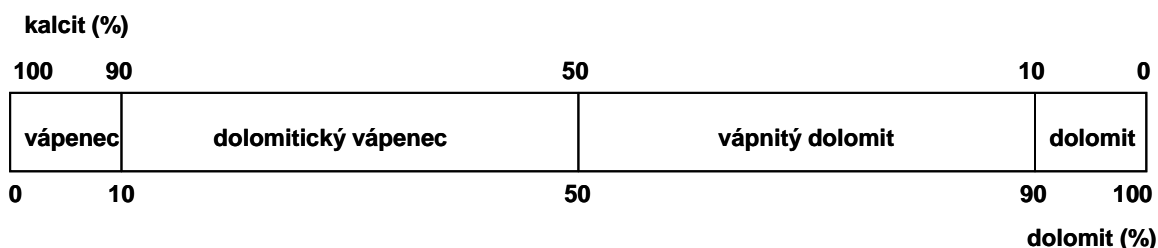
Obr. 4.14-2. Ložiska bentonitu na území České republiky.

4.15 Ložiska vápenců a dolomitů

Stručná charakteristika vápenců a dolomitů; jejich využití

Do této skupiny nerostných surovin patří zejména průmyslově významné akumulace sedimentárních karbonátových hornin řady vápenec – dolomit a také mramory (krystalické vápence a krystalické dolomity). Tyto horniny se používají ve stavebnictví (výroba cementu, vápna a také drceného kameniva), zemědělství (k vápnění půd a do krmiv), hutnictví železa, chemickém průmyslu, sklářství, cukrovarnictví a dalších odvětvích. Zatímco např. stavebnictví a zemědělství nemá zvláštní požadavky na čistotu karbonátových hornin, vyžaduje hutnictví, chemický průmysl a sklářství vysoce čisté vápence, označované jako vysokoprocenní vápence (ty obsahují minimálně 96 % karbonátů, z toho max. 2 % $MgCO_3$). Velmi čisté vápence se využívají i v odsiřovacích zařízeních tepelných elektráren.

Klasifikační schéma karbonátových hornin řady vápenec – dolomit:



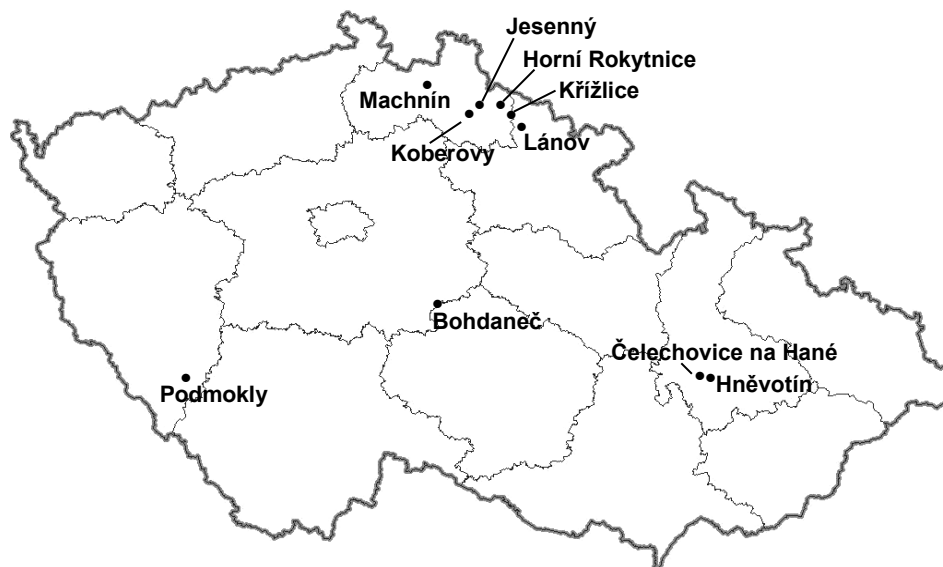
Karbonátové horniny prekambriického až recentního stáří tvoří asi 15 % z celkového objemu sedimentů v zemské kůře. Na území ČR jde zejména o paleozoické vápence až dolomitické vápence (lokálně vápenné dolomity), jejichž významné akumulace jsou v Barrandienu (*Koněprusy* – devon), Železných horách (*Prachovice* a *Vápenný Podol* – silur a devon), Moravském krasu (*Mokrý, Brno-Maloměřice* – devon), Mladečském krasu (*Měrotín* – devon), Hranickém krasu (*Hranice, Černotín* – devon) a v okolí Olomouce (*Hněvotín, Grygov, Čelechovice na Hané* – devon). Ložiska vápenců jurského stáří jsou v bradlovém pásmu Karpat (*Štramberk* u Kopřivnice, *Mikulov* v Pavlovských vrších). Průmyslově významné akumulace mramorů jsou v pestré skupině moldanubika (*Čepice* u Sušice, *Vyšný* u Českého Krumlova, *Chýnov* u Tábora), krkonoško-jizerském krystaliniku (*Strážné* a *Černý Důl* u Vrchlabí), ve skupině Branné (*Vápenná, Horní Lipová, Dolní Bohdík*) a na Zábřežsku (*Vitošov*). Geografická poloha ložisek vápence a cementářských surovin na území České republiky je zřejmá z obr. 4.15-1.

Ložiska vápenců a mramorů využívaná hlavně jako zdroj dekoračního kamene jsou zmíněna v podkapitole 4.19.



Obr. 4.15-1. Ložiska vápence a cementářských surovin na území České republiky.

Ložiska dolomitu jsou na území České republiky zejména v prostoru krkonošsko-jizerského krystalinika (*Lánov, Křížlice, Horní Rokytnice, Jesenný, Koberovy, Machnín*), moldanubika (*Podmokly u Sušice, Bohdaneč u Ledče nad Sázavou*) a v ostrůvcích devonu vystupujících v okolí Olomouce (*Čelechovice na Hané a Hněvotín*) – viz obr. 4.15-2.



Obr. 4.15-2. Ložiska dolomitu na území České republiky.

4.16 Ložiska diatomitu

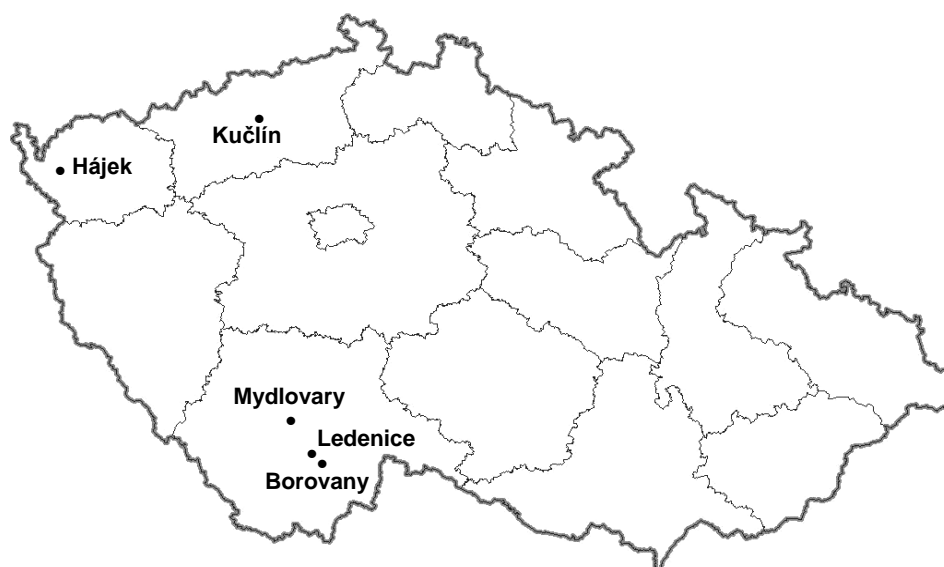
Stručná charakteristika diatomitu a jeho využití

Diatomit je sedimentární hornina ze skupiny silicitů, složená převážně ze schránek rozsivek (mořských nebo sladkovodních). Kromě křemitých schránek těchto jednobuněčných fosilních řas diatomity obsahují jílové minerály, klastický, příp. pyroklastický materiál a organickou hmotu. Diatomit může být nezpevněný nebo může vykazovat různý stupeň diagenetického zpevnění. Nezpevněný diatomit se nazývá křemelina nebo rozsivková zemina. Zpevněný diatomit může být v závislosti na stavbě označován jako diatomová břidlice nebo diatomový rohovec.

Diatomity se používají k filtračním účelům (např. v úpravách pitné vody nebo v potravinářství – při filtraci piva, vína nebo jedlých olejů), k výrobě plniv (do pryže nebo papíru), brusných nebo leštících materiálů a také k výrobě tepelně i zvukově izolačních hmot pro stavebnictví nebo k výrobě steliv pro domácí zvířata.

Akumulace diatomitu patří k ložiskům biogenního původu. Podle prostředí sedimentace se diatomity dělí na jezerní a mořské. Z ekonomického hlediska mají největší význam mořské diatomity třetihorního stáří. Největším známým ložiskem diatomitu na světě je *Lompoc* v Kalifornii (jde o mořský diatomit miocenního až pliocenního stáří, jeho mocnost je zhruba 400 m).

V České republice se diatomity vyskytují v tercierních sedimentech v oblasti Českého středohoří (*Kučlín* u Bíliny) a v jihočeských pánvích (*Mydlovary* v budějovické pánvi, *Ledenice* a *Borovany* v třeboňské pánvi). Holocenního stáří jsou akumulace diatomitu v přírodní rezervaci *Hájek* (*Soos*) u Františkových Lázní. Geografická pozice ložisek diatomitu na území České republiky je zřejmá z obr. 4.16-1.



Obr. 4.16-1. Ložiska diatomitu na území České republiky.

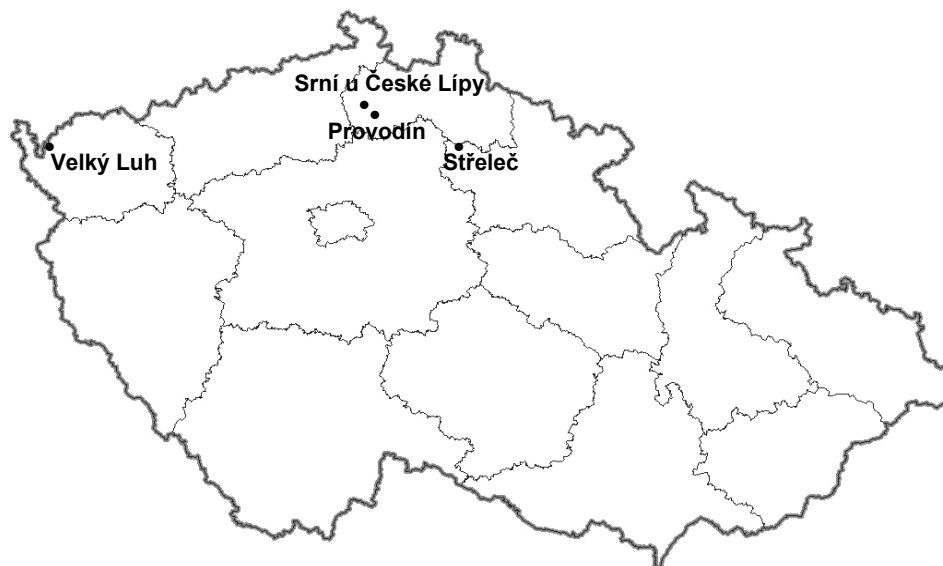
4.17 Ložiska písků a štěrků

Stručná charakteristika písků a štěrků; jejich využití

Písky a štěrky patří mezi nezpevněné klastické sedimenty. Písky jsou typickým reprezentantem psamitů; štěrky zrnitostně odpovídají psefitům. Směs štěrku a písku se v technické praxi označuje jako štěrkopísek. Štěrky a štěrkopísky se používají hlavně na přípravu betonových směsí. Hlavním spotřebitelem písků je stavebnictví (stavební, maltařské a betonářské písky), cihlářský průmysl (písky jako ostřívo při výrobě cihel) a sklářský průmysl (křemenný písek je zde hlavní surovinou). K přípravě slévárenských forem se používají slévárenské písky. (Každé odvětví má určité požadavky na látkové a zrnitostní složení písků.)

Na území České republiky jsou průmyslové akumulace štěrkopísků a stavebních písků většinou v říčních terasách. Významná ložiska jsou na středním a dolním toku Labe, v soutokové oblasti Labe a Vltavy, v povodí Jizery, Lužnice a Ohře, na dolním toku Dyje, Jihlavy a Svatky a také na středním a dolním toku Moravy (např. v širším okolí Olomouce jde o ložiska *Náklo*, *Štěpánov*, *Chomoutov*, *Horka* a *Tovačov* – mocnost fluviálních štěrkopískových akumulací kvarterního stáří zde dosahuje i přes 30 m).

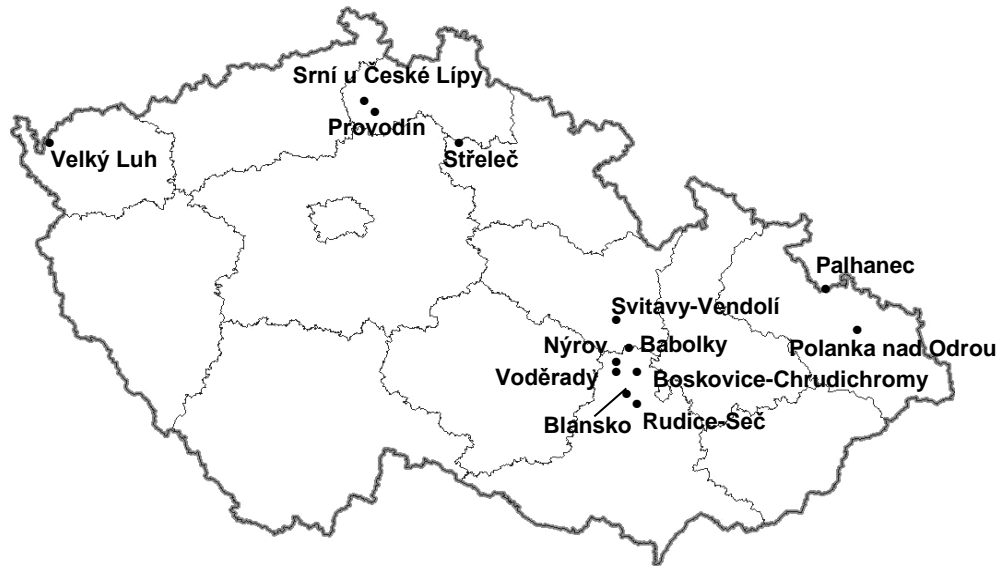
Ložiska sklářských a slévárenských písků jsou v Českém ráji (*Střeleč*) a v okolí České Lípy (*Srní u České Lípy*, *Provodín*). Na zmíněných ložiskách se písky získávají z rozpadavých pískovců české křídové pánve. Akumulace písků využitelných pro sklářství a slévárství jsou i v chebské pánvi, kde jde pliocenní štěrkopísky, tvořené přeplaveným materiálem z kaolinicky zvětralého smrčinského granitu (ložisko *Velký Luh* – výroba sklářských písků je zde technologicky velmi náročná). Geografická poloha v tomto odstavci zmíněných ložisek sklářských písků je zřejmá z obr. 4.17-1.



Obr. 4.17-1. Ložiska sklářských písků na území České republiky.

Ložiska slévárenských písků v oblasti severních a západních Čech již byla zmíněna výše. Významné akumulace slévárenských písků jsou v orlicko-žďárské oblasti české křídové pánve –jde o slabě zpevněné pískovce, zpravidla glaukonitické, těžené na Svitavsku a Blanensku (např. ložiska *Nýrov* a *Voděřady* – viz obr. 4.17-2). Na Blanensku byly těženy i akumulace slévárenských písků,

kteří jsou součástí rudických vrstev (*Rudice-Seč*). Významným genetickým typem slévárenských písků jsou sedimenty eolického původu (jde např. o váté písky v Polabí nebo v Dolnomoravském úvalu mezi Hodonínem a Bzencem). Glacigenní (glacilakustrinní) slévárenské písky se vyskytují na Ostravsku (*Palhanec, Polanka nad Odrou*). Slévárenské písky byly těženy i při severním okraji Prahy (*Kobylisy, Dolní Chabry*) – tato ložiska jsou součástí pliocenních terasových sedimentů Vltavy. Geografická poloha významných ložisek slévárenských písků na území ČR je zřejmá z obr. 4.17-2.



Obr. 4.17-2. Ložiska slévárenských písků na území České republiky.

4.18 Ložiska stavebního kamene

Stručná charakteristika stavebního kamene a jeho využití

Stavební kámen je tradiční surovinou průmyslu stavebních hmot. Je mnohostranně použitelným a zcela nezbytným stavivem pro většinu inženýrských, tj. dopravních, vodních, vodohospodářských a průmyslových staveb, stejně jako pro stavby pozemní. Může být využíván v původním vytěženém stavu jako *lomový kámen*. Převážně je však upravován, a to buď drcením na *drcené kamenivo* nebo hrubým kamenickým opracováním na *hrubé kamenické výrobky* (viz podkapitola 4.19).

Jako stavební kámen mohou být použity všechny pevné magmatické, metamorfované i sedimentární horniny, pokud jejich technologické vlastnosti odpovídají parametrům stanoveným dle účelu použití (hornina využitelná jako stavební kámen musí mít určité fyzikálně-mechanické a chemické vlastnosti) – nejčastěji jsou takto využívány magmatity a metamorfity, v některých regionech i sedimentární horniny. Z geomorfologického hlediska jsou pro ložiska stavebního kamene výhodnější území s členitějším reliéfem, jenž umožňuje těžbu kamene ve stěnových lomech.

V České republice jsou ložiska stavebního kamene hlavně ve středočeském plutonu (granitoidy jsou těženy v lomech v Posázaví, v okolí Sedlčan, Benešova, Říčán), moldanubickém plutonu, železnohorském plutonu (zejména v nasavrckém masivu), žulovském masivu, slavkovském masivu a ivančicko-dyjském masivu. Jako stavební kámen jsou využívány neovulkanity v oblasti Českého středohoří a Doupovských hor a také v Podkrkonoší a v okolí Uherského Brodu. Významné jsou i pikrity a těšínity na úpatí Moravskoslezských Beskyd. Metamorfované horniny jsou těženy např. v moldanubiku (jde hlavně o ruly, migmatity, kvarcity, granulity a amfibolity) a silezilu (amfibolity). Ze sedimentárních hornin mají mimořádný význam droby, které slouží hlavně na výrobu drceného kameniva na mnoha lokalitách v kulmu Nízkého Jeseníku, Oderských vrchů a Dražanské vrchoviny (např. ložiska v okolí Olomouce – v údolí řeky Bystřice a v Bělkovickém údolí).

4.19 Ložiska kamene pro kamenickou výrobu a kamenosochařské práce

Stručná charakteristika kamene pro kamenickou výrobu a kamenosochařské práce; jeho využití

V této podkapitole jsou zmíněny akumulace surovin používaných na hrubou kamenickou výrobu (dlažební kostky, obrubníky, patníky, žlaby, hrubě opracované schodišťové stupně...), ušlechtilou kamenickou výrobu (broušené a leštěné kamenické práce – např. obkladové desky a dlažební desky) a na kamenosochařské práce. Surovina využívaná na ušlechtilou kamenickou výrobu a v kamenosochařství se často označuje jako *dekorační kámen*.

Pro hrubou kamenickou výrobu jsou na území ČR lámány hlavně granity a granodiority (např. středočeského plutonu, centrálního moldanubického plutonu, krkonoško-jizerského masivu, nasavrckého plutonu a žulovského plutonu).

