

MINERÁLNÍ VODY ČESKÉ REPUBLIKY

pro vnitřní potřeby Přírodovědecké fakulty
Masarykovy univerzity v Brně
a Univerzity Karlovy v Praze

Mgr. Dana HAVLÍN NOVÁKOVÁ, Ph.D.
Kontakt: dana_novakova@yahoo.com

aktualizováno 2012

Obsah

DOPORUČENÁ LITERATURA	2
1. ÚVOD	4
2. LEGISLATIVA.....	5
3. ZMĚNY CHEMISMU MINERÁLNÍCH VOD.....	7
4. JÍMÁNÍ MINERÁLNÍCH VOD	7
5. KLASIFIKACE.....	8
6. TYPY STRUKTUR MINERÁLNÍCH VOD	10
7. PLYNY V MINERÁLNÍCH VODÁCH	11
8. SEDIMENTACE NA VÝVĚRECH MINERÁLNÍCH VOD	12
9. LÁZEŇSTVÍ V ČR	12
10. UHLIČITÉ VODY	14
11. SULFANOVÉ (SULFIDOVÉ, SIROVODÍKOVÉ) VODY	32
12. SÍRANOVÉ VODY	42
13. FLUORIDOVÉ VODY	46
14. RADIOAKTIVNÍ VODY	47
15. CHLORIDOVÉ A JODIDOVÉ VODY	49
16. ŽELEZNATÉ VODY	55
17. ARZÉNOVÉ VODY	56

Doporučená literatura

- Burachovič, S. – Wieser, S. (2001): Encyklopedie lázní a léčivých pramenů v Čechách, na Moravě a ve Slezsku. Nakl. LIBRI. Praha.
- Franko, O. – Gazda, S. – Michalíček, M. (1975): Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. GÚDŠ. Bratislava.
- Franko, O. – Kolářová, M. (1985): Mapa minerálnych vôd ČSSR 1:500 000. GÚDŠ. Bratislava.
- Hanzel, V. (1998): Geologický slovník – hydrogeológia. Vydav. Dionýza Štúra. Bratislava.
- Hynie, O. (1963): Hydrogeologie ČSSR II. – Minerální vody. Nakl. ČSAV. Praha.
- Janoška, M. (2011): Minerální prameny v Čechách, na Moravě a ve Slezsku. ACADEMIA. Praha.
- Kačura, G. – Květ, R. (1979): Drobné zdroje minerálních vod na Moravě. Krajské vlastivědné muzeum. Olomouc.
- Kovařík, P. (1998): Studánky a prameny Čech, Moravy a Slezska. Nakl. Lidové noviny.
-

- Jetel, J. – Rybářová, L. (1979): Minerální vody Východočeského kraje. ÚÚG. Praha.
- Kačura, G. (1980): Minerální vody Severočeského kraje. ÚÚG. Praha.
- Kolářová, M. (1978): Minerální vody Středočeského a Jihočeského kraje. ÚÚG. Praha.
- Kolářová, M. – Myslíl, V. (1979): Minerální vody Západočeského kraje. ÚÚG. Praha.
- Květ, R. – Kačura, G. (1976): Minerální vody Jihomoravského kraje. ÚÚG. Praha.
- Květ, R. – Kačura, G. (1978): Minerální vody Severomoravského kraje. ÚÚG. Praha.
-

Informační systém o minerálních vodách

- pro MZd – Inspektorát lázní a zřidel, vypracováno podle francouzského vzoru, postupně zpracovávány všechny lokality, dříve v papírové formě kartotéky a nafocené na microfiších, dnes na CD. Obsahuje naskenované veškeré zprávy a analýzy, kartotéka zpráv, databáze vrtů... (V. Pelikán, Brno)
-

- Mzd. – Inspektorát lázní a zřidel www.mzcr.cz
- Svaz minerálních vod <http://www.svaz-mv.cz>
- Referenční laboratoř přírodních léčivých zdrojů
Odd. minerálních vod, Mariánské Lázně
- ČGS – Geofond /Praha/ – zprávy o hydrogeologických a balneologických průzkumech, www.geofond.cz
- obecní, městské a krajské úřady
- prováděné průzkumy struktur minerálních vod a pramenů v archívu ČGS: jednotlivé Vysvětlivky k Souboru geologických a účelových map 1:50 000; Vysvětlující texty ke geologickým mapám 1:25 000 (jen vybrané listy map) – www.geology.cz
- stáčírny minerálních vod, lázně: Karlovy Vary – Správa zřidel a kolonád www.splzak.cz, www.ondrasovka.cz, www.mattoni.cz, www.vincentka.cz,

- www.hanacka-kyselka.cz, www.lazneslatinice.cz, www.podebradka.cz,
www.karlovastudanka.cz.....
- http://cs.wikipedia.org/wiki/Seznam_%C4%8Desk%C3%BDch_miner%C3%A1ln%C3%ADch_vod
 - <http://www.mineralwaters.org/>
 - Pitter, P.: Výpočet celkové mineralizace a její význam v hydrochemii:
http://w.chemicke-listy.cz/docs/full/1998_10_772-776.pdf
 - O běžně prodávaných minerálních vodách:
<http://praktickelekarenstvi.cz/pdfs/lek/2011/05/10.pdf>

1. ÚVOD

Minerální vody jsou roztoky chemických látek; jejich mineralizace je výsledkem mnoha činitelů, které probíhají často současně. Formování minerálních vod různého složení a zdrojů ve svrchní části zemské kůry je výsledkem interakce mezi různými horninami a vodami různé geneze v různých geotektonických režimech.

Zvláštnosti ve složení a fyzikálních vlastnostech minerálních vod jsou určeny kombinací následujících hlavních faktorů:

- 1/ geneze a složení původních vod, ze kterých se minerální vody formují
- 2/ litologie kolektoru, ve kterém se voda nachází a přítomnost rozpustných solí a organické hmoty v horninách
- 3/ geotektonický strukturní vývoj, paleohydrogeologické podmínky, recentní vodní výměna a stupeň rozpustnosti solí, které se vymývají z hornin
- 4/ procesy mladých hlubinných magmatických a recentních vulkanických procesů, sycení vody plyny termometamorfního a magmatického původu
- 5/ vývoj neotektonických procesů, které tvoří hluboké zlomy a umožňují vodní výměnu mezi mělce uloženými kolektory a hlubokými vrstvami zemské kůry
- 6/ vývoj biochemických procesů v sedimentárních horninách

Minerální vody zemské kůry lze podle původu rozdělit do dvou základních skupin:

- 1/ infiltrační meteorické vody (pevninského původu)
- 2/ vody mořského původu

Jen zřídka lze minerální vodu klasifikovat jako jediný chemický či genetický typ vody. Časté jsou přechody mezi různými typy, dokonce základní zařazení, zda minerální voda je pevninského či mořského původu, nebývá jednoznačné. Kontinentální hlubinné oběhy mívají významnou složku vody mořského původu a naopak minerální vody mořského původu mohou být smíšeny s minerálními vodami kontinentálního původu. Poměry jsou dále komplikovány tím, že vody obou základních genetických typů mívají přínos CO₂ z téhož hlubinného zdroje. CO₂ se součástí minerální vody může stát v různých stadiích jejího formování.

Relikty mořské vody = syngedimentární podzemní voda bývá mořská voda, popř. voda slaných jezer, uzavřená při sedimentaci v rozsáhlých nádržích nebo čockách v příznivých geologických podmínkách. Velmi vhodné pro zachování mořských reliktních jsou flyšové sedimenty. Mořské vody se v uzavřených systémech metamorfují, uchovává se vedle ní také buněčná voda, vytěsněná z organismů sedimentovaných spolu s horninovým detritem. Z této organické hmoty vzniká saprofitická ropa, zemní plyn a ostatní uhlovodíky. Tyto vody byly dříve označovány jako "naftové vody", protože byly objeveny spolu se zdroji uhlovodíků v hlubokých vrtech na ropu. Pro podzemní vody v prostorové nebo genetické souvislosti s ropnými ložisky se občas používá termín „oil-field waters“ – „vody ropného typu“, ale tento termín se nedoporučuje.

Podzemní vody mořského původu se vyznačují vysokou mineralizací (několik gramů – několik desítek g.l⁻¹), chemickou facií Na-Cl, zvýšeným obsahem jodidů, amoniaku, kyseliny borité, nízkým obsahem síranů do 100 mg.l⁻¹, rozpuštěným metanem, obsahem ropných látek a aromatických kyselin (benzen, toluen, xylol).

Pochody v soustavě voda – hornina: rozpouštění, hydratace, hydrolýza, oxidace, redukce, rozpouštění kyselinami.

Metamorfóza: výměna iontů, redukce sulfátů, rozpouštění

Hlubinný přínos: přínos plynů – CO₂, H₂S, vysoká teplota

Tvorba minerálních vod může probíhat v různých etapách – např. jednoetapově (např. prostá voda se v průběhu oběhu obohacuje látkami uvolňovanými z horninového prostředí) nebo více etapově (např. postupně zvyšování teploty a mineralizace, metamorfóza, obohacování CO₂, výstup k povrchu...).

2. LEGISLATIVA

Norma **ČSN 86 8000 O Minerálních vodách** byla nahrazena

– **zákonem č. 164/2001 Sb.** (Zákon o přírodních léčivých zdrojích, zdrojích přírodních minerálních vod, přírodních léčebných lázních a lázeňských místech a o změně některých souvisejících zákonů (lázeňský zákon)).

Zákon stanoví podmínky pro vyhledávání, ochranu, využívání a další rozvoj přírodních léčivých zdrojů, zdrojů přírodních minerálních vod určených zejména k dietetickým účelům, přírodních léčebných lázní a lázeňských míst.

Hodnocení a využívání přírodních zdrojů a zdrojů přírodních minerálních vod – osvědčení podle zákona.

– **vyhláškou 423/2001 Sb.** (Vyhláška MZd., kterou se stanoví způsob a rozsah hodnocení přírodních léčivých zdrojů a zdrojů přírodních minerálních vod a další podrobnosti jejich využívání, požadavky na životní prostředí a vybavení přírodních léčebných lázní a náležitosti odborného posudku o využitelnosti přírodních léčivých zdrojů a klimatických podmínek k léčebným účelům, přírodní minerální vody k výrobě přírodních minerálních vod a o stavu životního prostředí přírodních léčebných lázní (vyhláška o zdrojích a lázních)).

+ **příloha č. 1 k vyhlášce č. 423/2001 Sb.** **Kritéria pro hodnocení zdrojů minerálních vod, plynů a peloidů**

Přírodní minerální vody se hodnotí:

a/ podle celkové mineralizace jako minerální vody:

- velmi slabě mineralizované s obsahem rozpuštěných pevných látek do 50 mg/l.
- slabě mineralizované s obsahem rozpuštěných pevných látek 50 až 500 mg/l.
- středně mineralizované s obsahem rozpuštěných pevných látek 500 mg/l až 1500 mg/l.
- silně mineralizované s obsahem rozpuštěných pevných látek 1500 mg/l až 5 g/l.
- velmi silně mineralizované s obsahem rozpuštěných pevných látek vyšším než 5 g/l.

b/ podle obsahu rozpuštěných plynů a obsahu významných složek jako vody:

- **uhličitě nad 1 g oxidu uhličitého/ l vody.**
- sirovodíková (starší název sirná) nad 2 mg titrovatelné síry (sulfan disociovaný v různém stupni a thiosírany) / l vody.

- jodidové (starší název jodové) nad 5 mg jodidů/l vody.
 - ostatní, např. se zvýšeným obsahem kyseliny křemičité (nad 70 mg/l vody), fluoridů (nad 2 mg/l vody).
- c/ podle aktuální reakce vyjádřené hodnotou pH se vody rozdělují jen tehdy, jde-li o vody:
- silně kyselé – s hodnotou pH pod 3,5.
 - silně alkalické – s hodnotou pH nad 8,5.
- d/ podle radioaktivity jako vody radonové s radioaktivitou nad 1,5 kBq/l vody způsobenou radonem ²²²Rn
- e/ podle přirozené teploty u vývěru jako vody:
- studené s teplotou do 20 °C
 - termální, a to
 - do 35 °C vody vlažné
 - do 42 °C vody teplé
 - nad 42 °C vody horké
- f/ podle osmotického tlaku:
- hypotonické s osmotickým tlakem menším než 710 kPa (280 mOsm).
 - isotonické s osmotickým tlakem 710 – 760 kPa (280 – 300 mOsm).
 - hypertonické s osmotickým tlakem nad 760 kPa (300 mOsm).
- g/ podle hlavních složek (tj. složek, které jsou v součtu součinů látkové koncentrace a nábojového čísla všech aniontů zastoupeny nejméně 20%, rovněž tak pro kationty). Typ vody se charakterizuje v pořadí od nejvíce zastoupených složek, a to nejprve pro anionty potom pro kationty.
- h/ podle využitelnosti jako léčivé, pokud jich lze na základě odborného posudku využít k léčbě.
- i/ podle vlastností jako stabilní, pokud jejich teplota, celková mineralizace a obsah volného CO₂ kolísá pouze v rámci přirozených výkyvů (zpravidla ne více než ± 20%) a typ vody stanovený podle písmene g/ se nemění. U vod, jejichž léčivost se opírá o určitou složku chemismu (např. J, obsah titrovatelné síry) nebo o radioaktivitu, nadřazuje se hodnocení stability této složky s kolísáním ne více než ±30%. Minimální hodnoty nesmí klesat pod kritérijní hodnoty.
- **Vyhláška MZd 275/2004** (o požadavcích na jakost a zdravotní nezávadnosti balených vod a způsobu jejich úpravy) – sladění legislativy se právem Evropského společenství.

Přírodní minerální vodou se zde označuje i balená voda, která obsahuje nejméně 250 mg.l⁻¹CO₂.

3. ZMĚNY CHEMISMU MINERÁLNÍCH VOD

Minerální vody mohou vykazovat během času určité změny. Jsou způsobeny např. kolísáním barometrického tlaku, což se projevuje u proplyněných minerálních vod snížením vydatnosti zdroje. Změny teploty minerálních vod souvisejí se změnami teploty ovzduší.

Kolísání chemického složení minerálních vod je ve většině případů spjaté s kolísáním vydatnosti. Trvalé snižování mineralizace svědčí o vyčerpávání chemických látek nebo o vyčerpávání statické zásoby minerální vody.

Vliv atmosférických srážek se projevuje prakticky u všech zřídél, mnohdy se zpožděním několika měsíců.

Změny antropogenního původu:

- způsobem jímáním (většina zdroje se čerpá), tzn. voda přirozeně nevyvěrá na zemském povrchu, ale je jímána z hloubek před tím, než se smísí v mělké připovrchové zóně s prostou vodou
- nadměrnou expoloatací se snižuje celková mineralizace nebo obsah původní složky a v minerální vodě převažuje prostá podzemní voda
- kontaminace minerálních vod (bakteriologická, chemická)

4. JÍMÁNÍ MINERÁLNÍCH VOD

Správně provedené zachycení vývěřů minerálních vod přispívá ke stabilizaci jejich vlastností a tím ke stabilizaci léčebných účinků. Jímací technika se postupně vyvíjela: u starších méně využívaných pramenů lze ještě dnes najít jednoduché zpevnění stěn vývěru kameny, dřevěným roubením, fošnami a pod. Hlubší zachycení se provádělo studnami, vystrojené dřevem, které pod hladinou podzemní vody mělo velkou trvanlivost, ale v pásmu kolísání hladiny podzemní vody podléhalo rychle rozkladným procesům. Proto se rozšířilo vystrojování studní kameny, ale pro betonové konstrukce byla většina minerálních vod agresivní. K utěsnění nežádoucích přítoků prosté podzemní vody se používal dusaný jíl. U některých cenných minerálních vod s malou vydatností se často kombinovaly různé způsoby jímání (jímací kužele, drény...). V poslední době se většina minerálních vod jímá vrty, vystrojenými především nerezovou ocelí nebo plastovými zárubnicemi. Protože odběr minerální vod bývá nárazovitý, zpravidla je voda akumulována ve vodojemech. Aby u některých druhů minerálních vod nenastávaly změny fyzikálních a chemických vlastností, konstruovaly se tak, aby prostor nad hladinou byl co nejmenší, případně se používají plovoucí stropy. Dnes se nad hladinou udržuje inertní atmosféra, popř. CO₂ pod tlakem.

5. KLASIFIKACE

Minerální vody se z balneologického hlediska rozdělují a hodnotí zejména podle:

- koncentrace rozpuštěných plynů
- celkové mineralizace
- hlavních iontových složek
- biologicky a farmakologicky významných součástí
- přirozené teploty při vývěru
- radioaktivity
- osmotického tlaku

Minerální vody obsahující při vývěru alespoň 1000 mg.l⁻¹ volného CO₂ se nazývají **uhličitě** (dříve nazývané „kyselky“).

Vody obsahující při vývěru alespoň 1 mg.l⁻¹ sulfidické síry se nazývají **sulfanové, resp. sulfidové**.

Podle hlavních iontových složek se vody zařazují do tříd podle převažujícího aniontu a do skupin podle převažujícího kationtu (podobná Alekinova klasifikace):

1. třída: vody hydrogenuhličitanové
2. třída: vody síranové
3. třída: vody chloridové
4. třída: vody s jiným převládajícím aniontem
 1. skupina: vody sodné
 2. skupina: vody hořečnaté
 3. skupina: vody vápenaté
 4. skupina: vody s jiným převládajícím kationtem

Vody obsahující při vývěru nejméně 5 mg.l⁻¹ jodidů se nazývají **jodidové** (jodové).

U fosilních vod mořského původu dochází k metamorfóze jejich složení výměnou iontů a biochemickými procesy. Např. při rozkladu mořských organismů se voda obohacuje sloučeninami jodu a amoniakálním dusíkem. Např. minerální vody z oblasti Karpat obsahují jodidy a bromidy v koncentraci až 150 mg.l⁻¹ a NH₄⁺ v koncentraci až 300 mg.l⁻¹.

Vody obsahující při vývěru nejméně 10 mg.l⁻¹ železa se nazývají **železnaté** (název vody *železité* vody je nesprávný. Větší koncentrace železa mohou být způsobeny jen železem v oxidačním stavu II, které se po vývěru oxiduje na Fe^{III} a je příčinou tvorby rezavě zbarvených sraženin a povlaků na okolních materiálech.)

Vody obsahující nejméně 0,7 mg.l⁻¹ arsenu se nazývají **arsenové**.

Pokud vody obsahují ve větší koncentraci některé další biologicky nebo farmakologicky významné látky /např. F, Cu, Mo, Zn, Li, Sr, Ba, Si/ lze je označit jako **vody se zvýšeným obsahem příslušné látky**.

Vody o teplotě při vývěru vyšší než 25 °C se v literatuře někdy označují jako **termální (termy)**.

Hypertermální voda je voda, jejíž teplota převyšuje určitou dohodnutou mez, v různých klasifikačních systémech různou (nejčastěji je dolní hranicí 40 °C).

Termální vody /termy/ mohou vznikat pouze v oblastech, které umožňují sestup podzemních vod do potřebné hloubky a následující rychlý výstup, k čemuž je nutný velký tlakový gradient. Obecně se hovoří o tzv. *geotermálních vodách*. Tyto vody s vyšší teplotou lze využít nejen v balneologii, ale i odvětvích vodního a tepelného hospodářství.

