

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů

Fluoritová mineralizace oháreckého riftu a její srovnání s podobnými typy ve světě

Bakalářská práce

Jan Markes



Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Jiří Zachariáš, CSc.

Praha 2010

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto práci vypracoval samostatně, pouze za pomoci zdrojů, které uvádím v seznamu použité literatury.

V Praze dne

.....

Jan Markes

Poděkování

Rád bych poděkoval vedoucímu své práce panu RNDr. Jiřímu Zachariášovi, CSc. za jeho pozitivní přístup, ochotu, trpělivost a profesionální rady při tvorbě bakalářské práce.

ABSTRAKT:

Tato práce se zabývá termometrickým studiem fluidních inkluzí ložiska Vrchoslav u Teplic, shrnuje poznatky geneze fluoritových ložisek obecně a srovnává je s ložisky ohářeckého riftu. Fluorit je důležitým minerálem, který je průmyslově využíván především jako surovina k výrobě umělých hmot, kapalin na přenos chladu, kyseliny fluorovodíkové, také se používá v hutnictví, sklářství a bezbarvé čiré krystaly v optice.

SUMMARY:

The thesis is concerned with fluid inclusions of fluorite deposits in Vrchoslav, summarizes the findings of the genesis of fluorite deposits in general and compares them with deposits of Ohře Rift. Fluorite is an essential mineral that is used in industry as a raw material for the manufacture of plastics, liquids to transfer the cold, hydrofluoric acid, it is also used in metallurgy, glassmaking and clear crystals in optics.

| | |
|---|-----------|
| 1 ÚVOD | 7 |
| 2 GEOLOGICKÝ VÝVOJ OHÁRECKÉHO RIFTU | 8 |
| 2.1 GEOLOGIE..... | 8 |
| 2.1.1 <i>Charakteristika oháreckého riftu</i> | 9 |
| 2.2 MINERALIZACE SPJATÉ S VÝVOJEM OHÁRECKÉHO RIFTU | 10 |
| 3 TYPY FLUORITOVÝCH MINERALIZACÍ V ČESKÉM MASIVU | 13 |
| 3.1 HYDROTERMÁLNÍ LOŽISKA FLUORITU | 13 |
| 3.1.1 <i>Mladovariská fluoritová mineralizace</i> | 14 |
| 3.1.2 <i>Mezozoická fluoritová mineralizace</i> | 14 |
| 3.1.3 <i>Neoidní fluoritová a barytová mineralizace t-fba</i> | 15 |
| 4 VÝSKYTY FLUORITOVÉ MINERALIZACE V OHÁRECKÉM RIFTU A JEHO OKOLÍ | 16 |
| 4.1 FLUORITOVÉ LOŽISKO JÍLOVÉ - SNĚŽNÍK..... | 16 |
| 4.2 FLUORITOVÉ LOŽISKO MOLDAVA | 20 |
| 4.3 FLUORITOVÉ LOŽISKO VRCHOSLAV U TEPLIC..... | 22 |
| 4.4 VÝSKYTY FLUORITU V OKOLÍ TEPLIC | 23 |
| 5 MIKROTERMOMETRICKÉ STUDIUM FLUORITŮ Z LOKALITY VRCHOSLAV | 24 |
| 6 PŘÍKLADY FLUORITOVÝCH LOŽISEK VE SVĚTĚ | 24 |
| 7 VYUŽITÍ FLUORITU A PŘEHLED SVĚTOVÉ TĚŽBY | 31 |
| 6.1 VYUŽITÍ FLUORITU | 31 |
| 6.2 PŘEHLED SVĚTOVÉ TĚŽBY FLUORITU | 32 |
| 8 ZÁVĚR | 33 |
| 9 SEZNAM LITERATURY | 35 |

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obrázek 1 - Schéma Evropského cenozoického riftového systému s vyznačenými třetihorními vulkanity

Obrázek 2 - Schematické znázornění Oherského riftu

Obrázek 3 - Hlavní fluoritová ložiska České republiky

Obrázek 4 - Příklady pseudokrasových dutin

Obrázek 5 - Schéma vývoje pseudokrasových dutin

Obrázek 6 - Příčný řez ložiskem Moldava

Obrázek 7 - Vývoj salinity primárních fluidních inkluzí napříč fluoritovým krystalem z ložiska Vrchoslav u Teplic

Obrázek 8 - Vývoj teploty homogenizace primárních fluidních inkluzí napříč fluoritovým krystalem z ložiska Vrchoslav u Teplic

Obrázek 9 - Korelace mezi teplotou homogenizace a salinitou fluidních inkluzí ze studovaného fluoritového krystalu z ložiska Vrchoslav u Teplic

1 Úvod

Ohárecký riftový systém patří mezi tektonicky aktivní geologické struktury Českého masívu. Významná tektonická činnost probíhala během středního Oligocénu až spodního Miocénu. Současně byl vyprodukován veliký objem mladých alkalických vulkanitů. Vulkanická činnost měla efuzivní explozivní i intruzivní charakter. V poslední době jsou v jihozápadní části riftu sledovány dosti pravidelné zemětřesené roje, svojí intenzitou jedny z nejvýznamnějších na území Českého masívu. Zvýšený tepelný gradient, výstupy termálních vod i seismická aktivita jsou jevy, které oblast stále řadí do popředí zájmu mnoha specializovaných oborů.

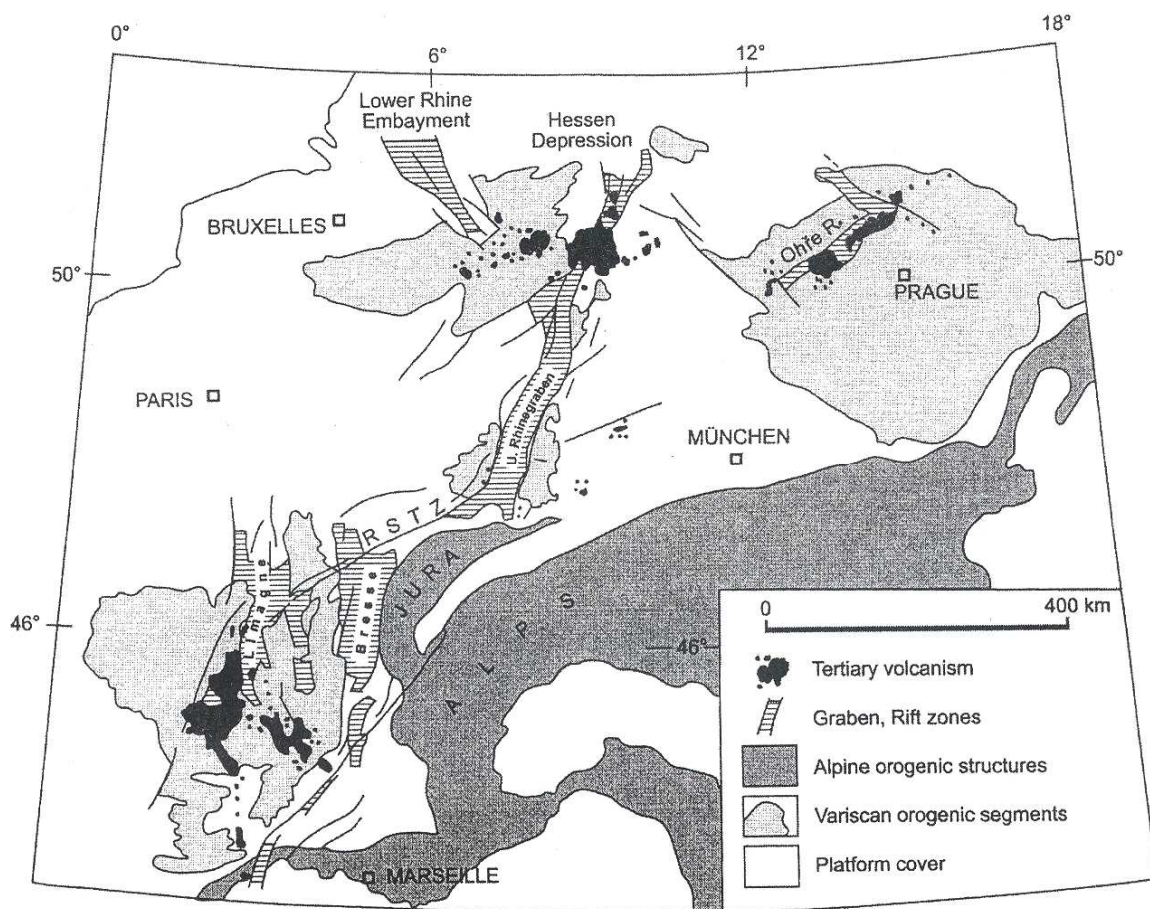
Tektonické struktury fungovaly jako transportní dráhy hydrotermálních roztoků. Charakter vodných roztoků, jenž ukládal minerální složky, se postupem času měnil. Nejstarší mineralizační fáze jsou vázány většinou na autometamorfní procesy v křemenném porfyru, mladší fáze na hlubší oběh meteorických vod. V rámci riftu můžeme rozlišit tři fáze mladé neoidní mineralizace: silicifikaci, sulfidický typ a baryt – fluoritovou mineralizaci (probíhající do recentu). K prostorovému výskytu neoidní mineralizace významně přispělo vhodné rozložení zlomů.

2 Geologický vývoj Oháreckého riftu

2.1 Geologie

Rozsáhlý riftový systém ve střední a západní Evropě, se formoval ve spodních třetihorách, na pozadí srážky Africké a Euroasijské desky. Vykazuje nepřetržitou vulkanickou činnost trvající až dodnes a vyznačuje se systémem více či méně rozvětvených propadlinových struktur, reprezentujících hlavní tektonické rysy Neoevropy. Tento systém částečně sleduje hlavní Variská rozhraní litosférických desek. Probíhá ze Španělské Valencie Trough skrz Centrální Masiv ve Francii (rhônská deprese, limagnská propadlina, bresse-saônský prolomový systém), Černý Les a Vogézy (rýnská propadlina) a konečně rozděljuje (Obr. 1) území rýnského masivu na severozápadní část (Lower Rhine Embayment) a severní část (Hessen Depression; Prodehl et al. 1995). Nejvýchodnější část Evropského Třetihorního riftového systému je reprezentována oháreckým riftem v Českém Masivu (Franke 1989, Ziegler 1990, 1994), známým též pod anglickým názvem jako Eger Rift. Výskyt alkalického vulkanismu poté pokračuje východněji na S Moravy a Slezska (Fediuk a Fediuková, 1988).