Jen malý rozsah má v současnosti těžba štípatelných jílových břidlic na výrobu střešní krytiny. Ložiska štípatelných jílových břidlic jsou hlavně v kulmu Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů (*Nové Těchanovice, Lhotka u Vítkova, Svobodné Heřmanice, Hrubá Voda*).

Nejvýznamnějšími dekoračními kameny těženými na území ČR jsou granity a granodiority, lámané zejména ve středočeském plutonu (ložisko *Požáry*), krkonoško-jizerském masivu (*Ruprechtice* – tzv. „liberecká žula“), centrálním moldanubickým plutonu (*Mrákotín* – „mrákotínská žula“) a žulovském plutonu (*Žulová, Černá Voda* – „slezská žula“). Ložiska kvalitních gaber jsou ve středočeském plutonu (*Pecerady*) a v kdyňském masivu (*Orlovice*). Ze sedimentů mají jako dekorační kameny největší význam pískovce české křídové tabule na Hořicku (*Podhorní Újezd*) a Broumovsku (*Libná, Božanov*), permské pískovce v Podkrkonoší (*Úpice*) a také těšínský pískovec (ložisko *Řeka* u Trínce).

Značně jsou u nás rozšířeny mramory, které jsou využitelné jako dekorační kameny. V technické terminologii se mezi mramory zahrnují všechny leštitelné vápence a dolomity, a to jak krystalické, tak sedimentární (v petrografické terminologii lze termín mramor užít jen pro označení metamorfitu, jehož složením odpovídá krystalickému vápenci nebo krystalickému dolomitu; kameníci jako „mramor“ často označují libovolné leštitelné horniny!). Ložiska mramorů jsou v oblasti Barrandienu (např. *Slivenec* u Prahy – „slivenecký mramor“), v Moravském krasu (*Jedovnice*), na Českomoravské vrchovině (*Nedvědice*) a ve Slezsku (*Horní Lipová, Na Pomezí, Supíkovice* u Jeseníku).

Na obklady se u nás často používají tzv. železnobrodské fylity, těžené v okolí Železného Brodu (*Bratříkov*).

4.20 Ložiska petrurgických surovin

Stručná charakteristika petrurgických surovin a jejich využití

Jako petrurgické suroviny jsou označovány horniny, které lze tavit a vzniklé taveniny využít na výrobu odlitek (rour, dlaždic apod.) nebo na výrobu izolační „skelné vaty“. Hlavní význam mají bazická efuziva (bazaltoidy), neboť jsou dobře tavitelná, jejich taveniny mají poměrně nízkou viskozitu (to umožňuje dobré zatékání taveniny do odlévací formy) a mají i dobré krystalizační schopnosti (ty jsou podmínkou rychlé a dobré krystalizace taveniny ve formě). Jako petrurgické suroviny jsou využitelné i slíny, opuky nebo amfibolity.

Na území ČR se vyskytuje značné množství bazických vulkanitů. Pro potřeby petrurgie jsou vhodné třetihorní vulkanity např. na ložisku *Slapaný* u Chebu (alkalický olivinický čedič) a *Libochovany* u Litoměřic (nefelinický bazanit).

4.21 Ložiska drahých kamenů

Co je drahý kámen?

Drahý kámen může být jak přírodninou, tak i látkou uměle vyrobenou (tzv. syntetické drahé kameny). V případě drahých kamenů první skupiny jde zpravidla o minerály nebo horniny, patří sem však i tektity (včetně vltavínů), perly, perleť, korály a také slonovina, mamutovina nebo dokonce žraločí zuby či kravské kosti. Obrovská rozmanitost říše drahých kamenů značně komplikuje jak definici drahého kamene, tak klasifikaci drahých kamenů.

Drahý kámen musí mít určité fyzikální a chemické vlastnosti, aby mohl být za drahý kámen považován a odpovídajícím způsobem i využit. Drahý kámen však musí mít ještě jednu vlastnost, která je v podstatě nedefinovatelná. Musí se líbit. A má-li se líbit (rozuměj též „má-li být prodán za co nejvyšší cenu“), musí mít zajímavou barvu, lesk, tvar..., musí být upraven tak, aby byl co nejlépe použitelný pro šperkařské zpracování, které (pokud je na vysoké úrovni) ještě umocní jeho krásu.

Členění drahých kamenů.

Základem současného členění drahých kamenů je soubor vybraných fyzikálních, chemických i obecných parametrů. Z fyzikálních a chemických vlastností je nejdůležitější tvrdost a chemická odolnost (stálost) drahého kamene. Z obecných a často velmi subjektivních kritérií má význam vzácnost, módnost a eventuálně i určitá „záhadnost“.

Přírodní drahé kameny se dělí do čtyř skupin:

a) *hlavní drahé kameny* (tvrdost převážně 8 až 10): diamant, spinel, chryzoberyl (odrůda alexandrit), korund (odrůdy rubín a safír), opál (hlavně odrůdy drahý opál a ohnivý opál), diaspor (odrůda zultanit), minerály skupiny granátu (pyrop, almandin, spessartin, grossular, andradit a uvarovit), zirkon, topaz, zoisit (odrůdy thulit a tanzanit), beryl (odrůdy smaragd, akvamarín, heliodor, morganit, bixbit a goshenit a minerály skupiny turmalínu (elbait, dravit, skoryl a liddicoatit);

b) *vedlejší drahé kameny* (tvrdost převážně 6 až 8): křemen (odrůdy křišťál, citrín, záhněda, morion, růženín, ametyst, modrý křemen, prasiolit, aventurin, tygří, sokolí a býčí oko), hematit, kassiterit, tyrkys, brazilianit, olivín (odrůda chryzolit), euklas, andalusit (odrůda chiastolit), epidot, cordierit, diopsid (odrůda chromdiopsid), čaroit, skapolit, jantar a perly;

c) *obecné drahé kameny* (tvrdost 2 až 7): fluorit, chalcedon (odrůdy chryzopras a karneol), jaspis, achát, rodochrozit, aragonit, magnezit, malachit, howlit, sádrovec, apatit, jadeit, aktinolit (odrůda nefrit), rodonit, pyrofylit (odrůda agalmatolit), minerály náležející mezi živce (albit, oligoklas, andezin, labradorit, bytownit, ortoklas, amazonit, adular, sluneční kámen, měsíční kámen), sodalit, lazurit, tektity (např. vltavín), horniny (obsidián, gagát, unakit, porcelanit), korál, perleť a slonovina;

d) *raritní drahé kameny* (jde o minerály, které mohou být v přírodě i velmi běžné, avšak jako drahé kameny jsou využívány spíše výjimečně, v některých případech pouze pro sběratelské účely): sfalerit, pyrit, markazit, cinabarit, kuprit, rutil, anatas, tantalit, kalcit, dolomit, siderit, smithsonit, cerusit, azurit, sinhalit, baryt, celestin, scheelit, amblygonit, adamin, eosforit, fenakit, sillimanit, kyanit, staurolit, datolit, titanit, dumortierit, klinohumit, axinit, kornerupin, vesuvian, pezzottait, sugilit, benitoit, eudialyt, enstatit (odrůda bronzit), spodumen (odrůdy kunzit a hiddenit), bustamit, prehnit, pektolit (odrůda larimar), chryzokol, petalit, danburit...

Jednoznačná definice drahých kamenů neexistuje, protože některé z požadavků na ně kladených jsou značně subjektivní – je to především krása jejich vzhledu, leštitelnost, tvrdost, chemická odolnost, vzácnost v přírodě a také jejich obliba v určité době. Mezi drahé kameny jsou řazeny všechny minerály a horniny, z nichž lze zhotovit broušený kámen pro šperkařské nebo sběratelské účely, nebo je lze použít ve šperku v přírodním stavu, dále k výrobě dekorativních předmětů, mozaik, uměleckých výrobků apod.; k drahým kamenům jsou řazeny i korály a perly.

Mezi drahé kameny vysoké ceny patří např. diamant, rubín, safír, smaragd, akvamarín, topaz, elbaity (rubelit, verdelit, indigolit) a drahý opál. K relativně levným drahým kamenům patří s přihlédnutím k výskytům na území České republiky např. některé odrůdy křemene (křišťál, ametyst, růženín, záhněda...), acháty, jaspisy, granáty, olivín, jantar a tektity. Všechny v tomto odstavci vyjmenované drahé kameny jsou níže podrobněji charakterizovány z ložiskové geologického pohledu.

Diamanty jsou geneticky spjaty převážně s kimberlity (viz stat' 2.1.2), z nichž jsou průmyslově získávány; významná část produkce diamantů však pochází z eluviálních a hlavně aluviálních rýžovisek. Diamanty se odedávna těžily na Indickém poloostrově (v okolí Haidarábádu), historická těžba diamantů byla i v Indonésii, na ostrově Borneo. Významná ložiska diamantů jsou v JAR, Kongu, Konžské demokratické republice, Angole, Namibii, Botswaně, Středoafričské republice, Ghaně, Gabonu, Brazílii (státy Minas Gerais, Bahia), Rusku (Jakutsko) a Austrálii. Na území České republiky byly diamanty nalezeny v pyroponosných štěrcích v podhůří Českého středohoří (jejich matečnou horninou jsou uzavřeniny serpentinizovaných ultrabazik v třetihorních čedičích) a také na ložisku pyropu *Vestřev* u Hostinného.

Drahokamovými odrůdami korundu jsou červený **rubín** a modrý **safír**. Vyskytují se ve skarnizovaných mramorech a v pegmatitech; safír bývá přítomen i v některých čedičích. Hlavní objem těžby pochází z aluviálních sedimentů. Rubín je těžen v Thajsku, Kambodži, Barmě, Tanzánii a na Madagaskaru. Ložiska safíru jsou v Austrálii (Queensland, Nový Jižní Wales), Thajsku, Barmě a Laosu. Historicky významná ložiska rubínu a safíru jsou na Srí Lance. U nás se safír vyskytuje v pyroponosných štěrcích v okolí obce *Měrunice* u Bíliny. Již ve středověku bylo známo naleziště safíru *Malá Jizerská louka* nedaleko pramenů Jizery (safír je zde přítomen v aluviálních sedimentech, jeho matečnou horninou je zřejmě čedič).

Malá Jizerská louka (Jizerské hory) – historické ložisko drahých kamenů

Historické ložisko drahých kamenů *Malá Jizerská louka* (někdy označované jen jako Jizerská louka) je situováno u osady Jizerka v Jizerských horách. Již v 16. století byla Malá Jizerská louka známým nalezištěm drahých kamenů, především drahokamových variet korundu a zirkonu, které zde byly získávány z fluviálních sedimentů (písky a štěrky) Jizerky a Safírového potoka (pravostranný přítok Jizerky). Z drahokamových odrůd korundu je na lokalitě nejčastější safír, jehož barva kolísá od bledě modré po šedomodrou nebo modrozelenou. Velikost zrn safíru dosahovala až 12 mm. Zirkon šperkařské kvality se zde vyskytuje v různých barevných varietách, od bezbarvé přes žlutou, červenou (hyacint) až k hnědě zbarvené.

Zdroj informací o historickém ložisku Malá Jizerská louka:

Kotrlý, M., Malíková, P. (2002): Klasická lokalita Malá Jizerská louka. – *Minerál* 10 (4): 251–262.

Kotrlý, M., Malíková, P., Holub, F.X. (1997): Malá Jizerská louka, klasické naleziště drahokamové asociace. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.* 4–5: 25–40.

Pauliš, P. (2000): Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech. Kuttna Kutná Hora.

Ulrych, J., Langrová, A. (1997): K původu ilmenitu ve šřercích Třebenicka a Jizerské louky. – *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz.* 4–5: 206–210.

Smaragdy jsou na většině nalezišť vázány na svory, krystalické vápence a hydrotermální žíly. Historicky významné jsou smaragdové doly v Horním Egyptě, východně od Asuánu (tzv. „doly královny Kleopatry“). Bohatá naleziště smaragdů jsou v Kolumbii (lokalita *Muso*, sz. od Bogoty), Brazílii (ve státech Bahia a Minas Gerais), Rusku (na Urale, sev. od Jekaterinburgu); v minulosti byly smaragdy vysoké kvality těženy i v Rakousku (lokalita *Habachtal* v Solnohradsku).

Akvamarín drahokamové kvality je získáván z pegmatitů (a také aluviálních sedimentů) zejména v Brazílii (státy Minas Gerais a Bahia), USA (Colorado, Maine a Kalifornie), Rusku (ložiska na Urale a v Zabajkálí) a Pákistánu. U nás se akvamarín vyskytuje ojedinele v pegmatitu u obce *Maršíkov* u Šumperka.

Topaz šperkařské kvality bývá přítomen v miarolitických dutinách v kyselých magmatitech (granity, ryolity), dále v pegmatitech, greisenech a také na žilách, které geneticky představují přechod mezi pegmatity a hydrotermálními mineralizacemi; značný podíl topazu je získáván z eluvií a aluviálních sedimentů. Významná ložiska jsou v Brazílii (stát Minas Gerais), USA (ve státech Colorado, Kalifornie, Utah), Rusku (Zabajkalí a Ural – např. lokalita *Murzinka*), na Ukrajině (v oblasti Žitomiru). Vínově žlutý topaz šperkařské kvality byl též i na saské straně Krušných hor (*Schneckenstein*).

Elbaity (Li-turmalíny) se vyskytují v lithných pegmatitech. Ve šperkařství je využíván hlavně růžový **rubelit**, zelený **verdelit** a modrý **indigolit**; vysoce jsou ceněny vícebarevné zonální elbaity. Významná naleziště elbaitů jsou v Brazílii (ve státě Minas Gerais), USA (Kalifornie), Afghánistánu, Mozambiku a na Madagaskaru. Li-pegmatity s elbaity jsou poměrně běžné na Českomoravské vrchovině (např. *Dobrá Voda, Rožná* – viz podkapitola 2.2).

Opál patří k rozšířeným nerostům. Vyskytuje se např. v dutinách neovulkanitů i v podobě žilek a hnízd v pískovcích. Zvětráváním silikátových hornin (hadců, rul, erlanů) i mramorů vznikají rezidua s opály. Surovina využitelná ve šperkařství pochází z mnoha našich nalezišť opálů v reziduích na západní Moravě (např. *Nová Ves a Hrubšice* u Oslavan, *Třesov* u Náměště nad Oslavou, *Smrček* u Bystřice nad Pernštejnem, *Rašov* u Tišnova) a v jižních Čechách (v okolí *Křemže*). Nejcenější odrůdou opálu je **drahý opál**, jehož bohatá naleziště jsou v Austrálii (v Queenslandu a Novém Jižním Walesu); historicky významným a světoznámým ložiskem drahého opálu je *Červenica-Dubník* ve Slanských vrších na východním Slovensku.

Křišťál drahokamové kvality pochází z pegmatitů a hydrotermálních žil; jeho důležitým zdrojem jsou eluvia i aluviální sedimenty (viz kapitola 4.3). Významná naleziště křišťálu jsou na Srí Lance, v Indii, Brazílii (stát Minas Gerais), USA (Maine, Arkansas), na Ukrajině a v Alpách (např. *St. Gotthard* ve Švýcarsku a rakouský *Grossglockner* a jeho okolí).

Ametyst je nejžádanější varetou křemene. Jeho největší naleziště jsou v Brazílii (ve státech Bahia, Minas Gerais, Mato Grosso), kde krystaly ametystu vyplňují dutiny achátových mandlí v bazaltech, které zde pokrývají plochu cca 1,5 mil. km². V České republice se ametysty vyskytují v dutinách paleobazaltů (melafyrů) na kopci *Kozákov* (u Semil) a jako součást křemenných žil na lokalitách *Ciboušov* (u Klášterce nad Ohří), *Bochovice* (u Velkého Meziříčí), *Hostákov*, *Valdíkov* a *Kojatín* (na Třebíčsku).

Růženín je součástí některých pegmatitových těles. Nejvyšší kvality jsou těženy na Madagaskaru. Mnoho významných lokalit má Brazílie (stát Minas Gerais). U nás je růženín šperkařské kvality na lokalitě *Dolní Bory* u Velkého Meziříčí (viz stať 4.4.1) a také na Písecku.

Záhněda drahokamové kvality se vyskytuje hlavně v pegmatitech. Významným producentem je Brazílie (velký počet lokalit ve státech Minas Gerais, Sao Paulo, Goiás), USA (lokality *Auburn* ve státě Maine a *Pikes Peak* ve státě Colorado), Madagaskar, Rusko (naleziště na Urale) a Ukrajina (oblast Žitomiru). U nás se kvalitní záhněda vyskytuje v pegmatitech západní Moravy (např. *Dolní Bory* u Velkého Meziříčí – viz stať 4.4.1).

Acháty vznikají hlavně v dutinách bazických vulkanitů. Významná naleziště má Brazílie a Uruguay, kde tvoří geody v bazaltech (v centru geod bývá přítomen ametyst – viz výše), Indie (na plošině Dekan) a Mongolsko (v poušti Gobi). Hlavní evropské výskyty achátů jsou na území Německa v oblasti *Idar-Oberstein*. V České republice jsou historicky významná naleziště achátů v paleobazaltech (melafyrech) v Podkrkonoší (*Kozákov, Levín, Železnice*); krásné acháty se nacházejí u *Horní Halže* (u Klášterce nad Ohří).

Jaspisy obvykle vznikají v dutinách bazických vulkanitů za obdobných podmínek jako acháty, s nimiž se pak společně vyskytují (u nás např. v Podkrkonoší). Čočkovitá tělesa jaspisu využitelného pro šperkařství jsou při kontaktu serpentinizovaných ultrabazik s fylity v okolí Moravské Třebové (např. *Boršov*). Historicky významná je lokalita *Ciboušov* (u Klášterce nad

Ohří), kde se velké partie červeného jaspisu vyskytují na křemenných žilách hydrotermálního původu (s častými pseudomorfózami křemene po barytu a také s ametystem).

Z granátů je ve šperkařství využíván hlavně červený **pyrop** a fialový **almandin**; vysoce je ceněn smaragdově zelený **uvarovit**. Tradiční oblastí těžby a zpracování pyropu jsou Čechy. Pyrop (označovaný také jako **český granát**) je proto našim nejznámějším drahým kamenem. Je získáván z deluviálních štěrků v oblasti Českého středohoří (*Třebívlice, Chrášťany, Podsedice, Dlažkovice a Třebeňice*). Pyrop šperkařské kvality se u nás nachází i v aluviálních sedimentech v Podkrkonoší (v okolí Jičína a Nové Paky), těžen byl na ložisku *Vestřev* u Hostinného.

Ložiska pyropu šperkařské kvality v Českém středohoří

Matečnou horninou pyropů těžených v oblasti Českého středohoří jsou serpentinizované pyroxenické granátické peridotity (hadce) v podloží křídových sedimentů. Tyto hadce s pyropem se dostaly k povrchu v podobě xenolitů, vnesených při erupcích terciérních bazaltů (např. na Linhorce). Zvětráváním vulkanitů s xenolity hadců a následným krátkým transportem produktů zvětrávání se na jižních svazích Českého středohoří v okolí obcí Třebívlice, Chrášťany, Podsedice, Dlažkovice a Třebeňice uložily deluviální štěrky, označované jako pyroponosné štěrky. Celková rozloha pyroponosných štěrků je zde kolem 50 km²; průměrný obsah zrn pyropu o velikosti nad 2,8 mm je okolo 40 g/m³ (menší zrna pyropu jsou pro šperkařské zpracování nevhodné).

Zdroj informací o ložiskách pyropu v Českém středohoří:

Ježek, B. (1998): K nálezu diamantů v Čechách. – *Minerál* 6 (5): 388–400.

Kužvart, M. (ed.) (1983): Ložiska nerudných surovin ČSR. Univerzita Karlova Praha.

Kužvart, M. (ed.) (1992): Ložiska nerudných surovin ČR II. Univerzita Karlova a Nakladatelství a vydavatelství JP Praha.