Prostá termální voda /akratoterma/ je voda, která má charakter minerální vody pouze díky své zvýšené teplotě, zatímco obsahem rozpuštěných plynů a anorganických látek se neliší od prostých podzemních vod a nesplňuje ani jiná kritéria pro zařazení k minerálním vodám. (Jánské Lázně, Teplice, Čachovice u Kadaně).

Při průměrném geotermickém stupni asi 30 – 37 m na 1 °C dosahuje teplota hornin kritické teploty vody asi v hloubce 10 km. I když voda při výstupu k povrchu část tepla ztrácí, lze na základě teploty vody přibližně indikovat hloubku, ve které bylo její složení formováno.

Vzhledem k vyšší teplotě bývá u termálních vod koncentrace rozpuštěného CO₂ poměrně nízká, avšak CO₂ v plynech doprovázejících vývěr vody na povrch může být značný a objemově může několikanásobně převyšovat jeho množství rozpuštěné ve vodě. Chemický problém geotermálních systémů spočívá v tom, že při teplotních změnách a dekompresi již v průběhu výstupu a po vývěru na zemský povrch se porušuje vápenato–uhličitanová rovnováha a vylučuje se CaCO₃, což může vést ke kolmataci pórů okolního horninového prostředí a tvorbě inkrustací v potrubí.

Zvláštní skupinu tvoří **křemičité termy**, které se vyskytují např. v Karlových Varech, s koncentrací křemíku přes 30 mg.l⁻¹.

Podle osmotického tlaku se minerální vody dělí na **hypotonické, izotonické a hypertonické**. Izotonická je voda s takovým obsahem rozpuštěných látek, kdy vykazuje stejný osmotický tlak jako fyziologický roztok NaCl o koncentraci 9,5 g.l⁻¹.

Starší klasifikace, které popisovaly genezi minerálních vod uváděly (Gazda 1974):

- **vody petrogenní**, jejichž chemismus je v úzké korelaci s mineralogicko–petrografickým charakterem prostředí jejich oběhu a detailněji se dále dělily na: karbonátogenní, sulfátogenní, silikátogenní, sulfidogenní, halogenní, hydrosilikátogenní, přechodné a polygenní.
- **vody marinogenní** – typický Na–Cl chemický typ
- **vody smíšené** – vznikly smíšením perogenních a marinogenních vod

6. TYPY STRUKTUR MINERÁLNÍCH VOD

Hydrogeologická struktura obecně je geologicky–tektonicky a hydrologicky vymezená jednotka, na kterou je vázaná podzemní voda s jejími vlastními podmínkami (přírozenými, přirozeno–umělými) pohybu a tvorby (Franko 1975).

Struktury minerálních vod je možno řešit a klasifikovat z různých hledisek:

- Podle geologického prostředí s různým typem propustnosti na struktury s pórovitou, puklinovou, krasovou a kombinovanou propustností.
- Z hlediska hydrodynamického dělíme struktury s volnou nebo napjatou hladinou podzemní vody.

Struktury minerálních vod z hydrodynamického hlediska obsahují sestupnou a výstupnou část a je možno je rozdělit na oblast:

- **infiltrační**
- **akumulační**
- **vývěrovou**

Podle zastoupení jednotlivých výše uvedených oblastí v strukturách minerálních vod, je dělíme na struktury:

- otevřené
- polootevřené
- polouzavřené
- uzavřené

Otevřené struktury mají jak infiltrační, tak akumulační a vývěrovou oblast, takže jsou stále doplňovány přirozenou infiltrací a odvodňované v přirozených pramenech a skrytých vývěrech. Odtékají z nich dynamické zásoby, tzn. vody s intenzivní výměnou. Struktury mají ale i statické zásoby, které je možno exploatovat vrty. Příkladem jsou struktury termálních vod vázané na mesozoické karbonáty.

Polootevřené struktury mají jen infiltrační a akumulační oblast, ale nejsou přirozeně odvodňované. Minerální vody se odtud jímají vrty nebo bářskými díly.

Polouzavřené struktury mají jen akumulační a vývěrovou oblast, nejsou z počátku doplňované přirozenou infiltrací, ale až v místě vývěrové oblasti. Takové struktury obsahují nejdříve jen statické zásoby, postupně dynamické. Vody je možno jímat přirozenými vývěry, vrty ve vývěrové oblasti i mimo ní. Tyto struktury jsou představovány kolektory paleogenních a neogenních pefitů a psamitů nehluboko uložené (Darkov, Číž). Geneticky patří tyto vody k marinním synsedimentárním vodám s postupně se zvětšujícím podílem petrogenních vod.

Uzavřené struktury mají jen akumulační oblast a nejsou doplňované přirozenou infiltrací a nemají ani přirozené vývěry. Je však třeba poznamenat, že absolutně uzavřené struktury neexistují, protože kapilární propojení s vodami nadloží

až povrchu existuje i přes mnoho metrů mocné komplexy. Vody lze z těchto struktur exploatovat jen vrty a jde o těžbu statických zásob.

Další klasifikace:

Hynie (1963) klasifikuje struktury podle způsobu formování minerálních vod na:

- struktury v sedimentárních horninových komplexech s jednoetapovým formováním studených, ryze vadózních minerálních vod
- struktury geotermálních zřídels s víceetapovým (dvejetapovým, trojetapovým) formováním terem
- struktury minerálních vod, které pochází z fosilních reliktní mořské vody

Castany (1968) dělí struktury na:

- velké hydrogeologické bazény
- vrásové horské systémy
- příkopové propadliny
- aluviální sedimenty
- oblasti fundamentů
- krasové zóny

Ivanov et al. (1971):

- artéské bazény
- vrásové hydrogeologické oblasti
- hydrogeologické masívy
- naložené vulkanické bazény

Franko (1975) se vývěrové struktury dělí na oblasti:

- odkryté
- poloodkryté
- polozakryté
- zakryté

7. PLYNY V MINERÁLNÍCH VODÁCH

Zdroje plynů v minerálních vodách jsou částečně v ovzduší, odkud pronikají do podzemních vod, ale větší část vzniká uvnitř litosféry.

Typy plynů:

- biochemické
- atmosférické
- chemické
- radioaktivní

Při většině reakcí se tvoří více plynů současně. Nejrozšířenější a nejvýznamnější plyny v minerálních vodách jsou CO_2 , H_2S , CH_4 , N_2 , O_2 a H_2 .

Atmosférický vzduch, který prošel vodními roztoky do podzemní sféry se od vzduchu v atmosféře liší. Uplatňuje se menší rozpustnost kyslíku než dusíku

ve vodě, obsah kyslíku rychle klesá jeho vysokou chemickou aktivitou ve srovnání s dusíkem a je spotřebováván na oxidační reakce.

Významnou složkou plynů minerálních vod jsou plyny vzniklé při metamorfóze hornin zejména krystalických břidlic.

- Podle převládající složky ve směsi plynů minerálních lze rozlišit 3 základní asociace:
- a/ plyny s výraznou převahou CO_2 – původem převážně z vulkanické činnosti, popř. metamorfní plyn
 - b/ plyny s význačným obsahem H_2S organogenního původu. Tvoří se při rozkladu síranů desulfurikačními baktériemi. Dále CH_4 , CO_2 , N_2
 - c/ plyny atmosférického původu – převaha N_2

8. SEDIMENTACE NA VÝVĚRECH MINERALNÍCH VOD

Vývěry minerálních vod doprovází vznik různých usazenin, popř. osídlení minerálních pramenů specifickou biocenózou.

U vývěrů uhličitých minerálních vod dochází k sintrování, vzniku travertinů, pěnovců a pod; v případě horkých minerálních vod vzniká aragonit.

Usazování elementární síry lze sledovat u sirovodíkových pramenů oxidací H_2S . K vylučování zřídelných usazenin přispívají u sirovodíkových pramenů některé rostliny, řasy a bakterie (podobně u železnatých vod).

9. LÁZEŇSTVÍ V ČR

Česká republika je mimořádně bohatá na minerální prameny, které jsou využívány od hluboké historie (archeologické nálezy).

V České republice je přibližně 35 lázeňských míst. Lázeňská místa a jednotlivé zdroje minerálních vod za přírodní léčivé zdroje nebo přírodní minerální vody jsou vyhlášovány oficiálně Ministerstvem zdravotnictví ve vyhláškách.

Schválené množství využitelných zdrojů přírodní minerální vody v rámci republiky je 190 l.s^{-1} , z čehož je využíváno pouze 160 l.s^{-1} (údaje Mzd z r. 2001).

Minerální vody se využívají v balneologii vnitřně (pitné kúry, injekce), ke koupelím, výplachům, inhalacím atd. Minerální vody působí chemicky (výměna látek) a fyzikálně (teplota).

Mimo minerální vody se v lázeňství využívají i **humolity** (rašeliny, slatiny, slatinné zeminy), **bahna** a **plyny** (CO_2). Lze se setkat i s názvem "peloidy".

Humolity:

Rašeliny vznikají rozkladem rostlinné hmoty (převážně rašeliníku) v prostředí prosté, popř. slabě mineralizované vody.

Slatiny jsou organickou hmotou, která vznikla humifikací – tlením rostlinných zbytků, především travin a rákosovin, kterými zarůstají rybníky, mrtvá ramena řek a vodní nádrže.

Ložiska slatin jsou prosycena vodou, většinou se značným obsahem rozpuštěných solí. Slatina se může tvořit i v prostředí minerálních vod (Františkovy Lázně). Působením železitých bakterií vzniká v ložiscích těchto slatin velký obsah pyritu – při skladování zvětrává.

Slatinné zeminy jsou slatiny s významným podílem anorganického materiálu, s obsahem organických látek v sušině menším než 50%.

Bahna vznikají převážně sedimentací materiálu anorganického původu. Jsou často obohaceny z vývěřů termálních a minerálních vod sírou na sírná bahna.

Přírodním zdrojem plynu se rozumí plyn vyvěrající z podloží buď v doprovodu přírodní minerální vody nebo samostatně, popř. separovaný z uhlíkaté minerální vody. Přírodním oxidem uhličitým je plyn, který obsahuje nejméně 90% CO₂, pro aplikaci plynových injekcí nejméně 96% CO₂.

Působení klimatu v lázeňských místech

Zdroje minerálních vod jsou často vázány na hlubinné zdroje a tektonické poruchy. Po nich se minerální voda a plyny (např. CO₂) dostává k povrchu. K výronům plynů dochází často do koryt řek (lze pozorovat bublinky – Luhačovice, Teplice nad Bečvou). Tektonickými poruchami se do ovzduší dostává z geosféry také množství prvků (Na, K, Ca, Mg, Zn, Fe) a jejich koncentrace ve vzduchu jsou tak významné, že mohou mít i biologický vliv na organismus (zkoumáno v Karlových Varech).

Klimatické lázně

V klimatických lázních se nenachází zdroje minerálních vod, ale lokalita má výjimečně příznivé klima. V minulosti byla provozována léčba různými metodami např. Lázně Jeseník – Priessnitzovy metody – léčba vodou, léčba žinčicí – Rožnov pod Radhoštěm atd..

Slatinné lázně

K léčbě jsou využívány slatiny a slatinné zeminy (Lázně Bohdaneč, Lázně Bělohrad, Lázně Velichovky..).

10. UHLIČITÉ VODY

Oxid uhličitý v uhličitých minerálních vodách je obvykle hlubinného původu; vzniká pravděpodobně vlivem postvulkanických exhalací a termometamorfních procesů pochodů krystalických a sedimentárních hornin /např. termický rozklad karbonátů/; jako výsledek chemických reakcí v oxidačním pásmu hornin nebo jako produkt biochemických procesů.

Ačkoli uhličitě minerální vody Českého masívu a Západních Karpat patří k rozdílným provinciím, je pro ně společné to, že jsou vázány na kenozoický vulkanismus (neovulkanity).

Uhličitě minerální vody Českého masívu jsou součástí rozsáhlé středoevropské provincie, která se táhne z Francie přes pohoří Eifel, Rhön a Harz, Smrčiny a dále do Polska.

Topografické rozložení je podmíněné vztahem k výrazným labilním zónám na rozhraní jednotlivých bloků platformy českého masívu. Na SZ je to podkrušnohorský zlom /ohárecká riftová zóna/, který je dlouhý 100–150 km a široký 10–20 km. Na ohárecký rift jsou vázány uhličitě minerální vody v chebské a sokolovské pánvi (*Mariánské Lázně, Františkovy Lázně, Karlovy Vary...*)

Na lužický zlom, probíhající napříč Evropou ve směru SZ – JV, jsou vázány vrstevní akumulace uhličitých minerálních vod např. *Poděbrady*.

Uhličitě minerální vody Západních Karpat jsou součástí nejrozsáhlejší, evropsko–asijské, resp. alpsko–himalájské zóny uhličitých vod. V Evropě jsou tyto vody rozšířené v Itálii, na území bývalé Jugoslávie, ve Francii, Švýcarsku, Rakousku, na Slovensku, Polsku, Maďarsku, Rumunsku, Bulharsku, Řecku, Turecku, na Kypru a na území bývalé SSSR (Kavkaz). I v Západních Karpatech je topografické rozšíření uhličitých minerálních vod podmíněné hluboko zasahujícími zlomy na rozhraní jednotlivých bloků. Na celém území se k nim přidávají seizmicky aktivní zlomy (záhorskohumenský hlubinný zlom, resp. bradlové pásmo, který odděluje vnější Karpaty od vnitřních a v Moho–diskontinuitě je v této zóně pozorovaný více než 10 km skok) a další méně významné zlomy (nezdenický). Na toto pásmo a jeho okolí jsou vázány uhličitě m. vody na východním Slovensku, v Pováží a Trenčína.

Uhličitě vody Českého masívu a Západních Karpat patří k vodám atmosférického, atmosféricko–smíšeného a marinně–smíšeného původu.

K *atmosférickému původu* patří minerální vody v širším okolí *Mariánských lázní*, v západosudetské a moravsko–slezské oblasti, v Nízkých Tatrách, záp. části Slovenského Rudohoří, ve flyšovém pásmu, v bradlovém pásmu (Trenčín a okolí), v panonských a vnitrokarpatských pánvích na Slovensku.

Uhličitě vody *atmosféricko–smíšeného původu* se vyskytují v pánevních strukturách ve flyšovém a bradlovém pásmu. Typickými představiteli těchto vod jsou uhličitě vody v cenomanu české křídly (*Poděbradská zřidelní struktura*), uhličitě m. vody na *Slánsku* a *Lounsku*, studené uhličitě m. vody v chebské a a teplé uhličitě m. vody v sokolovské pánvi.

Uhličitě m. vody marinně–smíšeného původu jsou rozšířené v Západních Karpatech v panonských pánvích na Slovensku a ve flyšovém pásmu (*Luhačovická provincie minerálních vod*).

Léčebné indikace uhličitých minerálních vod:

UHLIČITÉ KOUPELE

- vstřebávání CO₂ pokožkou, během koupele dochází k roztažení cév, poklesu krevního tlaku a po proceduře k vyrovnání – cílený trénink krevního oběhu
- uklidňuje se nervový systém

SUCHÉ UHLIČITÉ KOUPELE PLYNOVÉ

- suchá koupel probíhá v místnosti, kde je vysoká koncentrace CO₂ u země asi 60 cm nad podlahou
- CO₂ se vstřebává povrchem kůže
- choroby oběhu dolních končetin

PLYNOVÉ INJEKCE

- jedna aplikace 50–100 ml CO₂
- vstřebává se pod kůží
- artrózy, poruchy prokrvení, zánět žil, choroby srdce
- rozšíření cév, uklidnění nervového systému

Po vývěru minerální uhličitě vody na povrch se CO₂ z vody uvolňuje; ve studních nebo v okolí pramenů uhličitých vod v uzavřených místnostech se uvolněný oxid uhličitý shromažďuje u dna. Pozor při průzkumech pramenních jímek a ostatních jímacích zařízení!

V některých lokalitách uhličitě minerální vody jsou zachyceny nejen prameny a vrty, ale i samovolně vyvěrají např. ve dnech říčních koryt, kde je možno pozorovat unikající CO₂ (*Luhačovice, Teplice nad Bečvou*).

Lokality uhličitých minerálních vod v jednotlivých geologických jednotkách

postupně od SZ k JV ČR

Uhličitě vody se vyskytují téměř ve všech geologických útvarech a v různých typech hornin. Podmínkou jejich vzniku je vhodná struktura, zejména přítomnost hluboko sahajících zlomů, umožňující přívod hlubinného CO₂.

Krkonoško-jizerský masív

U osady Proseč nad Nisou se nacházela plnárna Vratislavické kyselky. Zdrojem minerální vody byly vrty HJ-8 a TV-4. Území je tvořeno libereckou žulou a patří k z. okraji krkonoško-jizerského variského žulového masívu. Hynie (1963) považuje zvýšený obsah kobaltu a niklu za příznak původu mineralizace z předvariských, tj. kaledonských krystalických břidlic pláště žulového masívu. Minerální vody vystupuje po drčené permokarbonské melafyrové žíle, která byla odkryta ve výkopové jámě u plnárny a provrtána šikmým vrtem SV-1 (nepravá mocnost 4,25 m). Hlubinný dosah, tedy možnost výstupu hlubinného CO₂, potvrzuje výskyt hydrotermálního křemene, který tmelí podrcený melafyr.

Původní pramen *Rudolf* byl znám od roku 1864. Už v r. 1894 byla minerální voda v prameni Rudolf úředně vyhlášena za léčivou (výnosem 18 880 bývalého c. a k. mistodržitelství). Původně byla využívána i pro lázeňskou léčbu. Asi do roku 1915 byl provozovatelem plnárny Wuddrak a spol., později Josef Weber. Kyselka se plnila pod značkou Weberovka.

V současnosti plnárna uzavřena od r. 2008.

Jánské lázně: minerální uhličitá voda se jímá z vrtů Janův a Černý, oba zachycují vodu ze shodného pásma, které se nachází v hloubce 700 – 1400 m. Minerální voda je přírodní prostá hydrouhličitanovápenatosodného typu – termální (vlažná). Její vlastnosti jsou dány místem její akumulace v čočkách zkrasovatělých krystalických vápenců. Celková mineralizace se pohybuje okolo 300 mg.⁻¹ s rozhodujícím podílem vápníku. Teplota v místě vývěru je 27,5 °C. Obsah volného oxidu uhličitého, který vystupuje po vzestupné cestě termy spolu s malým obsahem radonu se pohybuje okolo 6 mg.l⁻¹.

Lázně Libverda: uhličitá minerální voda využívána ke koupelím a pitným kúrám.

Podkrušnohorská oblast – sever

Za hlavní hlubinný přívod CO₂ do celé podkrušnohorské oblasti je pokládán litoměřický zlom. Při jeho křížení s hlubinným zlomem brandovským je známa skupina kyselek v okolí Loun a v Břvanech. Při křížení litoměřického zlomu s říčanským zlomem byla vrtem zjištěna uhličitá minerální voda v Košticích; dále k SZ je na říčanském zlomu uhličitá voda v Bílíně. její bezprostřední výstup v údolí řeky Bíliny je podmíněn lokálními podmínkami stavby území, kde povrch hrástovitě uloženého krystalinika vychází až k erozní bázi.