Evropský riftový systém se vyvinul jako jednoduchá odezva variského předpolí na pozdější fáze alpinského vrásnění (Wilson and Downes, 1991).

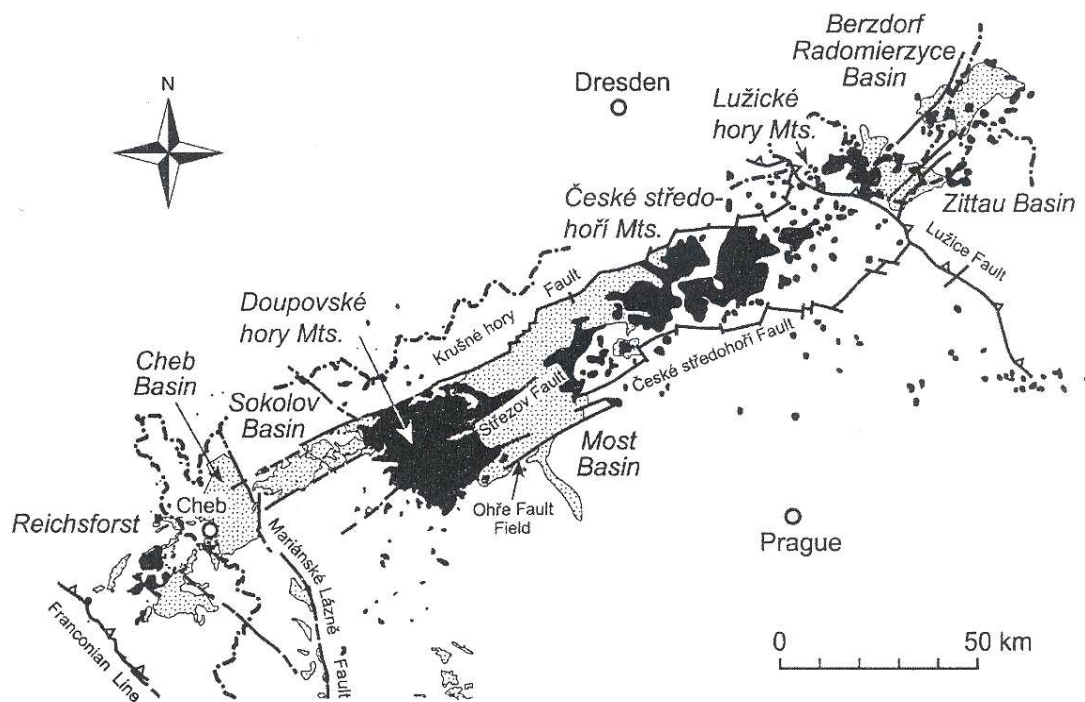


Obr. 1 Schéma Evropského kenozoického riftového systému s vyznačenými třetihorními vulkanity (převzato z Prodehl et al. 1995)

2.1.1 Charakteristika oháreckého riftu

Termín ohárecký (též i oherský) rift je používán jako označení regionu vytvořeného v severozápadní části Českého Masivu vykazujícího vulkanickou aktivitu během středního Oligocénu a spodního Miocénu (ca. 32-24 Ma) a hlavní pokles během spodního Oligocénu do svrchního Miocénu. Rysy tohoto regionu jsou morfologicky asymetrický prolom s dobře definovaným riftovým příkopem v severozápadním směru a morfologicky a nezřetelným ohraničením v směru JV (Obr. 2). Podobá se ostatním riftovým strukturám evropského Třetihorního riftového systému. Ohárecký rift probíhá ve směru SV- JZ v délce asi 190 km (Behr et al., 1994). Konkrétní hranice propadliny jsou definovány mariánsko-lázeňským zlomem na JZ a lužickým zlomem na SV. Mezi těmito tektonickými rozhraními probíhala rozsáhlá terciární sedimentace.

Na SZ a JV tuto hranici tvoří systém zlomů, známý od 19. století, který vykazuje vertikální post-Křídový posun o několik set metrů. Krušnohorský zlom leží na SZ (Michel, 1913) a poklesy obecně na JV, zatímco Středohorský zlom (Müller 1924b, Malkovský, 1977) leží na JV a poklesy hlavně na SZ.



Obr. 2 Schematické znázornění Ohřeckého riftu (převzato z Christensen et. al. 2001)

2.2 Mineralizace spjaté s vývojem ohřeckého riftu

Saxonská tektogeneze Českého masivu vytvořila příznivé strukturní podmínky pro vznik rudních ložisek v neoidní metalogenetické éře. Podle stáří lze ložiska a výskyty rozdělit do tří skupin: Perm až střední trias, svrchní trias až spodní křída a spodní křída (barrem) až holocén. Nejdůležitější je skupina třetí. Rudní akumulace jsou zastoupeny čtyřmi genetickými typy: reziduálními ložisky (železo, nikl), hydrotermálními ložisky (olovo, zinek, stříbro), ložisky na výstupních cestách meteorických vod (fluorit, křemen, uran) a infiltračními ložisky (uran). (Malkovský, 1971)

Neoidní mineralizace je vázána na území tektonicky velmi porušené, které bylo místem velkých vertikálních pohybů, zvláště v období po sedimentaci nadložního souvrství v Severočeské

hnědouhelné pánvi, tj. po spodním tortonu. Tyto pohyby modelovaly hlavně v kvartéru morfologii území tak, jak ji známe dnes.

Mineralizační procesy neproběhly v omezeném časovém intervalu, ale v průběhu dlouhého časového období. Charakter vodných roztoků, které ukládaly minerální složky, nebyl v celém období stejný, jak o tom svědčí rozdílný charakter minerálních složek. Nejstarší mineralizační fáze jsou vázány nejspíše na autometamorfní procesy v křemenném porfyru, mladší fáze na hlubší oběh meteorických vod. V podstatě můžeme rozlišit podle převládajících složek tři výrazné mladší mineralizační fáze: fázi intenzivní silicifikace, sulfidickou fázi a baryt – fluoritovou fázi.

První dvě mineralizační fáze, i když probíhaly zhruba ve stejných tektonických systémech, mají odlišný charakter a jejich vztah k dnešním termám není zcela jasný.

| Fáze | Přibližné časové zařazení | Minerální složky |
|-------------------------|---------------------------|--|
| Intenzivní silicifikace | Svrchní miocén | Křemen, silicifikace slínovců a pískovců (tektonické pohyby) |
| Sulfidická | Svrchní miocén-pliocén | Pyrit, markazit, sfalerit, uranové černě, křemen (tektonické pohyby, vyluhování) |
| Baryt-fluoritová | Pliocén až recent | Baryt, fluorit, oxidy uranu a železa, galenit, sfalerit, pyrit, křemen, chalcedon, karbonáty, chlorit, montmorillonit-illit. (tektonické pohyby, svahové pohyby, místy vyluhování) |

Tab. 1. Jednotlivé fáze neoidní mineralizace

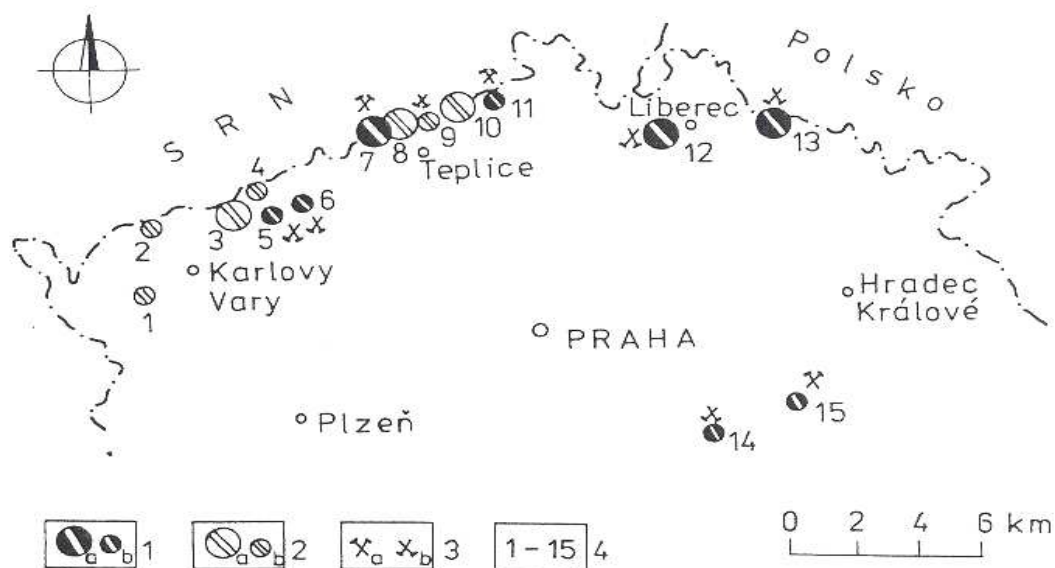
Výskyt mineralizace na Teplicku a Ústecku, stejně jako výskyt terem, spojován geneticky přímo se simatickým mladotřetihorním vulkanismem (juvenilita vod). Proti této souvislosti svědčí tyto skutečnosti: 1. Současné termy, stejně jako produkty třetí fáze mineralizace, jsou od projevů

simatického vulkanismu v této oblasti značně časově vzdáleny (nejméně 10 mil. let). Doba tuhnutí jednotlivých vulkanických těles se pohybovala nejvýše v statisících let, byla však s ohledem k malým rozměrům zpravidla kratší. 2. Původní výstupní cesty magmatu byly beze zbytku vyplněny ztuhlým magmatem. Tam, kde docházelo k cirkulaci vod pod vlivem druhotného rozpukání magmatické výplně, vytvářely se vzhledem k chemismu těchto hornin minerály skupiny montmorillonitu, které druhotné systémy uzavřely. Oběh vod je proto v současnosti stejně jako v minulosti na těchto puklinových systémech omezen. 3. Současné literární údaje neposkytují příklady, že by byla na bazický vulkanismus vázána hydrotermální ložiska sfaleritu, galenitu, barytu a fluoritu (Čadek a kol., 1963).