Významná naleziště pyropu jsou společně s diamanty v JAR a Jakutsku. Almandiny šperkařské kvality jsou těženy v jižní Indii a na Srí Lance. Světoznámé výskyty uvarovitu jsou v Rusku na Urale.

Olivín patří k základním horninotvorným minerálům. Jeho drahokamová odrůda žlutozelené barvy se obvykle označuje jako **chryzolit**. Nálezy drahokamového olivínu pocházejí nejčastěji z ultramafických enkláv (tzv. „olivínových koulí“, složením odpovídajících obvykle lherzolitu) v bazaltoidech. Bohaté a historicky významné naleziště chryzolitu je na ostrůvku Zebirget (Zabarjad) v Rudém moři proti egyptskému přístavu Berenike. Chryzolit je těžen např. v Brazílii (stát Minas Gerais a Perambuco), USA (stát Arizona), Mexiku, Pákistánu, Barmě a Austrálii. Nejvýznamnějším středověkým evropským nalezištěm „olivínových koulí“ s chryzolitem šperkařské kvality byl kopec *Kozákov* u Semil, později byl chryzolit získáván z materiálu těženého v lomu u *Smrčí* u Železného Brodu.

Jantar vzniká fosilizací pryskyřic stromů. Jeho nejznámější výskyty jsou v tzv. jantarové provincii, která se rozkládá kolem Baltského moře – její plocha 500 x 2000 km (zasahuje na území Německa, Dánska, Polska, Litvy, Lotyšska, Estonska a Ruska).

Tektity jsou křemité sklovité horniny světle zelené až tmavě zelené barvy. Mají rozmanité tvary. Mohou být kulovitého, oválného nebo kapkovitého tvaru nebo jde o nepravidelné střepiny. Jejich povrch je nápadně zbrzděn četnými rýhami a porušen jamkami. Velikost tektitů je velmi variabilní, obvykle však 1 až 4 cm. Geneze tektitů byla dlouho nejasná – v současnosti jsou považovány za přírodní skla, která se vytvořila při dopadu meteoritů na zemský povrch. Tektity byly poprvé popsány koncem 18. století z našeho území. Protože jejich první nálezy pocházely z uloženin řeky Vltavy (německy „Moldau“), byly pojmenovány jako **moldavity**, česky **vltavíny**. Později byly nalezeny v různých oblastech světa a podle těchto oblastí označovány (např. jako indočinity, filipinity, javaity, australity, ivority...). Bez ohledu na oblast jejich rozšíření označujeme tyto

sklovité hmoty jako tektity. U nás se tektity (tj. moldavity či vltavíny) nacházejí v sedimentech (píscích a šterkopíscích) svrchního miocénu, pliocénu, pleistocénu a holocénu jižních Čech (*Besednice, Ločenice, Vrábče, Slavče, Halámky*) a jihozápadní Moravy (*Třebíč, Slavice, Skryje, Dukovany*).

Geografická poloha vybraných ložisek a výskytů drahých kamenů v ČR je zřejmá z obr. 4.20-1.



Obr. 4.20-1. Vybraná ložiska a výskytů drahých kamenů na území České republiky: Horní Halže (acháty), Cíboušov (jaspisy a ametyst), Podsedice a Vestřev (pyrop), Smrčí (chryzolit), Kozákov (chryzolit, acháty, jaspisy), Vrábče, Ločenice, Besednice a Slavče (vltavíny), Bochovice (ametyst), Dolní Bory (záhněda, růženín), Rašov (opál), Boršov (jaspisy).

Způsob uvádění hmotnosti drahých kamenů

Hmotnost drahých kamenů lze uvádět gramech, ale častěji používanou jednotkou hmotnosti je karát.

Dříve: 1 karát = asi 0,2 g

Nyní: 1 ct = 0,2 g
(ct = metrický karát)
tedy: 5 ct = 1 g

Karát byl odvozen od váhy jednoho semínka rohovníku obecného (*Ceratonia siliqua*), který je u nás znám též jako „svatojánský chléb“. Jeho semínka se používala při jemném vážení už ve starověku.

Rohovník obecný s lusky plnými semínky.



5 Ložiska kaustobiolitů (fosilních paliv)

Kaustobiolity jsou specifickou skupinou sedimentů. Mají schopnost hořet a vydávat při tom tepelnou energii. Vzhledem k hlavnímu způsobu jejich využití se akumulace kaustobiolitů často označují jako **ložiska fosilních paliv**. K fosilním palivům patří černé uhlí, hnědé uhlí, ropa, uhlovodíkový zemní plyn, příp. i rašelina.

Kaustobiolity jsou jednou z forem vystupování odumřelé organické substance (tj. nekromasy) v zemské kůře a na jejím povrchu. Výchozí látkou pro vznik kaustobiolitů je tedy biomasa (termínem biomasa označujeme souborně těla živých organismů bez jejich anorganických složek, např. vápnatých schránek). Stavební organické látky biomasy se označují obecně jako biopolymery. Základními stavebními látkami biomasy jsou lignin, sacharidy (tj. glycidy, které vytvářejí např. hemicelulózu, celulózu, pektin a škrob), proteiny a lipidy. Uvedené látky jsou v podstatě budovány jen čtyřmi chemickými prvky – uhlíkem, vodíkem, kyslíkem a dusíkem. Z veškeré biomasy má pro vznik fosilních paliv význam jen biomasa bakterií, planktonu (včetně řas) a vyšších, tj. cévnatých rostlin. Po odumření organismů přecházejí biopolymery biomasy do nekromasy, která se stává součástí sedimentů a společně s nimi se dále vyvíjí v průběhu diagenetických a případně i metamorfických procesů. Přeměněná nekromasa v horninách zemské kůry (pokud se nepřeměnila na grafit) se dělí do tří kategorií podle toho, zda a v čem je rozpustná (extrahovatelná): jde o bitumen, huminové látky a kerogen (spolu s karboidem).

Bitumen je organická substance rozpustná v organických rozpouštědlech, např. v chloroformu. Patří k němu zejména přírodní uhlovodíky, které tvoří ropu nebo uhlovodíkový zemní plyn; méně je bitumen přítomen v uhlí.

Huminové látky jsou organické hydrosoly a gely rozpustné v alkalických rozpouštědlech (např. hydroxidu draselném) a přítomné hlavně v humusu, rašelině a v hnědém uhlí.

Kerogen a **karboid** jsou organické substance nerozpustné v organických nebo alkalických rozpouštědlech. **Kerogen** se vyskytuje buď jako součást koloidního pigmentu tmavých a černých sedimentů, nebo v nich tvoří nepravidelně omezená až vrstvičkovitá tělíska. Přítomnost bitumenu nebo huminových látek v těliscích kerogenu ukazuje, že některé formy kerogenu se tvoří rozkladem bitumenu nebo huminových látek. V literatuře se termínem kerogen někdy označuje (nevhodně!) veškerá fosilní organická hmota v sedimentu.

Karboid je organická substance, v níž jsou díky vysokému stupni strukturního uspořádání přítomny i krystality grafitu. Karboidem je např. základní hmota vysoce prouhelněných černých uhlí.

Přeměna nekromasy bakterií, planktonu nebo vyšších rostlin ve fosilní palivo se uskutečňuje dvěma soubory odlišných procesů, označovanými jako **uhelnění** a **ropotvorba**.

Uhelnění postihuje hlavně nekromasu vyšších rostlin. K procesům uhelnění patří **rašelinění** (probíhající na povrchu nebo těsně pod povrchem) a **prouhelnění** (v zemské kůře). Uhelněním se tvoří **kaustobiolity uhelné skupiny**.

K procesům ropotvorby, kterým podléhá nekromasa bakterií a planktonu, patří **hnutí** (na povrchu) a **bituminace** (v zemské kůře). Při ropotvorbě vznikají přírodní uhlovodíky označované jako **živice**, příp. **kaustobiolity živické skupiny**. Podstatou obou komplikovaných procesů je rozklad velkých molekul biopolymerů nekromasy na látky s jednoduššími molekulami (tj. na monomery) a současná nebo následná syntéza těchto jednodušších molekul na nové velkomolekulární organické látky, které jsou bohatší uhlíkem a vodíkem.

Nekromasa na zemském povrchu se vedle rašelinění a hnutí rozkládá i tlením a trouchnivěním. Pokud není tlení a trouchnivění včas přerušeno, vedou tyto procesy k úplné destrukci nekromasy až na CO₂ a H₂O (kaustobiolity se v tomto případě nemohou vytvořit).

5.1 Kaustobiolity uhelné skupiny

Kaustobility uhelné skupiny vznikají rašeliněním a prouhelňováním nekromasy. **Rašelinění** probíhá v rašeliništi a jeho produktem je rašelina. Nejvyšší intenzitu má rašelinění v hloubkách asi do 50 cm pod povrchem (pod vodou, za velmi omezeného přístupu kyslíku). Rozklad nekromasy v této hloubkové zóně vyvolávají bakterie, plísně a houby; ve větších hloubkách (asi do 10 m) jsou rozkladné procesy vyvolávány již jen anaerobními bakteriemi. Na složení rašeliny se podílejí kmeny, větve a listy cévnatých rostlin, dále spóry, pylová zrna, plody rostlin atd. V průběhu rašelinění se rozkládá zejména celulóza, lignin a proteiny; z nich se tvoří gelovité huminové látky. Při rašelinění také vzniká CO_2 a CH_4 (oba plyny unikají do atmosféry). Rašelina obsahuje více než 75 hmot. % vody. Substrát (tj. vysušená rašelina) má 50 až 60 % uhlíku, 33 až 40 % kyslíku a relativně vysoký podíl H, N a S (až 2 %). Recentní rašeliněště se nacházejí hlavně v mírném klimatickém pásmu na severní polokouli. Podle charakteru se recentní rašeliněště dělí na slatiny, vrchoviště a rašeliněště přechodného typu.

Dnešní uhelné sloje jsou fosilní rašeliněště, jejichž rašelina byla prouhelňováním přeměněna v uhlí. V průběhu geologického vývoje se rostlinný obsah rašeliněšť měnil v souladu s vývojem flóry na Zemi (např. v paleozoiku neexistovaly jehličnaté a listnaté stromy). Podle geografické (paleogeografické) pozice se rašeliněště (a jejich fosilní ekvivalenty) dělí na limnická (vznikají uvnitř pevniny) a paralická (na mořském pobřeží). K nahromadění nekromasy v obrovském množství, které je potřebné ke vzniku uhelných slojí, docházelo v dlouhodobě klesajících pánvích (pokles byl tak pomalý, že mohl být kompenzován růstem rostlinstva nebo akumulací jeho zbytků).

Prouhelňování je soubor geochemických procesů probíhajících v zemské kůře za nepřístupu vzduchu, při němž se výchozí rašelinná hmota postupně transformuje v uhlí, příp. až v antracit. Stupeň prouhelňování závisí zejména na teplotě v zemské kůře, na tlaku a době působení obou faktorů. Proces prouhelňování končí za vysokých tlaků a zvýšených teplot při regionální metamorfóze, kdy se organická hmota přemění na grafit.

V průběhu prouhelňování postupně roste podíl uhlíku (a tím se zvyšuje výhřevnost paliva). Všeobecně stoupá tvrdost uhlí, zvyšuje se jeho lesk a hustota, snižuje se jeho pórovitost a zvýrazňuje se vrstevnatost a páskovaná textura uhlí. Prouhelňovací proces je provázen uvolňováním CH_4 .

Málo prouhelňovaná uhlí se označují jako **hnědá uhlí**, středně prouhelňovaná jako **černá uhlí** a značně prouhelňovaná jako **antracity**.

Hnědá uhlí vznikají v tzv. hnědouhelném stadiu prouhelňovacího procesu, černá uhlí v černouhelném stadiu, antracity v antracitovém stadiu. Hnědouhelné a černouhelné stadium se dále dělí na fáze, které se označují jako hnědouhelná hemifáze, hnědouhelná ortofáze, hnědouhelná metafáze, černouhelná hemifáze, černouhelná ortofáze a černouhelná metafáze (fáze jsou uvedeny v pořadí podle rostoucího stupně prouhelňování). Uvedeným šesti fázím odpovídá šest základních typů hnědých a černých uhlí: hnědouhelný hemityp, hnědouhelný ortotyp, hnědouhelný metatyp, černouhelný hemityp, černouhelný ortotyp a černouhelný metatyp.

Hnědouhelný hemityp je u nás často označován jako **lignit**. Hnědouhelný ortotyp se v technické mluvě označuje jako matné hnědé uhlí; hnědouhelný metatyp jako lesklé hnědé uhlí. Zatímco u hnědouhelných hemitypů a ortotypů je obvyklá hnědá barva, hnědouhelný metatyp je zbarven do černa. Charakteristickým znakem hnědouhelných hemitypů je přítomnost kusů dřev, často s ještě patrnými letokruhy v jednoduté základní hmotě, která má hnědou až hnědočernou barvu (zachované kusy dřev jsou o něco tmavší nebo o něco světlejší). V ortofázi je stupeň homogenizace zvýšen jak stlačením kusů dřev (s letokruhy stále ještě patrnými), tak i okolní základní hmoty; barevný rozdíl mezi základní hmotou a kusy dřev mizí (tmavá barva obou), základní hmota je nelesklá, kusy dřev jsou naopak lesklé. Střídáním různě lesklých vrstviček (pásků) je podmíněno dobře patrné

páskování hnědouhelného ortotypu. V metafázi dochází k podstatnému zmenšení rozdílu v lesku mezi jednotlivými pásky; uhlí je zbarveno do černa.

Produkty černouhelného stadia mají černou barvu. Černouhelný hemityp má výrazné páskování. V průběhu černouhelné ortofáze postupně roste lesk matnějších pásků do té míry, že lesk obojích pásků se na konci ortofáze vyrovnává a páskování se tak ztrácí. Černouhelný metatyp je obvykle bez páskování (nebo s jen nevýraznými pásky) a má značný lesk. U antracitů páskování neexistuje, jejich hmota je vizuálně jednoduší s vysokým leskem. Antracity obsahují více než 92 % uhlíku.

Stanovení stupně prouhelnění a příslušnosti k určitému typu uhlí se provádí na základě odraznosti uhelné hmoty, obsahu vody, obsahu uhlíku v hořlavině, obsahu prchavé hořlaviny (tj. hořlavých látek, které uniknou z uhelného vzorku při jeho zahřívání za nepřístupu vzduchu při teplotě 850 °C), výhřevnosti a příp. podle dalších fyzikálních a chemických vlastností.

Uhelná ložiska jsou hlavně permokarbonského stáří (56 % geol. zásob), jurského a křídového stáří (celkem 30 % zásob) nebo jsou kenozoická (14 % zásob). Zatímco paleozoická uhlí stupněm prouhelnění obvykle odpovídají černým uhlím (až antracitům), kenozoická uhlí jsou obvykle hnědá (slůvko „obvykle“ je zde důležité, neboť např. karbonské uhlí podmoskevské pánve je prouhelněné pouze do hnědouhelné ortofáze, v terciérní pánvi Fu-šun v Číně jsou ložiska černého uhlí).

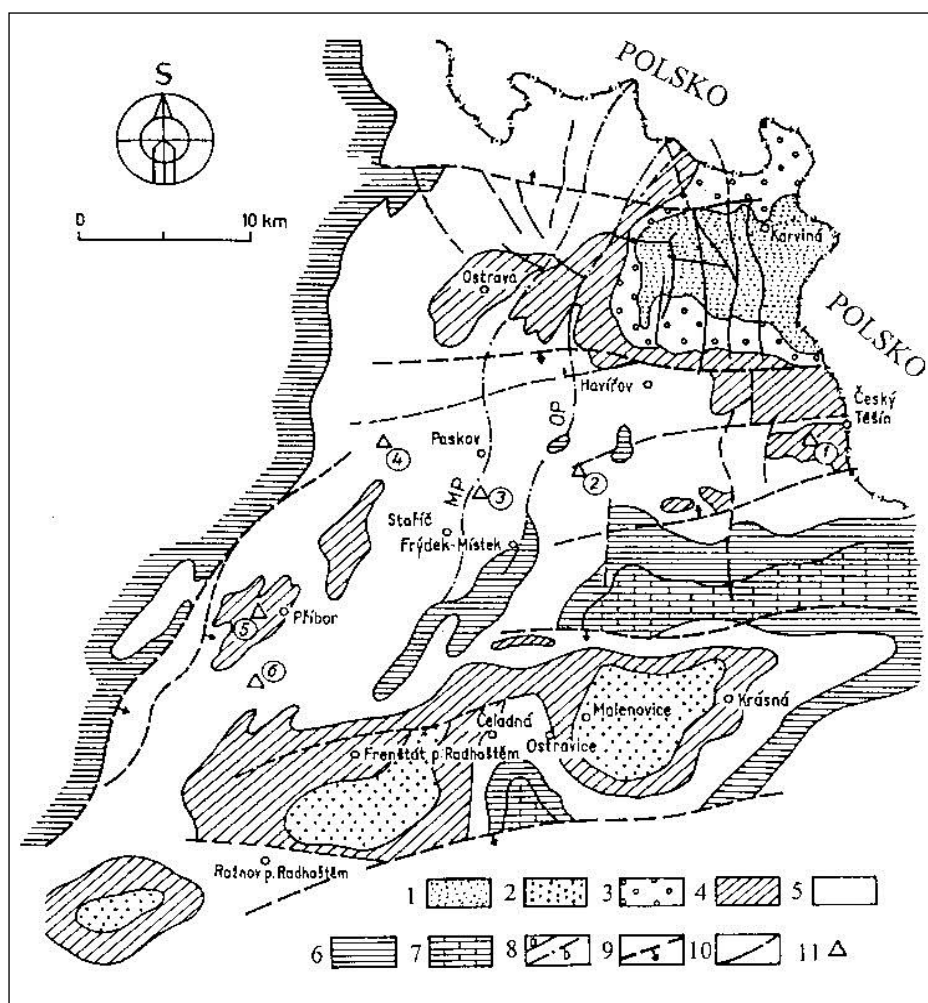
Obrovská ložiska uhlí jsou v Rusku, Číně, Indii, USA, Německu, Polsku, JAR a Austrálii. Ruská ložiska černého uhlí jsou v doněcké pánvi (jde o tzv. Donbas, kde je stupeň prouhelnění od hnědouhelného metatypu až po antracit), kuzněcké pánvi (tzv. Kuzbas), karagandské, pečorské, tunguzské a lenské pánvi; hnědé uhlí je těženo v podmoskevské pánvi, na Kamčatce a Sachalinu. Obrovské zásoby černého uhlí má Čína (pánve Šan-si, Cho-kang, Fu-šun). Indická ložiska černého uhlí jsou v pánvích Ránígaňž (Raniganj), Džaharia (Iharia), Singrauli a Karanpura. Největší černouhelnou pánví na území USA je appalačská pánev (táhne se z Alabamy až na území Pensylvánie); obrovská ložiska černého uhlí jsou v tzv. východní pánvi (táhne se od Velkých jezer podél řeky Mississippi a pak až do Texasu) a v michiganské pánvi. Hnědouhelné a černouhelné pánve jsou v oblasti Skalnatých hor (největší z nich je pánev Green River) a v oblasti Velkých plošin („Great Plains Province“ s pánvemi Powder River a Fort Union). Německo má významná ložiska černého uhlí v rúrské pánvi (v Porúří) a v sárské pánvi (v okolí města Saarbrücken); hnědé uhlí je těženo v dolnorýnské pánvi a v oblasti mezi Altenburgem a Magdeburgem (pánev weisselsterská, oberröglingská, nachterstedtská a magdeburgská). Polská ložiska černého uhlí jsou v hornoslezské pánvi a dolnoslezské pánvi, hlavní oblastí těžby hnědého uhlí v Polsku je žitavská pánev (všechny tři uvedené pánve zasahují na naše území). Největší černouhelná ložiska JAR jsou v Transvaalu (např. pánev Witbank-Middleburg v jihotransvaalské uhelné oblasti). Nejdůležitější australské černouhelné pánve leží při východním pobřeží Austrálie v Novém Jižním Walesu (pánev Sydney) a v Queenslandu (bowenská pánev).