Klášterec nad Ohří

Uhličitá voda v *Klášterci nad Ohří* vystupuje při křížení kladenského zlomu s krušnohorským zlomovým pásmem. Výskyt uhličitých solanek s celkovou mineralizací nad 50 mg.l⁻¹, zjištěných v permokarbonských kolektorech vrtem v *Brňanech* je pravděpodobně ve spojitosti s blízkostí zdického zlomu. Podobně se váže výskyt uhličitě solanky ve vrtu v *Bechlíně* na blízkost průběhu cínoveckého zlomu.

Při okraji Doupovských hor vyvěrá v čedičích uhličitá minerální voda u *Kojetína*. Jižně od krušnohorského zlomového pásma vyvěrají v rulách uhličitě vody v *Kláštěrci nad Ohří* a v *Bílině*. V krystalickém podloží vznikají též kyselky vyskytující se v pruhu krušnohorského směru, od *Očihova* a *Vrutku* přes *Liběšice*, *Tvršice* a *Břvany* do *Loun*. V těchto lokalitách se uhličitě vody akumulují jednak v permských horninách (*Očihov*, *Vroutek*, *Liběšice*) a jednak v křídových kolektorech (*Břvany* a pravděpodobně též *Tvršice*).

V *Lounech* je známa skupina vrtů jímajících uhličitě minerální vody akumulované v křídových sedimentech a termální uhličitá voda, zjištěná hlubokým vrtem v hydrotermálně metamorfované žule tiského typu.

Výše uvedené kyselky buď vystupují jako prameny nebo byly zjištěny v relativně mělkých vrtech, hlubokých do 200 – 300 m v různých typech hornin.

Je využíván např. zdroj Luna v areálu dětské léčebny. V obci Očihov u Loun je provozován prodej minerální vody ze soukromého vrtu.

Bílina

Bílinská uhličitá minerální voda vystupuje po puklinách v biotitických a dvojslídnych ortorulách s přechody do migmatitů a představuje nejvýhodnější výskyt uhličitě minerální vody v krušnohorské soustavě. Mineralizace miner. vody vzniká v rule působením vody s rozpuštěným CO₂ na alumosilikátové systémy. Zvýšení obsahu chloridových a fluoridových iontů je vázáno na rozklad slíd. Hloubka tvoření kyselky je řádově několik set metrů.

Lázně Bílina nefungují, v provozu je pouze stáčírna *Bílinské kyselky* a *Zaječické hořké vody*.

Teplice

Nejvýznamnějšími zdroji uhličitě minerální vody v Teplicích je *Pravřídlo* a *Horský pramen*.

Teplické termální vody vyvěrají v kře teplického křemenného porfyru jižně od okrajového zlomu podrušnohorské propadliny. Jejich vznik a oběh je vázán na teplický křemenný porfyr, který je porušen soustavou zlomů krušnohorského směru a zlomů sudetského směru, po nichž probíhal pohyb v menší míře, ale docházelo k rozevírání puklin.

Za oblast infiltrace se pokládá krušnohorská kra křemenného porfyru, kde po otevřených zlomech dochází k sestupu, proudění podzemní vody. Při pohybu v puklinovém systému se ve velké hloubce formuje termální voda. Terma Horského pramene je v nejvyšší fázi svého výstupu obohacována vodami z bazálních křídových

slepeců a brekcií, popř. z nejvyšší části křemenného porfyru, kde jsou akumulovány minerály, které se tam vysrážely v místech původního rozptýlu termy při jejím míšení s vodami s převahou iontů Ca^{2+} , SO_4^{2-} a HCO_3^- . Výsledkem je obohacování termy zvláště radonem.

K radikální změně zachycení pramenů došlo pro průvalu vod na dole Döllinger v r. 1879. Došlo ke snížení výtlačné hladiny termy a proto bylo nutno jímat minerální vodu hlubšími díly.

V letech 1967 – 1973 byl vybudován nový vrt Tp–28, hluboký 972 m, který zachytil puklinu s vystupující termální vodou.

Podkrušnohorská oblast – západ, krystalinické oblasti

Oblast studených uhličitých minerálních vod je podmíněna výstupy CO_2 po tektonických liniích převážně Českého lesa. Za hranicemi ČR jsou známy uhličitě minerální vody z oblasti Vogtlandu, kde jsou lázeňsky využívány zdroje v Bad Elster a Bad Brambach, v okolí Neu Alberreuth a ve Smrčinách lázně Alexandersbad.

Na našem území jsou uhličitých minerálních vod na S od chebské pánve v krystaliniku Smrčin ve v. části Ašského výběžku (Doubrava) a v okolí Plesné a v krystalinickém hřbetu mezi chebskou a sokolovskou pánví.

Jižně od podkrušnohorského prolomu jsou četné vývěry uhličitých minerálních vod patřící do *mariánskolázeňské zřídelní oblasti*, samotné Mariánské lázně a Lázně Kynžvart. Hojné uhličitě minerální vody se vyskytují na náhorní plošině Slavkovského lesa a na Tepelské plošině se zdroji v Pramenech, Louce (u Bečova) a u Číhané. Lázně Kynžvart – dnes dětská léčebna (zlepšení imunitního systému).

Louky u Bečova – Grünská kyselka (grün=louka), stáčená firmou Karlovarské minerální vody, a.s. jako Magnesia, která má vysoký obsah hořčíku.

Oblast minerálních vod pokračuje k východu k Otročínu, Konstantinových Lázní a na Tachovsko.

Mariánské lázně

Studené minerální vody v Mariánských lázních a okolí mají teplotu 7–11 °C, obsah CO_2 až 3200 mg.l^{-1} . Režim uhličitých minerálních vod je napojen na oběh prostých podzemních vod, minerální vody vznikají v místech trvalého příronu juvenilního CO_2 (vznikajících při magmatických procesech). Pásmo tvorby minerálních vod je v hloubce několika desítek metrů až 200 m, odkud minerální vody vystupují k povrchu po propustných puklinách.

V širším okolí Mariánských lázní vyvěrá přes sto minerálních pramenů, chemické složení jednotlivých zdrojů minerálních vod je pestré, byly rozlišeny 3 základní chemické typy. Ve městě samotném je kolem čtyřiceti zdrojů. První jména pramenů uvádí roku 1766 Johann Josef Zauschner: Ambrožův pramen (podle tepelského opata Ambrože), Křížový pramen (podle vytesaného dřevěného kříže, který stál vedle pramene), Rudolfův pramen (podle korunního prince a následníka trůnu Franze Josefa I. – Rudolfa) a Mariin pramen (podle mariánského obrazu, visícího v blízkosti

pramene). Všechny zde vyvěrající léčivé prameny jsou studené minerální uhličitě vody, jejichž teplota kolísá mezi 7 a 10 stupni Celsia. Relativně vysoký je obsah dvojmocného železa (10 – 40 mg/l). Okolnost, že tyto tak rozdílné prameny vyvěrají na malém území, dokonce často těsně vedle sebe, je balneologickou raritou. Výrazná rozdílnost v chemickém složení pramenů umožňuje ovlivnit již samotnou pitnou léčbou celou řadu nemocí různých orgánů. Množství vody ordinované pro pitnou kúru se pohybuje podle diagnózy a stavu pacienta – zpravidla 3/4 litru denně. Minerální prameny se užívají také k inhalacím a k minerálním koupelím. Koupele snižují krevní tlak, zlepšují činnost srdce i ledvin, zlepšují prokrvení mozku a dolních končetin.

Chebská pánev

Uhličitě minerální vody v chebské pánvi jsou vázány na sedimenty spodního písčito-jílovitého souvrství, ve slojovém pásmu a v bazálních částech *cyprisového souvrství* františkolázeňské a oldřichovsko-pochlovické dílčí pánve. V blízkosti příčné dislokační zóny (Nebanice – Hájek) jsou uhličitě vody přítomny v celém profilu terciérní výplně pánve, včetně pliocénu. Cyprisové souvrství má v chebské pánvi zajímavou funkci – obecně je považováno za izolátor, avšak tuto funkci vykonává dokonale jen v jádrech tektonických ker, kde není příliš rozpuštěno. Naopak, v místech tektonického postižení jeho propustnost rychle stoupá a např. v okolí Jesenické přehradní nádrže je průměrná transmisivita okolo $4,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Hlavní cestou přívodu uhličitých minerálních vod z krystalinického podloží pánve je kontakt granitů smrčinského masívu a fylitů arzberské skupiny v místech křížení s příčnými mladšími zlomy sz. – jv. směru. Uhličitě vody, vzniklé mísením s vodou geneticky odlišných typů, vytvářejí v bazálním kolektoru centrální části chebské pánve kolektor minerálních vod poměrně nepravidelného tvaru. Mladá příčná tektonika umožňuje odvodnění minerálních vod napříč celým sedimentárním profilem až na povrch. Vytváří se složitý hydraulický systém v rozdělených tektonických krátech s rozdílnými podmínkami cirkulace vod. Existence četných přelivů spodního kolektoru do svrchní hydrodynamické zóny a dosud neporušený hydraulický stav pánve umožnily vznik spojeného rovnovážného hydraulického systému s odvodněním podzemních vod v místech regionální erozní báze.

Uhličitě vody v neogénu chebské pánve jsou studené, bez jiných specifických složek nebo místy s vyšším obsahem železa.

Františkovy lázně

Uhličitě minerální vody S–C–Cl typu s maximální hodnotou celkové mineralizace $23 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, vyvěrající v okolí Františkových lázní, jsou charakteristickými vysokými obsahy železa a SiO₂. Františkovy lázně leží na území chebské pánve, 4 km od Chebu, v nadmořské výšce okolo 450 m n.m.

Geneze pramenů je vázána na štěrky a písky spodního jílovitopísčitého souvrství, ve Františkových lázních zastoupené převážně písčitou facií.

V současné době je ve Františkových lázních využíváno 22 jímacích objektů s minerální vodou, z nichž 11 vrtů jímá minerální vodu ze sedimentů slojového

pásma a spodního jílovitopísčitého souvrství a zbývajících 11 objektů tvoří mělce zachycené prameny.

Prameny se podle lokalizace vzhledem k lázeňskému centru dělí na skupiny východní, centrální a západní. Balneologicky je nejvíce využita a skupina centrálních pramenů. Minerální vody se využívají pro léčení ženských chorob, nemocí oběhového a pohybového ústrojí a poruch látkové výměny.

Jednotlivé prameny minerálních vod mají různou celkovou mineralizaci, rozmanitý je poměr jednotlivých iontů, odlišná intenzita sycení CO₂ a rozdílné tlaky v jímaných kolektorech. Teplota uhličitě vody se pohybuje od 8,4°C u mělkých objektů a 13°C u vod jímaných vrty.

Vybrané prameny:

- východní skupina: Natálie, Herkules, Štěpánka, Žofie, Bossův
- centrální skupina: Cartellieri, Železnatý, Palliardi, Solný, Luční, Nový, František, Loiman, Luisa, Studený, D-XIV, Adler, Glauber III, Glauber IV-
- západní skupina: Kostelní, Glauber I, Glauber II, Sluneční, Západní

V současné době stáčí a lahvuje firma Minerální vody Františkovy Lázně, a. s., minerální vodu pramene Štěpánka pod obchodním označením Steffany.

V pokračování východní skupiny pramenů jsou známy výskyty uhličitých minerálních vod u *Kaceřova*, *Hluboké*, *Mlýnku*, *Hzvína* a *Skalné* na hranicích se SRN. Při jižní hranici chebské pánve jsou evidovány vývěry u *Ždírnice* a *Milíkova*. Západně od Chebu je pramen v *Krapicích*.

Hájek - Soos

Území národní přírodní rezervace leží asi 6 km od Františkových lázní. Soustřed'uje se zde velké množství vývěrů uhličitých minerálních vod a výronů CO₂.

Obě části mají stejnou vrstvu humolitu, v severní části vzniklo ložisko rašeliny, v jižní části, téměř bezodtoké, se vytvořily podmínky pro vznik křemeliny (diatomitu). Stálý přítok minerálních vod způsobil zvýšení salinity, která umožnila život rozsivek.

Celková vydatností podzemních vod je zde 9 – 10 l.s⁻¹ a jde o vody uhličitě se střední celkovou mineralizací a chemismem podobným františkolázeňským vodám. Bylo zde zjištěno na 200 výronů minerálních vod a suchého CO₂.

Je zachycen pouze jeden vývěr – *Císařský pramen*.

Sokolovská pánev

Uhličitě minerální vody v neogénu sokolovské pánve dosahují teplot 35 – 36 °C a vystupují z podloží sokolovské pánve v okolí *Jehličné* a *Královského Poříčí*. Tvoří akumulaci ve starosedelském souvrství na bázi terciérních sedimentů na ploše kolem 6 km². Centrum výstupů těchto vod je v místech, kde se křížuje příčná elevace podloží s podélnými zlomy a vytváří tak nejpriznivější podmínky pro výstup termálních vod s hlubokým oběhem, sycených CO₂. Obsah CO₂ v minerální vodě přesahuje 1500 mg.l⁻¹, běžně kolem 2000 mg.l⁻¹, byly zjištěny i obsahy nad 4000 mg.l⁻¹.

Termální uhličitě minerální vody v neogénu sokolovské pánve patří ke stejné hydrochemické skupině jako vody františkolázeňské a karlovarské; liší se však teplotou, stupněm mineralizace, vyšším obsahem alkalických zemin a nižším obsahem SiO₂.

Termální vody bazálních terciérních sedimentů sokolovské pánve jsou odvodňovány čerpáním v dole Marie Majerové, kde byly poprvé zjištěny při hloubení šachty a ražení chodeb ve sloji Josef v letech 1898 – 1901. Průvalové vody měly při maximální vydatnosti 170 l.s⁻¹ teplotu 28 – 31°C. Po průvalu (se zpožděním 3 měsíců) došlo v Karlových Varech k pozvolnému poklesu vydatnosti karlovarských pramenů. Vztah karlovarských termálních vod k průvalu uhličitých termálních na dole M. Majerová byla studována řadu let, byly zatopeny důlní prostory a vytvořil se nový režim podzemních vod. Ochranná opatření pro lázně Karlovy Vary vycházejí z možnosti ovlivnění karlovarských vod čerpáním uhličitých vod v sokolovské pánvi. Hlubinný důl Marie (Marie Majerová) byl pro těžbu uzavřen v r. 1991.

Uhličitě termální vody v sokolovské pánvi se nevyužívají, protože jsou čerpány zároveň s důlními vodami.

Uhličitě křemičité termy

Nejvýznamnější a světově proslulé vody v Západočeském kraji jsou křemičité uhličitě termy *Karlových Varů*. Vyvěrají v j. části karlovarského žulového masívu jižně od okraje podkrušnohorského příkopu v místě křížení výrazného poruchového pásma, které prochází územím karlovarských terem od J k S s tzv. karlovarskou vřídelní linií sz. – jv- směru.

Výskyt minerálních pramenů v Karlových Varech je omezen na úzké pásmo v údolí řeky Teplá. Termální prameny se dělí na 2 skupiny odlišné podle podmínek vývěru a teploty na – vřídelní (soustředěny kolem hlavního pramene) Vřídla pod kostelem sv. Magdaleny. Mají vysokou teplotu a velkou vydatnost.

Druhá skupina – tzv. malé karlovarské prameny – jsou rozptylem hlavního výstupového proudu termy ve vřídelních pramenech. Mají nižší teplotu a malé vydatnosti.

Minerální vody v Karlových Varech jsou nejteplejší v Českém masívu, dosahují až 72 °C s mineralizací kolem 6 g.l⁻¹. Vyznačují se nízkým obsahem železa, zvýšeným obsahem fluoridů a SiO₂. Obsah plynné složky – CO₂ – a objemově několikanásobně převyšuje množství minerální vody.

Kyselka

KDE TO ŽIJE, TAM JE MATTONI!.....

Lázně Kyselka leží na pravém břehu řeky Ohře poblíž jejího soutoku s Lomnickým potokem v nadmořské výšce kolem 340 metrů. Ve svahu vrchu Bučina je zachycen vývěr nejznámějšího pramene Otto. Zřídelní struktura je v Kyselce odvodňována prameny Alžběta, Josef, Otto a Löschner. Prameny Kyselky jsou typem mělčí zřídelní struktury s třífázovým formováním minerální vody, s příronem CO₂ ve druhé fázi.

První fází geneze minerální vody je pomalý sestup vádózní vody tj. dostává se pod povrch vsakováním srážkových vod a mineralizuje se z okolních hornin. Sestupné proudy vody se vzdouvají na linii východního pokračování ohareckého zlomového pásma. Zde se proudy mísí s CO₂, který sem proniká od jihu z Doupovských hor. Proplyněná minerální voda pak získává další mineralizaci z horské žuly karlovarského žulového masívu. Minerální voda se tvoří v hloubce cca od 125 do 230 metrů; je slabě mineralizovaná hydrouhličitanosodná studená.

Roku 1867 si vývoz Ottova pramene od hraběte z Neubergu pronajal karlovarský vývozce minerální vody Heinrich Mattoni (1830 – 1910). O 6 let později Mattoni získal celou Kyselku koupí od hraběte Černína; zahájil velkorysou výstavbu lázní a vývoz Ottova pramene. Nechal v Kyselce vybudovat moderní stáčírnu a expedici minerálky s obytnými budovami a sklady. Následovaly stavby lázeňských domů, hotelů, promenád, kolonády a vodoléčebného ústavu. Mattoni investoval též do nového jímání pramenů. V roce 1894 vystavěl železniční linku Vojkovice nad Ohří – Kyselka. Vývoz Mattoniho kyselky vystupňoval z 250 000 lahví v roce 1867 na 10 miliónů lahví ve svém úmrtním roce 1910. Již kolem roku 1880 patřila Mattoniho kyselka k nejznámějším minerálním vodám světa.

Až do roku 1945 bylo rozesílatelství tzv. „kysibelské vody“ v majetkovém držení akciové společnosti Heinrich Mattoni AG. Po druhé světové válce byl podnik zestátněn a provozován jako závod karlovarské firmy Západočeská zřídla. Ta byla po roce 1989 přeměněna na akciovou společnost Karlovarské minerální vody, jejíž divizí je v současnosti moderní stáčecí závod v Kyselce, vybudovaný na sklonku osmdesátých let. Jeho výrobní kapacita umožňuje pokrývat stále vyšší poptávku po Mattoniho kyselce.

Lázeňský komplex budov kromě stáčírny je ale už v dezolátním stavu, stejně jako vývěr minerální vody pro veřejnost.

Majetkové poměry areálu jsou komplikované, jsou snahy o záchranu lázní.

Firma Karlovarské minerální vody, a.s. lahvuje minerální vodu Mattoni a Magnesiu.

Permokarbon (středočeský)

Další skupinou uhličitých minerálních vod jsou vody *Na-Cl typu* – uhličitě solanky až rosoly např. z vrtu Be-1 Bechlín (v granitu a dioritu a spodním šedém souvrství permokarbonu) a ve vrtu Br-1 Brňany (ve spod. červeném a svrch. šedém i červeném souvrství permokarbonu). Ve vrtu Ko-1 Košnice, hlubokém 1100 m, byl zastižen přítok vody Na-Cl typu s celkovou mineralizací přes 10 g.l⁻¹.