3 Typy fluoritových mineralizací v Českém masivu

3.1 Hydrotermální ložiska fluoritu

Až na vzácná fluoritová ložiska metasomatická (Javorka u Běstviny, Teplice) a impregnační je většina ložisek v Českém masivu původu hydrotermálního (obr. 3.) a jsou vázána na hlubinné zlomy (Bernard a Pouba, 1986). Vznik fluorito-barytových ložisek zásadně ovlivnilo tektonické rozlámání specifických směrů: krušnohorského JZ-SV a labsko-lužického SZ-JV, jež umožnilo výstup a cirkulaci hydrotermálních roztoků. Stejnou měrou se na vzniku mineralizace podílely fyzikální a mechanické vlastnosti okolních hornin, které umožnily tvorbu otevřených žilných struktur. Důležité jsou zejména zlomové systémy SZ-JV směru, okolo kterých je rozmístěna většina mezozoických ložisek. (Chrt, Pařízek, 1976).



Obr. 3 Hlavní fluoritová ložiska České republiky

1 – Ložiska dobývaná (a – velká se zásobami nad 500 kt, b – střední až malá), 2 – ložiska otevřená průzkumem, netěžena (a – velká se zásobami nad 1000 kt, b – střední až malá), 3 – ložiska vytěžena nebo opuštěná, 4 – jednotlivá ložiska: 1. Novina, 2. Zlatý Kopec, 3. Kovářská, 4. Nové Zvolání, 5. Hradiště, 6. Blahuňov, 7. Moldava, 8. Moldava Vápenice, 9. Vrchoslav, 10. Krásný Les, 11. Jílové, 12. Křižany, 13. Harrachov, 14. Kožlí, 15. Běstvina (Chrt J. 1993).

3.1.1 Mladovariská fluoritová mineralizace

a) Mladovariská křemeno-fluoritová *gf* mineralizace: u nás lokálně vystupuje na zlomech v dominantním směru SSV-JJZ (Kožlí, Mutěnice) nebo SZ-JV (Předbořice) a nemají větší ekonomický význam.

b) Mladovariská fluoritová mineralizace na Sn-W-ložiskách: fluorit bývá obvykle mladším akcesorickým minerálem, zatímco topaz, starší akcesorií. Vyskytuje se jako fialové krystalické agregáty či zrna v greisenu. Tvoří vedlejší složku Sn-W-ložisek v Krušných horách a na Českomoravské vrchovině (Bernard, Pouba, 1986).

3.1.2 Mezozoická fluoritová mineralizace

Pro mezozoické fluoritové mineralizace je typická souvislost mezi zlomy a zlomovými systémy SZ-JV směrů. Mineralizace vesměs odpovídají Bernardově asociaci *fb*.

a) Mezozoické křemeno-fluoritové žíly. Tato mineralizace je nejstarší mezozoickou fluorito-barytovou mineralizací Českého masivu (Chrt, 1977). Žíly této mineralizace jsou známy zejména z Krušných Hor (Krásný Les-Špičák, Blahuňov, Výsluní), ze Slavkovského lesa (Novina, Vítkov, Kladská) a podél lužické poruchy (Křižany, Bílý Kostel n. Nisou)(Bernard, Pouba 1986).

b) Mezozoická karbonáto-fluoritová mineralizace. Tato mineralizace je rozšířena u nás pouze na ložisku Křižany a nemá větší ekonomický význam.

c) Mezozoická baryto-fluoritová mineralizace I. typu vychází z barytové mineralizace rudý baryt (barva podle roztoušených zrn hematitu) z níž vznikla postupným zatlačováním mladšími přínosy fluoritu. Výskyty sulfidů není charakteristický. Dominuje ve středních a východních Krušných horách patří k ní naše nejvýznamnější fluoritové ložisko Moldava a ložisko Kovářská

d) Mezozoická baryto-fluoritová mineralizace II. typu také vychází z barytové mineralizace (typ bílý baryt). Baryt byl do hloubky postupně zatlačován mladšími přínosy fluoritu. Mineralizace II. typu je charakteristická výskytem sulfidů a druhotnou zonálností žil, přičemž hlubší části mají vyšší obsah fluoritu než mělčí. Tento typ ložiska výrazně převládá v lužické oblasti,

v pásmu podél železnohorského hlubinného zlomu a tvoří významné ložisko Harrachov (Bernard, Pouba, 1986).

3.1.3 Neoidní fluoritová a barytová mineralizace *t-fba*

Mineralizace je známá pouze z křídových sedimentů oháreckého riftu (Děčínský Sněžník, teplicko, aj.). Ve zbývajících částech Českého masivu schází. Podobné (časově i geneticky) je ložisko Palat v Bulharsku (Bernard, Pouba, 1986).

4 Výskyty fluoritové mineralizace v oháreckém riftu a jeho okolí

4.1 Fluoritové ložisko Jílové - Sněžník

Ložisko Jílové u Děčína je jediným českým monominerálním fluoritovým ložiskem bez výskytu barytu, je nejmladší a nejnižše temperované 115-128 °C. Narozdíl od ostatních ložisek v oblasti Krušných hor nebyla fluida bohatá NaCl, ale zředěnými roztoky typu NaHCO₃ (Kraus, Kužvart, 1984).

Směrný rozsah žil se pohybuje ve stovkách metrů (výjimečně přes jeden kilometr), vertikální rozsah mineralizace je dán zachovanou mocností spodnoturonských křemenných pískovců v nadloží i podloží fluoritových žil. Sepjetím pseudokrasových prostor s hydrotermální fluoritovou mineralizací představuje revír unikátní geologický fenomén minimálně v evropském měřítku.

Ložisko Jílové - Sněžník je situováno JV od obce Sněžník u Děčína mezi obcemi Jílové u Děčína a Děčínský Sněžník. Mineralizace je vázána na spodno turonský kvádrový pískovec. Poblíž místa „Unter der Wand“ („Pod stěnami“) tvoří žíly až 20 cm mocné složené ze stébelnatých bledě fialových až bezbarvých jedinců, místy proniká i do pískovců. Tvoří též drobné krystaly. V blízkosti ložiska není známa historická báňská činnost.

Sedimentární horniny spodního turonu jsou rozrušeny dvěma hlavními zlomovými systémy, zlomy směru V – Z, které jsou starší, a zlomy SV – JZ, které představující pokračování rozvětveného krušnohorského zlomu. Tektonicky oslabené zóny na křížení zlomových linií představují významné akumulace fluoritové mineralizace, tzv. žilné uzle.

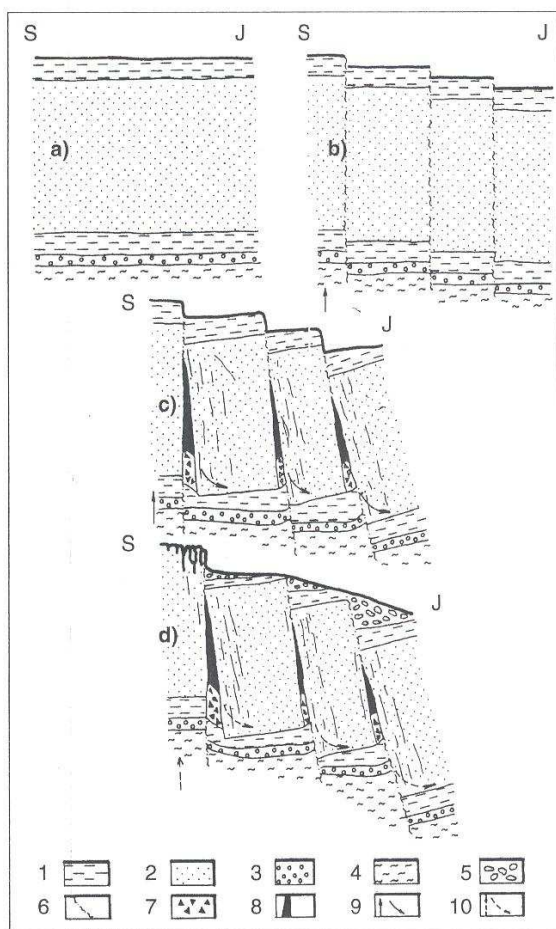
Vertikální rozsah fluoritové mineralizace je dán primárně mocností křemenných pískovců spodního turonu, méně příznivé pro tvorbu žil jsou silicifikované písčito – jílovité až jílovo – písčité sedimenty. Nutnou podmínkou vzniku bilanční fluoritové mineralizace je přítomnost vhodných hostitelských hornin v nadloží i podloží žíly. Pokud není vlivem poklesové stavby území podmínka dodržena, je vertikální rozsah fluoritové mineralizace menší, než mocnost křemenných pískovců. V případech, kdy je podloží či nadloží (případně podloží i nadloží) tvořeno jílovito – písčitými sedimenty, fluoritová mineralizace rychle vyznívá.

Žilný uzel č. 1 leží cca 0,5 km JZ od obce Sněžník. Je tvořen pěti žilami, jejichž maximální směrná délka dosahuje 220 m. Mocnost se pohybuje od 0,2 m do 3,5 m, průměrné obsahy

kolísají od 24 do více než 80% CaF_2 . Žíly jsou dlouze čočkovité, odstavce fluoritové mineralizace se střídají s jílovito – mylonitovou výplní žilných trhlin. Charakteristická je rytmicky páskovaná textura. V řadě případů je původní žilná výplň podrcena a tmelena mladšími generacemi fluoritu podobného charakteru, jaký mají starší generace. Fluorit je hlavním a takřka jediným minerálem žilné výplně. V nepatrném množství byly zjištěny opál – kašolong, kalcit, a minerál ze skupiny chloritů.

