

LOŽISKA NEROSTNÝCH SUROVIN

Část 3.

doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

**Katedra geologie PŘF UP Olomouc, tř. Svobody 26, 77146 Olomouc,
tel. 585634533, e-mail: zimak@prfnw.upol.cz**

(říjen 2005)

Obsah všech tří částí

Část 1.

Úvod

- 1 Základní pojmy ložiskové geologie
- 2 Genetická klasifikace ložisek nerostných surovin
 - 2.1 Magmatická ložiska
 - 2.2 Pegmatitová ložiska
 - 2.3 Karbonatitová ložiska
 - 2.4 Skarnová ložiska
 - 2.5 Albititová a greisenová ložiska
 - 2.6 Hydrotermální ložiska
 - 2.7 Hydrotermálně sedimentární ložiska
 - 2.8 Sublimační (vulkanoexhalační) ložiska
 - 2.9 Subaerická krustální ložiska
 - 2.10 Hydrogenně infiltrační ložiska
 - 2.11 Rýžoviska ve zvětralinovém plášti
 - 2.12 Reziduální ložiska
 - 2.13 Halmyrolytická ložiska
 - 2.14 Rudní akumulace v zónách supergenního obohacení
 - 2.15 Klastická sedimentární ložiska
 - 2.16 Chemogenní a biochemogenní sedimentární ložiska
 - 2.17 Organogenní sedimentární ložiska
 - 2.18 Metamorfogenní ložiska

Část 2.

- 3 Ložiska rud
- 3.1 Ložiska Fe
- 3.2 Ložiska Mn
- 3.3 Ložiska Cr
- 3.4 Ložiska Ni
- 3.5 Ložiska Co
- 3.6 Ložiska Cu
- 3.7 Ložiska Pb-Zn
- 3.8 Ložiska Sb
- 3.9 Ložiska Hg
- 3.10 Ložiska Sn
- 3.11 Ložiska W
- 3.12 Ložiska Mo
- 3.13 Ložiska Al
- 3.14 Ložiska Ag
- 3.15 Ložiska Au
- 3.16 Ložiska platinoidů
- 3.17 Ložiska U

Část 3.

- 4 Ložiska nerud
- 4.1 Ložiska barytu
- 4.2 Ložiska fluoritu
- 4.3 Ložiska křemene
- 4.4 Ložiska živce
- 4.5 Ložiska mastku
- 4.6 Ložiska magnezitu
- 4.7 Ložiska grafitu
- 4.8 Ložiska kamenné soli
- 4.9 Ložiska draselných solí
- 4.10 Ložiska anhydritu a sádrovce
- 4.11 Ložiska síry
- 4.12 Ložiska azbestu
- 4.13 Ložiska apatitu a fosforitů
- 4.14 Ložiska jílu (včetně bentonitu a kaolínu)
- 4.15 Ložiska vápenců a dolomitů
- 4.16 Ložiska diatomitu
- 4.17 Ložiska písků a štěrků
- 4.18 Ložiska stavebního kamene
- 4.19 Ložiska kamene pro kamenickou výrobu a kamenosochařské práce
- 4.20 Ložiska petrurgických surovin
- 4.21 Ložiska drahých kamenů
- 5 Ložiska kaustobiolitů (fossilních paliv)
- 5.1 Kaustobiolity uhelné skupiny
- 5.2 Kaustobiolity živičné skupiny
- 6 Podzemní voda jako nerostná surovina
- 7 Rozmístění endogenních a endo-exogenních ložisek v návaznosti na globální tektoniku litosférických desek
- 8 Minerogenetické jednotky na území České republiky

- 8.1 Moldanubická minerogenetická oblast**
 - 8.2 Minerogenetická oblast bohemika**
 - 8.3 Saskodurynská minerogenetická oblast**
 - 8.4 Lužická minerogenetická oblast**
 - 8.5 Moravskoslezská minerogenetická oblast**
 - 8.6 Minerogenetická oblast postorogenních permokarbonských pánví**
 - 8.7 Minerogenetická oblast platformního pokryvu**
 - 8.8 Minerogenetická oblast vnějších Západních Karpat**
- Literatura doporučená pro další studium**

4 Ložiska nerud

V této kapitole jsou postupně 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, petrurgických surovin a také ložiska drahých kamenů. Jako příklady jsou uváděny zpravidla akumulace na území České republiky, z nichž mnohé dosud patří k těženým ložiskům.

4.1 Ložiska barytu

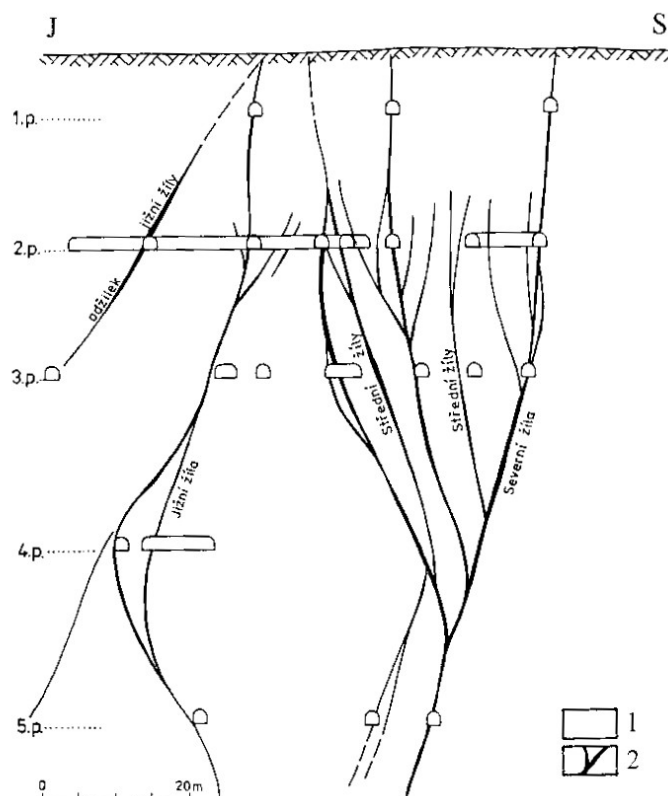
Průmyslové typy ložisek barytu: a) hydrotermální ložiska, b) hydrotermálně sedimentární ložiska, c) reziduální ložiska.

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...). U nás byly hydrotermální žíly s barytem těženy např. na ložiskách *Harrachov* a *Pernarec*. V karbonátových horninách tvoří hydrotermální mineralizace s barytem často metasomatická tělesa.

Ložisko *Harrachov* leží v bezprostřední blízkosti kontaktu krkonošsko-jizerského granitoidního masivu se svory a fylity. Hydrotermální žíly tvoří výplň puklin v porfyrické biotitické 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.

Na ložisku *Pernarec* (sv. od Stříbra) barytové žíly pronikají proterozoickými fylitickými břidlicemi (obr. 25). 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).



Obr. 25. Příčný řez ložiskem barytu Pernarec (Kužvart et al. 1992).
Vysvětlivky: 1 - proterozoické břidlice; 2 - barytové žíly.

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 těžen na ložisku *Horní Benešov* (viz stať 3.7.2).

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).

4.2 Ložiska fluoritu

Většina průmyslových ložisek fluoritu je hydrotermálního původu. Fluoritová ložiska mají žilný charakter nebo jde o metasomatická tělesa, vytvořená obvykle v karbonátových horninách. Fluorit může vznikat v širokém teplotním intervalu 50-400 °C. 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. U nás byl fluorit těžen např. na ložiskách *Moldava* v Krušných horách, *Jílové* u Děčína, *Harrachov* v Krkonoších (viz stať 4.1.1) a *Běstvína* v Železných horách.

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.

Na ložisku *Jílové* u Děčína je fluorit uložen 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 žilné výplni přítomen baryt, křemen a kalcit. Mocnost fluoritové mineralizace se pohybuje od 1 cm do 2 m.