Uhličitě vody, silně mineralizované, Na-Cl typu byly čerpány i z úseku 905 – 1135 m na výzkumném vrtu ve *Stránce* (u Mšena) z pískovcových poloh sp. červeného a sp. šedého souvrství permokarbonu. Vydatnost obzoru byla velmi nízká.

Uhličitě minerální vody se vyskytují na Slánsku v hlubokých uzavřených tektonických krách.

Česká křídová pánev

Uhličitě minerální vody se vyskytují v rozsáhlém území mezi Hradcem Králové a Pardubicemi na východě a Libání a Českým Brodem na západě. Vytvářejí souvislou akumulaci vázanou na bazální křídové pískovce cenomanu. Hydrodynamicky jsou součástí celého hydraulického systému podzemních vod bazálního křídového kolektoru.

Uhličitě minerální vody se vyznačují obsahem CO₂ nad 1g.l⁻¹, zvýšenými obsahy síranů a mírně zvýšením obsahem chloridů.

Nejvýznamnější oblast těchto minerálních uhličitých vod je *Poděbradská zřídelní struktura*. Do této oblasti nepatří pouze lázeňské exploatační objekty přímo v lázních ve městě Poděbrady, ale i objekty v širším okolí, využívané pro plnění minerální vody firmy Poděbradka či k odběru minerální vody pro veřejnost. Celková velikost zájmové oblasti dosahuje asi 900 km².

Uhličitě minerální vody jsou studené, slabě mineralizované, smíšeného typu. Původem jsou to infiltrační vody, s pásmem vzniku převážně v sedimentech cenomanu, kde dochází k sycení vod CO₂ a k přeměně jejich chemismu, projevující se zvýšením obsahu alkálií a koncentrací některých prvků (Li⁺, Sr⁺).

Oxid uhličitý je pravděpodobně produktem procesů postvulkanické činnosti; vysvětlení jeho přírodní cesty (vzhledem k rozsáhlosti akumulací kyselek v hlavní křídové pánvi a hydrodynamickým podmínkám v cenomanském kolektoru) jsou dodnes problematické.

Chemismus podzemních vod v cenomanu závisí na hloubkové a paleohydrogeografické pozici na okrajích pánve, v místech výchozů cenomanských sedimentů na povrch, náleží podzemní vody hydrogenuhlíčanovému typu smíšeného kationtového složení a nízké celkové mineralizace, nepřesahují zpravidla 0,5 g.l⁻¹.

V Poděbradech a okolí jsou vyvrtány desítky vrtů na minerální vodu. V okolí jsou to např. vrt v Sadské, vrt Sadka u dětské léčebny, vrt Jáchymka, vrt BJ 16 v Koutech, vrt v Dymokurech, vrt Barborka v Nymburce, vrt BPV 1 v Malém Vestci, vrt HT 1 v Hořátvi, vrt J 238 v Kostelní Lhotě, vrt u Velkých Chvalovic.

Podkrkonošský perm, poorlický perm

1. Uhlíčné minerální vody, které se projevují přírodními samovolnými vývěry na povrchu; přívod CO₂ je vázán na okrajové zlomy labského riftu:

- na Náchodsku a v okolí Metuje (Hronov, Malá Čermná, Lázně Běloves, Náchod) a Olešnice (Třtice).

- vázané na kyšperský zlom v okolí Moravské Třebové (Linhartice, Bílá studně).

- na hranicích s PLR a blízko hranic: Kudowa-Zdrój, Duszniki-Zdrój, Polanica. Zdrój, Bobrowniki Stare, Gorzanów a Długopole-Zdrój.

2. Uhlíčné minerální vody, které jsou jímány pouze vrty; CO₂ vystupuje hlubinným zlomem – rovenským zlomovým pásmem:

- Libáň, Hlušice, Zadražany, Luková, Nové Město, Mlékosrby, Písek, Kosice, Chudeřice, Sopřeč, Kříčeň, Žižkovec, Všestary, Sezemice, Lázně Bělohrad

Lázně Běloves

Vývěry minerálních vod jsou vázány na okrajové zlomy ssz. výběžku hrásti dobrošovského hřbetu, která je tvořena krystalinikem – novoměstskými fylity – a vystupuje uprostřed sedimentů permu. Hrást' je omezená dvěma zlomovými liniemi směru SZ–JV a systémem příčných zlomů směru SSV–JJZ a SV–JZ, probíhající údolím Metuje. Uvnitř fylitů vystupuje ložní žíla křemenného porfyru směru SV–JZ o mocnosti cca 20–50 m. V jádru fylitové klenby vystupuje jv. od Bělovsí masív novohrádecké žuly. Minerální vody vystupují z krystalinického komplexu po tektonicky predisponovaných zónách – zejména na křížení zlomů různého směru – v nejvyšší části proříznuté úkolím Metuje a rozptylují se do štěrkových údolních náplavů.

Výsledky průzkumu plynů v půdě prokazují, že tektonické linie, po kterých vystupuje z hloubky oxid uhličitý, nejsou propustné po celé délce, ale že mají funkci komunikační pouze v některých prostorově omezených úsecích.

U běloveských uhlíčitých minerálních vod lze rozlišit 2 základní skupiny zdrojů:

- prosté až slabě mineralizované C–Ca–Na až C–S–Na–Mg minerální vody o celkové mineralizaci 0,4 – 1,0 g/l (Iida, Ivan, Obecní, Jakub)
- slabě až středně mineralizované C–S–Na–Ca až C–Na–Ca minerální vody o mineralizaci 6,1 – 6,8 g/l (Hedva, S–8, studna u celnice, Boženka a František)

Minerální vody s vyšší mineralizací představují minerální vodu primárního složení, získávající mineralizaci v hlubších částech permských sedimentů a v jejich fylitovém podloží, zatímco málo mineralizované jsou vody krystalinika dobrošovského hřbetu nebo vody tvořené až ve zvodni údolních náplavů jejich syćením CO₂ a nebo mohou být výsledkem mísení více mineralizovaných vod s prostými vodami. Specifickým rysem běloveských minerálních vod je vysoký obsah arzenu.

V r. 1840 byl otevřen pramen nazvaný IDA, název byl dán na památku uzdravení těžce nemocné princezny Idy ze Schaumburg – Lippe, která sem přijela z Německa, aby zkusila minerální prameny, jako poslední prostředek ke svému uzdravení.

Minerální voda Ida byla stáčna už od r. 1908. Staré vrty byly postupně prohlubovány a hledány nové zdroje minerální vody.

Zatím z ne dobře objasněných důvodů, které mají být soudně projednávány, zakoupila dne 28. 5. 2002 slovenská společnost INTERFOOD Ltd. ochrannou známku "Běloveská kyselka Ida". Tato společnost zavedla stáčení minerálky z pramene černínské firmy s názvem Ida a zajistila i distribuci minerálky do českých obchodních řetězců. S kvalitou původní Idy nemá téměř nic společného. Původní stáčírna je stále mimo provoz. V r. 2011 byla zahájena rekonstrukce jímky nad Jakubovým pramenem, ze kterého se lahvovala Běloveská kyselka Ida.

Minerální vody vázané na kyšperský zlom a jeho jv. pokračování

Mezi významné projevy saxonské tektogeneze patří i kyšperský zlom a jeho pravděpodobné jv. pokračování v pásmu nectavsko–konických zlomů.

Linhartice u Moravské Třebové

V minulosti ve východní části Linhartic byla několika mělkými studnami na levém břehu Třebůvky jímána prostá hydrogenuhličitanová vápenatá studená železnatá minerální vody. Vývěr minerální vody byl pravděpodobně vázán na širší pásmo paralelních zlomů směru SZ–JV pokračující od Radkova dále k SSZ jako v. okrajový zlom orlické pánve (kyšperský zlom). Původní vývěry minerální vody v údolní nivě byly kvalitativně značně ovlivňovány míšením s prostými podzemními vodami v průlinovém kolektoru fluvialních náplavů. K zachycení kvalitnějšího zdroje byl v roce 1876 vyhlouben nedaleko původní mělké studny vrt hluboký 22,4 m, který byl ukončen v glaukonitických pískovcích perucko–korycanského souvrství. Voda byla stáčena do lahví a distribuovala se pod označením Kaiserin Elizabeth Quelle.

Vývěry uhličitých minerálních vod jsou zmiňovány také na lokalitách *Budětsko* a *Ochoz*. Vývěry jsou vázány na kulm rozstáňského souvrství, který byl při saxonské tektogenezi porušen systémem nectavsko–konických zlomů v nejasném jv. pokračování kyšperského zlomu.

V současné době zůstal zachován pouze primitivně zachycený vývěr v údolní nivě potoka Pilavka v Budětsku. Vývěr uhličitě minerální vody (s obsahem volného oxidu uhličitého až 2,2 g.l⁻¹) v Budětsku představuje nejjihnější dokumentovaný vývěr kyselky v celé oblasti kulmu. Je pravděpodobné, že v okolí stávajícího vývěru v Budětsku existoval větší počet podobných vývěrů, které ale postupně zanikaly při poklesu intenzity dotace hlubinného oxidu uhličitého nebo zatesňováním jeho výstupních cest.

Moravská brána

Uhličitě minerální vody Moravské brány tvoří víceméně souvislou vrstevní akumulaci v bazálních klastikách spodního badenu mezi z. okolím Přerova a Ostravskem s nejvýznamnější lokalitou kyselek Moravské brány – s lázněmi Teplice nad Bečvou.

Teplice nad Bečvou

Před rekonstrukcí pramenů byla voda pro lázeňskou potřebu odebírána ze dvou studní – Staré studny (ve sklepě pod lázeňskou budovou) a Nové studny (na promenádě).

Vedle těchto dvou podchycených vývěřů bylo mnoho nekontrolovaných úniků minerální vody v řečišti řeky Bečvy.

Nejdůležitějším činitelem v režimu pramenů teplické kyselky a ve funkci starých studní byl vodní stav Bečvy a stav podzemní vody ve štěrcích, která je s vodou v Bečvě v úzké souvislosti.

První vrtné práce s cílem jímat minerální vodu v oblasti Teplic nad Bečvou byly uskutečněny ve 30. letech tohoto století. Vrt R I, hluboký 60,4 m prošel silně zkrasovělými vápenci. Ve snaze eliminovat vliv blízké řeky (14 m) se autoři rozhodli utěsnit vývěry kyselky v přilehlé části řečiště unikátní *Joostenovou metodou* ($T_B 25$) – kdy chemickou reakcí přímo ve vrtech vznikla nepropustná hmota, těsnící fluviální štěrky řeky Odry.

Podle údajů Hynie (1963) byla využitelná vydatnost zdroje R I $7,6 \text{ l.s}^{-1}$, zdroje R II 4 l.s^{-1} . Na zdroji R I byla teplota $22,5 \text{ }^\circ\text{C}$ a obsah volného CO_2 2126 mg.l^{-1} ; minerální voda ve zdroji R II (142 m hluboký) měla teplotu $22,2 \text{ }^\circ\text{C}$ a obsah CO_2 1736 mg.l^{-1} .

V 70. letech byl proveden další hydrogeologický průzkum v souvislosti se stanovením definitivních ochranných pásem zdrojů minerálních vod (Řezníček 1978). Byly realizovány čerpací zkoušky na zdrojích minerálních vod, odvrtny hluboké vrty BJ 101, BJ 102, BJ 103 a opakovaně byly chemicky analyzovány minerálních vod i dalších objektů v okolí lázní.

Uhličitá minerální voda v Teplicích nad Bečvou je hydrogenuhličitánová, vápenatá, slabě mineralizovaná, hypotonická. Má zvýšenou teplotu, ale protože nepřesahuje hodnoty 25°C nelze ji klasifikovat jako termální.

Zbrašovské aragonitové jeskyně

Jeskyně leží pod svahem Zbrašovského vrchu na levém břehu řeky Bečvy, nedaleko lázeňské kolonády v Teplicích nad Bečvou. Jejich jedinečnost spočívá v tom, že jsou výsledkem krasovění pod vlivem minerálních vod, vyskytují se v nich plynová jezera a na stěnách minerál aragonit.

Jeskyně jsou vytvořeny v devonských vápencích Hranického kras a je možno zde najít několik světových unikátů:

- gejírové krápníky – kuželovité útvary, několik decimetrů vysoké, s kráterovitou prohlubní a středovým kanálem uvnitř,
- stalaktity s keříčkovitými výrůstky aragonitu (kosočtverečné formy uhličitánu vápenatého) a kulovité útvary načervenalého kalcitu (onyxu).

V nejnižších částech jeskyně se drží souvislá hladina plynného oxidu uhličitého, která je tak obdobou známé Psí jeskyně u Neapole. Díky těmto teplým výronům a vývěřům oteplených minerálek se v jeskyních udržuje stálá teplota kolem 15 °C, což je nejvyšší teplota ze všech jeskyní v České republice.

Sv. úsek Moravské brány – Oderská brána

Vývěry uhličitých vod byly využívány k lahvování v Jeseníku nad Odrou. Uhličitě vody se zde formují až v údolních náplavech Luhy, do nichž proniká hlubinný CO₂ po tektonických zónách sz–jv. směru, které predisponovaly dnešní morfologii Oderské kotliny a směr toku řeky Odry v úseku Odry – Jeseník nad Odrou. Proto mají minerální vody jen velmi nízkou celkovou mineralizaci (0,26–0,33 g.l⁻¹) a náleží hydrochemickému typu C–Ca–Cl a C–Ca–Na. Obsah volného CO₂ je 1738 mg.l⁻¹, minerální voda je studená (teplota vody 10,5 °C).

V roce 1912 byla zachycena uhličitá voda studnou *Zita*, zřejmě z téhož období pochází i studna Herma a studna U lípy.

Vyhlášení ochranných pásem je obtížné, vzhledem k mělkému zachycení zdroje existuje potenciální nebezpečí kontaminace struktury produkty zemědělského původu (obsah dusičnanů v podzemní vodě ze studny Herma 46,2 mg.l⁻¹) nebo znečištěnými povrchovými vodami. Jsou vyhlášena prozatímní ochranná pásma a je snaha o opětovné fungování plnírny.

Přerovsko – paleozoický podklad karpatské předhlubně

Vznik uhličitých vod je vázán na příron CO₂ hlubinného původu. K výstupu CO₂ dochází na exponovaných místech křížení hlubinných zlomů a puklinových zón. K vlastní tvorbě uhličitě vody dochází v různých hloubkových úrovních za různých litologických podmínek, které vedou k odlišnému výslednému chemismu.

Uhličitě vody na Přerovsku se formují v paleozoickém podkladu většinou málo mocných sedimentů miocénní karpatské předhlubně. Odtud se dostávají buď puklinami a netěsnostmi do mělkých podzemních vod nebo do výronů na zemský povrch (lokality Předmostí, Domaželice, Nové Dvory, Prusy, Přerov, původní vývěry v Horních Moštěnicích, Želatovicích) nebo se akumulují v kolektorech miocénu, kde jsou jímány vrty (Brodek u Přerova).

Převážná část uhličitých vod na Přerovsku formuje v hlubších polohách v karbonátových horninách devonu, popřípadě nejnižšího karbonu, jak tomu nasvědčují zvýšené teploty vody (Tučín, Horní Moštěnice, Brodek u Přerova) a zvýšená mineralizace.

Výskyt travertinových kup – např. Kokory.

Moravskoslezský kulm

Moravský Beroun–Ondrášov

Text, který je nejstarším písemným dokladem o existenci pramene, který byl využíván po celá staletí nejen jako zdroj pitné vody, ale také jako léčivý pramen a byly u něj vystavěny v 17. století lázně. Český překlad:

"V roce 1260 po Kristu byl tento pramen objeven Zdislavem ze Sternberga, opatřen kovovou obrubou a předán svému určení. Všichni obyvatelé tohoto kraje pijí tuto velmi známou vodu a lidé přicházejí ve velkém množství, aby pomocí této vody ozdravěli, jelikož se jedná o vodu, která pomáhá léčit mnohé nemoci. V roce 1350 bylo roubení kolem pramene obnoveno.

Stephan ze Sternberga"

Ondrášov – Domašov nad Bystřicí: zdroj slabě mineralizované, studené, hypotonické, uhličitě C–Ca–Mg typu s obsahem volného CO₂ 2,5 – 3 g.l⁻¹. Minerální vody vznikají v horninách moravskoslezského kulmu – moravickém a hornobenešovském souvrství, přínos CO₂ po zlomech sudetského směru. Zdroje minerálních vod v Ondrášově: Marie Terezie, Josef, Lázeňský pramen, Elitis; H 1 – H 3; HS 1 – HS 3, HJ 4, 5, 6; BJ 7 – 10, 11, 21; BVJ 22 – "Astra". Zdroje v Domašově nad Bystřicí: S 1, S 2, Bj 12, BJ 101, BJ 102, S 3, BJ 103 Salacia (*Salicia*). Zdroje minerálních vod jsou přečerpávány – dochází k degradaci struktury. Od roku 1954 se Ondrášovka lahvuje ve formě ochucené minerální vody.

Horní Moštěnice

Minerální voda pochází z devonských dolomitických vápenců, jež jsou překryty neogénními jíly o mocnosti 30–50 m a několikametrovými kvarténními náplavy. V místě jímání sledují výstupové cesty tektonickou zónu sv. směru. Voda vzniká v podloží neogénu v rozpukaných, popř. zkrasovělých uhličitánových horninách nebo už v jejich podloží sycením CO₂ hlubinného původu. Oxid uhličitý vystupuje pravděpodobně na křížení puklinových zón směru SZ–JV a SV–JZ.

Pravděpodobně koncem 17. století při hledání uhlí byl naražen zdroj uhličitě vody. Výskyt v obci však byl znám již dávno, neboť ve studnách založených mělce, se vyskytují slabě uhličitě vody.

Za první republiky byla v obci jímána uhličitá voda a distribuována pod názvem Moštěnka. Do r. 1957 byla uhličitá voda jímána z hloubky 25 m. V letech 1957 – 58 provedly Moravské zeměvěrné závody Brno dva jímací vrty M 1 a M 2.

Dnes je prodávána pod názvem Hanácká Kyselka, jímá se ze 6ti vrtů, nejhlubší má 265 m.

Další lokality vývěrů uhličitých minerálních vod: Zátor, Lichnov, Janské Koupele, Ondrášov, Velká Štáhle (těžba CO₂) a Těšíkov (Těšíkovská kyselka).

Ostravsko

V Ostravě– Mariánských horách, v dole Ignát (později Důl Jana Švermy) byl naražen zdroj uhličitě minerální vody: bývalá *Mariánskohorská kyselka*.

Jesenicko

V údolí Střední Opavy byly dokumentovány výskyty uhličitých minerálních vod podchycených mělkými pramennými jímkami. Výskyt těchto vod je vázán na poruchové pásmo okrajového zlomu lugika, které se v Hrubém Jeseníku rozšiřuje do šíře téměř 8 km s tím, že funkci hlavního zlomu přejímá zlom bělský (*Karlova Studánka*, zaniklý zdroj kyselky v *Ludvíkově* a *Suchá Rudná* v místní části Kyselka).