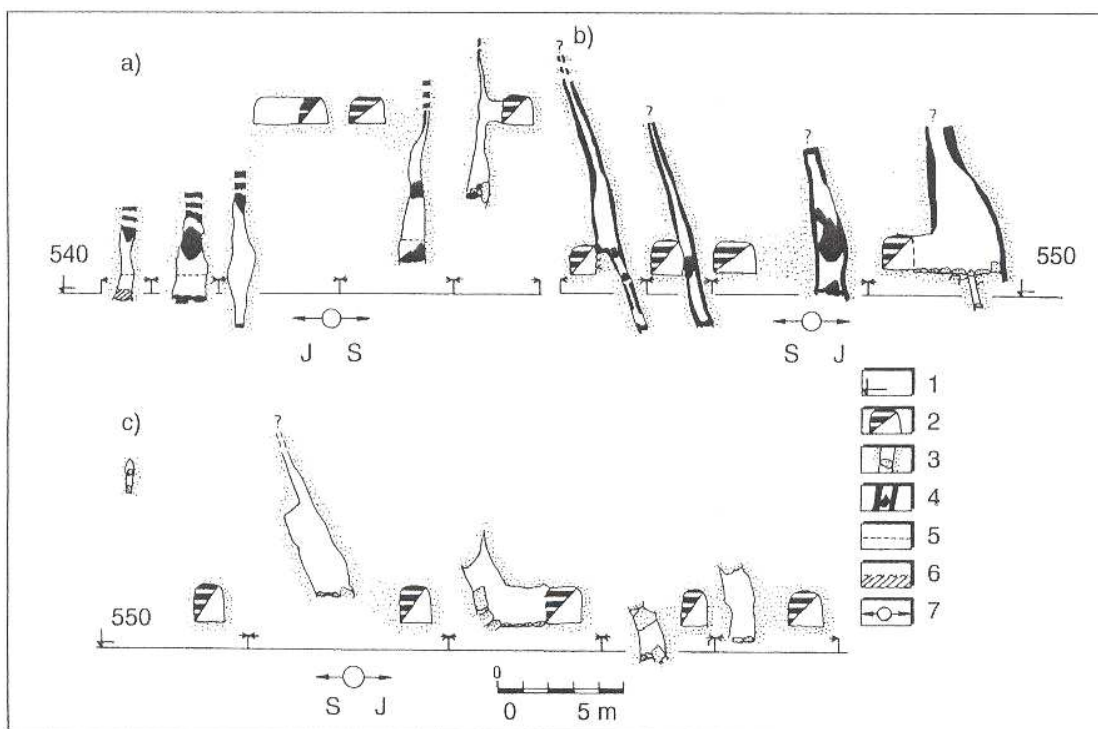
Žilný uzel č. 2 leží cca 300 m JV od ŽU č. 1. Je situován v místě křížení dvou hlavních tektonických směrů: krušnohorského, SV – JZ a směru V – Z. Je představován složitým systémem žil. Žilné trhliny jsou vyplněny pouze fluoritem s páskovanými, brekciovitými, kokardovitými či drúzovitými texturami. Brekciovité textury vznikly podrcením starší žilné výplně a tmelením v rámci mladších přínosových period. Ve větší či menší míře jsou žíly doprovázeny v nadloží či podloží pásmy impregnace, kde fluorit zatlačuje tmel okoložilných hornin. Impregnační typ převládá zejména v částečně silicifikovaných písčito – jílovitých až jílovito – písčitých sedimentech.

ŽU č. 3 leží z. Od ŽU č. 1 a č. 2, j. Od obce Sněžník. V žilné výplni dominuje fluorit světle fialové či nažloutlé barvy. Převládá páskovaná textura, vzácně byla pozorována textura brekciovitá. Okoložilné horniny jsou deskovitě ve směru úklonu žil rozpukané. Mezi bloky pískovců vznikly volné prostory. Vlivem postmineralizačních procesů došlo k rozvolnění fluoritové výplně a částečnému vypadání fluoritu do volných prostor. Vznikly poměrně rozsáhlé postmineralizační pseudokrasové dutiny, jejichž přesný rozsah však není znám (Fengl 1998).



Obr. 4 Schéma vývoje pseudokrasových dutin: a) dokončení sedimentačního cyklu v místě ložiska; b) postupné vyklenutí Děčínského Sněžníku; c) formování pseudokrasových dutin; d) průřez dnešním tvarem reliéfu. Legenda: 1 – jílovito písčité sedimenty až jílovce; 2 – křemenné pískovce, silicifikované; 3 – bazální slepence; 4 – podloží krystalinikum; 5 – sutě; 6 – poruchová pásma; 7 – drcená žilovina a okoložilné horniny; 8 – fluoritové žíly; 9 – směr fosilních pohybů; 10 – směr předpokládaných recentních pohybů (převzato z Fengl, 1998).

ŽU č. 4 leží v. Od ŽU č. 3 na j. Svahu Děčínského Sněžníku. Vytváří 200 – 300 m širokou zónu směru VSV – ZJZ složité vřetenovité stavby, složenou z řady fluoritových žil a odžilků. V oblasti ŽU č. 4 vystupuje do popředí významný geologický jev minimálně evropského významu, spojení pseudokrasových prostor s fluoritovou hydrotermální mineralizací. V průběhu báňských prací byly zjištěny na jednotlivých žilách rozsáhlé dutiny. Byly prokázány jejich délky až okolo 150 m, výšky do 30 m a šířky do 10 m. (Obr. 4) Lze rozlišit tři typy pseudokrasových duti



Obr. 5 Příklady pseudokrasových dutin: a – postmineralizační dutina; b – neúplně vyplněná dutina; c – předmineralizační dutina; Legenda: 1 – nadmořská výška srovnávací roviny; 2 – směrné a sledné chodby na štolě č. 4; 3 – úlomky horniny v dutinách, boky tvořené křemennými pískovci; 4 - úlomky fluoritové žiloviny v dutinách, boky tvořené fluoritem; 5 – zachovaná hladinová čára v dutině; 6 volná hladina vody v dutině; 7 – směr příčných řezů (převzato z Fengl 1998).

a) „předmineralizační“ dutiny bez fluoritové mineralizace, které vznikly po silicifikaci pískovců (Obr. 5c)

b) dutiny vzniklé neúplným vyplněním žilné trhliny či vyplavením nejmladších jílových minerálů (Obr. 5b)

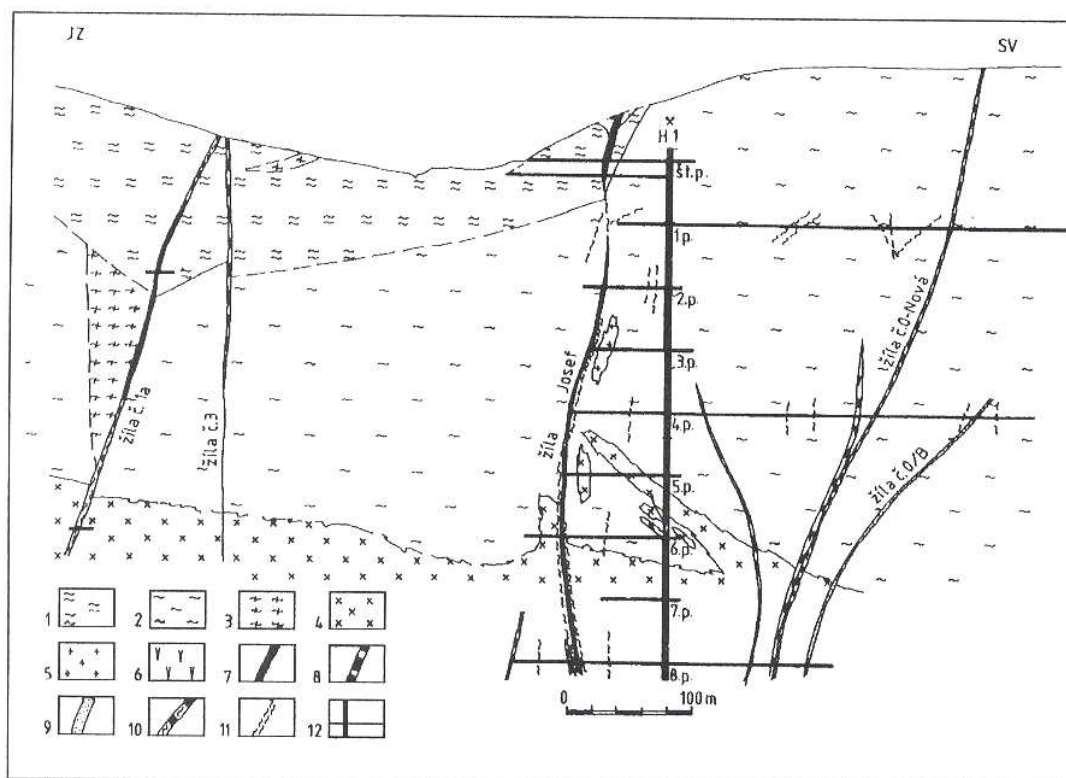
c) postmineralizační dutiny, vzniklé po vytvoření fluoritových žil obnovením tektonických pohybů, které zřejmě trvají do recentu (Obr. 5a).

Přechodným typem jsou dutiny vzniklé neúplným vyplněním žilné trhliny a zvětšené uvolňováním žilné výplně po obnovení tektonických pohybů (Fengl, 1998).

4.2 Fluoritové ložisko Moldava

Fluoritové ložisko Moldava se nachází v katastru Moldava, asi 20 km SZ od Teplíc v Krušných horách je představováno systémem fluorit – baryt – křemenných žil v asi 5 km dlouhé zóně směru SZ – JV od státní hranice se SRN až k z. okraji teplického křemenného porfyru, leží uvnitř stejnojmenné horské vsi v údolí při pramení říčky Moldavy, v těsné blízkosti státní hranice ČR – SRN (Sejkora, 1994)

Širší okolí ložiska mezi obcemi Fláje, Moldava a Mikulov je součástí tzv. krystalinika východních Krušných hor. Je řazeno k tzv. altenberské kře, která má relativně samostatné postavení ve freiberské klenbě. Tvoří přibližně trojúhelníkovou propadlinu, jejíž pokračování k J je omezeno pod krušnohorským zlomem. Severní vrchol leží poblíž Dippoldiswalde v SRN, j. vrcholy při podkrušnohorském zlomu poblíž Krupky a Horního Litvínova. Východní hranice je dána průběhem žíly žulového porfyru směru SSV – JJZ mezi Krupkou a Dippoldiswalde. Západní omezení je tvořeno jednak žílou žulového porfyru, probíhající od Bienenmühle k Frauensteinu v SRN a není tak výrazné. Celé území je budováno převážně rulami (tzv. svrchní šedé ruly freiberské podle saských geologů), velkou rozlohu má těleso teplického křemenného porfyru spolu s žilami žulového porfyru a mělce intruzivními horninami granitoidního charakteru (Obr. 6.).



Obr. 6 Příčný řez ložiskem Moldava. Legenda: 1 – svorová rula, 2 – biotitická rula, 3 – kvarcitická rula, 4 – žula, 5 – žulový porfyr, 6 – křemenný porfyr, 7 – fluoritová (fluorit – barytová) žilná výplň, 8 – křemen – hematitová žilná výplň, 9 – karbonát – sulfidická žilná výplň, 10 – mylonit s útržky barytové mineralizace, 11 – poruchové zóny, 12 – důlní díla (podle Fendl 1998).