Na území ČR se sloje černého uhlí vyskytují ve svrchnokarbonských sedimentech. Významná černouhelná ložiska jsou v hornoslezské pánvi a dolnoslezské pánvi, ve středočeských pánvích (zejména v kladenské a plzeňské pánvi) a v rosicko-oslavanské pánvi. Naše ložiska hnědého uhlí (včetně lignitu) mají třetihorní stáří. Jsou hlavně v severočeské pánvi; menší rozsah i význam mají hnědouhelné akumulace v sokolovské pánvi, chebské pánvi, v české části žitavské pánve a v jihomoravské lignitové pánvi. Sedimenty v prostoru ostravsko-karvinského revíru, jenž je součástí hornoslezské pánve, ukazují na paralicko-limnický vývoj; všechny ostatní uhelné pánve na území ČR jsou limnické.

Hornoslezská pánev – ložiska černého uhlí

*Hornoslezská pánev se rozkládá na území ČR a Polska (celková plocha je kolem 7000 km², z toho na ČR připadá asi 1600 km²). Naší ložiskově nejvýznamnější oblastí hornoslezské pánve je *ostravsko-karvinský revír* (zkráceně OKR), jižní část se někdy označuje jako *přiborsko-těšínský revír* (zkráceně PTR) – hranici mezi OKR a PTR tvoří linie probíhající přibližně mezi Paskovem a Českým Těšínem (dobývací prostory*

dolu Paskov jsou součástí PTR). Nejmladšími vrstvami v profilu naší části hornoslezské pánve jsou čtvrtohorní sedimenty (sprašové hlíny, písky, štěrky...). Pod nimi se v OKR nachází mocný komplex miocenních jílu, jílovců, slínů a slínovců s písčitými horizonty. Miocenní sedimenty zde tvoří bezprostřední nadloží karbonských vrstev. Na styku karbonu s miocénem je na značné ploše vyvinuta poloha písků až štěrku, dosahující mocnosti místy i přes 100 m, která obsahuje silně mineralizovanou vodu a plyny (CH₄, CO₂). Tato poloha písků a štěrku je v OKR označována jako „detrit“. V historii OKR byl „detrit“ příčinou katastrofálních průvalů vod („tekutých písků“) do důlních prostor, přičemž tyto průvaly vod byly často provázeny i erupcemi plynů výše uvedeného složení. V prostoru PTR leží na karbonských vrstvách mohutný komplex hornin slezského a subslezského příkrovu. Horninové složení je zde pestřejší než v OKR (jíly, jílovce, slíny, slínovce, vápence, pískovce a magmatity křídového stáří – těšiny a pikrity). Na zemský povrch vystupuje uhlonosný karbon jen v ojedinělých výchozech v OKR (v Ostravě, Petřvaldu, Orlové a Karviné). Jižním směrem od oblasti výchozů se uhlonosný karbon noří stále hlouběji pod Moravskoslezské Beskydy a v úseku Frenštát-Trojanovice se karbon nachází v hloubce 850 až 1250 m pod současným povrchem.

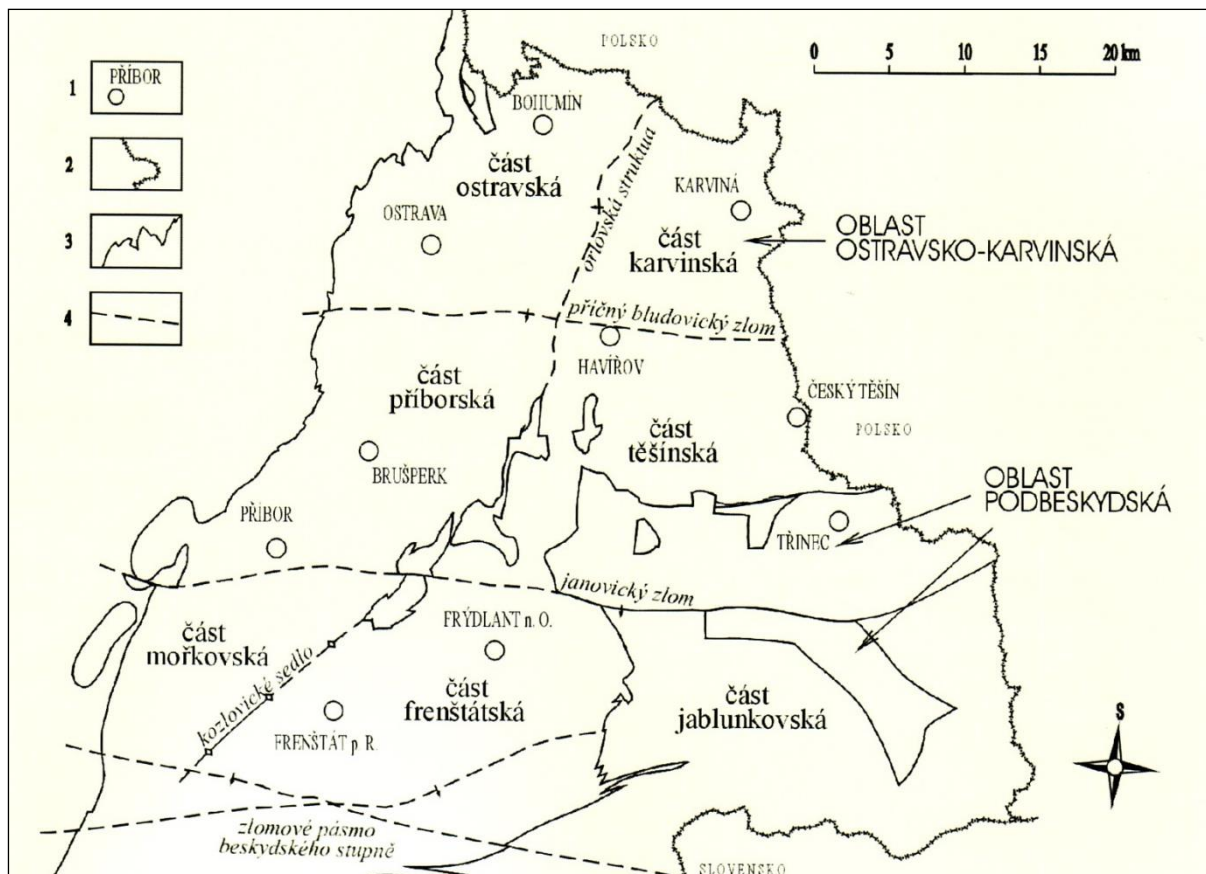


Obr. 5.1-1. Odkrytá geologická mapa karbonu hornoslezské pánve na území ČR (Dopita, Havlena, Pešek 1985 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 až 3 – karvinské souvrství: 1 – doubravské a sušské vrstvy, 2 – sušské a sedlové vrstvy, 3 – sedlové vrstvy; 4 a 5 – ostravské souvrství: 4 – porubské a jaklovecké vrstvy, 5 – hrušovské a petřkovičské vrstvy; 6 – dinant (kulm), 7 – devon a dinant (karbonátový vývoj); 8 – porucha michálkovičská (MP) a orlovská (OP): a = doly ověřený průběh, b = předpokládaný průběh; 9 – zlomy základního významu; 10 – ostatní zlomy; 11 – významná ložiska plynu s čísly v kroužku: 1 – Žukov; 2 – Bruzovice; 3 – Staříč; 4 – Krmelín; 5 – Příbor-sever; 6 – podzemní zásobník plynu Příbor-jih.

Zdroj: Dopita, M., Havlena, V., Pešek, J. (1985): *Ložiska fosilních paliv. SNTL Praha a Alfa Bratislava.*

Uhlonosný svrchní karbon se v naší části hornoslezské pánve dělí na dvě základní jednotky: ostravské souvrství (paralické) a karvinské souvrství (limnické). V ostravském souvrství, jehož mocnost u Ostravy dosahuje až 3000 m, se v cyklech střídají jílovce, prachovce, pískovce a uhelné sloje (mocnost většiny slojí nedosahuje 1 m). Mocnost karvinského souvrství je v průměru přes 800 m. Ve spodnější části karvinského souvrství převažují hrubozrnnější sedimenty (slepence, pískovce), směrem do nadloží dochází k jejich zjemňování. Průměrná mocnost uhelných slojí je větší než v ostravském souvrství a činí v průměru kolem 1,6 m. – Odkrytá geologická mapa naší části hornoslezské pánve je na obr. 5.1-1, z něž je zřejmé jak rozšíření produktivního karbonu, tak i členění ostravského a karvinského souvrství. Dělení hornoslezské pánve na jednotlivé části (na území ČR) je zřejmé z obr. 5.1-2.



Obr. 5.1-2. Jednotlivé části hornoslezské pánve na území České republiky (Martinec et al. 2005).

Zdroj: Martinec, P., Jirásek, J., Kožušníková, A., Sivek, M. (eds.) (2005): Atlas uhlí české části hornoslezské pánve. Anagram Ostrava.

Zdroj informací o ložiskách hornoslezské pánve:

Dopita, M., Aust, M., Brieda, J., Černý, I., Dvořák, P., Fialová, V., Foldyna, J., Grmela, A., Grygar, R., Hoch, I., Honěk, J., Kaštanovský, V., Konečný, P., Kožušníková, A., Krejčí, B., Kumpera, O., Martinec, P., Merenda, M., Müller, K., Novotná, E., Ptáček, J., Purkyňová, E., Řehoř, F., Strakoš, Z., Tomis, L., Tomšík, J., Valterová, P., Vašíček, Z., Vencl, J., Žídková, S. (1997): Geologie české části hornoslezské pánve. MŽPČR Praha.

Dopita, M., Havlena, V., Pešek, J. (1985): Ložiska fosilních paliv. SNTL Praha a Alfa Bratislava.

Dopita, M., Kumpera, O. (1993): Geology of the Ostrava-Karviná coalfield, Upper Silesian Basin, Czech Republic, and its influence on mining. – Int. J. Coal Geol. 23: 291–21.

Grygar, R., Adamusová, M., Doležalová, J., Kalendová, J. (1989): Strukturální pozice a paleodynamický vývoj hornoslezské pánve, zvláště její karvinské části, vzhledem ke genezi důlních ořesů. – Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol. 35: 39–89.

Hýlová, L., Jureczka, J., Jirásek, J., Sivek, M., Hotárková, J. (2013): The Petřkovice Member (Ostrava Formation, Mississippian) of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland). – Int. J. Coal Geol. 106: 11–24.

- Jirásek, J., Opluštil, S., Sivek, M., Schmitz, M.D., Abels, H.A. (2018): Astronomical forcing of Carboniferous paralic sedimentary cycles in the Upper Silesian Basin, Czech Republic (Serpukhovian, latest Mississippian): New radiometric ages afford an astronomical age model for European biozonations and substages. – *Earth-Science Reviews* 177: 715–741.
- Kumpera, O. (1990): Přehled paleozoika v podloží svrchně karbonských uhlonosných molas hornoslezské pánve. – *Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol.* 36: 91–106.
- Martinec, P., Jirásek, J., Kožušnicková, A., Sivek, M. (eds.) (2005): *Atlas uhlí české části hornoslezské pánve*. Anagram Ostrava.
- Pešek, J., Sivek, M. (2012): *Uhlonosné pánve a ložiska černého a hnědého uhlí České republiky*. Česká geologická služba Praha.
- Rozložník, L., Havelka, J., Čech, F., Zorkovský, V. (1987): *Ložiska nerostných surovin a ich vyhledávanie*. Alfa Bratislava a SNTL Praha.
- sine (2003): *Uhelné hornictví v ostravsko-karvinském revíru*. Anagram Ostrava.
- Sivek, M., Jirásek, J., Sedláčková, L., Čáslavský, M. (2010): Variation of moisture content of the bituminous coals with depth: A case study from the Czech part of the Upper Silesian Coal Basin. – *Int. J. Coal Geol.* 84: 16–24.
- Straka, P., Endrýsová, J., Zubková, H. (1998): *Strukturní rysy uhlí OKR*. – *U-R-GP* 5 (3): 99–102.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): *Hornické památky České republiky*. Academia Praha.

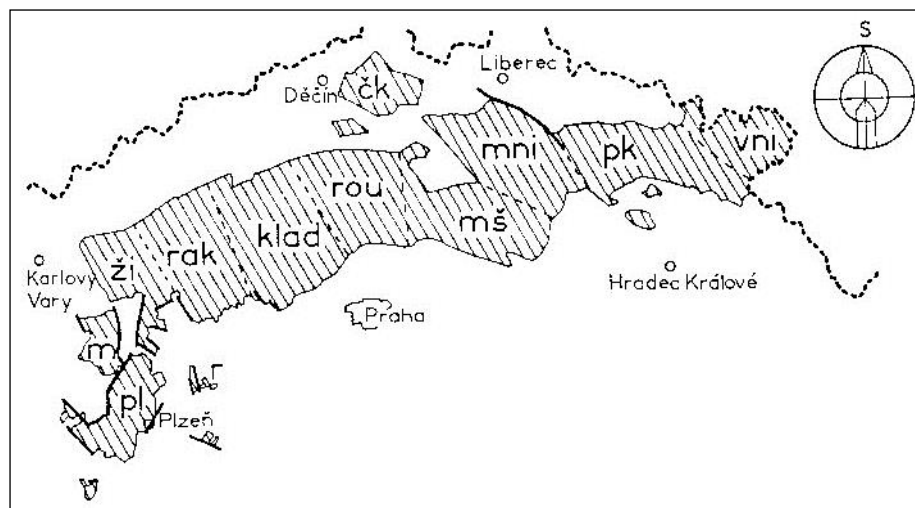
Středočeské pánve, podkrkonošská pánev a vnitrosudetská pánev – ložiska černého uhlí

Středočeské pánve tvoří téměř souvislý pruh, který se táhne od Dobřan u Plzně, přes Rakovník, Kladno, Mělník až do okolí Mladé Boleslavi. Celková rozloha středočeských pánví je kolem 3500 km². Dílčími permokarbonskými pánvemi tohoto pruhu jsou: *plzeňská pánev*, *manětínská pánev*, *radnická pánev*, *žihelská pánev*, *rakovnická pánev*, *kladenská pánev*, *roudnická pánev*, *českokamenická pánev* a *mšenská pánev* (obr. 5.1-3). Asi polovina plochy středočeských pánví je zakryta křídovými sedimenty nebo terciárními klastiky a vulkanity. Sloje černého uhlí jsou vázány na slánské souvrství a zejména kladenské souvrství (obě jsou karbonská). Průměrná mocnost slojí těžených ve dvou nejvýznamnějších pánvích (kladenské a plzeňské) se pohybovala v rozpětí 2 až 3 m.

Severně od mšenské pánve leží *mnichovohradištská pánev*, východně od ní *podkrkonošská pánev*, která je hronovsko-poříčskou poruchou oddělena od pánve, označované jako *vnitrosudetská pánev* nebo *dolnoslezská pánev* (viz obr. 5.1-3). *Dolnoslezská (vnitrosudetská) pánev* je elipsovitá, sz. směrem protažená deprese, jejíž zhruba 2/3 leží na území Polska, zbytek na našem území mezi Žaclěrem a Hronovem. Černouhelné sloje jsou u nás hlavně v žaclěřském a odolovském souvrství karbonského stáří. Mocnost uhelných slojí je zde kolem 1 m.

Zdroj informací o ložiskách středočeských pánví, podkrkonošské pánve a vnitrosudetské pánve:

- Dopita, M., Havlena, V., Pešek, J. (1985): *Ložiska fosilních paliv*. SNTL Praha a Alfa Bratislava.
- Kolektiv (2006): *Dobývání uhlí na Kladensku*. OKD, a.s. Ostrava.
- Pešek, J., Sivek, M. (2012): *Uhlonosné pánve a ložiska černého a hnědého uhlí České republiky*. Česká geologická služba Praha.
- Rozložník, L., Havelka, J., Čech, F., Zorkovský, V. (1987): *Ložiska nerostných surovin a ich vyhledávanie*. Alfa Bratislava a SNTL Praha.
- Zelenka, J., Živor, R. (2019): *Hornické památky České republiky*. Academia Praha.
- Žáček, V. (1999): *Minerály dolů kladenského revíru*. – *Minerál* 7 (5): 381–388.



Obr. 5.1-3. Rozšíření limnického permokarbonu v západní a severní části Českého masivu (permokarbon je na povrchu někdy zakryt křídou) (Petránek 1993 – upraveno).

Pánve: pl – plzeňská; m – manětínská; r – radnická; ži – žihelská; rak – rakovnická; klad – kladenská; rou – roudnická; čk – českokamenická; mš – mšenská; mni – mnichovohradišťská; pk – podkrkonošská; vni – vnitrosudetská (dolnoslezská).

Zdroj: Petránek, J. (1993): *Malá encyklopedie geologie. Nakladatelství JIH, České Budějovice.*

Rosicko-oslavanská pánev – ložiska čeného uhlí

Rosicko-oslavanská pánev leží v jižní části boskovické brázdy vyplněné permokarbonskými klastiky (pískovce, aleuropelity, arkózy, slepence). Sloje černého uhlí karbonského a permského stáří jsou tektonicky silně postižené, jejich mocnost je velmi proměnlivá (průměrná mocnost dobývaných slojí činila kolem 2 m).