Karlova Studánka

Minerální vody v Karlově Studánce jsou uhličitě, hydrogenuhličitanové, vápenato–hořečnaté, slabě mineralizované, železnaté, studené, hypotonické minerální vody. Původní jímky Karel, Bezejmenný a Antonín; později jímka Vilém (jejich hloubky od 1,7 – 3,3 m). V roce 1923 byl zachycen betonovou jímkou nejzápadnější zdroj minerální vody (jediný ze starých zdrojů se samovolným přetokem) označovaný jako *Trubkový pramen*.

Další průzkum byl proveden v r. 1931, při kterém bylo vyhloubeno patnáct sond, z nichž šest zachytilo minerální vodu. Při těchto pracích byl vybudován zdroj Norbert. V r. 1950 byly vyhloubeny vrty S–1, S–2 a S–3, z nichž třetí zůstal nedokončen, protože zastihl pouze rozptýlené výstupní cesty minerální vody v kvartérních sedimentech bez přelivu nad terén.

Celkový režim minerálních vod zřídelní oblasti Karlovy Studánky lze souhrnně charakterizovat těmito zákonitostmi:

1. veškerá voda je atmosférického původu, infiltruje na svazích Hrubého Jeseníku a proudí směrem do údolí Bílé Opavy,
2. cyklické změny úrovní hladin (vydatností) a obsahu CO₂ jsou závislé na velikosti atmosférických srážek. Nejvyšších úrovní hladin, resp. vydatností je dosahováno v období březen – květen po jarním tání,
3. minerální voda nemá přesně vymezené pásmo tvoření vzhledem k tomu, že je zde značný nadbytek CO₂ oproti množství vody. Minerální vody se tvoří ve větších hloubkách, kde se plyn dostává do styku s vodou. Část minerálních vod pak vzniká při bázi kvartérních sedimentů,
4. minerální i prosté podzemní vody jsou ve vzájemné hydraulické spojitosti.

Flyšové pásmo Západních Karpat na Moravě

Nejvýznamnější vývěry uhličitých vod na Moravě jsou v lázních *Luhačovice*. Přírodní uhličitě minerální vody, které zde vyvěrají, náleží k provincii uhličitých vod jihovýchodní Moravy, která se vzhledem k nejvýznamnějším výskytům označuje jako luhačovická provincie. Jedná se o skupinu výskytů uhličitých vod na linii nezdenického zlomu mezi Březovou pod Lopeníkem a Biskupicemi (na zájmovém listu se nachází kromě Luhačovic i lokalita Rudice s drobnými vývěry uhličitých vod). V prodloužení této linie se na Slovensku vyskytují uhličitě a termální vody v Pováží.

Minerální voda se původně jímalá přirozenými vývěry (*Aloiska, Amandka, Antonínka, Čítárna, Jubilejní, Janovka, Ottovka, Vincentka a Ústřední*), které se nacházely v údolní nivě Luhačovického potoka. Výjimkou je pouze pramen *Aloiska* na úpatí Velké Kamenné, který se nachází 35 m nad úrovní údolní nivy. Později byly navrtány první vrty – Elektra a Gejzír.

Minerální voda je přírodní, středně mineralizovaná jodobromová, hydrogenuhličitanochlorodivo–sodného typu, se zvýšeným obsahem lithia a kyseliny borité, studená, hypotonická.

Prameny jako zdroje minerálních vod postupně přestaly vyhovovat hygienickým požadavkům, byly přestavovány a rekonstruovány. Velkým problémem byla v minulosti zastaralá kanalizační síť, která byla navíc přetěžována v letních měsících, kdy byla plně obsazena ubytovací zařízení u luhačovické přehrady nad lázněmi. V důsledku havárie pravobřežního kanalizačního sběrače koncem ledna 1987 byla silně bakteriologicky kontaminována zřídla Čítárna, Jubilejní a Ústřední.

Protože vlivem nadměrné exploatace mělkých vývěrů docházelo k postupnému zředování minerálních vod a kontaminaci, přistoupilo se v roce 1987 k průzkumu tzv. druhé zvodně. Pod tímto názvem se rozumí veškerá podzemní voda (minerální i prostá) ve flyšových horninách pod kvartérním pokryvem.

Byly vybudovány vrty řady BVJ 301 – BVJ 306 (Nová Jubilejní, Nová Vincentka, Nová Janovka, Nová Ústřední, Bystrica a Vladimír). Jejich hloubky dosahují 30 – 50 m a nadloží kolektoru minerálních vod tvoří nesouvislé polohy jílu a jílovců. Hladina ve vrtech je napjatá s negativní výstupnou úrovní a pokud nejsou přetěžovány nadměrnou exploatací, možnost antropogenní kontaminace je minimální (Řezníček 1987).

V 90. letech byl vybudován nový vrt (BJ 331), který zajistil nejen minerální vodu, ale prokázal také, že zdroje uhličitých minerálních vod je možno jímat i z míst mimo údolní nivu. V roce 1998 byly jako nové přírodní léčivé zdroje vyhlášeny Vincentka II. a Jaroslava (BJ 331).

Nejnovějším luhačovickým pramenem je Pramen sv. Josefa vedle kostela (2002).

Geneze:

Metamorfované marinní fosilní vody na vody naftového typu jsou v důsledku příhodných litologicko–tektonických poměrů vynášeny z hloubek k povrchu. Oxid uhličitý postjuvenilního původu stoupá po puklinách a tektonických poruchách do vyšších poloh, přitom se setkává v různých hloubkách se zdroji mineralizovaných naftových vod. Pro ně je typická složka Na–Cl, snížený obsah SO_4 (pouze desítky mg.l^{-1}) a relativně zvýšený obsah jodidů, bromidů, bóru, amoniaku, kyseliny borité a aromatických a plynných uhlovodíků. Při kontaktu vody s CO_2 vzniká kyselina uhličitá, která metamorfuje složení vody tím, že působí na okolní flyšové horniny (obsahující 20–25% karbonatický tmel), rozpouští je, způsobuje iontovou výměnu hydrolyzou alumosilikátů a iontovýměnnými pochody z nich uvolňuje sodík a draslík, vázaný na pelity mořského původu nebo na alumosilikáty. Tím vzrůstá zastoupení složky Na-HCO_3^- a Ca-HCO_3^- a ta se stává hlavní složkou minerální vody.

Protože podíl složky Na–Cl a Na– HCO_3^- je přibližně stejný a obsah Ca– HCO_3^- představuje 10 – 15 mval%, klasifikujeme minerální vody z hlediska geneze jako petrogenní vody

směsného původu, hydrosilikáto–marinogenní s podílem karbonátogenní složky. Vody jsou v konečné fázi ředěny prostou infiltrující podzemní vodou z aluviálních náplav Luhačovického potoka. Pokud vystupují z hloubek k povrchu – např. po puklinách nebo vrtem a nemísí se s prostými vodami, jejich mineralizace dosahuje hodnot od 10 do 15 g.l⁻¹. Ve většině případů se však s prostou vodou mísí a výsledná mineralizace se pohybuje od 2 do 8 g. l⁻¹.

Vývojové trendy (v 30ti leté řadě chemických analýz) obsahů sodíku a chloridů, jako primární marinní složky v luhačovických minerálních vodách, jsou klesající. Nepatrný vzrůst byl zaznamenán pouze u Gejíru a Pramene Ústředního, Vincentka má obsahy poměrně stabilní. Klesající tendence nejenom obsahů Na a chloridů, ale i celkové mineralizace, znamenají ředění minerální vody prostou vodou v důsledku nadměrné exploatace.

Drobné výskyty uhličitých minerálních vod se nachází na lokalitách Rudice, Nezdenice a Záhorovice, Bánovská kyselka u Nezdenic. Nedosahují chemických parametrů uhličitých minerálních vod v Luhačovicích, ale jsou využívány místními obyvateli.

Suchá Loz

Vývěr minerální vody v obci Suchá Loz je znám pod názvem "Lozanka". Minerální voda vyvěrá z flyšových sedimentů bělokarpatské jednotky magurského flyše. Je řazena k uhličitým vodám, které jsou vázány na nezdenický zlom a neovulkanity.

11. SULFANOVÉ (SULFIDOVÉ, SIROVODÍKOVÉ) VODY

Podmínkou pro vznik sulfanu a jeho iontových forem je přítomnost síranů, sufátoredukujících bakterií a alespoň malého množství organických látek, nezbytných pro činnost těchto bakterií. Tyto organické látky mohou pocházet ze živců nebo organické hmoty uchované v sedimentech. Koncentrace sulfidické síry může značně kolísat během roku a v určitém časovém období může klesnout i pod uvedený limit pro sulfidové vody (tj. pod 1 mg.l^{-1}). Sulfidové vody mají typický zápach, bývají zakalené elementární sírou a mohou obsahovat kolony slufátoredukujících a sirtých bakterií.

Sulfanové minerální vody se v České republice se vyskytují v několika odlišných hydrogeologických jednotkách:

– *permokarbonu podkrkonošské pánve*

lázně *Fořt* (součást obce Rudník u Vrchlabí). Minerální voda C–S–Na typu, studená. Lázně funkční do r. 1922, zanikly po založení chemického závodu na výrobu umělého hedvábí v těsné blízkosti lázní. Pramen ale fungoval dále.

Minerální voda vyvěrala v horninách podkrkonošského permu, v místech, kde se údolí potoka křížuje s předpokládanou tektonickou linií s. – j. směru. Na V od linie vystupuje rudnický obzor – slepence, pískovce, prachovce a jílovce s vložkami bitumenózních slínovců až jílovců, které se dříve v Rudníku těžily pro obsah sulfidů mědi. Obsah sirovodíku zřejmě pochází z rozkladu síranů v redukčním prostředí bitumenózních pelitů; Na–HCO₃ charakter nasvědčuje hlubšímu oběhu po tektonických poruchách s. – j. směru. Z chemické analýzy z r. 1973 – obsah sirovodíku kolem 1 g.l^{-1} .

– *Český masív*

Výjimečnými minerálními vodami jsou oteplené sulfanové vody vznikající mimo rámec sedimentárních hornin v žulovém masívu v *Bludově* a na styku keprnické ortorulové klenby s koutským svorovým pásmem ve *Velkých Losinách*. Zvýšená teplota vody ukazuje na hlubší oběh a relativně rychlý výstup minerální vody po otevřených poruchách. Protože krystalinikum postrádá zdroj organické hmoty, jak je tomu v sedimentárních oblastech, byl původ sirovodíku dosud velice nejasný. Ukazuje se, že při jinak stejné tvorbě H₂S ze síranů redukcí desulfurikačními baktériemi a za dalších podmínek, z nichž nejdůležitější je nepřítomnost organické hmoty, je nutno uvažovat o povrchovém recentním původu organických látek (v podstatě pocházející z lesních porostů) z míst, kde infiltrují vody doplňující pásmo tvorby nízkomineralizovaných minerálních vod. Děje se tak v poruchových pásmech sz. směru, které ve vyšších polohách umožňují koncentrovaný sestup vod z okolního povodí a v nižší poloze na křížení těchto poruchových pásem s poruchovými liniemi a otevřenými cestami jiných směrů, pak vlastní výstup vody jako ve spojitě nádobě.

Výskyty vázané na třebečský masív jsou známé ojedinělé výskyty – *Okrašovice* a *Pozdávky* (dnes Ozaniklé zdroje).

– **paleozoikum (devon)**

Sulfanové minerální vody vázané na devonskou strukturu, pokrytou málo mocným souvrstvím neogénních sedimentů, představují lázně Slatinice. Obohacení minerální vody o chloridy a organickou hmotu je zde připočítáno buď migraci z podložních devonských hornin nebo laterální migraci z kulmu po významných zlomových poruchách nebo z neogénních sedimentů.

– **mesozoikum (jura)**

Na karbonátový vývoj jury v karpatské předhlubni jsou vázány sulfátové vody, dosahující parametrů minerálních vod.

Lokality: Mušov, Pasohlávky (hluboké vrty)

– **neogén karpatské předhlubně a Vídeňské pánve**

Sulfanové minerální vody mají vyšší obsah síranových iontů, jejich vydatnost je nízká a přívod organické hmoty je vázán na zlomy, kterými proudí plynné organické látky z neogénních, příp. podložních hornin (flyšových).

Lokality ve Vídeňské pánvi: Čejč, Čeložnice, Lanzhot, Milotice, Moravský Písek, Podivín, Vacenovice.

Lokality v karpatské předhlubni: Pornice I – III, Slavkov, Vřesovice, Výšovice, Skalka (kulm+neogén karp. předhlubně)

– **flyšové pásmo Západních Karpat**

Geneze sirovodíkových minerálních vod je spojená s přítomností metanu, jehož zdrojem jsou hlubinná ložiska uhlovodíků. Metan mění podmínky ve zvodni tak, že vzniká prostředí vhodné pro rozvoj desulfurikačních bakterií, které redukují sírany, obsažené v podzemní vodě, na sirovodík. Původ síranů je petrogenní, vznikají oxidací sulfidů železa (např. pyritu), které jsou charakteristickou složkou flyšových hornin.

Celkem ojediněle se sulfanové vody vyskytují ve ždánicko–podslezské jednotce (Šitbořice, Želetice).

V dalších jednotkách flyšového pásma Západních Karpat na Moravě: Bělov, Bratřejov, Brumov, Břestek, Březolupy, Buchlovice, Halenkov, Hovězí, Javorník, Korytná, Kostelec u Zlína, Lhotsko, Lípa, Lipová, Lutonina, Malenovice, Napajedla, Nezdenice, Nový Hrozenkov, Podhradí, Podolí, Pradlisko, Prštné, Salaš, Slopné, Strání, Rybí, Valašská Polanka, Veletiny, Velké Karlovice, Velký Ořechov, Veřovice, Vizovice, Vlachovice, Zádveřice, Želechovice nad Dřevnicí.

Některé sulfanové vody jsou vázány na kvartérní sedimenty údolních niv řeky Dyje a Moravy. Pro kvartérní sedimenty je typická příměs organické hmoty, buď přinesené splachem ornice nebo ve formě rostlinných zbytků (kmeny stromů), které se usazovaly v pomalých tocích, mrtvých ramenech a pod. Existence organické

hmoty v kvartérních sedimentech (xylolity a rašelina) s vodou obsahující sírany určuje podmínky pro životní činnost aerobních i desulfurikačních bakterií.

Lokality: Ostrožská Nov Ves, Petrov, Sedlec a bývalá studna v Brodu nad Dyjí

Luhačovice

Zdroj sirovodíkové vody nemá s uhličitými minerálními vodami nic společného. Má zcela odlišnou genezi, formuje se převážně z vadózní vody. Minerální voda má celkovou mineralizaci kolem 550 mg.l⁻¹, obsahuje 1,3 mg.l⁻¹ H₂S v doprovodu ostatních plynů (metan). Teplota dosahuje okolo 10,5 mg.l⁻¹.

LOKALITY SIROVODÍKOVÝCH MINERÁLNÍCH VOD V JEDNOTLIVÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTKÁCH

Český masív

Bludov

Lázně Bludov, a.s., v samostatném lázeňském areálu situovaném na z. okraji obce Bludov využívají prostou, síranovo–chloridovou sodnou, hypotonickou, silně alkalickou přírodní minerální léčivou vodu se zvýšeným obsahem fluoru a se zvýšenou teplotou (24,2 °C).

Balneologicky využívaná minerální voda s hlouběji založeným oběhem se formuje z atmosférických vod, infiltrujících do hornin tektonicky silně postižené skupiny Branné při z. okraji keprnické skupiny v oblasti Olšan. Pomalé proudění podzemní vody je vázáno na zónu bušínského zlomu probíhající údolím Moravy až k Bludovu. Výstup podzemní vody z hloubek kolem 500 až 600 m (vzhledem ke geotermickému stupni předpokládaná hloubková úroveň formování vod) k povrchu je limitován jednak zatěsněním tektonické zóny v cementačním pásmu, jednak možností nekontrolovatelného rozptylu vod hlubšího oběhu do mělkého kolektoru v kvartérních fluvialních sedimentech údolí Moravy. K laterálnímu rozptylu od bušínské poruchy směrem k SV do levobřežní části údolní nivy Moravy dochází u vystupujících podzemních vod jen v oblasti rozšíření šumperského masivu, jehož granodiority jsou oproti jz. ležícím metamorfitům křehčí a tudíž i prostoupené otevřenějším systémem tranzitních cest.

Pozitivní výtlačná piezometrická úroveň minerálních vod bludovského typu je dána na jedné straně nadmořskou výškou infiltračního území a hydraulickými odpory na tranzitních cestách, na druhé straně odpory na výstupních cestách a v úrovni terénu v místě výstupu. Tam, kde v přírodních podmínkách může docházet k volnějšímu skrytému vývěru podzemní vody hlubšího oběhu do mělkého kolektoru v kvartérních fluvialních sedimentech, může být zaznamenána i negativní výtlačná úroveň.

Polootevřenost bludovské zřidelní struktury působí jako přírodní faktor její ochrany. Díky dlouhodobé době setrvání infiltrovaných atmosférických vod ve struktuře (stanovení přesné doby zdržení metodou radiouhlíku ^{14}C nebylo úspěšné s ohledem na chemické složení vody; Šilar 1990) dochází k samovolnému odbourávání případného bakteriálního znečištění, které může být atmosférickými vodami vnášeno i do horninového prostředí.

Velké Losiny

Lázně Velké Losiny (v balneologické literatuře známých též pod názvem Gross Ullersdorf) patří mezi nejstarší a nejznámější moravské lázně s nejdelší tradicí v léčení nemocí nervových a nemocí dýchacího ústrojí. Vedle zdroje prosté sirně termální léčivé přírodní minerální vody je hlavním léčebným prostředkem též rehabilitace a fyzikální léčba.

Sirná terma se formuje po sestupu srážkových vod do hloubek kolem 1 km. V prostředí silně metamorfovaných hornin keprnické jednotky dochází vlivem značné doby setrvání vody v podzemí (řádově tisíce let) k jejímu ohřevu na teplotu kolem $37\text{ }^{\circ}\text{C}$ a ke změně jejího chemického složení. Výsledkem je vznik termy s vysokým stupněm alkality (pH asi 9,5), nízkou celkovou mineralizací ($0,3\text{ g.l}^{-1}$) a zvýšeným obsahem mobilizovaného SiO_2 a fluoru. Iontové složení je charakterizováno u kationtové části naprostou převahou sodných iontů (průměrně 70 mg.l^{-1}), v aniontové části převahou karbonátů a hydrogencarbonátů. Významnou součástí minerální vody jsou sloučeniny aktivní síry, reprezentované hydrogensulfidem HS^- . Z balneologického hlediska lze za nejvýznamnější považovat obsah sloučenin a aktivní volné síry ($3\text{--}6\text{ mg.l}^{-1}$).

Minerální voda všech zdrojů, ať již přirozených výstupních cest (Eliška, Marie, Marie-Terezie a do roku 1975 Karel) či vrtů (BJ-11 až BJ-16, BVJ-211) má velmi stále chemické složení. Během osmdesáti let, po které byly prameny sledovány, nedošlo v iontové oblasti k žádným významným změnám.