V české části altenberské kry je zastoupena krystalická série, dále je přítomno několik stavebních jednotek: uhlonosná série (westfál), výlevné těleso teplického křemenného porfyru, žíly žulových a křemenných porfyrů či skrytá elevace granitu na Moldavě a tělesa neovulkanitů. Metamorfované horniny jsou zastoupeny dvojslídnyými až hybridními rulami s vložkami muskovitických až dvojslídnych ortorul, v severní části území se vyskytují vložky muskovitických granátických svorů až svorových rul.

Zvláštní postavení má kra epizonálně metamorfovaných hornin, tzv. fylitová kra u Vápenice a Rehefeldu. Převládají zde chlorit – sericitické a chloritické fylity s častými vložkami krystalických vápenců a mocnou polohou amfibolických břidlic krystalinické série. Další jednotkou je postmetamorfní intruze flájské žuly do krystalinické série.

V bezprostředním okolí těženého fluoritového ložiska jsou petrografické poměry monotónní. V mělkých částech dolu převládají dvojslídne až biotitické pararuly, méně jsou zastoupeny

ortoruly a svorové ruly. V malém rozsahu se vyskytují žíly křemenného a žulového porfyru, třetihorní vulkanity jsou vzácně reprezentovány málo mocnými žilami čediče. V hlubších částech dolu byly zastiženy různé facie granitů, příslušející k flájskému žulovému masivu (Fengl, 1998)

Stáří fluorit – barytové mineralizace je uvažováno mesozoické (Bernard, Pouba, 1986)

Vlastní fluoritové (podle některých autorů fluorit – barytové) ložisko Moldava (obr. 1) lze rámcově rozdělit na tři relativně samostatné části:

- a) Západní, reprezentovanou těženou žilou „Josef“, žilami systému „Papoušek“, žilou „Nová“ a odžilkou jednotlivých žil.
- b) Centrální reprezentovaná tzv. „spojenou strukturou“ částečně těženou.
- c) Východní reprezentovaná úsekem Moldava – Vápenice (Fengl, 1998).

Nejvýznamnější těženou strukturou je žíla „Josef“ (směr SZ – JV), směrné délky okolo 2000 m, z toho přes 1000 m v bilančním vývoji, baňsky ověřená do hloubky 400 m. Mocnosti žíly se pohybují od 2 m (SZ) až k 5 – 6 m v JV křídle. Obsahy fluoritu jsou 50 – 70 %, barytu do 15 %, křemene 20 – 40 % (Kužvart, 1984).

Z ložiska bylo dosud identifikováno více než 90 minerálů, čímž se Moldava řadí k mineralogicky nejbohatším lokalitám v ČR (Fengl, 1998)

4.3 Fluoritové ložisko Vrchoslav u Teplic

Ložisko Vrchoslav se nachází severně od obce Vrchoslav. Je tvořeno osmi žilami fluoritu s křemenem a hematitem, barytem (jen okolo 1,5% BaSO₄) a vzácně se vyskytujícími rudními minerály.

Žíly se 70 až 80% CaF₂ mají mocnost 0,15 – 0,50 m (v žulovém porfyru 0,21 m; v křemenném porfyru 0,30 m), maximální délku 1,5 km a ověřenou hloubku maximálně 300 m. Žíly mají směr příčný ke směru krušnohorskému (SZ – JV, sklon 85° k SV nebo JZ). Okolními horninami jsou šedá biotitická ortorula, teplický křemenný porfyr, proražený žilami žulového porfyru, a preiselberský mikrogranit, na nějž mohou být (spolu s cínoveckou žulou) geneticky vázány

fluoritové žíly. Na ložisku se nacházely krychle různě zbarveného fluoritu o hraně až 15 cm (Kužvart, 1984).

Ložisko Vrchoslav bylo prvním ložiskem, které bylo po skončení druhé světové války těženo. Těžba zde probíhala od počátku padesátých let do konce šedesátých

4.4 Výskyty fluoritu v okolí Teplic

Nejdůležitější výskyty fluoritu jsou u Horského pramene v Teplicích – Šanově a na Písečném vrchu u Teplic. Projevuje se zde zatlačování původní horniny fluoritem a také vylučování fluoritu do dutin, které vede k vytváření fluoritových sintrů.

Fluoritové pásmo je místy až 2,50 m mocné, znaky původní horniny jsou fluoritizací téměř setřeny. Fluoritizace má charakter metasomatózy. Vedle metasomatického fluoritu se zde uplatňuje také prostá krystalizace fluoritu do otevřených dutin a puklin, kde fluorit tvoří hrubozrnné krystalické agregáty.

Druhou oblastí fluoritových výskytů je okolí Duchcova, Háje u Duchcova, Jeníkova a Lahošti. Fluorit je zde přítomen jako tmel pískovců nebo na puklinách křemenců.

K vylučování fluoritu dochází v místech, kde tektonické poruchy umožňují výstup termálních vod. K největším nahromaděním dochází na puklinách křídových sedimentů (Jílové), nebo na rozhraní propustných a nepropustných hornin, kde nepropustné horniny tvořily artézský strop a umožňovaly soustředěný vývěr vod (Horský pramen; Čadek, Kačura, Malkovský, 1963).

5 Mikrotermometrické studium fluoritů z lokality Vrchoslav

K mikrotermometrickému studiu byly vybrány 3 vzorky fluoritu a 1 vzorek křemene z ložiska Vrchoslav. Vzorky pocházejí ze soukromé sbírky. Oboustranně leštěné destičky byly studovány v polarizačním mikroskopu Leica DMPL a nejlepší vzorek byl studován mikrotermometricky pomocí mikroskopu Olympus BX-40 a stolku Linkam THMSG 600.

U fluidních inkluzí byly rozlišovány genetické typy (primární, sekundární, pseudosekundární) a měřeny následující teploty: teplota vymrznutí obsahu inkluze (T_f), teplota prvního tání (T_e), teplota tání posledního krystalu ledu (T_m) a teplota konečné homogenizace inkluze na kapalinu (T_h). Teploty jsou uváděny ve $^{\circ}\text{C}$. Všechna měření byla prováděna na řezu krystalem fluoritu s několika velmi dobře odlišitelnými růstovými zónami. Naprostou většinu inkluzí lze označit jako primární (tj. jsou paralelní s růstovými zónami). Menší část inkluzí se vyskytuje na trailech, které však neprotínají celý krystal a inkluze na nich jsou proto spíše pseudosekundární, než sekundární.

V krystalu fluoritu lze rozlišit tři zóny: 1) středovou část krystalu s náhodně rozmístěnými inkluzemi a bez výrazných růstových zón (objemově nejrozsáhlejší část krystalu); 2) vnitřní okrajovou zónu (s řadou inkluzí na několika paralelních růstových zónách); a 3) vnější okrajovou zónu (s minimem fluidních inkluzí).

Hranice mezi středovou a vnitřní okrajovou zónou je dobře patrná a zvýrazněná četnou přítomností polokoulí agregátů oxidů železa (dále značeno jako FeOOH). Hranice mezi vnitřní a vnější okrajovou zónou je zvýrazněna přítomností krystalků křemene narůstajících orientovaně na tuto hranici. Z hlediska sukcese minerálů a geochemie fluid výše uvedené hranice indikují: i) vzestup fugacity O_2 ve vnitřní růstové zóně (oproti středu); a ii) přerušení krystalizace fluoritu po krystalizaci vnitřní okrajové zóny.

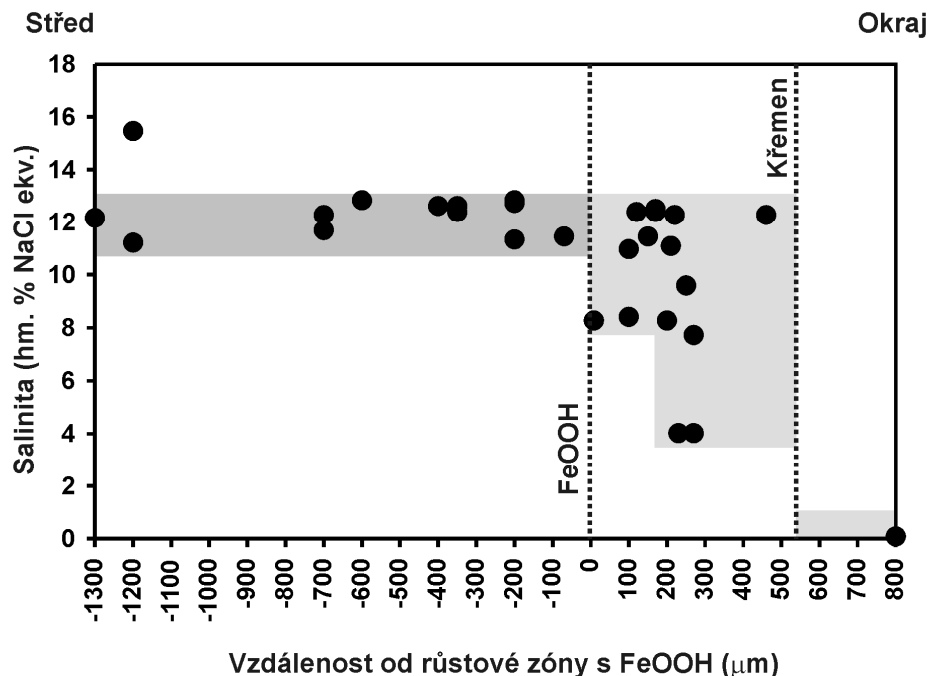
Fluidní inkluze mají velikost od několika μm až do asi 200 μm . Převážně jsou oválné, či složitě členěné, ale vždy se zaoblenými tvary. Vyjimku tvořily inkluze ve vnější okrajové zóně, které byly čtvercového tvaru (ploché?).

Z hlediska stupně zaplnění se vyskytují inkluze: i) dvoufázové kapalinou bohaté (objem kapaliny činí asi 95 - 90 % objemu inkluze); a ii) inkluze dvoufázové plynem bohaté (objem kapaliny činí asi 10-50 objemu inkluze). Tyto inkluze dosahují velikosti cca 50-200 μm , jsou

často tmavé (až neprůhledné), jejich povrch vypadá jako skulptovaný a v některých inkluzích byla vysrážena na povrchu inkluzí neznámá pevná fáze (ve formě povlaku). Inkluze bohaté plynem se nepodařilo mikrotermometricky studovat.