4.3 Ložiska křemene

Tato kapitola se týká ložisek křemenných krystalů (u nichž je požadována co nejdokonalejší struktura) a agregátního křemene (v tomto případě má zásadní význam chemismus suroviny). Bezbarvý krystalovaný křemen (křišťál) je využíván v optice, radiotechnice apod.; agregátní křemen je používán na výrobu skla (převážně čírého křemenného skla), porcelánu, ferosilicia i kovového křemíku. Hlavními průmyslovými typy akumulací krystalů křišťálu a agregátního křemene jsou ložiska: a) pegmatitová, b) hydrotermální, c) eluviální.

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). Zdrojem dobře vyvinutých velkých krystalů křišťálu jsou tzv. „komorové pegmatity“. Jde o pegmatity s mohutným křemenným jádrem, v němž jsou 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. 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.

K akumulacím typu křemenných valů patří např. ložisko křemenné suroviny *Rumburk*. Jde o 35 až 40 m mocnou křemennou žílu 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.

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* (lokalita označovaná jako „Korálové jámy“), kde v eluviu hojně krystaly křišťálu pocházejí z křemenného jádra pegmatitu.

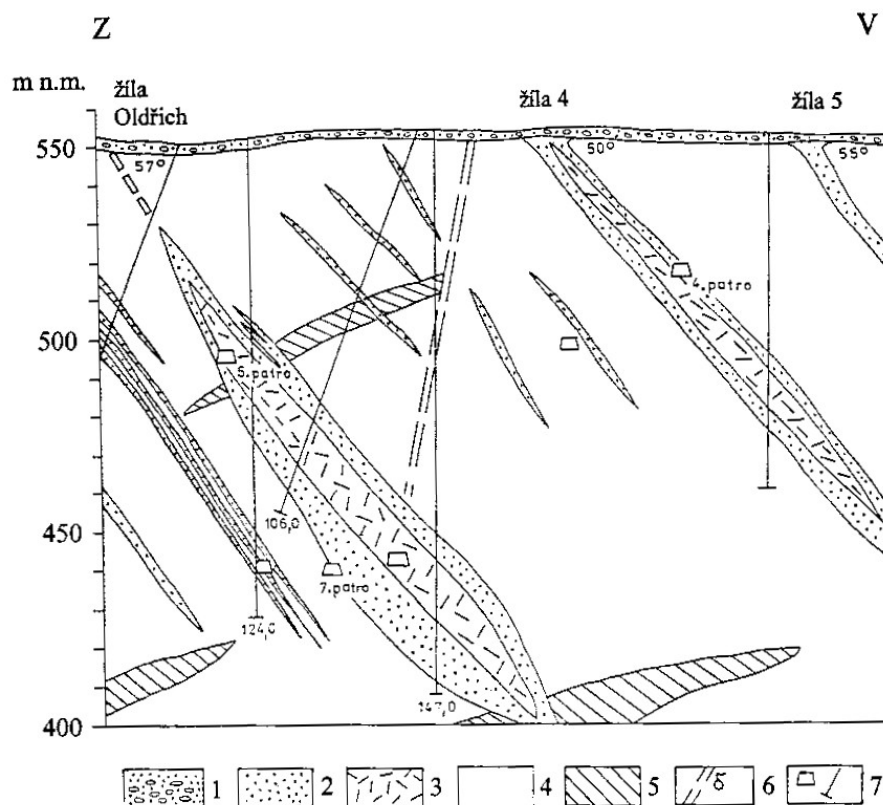
4.4 Ložiska živce

Živce jsou využívány zejména v keramickém a sklářském průmyslu. Zatímco keramický průmysl preferuje K-živce (hlavně mikroklin), má sklářský průmysl zájem i o kyselá plagioklas (albit a oligoklas). Hlavní průmyslové typy ložisek živců: a) pegmatitová ložiska, b) „feldspatity“, c) živcové písky a štěrky.

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 K-živců v poběžovicko-domažlické oblasti (*Meclov, Otov*) a na Velkomeziříčsku (*Dolní Bory*).

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. 26). Pegmatitové žíly 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 intenzívně zatlačován albitem, jež 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, jež přechází do růžového 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. 26. Geologický řez nejvýznamnějšími žilami na ložisku Dolní Bory
(Duda 1986 - upraveno).

Vysvětlivky: 1 - hlíny a sutě; 2 - granitický a písmenkový 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.

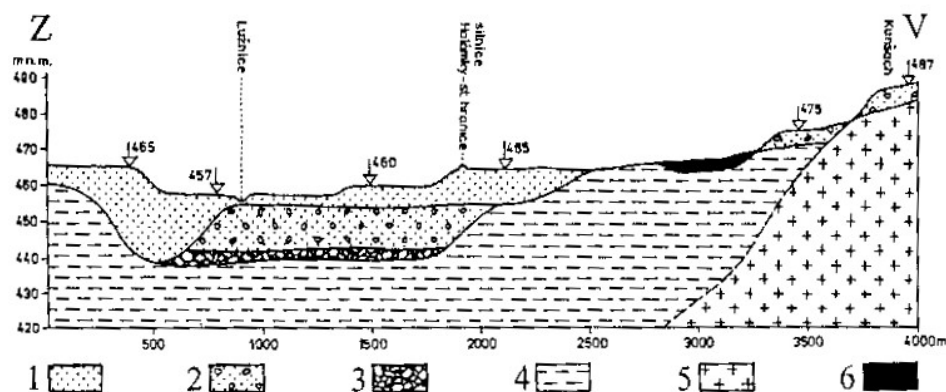
4.4.2 „Feldspatity“

Jako „feldspatity“ se označují nepegmatitové živcové suroviny. Jde o granitoidní a alkalická intruzíva, příp. o aplity. Těženy jsou např. leukokratické 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 ČR jsou „feldspatity“ na ložisku *Krásno* ve Slavkovském lese, kde je živcovou surovinou albitický aplitický granit, jenž tvoří jádro greisenového pně. U obce *Lavičky* (sev. od Velkého Meziříčí) bylo těženo čočkovité těleso leukokratické 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. U nás k tomuto typu patří ložisko *Halánky* (jižně od Suchdola nad Lužnicí) a *Bratčice* (jz. od Brna, kde jde o živcové štěrkopísky syrovicko-iváňské terasy Jihlavy a Svratky).

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 brázd, místy až 30 m hluboké (obr. 27). Matečnou horninou byly okrajové porfyrické facie granitoidů moldanubického plutonu (typy Weinsberg a Eisgarn), a to převážně z rakouské části Novohradských hor.



Obr. 27. Schématický 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.

4.5 Ložiska mastku

Průmyslová ložiska mastku patří ke dvěma genetickým typům. Prvním typem jsou ložiska, která vznikla působením hydrotermálních roztoků (bohatých na SiO_2) na ultrabazické horniny s vysokým obsahem Mg (zejména serpentinitu a pyroxenitu). U nás jsou mastkové akumulace tohoto typu v sobotínském amfibolitovém masivu (*Sobotín*, *Vernířovice*). Druhým typem mastkových ložisek jsou akumulace vytvořené metasomatickou přeměnou karbonátových hornin bohatých na Mg (např. ve Slovenském rudohoří).

4.6 Ložiska magnezitu

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 0,1-10 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 určen 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 CO₂ (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 CO₂. 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 (*Zabkvice*).

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 nějž postupně vzniká magnezit. Metamorfne přepracovaná ložiska sedimentárního magnezitu jsou v Mandžusku (v průběhu regionální metamorfózy původně celistvý magnezit rekrystaloval).

4.7 Ložiska grafitu

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 intruzívními 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).