Využitelné zdroje sirných minerálních vod ve zřidelní struktuře Velké Losiny:

- teplé sirně minerální vody o teplotě vyšší než $35\text{ }^{\circ}\text{C}$ – Žerotín (BVJ-211/III): $21,0\text{ l.s}^{-1}$
- vlažné sirně minerální vody o teplotě $25\text{--}30\text{ }^{\circ}\text{C}$ – Petr (BJ-15): $1,5\text{ l.s}^{-1}$, Dobra (BJ-16): $1,5\text{ l.s}^{-1}$
- studené sirně minerální vody o teplotě $10\text{--}12\text{ }^{\circ}\text{C}$ – Karel: $0,11\text{ l.s}^{-1}$

Slatinice

Stavba lázní započala v roce 1731 a to přímo u léčebného pramene, kde byly dokonce položeny základy. Stavba nebyla nikdy dokončena. Jedním z hlavních důvodů bylo, že stavba na mokré půdě, skoro močále, by si vyžádala daleko větší náklady. Proto byl nakonec nový lázeňský dům postaven až v r. 1733 na současném místě.

Pro balneologické účely jsou využívány sirné hydrogenuhličitano–chloridové, vápenato–hořečnato–sodné, hypotonické léčivé minerální vody o teplotě kolem 15 °C s celkovou mineralizací 0,6 až 0,65 g.l⁻¹.

Hydrogeologická stavba slatinické zřidelní struktury a geneze minerální vody není i přes řadu novodobých průzkumů dosud beze zbytku objasněna. Na základě stávajících dostupných poznatků lze konstatovat, že k přirozenému vývěru minerálních vod k povrchu dochází v místě vyklínění sedimentů badenu, z jejichž podloží tak vystupují světle šedé jemnozrnné vilémovické vápence s přítomností prvků krasovo–puklinové porozity. Toto hydrogeologické prostředí je hlavní akumulární a výstupní oblastí minerálních vod, přičemž infiltrační oblast balneologické struktury lze očekávat na jižněji situovaných výchozech vápenců čelechovického paleozoika.

Hydrochemický charakter minerální vody odpovídá litologickému charakteru prostředí jejího formování. Prostá minerální voda neobsahuje – vyjma vyšších koncentrací chloridů a sodíku a zvýšené teploty (14 až 16 °C) – významnější složky, které by dokumentovaly větší hloubku založení jejího oběhu nebo výraznou dotaci z hluboko uložených kolektorů okolních hydrogeologických struktur. Obsah sirovodíku není u všech jímacích a průzkumných objektů stejný (Lázeňský pramen 1,1 mg.l⁻¹, jímací vrt BJ–9 2,7 mg.l⁻¹) a značně kolísá během roku v závislosti na měnících se podmínkách infiltrace. Původ volného sirovodíku v minerální vodě není spolehlivě objasněn.

Mušov

Vrt Mušov – 3G je situován v karpatské předhlubni a v podloží miocénních sedimentů jurských sedimentech byl zaznamenán vydatný přítok minerální vody (vydatnost byla naměřena 7 l.s⁻¹). Voda dosahovala na ústí vrtu teploty 47 °C.

Minerální voda je typu Na–Cl, s obsahem jodidů 0,6 mg.l⁻¹, bromidů 4,1 mg.l⁻¹ a sirovodíku 6 – 14 mg.l⁻¹. Voda je proplyněna metanem (86,07 %) se stopovým obsahem etanu.

Vídeňská pánev

Přítomnost metanu je spjatá s hlubinnými ložisky uhlovodíků a mění podmínky ve zvodni tak, že vzniká prostředí pro rozvoj desulfurikačních bakterií, které redukují sírany, obsažené ve vodě na sirovodík. Původ síranů je petrogení, vznikají oxidací sulfidů železa (např. pyritu), které jsou charakteristickou složkou flyšových hornin a sedimentů vídeňské pánve.

Sedlec

Sirovodíková minerální voda v Sedlci byla jímána studnami, hlubokými 7,5 – 8,3 m. Minerální voda byla pravděpodobně dotována hlubinnými chloridovými vodami a dále obohacována o sírany, které pocházejí z pyritu, roztroušeném ve flyšových sedimentech. Obsah sirovodíku se udržoval stále na vysoké hodnotě kolem 10 mg.l⁻¹. Minerální vody byly využívány hlavně na léčebné koupele.

Petrov

K balneologicky nejvýznamnějším výskytům patřila lokalita Petrov, kde byly sirovodíkové minerální vody s obsahem až 8 mg.l⁻¹ zachyceny několika mělkými studnami ve fluvialních náplavech údolní nivy Moravy.

V r. 1999 byl proveden průzkumů a byly zjištěny zásadní poznatky, díky kterým minerální vodu nelze balneologicky využívat:

- sulfanové vody jsou vázány pouze na I. zvodně v kvartérních náplavech řeky Moravy a jejího levobřežního přítoku Radějovky a plošně je výskyt omezen na území mezi hřbitovem a dnes devastovanými lázeňskými objekty
- maximální koncentrace sulfanu byly dokumentovány mělkým vrtem BV 2 přímo u plotu hřbitova směrem k lázeňskému areálu
- vody II. zvodně, které se nacházejí ve vrstvách neogenních sedimentů, mají artéský režim a nepodílejí se na dotaci mělké zvodně v kvartérních sedimentech. V daných litologických a hydrogeologických podmínkách dochází k tvorbě sulfanu z organické hmoty mikrobiální činností a geochemickými procesy ve velmi mělké podpovrchové zóně v hloubkách 0 – 10 m. Vody II. zvodně se vyznačují totální absencí sulfanu. S ohledem na skutečnost, že zdroji minerální vody je I. zvodně, která je v hydraulické spojitosti s řekou a je bakteriologicky znečištěna, nelze minerální vody využívat.

Čejč

Vydataným zdrojem sirovodíkové minerální vody je pramen *Heliga*. Kvalita minerální vody zdroje Heliga byla s ohledem na obsah biologicky aktivní síry mimořádně dobrá. Obsah H₂S činil minimálně 20 mg.l⁻¹, což byla hodnota v rámci sirovodíkových pramenů na Moravě absolutně nejvyšší. Dnes je upraven, slouží místním obyvatelům.

Milotice

Zámecká studna v *Miloticích*, hluboká 4 m, obsahuje minerální vodu s obsahem sirovodíku 20,0 mg.l⁻¹ (chemická analýza z r. 1976). Vydatnost studny je velmi malá a voda se v současné době používá na zálivku v zámecké zahradě.

Pramen sirovodíkové vody se nacházel v blízkosti obce Milotice pod kopcem Čertobrd. Minerální voda vyvěrá do neudržovaného mokřadu, takže původní místo vývěru nelze určit.

Lanžhot

Zdrojem termální minerální vody opuštěný naftový vrt Ln-16 původně hluboký 2050 m.

Karpatská předhlubeň

Lázně Skalka u Prostějova

Lázně v obci Skalka, v počáteční etapě rozvoje jako majetek Akciového pivovaru v Prostějově, využívaly již od roku 1939 přírodních vývěrů sirtých vod v místní lokalitě zvané Bařisko. Už samotný název tohoto místa naznačuje, že zde již dříve v minulosti

docházelo ke skrytým i zjevným vývěřům podzemních vod, které napájely rybník v místě dnešního koupaliště a lázeňského sadu.

Pro lázeňské účely byly využívány nejprve přírodní vývěry Julinka a Jan, později také první vrty Cyril–Metoděj a Svatopluk vyhloubené v roce 1938. Z důvodu zestárnutí výstroje a následného poklesu vydatnosti přirozeného přelivu na jejich zhlaví byly tyto dva vrty v roce 1968 nahrazeny novými vrty P–1 Vojtěch a P–2 Karel, pro něž však zůstalo na lokalitě vžito původní označení Cyril–Metoděj a Svatopluk.

Hydrogeochemické formování a následný vývěr minerálních vod ve Skalce jsou podmíněny příznivými strukturními a litologickými vlastnostmi horninového prostředí a hydrogeologickými podmínkami v místě vývěrů, na jehož stavbě se podílejí badenské sedimenty v převažujícím pelitickém vývoji s izolační funkcí (vápnité jíly s ojedinělými vložkami písků, v okolí Skalky v mocnostech do 5 m) vystupuje povrchově izolovaný výskyt ("skalka" – od této geologické stavby se odvozuje i název obce Skalka) pískovců a drobný myslejovického souvrství s výraznou puklinovou porozitou a s relativně volným prouděním podzemních vod ve svrchní zóně navětrání (do hloubek kolem 20 m) a především na tektonické zóně zsz.–vjv. směru, která Skalkou prochází. Pouze polohy středně zrnitých polymiktních písků bazálních poloh badenu – ve Skalce v mocnostech okolo 5 m – formují významné průlinové kolektory, přičemž nadložní pelity vystupují v roli stropního izolátoru a vytvářejí podmínky pro vznik artéských kolektorů. Z hydrogeochemického hlediska je důležitý nález kyzové břidlice ve vrtu P–1 Vojtěch v etáži 33 až 33,1 m, protože pyrit na puklinách hornin paleozoika (a na tektonických zónách ?) je pravděpodobným zdrojovým materiálem pro tvorbu sirovodíku jako základní balneologicky cenné složky minerálních vod ve Skalce.

Minerální vody v lázních Skalka jsou výhradně atmosférického původu. Při infiltraci do horninového prostředí prošly tyto vody sedimenty neogénu karpatské předhlubně, což rozhodujícím způsobem určilo jejich hydrogeochemický charakter (vyšší obsahy sodíku a chloridů). Jejich balneologicky nejcennější složka – sirovodík – pochází z hydrogeologického masivu hornin spodního paleozoika, které obsahují kyzové břidlice.

Zřídelní struktura byla v minulosti zjevně přirozeně odvodňována protlačováním již hydrogeochemicky zformované minerální vody privilegovanými cestami přes sedimenty pelitické facie badenu (důkazem je existence bývalých bažin v místní trati Bařiny při úpatí výchozů hornin paleozoika).

Pornice

Na Kojetínsku se vyskytuje přirozený vývěr sirovodíkové vody "V prdlavé louce", zachycený trubkou v břehu Švábského potoka jz. od osady Pornice u dvora Švábsko. Pramen má vydatnost okolo $0,08 \text{ l.s}^{-1}$, celkovou mineralizaci $0,73 \text{ g.l}^{-1}$ a voda je Ca–Mg–HCO₃ typu. V r. 1976 byl uváděn obsah H₂S v tomto prameni $0,85 \text{ mg.l}^{-1}$.

V Pornici se dále nachází studna, kde byl zjištěn obsah H₂S $0,50 \text{ mg.l}^{-1}$ s celkovou mineralizací $0,85 \text{ mg.l}^{-1}$ vody Ca–HCO₃–SO₄ typu. V blízkosti této studny se dříve nacházely malé lázně s koupelemi.

Vřesovice

Nejednotné údaje o výskytu sirmé minerální vody pocházejí z Vřesovic. Uváděný pramen na pravém břehu záhybu regulovaného potoka Vřesůvky s. od Vřesovic s vydatností přirozeného přetoku 240 až 300 l.min⁻¹ je pravděpodobně pozůstatkem artéského přelivu z jednoho ze dvou vrtů vyhloubených v roce 1934.

O možném rozsahu výskytu sirmých minerálních vod v kolektoru bazálních klastik i ve velké vzdálenosti od přirozeného vývěrového centra ve Skalce svědčí dosud nepublikované výsledky průzkumného 163 m hlubokého hydrogeologického vrtu pro městské lázně v centru *Prostějova*, který po navrtání písků v hloubce 130 m vykazoval přetok vlažné sirmé vody.

Vrtem pro cukrovar v *Bedihošti* hlubokým 306 m byla v roce 1933 navrtána sirovodíková voda výrazného chloridového sodného typu o teplotě 25 °C.

Západně od Tučap v blízkosti národní přírodní rezervace Tučapská skalka se vyskytovala ve studni studená (11 °C) voda hydrogenuhličitanového vápenatého typu s obsahem metanu 2,8 mg.l⁻¹ a se stopami po sirovodíku, jejíž celková mineralizace v roce 1975 dosahovala 2,2 g.l⁻¹.

Flyšové pásmo Západních Karpat

Lázně Leopoldov – Buchlovice (Smraďavka)

Minerální voda vyvěrá při z. úpatí svahu Dlouhé řeky ze zlínských vrstev račanské jednotky magurského flyše. Vrstvy tvoří flyšově se střídající vápnité jílovce a arkózové pískovce. K výstupu dochází po puklinách; minerální voda se pak rozptyluje v málo mocných svahových a fluviálních sedimentech Dlouhé řeky. Směr puklin je zhruba SZ–JV, souhlasný s příčnou tektonikou a se směrem toku Dlouhé řeky v místě vývěru. Voda obíhá v nepříliš velkých hloubkách – svědčí o tom nízká mineralizace. Při průchodu marinními sedimenty se výměnou iontů prostá voda relativně obohacuje o sodík. Migrující plynná živice sytí tuto vodu obsahující též sírany, které jsou při životní funkci desulfurikačních bakterií redukovány na sirovodík.

Lázně zrekonstruované, nově fungující.

Kostelec u Zlína

Minerální vody vyvěrají ze zlínských vrstev jednotky magurského flyše (stř. až svr. eocén), typických flyšových hornin složených ze střídajících se jílovců, zčásti vápnitých a pískovců. Lze předpokládat, že k výstupu minerálních vod dochází po zlomech ssz–jjv. směru, příčně porušujících flyšový komplex. V zóně rozvětrávání paleogénních hornin a ve svahových sedimentech, popř. ve fluviálních údolních sedimentech se marinní vody z flyše rozptylují v prostých mělkých podzemních vodách.

Prameny "V kapli" a "U vily" – minerální voda je slabě mineralizovaná, sirtá, hydrogenuhličitano–sírano–vápenato–sodného typu, studená hypotonická.

Lázně v provozu.

Ostrožská Nová Ves

Studny minerální vody jsou vyhloubeny ve fluvialních sedimentech v údolní nivě řeky Moravy a lze předpokládat, že nedošly do podložních pontských sedimentů. Minerální vody vznikají zřejmě v nehlubokém prostředí nasyceném prostými vodami, s nimiž jsou ve stálé spojitosti. O typickou složku – H₂S – se obohacují redukcí síranů ve vodě při činnosti desulfurikačních bakterií za využití organických látek, kterými mohou být kvartérní xylolity nebo rašeliny.

Lázně v provozu.

Vizovice

V okolí Vizovic je známa řada sirovodíkových pramenů, na některých bývaly před r. 1948 lokální lázně. Dnes nefunkční.

Minerální voda vyvěrá ze zlínských vrstev račanské jednotky, které jsou budovány flyšově se střídající jílovcí, zčásti vápnitými a pískovci. Minerální voda vzniká z infiltrovaných prostých vod, které při oběhu získávají výměnou iontů převažující složku sodnou, vedle hlavního aniontu prostých vod (HCO₃⁻) a podružně i sírany. Vody jsou syceny z hlubin migrující živici (metanem), která dodává potřebné organické látky pro rozvoj desulfurikačních bakterií.

Štbořice

Sirovodíkový minerální pramen Štyngar – o vzniku jeho názvu se nese pověst o německém šlechtici, který se napil vody z pramene a pravil: "Das stinkt!" ("To smrdí!"). Užívá se také název Štengar.

Lázeňská budova je opravena a nabízí řadu léčebných a rekreačních možností.

Ostatní drobné zdroje sulfanových minerálních vod ve flyšovém pásmu Západních Karpat

Lokalita	Datum odběru	pH	Celková mineralizace /g.l ⁻¹ /	Chemický typ	Obsah H ₂ S /mg.l ⁻¹ /
Bělov – pramen	14.7.1959	7,00	1,23	–	0,1*
Malenovice – Sirnaté lázně	22.9.1995	6,99	4,43	Na-C-Cl	4,2
Malenovice – Pod lázněmi	22.9.1995	7,04	4,09	Na-C-Cl	0,4*
Malenovice – U rybníka+	22.9.1995	7,01	0,71	C-Ca-S	3,35
Prštné-Louky (pramenní jímka)	22.9.1995	7,15	2,87	Na-C-Cl	0,55*
Prštné-Louky (studna)	22.9.1995	7,37	3,43	Na-C-Cl	<0,10*
Velké Karlovice 1	30.6.1976	8,5	0,2	–	6,4
Velké Karlovice 2	27.7.1977	7,2	0,3	–	1,2
Rybí	31.7.1976	9,0	0,51	C-Ca-Na	5,2
Veřovice	31.7.1975	7,4	0,34	C-Ca-Na	0,5*
Bílá-Baraní	21.5.1976	8,4	0,25	–	1,4
Bílá-Velká Smradlava	20.5.1976	8,4	0,34	–	3,6
Bílá-přítok Velká Smradlava	2.5.1977	6,4	0,31	–	1,2
Bílá-Salajka	1986	6,0	0,35	–	0,6*
Hovězí	23.7.1975	8,8	0,3	–	0,6*
N. Hrozenkov	22.7.1975	7,9	0,5	–	1,6
Stanovica	22.7.1975	7,7	0,2	–	1,3
Halenkov	24.7.1975	7,6	0,6	–	2,5
Šitbořice	2. 5. 2000	7,23	3,5	Na-S-C	5,5
Želechovice	21.6.1972	7,2	0,56	–	3,5
Prádlisko	18.7.1959	6,9	1,22	–	1,5
Bratřejov	16.7.1967	7,5	0,86	–	1,1
Březolupy	14.7.1959	7,6	1,13	–	0,1*

+ zdevastované zdroje minerálních vod

*některé minerální vody ztratily postupem času obsahy sirovodíku

12. SÍRANOVÉ VODY

Základní zdroj větších koncentrací síranů může být dvojího druhu. Jedním z nich je rozpouštění CaSO_4 (sádrovce a anhydritu) a druhým je oxidace sulfidů. Tento druhý zdroj je typický pro důlní vody z okolí těžby uhlí, které obsahuje rozptýlené množství pyritu či markazitu a z okolí těžby sulfidických rud.

Rozpustnost uvedených síranových minerálů je značná a v závislosti na iontové síle vody a tvrbě iontových asociátů (sulfatokomplexů) se koncentrace síranů může pohybovat v jednotkách až desítkách g.l^{-1} .

Pro síranové vody (síranovo-sodné a síranovo-hořečnaté) byl používán název "hořké" vody.

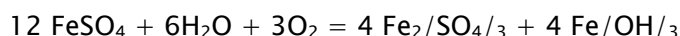
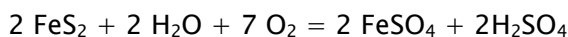
Příklady základního složení síranových vod:

lokality	celková mineralizace / mg.l^{-1} /	Obsah / mg.l^{-1} /			
		sírany	HCO_3^-	Na^+	Mg^+
Šaratice	25030	17328	615	4588	2010
Zaječí (Zaječická)	36018	23828	1090	2200	5482
Mariánské Lázně (Ferdinand I)	10683	3173	3050	2870	140

Síranové vody se v ČR jsou vázány na oblasti:

České Středohoří – *Bylany, Zaječice u Mostu, Lenešice, Zaječice u Jirkova* a ostatní.