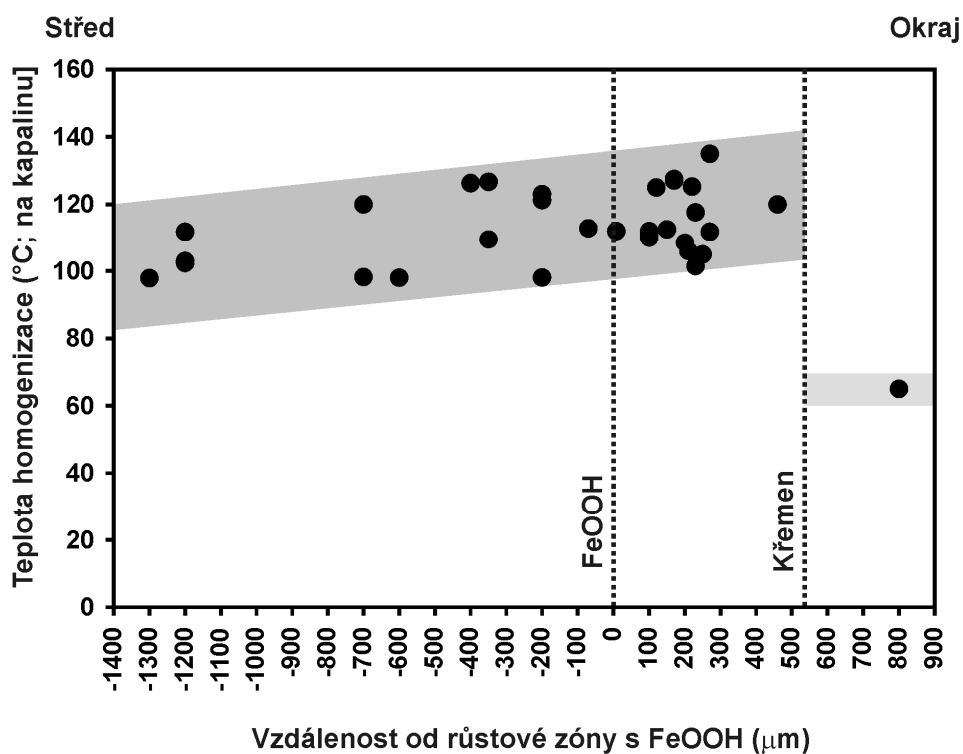
Dvoufázové kapalinou bohaté inkluze obsahují pouze vodný roztok. Teplota vymrznutí (T_f) se pohybuje od -39 do -80 °C a obsah inkluze po vymrznutí ztmavl do hnědava. teplota prvního tání (T_e) byla u sekundárních inkluzí okolo -56 °C a u primárních okolo -37 °C. Teplota homogenizace (T_h) se pohybovala u inkluzí středové a vnitřní okrajové zóny v rozmezí od 91 do 127 °C (na kapalinu), u inkluzí z vnější okrajové zóny byla výrazně nižší (65 °C; podařilo se změřit jen jednu inkluzi). U všech studovaných inkluzí byla též změřena jejich vzdálenost od růstové zóny s agregáty FeOOH, která byla označena nulou (hodnota směrem do středu krystalu je záporná, směrem k vnějšímu okraji je kladná) a korelována s T_h a salinitou.

Teplota homogenizace dvoufázových kapalinou bohatých inkluzí ze středu krystalu směrem k okraji pozvolna narůstá, z hodnot 100 ± 20 °C na 115 ± 20 °C. Vnější okrajová zóna se vyznačuje prudkým poklesem teploty homogenizace až na cca 65 °C (Obr. 7).

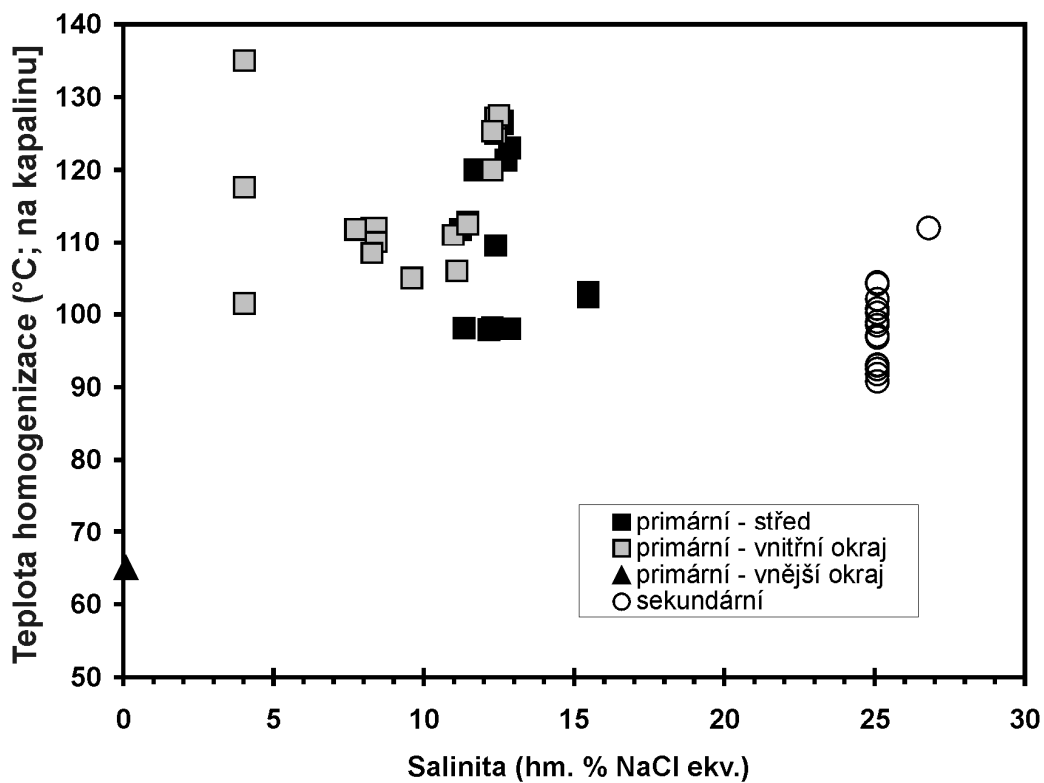


Obr. 7. Vývoj salinity primárních fluidních inkluzí napříč fluoritovým krystalem z ložiska Vrchoslav u Teplíc.

Salinita inkluzí zůstává přibližně stejná (11-13 hm. % NaCl ekv.) v celé středové zóně. Za linií s FeOOH dochází k postupnému zvyšování rozptylu hodnot salinity (13-4 hm. % NaCl ekv.). Za linií krystalizace křemene, tj. ve vnější okrajové zóně salinita prudce klesá téměř na nulu (Obr. 8).



Obr . 8. Vývoj teploty homogenizace primárních fluidních inkluzí napříč fluoritovým krystalem z ložiska Vrchoslav u Teplic.



Obr . 9. Korelace mezi teplotou homogenizace a salinitou fluidních inkluzí ze studovaného fluoritového krystalu z ložiska Vrchoslav u Teplic.

Z hlediska vztahu T_h a salinity jsou přítomny tři vzájemně odlišné skupiny inkluzí: i) primární inkluze ze středové zóny a z vnitřní okrajové zóny, ii) sekundární inkluze ze středové zóny a iii) primární inkluze z vnější okrajové zóny (Obr. 9).

Náhlé variace salinity ve vnitřní okrajové zóně interpretuji jako projev oživené tektonické aktivity při níž do systému ohřátých pánevních "solanek" (11-13 hm. % solí) začínají pronikat ohřátá fluida meteorického původu fluida o nízké (nulové ?) salinitě.

6 Příklady fluoritových ložisek ve světě

Většina ložisek fluoritu ve světě je hydrotermálního původu. Podle klesající teploty vzniku je lze dále členit na hypotermální, mezotermální a epitermální. Další genetické typy reprezentují ložiska infiltrační, reziduální (úlomkovitá; eluviální a deluviální), pegmatitová a sedimentární (Kužvart, 1984).

a) Hypotermální ložiska fluoritu

Hypotermální ložiska fluoritu se většinou nachází při styku matečných intruzí s pláštěm, vznikají za vysokých teplot (300 – 500°C) a tlaků. K tomuto typu lze řadit i výskyty fluoritu na Sn-W greisenových ložiscích (fluorit vzniká v závěru greisenizace) a ve vápenci/mramoru, kde působením tepla a roztoků vznikají skarny. Mezi doprovodné minerály patří světlé slídy, turmalín, kasiterit, topaz, kryolit aj. K tomuto typu řadí Kužvart (1984) Soloněčné ložisko ve východním Zabajkalsku. Žíla fluoritu je 1- 35 m mocná a proráží v délce 700 m greisenizovanou žulu.

b) Mezotermální ložiska fluoritu

Mezotermální ložiska fluoritu vznikají při teplotě cca 200 až 300 °C a obvykle se nacházejí dále od kontaktu magmatické intruze s pláštěm. Ložiska mohou být žilná, nebo metasomatická. Fluorit často bývá doprovázen barytem, v žulách obvykle křemenem, kalcitem ve vápencích a některým ze sulfidů Cu, Pb, Zn, Fe, řidčeji s minerály uranu. Některé mezotermální Pb-Zn žíly obsahují fluorit jako akcesorii, často spolu s barytem. Žíly ve vyvřelinách mají stálejší mocnost, než v sedimentárních sériích tvořených střídáním psamitů s pelity, v nichž žíly lokálně vyklíňují. Se stoupající hloubkou 250-300 m přecházejí fluoritové žíly zpravidla v křemenné, barytové nebo kalcitové žíly. Někdy bývá ložisko doprovázeno fluoritovou impregnací okolní sericitované, prokřemenělé nebo pyritizované horniny. Jako příklad mezotermálních fluoritových ložisek uvádí (Kužvart, 1984) ložiska ve státech Illinois a Kentucky, která zabírají plochu okolo 1800 km² severně od soutoku Tennessee s Ohiem. Fluoritové žíly vznikly v mladším paleozoiku ve strmých zlomových trhlinách v mississippienských vápencích tam, kde měl pohyb podél zlomů větší amplitudu než 15 m (při menší amplitudě nevznikly podél zlomových ploch dostatečné prostory vhodné pro zrudnění). Současně s fluoritem se v čočkovitých žilách vyskytuje kalcit, baryt, křemen, galenit a sfalerit. Mocnost žil kolísá od několika milimetrů do 10 metrů. V okolí Cave in Rock (Illinois) převládají metasomatická

ložiska fluoritu, jež páskováním sledují vrstevnatost ploše uloženého vápence. Protože má fluorit větší měrnou hmotnost než vápenec, při metasomatóze dochází ke zmenšení objemu a v důsledku toho k propadání nadloží. Ložiska podobného typu se těží v Mexiku ve státě Coahuila. Dále se těží ložiska španělská, Osor a Collada, francouzská v Centrálním masivu, v Ardenách a Vogezách, italská na Sardinii u Torgoly a u Bolzana, anglická v Derbyshire a Durhamu, německá v Harcu, u Nabburgu a Salzbachu (Kužvart, 1984).

c) Epitermální ložiska fluoritu

Epitermální ložiska fluoritu vznikla v teplotním rozsahu přibližně 50 až 200 °C, nehluboko pod povrchem a mívají brekciovitou, páskovanou, nebo koncentricky miskovitou ledvinovitou nebo kokardovou texturu, jsou většinou doprovázena opálem, chalcedonem, kvarcinem, kašolongem, kaolinitem, pyritem, markazitem, nebo sulfidy Hg a Sb. Krystaly fluoritu bývají protáhlé a radiálně paprscitě uspořádané. Ve středu žil bývá většinou dutina, jejíž stěny jsou pokryty krystaly fluoritu, markazitu aj.