Zdroj informací o ložiskách rosicko-oslavanské pánve:

Dopita, M., Havlena, V., Pešek, J. (1985): *Ložiska fosilních paliv. SNTL Praha a Alfa Bratislava.*

Houzar, S., Hršelová, P. (2016): *Přehled historie výzkumů permokarbonských sedimentů jižní části boskovické brázdy (Část 1. Historie dolování a mineralogie). – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol. 101 (1–2): 3–32.*

Houzar, S., Hršelová, P., Gilíková, H., Buriánek, D., Nehyba, Š. (2017): *Přehled historie výzkumů permokarbonských sedimentů jižní části boskovické brázdy (Část 2. Geologie a petrografie). – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol. 102 (1–2): 3–65.*

Malý, L. (1993): *Formování sedimentační pánve permokarbonu boskovické brázdy a vývoj svrchnostefanské sedimentace v rosicko-oslavanské pánvi. In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, 87–99. Moravské muzeum Brno a PřF MU Brno.*

Malý, L., Uhrová, J. (1983): *Nové poznatky z geologie permokarbonu boskovické brázdy v rosicko-oslavanské pánvi. – Čas. Morav. muz., Vědy přír. 68: 31–42.*

Malý, L., Uhrová, J. (1989): *Rosicko-oslavanská pánev ve světle nových geologických poznatků. – Čas. Morav. muz., Vědy přír. 74: 69–73.*

Pešek, J., Holub, V., Jaroš, J., Malý, L., Martínek, K., Prouza, V., Spudil, J., Tásler, R. (2001): *Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. Český geologický ústav Praha.*

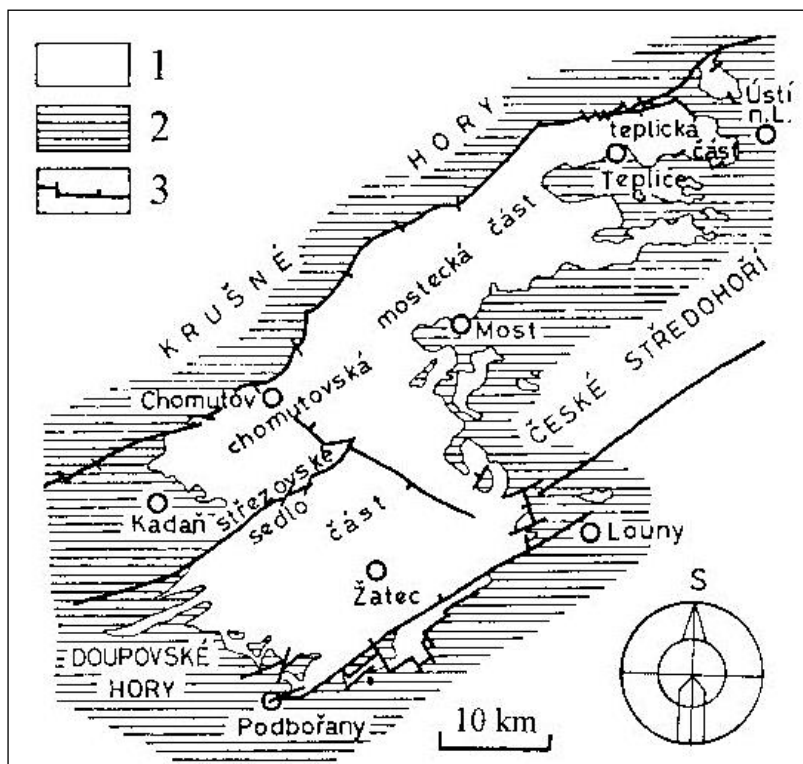
Pešek, J., Sivek, M. (2012): *Uhlonosné pánve a ložiska černého a hnědého uhlí České republiky. Česká geologická služba Praha.*

Rozložník, L., Havelka, J., Čech, F., Zorkovský, V. (1987): *Ložiska nerostných surovin a ich vyhledávanie. Alfa Bratislava a SNTL Praha.*

Zelenka, J., Živor, R. (2019): *Hornické památky České republiky. Academia Praha.*

Severočeská pánev – ložiska hnědého uhlí

Severočeská pánev je naší nejvýznamnější hnědouhelnou pánví. Má rozlohu kolem 1400 km², z nichž 850 km² je uhlonosných. Uhelná sloj je součástí terciární sedimentární výplně této pánve. Severočeská pánev se dělí na tři části označované jako *chomutovská pánev*, *mostecká pánev* a *teplická pánev* (obr. 5.1-4). Nej kvalitnější uhlí je v mostecké pánvi (stupeň prouhelnění je nejvyšší v jejím centru); v mostecké pánvi je i největší mocnost uhelné sloje (obvykle 20 až 30 m, u Záluží byla zjištěna maximální mocnost 55 m).



Obr. 5.1-4. Severočeská pánev a její členění (Petránek 1993 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – miocen; 2 – starší útvary; 3 – zlom.

Zdroj: Petránek, J. (1993): *Malá encyklopedie geologie*. Nakladatelství JIH, České Budějovice.

Zdroj informací o ložiskách severočeské pánve:

Bouška, V., Dvořák, Z. (1997): *Nerosty severočeské hnědouhelné pánve*. Nakladatelství Dick Praha.

Dopita, M., Havlena, V., Pešek, J. (1985): *Ložiska fosilních paliv*. SNTL Praha a Alfa Bratislava.

Elznic, A. (1973): Sedimenty neogénu a vývoj uhelné sloje v mostecké části severočeské pánve. – Sbor. geol. Věd, Geol. 24: 175–204.

Elznic, A., Čadková, Z., Dušek, P. (1998): Paleogeografie terciárních sedimentů severočeské pánve. – Sbor. geol. Věd, Geol. 48: 19–46.

Frantál, B. (2016): Living on coal: Mined-out identity, community displacement and forming of anti-coal resistance in the Most region, Czech Republic. – *Resources Policy* 49: 385–393.

Mach, K., Sýkorová, I., Konzalová, M., Opluštil, S. (2013): Effect of relative lake-level changes in mire-lake system on the petrographic and floristic compositions of a coal seam, in the Most Basin (Miocene), Czech Republic. – *Int. J. Coal Geol.* 105: 120–136.

Malkovský, M. et al. (1985): *Geologie severočeské hnědouhelné pánve a jejího okolí*. Ústřední ústav geologický Praha.

Pešek, J. et al. (2010): *Terciární pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky*. Česká geologická služba Praha.

Pešek, J., Sivek, M. (2012): *Uhlonosné pánve a ložiska černého a hnědého uhlí České republiky*. Česká geologická služba Praha.

Rozložník, L., Havelka, J., Čech, F., Zorkovský, V. (1987): Ložiská nerostných surovin a ich vyhľadavanie. Alfa Bratislava a SNTL Praha.

Rybář, J., Dobr, J. (1966): Vrásové deformace v severočeské hnědouhelné pánvi. – Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol. 5: 107–132.

Jihomoravská lignitová pánev – ložiska hnědého uhlí

Jihomoravská lignitová pánev leží na severním okraji vídeňské pánve, sz. od Hodonína. Rozloha pánve je něco přes 300 km². Uhelne sloje (kyjovská a dubňanská) jsou součástí miocénní výplně (jíly, písky, aleuropelity). Průměrná mocnost slojí je asi 3 m (max. 6 m). Uhlí je jen slabě prouhelněné.

Zdroj informací o ložiskách jihomoravské lignitové pánve:

Dopita, M., Havlena, V., Pešek, J. (1985): Ložiska fosilních paliv SNTL Praha a Alfa Bratislava.

Honěk, J. et al. (2001): Jihomoravský lignitový revír – komplexní studie. – Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. Tech. Univ. (Ostrava), Ř. horn.-geol. 47, Monogr. 3.

Pešek, J. et al. (2010): Terciární pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky. Česká geologická služba Praha.

Pešek, J., Sivek, M. (2012): Uhlonosné pánve a ložiska černého a hnědého uhlí České republiky. Česká geologická služba Praha.

Rozložník, L., Havelka, J., Čech, F., Zorkovský, V. (1987): Ložiská nerostných surovin a ich vyhľadavanie. Alfa Bratislava a SNTL Praha.

Poznámka – využití uhlí

Uhlí je využíváno jako energetická surovina v tepelných elektrárnách a teplárnách (to se týká hlavně hnědého uhlí, včetně lignitu) nebo slouží jako chemická surovina, která je zpracovávána při procesech označovaných jako koksování uhlí, zplyňování uhlí nebo hydrogenace uhlí.

Koksování je vysokoteplotní karbonizace černého uhlí (při cca 900°C) za nepřístupu kyslíku. Produktem koksování je koks (pevný zbytek po karbonizaci obsahující 95 až 98 % uhlíku, jenž je užíván jako kvalitní palivo nebo jako redukční látka), černouhelný dehet (kapalný produkt, často označovaný jako smola nebo živice) a karbonizační plyn (složený z molekulárního vodíku, methanu a oxidu uhelnatého – běžně je takto vyráběný plyn označován jako svítiplyn). V konkrétních případech může být vysokoteplotní karbonizace černého uhlí zaměřena na výrobu svítiplynu (v plynárnách) nebo spíše na výrobu koksu (v koksárnách).

Zplyňování uhlí je přeměna na plynné palivo nebo na suroviny pro výrobu kyslíkatých organických látek. Plyn vznikající zplyňováním za různých podmínek na různých technologických zařízeních má rozdílné složení a způsob využití (jde např. o tzv. generátorový plyn, vodní plyn nebo syntézní plyn).

Hydrogenací jsou z uhlí vyráběny nižší a střední uhlovodíky.

5.2 Kaustobiolity živičné skupiny

K ložiskově významným kaustobiolitům živičné řady patří ropa, uhlovodíkový zemní plyn a bitumenové písky. Z petrografického hlediska se k nim řadí ozokerit (zemní vosk) a asfalt. V poznámkách je v této kapitole stručně zmíněn i tzv. břidlicový plyn (v současnosti již místy ekonomicky velmi významný) a tzv. metanový led (v budoucnosti patrně energetická surovina zásadního významu).

Ropa je směs kapalných uhlovodíků, rozpuštěných pevných a plynných uhlovodíků a neuhlovodíkových organických sloučenin; ve variabilním množství je v těžené ropě přítomna voda a minerální příměs. V ropě jsou zastoupeny tři skupiny uhlovodíků: alkany (někdy označované jako parafiny), cykloalkany a aromatické uhlovodíky. Alkany mají obecný vzorec C_nH_{2n+2} , kde n může být v intervalu od 1 do 60. Alkany o složení CH_4 (metan) až C_4H_{10} (butan) jsou plynné, C_5H_{12} až $C_{16}H_{34}$ jsou kapalné, ostatní alkany jsou pevného skupenství. Vyšší alkany, počínaje oktanem C_8H_{18} , se v ropě vyskytují jen v malém množství. Cykloalkany s obecným vzorcem C_nH_{2n} jsou zastoupeny hlavně cyklopentanem C_5H_{10} a cyklohexanem C_6H_{12} . Aromatické uhlovodíky mají obecný vzorec C_nH_{2n-6} . Jejich zástupcem je benzén C_6H_6 . Zvláštní skupinu tvoří heterocyklické sloučeniny, které ve své molekule mají kromě uhlíku a vodíku také dusík, síru a kyslík. Množství heterocyklických sloučenin v ropě je jen malé. Složení ropy kolísá podle naleziště; některé druhy ropy obsahují převážně alkany (parafinické ropy), v jiných převládají cykloalkany (naftenické ropy) nebo aromatické uhlovodíky (aromatické ropy).

Uhlovodíkový zemní plyn (zjednodušeně jen „zemní plyn“) je směsí alkanů (převládá CH_4 , variabilní je obsah C_2H_6 a dalších uhlovodíků), v proměnlivém množství se na jeho složení podílí N_2 , He, CO_2 , H_2S .

Ozokerit a asfalt jsou pevné uhlovodíky, které vznikají oxidací ropy ve výchozech roponosných hornin nebo metamorfózou roponosných hornin. Ozokerit se tvoří z parafinických rop; asfalt vzniká z naftenických a aromatických rop.

Jak již bylo uvedeno, patří k procesům ropotvorby hnití a bituminace. **Hnití** probíhá většinou na dně vodních pánví, kde nedochází k cirkulaci vody a k přístupu vzduchu - při rozkladných procesech působí jen anaerobní bakterie. Hnití postihuje zejména plankton, drobné řasy a bakterie. Při hnití vzniká CH_4 (známé jsou úniky bahenního plynu v močálech), NH_3 , H_2O a H_2S . Produktem hnití je tzv. hnilokal (sapropel). V průběhu **bituminace** se hnilokal a další organické částice rozptýlené v sedimentech mění na ropu a uhlovodíkový zemní plyn. Sedimenty bohaté na organické příměsi, z nichž může vznikat ropa a uhlovodíkový zemní plyn, se označují jako ropomatečné. Obvykle jde o aleuropelity a pelity (jílové sedimenty), které se uložily ve vnitrokontinentálních mořích, v mořských zálivech nebo na šelfech. Ke tvorbě ropy dochází převážně v hloubkách 1 až 2 km při teplotě 60 až 150°C. Vznikající ropa je kapičkovitě rozptýlena v ropomatečné hornině.

Ke vzniku ložisek ropy a zemního plynu je nutné, aby se uhlovodíky vytvořené z rozptýlené organické hmoty přemístily do tzv. kolektorů (kolektorských hornin). Jako **kolektory** se označují relativně propustné pórovité horniny, které mají schopnost hromadit plyn nebo kapalinu. Kolektorskými horninami jsou nejčastěji písky, pískovce a slepence (jde o „zrnité kolektory“) nebo tektonicky postižené vápence, příp. i granity apod. (jde o „puklinové kolektory“). Kromě uhlovodíků je v kolektoru přítomna tzv. ložisková voda (jde o obyčejnou podzemní vodu, často mineralizovanou, nebo o fosilní mořskou vodu).

Migrace uhlovodíků uvnitř kolektoru vede k nahromadění ropy a uhlovodíkového zemního plynu v **ložiskové pasti**. Termínem ložisková past se označuje geologická struktura, v níž končí vnitrokolektorová migrace plynných a kapalných uhlovodíků a v níž dochází k jejich akumulaci v ložiskovém množství. Každá past je tvořena vlastní kolektorskou horninou a nadložním krycím prvkem, označovaným často jako **ekran**. Ekran je horninové prostředí, které svou neprostupností

Kanadě, Mexiku, Ekvádoru, Venezuele, Brazílii, Argentině i v britském a norském sektoru Severního moře.

Ložiska ropy a zemního plynu jsou u nás v karpatské čelní hlubině (*Dolní Dunajovice, Kostelany, Příbor, Žukov, Staříč*) a zejména ve vídeňské pánvi (*Hrušky, Gbely, Poddvorov*).

Vídeňská pánev zasahuje na naše území z Rakouska a Slovenska do širšího okolí Hodonína, kde jsou naše nejvýznamnější ložiska ropy a zemního plynu. Ta se zde vyskytují v miocenních sedimentech, jejichž celková mocnost dosahuje 5 až 6 km. Těžená ropa je velmi kvalitní – převládá parafinická ropa s nízkým obsahem síry.

Tvorba ropy a ji provázejícího uhlovodíkového zemního plynu byla výše objasněna v duchu organické (biogenní) teorie vzniku přírodních uhlovodíků, která má v současné době podstatně více zastánců než anorganická (abiogenní) teorie jejich vzniku. Podle anorganické teorie se uhlovodíky tvoří během anorganických procesů probíhajících v hlubších částech zemského tělesa. Ve prospěch této teorie svědčí např. přítomnost abiogenního metanu v sopečných plynech a také ve fluidech vystupujících ze zemského pláště podél riftových zón.

Klasifikace ropy a ropné standardy

Pro klasifikaci ropy je užíváno několik rozdílných metod. Ropa je charakterizována obsahy jednotlivých plynných uhlovodíků, síry, vody a anorganických solí, hustotou, viskozitou a bodem tuhnutí. Po stanovení těchto parametrů je ropa rozdestilována na užší frakce, je stanoven výtěžek (tedy podíl) jednotlivých frakcí, a stanoveny jsou vybrané vlastnosti těchto frakcí, zejména hustota, viskozita, bod tuhnutí, obsahy síry a dusíku, u lehčích frakcí skupinové složení (obsah alkanů, alkenů, cykloalkanů a aromátů), u těžších frakcí obsahy asfaltenů, vanadu, niklu a další vlastnosti.

Pro jednoduchou klasifikaci ropy je nejvýznamnějším parametrem její hustota, z níž lze usuzovat např. na obsah frakce. Hustota ropy (a také jednotlivých frakcí) se udává buď obdobně jako hustota minerálů v $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, případně $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (v případě ropy je udávána hustota při 60 °F, tj. 15,6 °C), nebo ve stupních API. Podle hustoty se ropa dělí na lehkou (pod 0,87 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, nad 31,1 °API), středně těžkou (0,87 až 0,92 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, 22,3 až 31,1 °API), těžkou (0,92 až 1,00 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, 10,0 až 22,3 °API) a extra těžkou (nad 1,00 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, pod 10,0 °API). Nutno poznamenat, že různé organizace mají pro rozčlenění na čtyři výše uvedené typy ropy rozdílné hustotní hranice (hodnoty výše uvedené jsou podle CFE, tj. kanadské společnosti Centre for Energy).

Na základě obsahu síry se ropy dělí na nesírné (obsah S pod 0,20 hmot. %), málo sírné (0,21 až 0,50 hmot. % S), sírné (0,51 až 3,0 hmot. % S) a velmi sírné (nad 3,0 hmot. % S). Zjednodušeně lze na základě obsahu síry ropy dělit na sladké (angl. sweet), které obsahují méně než 0,5 hmot. % S, a na kyselé (sour), které mají nad 0,5 hmot. % S. I v tomto případě může být hraniční obsah síry mezi sladkou a kyselou ropou na jiné hodnotě (např. 1,0 hmot. % S).

Podle obsahu tuhých uhlovodíků (parafinů), které lze z ropy po jejím ochlazení na určitou teplotu oddělit, jsou ropy děleny na parafinické (obsah parafinu je nad 2,0 hmot. %), poloparafinické (obsah parafinu je 1,0 až 2,0 hmot. %) a neparafinické (obsah parafinu je pod 1,0 hmot. %).

Vytěžená ropa se obvykle srovnává s nějakým regionálním standardem (to je důležité mimo jiné pro stanovení její ceny). Příkladem ropných standardů je Brent (ropný standard pro Severní moře), Ekofisk (pro Norsko), Dubaj (pro Střední východ), Arabská lehká (pro Saudskou Arábii), Bachequero (pro Venezuelu), Bonny Light a Brass River (pro Nigérii) nebo WTI (standard používaný USA – tzv. západotexaský průměr „West Texas Intermediate“).

Zpracování a využití ropy

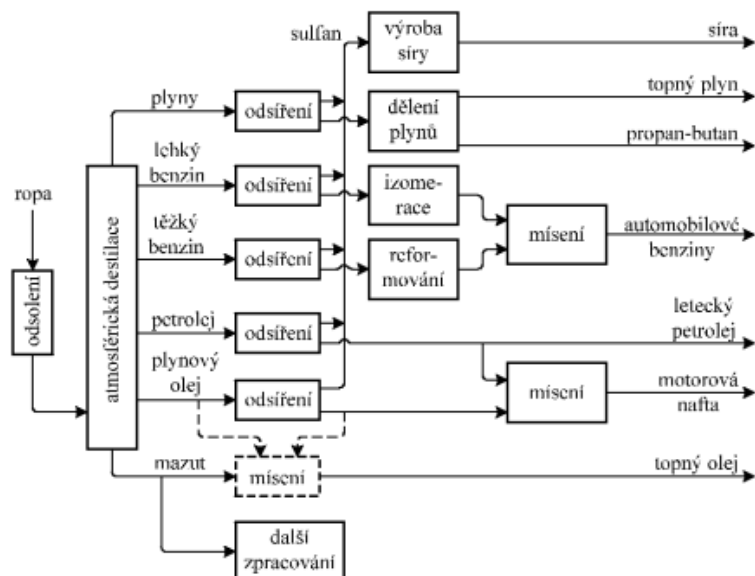
Ropa je zpracovávána rozdílnými technologickými postupy v závislosti jak na jejím složení, tak na povaze a množství požadovaných produktů. Ropa je zpracovávána v rafinériích, na něž mohou navazovat petrochemické závody.

Vytěžená ropa má značný podíl vody (ve formě emulze). Již v místě těžby je značná část vody z ropy odstraňována, a to společně s anorganickými solemi v ní obsaženými. Proto ropa dopravovaná do rafinérií obsahuje obvykle jen do 0,2 obj. % vody.

V rafinérii lze ropu zpracovávat tzv. atmosférickou destilací, při níž se ropa rozdestiluje na plyny (ty se obvykle odsiřují a následně rozdělují na dvě frakce, a to topný plyn, obsahující hlavně metan a etan, a druhou frakci, v níž dominuje propan a butan), lehký benzín, těžký benzín (obě frakce benzínu slouží k výrobě automobilových benzínů), petrolej (využívaný jako letecký petrolej), plynový olej (samostatně nebo ve směsi s petrolejem se používá jako motorová nafta); destilační zbytek z atmosférické destilace se označuje jako mazut. Mazut může být zpracováván tzv. vakuovou destilací a následným tepelným štěpením (pyrolýzou, v této souvislosti obvykle označovanou termínem krakování), a to opět na topný plyn, propan-butan, lehký benzín, těžký benzín, petrolej, plynový olej a topný olej. Vakuovým zbytkem je asphalt, jenž se používá jako hydroizolační materiál nebo na zhotovování povrchové vrstvy vozovek, avšak asphalt může být v rafinérii krakován, a produkty tohoto krakování mohou být děleny na již výše uváděné frakce. Štěpné procesy užívané v rafinériích umožňují zvýšení produkce benzínu a nafty, a to na úkor topných olejů, po nichž je relativně malá poptávka.