Vznik síranových vod je vázán na soubor příznivých faktorů zejména z hlediska hydrofyzikálních vlastností hornin, jejich mineralogicko-chemického složení (přítomnost pyritu, Mg-Ca karbonátů, popř. sorbovaného Na^+ a Mg^{2+} v horninovém komplexu), geomorfologických a klimatických podmínek (vysoký výpar a relativně nižší srážky). Pelitické horniny se vyznačují velmi nízkou propustností, a proto je oběh podzemní vody vázán jen na málo mocné pásmo podpovrchového rozpukání a navětrání a nepokračuje do hlubší zóny neporušené horniny s izolačními vlastnostmi. Srážkové vody se vsakují pouze do této relativně málo mocné zóny, kde díky obsahu rozpuštěného kyslíku vzdušného původu v infiltrující vodě dochází k oxidaci roztroušeného pyritu, obsaženého v křídových slínovcích i v neogenních jílech. Vznikají tak železnaté ionty (které oxidují na trojmocné a srážejí se ve formě limonitu) a kyselina sírová, která snižuje pH a rozkládá Mg-Ca karbonáty. Jelikož je v této oblasti výpar vyšší než množství srážek, popř. vsak, dochází v suchých obdobích ke vzlínání a zvyšování mineralizace podzemní vody. Při obsahu síranů nad $1,2 \text{ g.l}^{-1}$ začíná krystalovat sádrovec a zvyšuje se tak koncentrace Mg iontů, které při minimální rychlosti proudění nejsou odplavovány. Podzemní voda se tak stále obohacuje Mg ionty. Proces tvorby síranových vod popsal Dvořák (1975) rovnicemi:



Polabí (mezi Jičínem, Poděbrady a Pardubicemi): *Kobylice, Lukovna, Michnovka* (zanikly nebo se změnily); *Skřivany, Hoděšice, Myštěves, Slahostice, Holice–Javůrka, Sopřeč*.

Síranové vody jsou vázány na povrchové partie v oblasti labské slínovcové facie české křídové pánve. Vznikají v mělké připovrchové rozvětralé zóně slínů a slínovců v místech, kde dochází k určité stagnaci infiltrovaných vod a koncentraci síranových solí, vzniklých při oxidaci pyritu obsaženého ve slínkách a za působení produktů jeho rozkladu na uhlíkaty alkalických zemin. Obsah rozpustných solí je nepřímo závislý na propustnosti hornin a zůstává zachován jen v plochých depresích bez kvartérního pokryvu.

Barrandien

- Praha: *Svatováclavský pramen* na Karlově náměstí, *Podolský pramen* v Podolí; *prameny Eva, Adam, Lidka a Jindřich* na Vinohradech
 - pramen *Čeperka* (Unhošť), *Miličín u Benešova*
- Většina těchto pramenů zanikla nebo změnila chemismus a celkovou mineralizaci.
- lokality *Slemeno, Tutlek, Doudleby nad Orlicí* – podobný chemismus jako ale mají i zvýšený obsah fluoridů

Mariánské lázně

- některé ze zdrojů jsou uhlíkaté minerální vody, ale mají zvýšené obsahy síranů: *Ferdinand I, II, VI; Lesní, Křížový III, IV*

mineralizované vody, které nedosahují parametrů minerálních vod, ale mají zvýšený obsah síranů: okolí Boskovic – *Valchov, Obora*; Jihlavsko – *Helenín, Staré Hory, Jezdovice, Slavice*

Flyšové pásmo Západních Karpat na Moravě

- *Šaratice* a okolí (*Krumvíř, Otnice*)

LOKALITY SÍRANOVÝCH VOD V JEDNOTLIVÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTKÁCH

České Středohoří

Skupina SO₄–Mg vod

Území síranovo–hořečnatých vod se rozkládá na hranici katastrů obcí Zaječice, Korozluky, Sedlec a Vtelno.

Zaječice (okr. Most)

Jímací studny v Zaječicích jsou vyhloubeny ve svrchnoturonských slínovcích. Směrem k S vystupují neogenní písčito–jílovité sedimenty s křemenci, tvořícími vrcholovou část kopce Tanečník (Křemencový vrch). Směrem k V jsou křídové slínovce překryty neogenními tufity a tufitickými jíly, v jejichž nadloží je separátní pánvička u Koroluk,

vyplněná jíly slojového souvrství. Na j. a zvláště na z. straně jsou slínovce překryty kvartérními fluviálními sedimenty nivy Zaječického potoka pravobřežního přítoku Srpiny. Složitost geologické pozice byla příčinou celé řady nepřesných nebo mylných vysvětlení geneze minerálních vod. Podle názorů Dvořáka (1975) vznikají síranové vody ze vsakujících atmosférických vod při pomalém průsaku minimálně propustnými slínovci. Dochází k oxidaci vtoušeného pyritu. Vzniklá volná kyselina sírová se rozkládá na vápenato–hořečnaté karbonáty a uvolněný oxid uhličitý dále podporuje zvětrávací procesy. Z roztoku se sráží jednak limonit, jednak sádrovec (při obsahu SO_4^{2-} nad 1,2 g.l⁻¹). Minerální voda se dále může obohacovat ionty Mg z Mg–Ca karbonátů, popř. ionty Na ze sorpčního komplexu jílových minerálů. Při téměř rovinném reliéfu se v podmínkách sníženého odtoku a zvýšeného výparu minerální voda obohacuje síranem hořečnatým a sodným; síran vápenatý se vysráží jako sádrovec. V suchých obdobích vznikají na půdním povrchu výkvěty síranů, popř. karbonátů Mg a Na. Při deštích znovu přecházejí do mělké podzemní vody. Vznik ryzích síranových vod je v Zaječicích umožněn přítomností hořečnatých karbonátů a nízkým obsahem sodíku ve svrchnoturonských slínovcích za specifických morfologických a klimatických podmínek.

Minerální voda je stáčená a prodávána.

Ostatní zdroje síranových vod v této oblasti:

Sedlec – studna

Korozluky – vrt

Bečov – studna

Dobroměřice – pramen s. od Červeného vrchu

Hnojnice, Koštice, Oblík, Třtěno, Raná, Vojničky, Vtelno, Židovice, Milá, Steklík, Chomutov (Kamencové jezero)

Zaječice u Jirkova (okr. Chomutov)

Vznik minerální vody je zde podmíněn oxidací pyritu z hornin slojového souvrství kyslíkem rozpuštěným v prosakující srážkové vodě. Vzniká kyselina sírová (nízké pH 1–2 se zachovává i v místě vývěru). Síraný tvoří téměř 90% z celkového obsahu aniontů. Na kontaktu s organickou hmotou rašelinové polohy dochází za součinnosti desulfurizačních bakterií k částečné redukci síranů a vzniku sirovodíků.

Do současné doby se zachovala v lázeňském parku původní jímka Karolina, později údajně zvaná Železitý pramen. Je roubena dubovými fošnami, o straně 1 m ve vnitřním čtvercovém půdorysu (do hloubky 0,8 m). Novější jímka je údajně zvaná Sírny pramen.

Lenešice (okr. Louny)

Dnes již nevyužívané zdroje síranových vod, dříve plněné do lahví pod jménem Regulátor. Studny jsou při j. okraji zvednuté křídové kry budované středoturonskými slínami a slínovci. Je to stejná hrást'ovitá struktura, v jejíž centrální části vyvěrají kyselky v Břvanech. Výskyty silněji mineralizovaných vod jsou však známy i z území j. od Lenešic, které je tvořeno slínami a slínovci stáří svrch. turon–coniak, překrytými fluviálními štěrky Ohře. Zdroje minerální vody se zde stále nachází, avšak z neznámých důvodů zanikla plnárna a využívání vody.

Flyšové pásmo Západních Karpat

Šaratice

"Pijte Šaratici, zrychlí váš krok."

Název minerální vody je odvozen od lidového pojmenování obce Šaratice, v níž jako v jedné z prvních v okolí byla jímána "hořká" voda. Od té doby se voda stejného typu získává i na dalších místech. Plnárna je v Sokolnicích a v současné době se těží na 5 polích: Šaratice, Nesvačilka, Těšany, Újezd a Luže.

Výskyt vod šaratického typu je vázán na paleogenní sedimenty ždánicko-podslezské jednotky, která byla nasunuta na mladší neogenní sedimenty. Vlastní zdroje šaratických vod jsou vázány na vrstvy spodního a středního eocénu, na tzv. podmenilitový eocén. Vrstvy podmenilitového eocénu mají převážně jílovcový vývoj. Pískovce a slepence tvoří jen neprůběžné, lokálně omezené plochy. V oblastech těžebních polí leží zasolené sedimenty mělce pod povrchem. Tvoří je jíly, slínité jíly až slínovce s obsahem dolomitizovaných vápenců, resp. dolomitů, někdy i magnezitů s konkréci limonitu a čočkami nebo vrstvičkami sádrovce. V povrchovém pásmu do hloubky asi 5–10 m jsou jen velmi slabě propustné. Hlubší obzory, které představují břidličné jíly, jsou již zcela nepropustné.

Minerální voda vzniká postupným pochodem: infiltrující prostá voda rozpouští při průsaku sádrovec za vzniku síranově vápenatého typu vody, která je však hned metamorfovaná výměnou iontů vápenatých za sodné, sorbované na pelitech, resp. na Mg obsažený v dolomitech. Složení výsledné vody je proměnlivé podle lokálních podmínek se mění i s časem, tak jak jsou vyluhovány a postupně snižovány obsahy účinných složek. Koncentrace vody pak závisí i na množství infiltrujících vod v časovém období.

V Šaraticích byla minerální voda plněna do lahví od konce 19. stol. (1896). Voda z bývalého Šternova (nyní součást Újezda) byla postupně plněna pod jmény: *Otnica*, *Moravia* a *Šternovka*. Od roku 1948 byla výroba sjednocena pod názvem Šaratica. Počet studní v jednotlivých těžebních polích je různý (většinou se pohybuje v desítkách) a postupem doby se mění; jakmile se minerální obsah sedimentů v okolí jímacího objektu vylouží, studny se opouštějí.

Jímací studny v těžebních polích jsou uspořádány šachovnicovitě. Hloubka studní se pohybuje od 5 do 8, max. 13 m, podle lokálních podmínek. Studny jsou zděné z pálených cihel nasucho, mají průměr 1,8 m a při povrchu jsou kuželovitě zúženy a převedeny do dvou kameninových rour o průměru 0,6 m, vyvedených 0,5 m nad terén a uzavřených litinovým poklopem s odvětráním. Z jedné studny se získává ročně asi 3000 l vody, která se čas od času odčerpává do cisterny a odváží do plnárny.

Veškerá získaná voda se plní do lahví po předchozí úpravě mineralizace vody. Dociluje se toho míšením jednotlivým různě mineralizovaných studničních vod nebo při nízkých mineralizacích zahušťováním v odpařovačích.

Šaratická minerální voda je silně mineralizovaná síranová, sodno-hořečnatá, hypertonická.

13. FLUORIDOVÉ VODY

Přírodním zdrojem fluoru ve vodách mohou být některé minerály, např. fluorit / CaF_2 /, kryolit / Na_3AlF_6 / a apatit / $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ /. V menším množství je fluor obsažen v žulách a slídách, jejichž zvětráváním a vyluhováním přechází do podzemních. Je obsažen také v těkavých složkách magmatu.

V podzemních vodách bývá zvýšená koncentrace fluoridů vázaná obvykle na hydrochemické typy $\text{HCO}_3\text{-Na}$, resp. $\text{SO}_4\text{-Na}$. U většiny minerálních vod s větší mineralizací bývají koncentrace fluoridů do $1,0 \text{ mg.l}^{-1}$ celkem běžné. Hydrogenuhličitano-sodné vody se zvýšenou koncentrací fluoridů – a to v rozmezí 7 až 15 mg.l^{-1} – se nacházejí např. v cidlinsko-lábské oblasti.

Příkladem minerálních vod se zvýšenou koncentrací fluoridů může být také *Mlýnský pramen* (Karlovy Vary) s $6,0 \text{ mg.l}^{-1}$, *pramen Karel* (Velké Losiny) s $6,5 \text{ mg.l}^{-1}$ a *Vincentka* (Luhačovice) s $2,8 \text{ mg.l}^{-1}$.

Ve Východočeském kraji je převážná většina minerálních vod se zvýšeným obsahem fluoridů součástí bazální zvodně křídové pánve (především v cenomanských pískovcích). Největší počet výskytů vod s vyšším obsahem F^- náleží již zmíněným uhličitým minerálním vodám cidlinsko-lábské akumulace, u nichž jsou však obsahy F^- poměrně nízké (v rozpětí $2,6 - 3,8 \text{ mg.l}^{-1}$) a balneologický význam fluóru je tu zastíněn významem CO_2 . Nejvyšší obsahy fluoridů jsou však příznačné pro některé vody bazální zvodně křídové pánve bez zvýšených obsahů CO_2 .

Lokality mineralizovaných vod bez CO_2 : *Chotělice, Loučná Hora, Bohdaneč, Kladruby nad Labem*.

Vrty v cenomanu ve východním křídle ústecké synklinály mezi Rychnovem nad Kněžnou a Kostelcem nad Orlicí s anomálním chemismem, S-Na typu se zvýšeným obsahem F^- : *Doudleby nad Orlicí, Slemeno, Tutleky, ...*

Mineralizované vody C-Na typu se zvýš. obsahem F^- : *Častolovice, Kostelec nad Orlicí, Záměť* – v bazální zvodni křídové pánve v ústecké synklinále. Vyšší obsahy F^- ($3,0 - 3,6 \text{ mg.l}^{-1}$) má i terma u *Batňovic*.

14. RADIOAKTIVNÍ VODY

Český masív je geologickým celkem velmi bohatým na výskyty radioaktivních vod. Relativně vysoké obsahy jsou ojedinělým zjevem. Prostých, slabě mineralizovaných vod z puklinových a suťových pramenů povrchově rozdětralé zóny krystalinika a hlavně žulových masívů, obsahující koncentrace radonu nad hodnotu 1,5 kBq/l, je větší počet.

Jáchymov

První radonové lázně na světě byly založeny roku 1906.

Základním přírodním zdrojem lázní jsou léčebné prameny získané ze 12. patra jáchymovského dolu SVORNOST. Jejich vody obsahují radon a jsou přiváděny přímo do jednotlivých léčebných domů. V současné době se používají k léčebným účelům čtyři prameny. Je to *Pramen akademika Běhounka*, *pramen Curie*, *pramen C-1* a nově navrtaný pramen *Agricola*.

Charakteristika radioaktivní vody: termální vody s obsahem radonu. Jsou v nich stopy iontů železa, manganu a lithia. Dále obsahují SO₄, HCO₃ a další izotopy prvků, jako 218Po, 214Pb, 214Bi, 226Ra. Teplota pramenů při jímání je 28–36 °C. Celková kapacita pramenů je cca 400 l.min⁻¹.

Prameny jsou jímány do základní nádrže, odkud jsou vedeny štolou Curie do jednotlivých lázeňských domů.

Moldanubikum

Jsou známy výskyty: *na Prachaticku, Pelhřimovsku, u Českého Krumlova*.

Zaniklé *Lázně sv. Markéty u Prachatic* (Margarethenbad) s prameny radioaktivní vody byly patrně založeny už Římany. Byly využívány prameny: Markéta, Patriarcha a Generál. Dnes jsou v dezolátním stavu, nachází se zde pouze pramen sv. Markéty v altánku u zdevastovaných budov bývalých lázní. Dnes zde funguje hotel s wellness službami, ale minerální vody pravděpodobně nevyužívá.

Křídová pánev

Podzemní vody **cenomanu** mají v jeho okrajových částech j. křídle české permokarbonsko-křídové pánve místy rovněž zvýšené obsahy radonu a uranu, které však nedosahují hodnot nutných pro označení vody jako radioaktivní.

Původ radonu je přičítán zejména pegmatitickým a leukokratním faciím těles granitoidů.

Krystalinikum Krkonoš a Orlických hor

Studené radioaktivní /radonové vody/ se vyskytují ve velkém počtu pramenů, ale mají značný rozptyl, většinou nízké a kolísavé vydatnosti.

Mladkov v Orlických horách

Velká Úpa v Krkonoších

Horský pramen v Teplicích a podzemní vody bazálních křídových slepenců a brekcií, popř. v navětralé rozpukané části podložního teplického křemenného porfyru mají původ radioaktivity vázány na zrudnění v slepencové a pískovcové poloze v těsném nadloží křemenného porfyru. Další akumulace radonových vod je známa z bazálních svrchnokřídových pískovců cenomanského stáří v lužické faciální oblasti.

Proces vzniku těchto akumulací je vysvětlován tak, že z podzemní vody C–Na typu, s pH 7,5, obsahující rozpuštěné radioaktivní složky, se při kontaktu s kyselejšími vodami S–Ca vylučují mimo jiné uranové minerály; z nich se v současné době obohacují podzemní vody radioaktivními složkami.

15. CHLORIDOVÉ A JODIDOVÉ VODY

Základní druhy hornin a půd obsahují průměrně 10 mg až 500 mg chloridů v 1 kg. Jejich zvětváním a vyluhováním přecházejí chloridy do vody. Větší koncentrace chloridů ve vodě pocházejí z ložisek komanné soli – halitu nebo z ložisek draselných solí – sylvínu, karnalitu a kainitu. Sloučeniny chloru mohou být také vulkanického původu (HCl).

Minerální vody chloridové v ČR mají původ většinou v marinních synsedimentárních vodách.

Permokarbon, český masív

Minerální vody Cl-Na typu (sycené CO₂) z hlubokých vrtů v *Bechlíně, Brňanech, Košticích*, které prošly do permokarbonských sedimentů.

V oblasti permokarbonských depresí mezi Slánskem, Poohřím, maršovicko-bezdězkou elevací a v. okrajem permokarbonu v podloží české křídly (*Jenichov, Malý Újezd*)

Vrt Beřovice – Bř2, Slaný Sa-10.

Některé obzory vod permokarbonu mají zvýšené obsahy fluoridů, lithia, stroncia, barya, kyseliny borité a kyseliny křemičité.

Příkladem slaných vod se zvýšeným obsahem bromidů jsou Na-Cl vody z pískovcových a slepencových poloh spodního šedého a spodního červeného souvrství permokarbonu ve Střemech. Tyto vody mají doud nejvyšší zjištěnou mineralizaci z podzemních vod v sedimentech permokarbonsko-křídové pánve. Extrémně vysoké jsou obsahy Br⁻, Sr²⁺, Ba²⁺ a některých kovů.

Některé slané vody obsahují Br v množství, které by bylo dostačující pro jeho průmyslovou těžbu (Slánsko).

Vody Na-Cl typu nebo jodobromové minerální vody se vyskytují prakticky v celém stratigrafickém profilu na kontaktu Českého masívu a Západních Karpat:

Vídeňská pánev, karpatská předhlubeň, flyšové pásmo Západních Karpat – krystalický fundament pod karpatskými příkrovy

Podzemní vody krystalinika oblasti jv. svahů Českého masívu byly dosud zjištěny v hloubkách od 600 do 3500m. Zvodnění je vázáno na modifikované kolektory zvětralého povrchu paleoreliéfu nebo na tektonická pásma. Mocnost zvětralé a navětralé zóny dosahuje několika desítek metrů; místy přesahuje 100 m. Podzemní vody jsou zde Na-Cl typu v rozsahu mineralizace 2,5 – 68,7 g.l⁻¹ (vrt Kozlovice SV-1, interval přítoku 1955–2281 m). Vody Na-Cl typu jsou vyvinuty v části území do úrovně -1000 až -1200m.