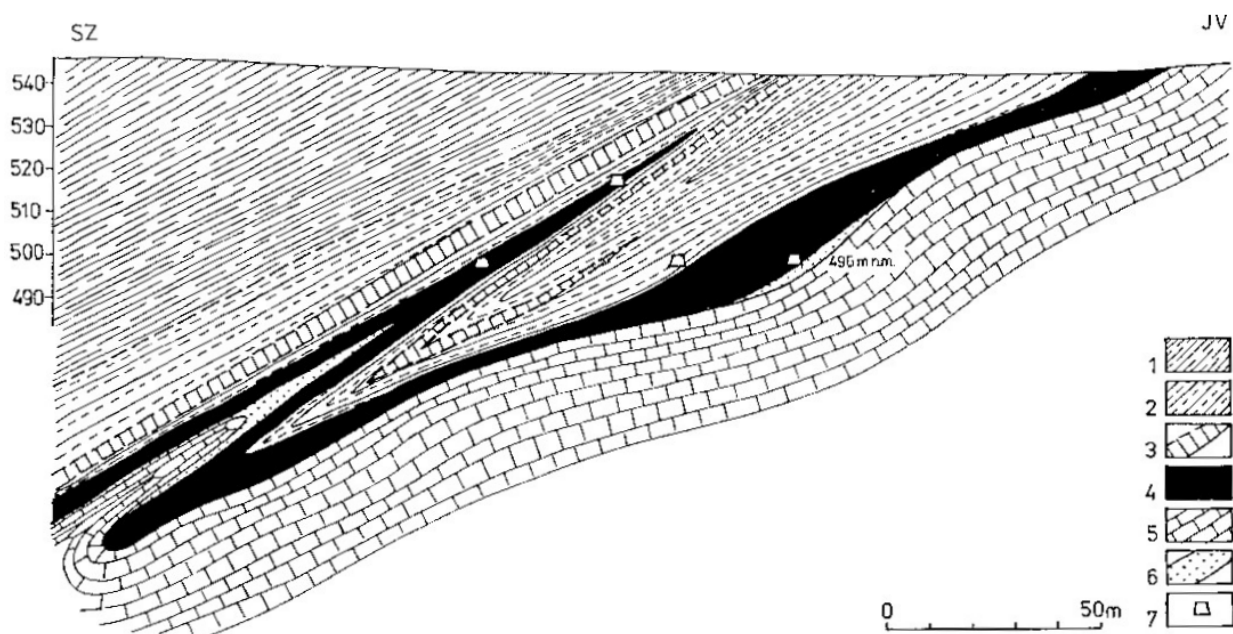
Obrovská ložiska vytvořená regionální metamorfózou jsou na Madagaskaru (v pásmu rul a svorů v délce 640 km), v Brazílii (ve státě Minas Gerais), USA (ve státech New York, Pensylvánie, Alabama a Texas) a v Číně (v Mandžusku). Významná ložiska grafitu jsou v krystalických břidlicích Českého masivu - jde 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, Černá v Pošumaví, Koloděje nad Lužnicí*) a ve velkovrbenské skupině (*Velké Vrbno, Kronfelzov*).

Ložisko *Český Krumlov-Městský vrch* se nachází na sz. okraji města a je těženo od roku 1979. 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 krystalické vápence, v jejím nadloží jsou pararuly a erlany (obr. 28).

Na ložisku *Lazec*, které leží asi 3 km sz. od Českého Krumlova (a je spojeno překopem s ložiskem *Městský vrch*), je grafit těžen od r. 1969. Grafitová poloha je zde rovněž mezi krystalickými vápenci (v podloží) a pararulami (v nadloží). Její mocnost dosahuje max. 30 m, je však rozdělena několika polohami amfibolitů.

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 2-3 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.



Obr. 28. 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.

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

Kamenná sůl patří mezi evapority. Její akumulace 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 pánvi 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 stat' 4.11.1), Německa, Rumunska, Ukrajiny, Íránu, Tuniska a Alžírska.

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*). V Rakousku je těžena spodnotriasová sůl v tzv. Solné komoře v okolí Ischlu, Hallstattu, Halleinu a Halle.

4.9 Ložiska draselných solí

Jako draselné soli se označují evapority, které obsahují chloridy a sulfáty draslíku, z nichž nejrozšířenější je sylvín KCl, carnallit $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, kainit $\text{KMg}[\text{Cl}|\text{SO}_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ a polyhalit $\text{K}_2\text{MgCa}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. 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.

Obrovská ložiska K-solí jsou v zechsteinské pánvi na území Německa (např. ložisko *Stassfurt* u Magdeburgu). Významná ložiska jsou v Rusku na severním Urale (*verchněkamské*), v Kazachstánu (*inderské*), USA (v delawarské pánvi u Carlsbadu v Novém Mexiku) a v Kanadě (v jv. Saskatchewanu).

4.10 Ložiska anhydritu a sádrovce

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 Buffálo ve státě New York), Rusku (např. v Tuské, 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, Koberžic, Sudic a Třebomí.

Na ložisku *Kobeřice* je jámovým lomem těžen sádrovcový horizont okolo 35 m mocný, jenž je překryt badenskými jíly (s ojedinělými čočkami vápenců) a písky, v jejichž nadloží jsou kvartérní glacifluviální sedimenty. V podloží sádrovcového horizontu jsou hlavně badenské jíly a bazální slepence a písky, trasgredující 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 příměsi jsou jílové minerály (v sádrovcovém horizontu dochází často ke střídání vrstviček sádrovce a vrstviček jílu), v malém množství je přítomen anhydrit.

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 konkrecí (o hmotnosti až několik desítek kg) ve zvětralinách (např. ve Východní poušti v Egyptě).

4.11 Ložiska síry

Hlavními průmyslovými typy akumulací elementární síry jsou: a) sedimentární ložiska, b) vulkanická ložiska. Síra je získávána i ze sulfidů (např. z pyrotinu těženého na ložisku *Sudbury* v Kanadě nebo z pyritu z ložiska *Rio Tinto* ve Španělsku; u nás se síra vyráběla z pyritových rud ložiska *Chvaletice*). Značné množství síry se získává při odsiřování ropy a zemního plynu. Potenciálním zdrojem síry jsou akumulace sádrovce.

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 vtroušeniny nebo téměř monominerální vrstvičky a polohy v lagunárních sedimentech (slínech, vápencích, příp. dolomitech s vložkami sádrovce a anhydritu). Příkladem akumulací tohoto genetického typu jsou ložiska elementární síry v Povolží (mezi Kazaní a Samarou) a patrně i polská ložiska v okolí Tarnobrzegu v Polsku.

Polská ložiska síry v okolí Tarnobrzegu (*Piaseczno, 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. Např. na ložisku *Jeziorko* se mocnost ložiska pohybuje kolem 15 m (obsah síry je 35% S).

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 solfátarami. 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

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). Vzhledem k tomu, že azbest patří mezi karcinogenní látky (tj. látky schopné vyvolat nebo urychlit vznik zhoubného nádorového bujení), byla těžba azbestu na celém světě zastavena. Největší průmyslový význam měly chryzotilové azbesty, které se vyskytují nejčastěji v serpentinizovaných ultrabazických (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 Quebecu (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

Hlavními průmyslovými typy ložisek apatitu a fosforitů jsou: a) hystermagmatická ložiska apatitu (a hydrotermálně sedimentární? ložiska apatitu), b) fosforitová ložiska mořského původu, c) fosforitová ložiska kontinentálního původu.

4.13.1 Hystermagmatická ložiska apatitu (a hydrotermálně sedimentární? ložiska apatitu)

Ve starší geologické literatuře jsou rozlišovány dvě formace hystermagmatických ložisek apatitu, a to hystermagmatická ložiska apatit-nefelinové formace a hystermagmatická ložiska magnetit-apatitové formace.

Hystermagmatická ložiska apatit-nefelinové formace jsou reprezentována gigantickým ložiskem v lopolitu ultrabazických a alkalických hornin (ijolity, urtity, nefelinické syenity) v Chibinské tundře na Kolském poloostrově v Rusku (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 20-27 % P_2O_5 . Celkové zásoby apatit-nefelinové suroviny na Kolském poloostrově jsou odhadovány na 4 mld. tun.