Mezi tento typ řadíme Kalangujské ložisko ve východním Zabajkalsku, jehož žíly sledují zlomy v jurských pískovcích a břidlicích. Po tektonických pohybech podél nerovných ploch zlomů byly vytvořeny dutiny, později vyplněné fluoritem, dosahující mocnosti až 7 m. Obsah fluoritu kolísá mezi 60 – 95%, s narůstající hloubkou obsah fluoritu ve výplni žil klesá a roste podíl pyritu a markazitu. Horniny v nadloží jsou kaolinizovány do vzdálenosti 10 až 20 m od žíly, v podloží jsou prokřemenělé (Kužvart, 1984).

d) Infiltrační ložiska fluoritu

Infiltrační ložiska vznikají z mělce cirkulujících podzemních a vadózních vod vysrážením fluoritové mineralizace zpravidla na puklinách či v pórech v přípovrchových oblastech. Povrchové vody získaly svůj obsah fluoru patrně při zvětrávání variských žul s vysokým obsahem fluoru (až 1 %) a reakcí NaF s CaCO₃ vápencových vložek v proterozoických siltovcích vznikal při povrchu fluorit.

K tomuto typu řadíme ložiska Čulut Cagan Del asi 140 km j. od Ulánbátaru v Mongolsku, jež je tvořeno tmavým organickou hmotou zbarveným fluoritem, který se střídá s vrstvičkami chalcedonu, vzácně též diasporu a goetheitu a ložiska na Sardinii – Monreale u Sardary, Burcei a San Andre Fruis sv. od Cagliari, kde se fluorit ukládal do trhlin naproti tomu na ložisku Oridda tvořil výplň krasových dutin (Kužvart, 1984).

e) Reziduální úlomkovitá ložiska

Reziduální úlomkovitá ložiska vznikají zvětráváním ložisek či hornin a akumulací *in situ*, aniž by došlo k transportu, mohou být těžitelná, přestože jejich primární zdroj – většinou žíly – nemá pro malou mocnost hospodářský význam. Tento typ ložisek se vyskytuje v okolí Morvanu v Centrálním masivu (Francie) a ve státech Illinois a Kentucky (USA), kde byl odstraněn rozpustný vápenec a žilný kalcit a došlo k reziduálnímu obohacení povrchovými vodami nerozpustného fluoritu (např. třicetimetrový úsek tenké vertikální žíly se stane po zvětrání okolních hornin součástí 5 – 10 m mocné vrstvy zvětralin). Zvětrávání postihuje široká pásma až 20 m do hloubky (Kužvart, 1984).

f) Pegmatitová ložiska

Pegmatitová ložiska vznikají krystalizací zbytkového magmatu, bohatého na těžké složky a mají podobu žil v magmatitech nebo metamorfitech. Na tento typ mineralizace nejsou vázána velká ložiska fluoritu, zato ložiska s výbornou kvalitou fluoritových krystalů, vhodných i k optickým účelům, pokud nebyly pegmatity později tektonizovány. Pegmatity mají většinou zonální stavbu, fluoritové krystaly bývají v drůzových dutinách na styku blokového pegmatitu s křemenným jádrem pegmatitu spolu s krystaly záhnědy, piezokřemene, morionu a křišťálu. Fluorit, křemen a jeho odrůdy většinou vznikají až v hydrotermální fázi vývoje ložiska (Kužvart, 1984).

g) Sedimentární ložiska

Sedimentární ložiska vznikající ukládáním obvykle ve vodním prostředí, a jsou mimořádně důležitá pro mnoho typů surovin, avšak fluoritová ložiska tohoto typu jsou vzácná. Fluorit tvoří drobné krystalky a konkrce v sádrovci, anhydritu, nebo chemogenním vápenci. K tomuto typu ložisek jsou řazena ložiska Paglio Pignolino a Presolana v triasových vápencích ssz. od Říma. Mají mocnost 1 – 4 m, délku 600 m, kde bylo dosud vytěženo okolo 250 000 t fluoritu (Kužvart, 1984).

7 Využití fluoritu a přehled světové těžby

6.1 Využití fluoritu

Fluorit se používá k výrobě fluorovodíku (HF), jako kyselina fluorovodíková se používá k fluoraci organických sloučenin, na výrobu freonů, fluoroplastů, k výrobě fluoridu hlinitého a syntetického kryolitu. Je používán jako tavivo v ocelářství a v keramickém průmyslu, ve slévárnách železa a oceli a má mnoho dalších využití. Fluorovodík je vyráběn reakcí (97% CaF_2) fluoritu s kyselinou sírovou. Syntetický kryolit, organické a anorganické sloučeniny fluoru, i elementární fluor, jsou z kyseliny fluorovodíkové poté vyráběny. Kyselina samotná je důležitá při katalýze při výrobě alkylátů, ingredience do vysokootanových benzínů, dekapování oceli, jako odlakovače, na leptání a matování skla a v elektrotechnice. Kryolit se spotřebovává hlavně při výrobě hliníku. Výroba 1t čistého hliníku spotřebuje 12-24 kg fluoru v podobě syntetického kryolitu, nebo fluoridu hlinitého. Elementární fluor je používán pro výrobu hexafluoridu uranu, hexafluoridu síry a halogen fluoridu. Plynný hexafluorid uranu je používán pro oddělování izotopů ^{235}U a ^{238}U difúzní metodou. Hexafluorid síry je stabilní vysoce účinný plynný izolant ve vysokonapěťových zařízeních. Anorganické fluoridy jsou používány jako insekticidy, konzervační látky, antiseptické látky, používají se jako aditiva do keramiky, taviva, v galvanickém pokovování, antioxidanty a další. Fluorid boritý je důležitým katalyzátorem. Organické fluoridy představují největší část spotřeby fluoridů v chemickém průmyslu. Fluorované chlorokarbony a fluorokarbony, se vyznačují nízkou toxicitou a vysokou chemickou stabilitou. Výborně slouží jako chladicí kapaliny, hnací náplň do sprejů, rozpouštědla, čisticí prostředky a jako prostředníky pro polymery, jako fluorokarbonové pryskyřice a elastomery. Fluorokarbonové pryskyřice jsou inertní sloučeniny, které mají nezvykle nízké koeficienty tření a mají nespočet použití jako lubrikanty částí, které nemohou být naolejované, například v malých elektronických zařízeních, pro výrobu chemicky odolných těsnění a částí ventilů, jako obložení rour a tanků, pro výrobu chemicky odolných kontejnerů, nádob a na nepřilnavé kuchyňské nádobí (Fulton, Montgomery, 1994).

6.2 Přehled světové těžby fluoritu

| SVĚTOVÁ PRODUKCE FLUORITU ^{1, 2} | | | | |
|---|------------------------|------------------------|------------------------|---------------------|
| v tunách | | | | |
| Země a kvalita ^{3, 4} | 2004 | 2005 | 2006 | 2007 ^e |
| Argentina | 6 437 ^f | 7 502 ^f | 8 278 ^f | 8 280 |
| Brazílie | | | | |
| Chemický fluorit | 40 948 | 47 143 ^f | 45 159 ^f | 45 200 ^p |
| Metalurgický fluorit | 16 824 | 19 369 ^f | 18 445 ^f | 18 500 ^p |
| Celkem | 57 772 | 66 512 ^f | 63 604 ^f | 63 700 |
| Čína: ^{e, 5} | | | | |
| Chemický fluorit | 1 600 000 ^f | 1 650 000 ^f | 1 800 000 ^f | 1 850 000 |
| Metalurgický fluorit ⁵ | 1 100 000 ^f | 1 150 000 ^f | 1 300 000 ^f | 1 350 000 |
| Celkem | 2 700 000 | 2 800 000 ^f | 3 100 000 ^f | 3 200 000 |
| Francie: ^{e, 6} | | | | |
| Chemický fluorit | 80 000 | 80 000 | 35 000 | -- |
| Metalurgický fluorit | 10 000 | 10 000 | 5 000 | -- |
| Celkem | 90 000 | 90 000 | 40 000 | -- |
| Německo, Chemický fluorit | 33 203 | 35 364 | 53 009 ^f | 53 000 |
| Indie: ^{e, 7} | | | | |
| Chemický fluorit | 4 300 | 4 400 | 500 ^f | 1 000 |
| Metalurgický fluorit | 6 400 | 6 500 | 5 000 ^f | 5 000 |
| Celkem | 10 700 | 10 900 | 5 500 ^f | 6 000 |
| Írán ⁸ | 54 052 | 64 601 ^f | 65 000 ^{f, e} | 65 000 |
| Itálie ⁶ | 17 915 | 15 000 ^e | 8 000 ^e | -- |
| Kazachstán | 4 000 | 4 750 | 4 750 ^e | 4 750 |
| Keňa, Chemický fluorit | 108 000 | 97 261 | 83 428 | 82 000 |
| Severní Korea, metalurgický fluorit | 12 000 | 12 500 | 12 500 | 12 500 |
| Mexiko: ⁹ | | | | |
| Chemický fluorit | 401 753 | 324 568 | 466 000 ^f | 513 000 |
| Metalurgický fluorit | 440 945 | 550 882 | 470 000 ^f | 420 000 |
| Celkem | 842 698 | 875 450 | 936 000 ^f | 933 000 |
| Mongolsko: | | | | |
| Chemický fluorit | 148 200 | 134 100 | 137 600 | 130 000 |
| Ostatní ¹⁰ | 206 700 | 233 400 | 255 000 ^f | 250 000 |
| Celkem | 354 900 | 367 500 | 392 600 ^f | 380 000 |
| Maroko, Chemický fluorit | 112 100 | 95 000 ^e | 95 000 ^e | 90 000 |
| Namibie, Chemický fluorit | 104 785 | 114 886 ^f | 132 249 ^f | 118 000 |
| Rumunsko, Metalurgický fluorit ⁴ | 15 000 | -- ^f | -- ^f | -- |
| Rusko | 226 400 | 245 500 | 210 000 ^e | 180 000 |
| JAR: ^{e, 11} | | | | |
| Chemický fluorit | 250 000 | 252 000 | 240 000 ^f | 270 000 |
| Metalurgický fluorit | 15 000 | 14 000 | 16 000 ^f | 15 000 |
| Celkem | 265 000 | 266 000 | 256 000 ^f | 285 000 |
| Španělsko: | | | | |
| Chemický fluorit | 135 505 | 133 495 | 139 500 ^f | 140 000 |
| Metalurgický fluorit | 10 186 ^{f, e} | 10 500 ^f | 10 500 ^{f, p} | 10 500 |
| Celkem | 145 691 ^f | 143 995 ^f | 150 000 ^f | 150 500 |
| Thaïsko, Metalurgický fluorit | 2 375 | 295 | 3 240 ^f | 1 820 |
| Velká Británie | 50 080 ⁹ | 60 980 ^f | 60 000 ^f | 40 000 |
| Celkové množství | 5 230 000 | 5 390 000 ^f | 5 690 000 ^f | 5 690 000 |