Blokové schéma obvyklého zpracování frakcí z atmosférické destilace ropy (Blažek, Rábl 2006):

Zdroj: Blažek, J., Rábl, V. (2006): *Základy zpracování a využití ropy. 2. vydání. Vysoká škola chemicko-technologická v Praze (publikace byla v době přípravy rukopisu tohoto skriptu dostupná on-line).*



Ropa není totéž co nafta, ale...

Český název ropa (převzatý z polštiny) je pro pojmenování výše charakterizovaného kaustobiolitu užíván relativně krátce. Ještě v polovině 20. století se tato surovina v češtině běžně označovala jako „nafta“ nebo (méně často) jako „petrolej“. V současném názvosloví ropných produktů je termín „nafta“ používán výhradně jako součást názvů „motorová nafta“ nebo „bionafta“, což je kapalné palivo pro vznětové motory. Ropa a nafta tedy v současné terminologii nejsou totéž. Nutno poznamenat, že i v současnosti mohou být v některých souvislostech oba termíny považovány za synonyma – příkladem může být název firmy Moravské naftové doly (založené v roce 1958, nyní Moravské naftové doly a. s.) se sídlem v Hodoníně, zabývající se vyhledáváním a těžbou ropy a zemního plynu na území České republiky, zejména však v zahraničí. Termín „petrolej“ podle naší nomenklatury označuje jednu z destilačních frakcí ropy a produkty z ní vyrobené (letecký petrolej a petrolej na svícení).

V angličtině je pro ropu používán název „petroleum“ (z lat. „skalní olej“). V americké angličtině se vedle tohoto názvu používá též označení „crude oil“ nebo jen „oil“ ve smyslu „surová ropa“, tj. surovina vytěžená z ložiska, zbavená pouze hrubých nečistot (vody, písku a plynů).

S ropnými ložisky bývají prostorově a geneticky spjaty **bitumenové písky**, označované též jako **ropné písky**, **asfaltové písky** nebo **dehtové písky**. Bitumenové písky obsahují vedle dominantní anorganické pevné fáze (dále označované jako „písčítá zrna“, i když toto označení může být v řadě případů petrograficky nepřesné nebo i zcela nesprávné) značný podíl vody a také bitumenu (na ekonomicky významných akumulacích je 10 až 20 obj. % bitumentu). Voda a bitumen jsou přítomny v intergranulárách (pórech) mezi písčitými zrny. Na řadě ložisek jsou písčítá zrna hydrofilní, což způsobuje, že jsou obklopena tenkou vrstvičkou vody, která pak odděluje písčítá zrna od bitumenu ve vnitřní části porů (to usnadňuje uvolnění bitumenu při jeho těžbě).

Akumulace bitumenových písků v poměrně malých hloubkách (od povrchu do max. 1 km). Bitumen je zpravidla považován za těžký zbytek ropy, která při migraci vystoupila relativně blízko k zemskému povrchu. Na transformaci ropy na bitumen se zde podílelo ve vzájemné kombinaci několik procesů: biodegradace, vymývání vodou, abiotická oxidace, odpařování těkavějších frakcí a další. Mezi bitumeny z bitumenových písků a je provázecími extra těžkými ropami neexistuje ostré rozhraní. Jejich vlastnosti mohou být velmi podobné. Hlavním rozdílem je viskozita, která je u bitumenu vyšší než u extra těžké ropy (nutno poznamenat, že viskozita u obou hmot výrazně závisí na teplotě – s rostoucí teplotou klesá).

Obrovská ložiska bitumenových písků a extra těžké ropy jsou na území Kanady, Nigérie, Kazachstánu, Ruska a Venezuely.

Břidlicový plyn

Břidlicový plyn je uhlovodíkový zemní plyn (metan) vázaný na sedimentární horniny charakteru aleuritů nebo pelitů (břidlice různé petrografické povahy, slínovce, jílovce a siltovce), zpravidla s vysokým obsahem organického uhlíku. Břidlicový plyn se nachází v mateční hornině, v níž se vytvořil termickým nebo bakteriálním rozkladem organické hmoty. Mateční hornina tedy plní funkci kolektoru a současně i nepropustného prostředí, které v sobě plyn uzavírá. Plyn je přítomen zčásti v pórech a na případných trhlinách, zčásti je adsorbován na organickou substanci (kerogen). Vzhledem k nízké propustnosti mateční horniny lze břidlicový plyn těžít vrty až po jejím hydraulickém štěpení („frakování“), jímž se v hornině vytvoří trhliny nezbytné pro migraci plynu.

Významná ložiska břidlicového plynu jsou v USA, Kanadě a Číně. Pokud jde o území České republiky, existují úvahy o akumulacích břidlicového plynu například v pelitických sedimentech flyšového pásma Západních Karpat, ve spodnokarbonských břidlicích Dražanské vrchoviny či v permokarbonských sedimentech na Kladensku, Rakovnicku nebo v Podkrkonoší. Na základě stavu poznání dané problematiky v době zpracování tohoto učebního textu nelze na území ČR očekávat těžitelná ložiska.

Metanový led

Hydrát metanu (označovaný též jako metanový led, v populární literatuře jako hořlavý led) je pevná látka vzhledem podobná ledu, v níž je v dutinách krystalové struktury vodního ledu přítomen metan (jde o klatrát metanu). Množství metanu vázaného v hydrátu je značné (1 m³ pevného hydrátu obsahuje v průměru asi 164 m³ metanu v plynné formě). Hydrát metanu vzniká bakteriálním rozkladem nekromasy v nedokonalé oxidačních podmínkách (nad podmínkami ropného okna a produkční zónou metanu) nebo i termálním rozkladem organické hmoty (např. ropy).

Hydrát metanu se vyskytuje v mořských sedimentech, nejčastěji v oblastech s několikasetmetrovou hloubkou mořské vody (potencionální ložiska víceméně lemují velké úseky mořských pobřeží), zjištěn byl i v sedimentech pod dny hlubokých částí oceánů. Akumulace hydrátu metanu mohou vystupovat na mořské dno, obvykle jsou však hluboko v sedimentech pod mořským dnem (několik set metrů a více). Na kontinentech byly akumulace hydrátu metanu zjištěny bezprostředně pod permafrostem (tj. věčně zmrzlou půdou) například na Sibiři, Aljašce a v severní části Kanady. Akumulace hydrátu metanu jsou známy i z jezerních sedimentů (např. Kaspické moře).

Hydrát metanu je potenciálně obrovským zdrojem energie. Pokusná těžba hydrátu metanu uloženého pod mořským dnem byla zahájena v roce 2013 v mořském příkopu Nankai u japonského ostrova Honšú (z hloubky kolem 300 m pod mořským dnem).

6 Podzemní voda jako nerostná surovina

Z ekonomického hlediska jsou podzemní vody nejvýznamnější nerostnou surovinou. Základní podmínkou existence podzemních vod je pórovitost horninového prostředí. Póry jsou z hydrogeologického hlediska všechny prostory v hornině, které nejsou vyplněny pevnou fází, a to bez ohledu na jejich původ, tvar, velikost a další charakteristické znaky (jde tedy o pukliny, intergranulární prostory, kaverny apod.). Oběh a akumulace podzemních vod v horninovém prostředí, jejich množství a chemické složení závisí na petrografickém složení a tektonickém postižení hornin, přes něž podzemní vody procházejí, na geologické stavbě oblasti, morfologii povrchu a klimatických poměrech. Tyto závislosti se projevují i na našem území. Oblasti krystalinika v ČR se obvykle vyznačují poměrně hustou sítí pramenných vývěrů, ale jejich vydatnost je zpravidla nízká. V oblastech tvořených paleozoickými jílovými břidlicemi, pískovci, křemenci, drobnými a slepenci (např. Barrandien, Dražanská vrchovina, Nízký Jeseník, Oderské vrchy) jsou prameny ojedinělé a jejich vydatnost je nepatrná. Hydrogeologicky významné jsou oblasti zkrasovělých paleozoických vápenců např. v Železných horách, Mladečském krasu a Moravském krasu. Na podzemní vodu jsou bohaté sedimenty české křídové tabule – na řadě míst byly navrtány horizonty artézských vod. Polohy písků v komplexu terciálních sedimentů jsou zdrojem podzemních vod v budějovické a třeboňské pánvi. Velké množství podzemní vody se získává z kvartálních sedimentů v údolních nivách (např. údolní niva řeky Moravy je zdrojem vody pro Olomouc a další města). V některých oblastech je kvalitní podzemní voda čerpána ze zatopených dolů (např. u Šternberka).

Podzemní vody se zvýšeným obsahem rozpuštěných pevných látek nebo plynů, nebo se zvýšenou teplotou, nebo se zvýšenou radioaktivitou se označují jako **minerální vody**. Převážná část minerálních vod se formuje z povrchových vod, které pronikly do větších hloubek, kde se při styku s okolním horninovým prostředím postupně obohacovaly minerálními látkami a také plyny a současně se ohřívaly na teplotu okolních hornin. Za určitých geologických podmínek mohou takto vytvořené roztoky vystupovat zpět na zemský povrch a vytékat jako teplé minerální vody. V určitém množství mohou minerální vody obsahovat složky juvenilního původu (jde např. o minerální vody s čistě juvenilním CO_2). Geneticky zcela odlišnou skupinu představují minerální vody mořského původu – jde o fosilní zbytky mořské vody nebo vod slaných jezer, které byly uzavřeny v horninách v průběhu jejich sedimentace.

Minerální vody se klasifikují podle obsahu rozpuštěných plynů, celkové mineralizace, převládajících anionů a kationů, biologicky a farmakologicky významných součástí, osmotického tlaku, radioaktivity a teploty při vyvěrání.

Podle teploty lze minerální vody dělit na studené minerální vody (tzv. akrotopegy), jejichž teplota nepřesahuje $25\text{ }^\circ\text{C}$, teplice (termy) o teplotě nad $25\text{ }^\circ\text{C}$; minerální vody s teplotou nad $50\text{ }^\circ\text{C}$ se označují jako horké (hypertermální) minerální vody. Jako prosté teplice (akrotopergy) se označují minerální vody o teplotě nad $25\text{ }^\circ\text{C}$, ale jen s malým obsahem rozpuštěných pevných látek a plynů.

Podle obsahu anionů a kationů rozdělujeme minerální vody do několika skupin: slané (muriatické) vody (převažují iony Na^+ a Cl^-), glauberové (salinické) vody (převažují iony Na^+ a SO_4^{2-}), alkalické vody (převažují iony Na^+ a HCO_3^-), zemité vody (převažují iony Ca^{2+} , Mg^{2+} a HCO_3^-), sádrovcové vody (převažují iony Ca^{2+} a SO_4^{2-}) a hořké vody (převažují iony Mg^{2+} a SO_4^{2-}). Minerální vody s vysokým obsahem Fe se označují jako železnaté vody, s vysokým obsahem HS^- nebo volného H_2S jako sirovodíkové vody, s vysokým obsahem jódu jako jódové vody apod. Minerální vody s vysokým obsahem CO_2 se označují jako uhličitě vody nebo kyselky.

Území ČR je mimořádně bohaté na přírodní minerální vody různého složení a geneze. V následujícím přehledu jsou uvedeny jen nejvýznamnější lokality: *Karlovy Vary* (teplé až horké alkalické zemité glauberové slané kyselky, z nejteplejšího pramene Vřídlo vyvěrají vody o teplotě $73\text{ }^\circ\text{C}$), *Mariánské Lázně* (studené alkalické glauberové slané kyselky), *Františkovy Lázně* (studené

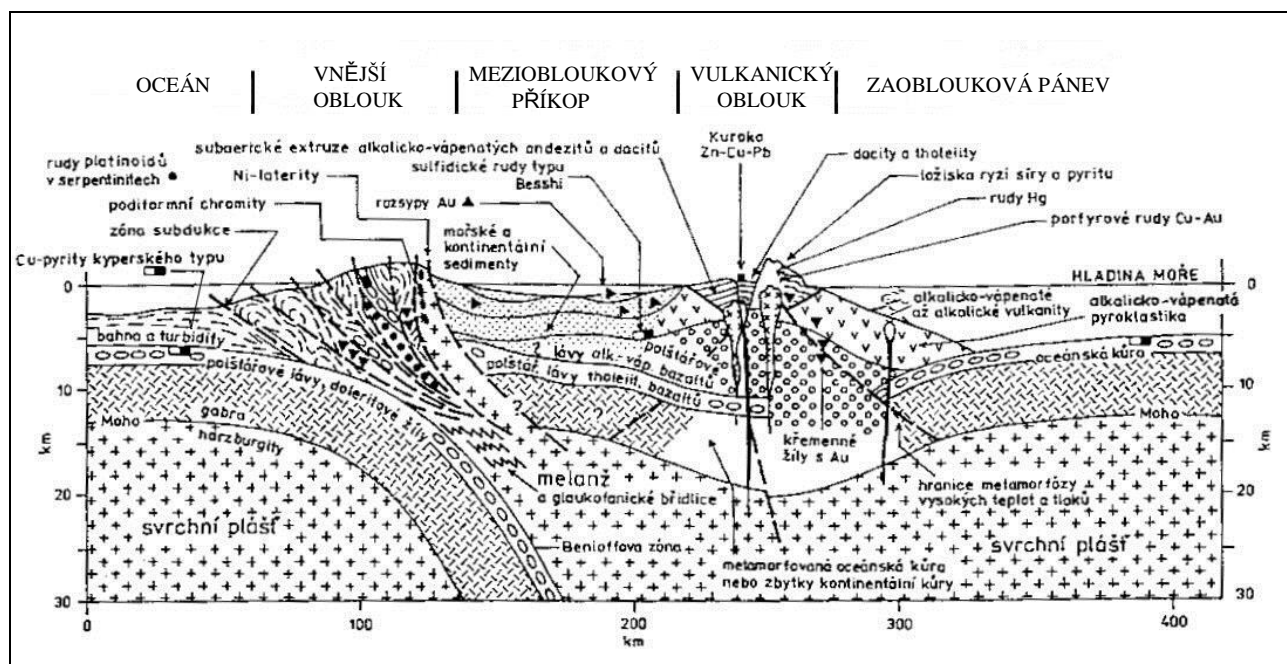
alkalické glauberové kyselky), *Kyselka* (vsv. od Karlových Varů, studená alkalická zemitá kyselka „Mattoni“), *Korunní* (jz. od Klášterce nad Ohří, studená alkalická zemitá kyselka), *Jáchymov* (studené až teplé radioaktivní kyselky), *Teplíce* (prosté teplíce s různou radioaktivitou), *Vratislavice nad Nisou* (studená alkalická slabě radioaktivní kyselka), *Poděbrady* a okolí (alkalické zemité kyselky, např. „Poděbradka“), *Běloves* (u Náchoda, studená alkalická, resp. alkalická zemitá kyselka), *Karlova Studánka* (studená zemitá kyselka), *Ondrášov* (jz. od Moravského Berouna, studená zemitá kyselka „Ondrášovka“), *Slatinice* (zjz. od Olomouce, studená slaná alkalická zemitá sirovodíková minerální voda), *Horní Moštěnice* (j. od Přerova, studená zemitá málo slaná kyselka, označovaná jako „Hanácká kyselka“ nebo „Moštěnka“), *Teplíce nad Bečvou* (studená zemitá kyselka), *Luhačovice* (studená alkalická slaná jodobromová kyselka – např. „Vincentka“), *Šaratice* (jv. od Brna, studená glauberová, resp. glauberová sádrovcová minerální voda „Šaratica“).

7 Rozmístění endogenních a endo-exogenních ložisek v návaznosti na globální tektoniku litosférických desek

Každé ložisko rud a mnoha typů nerudných surovin představuje určitou geochemickou anomálii v zemské kůře, která je výsledkem koncentračních procesů. Tyto procesy jsou velmi rozmanité. Průběh a výsledek ložiskotvorných procesů závisí do značné míry na tom, v které části zemské kůry a v jakém geotektonickém prostředí se odehrávají. Charakter geotektonického prostředí zásadně ovlivňuje vznik a povahu endogenních a endo-exogenních mineralizací. Ve většině případů je jejich formování určitým způsobem spjata s procesy probíhajícími na deskových rozhraních. V duchu teorie tektoniky litosférických desek lze v prostoru deskových rozhraní rozlišit čtyři základní typy geotektonického prostředí: a) divergentní deskové rozhraní, b) konvergentní deskové rozhraní se subdukční zónou, c) kolizní pásmo, d) transformní zlom. Procesy probíhající na rozhraních litosférických desek jsou některými geology extrapolovány až do daleké geologické minulosti (i v případě proterozoických ložisek lze často odhalit geotektonickou pozici jejich vzniku). V následujících odstavcích jsou z ložiskotvorného hlediska charakterizovány všechny čtyři výše uvedené typy geotektonického prostředí.

Recentní procesy vedoucí ke vzniku endogenních, resp. endo-exogenních rudních akumulací probíhají v největším rozsahu (nebo snad nejnápadněji?) na divergentních deskových rozhraních, a to zejména v prostorovém sepětí s oceánskými riftovými zónami. V prostoru oceánských riftových zón se i v současnosti formují vulkanosedimentární akumulace sulfidických Cu-rud (např. Východopacifický hřbet, hřbet Juan de Fuca, Středoatlantský hřbet), které odpovídají ložiskům kyperského typu. S hydrotermální aktivitou na oceánských riftových zónách souvisí i vznik hydrotermálně-sedimentárních akumulací oxidů železa a manganu. Na svazích středoocéánských hřbetů a na obrovské ploše dna oceánských pánví vznikají Fe-Mn-konkrece, na něž je vázáno široké spektrum kovů. Nová oceánská kůra, která se tvoří v zóně spreadingu, je díky existenci kovenčně cirkulačních hydrotermálních systémů pod mořským dnem postihována hydrotermálními alteracemi (do hloubky několika km pod dnem) a místy obohacována o různé kovy, pocházející jak z horninového prostředí, juvenilních fluid, tak i z mořské vody. Zvýšené koncentrace řady kovů (např. Fe, Mn, Ni, Cu, Pb, Zn, Ag, Be, Li, Cd, V, Hg a U) jsou i v tzv. „normálních“ kovonosných sedimentech, které jsou rozšířeny na obrovských územích lemujících středoocéánské hřbety a představují tak objemově významnou součást sedimentární vrstvy oceánské kůry. V hlubších partiích oceánské kůry jsou v prostoru středoocéánských hřbetů vhodné podmínky pro vznik likvačních Cu-Ni rud a také akumulací chromitu.

Díky plášťové konvekci je kůra oceánskému typu i se svými rudními akumulacemi a „normálními“ kovonosnými sedimenty transportována směrem k subdukční zóně, kde je jako součást oceánské desky vtahována pod kontinentální (příp. oceánskou) desku do svrchního pláště. Někdejší oceánské dno se tak dostává do prostoru Wadatiho-Benioffovy zóny, kde dochází k dehydrataci podsouvané desky, remobilizaci původní mineralizace (včetně remobilizace kovů z „normálních“ kovonosných sedimentů) a ke vzniku magmatických tavenin. Výstup těchto tavenin vede k formování vulkanických ostrovních oblouků, s nimiž jsou spjata subvulkanická až hydrotermálně sedimentární kyzová ložiska Cu-Zn rud typu Besshi a Cu-Pb-Zn rud typu kuroko (obr. 7-1). Tam, kde subdukční zóny lemují kontinent a řetěz aktivních vulkánů je vyvinut u jeho okraje, jsou endogenní ložiskotvorné procesy soustředěny do prostoru tzv. magmatického (vulkanoplutonického) oblouku (v současnosti jde např. o oblast severoamerických Kordiller a jihoamerických And). V magmatických obloucích se formují subvulkanická ložiska Pb-Zn, Cu-Pb-Zn, Au, Ag-Au nebo Hg-rud a také sublimační akumulace síry. S hypabysálními a intermediárními až acidními intruziv v magmatických obloucích jsou spjata ložiska Cu, resp. Cu-Mo rud porfyrového typu. Na kontinentální straně magmatického oblouku (v jeho týlu) se pak mohou tvořit subvulkanická ložiska Sn-W-Bi-Ag rud (tzv. bolivijská formace). S procesy probíhajícími na subdukčních zónách je spojován i vznik diamantonosných kimberlitů.