Výskyty rud magnetit-apatitové formace jsou soustředěny ve středním a severním Švédsku (ložiska *Kirunavaara*, *Gällivare*, *Grängesberg*). Zhruba do r. 1975 byla tato ložiska považována jednoznačně za hystermagmatická. 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 a v současné době jsou většinou geologů považována za hydrotermálně sedimentární.

4.13.2 Fosforitová ložiska mořského původu

Fosforitová ložiska mořského původu jsou tvořena obvykle psamity nebo karbonátovými horninami s fosforitovými konkrecemi 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, Tunís, 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 netopýřího guana v jeskyních (u nás např. v jeskyni Výпустek a Jáchymka v Moravském krasu).

4.14 Ložiska jíly (včetně bentonitu a kaolínu)

Jíly jsou nezpevněné pelity, tvořené převážně 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 žáruvzdorných šamotových hmot jsou často tzv. žáruvzdorné jílovce). Kaolín se používá na výrobu porcelánu, šamotu, jako plnidlo papíru atd. Bentonit, jehož dominantní složkou je montmorillonit, 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 a léků.

Většina průmyslových akumulací jílových surovin náleží ke dvěma genetickým typům: a) sedimentární ložiska, b) reziduální ložiska.

Bentonit vzniká nejčastěji přeměnou tufů (složením odpovídajících andezitům a ryolitům) bezprostředně po uložení popela v mořském nebo jezerním prostředí, dlouhodobým působením podzemních vod na pohřbené tufové polohy, zvětváváním tufů na souši nebo hydrotermální alterací (viz stať 2.13). Hydrotermální alterace hornin bohatých na živce (např. granitoidy) může

vést i ke vzniku některých průmyslově významných akumulací kaolínu (např. v Cornwallu v Anglii).

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 žáruvzdorných jílu a jílovců jsou sladkovodní cenomanské sedimenty ve východní části české křídové pánve, a to v hřebečské oblasti (ložisko *Hřebeč*) a březinské oblasti (*Březina*, *Janiůvky*, *Březinka*). Permokarbonské žáruvzdorné 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. Vznikají kaolinizací hornin bohatých na živce. K tomuto typu kaolínových ložisek patří všechny velké akumulace kaolínu na našem území. 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).

4.15 Ložiska vápenců a dolomitů

Do této skupiny 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 vysokoprocentní vápence (ty obsahují minimálně 96 % karbonátů, z toho max. 2 % $MgCO_3$). Velmi čisté vápence se využívají i v odsiřovacích zařízeních tepelných elektráren.

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 vápnité 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), krkonošsko-jizerském krystaliniku (*Strážné* a *Černý Důl* u Vrchlabí), ve skupině Branné (*Vápenná*, *Horní Lipová*, *Dolní Bohdík*) a na Zábřežsku (*Vitošov*).

Ložiska vápenců a mramorů využívaná hlavně jako zdroj dekoračního kamene jsou zmíněna ve stati 4.19.

4.16 Ložiska diatomitu

Jako diatomit (křemelina) se označuje nezpevněná i zpevněná sedimentární hornina, obsahující více než 40 % schránek rozsivek (Diatomaceae). Kromě křemitých schránek těchto jednobuněčných fosilních řas diatomity obsahují jílové minerály, klastický, příp. pyroklastický materiál a organickou hmotu. Diatomity tedy patří k ložiskům biogenního původu. Podle prostředí sedimentace se 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).

U nás se diatomity vyskytují v terciérních 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 rezervaci *Hájek* (*Soos*) u Františkových Lázní.

4.17 Ložiska písků a štěrků

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.)

Průmyslové akumulace štěrkopísků a stavebních písků se na našem území nacházejí 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 kvartérního stáří zde dosahuje i přes 30 m).

Ložiska sklářských a slévárenských písků jsou v Českém ráji (*Střelec*) a v okolí České Lípy (*Srní*, *Provodín*). Na zmíněných ložiskách se písky získávají z rozpadavých pískovců české křídové pánve. Slévárenské písky byly těženy při severním okraji Prahy (*Kobylisy*, *Dolní Chabry*) - tato ložiska jsou součástí pliocenních terasových sedimentů Vltavy. Ložiska slévárenských glaukonitických písků jsou na Blanensku (*Dolní Lhota* - surovinou jsou glaukonitické pískovce cenomanu). Významným genetickým typem slévárenských písků jsou sedimenty eolického původu (jde např. o váté písky v Dolnomoravském úvalu mezi Hodonínem a Bzencem). Glacilakustrinní slévárenské písky se vyskytují na Ostravsku (*Palhanec*).

4.18 Ložiska stavebního kamene

Stavební kámen je tradiční surovinou průmyslu stavebních hmot. Je mnohostranně použitelným a 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 stat' 4.19).

Jako stavební kámen jsou využívány zejména magmatity a metamorfity, v některých regionech i sedimenty vhodných fyzikálních a mechanických vlastností. Z geomorfologického hlediska jsou pro ložiska stavebního kamene výhodnější území s členitějším reliéfem, jenž umožňuje těžbu kamene ve stěnových lomech.

U nás 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) a brněnském masivu. Jako stavební kámen jsou těženy neovulkanity v oblasti Českého středohoří a Doupovských hor a také v Podkrkonoší a v okolí Uherského Brodu. Význam mají také pikrity a těšinity těžené na úpatí Moravskoslezských Beskyd. Metamorfované horniny jsou lámány např. v moldanubickém krystaliniku (jde hlavně o ruly, migmatity, kvarcity a granulity), kutnohorském krystaliniku (amfibolity) a jesenickém amfibolitovém masivu. Ze sedimentárních hornin mají mimořádný význam droby, které jsou těženy hlavně na výrobu drceného kameniva na mnoha lokalitách v kulmu Nížkého Jeseníku, Oderských vrchů a Drahanské vrchoviny (jde např. o ložiska v okolí Olomouce - v údolí Bystřice a v Bělkovickém údolí).

4.19 Ložiska kamene pro kamenickou výrobu a kamenosochařské práce

V této stati 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 jako 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 u nás 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*).

Našimi nejvýznamnějšími dekoračními kameny jsou granity a granodiority, těžené zejména ve středočeském plutonu (ložisko *Požáry*), krkonoško-jizerském masivu (*Ruprechtice* - tzv. „liberecká žula“), centrálním moldanubickém 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 u nás jako dekorační kameny největší význam pískovce české křídové tabule na Hořicku (*Podhorní Újezd*) a Broumovsku (*Libná, Božanov*), permské pískovce z Podkrkonoší (*Úpice*) a také těšínský pískovec (ložisko *Řeka*).

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 užit 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*).

Na obklady se u nás často používají „železnobrodské fylity“ těžené na Železnobrodsku (*Bratříkov*).

4.20 Ložiska petrurgických surovin

Jako petrurgické suroviny se označují horniny, které lze tavit a vzniklé taveniny využít na výrobu odlitků (rouř, dlaždic apod.) nebo na výrobu izolační „skelné vaty“. Hlavní význam mají bazická efuziva, 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).

Na území ČR se vyskytuje velké 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

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 např. některé odrůdy křemene (křišťál, ametyst, růženín, záhněda...), acháty, jaspisy, granáty, olivín, jantar a tektity.

Diamanty jsou geneticky spjaty s kimberlity (viz stať 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. U nás byly nalezeny dva diamanty v pyroponosných štěrcích v podhůří Českého středohoří - jejich matečnou horninou jsou uzavřeniny serpentinizovaných ultrabazik v třetihorních čedičích.

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).

Smaragdy jsou na většinu 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 Zabajkalí) a Pákistánu. U nás se akvamarín vyskytuje ojediněle 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 těžen 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), Afgánistánu, Mozambiku a na Madagaskaru. Li-pegmatity s elbaity jsou poměrně běžné na Českomoravské vrchovině (např. *Dobrá Voda*, *Rožná* - viz kapitola 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) 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 varietou křemene. Jeho největší naleziště jsou v Brazílii (ve státech Bahia, Minas Gerais, Mato Grosso), kde krystaly amethystu vyplňují dutiny achátových mandlí v bazaltech, které zde pokrývají plochu cca 1,5 mil. km². U nás se amethysty 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. Nej kvalitnější růženiny 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 amethyst - 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. 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.