^eOvěřená. ^pPředběžně. ^fOvěřená. -- nula.

¹Celková světová těžba je zaokrouhlena na tři místa.

²Tabulka zahrnuje data získaná 6.6. 2008.

³Bulharsko v minulosti také produkovalo fluorit, ale informace o jeho těžbě jsou nedostačující pro správný odhad těžby.

⁴I přez snahu rozdělit produkci fluoritu podle kvality (chemická, keramická a metalurgická) u všech států, nebyly někdy informace získány, proto nejsou zahrnuta v této tabulce.

⁵Zahrnuje horší kvalitu než je metalurgická (asi 33 - 50 %). Fluorit této kvality je používán hlavně do cementu.

⁶Důl uzavřen v roce 2006.

⁷Rok začíná 1. dubna.

⁸Rok začíná 21. března.

⁹Data jsou poskytnuta Mexickou Geologickou Službou.

¹⁰Kvalita je horší než metalurgická.

¹¹Počítá se s vlhkým materiálem.

¹²Data byla poskytnuta Jihoafrickou Geologickou Službou.

Chemický fluorit: čistota min 97% používá se na výrobu kyseliny fluorovodíkové; Metalurgický fluorit: čistota 65 - 85 %.

Tab. 2. Přehled světové těžby fluoritu (U.S. Geological Survey, 20.5.2009)

V roce 2007 představovalo 5 zemí (Čína, Mongolsko, Mexiko, JAR a Rusko) 86% světové těžby fluoritu. Čína za posledních 20 let výrazně zvětšovala objemy své těžby a stala se díky nízké ceně prodávané suroviny hlavním světovým dodavatelem fluoritu.

V posledních deseti letech vzrostla poptávka po fluoritu o 2-3% a v letech 2003-2007 míra růstu překročila 4% jak se průmysl zotavoval z omezení používání fluorovaných uhlovodíků (<http://www.roskill.com>, 15.4.2010).

8 Závěr

Hlavní etapa těžby fluoritu v Česku začala v padesátých letech XX. století. Tomuto období předcházelo válečné období, kde se jednalo o těžbu malých objemů (řádově několik set tun v Kožlí u Ledče nad Sázavou). V roce 1953, po úspěšném geologickém průzkumu bylo do provozu uvedeno ložisko Vrchoslav u Teplic, v šedesátých letech obecně zažila těžba a prospekce fluoritu velký rozmach, což souviselo s rozvojem metalurgického a chemického průmyslu. V průběhu let byla otevřena ložiska Jílové u Děčína, Křižany u Liberce, Blahuňov, Moldava, Harrachov a Hradiště.

Od druhé poloviny osmdesátých let XX. století docházelo u nás k útlumu těžby surovin obecně, v souladu s celosvětovými trendy. Bylo to způsobeno ekologickými hledisky zlepšení kvality životního prostředí, nejvýrazněji se to projevilo v chemickém průmyslu ve výrobě fluorovodíků - omezení výroby fluorovaných uhlovodíků s výrazným negativním dopadem na degradaci ozonové vrstvy v atmosféře. V metalurgii železa a ve sklářském a keramickém průmyslu si ale fluorit stále zachovává svoji nenahraditelnost. V současné době se v České republice netěží žádné fluoritové ložisko, veškerý fluorit se dováží (Chrt, 1993).

V rámci laboratorního studia byly pomocí mikotermometrie fluidních inkluzí studovány podmínky vzniku zonálního fluoritového krystalu z historického ložiska Vrchoslav u Teplic při severozápadním okraji oháreckého riftu. Krystal obsahoval velké množství primárních inkluzí ze systému $H_2O - NaCl - CaCl_2$. Z naměřených hodnot jsou patrné tři různé období vývoje krystalu, oddělené liniemi krystalizace hydrooxidů železa a krystalizace křemene. Teplota homogenizace primárních inkluzí postupně narůstá ze středu krystalu (100 ± 20 °C) k jeho okraji (115 ± 20 °C; až po linii s křemenem), v poslední růstové zóně je však nízká (~ 65 °C). Salinita je zhruba konstantní ve středové části (11-13 hm. % NaCl ekv.), v okrajových částech je však variabilní (13-4 hm. % NaCl ekv.) a v nejmladší zóně klesá až na 0 hm. % NaCl ekv. Tento vývoj by mohl svědčit o mísení pánevních solanek s fluidy meteorického původu (zprvu ohřátými, později chladnými).

9 Seznam literatury

Behr H.-J., Dürbaum H.-J. and Bankwitz P. (Eds.), 1994. Crustal structure of the Saxothuringian Zone: Results of the deep seismic profile MVE-90(East). *Z. geol. Wiss.*, str. 647-769.

Bernard H. J., Pouba Z. a kol., 1986. Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masivu. *Ústř. Úst. geol.*, str. 184-198.

Čadek J., Kačura G., Malkovský M., 1963. Genetické vztahy mezi termami a neoidní mineralizací hornin v oblasti Teplíc a Ústí n. Labem. *Ústř. úst. geol.*, Praha

Christensen N.I., Medaris L.G., Wang H.F and Jelínek E., 2001. Depth variation of seismic anisotropy and petrology in central European lithosphere: A tectonothermal synthesis from spinel lherzolite xenoliths. *J. Geoph. Res. – Solid Earth*, str. 645-664.

Chrt J. and Pařízek A. , 1976. Relations of the fluorite-baryte and quartz-hematite veins to the fault tectonics in the Krušné hory Mts. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, Praha str. 257-267.

Chrt J., 1977. K metodice prognóz fluorito-barytové mineralizace Českého masívu. – MS *Ústř. Úst. geol.* Praha.

Chrt J., 1993. 40 let těžby a úpravy fluoritu v České republice. *Geologický průzkum*, Praha, Roč. 35, č. 7-8 (1993), ISSN 0016-772X, str. 245-246.

Fediuk F. and Fediuková E., 1988. Postmesozoic alkaline volcanics of northern Moravia. *Acta Univ. Carol., Geol.*, str. 355-382.

Fengl M., 1998. Mineralogy of mined out fluorite deposits. *Minerál*, ISBN 1213-0710, Roč. 6, č. 2 (1998), Brno, str. 83-88.

Franke W., 1989. Variscan plate tectonics in Central Europe - current ideas and open questions. *Tectonophysics*, str. 221-228.

Fulton R.B., Montgomery G., 1994 Fluorspar. Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc. Littleton Colorado ISBN 0-87335-103-7

Kopecký L. 1971. Relationship between fenitization alkaline magmatism, barite-fluorite mineralization and deep-fault tectonics in the Bohemian Massif. –Upper mantle project Progr. In Czechoslovakia 1962 – 1970 . Final Rep., Praha, str. 73 – 95.

Kužvart M., 1984. Ložiska nerudných surovin. Academia, Praha, str. 156 – 167.

Malkovský M., 1977. Important faults of the platform cover of the northern part of the Bohemian Massif. *Výzk. Práce Ústř. Úst. geol.*, str. 1-32.

Malkovský M., 1977. Neoidic mineralization in the Bohemian Massif associated with the Saxon tectogenesis. *Ústř. úst. geol.*, Praha

Michel H., 1913. Die Erzgebirgsbruchzone westlich Bodenbach. *Verh. K. k. geol. Reichsanstalt*, str. 173-174.

Müller B., 1924b. Geologische Sektion Niemes - Roll des Topogr. Planes 3753/2 (Kartenbl. B.Leipa - Dauba). *Sbor. Stát. geol. Úst., Odd. geol.*, str. 231-288

Prodehl C., Mueller S. and Haak V., 1995: The European Cenozoic rift system. In K.H. Olsen (Ed.), Continental rifts: evolution, structure, tectonics. Developments in Geotectonics 25. Elsevier, Amsterdam, Str. 133-212.

Sejkora J., 1994. Minerals from Moldava deposit in the Erzgebirge Mts. Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze, ISSN 1211-0329, Roč. 2 (1994), str. 110-116.

Wilson M. and Downes H., 1991. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. *J. Petrol.*, str. 811-850.

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd ed. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V. and Geol. Soc. London. The Hague, Str. 239.

Ziegler P.A., 1994. Cenozoic rift system of Western and Central Europe: an overview. *Geol. Mijnbouw*, str. 99-127.

<http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/fluorspar/> 20.5.2009

<http://www.roskill.com/reports/industrial-minerals/fluorspar/> 15.4.2010