Obr. 7-1. Schematické znázornění konvergentního deskového rozhraní se subdukční zónou a vytvořeným vulkanickým obloukem. Zjednodušeně je vyjádřena povaha horninového prostředí a pozice jednotlivých typů rudních ložisek (Vaněček et al. 1995 – upraveno).

Zdroj: Vaněček, M. (ed.) (1995): *Nerostné suroviny světa*. Academia Praha.

Vzájemná kolize kontinentálních desek (resp. desek s vyvinutými ostrovními oblouky) vede ke vzniku relativně úzkých sutur (tektonických „jizev“), v nichž jsou v podobě ofiolitových komplexů přítomny zbytky kůry oceánského typu včetně rudních akumulací pro ni charakteristických. Postkolizní konvergence kontinentálních desek způsobuje výrazné zvětšení mocnosti litosféry, provázené parciální anatexí korových hornin, při níž jsou produkována granitová magmata. Jejich intruzemi se pak tvoří pozdně tektonické a posttektonické plutony, které mohou být v apikálních částech postihovány albitizací a greisenizací, včetně vzniku Sn-W akumulací greisenového typu. V prostoru granitoidů kolizního pásma se formují plutonická ložiska sulfidických rud Cu, Pb, Zn, Ag nebo Au-rud a také např. plutonická ložiska uranu.

Jen krátké úseky transformních zlomů představují rozhraní mezi dvěma sousedními deskami. Tyto úseky jsou v blízkosti zóny spreadingu, a proto ložiskotvorné procesy probíhající v těchto částech transformních zlomů jsou víceméně shodné s ložiskotvornými procesy na oceánských riftových zónách.

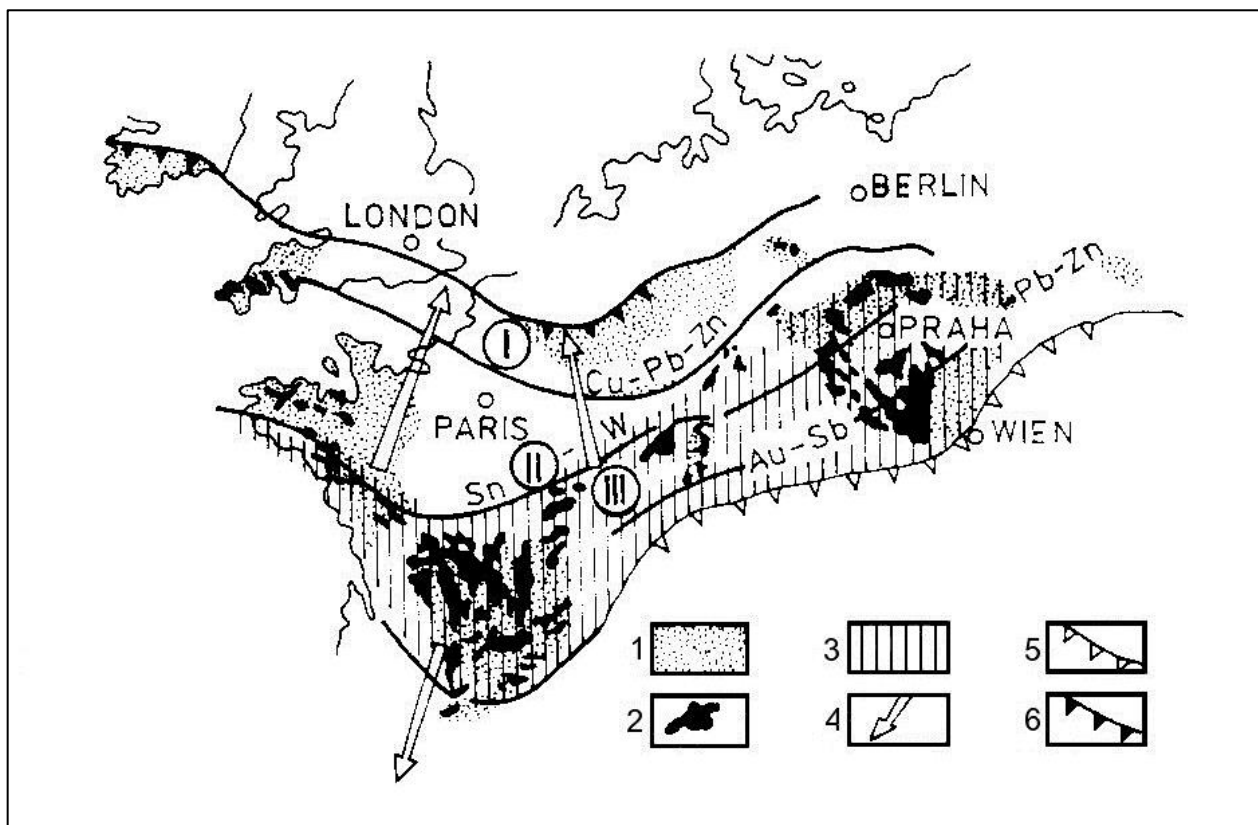
8 Minerogenetické jednotky na území České republiky

Termínem **minerogeneze** se označuje vznik rudních a nerudních akumulací na určitém území. Pokud jde pouze o rudní akumulace, lze použít termín **metalogeneze**.

Poznání minerogeneze (metalogeneze) umožňuje vymezovat minerogenetické (metalogenetické) provincie, oblasti, rajóny, zóny apod. (a též sestavovat minerogenetické nebo metalogenetické mapy).

Jako **minerogenetická (metalogenetická) epocha** se označuje časový úsek vymezený začátkem a koncem tvorby určité asociace akumulací nerostných surovin: Z hlediska formování rudních akumulací je celosvětově nejvýznamnější variská metalogenetická epocha (z ní pochází např. většina rudních ložisek Českého masivu) a alpská metalogenetická epocha (během ní se formovala např. většina rudních ložisek Západních Karpat).

Schéma variské metalogeneze na území střední a západní Evropy je na obr. 8-1. Variské metalogenetické pásmo probíhá od Českého masivu přes Schwarzwald a Vogézy do Centrálního francouzského masivu, Armorického masivu a dále se stáčí k jihu (to již ale na obrázku znázorněno není!) na Pyrenejský poloostrov (Iberský masiv).



Obr. 8-1. Schéma variské metalogeneze ve střední a západní Evropě s vyznačením tří hlavních metalogenetických zón: I = rhenohercynská zóna, II = saskodurynská zóna, III = moldanubická zóna (Sattran et al. 1966, Vaněček et al 1994 – upraveno).

Vysvětlivky: 1 – předmesozoické formace; 2 – variské granitoidy; 3 – oblasti zasažené variskou metamorfózou; 4 – polarita variského orogenu (šipky ukazují směr ubývání intenzity magmatismu a metamorfních pochodů); 5 – alpské nasunutí; 6 – variské nasunutí.

Zdroj:

Sattran, V. et al. (1966): *Problémy metalogeneze Českého masivu*. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 8: 7–112.

Vaněček, M. et al. (1994): *Mineral Deposits of the World*. Academia Praha.

Území České republiky patří ke dvěma minerogenetickým jednotkám. Převážná část našeho území náleží k minerogenetické provincii Českého masivu, která je součástí minerogenetického pásma evropských variscid, zbývající část území ČR patří k minerogenetické provincii Západních Karpat, která je součástí mediteránního minerogenetického pásma alpid.

Český masiv je jednotkou s velmi komplikovanou geologickou stavbou. Při jeho vývoji se v jeho jednotlivých částech různou měrou uplatňovaly různé geologické a minerogenetické procesy: Jejich rozdílná povaha a intenzita vedly v určitém období ke vzniku různých typů ložisek; současně však mohlo docházet k formování obdobných typů mineralizace v různých obdobích vývoje Českého masivu. Z geotektonického hlediska se na metalogenetickém vývoji Českého masivu na území ČR kromě určujícího variského geotektonického cyklu podílely menší měrou i starší geotektonické cykly: kadomský cyklus, v lugu i cyklus kaledonský, v jižní části území se zřejmě uplatnil cyklus moldanubický. Povariský vývoj Českého masivu probíhal již v platformních podmínkách. Alpinský cyklus vedl v oslabených zónách Českého masivu k tektonomagmatické aktivizaci, provázené vznikem rudní mineralizace (kenozoická mineralizace, označovaná jako mineralizace neoidní). Český masiv je tedy heterogenetickou polycyklickou metalogenetickou provincií, v níž se složitě kombinují prvky staršího prevariského zrudnění s dominantní variskou mineralizací a také doprovodnou neoidní mineralizací. (Vysvětlivka: „heterogenetická polycyklická provincie“ = provincie s ložiskovými akumulacemi různých genetických typů, na jejímž formování se podílelo více geotektonických cyklů.)

Metalogenetická charakteristika Českého masivu na území ČR je určena hlavně těmito typy rudních ložisek:

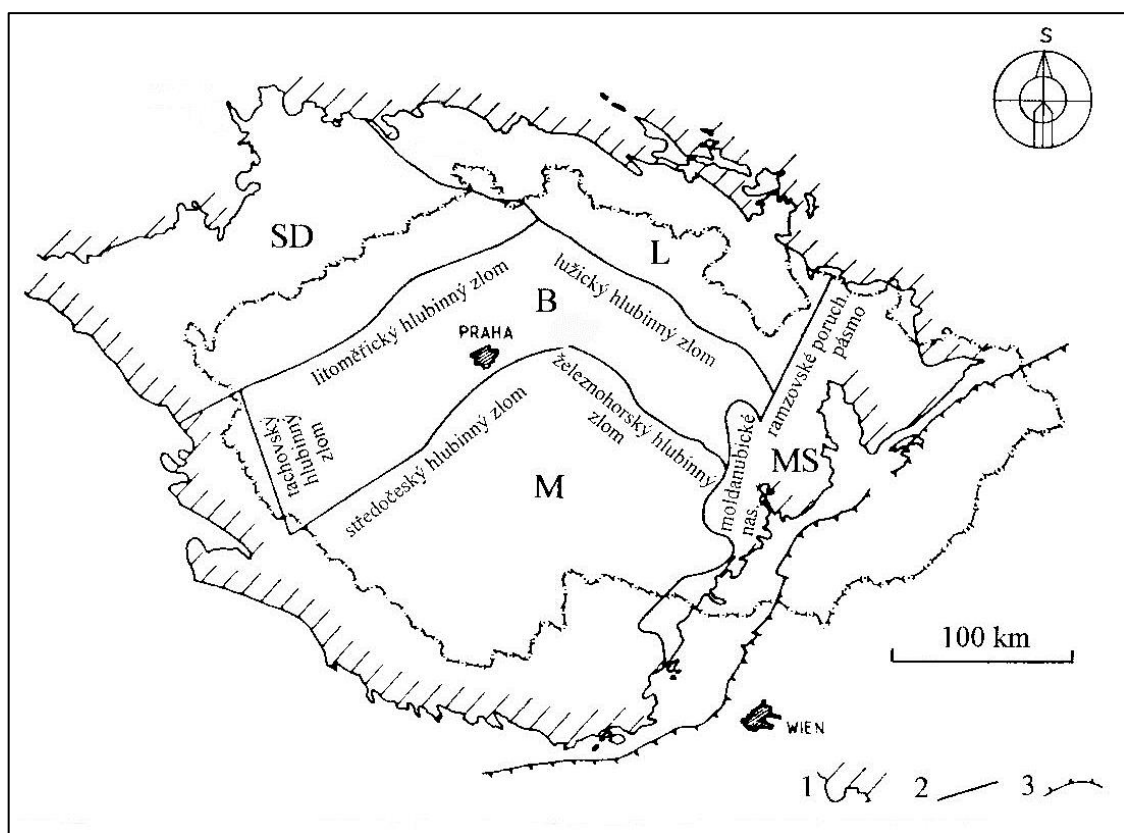
- greisenová ložiska Sn a W s obsahem lithia spjatá s greisenizovanými granitoidy (např. Cínovec, Krupka, Horní Slavkov),
- hydrotermální ložiska tzv. staré zlatonosné formace (např. Roudný u Vlašimi, Jílové u Prahy, Mokrsko-Čelina),
- hydrotermální ložiska formace galenit – sfalerit ± chalkopyrit s Ag (např. Příbram, Vrančice, Kutná Hora, Stříbro),
- hydrotermální ložiska tzv. pětiprvkové formace (např. Jáchymov, Horní Slavkov, Zálesí u Javorníka),
- hydrotermální ložiska uraninit–karbonátové formace (např. příbramské uranové ložisko, Rožná),
- hydrotermální ložiska uranu s chlorit-coffinitovou a coffinit-braneritovou asociací (např. Rožná, Zadní Chodov),
- hydrotermální ložiska křemen-antimonitové formace (např. Krásná Hora nad Vltavou),
- hydrotermální ložiska fluorit-barytové formace (např. Moldava, Harrachov),
- hydrotermálně sedimentární ložiska kyzové formace (Tisová u Kraslic, zlatohorský revír, Horní Benešov, Horní Město u Rýmařova, Oskava),
- hydrotermálně sedimentární ložiska Fe-rud typu Lahn-Dill (např. Chabičov u Šternberka, Moravský Beroun, Horní Benešov u Bruntálu, Medlov u Uničova, Horní Město u Rýmařova, Malá Morávka, Rejvíz),
- sedimentární ložiska Mn-rud (např. Chvaletice),
- ložiska sedimentárních oxidických nebo silikátových železných rud (Ejpvovice, Nučice, Zdice),
- skarnová ložiska Fe-rud (Měděnec, Malešov u Kutné hory, Jemnice u Županovic, Pernštejn),
- hydrogenní ložiska uranových rud typu uranonosných pískovců (Hamr, Stráž pod Ralskem).

Minerogenetickou provincií Českého masivu lze na území ČR rozdělit do sedmi minerogenetických oblastí (Kužvart a Malkovský 2000). Jde o pět minerogenetických oblastí variského fundamentu (viz obr. 8-2):

- 1) moldanubická minerogenetická oblast,
- 2) minerogenetická oblast bohemika (příp. barrandiensko-železnohorská minerogenetická oblast),
- 3) saskodurynská minerogenetická oblast,
- 4) lužická minerogenetická oblast,
- 5) moravskoslezská minerogenetická oblast,

a o dvě minerogenetické oblasti pokryvu variského fundamentu:

- 6) minerogenetická oblast postorogenních permokarbonských pánví,
- 7) minerogenetická oblast platformního pokryvu.



Obr. 8-2. Minerogenetické oblasti variského základu Českého masivu, v obrázku označené písmeny: M – moldanubická oblast, B – oblast bohemika, SD – saskodurynská oblast, L – lužická oblast, MS – moravskoslezská oblast (Kužvart a Malkovský 2000 – upraveno).

Vysvětlivky linií: 1 – hranice variského základu Českého masivu; 2 – hlubinné zlomy oddělující minerogenetické oblasti; 3 – hranice příkrovů Západních Karpat.

Zdroj: Kužvart, M., Malkovský, M. (2000): *Minerogenetické členění Českého masivu*. – *U-R-GP* 7(4): 3–9.

Minerogenetická provincie Západních Karpat na naše území zasahuje pouze svou nejzápadnější oblastí, označovanou jako minerogenetická oblast vnějších Západních Karpat.

Stručná charakteristika všech osmi výše uvedených minerogenetických oblastí na území ČR spolu s příklady ložisek je uvedena v následujících podkapitolách.

8.1 Moldanubická minerogenetická oblast

Vymezení moldanubické minerogenetické oblasti je převážně tektonické. Na jihozápadě (na území Rakouska a Německa) její hranici tvoří dunajský okrajový zlom směru SZ–JV a částečně též netektonický styk moldanubika se sedimenty alpské předhlubně v jeho nejjižnější části. Na jihovýchodě je omezením moldanubické nasunutí (tj. nasunutí moldanubika na moravikum). Severozápadní omezení tvoří středočeský hlubinný zlom směru SV–JZ, který byl místem výstupu granitoidů středočeského plutonu. Severovýchodní hranicí je železnohorský hlubinný zlom směru SZ–JV.

Takto vymezená oblast zahrnuje konsolidované jádro Českého masivu, tvořené parabřidlicemi a ortobřidlicemi, zpevněné starovariskými plutony. (V některých metalogenetických koncepcích je však za „jádro Českého masivu“ považována moldanubická oblast společně s bohemikem.) Většina metamorfítů moldanubické minerogenetické oblasti je pokládána za horniny mladoproterozoického stáří, avšak přítomny jsou zde i horniny středoproterozoické. Metamorfity jsou proniknuty četnými plutony, k nimž patří středočeský pluton, centrální moldanubický pluton, třebíčský a jihlavský masiv (stáří magmatitů je kolem 330 Ma).

Moldanubická minerogenetická oblast byla zformována moldanubickou, kadomskou a variskou tektogenezí. Staroalpidní a mladoalpidní tektogeneze se zde projevil saxonskou tektonikou směru SV–JZ a také SZ–JV (méně často SSV–JJZ a V–Z).

Předvariská rudní mineralizace v moldanubické oblasti je reprezentována skarnovými ložisky železných rud (např. Malešov u Kutné Hory, Županovice u Jemnice). Prevariského stáří je také Au–W mineralizace v pestré skupině moldanubika na Humpolecku, významnější je scheelitová a zlatonosná mineralizace na ložisku Kašperské Hory.

Stáří endogenní mineralizace v této oblasti je převážně variské. Během variské metalogenetické epochy vznikla četná hydrotermální ložiska uranových rud v moravské části moldanubika (Rožná), v moldanubiku západních Čech (Zadní Chodov, Dyleň) a také v exokontaktu středočeského plutonu (příbramské uranové ložisko). Variského stáří jsou i hydrotermální ložiska Pb–Zn–Ag rud (místy s Cu) na Příbramsku (Březové Hory), Kutnohorsku, Jihlavsku a také Havlíčkovobrodsku. V prostoru středočeského plutonu se vyskytují ložiska tzv. staré zlatonosné formace (Jílové u Prahy, Roudný u Vlašimi, Čelina–Mokrosko), hydrotermálních Sb–rud (např. Bohutín v příbramském rudním rajónu) a Sb–Au rud (Krásná Hora nad Vltavou).

Nerudní suroviny jsou v moldanubické minerogenetické oblasti zastoupeny hlavně grafitem (na jihočeských ložiskách), mramory (v pestré skupině moldanubika) a hlubinnými magmatity ve výše zmíněných tělesech (např. známá mrákotínská žula v centrálním moldanubickém plutonu). Hojně jsou pegmatity pravděpodobně variského stáří (např. Dolní Bory, Rožná, také na Domažlicku a Písecku).

8.2 Minerogenetická oblast bohemika

Její tektonické omezení vůči moldanubické minerogenetické oblasti již bylo zmíněno. Na severozápadě tvoří její hranici se saskodurynskou oblastí litoměřický hlubinný zlom. Od lužické minerogenetické oblasti na severovýchodě je oddělena lužickým hlubinným zlomem. Další pokračování hranice k jihovýchodu je nejasné, neboť je zakryto podkrkonošským permokarbonem nebo sedimenty české křídové pánve. Jihozápadní omezení minerogenetické oblasti bohemika tvoří tachovský hlubinný zlom (resp. zlomová zóna chebsko–domažlického příkopu), jihovýchodní omezení tvoří nasunutí na moravosilezikum.