Pyrop (označovaný také jako český granát) je našim nejznámějším drahým kamenem. Matečnou horninou pyropů těžných v oblasti Českého středohoří jsou serpentinizované pyroxenické pyropové 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, Chrásťany, Podsedice, Dlažkovice* a *Třebenice* uložily deluviální štěrky, označované jako pyroponosné štěrky. Celková rozloha pyroponosných štěrků je zde kolem 50 km²; průměrný obsah zrn granátu o velikosti nad 2,8 mm je okolo 40 g/m³ (menší pyropy jsou pro šperkařské zpracování nevhodné). - Pyropy se u nás nacházejí i v aluviálních sedimentech v Podkrkonoší (v okolí Jičina a Nové Paky).

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“) 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.

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 střepliny. Jejich povrch je nápadně zbrzděn četnými rýhami a porušen jamkami. Velikost tektitů je velmi variabilní, obvykle však 1 až 4 cm. Jejich geneze není zcela objasněna - zpravidla 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 štěrkopíscích) svrchního miocénu, pliocénu, pleistocénu a holocénu jižních Čech (*Besednice, Ločenice, Vrábče, Halámky*) a jihozápadní Moravy (*Třebíč, Slavice, Skryje, Dukovany*).

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. vápnitých 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 tělísčích 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 nebo jako ropotvorba. Uhelněním se tvoří kaustobiolity uhelné skupiny; při ropotvorbě vznikají přírodní uhlovodíky, někdy označované jako živice, příp. kaustobiolity živičné 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.

Uhelnění postihuje hlavně nekromasu vyšších rostlin. K procesům uhelnění patří rašelinění (probíhající na povrchu nebo těsně pod povrchem) a prouhelnování (v zemské kůře). K procesům ropotvorby, kterým podléhá nekromasa bakterií a planktonu, patří hnutí (na povrchu) a bituminace (v zemské kůře). 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 CO_2 a H_2O (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 50-60 % uhlíku, 33-40 % 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 meta fáze, černouhelná hemifáze, černouhelná ortofáze a černouhelná meta fáze (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 jednoduše 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.

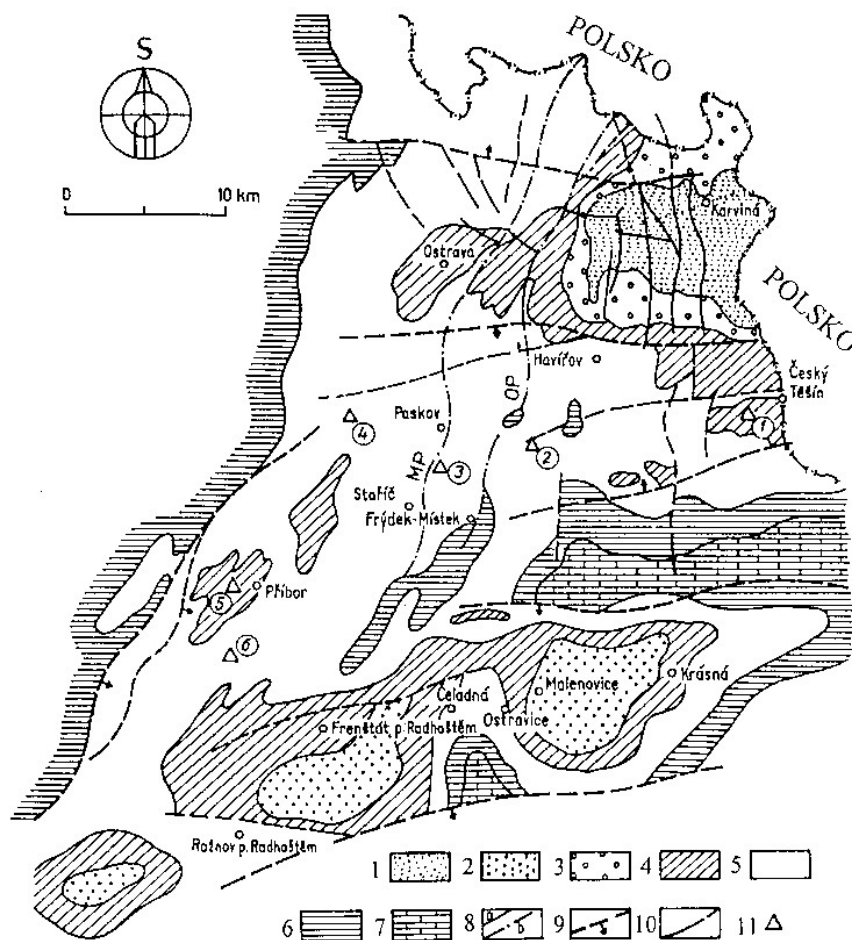
Uhelná ložiska jsou hlavně permokarbonského stáří (56 % geol. zásob), jurského a křídového stáří (celkem 30 % zásob) nebo jsou kenozoická (14 % zásob). Zatímco paleozoická uhlí stupněm prouhelnění obvykle odpovídají černým uhlím (až antracitům), kenozoická uhlí jsou obvykle hnědá (slůvko „obvykle“ je zde důležité, neboť např. karbonské uhlí podmoskevské pánve je prouhelněné pouze do hnědouhelné ortofáze, v terciární 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 Ránígaňdž (Raniganj), Džaharia (Iharia), Singrauli a Karanpura. Největší černouhelnou pánvi 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 (pánve 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 ostatné uhelné pánve na území ČR jsou limnické.

Hornoslezská pánev se rozkládá na území ČR a Polska (celková plocha je kolem 7000 km², z toho na ČR připadá asi 1600 km²). Naši ložiskově nejvýznamnější oblastí hornoslezské pánve je *ostravsko-karvinský revír* (zkráceně OKR), jižní část se někdy označuje jako *příborsko-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 písčitymi horizonty. Miocenní sedimenty zde tvoří bezprostřední nadloží karbonských vrstev. Na styku karbonu s miocénem je na značné ploše vyvinuta poloha písků až štěrků, dosahující mocnosti místy i přes 100 m, která obsahuje silně mineralizovanou vodu a plyny (CH_4 , CO_2). Tato poloha písků a štěrků 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 provázány 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 - tzv. těšinity a pikrity). Na zemský povrch vystupuje uhlonosný karbon jen v ojedinělých výchozech v OKR (v Ostravě, Petřvaldu, Orlové a Karvině). Jižním směrem od oblasti výchozů se uhlonosný karbon noří stále hlouběji pod Moravskoslezské Beskydy a v úseku Frenštát-Trojanovice se karbon nachází v hloubce 850-1250 m pod současným povrchem.



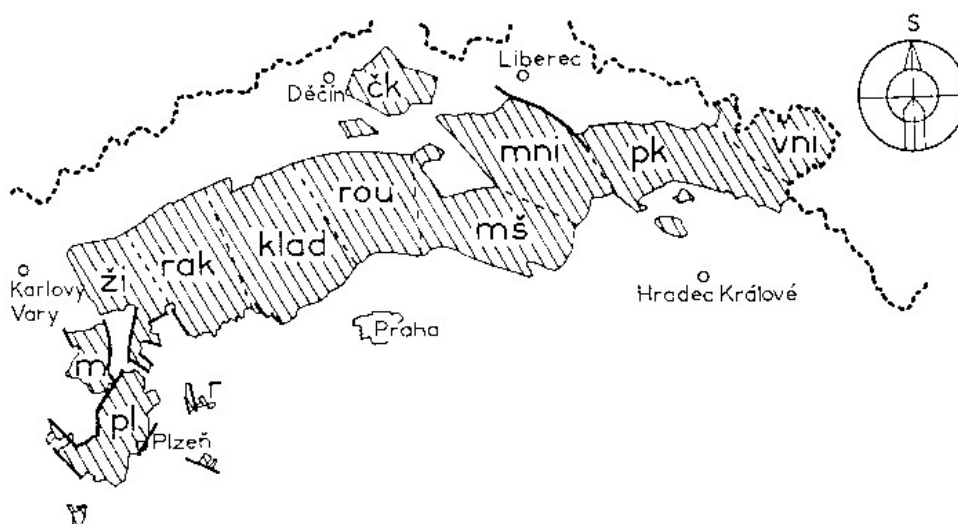
Obr. 29. Odkrytá geologická mapa karbonu hornoslezské pánve na území ČR (Dopita, Havlena, Pešek 1985 - upraveno).