- paleozoikum v Karpatech

1. karbonátový komplex a bazální klastika devonu

Tento komplex s kolektory puklinového a krasového typu je vyvinut ve větší části v širokém intervalu hloubek od povrchu až do několika tisíc metrů. Hydrogeologicky byl prozkoumán do hloubky kolem 4000m.

Charakter mineralizovaných vod se mění od okraje Českého masívu směrem k JV od typu Na-Cl s mineralizací do 1,8 g.l⁻¹ přes vody Na-Cl typu s mineralizací do 15 g.l⁻¹ až k typu Na-Cl s mineralizací od 15 - 143 g.l⁻¹.

Příklady vrtů s přítoky mineralizovaných vod z karbonátového komplexu: Dřevohostice 1; Němčičky 1,2; Uhřice

2. terigenní komplex sp. karbonu

Údaje o podzemních vodách terigenního komplexu byly získány v prostoru ložiska Uhřice a ve vrtech Nesvačilka 3 a Újezd u Brna 1. V závislosti na hloubkové pozici patří podzemní vody kulmu k typu Na-Cl s mineralizací od 1,5 do 70 g.l⁻¹ a více. Přítoky puklinových vod jsou zpravidla vázány na polohy pískovců a slepenců.

3. molasový komplex svrch. karbonu

Sedimenty svrch. karbonu se vyskytují v j. části nesvačisko-bílovického prolomu, byly prozkoumány od 200 do 4000m. V rozsahu hloubek od 0,2 do 10 km se mění mineralizace od 0,6 do 95 g.l⁻¹.

- mesozoický karbonátový komplex

Terigenní karbonátový komplex sedimentů jury je vyvinut na území jihomoravského bloku a nesvačilského příkopu od rakouských hranic po linii Rousínov-Ždánice.

Podzemní vody v sedimentech jury byly zjištěny vrty v rozsahu hloubek od 550 do 3350 m. V nejhlubší strukturní pozici se nacházejí v osově části nesvačilského příkopu - vrty Bulhary 1 a Kobylí 1.

Vody typů Na-C, Na-Cl s mineralizací nepřevyšující 1,5 g.l⁻¹ se vyskytují v z. okrajové části jury před věstonickým zlomem. Vody mají zvýšené obsahy síranů a Ca; velmi nízké obsahy jodidů, bromidů, amoniaku a HBO₂.

Vody typu Na-Cl s mineralizací od 2,5 do 15 g.l⁻¹ se vyskytují v hloubkách od 750 do 1400 m.

Podloží pánevního zvodněného systému karpatské předhlubně bylo zastiženo hlubokými geologickými vrty v různých hloubkách, které se generelně zvětšují od SZ k JV, kde byly zastiženy v maximální hloubce 2525m ve vrtu Mikulov-1. Je tvořeno rozpukaným a navětralým krystalinikem Českého masívu, na které směrem k JV postupně nasedají jurské sedimenty vyvinuté ve dvou faciích oddělených mušovskou zónou - karbonátové na Z a pelitické na V. Karbonátová facie jury je tvořena komplexem vápenců a dolomitů s patrnými vlivy krasovění, a podložním dolomitizovaným a písčitým vývojem. Pelitickou facii budují jílovce a slínovce.

Na propustná souvrství karbonátové facie jury jsou vázány mineralizované termální vody detailně prozkoumané ve vrtech Mušov-3G a Pasohlávky-2G, které zastihly polootevřenou hydrogeologickou strukturu s napjatou hladinou podzemní vody. Teplota podzemní vody na počvě

vrtu Mušov-3G v hloubce 1 450 m dosahuje 49,7 °C, po chemické stránce náleží podzemní voda do subfacie Na - Cl - C o celkové mineralizaci 2 200 mg.l⁻¹ (obsah I⁻ 0,6 mg.l⁻¹, Br⁻ 4,1 mg.l⁻¹ a H₂S do 14,0 mg.l⁻¹). Maximální vydatnost vrtu Mušov-3G při volném přelivu činila 7 l.s⁻¹, čerpací zkouška prokázala využitelnou vydatnost až 12 l.s⁻¹, u vrtu Pasohlávky-2G dokonce 51 l.s⁻¹. Vyhláškou MZd č. 290/1998 Sb. byl hydrogeologický vrt Mušov-3G vyhlášen jako přírodní léčivý zdroj a voda v něm označena jako přírodní slabě mineralizovaná sírná minerální voda chlorido-sodného typu, se zvýšeným obsahem fluoridů, termální, hypotonická. Vysoká vydatnost obou vrtů dává předpoklady pro lázeňské i rekreační využití, které je v současné době navrženo v územním plánu obce Pasohlávky.

Sedimenty neogénu karpatské předhlubně jsou v oblasti jv. svahů Českého masívu zastoupeny vrstvami sp. miocénu (egenburg - ottnang), karpátu a sp. badenu.

V intervalu hloubek 1200–3400 m nasycují sedimenty jury vody typu Na-Cl s mineralizací 15 - 20 g.l⁻¹ a více.

- terigenní komplex autochtonního paleogénu

Sedimenty autochtonního paleogénu vyplňují kaňony vranovického a nesvačilského příkopu a vyskytují se v hloubkách 263 - 2763 m.

Jsou zde přítomny vody Na-Cl typu s mineralizací 5 - 56,6 g.l⁻¹ (vrt Těšany 1).

Neogén karpatské předhlubně

1. Komplex egenburgu - ottnangu

Sedimenty nejstarší výplně karpatské předhlubně jsou vyvinuty jen na území jihomoravského bloku a záp. uzávěru nesvačilského příkopu k JZ od linie Mikulov-Rousínov-Ždánice. Vycházejí na povrch v jz. části území a noří se k JV do hloubek až 1700 m (vrt Mikulov 1).

Vody Na-Cl typu se nachází jen v úzké zóně a jejich mineralizace dosahuje hodnot od 1 - 12 g.l⁻¹.

Od hloubek 600–800 až 1000 m jsou přítomny vody typu Na-Cl s mineralizací do 28,7 g.l⁻¹ (vrt Dunajovice 19).

Obsahy jodidů ve vodnách sedimentů egenburgu-ottnangu kolísají od 1,5 do 46 mg.l⁻¹, obsahy bromidů závisí na hloubce od 5 do 90 mg.l⁻¹.

2. Komplex karpátu

Sedimenty karpátu tvoří 2 velké oblasti, spojené úzkým koridorem mezi Rajhradem a Bučovicemi.

Vody Na-Cl typu se nachází v úzké zóně v hlubších částech (300 - 2200 m) a dosahují mineralizace od 3 - 20 g.l⁻¹ a více.

Ve vodách karpátu byla zjištěna zákonitost výskytu vod typu Na-Cl s ineralizací nad 20 g.l⁻¹ v bezprostřední blízkosti ložisek ropy a plynu nebo v zóně ropoplynosnosti.

3. Spodní baden

Badenské sedimenty karpatské předhlubně, zastoupené sedimenty bazálními klastickými a pelitickými, lze vyčlenit několik lokálních depresí s tendencí zahlubování

k SV. Pohořelická deprese – mocnost vrstev sp. badenu 350 m, rousínovsko-vyškovská deprese 600 m, přerovská deprese více než 800 m, kunčická deprese kolem 900 m, bludovická deprese přesahuje mocnost 1200 m.

Vody Na-Cl typu jsou vázány na prostor dětmarovické a bludovické vymýtiny (dosahují celkové mineralizace až 10–60 g.l⁻¹) v Lázních Darkov a vrtech pro Sanatoria Klimkovice.

Lázně Darkov

Území města Karviná je velmi významné i z hlediska balneologického výskytem unikátních přírodních léčivých zdrojů – silně mineralizovaných chloridovo-sodných jódových hypotonických vod se stopovými koncentracemi barya a stroncia.

Přírodní léčivé zdroje – silně mineralizované (s celkovou mineralizací nad 20 g.l⁻¹) chloridové sodné jódové hypotonické vody (minimální obsah jodidů pro možnost balneologického využití činí 20 mg.l⁻¹) – jsou vázány na neogenní sedimenty autochtonního pokryvu paleozoika v karpatské předhlubni. Maximální mocnosti badenských sedimentů jsou ověřeny v depresích paleozoického reliéfu – v dětmarovickém a bludovickém výmolu. Při bázi výmolů jsou prakticky souvisle vyvinuta polymiktní klastika. Mocnost těchto nezpevněných sedimentů granulometrického složení od jemnozrnných písků po balvany kolísá v závislosti na způsobu uložení od desítek metrů až po více než 200 m. V nadloží klastik je vyvinuta pelitická facie spodního badenu o mocnosti až 900 m, v níž se nepravidelně vyskytují čočky písků a písčitých slínů, jež jsou kolektory stejných léčivých minerálních vodů jako bazální klastika. Lázně Darkov, které leží v těsné blízkosti dobývacího prostoru Dolu Darkov, jímají minerální vodu z hlavního obzoru, který není v dané lokalitě v přímé hydraulické spojitosti s těžebně exploatovaným karvinským souvrstvím. Původně se předpokládalo, že lázně budou zničeny poklesy, způsobenými poddolováním území a proto byl vybudován náhradní lázeňský areál – Sanatoria Klimkovice.

Klimkovice – Polanka nad Odrou

Struktura Polanka nad Odrou o ploše 40 km² je zdrojem jodobromových vod pro rehabilitační zařízení Sanatoria Klimkovice, které bylo vybudováno na lokalitě Hýlov v území mezi Klimkovicemi a Zbyslavicemi a zahájilo provoz v roce 1994. Doprava minerální vody z jímacích vrtů do areálu léčebny, který se nachází v oblasti rozšíření hradecko-kyjovického souvrství, je řešena speciálním přívodním potrubím.

Všechny písčité polohy pelitické facie badenu jsou kolektory vysoce mineralizovaných vod vyhraněného typu Na-Cl s balneologicky významnými obsahy jodidů a bromidů. Jde o marinogenní vody vytěsněné z jílu pelitické facie do kolektorských poloh v procesu filtrační konsolidace.

Celková mineralizace vod je ověřena v rozpětí od několika g.l⁻¹ až do 50 g.l⁻¹ a podléhá výrazné prostorové zonálnosti. Obsahy jodidů (až 50 mg.l⁻¹) i bromidů jsou přímo úměrné výši mineralizace. Vody jsou syceny plynem, jehož podstatnou složkou je metan. Tlaky nasycení jsou blízké tlakům vrstevním a lze očekávat i lokální akumulace volného plynu.

Paleogén flyšového pásma Západních Karpat

Vody Na-Cl typu se ve flyši karpatských příkrovů vyskytují ve 3 blocích:

1. *nikolčicko-kurdějovský hřbet*
2. *na jv. svahu středomoravského bloku*
3. *na j. svahu elevací příborsko-těšínského hřbetu*

Mezi chloridové vody patří i uhličitě minerální vody v *Luhačovicích* (viz uhličitě minerální vody).

Vídeňská pánev

Vídeňská pánev je také místem výskytu jodobromových vod, které jsou vázány na produktivní i neproduktivní kolektory neogénu vídeňské pánve ropoplynonosných oblastí. Pro tyto podzemní vody je charakteristická Na-Cl facie, zvýšený obsah jodidů, bromidů, organických látek a aromatických kyselin.

Jsou to synsedimentární vody bez možnosti doplňování prostými podzemními vodami, uzavřené v prostorově omezených písčitéch polohách (čočkách) uvnitř převládajících jílovitých sedimentů.

Výskyty podzemních vod ropného typu s významnými obsahy jodidů ($42,5 - 50,7 \text{ mg.l}^{-1}$) jsou vázány především na psamitické facie souvrství lábských písků. Podzemní vody stejné celkové mineralizace i obsahu jodidů se nacházejí i v kolektorech sedimentů eggenburgu-ottnangu (i lokálně vyšší jednotlivé obsahy jodidů) a sarmatu, ale koncentrace jodidů v podzemních vodách kolektorů lábských písků vykazují nejmenších změn.

Lábský obzor dosahuje největší mocnosti v oblasti mezi Josefovem a Prušankami, kde má i z hydrogeologického hlediska příznivý litologický vývoj (písčité polohy o celkové mocnosti 30 – 65 m) i když z hlediska akumulace živců se jeví jako negativní.

Jodo-bromové vody odpovídají parametrům minerálních vod a jsou využívány ke koupelím v balneologickém oddělení nemocnice v *Hodoníně*. Dříve byla jodobromová voda exploatována z vrtů H 13, 18 a 19 v Lužici, kde se čerpala z kolektorů sarmatu a karpátu. Minerální voda byla upravována a dopravována do hodonínské nemocnice potrubním zařízením na vzdálenost cca 6 km.

Obsahy jodidů – nejvýznamnější složky pro balneologické využívání – jsou v okolí Hodonína v hloubce 300 – 600 m od 10 do 40 mg.l^{-1} , mezi Hodonínem a Lužicemi kolem 40 mg.l^{-1} . V oblasti Poddvorova jsou obsahy 40 – 50 mg.l^{-1} ve vodách v hloubce 1500 – 1800 m. V oblasti Josefova obsahy 45 – 55 mg.l^{-1} v hloubce 1800 – 1900 m, v hloubce 2180 – 2182 m jsou 130 mg.l^{-1} , hlouběji obsah jodidů klesá na 35 mg.l^{-1} . Celková mineralizace těchto hlubinných vod se pohybuje od 10 – 15 g.l^{-1} .

Lázně Hodonín využívají vydatný zdroj jodobromových vod z kolektoru lábských písků středního bádenu ze tří balneologických vrtů u Josefova, kde byly zjištěny nejvyšší obsahy jodidů – 130 mg.l^{-1} ve vrtu Jo-5.

V průzkumu v r. 1990 bylo zjištěno, že v katastru obce Vracov a okolí je možno navrtat termální vodu o teplotě 30 až 40 °C a to vrty do sarmatu hlubokými 600 – 900 m. Podle mineralizace – 9 g.l⁻¹ – jsou středně mineralizované, chloridovo – sodné, jodové (obsah jodidů je nad 5 mg.l⁻¹) a podle teploty jsou teplé (30 – 40 °C).

Chemismem vody a především obsahem jódu (32 mg.l⁻¹) je voda zcela srovnatelná s minerální vodou využívanou v lázních Hodonín, tedy srovnatelná s vodami darkovského typu.

Minerální jodobromovou vodu využívají i nové lázně Lednice.

16. ŽELEZNATÉ VODY

Vody obsahující při vývěru nejméně 10 mg.l^{-1} železa se nazývají železnaté (název vody *železité* vody je nesprávný. Větší koncentrace železa mohou být způsobeny jen železem v oxidačním stavu II, které se po vývěru oxiduje na Fe^{III} a je příčinou tvorby rezavě zbarvených sraženin a povlaků na okolních materiálech).

Nejrozšířenější železnou rudou je pyrit FeS_2 ; po něm následuje hematit Fe_2O_3 , magnetit Fe_3O_4 , limonit $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ a siderit FeCO_3 . Železo je v malém množství obsaženo také v řadě přírodních alumosilikátů. Pouhým rozpouštěním uvedených minerálů, aniž by docházelo k chemickým reakcím, se vody obohacují železem jen málo. Rozpouštění napomáhá přítomnost CO_2 a huminových látek. Mimořádně vysoké koncentrace železa lze najít ve vodách obsahujících kyselinu sírovou, která vznikla oxidací sulfidických rud. V mechanismu oxidace pyritu a jiných sulfidických rud se uplatňují jak chemické, tak i biochemické procesy. Biochemická oxidace probíhá za přítomnosti chemolitotrofních mikrobů *Thiobacillus* a *Ferrobacillus*.

Formy výskytu rozpuštěného a nerozpuštěného železa ve vodách závisí na hodnotě pH, oxidačně-redukčním potenciálu a komplexotvorných látkách přítomných ve vodě. Železo se vyskytuje ve vodách v oxidačním stupni II nebo III. V bezkyslíkatém redukčním prostředí podzemních vod a v povrchových vodách u dna nádrží a jezer se vyskytuje železo v oxidačním stupni II.

Železnaté vody jsou po vývěru a provzdušnění charakteristické vznikem rezavých sraženin a povlaků hydratovaných oxidů železa. Železo je v minerálních vodách nežádoucí příměsí. Vylučování hydratovaných oxidů působí potíže ve veškerém lázeňském provozu. Vlastnosti železnatých vod závisí na převládajícím aniontu.

Hostašovice (u Valašského Meziříčí) : prameny železnaté a sirovodíkové minerální vody se nacházejí cca 4 m od sebe.

V literárních podkladech jsou uváděny údajné výskyt minerálních vod na *Krnovsku* a *Osoblažsku*.

17. ARZÉNOVÉ VODY

Arsen se v přírodě vyskytuje zejména ve formě sulfidů – arsenopyritu FeAsS , realgaru As_4S_4 , auripigmentu As_2S_3 . V malém množství doprovází téměř všechny sulfidické rudy a je častou součástí různých hornin a půd, jejichž zvětráváním se dostává do podzemních a povrchových vod.

Protože arsen je v malých množstvích značně rozšířen, je běžnou součástí podzemních i povrchových vod. Jde obvykle o koncentrace v jednotkách až desítkách $\mu\text{g.l}^{-1}$. Za přirozené pozadí v podzemních vodách se považuje koncentrace asi $5 \mu\text{g.l}^{-1}$. Minerální vody karlovarských pramenů obsahují průměrně asi $150 \mu\text{g.l}^{-1}$ arsenu, minerální voda IDA – koncentrace kolem $740 \mu\text{g.l}^{-1}$. Pramen Glauber III ve Fr. Lázních obsahuje asi $800 \mu\text{g.l}^{-1}$ arsenu.

Mikulov u Hrobu (okr. Teplice)

Na jižním konci Mikulova z. od silnice do Hrobu byl ještě v r.1964 možný vstup do štoly, kde poblíž vchodu byla jímka do níž přitékala ze zadní části štoly arzenová voda. Štola nebyla udržována a postupem doby portál zchátral natolik, že štola byla od r.1961 do konce 90.let 20.stol. nepřístupná.Voda se kumuluje v důlních prostorech ražených ve kře krušnohorské červené ruly západně od tělesa křemenného ryolitu. Červené ruly jsou muskovitické až dvojslídne ortoruly, zčásti migmatitické. Polohy bohatší biotitem, jimiž pronikají hydrotermální rudní žíly, mají někdy okatou texturu. U Mikulova byl těžen žilný arsenopyrit, Původní erární doly byly opuštěny kolem r.1848, ale soukromníci v nich občas těžili až do konce 19.stol.

K využívání vody zřejmě nikdy nedošlo, ačkoli obsah arsenu byl opravdu jedinečný. Srovnání s jinými evropskými arzenovými minerálními vodami:

<u>zdroj</u>	<u>obsah As</u>
Ronsegno (jižní Tyrolsko)	39,9 mg.kg^{-1}
Mikulov	7,3 mg.l^{-1}
San Orsola (Itálie)	7,3 mg.kg^{-1}
Bourboule–Croizet (Francie)	6,0 mg.kg^{-1}
Srebrnica (Bosna)	4,6 mg.kg^{-1}
Levico (Jižní Tyrolsko)	4,5 mg.kg^{-1}