V bohemiku vystupující vulkanosedimentární souvrství s černými břidlicemi, flyšoidními sedimenty a ofiolity lze považovat za oceánský korový segment svrchněproterozoického stáří. Regionální diskordancí je od tohoto podloží oddělena spodnopaleozoická sedimentace barrandienské pánve, která zde přetrvávala od kambria až po střední devon.

Od ostatních minerogenetických jednotek variského fundamentu Českého masivu se oblast bohemika liší nízkým stupněm regionální metamorfózy (pouze facie zelených břidlic až amfibolitová facie). Je zde zastoupen kadomský i variský intruzivní magmatismus (granitoidy) a také svrchněproterozoický a spodnopaleozoický vulkanismus.

Oblast bohemika byla zformována kadomskou a variskou orogenezí, jsou však odtud známy i projevy alpské tektogeneze. Jde o oblast relativně málo prozkoumanou, neboť je zčásti kryta sedimenty permokarbonu, svrchní křída a terciéru.

Součástí proterozoického vulkanosedimentárního komplexu jsou akumulace pyritových rud (např. Hromnice u Plzně, Chvaletice v Železných horách), lokálně provázené sedimentárními akumulacemi Mn-rud (Chvaletice). K vulkanosedimentárním ložiskům kyzové formace patří výskyt Cu-Zn-Pb rud s barytem v lukavické skupině (Křižanovice) a také malá akumulace Cu-rud ve vítanovském souvrství (Krucemburk).

Zřejmě kadomského stáří je ložisko likvačních Ni-Cu rud Staré Ransko v ranském masivu. V prostoru ranského masivu bylo těženo i ložisko sulfidických Zn-rud s barytem (jde o ložisko Obrázek, které má patrně hydrotermálně sedimentární původ). Kadomského stáří jsou drobné výskyty segregáčnických „titanomagnetitových“ rud v gabrech kdyňského masivu (Pocinovice).

V Barrandienu jsou desítky v minulosti významných akumulací sedimentárních železných rud spodnoordovického stáří (Ejpvovice, Březina, Krušná hora u Hudlic, Mníšek pod Brdy) nebo svrchněordovického stáří (Nučice, Chrštenice, Zdice).

Hydrotermální ložiska variského stáří jsou zastoupena ložisky uranových rud podél železnohorského zlomu (Bernardov, Licoměřice, Chotěboř). Při západním okraji minerogenetické oblasti bohemika se vyskytuje pozdně variská hydrotermální Pb-Zn mineralizace s Ag (Stříbro).

Hydrotermální fluorit-barytová ložiska v prostoru železnohorského zlomu (Běstvína) jsou patrně staroalpidní.

Významná ložiska vápenců jsou v Barrandienu (mezi Berounem a Prahou, např. Čertovy schody a Kosoř) a v Železných horách (Prachovice).

8.3 Saskodurynská minerogenetická oblast

Saskodurynská minerogenetická oblast je od oblasti bohemika oddělena litoměřickým hlubinným zlomem, na severovýchodě ji od lužické oblasti odděluje lužický hlubinný zlom. Na severozápadě (na území Německa) tvoří hranici této oblasti styk krystalinika s platformním pokryvem.

Saskodurynská minerogenetická oblast vznikla během kadomské tektogeneze a byla přepracována během variského vrásnění. Starší variský magmatismus krušnohorské a sudetské fáze je reprezentován smrčinským plutonem a karlovarským plutonem. Produktem vulkanismu asturské fáze variského vrásnění je těleso teplického ryolitu. Nejmladší jsou intruze autometamorfovaných granitů.

Kadomská mineralizace je v saskodurynské minerogenetické oblasti reprezentována železnorudnými skarny (Přísečnice, Kovářská a Měděnec u Klášterce nad Ohří), které lokálně mají zvýšený podíl chalkopyritu (Měděnec). Ke starovariské mineralizaci patří stratiformní akumulace sulfidických Cu-rud hydrotermálně sedimentárního původu, vázané na staropaleozoický vulkanosedimentární komplex v tzv. kraslicko-klingentálském revíru (na našem území jde o ložisko Tisová).

Většina významných rudních ložisek saskodurynské oblasti patří k mladovariské mineralizaci. Jde zejména o Sn-W ložiska greisenového typu (Cínovec a Krupka u Teplíc, Horní Slavkov) a hydrotermální ložiska pětiprvkové formace (Jáchymov, Horní Slavkov). V saskodurynské oblasti jsou přítomna i hydrotermální fluorit-barytová ložiska staroalpidního stáří (např. Moldava u Teplíc) a hydrotermální fluoritová ložiska mladoalpidní (Jílové u Děčína).

8.4 Lužická minerogenetická oblast

Její vymezení vůči oblasti saskodurynské a oblasti bohemika již bylo uvedeno výše. Hranice s moravskoslezskou oblastí na východě je kladena na ramzovské a nýznerovské poruchové pásmo (považované za severní pokračování moldanubického nasunutí). Na území Polska tato oblast pokračuje až po hlubinný zlom řeky Odry.

Z hlediska tektonostratigrafie má lužická minerogenetická oblast některé znaky společné s oblastí saskodurynskou. Spojovat lužickou oblast se saskodurynskou však nelze, neboť lužická oblast je jedinou v Českém masivu, v níž můžeme ve starším paleozoiku předpokládat odezvu kaledonského vrásnění, které se odehrálo v severozápadní Evropě.

Z magmatitů jsou v lužické minerogenetické oblasti zastoupeny granitoidy kadomského stáří (lužický masiv) a stáří variského (krkonošský pluton). Hojně jsou zde vestfálské a spodnopermské bazalty (melafyry) a ryolity.

Předvariská rudní mineralizace je reprezentována železorudnými skarny (Raspenava u Frýdlantu a Herlíkovice v Krkonoších), na nichž jsou lokálně ve větším množství přítomny sulfidy Fe, Cu a Zn (např. ložisko Obří důl v Krkonoších). Magnetitové ložisko Hraničná v Rychlebských horách patrně představuje metamorfovanou akumulaci oxidických Fe-rud a sulfidických Pb-Zn rud hydrotermálně sedimentárního původu (svrchně proterozoického stáří). K vulkanosedimentárním ložiskům kyzové formace je přiřazována stratiformní mineralizace ve fylitech jizerského krystalinika, která je tvořena kasiteritem a sulfidy (v pruhu Nové Město pod Smrkem – polský Giercyn).

Variského stáří jsou malá uranová ložiska v exokontaktu krkonoško-jizerského plutonu (např. Medvědin) a také v Rychlebských horách (Horní Hoštice a Zálesí u Javorníku). Hydrotermální fluorit-barytová mineralizace na ložisku Harrachov je staroalpidní.

Z nerudních surovin jsou významná ložiska mramorů v krkonoško-jizerském krystaliniku (Černý Důl, Strážné) a v orlicko-kladském krystaliniku (Velká Morava). Fylity železnobrodského krystalinika jsou využívány jako dekorační kámen (Bratříkov). Krkonoško-jizerský masiv je zdrojem kvalitního dekoračního a stavebního kamene (liberecká žula).

8.5 Moravskoslezská minerogenetická oblast

Západní hranici moravskoslezské minerogenetické oblasti tvoří moldanubické nasunutí a ramzovské a nýznerovské poruchové pásmo, oddělující tuto oblast od oblasti moldanubika, bohemika a lužické oblasti. Východní hranice je skryta pod karpatskými příkrovy a sedimenty karpatské přehlubně (v hlubší stavbě moravskoslezská oblast pokračuje minimálně k peripieninskému lineamentu, jehož povrchovým projevem je bradlové pásmo). Na jihu zasahuje až do prostoru východních Alp. Na severu se ekvivalenty moravskoslezské oblasti nacházejí až za okrajovým zlomem lugika, na severovýchodě moravskoslezská oblast tvoří podloží hornoslezské pánve.

V moravskoslezské oblasti lze vymezit spodní a svrchní strukturní patro. Spodní (předdevonské) strukturní patro tvoří brněnská jednotka, která byla konsolidována při kadomské orogenezi. Na povrchu brněnská jednotka vystupuje zejména ve slavkovském a ivančicko-dyjském masivu,

v centru svratecké klenby moravika a v centru desenské klenby. Svrchní patro moravskoslezské minerogenetické oblasti je variské (na západním okraji však nelze vyloučit reliktův kaledonského cyklu). Variský cyklus zde začal transgresivním devonem, pokračoval na něj přímo navazujícím spodním karbonem v karbonátovém a později kulmském vývoji, zakončen byl molasovou sedimentací karbonských uhelných pánví (hlavně hornoslezská pánev). V severní části moravskoslezské oblasti je z metalogenetického hlediska významný devonský vulkanismus (tzv. spilit-keratofyrové formace ve vrbenské skupině a šternbersko-hornobenešovském pruhu) a variský intruzivní magmatismus (reprezentovaný žulovským plutonem).

Za prevariskou mineralizaci je považováno chudé molybdenitové zrudnění v ivančicko-dyjském masivu (Černá Hora, Derflice). V biotitických rulách desenské skupiny se vyskytují předdevonské páskované železné rudy (Vernířovice). Z desenské skupiny je známa i akumulace sulfidických Cu-Mo rud (Vidly u Vrbna pod Pradědem), která patrně vznikla metamorfickým přepracováním rud porfyrového typu.

Z metalogenetického hlediska měla pro moravskoslezskou oblast největší význam variská orogeneze. Ke starovariské mineralizaci patří stratiformní akumulace sulfidických rud ve vrbenské skupině a šternbersko-hornobenešovském pruhu – jde o ložiska Zlaté Hory (rudy Cu, Pb, Zn, Ag, Au), Oskava, Horní Město, Nová Ves u Rýmařova a Horní Benešov u Bruntálu (rudy Pb, Zn, Ag). V obou geologických jednotkách jsou přítomny i akumulace hydrotermálně sedimentárních Fe-rud typu Lahn-Dill (Medlov u Uničova, Ruda a Malá Morávka u Rýmařova ve vrbenské skupině; Chabičov u Šternberka, Čabová u Moravského Berouna, Horní Benešov, Horní Životice a Leskovec nad Moravicí ve šternbersko-hornobenešovském pruhu). V průběhu variské regionální metamorfózy došlo v oblasti silezika ke vzniku metamorfogenních akumulací zlata (Suchá Rudná u Vrbna pod Pradědem, Zlatý Chlum u Jeseníku); za metamorfogenně hydrotermální je některými autory považována žilná Pb-Zn(Ag) mineralizace na ložisku Nová Ves u Rýmařova.

Bezvýznamná hydrotermální mineralizace s molybdenitem je přítomna v žulovském masivu (např. Černá Voda), v jeho exokontaktu jsou drobné akumulace skarnových W-rud. Desítky drobných rudních výskytů Pb-Zn(Ag), příp. i Cu rud hydrotermálního původu jsou v kulmu Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů (např. Olověná a Staré Oldřůvky u Budišova nad Budišovkou, Mariánské Údolí u Olomouce, Hrabůvka u Hranic, Veselí u Oder).

Ložiska nerudných surovin jsou reprezentována ložisky vápenců (např. Mokrý v Moravském krasu, Hranice – devon kry Maleníku), grafitu (Velké Tresné u Olešnice, Velké Vrbno u Starého Města) a mramorů (Horní Lipová a Supíkovice u Jeseníku). Žulovský masiv je zdrojem dekorativního a stavebního kamene (tzv. slezská žula). Granitoidy brněnského a dyjského masivu a také kulmské droby jsou těženy jako lomový kámen a surovina na výrobu drceného kameniva. Jako střešní krytina a obkladový materiál jsou využívány kulmské štípatelné břidlice (Hrubá Voda u Olomouce, Staré Oldřůvky u Budišova nad Budišovkou, Lhotka u Vítkova). V moravskoslezském svrchním karbonu v naší části hornoslezské pánve jsou významná ložiska černého uhlí (ostravsko-karvinský revír).

8.6 Minerogenetická oblast postorogenních permokarbonských pánví

Postorogenní permokarbonské pánve Českého masivu jsou součástí variského orogenu. V postorogenní etapě vývoje variscid se uvnitř orogenu vytvořila morfologicky členitá souš. Na ní vznikaly vnitrohorské pánve, které se dělí na pánve zděděné (tj. pozičně konformní se staršími strukturami – např. středočeské pánve) a pánve vložené (zřetelně diskordantní ke starším strukturám – např. blanická a boskovická brázda).

Součástí sedimentární výplně postorogenních permokarbonských pánví jsou sloje černého uhlí. Ve středočeských pánvích jsou akumulace žáruvzdorných jílovců (např. na Rakovnicku). Na Plzeňsku, Podbořansku a Kadaňsku vznikla ložiska reziduálního kaolínu. Drobné akumulace

hydrogenně infiltračních Cu-rud se vytvořily v permských bituminózních jílovcích a pískovcích v podkrkonošské pánvi (Rudník, Horní Kalná) a v dolnoslezské pánvi (Jívka – Horní Vernéřovice).

Permokarbonské bazalty (melyfyry) v podkrkonošské pánvi jsou využívány k výrobě drceného kameniva a jsou i zdrojem achátů a jaspisů šperkařské kvality.

8.7 Minerogenetická oblast platformního pokryvu

Sedimenty a vulkanity této minerogenetické oblasti se dělí do tří strukturních stupňů, označovaných jako spodní strukturní stupeň (jura), střední strukturní stupeň (křída) a svrchní strukturní stupeň (kenozoikum) – z ložiskově geologického hlediska jsou důležité poslední dva.

Ke střednímu strukturnímu stupni patří sedimenty české křídové pánve. Na bázi vrstevního sledu české křídové pánve jsou zachovány sladkovodní sedimenty s polohami žárovzdorných jílovců, a to zejména mezi Prahou a Louny (Měcholupy) a na Svitavsku (Malonín, Hřebeč, Semanín). Z mořských sedimentů české křídové pánve mají jako nerostné suroviny význam jílovité vápence (Čížkovice a Úpohlavy u Lovosic) a pískovce (Hořice, Střeleč, Provodín, Srní, Adršpach). V severní části české křídové pánve jsou uranová ložiska typu uranonosných pískovců (Hamr, Břevniště, Stráž pod Ralskem).

V tercierních podkrušnohorských pánvích (severočeské, sokolovské, chebské) jsou významné akumulace hnědého uhlí, provázené akumulacemi keramických a žárovzdorných jílovců a také jílovců s vysokým obsahem titanu. Tercierní sedimenty při úpatí Českého středohoří a Doupovských hor obsahují četná ložiska bentonitu a také akumulace diatomitu. Tercierní ložiska diatomitu jsou i v budějovické pánvi (Mydlovary) a třeboňské pánvi (Borovany).

Neovulkanity Českého středohoří a Doupovských hor i na izolovaných výskytech na Semilsku a Bruntálsku jsou využitelné k výrobě drceného kameniva, jako petrurgická surovina (např. čedič z ložiska Slapany u Chebu) nebo jsou vhodné jako surovina sklářského a keramického průmyslu (fonolity na ložisku Želenice u Mostu).

Kvartér je z ložiskově geologického hlediska významný hlavně akumulacemi stavebních říčních štěrkopísků a také ložisky cihlářských hlín.

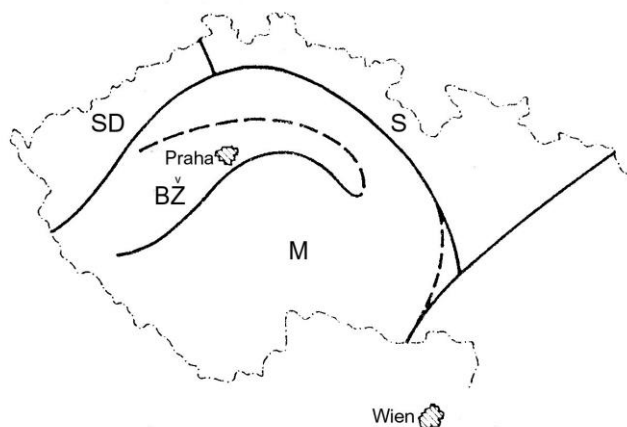
8.8 Minerogenetická oblast vnějších Západních Karpat

Minerogenetická provincie Západních Karpat zasahuje na území ČR pouze oblastí tzv. vnějších Západních Karpat. Z nerostných surovin této oblasti jsou na našem území ložiska ropy a zemního plynu (v karpatské čelní hlubině a vídeňské pánvi). V opavské pánvi jsou akumulace sádrovce (Kobeřice, Opava-Kateřinky). Ve flyšovém pásmu na území Moravskoslezských Beskyd byly těženy pelosiderity. Součástí bradlového pásma jsou průmyslově významné akumulace vápenců (např. Štramberk).

Poznámka

Vymezení minerogenetických (metalogenetických) oblastí v rámci minerogenetické (metalogenetické) provincie vyžaduje značný objem dat o geologickém vývoji této provincie a o povaze a zejména genezi akumulací nerostných surovin. Vzhledem k tomu, že objem poznatků o určité minerogenetické (metalogenetické) provincii se neustále zvyšuje (i díky aplikaci nových metod výzkumu) a že často lze tytéž údaje interpretovat různě, je zcela běžné, že i dělení provincie do oblastí i menších jednotek prochází určitým vývojem a že i v jednom a téže období vedle sebe mohou existovat rozdílné minerogenetické (metalogenetické) koncepce. Členění území ČR do osmi výše charakterizovaných minerogenetických oblastí respektuje koncepci Kužvarta a Malkovského (2000).

Na obrázku vpravo je schematické rozdělení metalogenetické provincie Českého masívu do čtyř oblastí podle Ilavského a Sattrana (1980). Tyto oblasti jsou označovány jako zóny: saskodurynská zóna (na obrázku SD), sudetská zóna (S), barrandiensko-železnohorská zóna (BŽ) a moldanubická zóna s.l. (M)



Literatura k problematice minerogeneze a metalogeneze na území ČR

- Bernard, J.H. (1991): Empirical types of ore mineralizations in the Bohemian massif. ÚÚG Praha.
- Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.
- Češková, L. (1978): Metalogenetická charakteristika některých geologických jednotek při východním okraji Českého masívu. – Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., Geol. 31, Tom. XIX, opus 3, 5–101.
- Fojt, B. (1993): Stručná charakteristika metalogenetických poměrů území Moravy a Slezska. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, 79–86. Moravské muzeum Brno a PřF MU Brno.
- Ilavský, J., Sattran, V. (1980): Explanations to metallogenetic map of Czechoslovakia. Geol. Úst. D. Štúra Bratislava.
- Jakeš, P., Pertold, Z., Pouba, Z. (1994): Major units of Bohemian Massif and their metallogenetic features. – Journ. Czech geol. Soc. 39 (1): 48–49.
- Klomínský, J., Bernard, J.H. (1974): Segmentation of the Bohemian Massif in the light of Variscan magmatism and metallogeny. – Věst. ÚÚG 49: 149–157.
- Kužvart, M., Malkovský, M. (2000): Minerogenetické členění Českého masívu. – U-R-GP 7 (4): 3–9.
- Květoň, P. (1988): Precambrian metallogeny of the Bohemian Massif. – Krystalinikum 19: 111–118.
- Sattran, V. et al. (1966): Problémy metalogeneze Českého masívu. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 8: 7–112.
- Škvor, V. (1977): Model vývoje hlubinné stavby a prognózy endogenních ložisek v české části Českého masívu. – Věst. ÚÚG 52: 181–188.
- Škvor, V. (1980): Metalogenetická produktivita bloků Českého masívu a vyplývající regionální progózy. – Geol. Průzk. 22 (5): 136–138.
- Vaněček, M. et al. (1994): Mineral Deposits of the World. Academia Praha.