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 petřkovické vrstvy; 6 - dinant (kulm), 7 - devon a dinant (karbonátový vývoj); 8 - porucha michálkovická (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.

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 hrubozrnější 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. 29, z níž je zřejmé jak rozšíření produktivního karbonu, tak i členění ostravského a karvinského souvrství.

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. 30). 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 těžných 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. 30). *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.



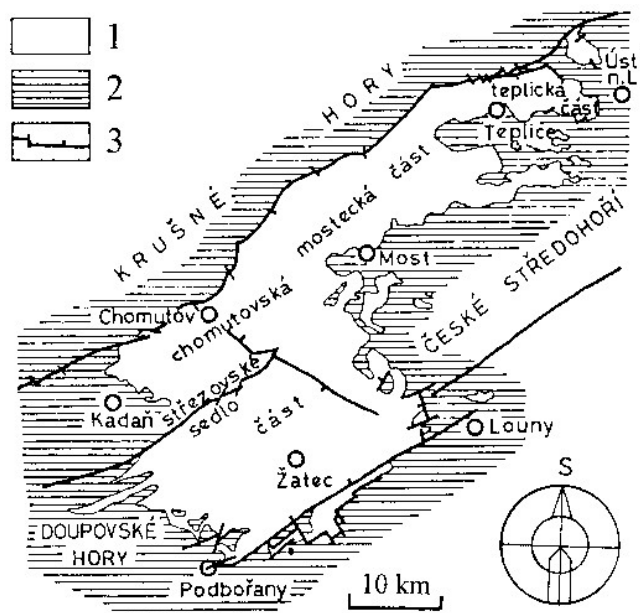
Obr. 30. Rozšíření limnického permokarbonu v západní a severní části Českého masivu (permokarbon je na povrchu někdy zakryt křídou) (Petránek 1993 - upraveno).

Pánve: pl - plzeňská; m - manětínská; r - radnická; ži - žihelská; rak - rakovnická; klad - kladenská; rou - roudnická; čk - českokamenická; mš - mšenská; mni - mnichovohradištská; pk - podkrkonošská; vni - vnitrosudetská (dolnoslezská).

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 postížené, jejich mocnost je velmi proměnlivá (průměrná mocnost dobývaných slojí činila kolem 2 m).

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. 31). Nejvyšší uhlí je v mostecké pánvi (stupeň prouhelnění je nejvyšší v jejím centru); v mostecké pánvi je i největší mocnost uhelné sloje (obvykle 20-30 m, u Záluží byla zjištěna maximální mocnost 55 m).

Jihomoravská lignitová pánev leží na severním okraji vídeňské pánve, SZ od Hodonína. Rozloha pánve je něco přes 300 km². Uhelné 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.



Obr. 31. Severočeská pánev a její členění (Petránek 1993 - upraveno).
Vysvětlivky: 1 - miocén; 2 - starší útvary; 3 - zlom.

5.2 Kaustobiolity živičné skupiny

Ke kaustobiolitům živičné řady patří ropa, uhlovodíkový zemní plyn, ozokerit (zemní vosk) a asfalt.

Ropa je směs kapalných uhlovodíků, rozpuštěných pevných a plyných 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 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

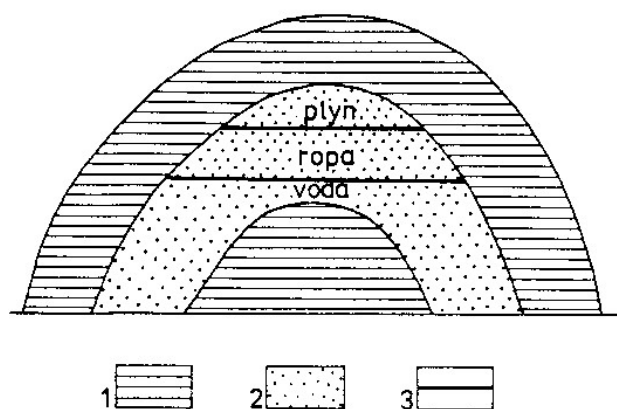
organické částice rozptýlené v sedimentech mění na ropu a uhlovodíkový zemní plyn. Sedimenty bohaté na organické příměsi, z nichž může vznikat ropa a uhlovodíkový zemní plyn, se označují jako ropomatečné. Obvykle jde o aleuropelity a pelity (jílové sedimenty), které se uložily ve vnitrokontinentálních mořích, v mořských zálivech nebo na šelfech. Ke tvorbě ropy dochází převážně v hloubkách 1-2 km při teplotě 60-150°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 nepropustností zpomalilo nebo prakticky zastavilo migraci uhlovodíků a tím umožnilo jejich akumulaci v ložiskové pasti. Nejčastěji je ekranem nepropustný sediment (optimální jsou pelity a evapority).

Existují tři hlavní typy ložiskových pastí: stratigrafické, litologické a tektonické. Stratigrafické pasti jsou podmíněny střídáním propustných a nepropustných vrstev nad sebou, přičemž tyto vrstvy nejsou zvrásněny a tektonicky porušeny (jde např. o vrstvy písků a štěrků ve fosilních deltových uloženinách). Litologické pasti jsou podmíněny petrografickými změnami v rámci vrstvy (např. ve vrstvě písku laterálně přibývá tmelu, takže písek se mění na pískovec - v nestmelené části této vrstvy vzniká akumulace ropy a zemního plynu). Tektonické pasti jsou podmíněny tektonickou stavbou (jde např. o antiklinální struktury, na něž je vázána většina ložisek ropy a zemního plynu).

V každé pasti jsou přírodní uhlovodíky vždy v nadloží ložiskové vody. Nejčastěji mají ložiska gravitací podmíněnou vertikální zonálnost: nejvýše je zóna plynu (tzv. „plynová čepice“), pod ní se nachází zóna s ropou a v jejím podloží je ložisková voda - viz obr. 32.



Obr. 32. Idealizovaný řez ložiskovou pastí v antiklinální struktuře.
Vysvětlivky: 1 - nepropustná hornina; 2 - kolektorská hornina;
3 - rozhraní mezi vodou a ropou, mezi ropou a zemním plynem.

Většina geologických zásob přírodních uhlovodíků je vázána na mezozoické sedimenty (zhruba 65 % zásob ropy a zemního plynu je v sedimentech jurského a křídového stáří).

Obrovská ložiska ropy a zemního plynu jsou ve volžsko-uralské oblasti (např. v okolí Saratova a Orenburgu), v tzv. kavkazské provincii (u Krasnodaru a Baku), na východním a jihovýchodním pobřeží Kaspického moře (Mangyšlaský poloostrov), ve Střední Asii (ferganská pánev a karakumská pánev), na západní Sibiři (tjumenská oblast) i východní Sibiři, v Číně (ložiska Lenghu, Karamai), Indonésii (ložisko Minas na Sumatře), Iránu, Íráku, Kuvajtu, Saudské Arábii, Spojených arabských emirátech, Libyi, Alžírsku, Gabunu, Nigérii, USA (ložisko East Texas), 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*).

Videňská 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 jí 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.

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 postžení 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 kvartérních 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 juvenilní původu (jde např. o minerální vody s čistě juvenilním CO₂). 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. akratopegy), jejichž teplota nepřesahuje 25 °C, teplíce (termy) o teplotě nad 25 °C; minerální vody s teplotou nad 50 °C se označují jako horké (hypertermální) minerální vody. Jako prosté teplíce (akratotermy) se označují minerální vody o teplotě nad 25 °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 SO₄²⁻), alkalické vody (převažují iony Na⁺ a HCO₃⁻), zemité vody (převažují iony Ca²⁺, Mg²⁺ a HCO₃⁻), sádrovcové vody (převažují iony Ca²⁺ a SO₄²⁻) a hořké vody (převažují iony Mg²⁺ a SO₄²⁻). Minerální vody s vysokým obsahem Fe se označují jako železnaté vody, s vysokým obsahem HS⁻ nebo volného H₂S jako sirovodíkové vody, s vysokým obsahem jódu jako jódové vody apod. Minerální vody s vysokým obsahem CO₂ se označují jako uhličité 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 °C), *Mariánské Lázně* (studené alkalické glauberové slané kyselky), *Františkovy Lázně* (studené alkalické glauberové kyselky), *Kyselka* (VSV od Karlových Var, studená alkalická zemité kyselka „Mattoni“), *Korunní* (JZ od Klášterce nad Ohří, studená alkalická zemité 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 zemité kyselka), *Karlova Studánka* (studená zemité kyselka), *Ondrášov* (JZ od Moravského Berouna, studená zemité kyselka „Ondrášovka“), *Slatinice* (ZJZ od Olomouce, studená slaná alkalická zemité sirovodíková minerální voda), *Horní Moštěnice* (J od Přerova, studená zemité málo slaná kyselka, označovaná jako „Hanácká kyselka“ nebo „Moštěnka“), *Teplíce nad Bečvou* (studená zemité kyselka), *Luhačovice* (studená alkalická slaná jodobromová kyselka - např. „Vincentka“), *Šarátice* (JV od Brna, studená glauberová, resp. glauberová sádrovcová minerální voda „Šaratica“).

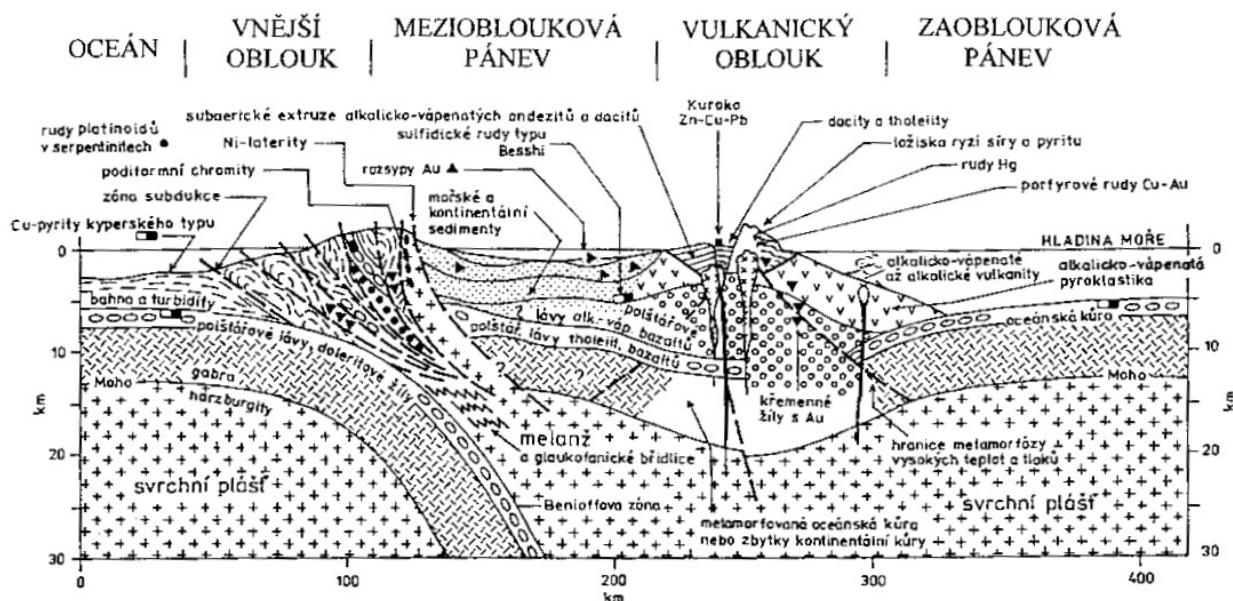
7 Rozmístění endogenních a endo-exogenních ložisek v návaznosti na globální tektoniku litosférických desek

Každé ložisko rud a mnoha typů nerudních 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 středooceánských 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 středooceánské hřbety a představují tak objemově významnou součást sedimentární vrstvy oceánské kůry. V hlubších partiích oceánské kůry jsou v prostoru středooceánských 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. 33). 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 pni intermediárních až acidních 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. 33. Schématické 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).

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 oceánskému 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

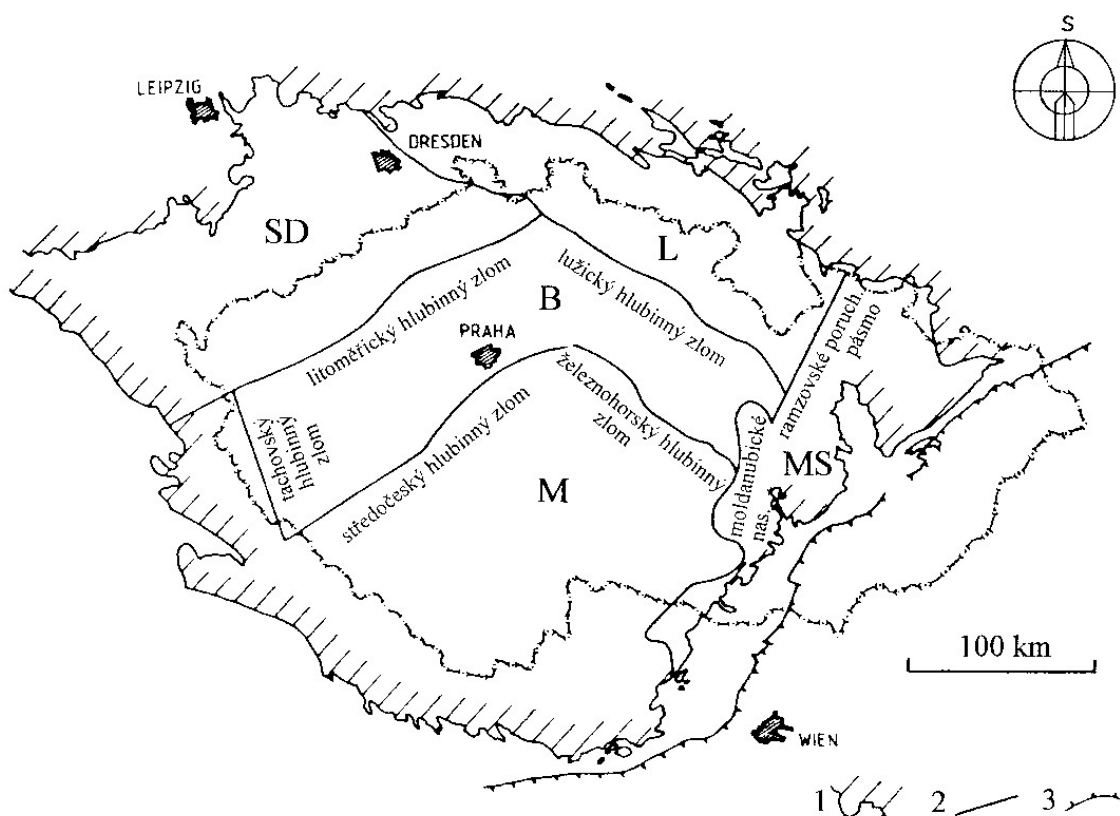
Termínem minerogeneze se označuje vznik rudních a nerudních akumulací v určitém regionu. Pokud jde pouze o rudní akumulace, lze použít termín metalogeneze. Na základě znalosti minerogeneze (metalogeneze) lze vymezovat minerogenetické (metalogenetické) provincie, oblasti, rajóny, zóny apod. (a lze sestavovat minerogenetické nebo metalogenetické mapy). Jako minerogenetická (metalogenetická) epocha se označuje časový úsek omezený začátkem a koncem tvorby určité asociace akumulací nerostných surovin - např. 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).

Území ČR 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.

Minerogenetickou provincii Českého masivu lze na našem území rozdělit do sedmi minerogenetických oblastí. Jde o pět minerogenetických oblastí variského fundamentu, které jsou označovány jako moldanubická minerogenetická oblast, minerogenetická oblast bohémika (příp. barrandiensko-železnohorská minerogenetická oblast), saskodurynská minerogenetická oblast, lužická minerogenetická oblast a moravskoslezská minerogenetická oblast (viz obr. 34), a o dvě minerogenetické oblasti pokryvu variského fundamentu, které se označují jako minerogenetická oblast postorogenních permokarbonských pánví a minerogenetická oblast platformního pokryvu.

Minerogenetická provincie Západních Karpat na naše území zasahuje pouze svou nejzápadnější oblastí, označovanou jako minerogenetická oblast vnějších Západních Karpat. Stručná charakteristika všech uvedených minerogenetických oblastí je uvedena v následujících statích.



Obr. 34. Minerogenetické oblasti variského základu Českého masivu, v obrázku označené písmeny: M - moldanubická oblast, B - oblast bohémika, SD - saskodurynská oblast, L - lužická oblast, MS - moravskoslezská oblast (Kužvart, Malkovský 2000 - upraveno). Vysvětlivky linií: 1 - hranice variského základu Českého masivu; 2 - hlubinné zlomy oddělující minerogenetické oblasti (průběh schématicizován); 3 - hranice příkrovů Západních Karpat.

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 střednoproterozoické. Metamorfity jsou proniknuty četnými plutony, k nimž patří středočeský pluton, centrální moldanubický pluton, třebešský 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-Mokrsko*), 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 spodnoproterozoická sedimentace barrandienské pánve, která zde přetrvávala od kambria až po střední devon.

Od ostatních minerogenetických jednotek variského fundamentu Českého masivu se oblast bohemia 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 bohemia byla zformována kadomskou a variskou orogenezí, jsou však odtud známy i projevy alpinské tektogeneze. Jde o oblast relativně málo prozkoumanou, neboť je zčásti kryta sedimenty permokarbonu, svrchní křídly 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 segregačních „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 bohemia 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 bohemia 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 železourudnými 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). Hojné jsou zde vestfálské a spodno-permské 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 *Obrí 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. *Medvědí*) 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 v brněnském a dyjském masivu, v centru svratecké klenby moravika a v desenském krystaliniku. 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 brněnském masivu (*Černá Hora*) a v dyjském masivu (*Derflice*). V biotitických rulách desenského krystalinika se vyskytují předdevonské páskované železné rudy (*Vernířovice*). Z desenského krystalinika je známa i akumulace sulfidických Cu-Mo rud (*Vidly* u Vrbna pod Pradědem), která patrně vznikla metamorfním přepracování 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. Variské hydrotermální Pb-Zn-Cu zrudnění se vyskytuje ve svrateckém krystaliniku (např. *Borovec* u Štěpánova nad Svratkou). 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 nerudních surovin jsou reprezentována ložisky vápenců (např. *Mokrá* 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 dekoračního 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. střežovské pánve) a pánve vložené (zřetelně diskordantní ke starým strukturám - např. blanická a boskovická brázda).

Součástí sedimentární výplně postorogenních permokarbonských pánví jsou sloje černého uhlí. Ve střežovských 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 (*Horní Verněřovice*).

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 žáruvzdorných jílovců, a to zejména mezi Prahou a Louny (*Měcholupy*) a na Svitavsku (*Malonín, Hřebeč, Semánin*). 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, Stráž pod Ralskem*).

V terciérních podkrušnohorských pánvích (severočeské, sokolovské, chebské) jsou významné akumulace hnědého uhlí, provázené akumulacemi keramických a žáruvzdorných jílovců a také jílovců s vysokým obsahem titanu. Terciérní sedimenty při úpatí Českého středohoří a Doupovských hor obsahují četná ložiska bentonitu a také akumulace diatomitu. Terciérní 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 *Slapaný* 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*).

Literatura doporučená pro další studium

- Bernard, J.H. (1991): *Empirical Types of Ore Mineralizations in the Bohemian Massif*. ÚÚG, Praha.
- Bernard, J.H. et al. (1981): *Mineralogie Československa*. 2. vydání. Academia, Praha.
- Bernard, J.H., Pouba, Z. et al. (1986): *Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu*. ÚÚG, Praha.
- Bernard, J.H., Rost, R. et al. (1992): *Encyklopedický přehled minerálů*. Academia, Praha.
- Borovec, Z., Doležal, J., Fediuk, F., Kratochvíl, P. (1990): *Úvod do biotechnologie nerostných hmot*. PřF UK, Praha.
- Češková, L. (1979): *Geologie ložisek nerostných surovin. I. Ložiska endogenní*. PřF UJEP Brno.
- Dopita, M., Havlena, V., Pešek, J. (1985): *Ložiska fosilních paliv*. SNTL Praha a Alfa Bratislava.
- Guilbert, J.M., Park, Ch.F., Jr. (1986): *The Geology of Ore Deposits*. W.H. Freeman and Company, New York.
- Havelka, J. (1997): *Ložisková geologie a typy nerostných surovin ČR*. VŠB - TU Ostrava.
- Havelka, J., Rozložník, L. (1990): *Ložiska rud*. SNTL, Praha.
- Hradský, J. (1986): *Základy úpravnictví a technologie nerostných surovin*. PřF UJEP Brno.
- 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 nerudních surovin*. Academia, Praha.
- Kužvart, M. (1986): *Přírodní zdroje a jejich využívání. I. Nerostné suroviny*. PřF UK Praha.
- 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.
- Kužvart, M., Böhmer, M. (1986): *Prospecting and Exploration of Mineral Deposits. Developments in Economic Geology*, 21. Elsevier Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo.
- Kužvart, M., Malkovský, M. (2000): *Minerogenetické členění Českého masívu*. - U-R-GP, 7, 4, 3-9. Praha.
- Kužvart, M., Woller, F. (1983): *Geologie ložisek nerudních surovin*. PřF UK Praha.
- Morávek, P. et al. (1992): *Zlato v Českém masívu*. Vydavatelství ČGÚ, Praha.
- Mrázek, I., Rejl, L. (1991): *Drahé kameny Českomoravské vrchoviny*. Brno.
- Pirajno, F. (1992): *Hydrothermal Mineral Deposits*. Springer-Verlag Berlin etc.
- Povondra, P., Ulrych, J. (1988): *Základy úpravnictví a separace*. PřF UK Praha.
- René, M. (1990): *Geologie rudních ložisek*. PřF UK Praha.
- Rozložník, L., Havelka, J., Čech, F., Zorkovský, V. (1987): *Ložiska nerostných surovin a ich vyhladavanie*. Alfa Bratislava a SNTL Praha.
- Sawkins, F.J. (1984): *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.
- Smirnov, V.I. (1983): *Geologie ložisek nerostných surovin*. SNTL Praha.

Svoboda, J. et al. (1983): *Encyklopedický slovník geologických věd. Díl 1 (A-M), díl 2 (N-Ž)*. Academia, Praha.

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

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

Zimák J. (1998): *Mineralogie a petrografie*. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc.

Zimák J. (2001): *Ložiska nerostných surovin*. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc.