

**MASARYKOVA UNIVERZITA**

**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**



**Andrea Tipanová**

**Geochemie důlních vod vypouštěných z VJŽ a  
jejich vliv na povrchové vodoteče**

**Rešerše k bakalářské práci**

**Vedoucí práce: doc. RNDr. Josef Zeman, CSc.**

## Obsah

<b>1. ÚVOD .....</b>	<b>3</b>
<b>2. STRUČNÁ HISTORIE .....</b>	<b>4</b>
<b>3. ZÁJMOVÁ LOKALITA.....</b>	<b>4</b>
3.1 Geografické vymezení lokality .....	4
3.2 Geologické vymezení lokality .....	5
3.3 Geologie hornoslezské pánve.....	6
3.4 Geologie petřvaldské dílčí pánve.....	7
3.4.1 Strukturně tektonické poměry .....	7
3.5 Hydrogeologie Petřvaldské dílčí pánve.....	8
3.5.1 Hydrogeologické poměry v ostravsko-karvinském revíru .....	8
3.5.2 Hydrogeologie vlastního ložiska.....	9
<b>4. CHARAKTERISTIKA DŮLNÍCH VOD.....</b>	<b>13</b>
4.1 Podzemní vody .....	13
4.2 Důlní vody .....	13
4.2.1 Teplota .....	14
4.2.2 pH .....	15
4.2.3 Konduktivita.....	15
4.2.4 Oxidačně-redukční potenciál .....	15
4.2.5 Množství rozpuštěných solí .....	15
4.3 Geochemické vlastnosti sledovaných látek .....	15
4.3.1 Železo.....	15
4.3.2 Mangan.....	16
4.3.3 Sírany .....	17
4.3.4 Chlor .....	17
<b>5. POUŽITÁ LITERATURA.....</b>	<b>19</b>
<b>6. PŘÍLOHY .....</b>	<b>20</b>

# 1. Úvod

Důlní voda ovlivňuje geochemické, hydrodynamické a celou řadu dalších dějů v zemské kůře. Dochází-li k jejímu odčerpávání nebo dokonce výtokům na zemský povrch, má vliv i na složky životního prostředí. Negativně mění chemické složení nejen povrchových vodotečí a dnových sedimentů, ale má vliv i na biotu a samotného člověka. Proto je nutné, aby se vypouštění důlních vod pravidelně kontrolovalo a sledovalo.

Vodní jáma Žofie se již od roku 1999 používá k odčerpávání důlních vod. Tyto vody jsou vypouštěny do Petřvaldské a Rychvaldské stružky, které ústí do řeky Odry. Jelikož důlní vody obsahují vysoké koncentrace některých iontů, které mají negativní vliv na přilehlé okolí, probíhá každoroční monitoring situace.

Rešeršní práce je zaměřena na shrnutí geologie a hydrogeologie širšího okolí a také na obecnou charakteristiku důlních vod.

V rešeršní práci jsou použity termíny a definice, které vyžadují základní znalost geologie, hydrogeologie, regionální geologie a geochemie.

## 2. Stručná historie

Na lokalitě bylo dobýváno černé uhlí již v roce 1835. Hloubení těžní a větrní jámy bylo zahájeno v roce 1871 a postupně byly prohlubovány až na konečnou hloubku výdušné jámy 805 m. Těžba skončila v roce 1997. Lokalita Žofie zahrnuje pouze areál Žofie. Areál byl při zahájení útlumu v roce 1994 součástí bývalého Dolu Fučík v dobývacím prostoru Poruba (Diamo, s. p.).

## 3. Zájmová lokalita

### 3.1 Geografické vymezení lokality

Areál vodní jámy Žofie (viz foto v příloze) a území ovlivněné vypouštěním důlních vod (dále jen VJŽ) patří z geografického hlediska do Moravskoslezského kraje, okresu Karviná, do katastru obce Orlová, konkrétně do městské části Poruba. Lokalizace VJŽ je zobrazena na obr. 1.




Obr. 1 Lokalizace Vodní jámy Žofie (mapy.cz).

### 3.2 Geologické vymezení lokality

Z geologického hlediska leží VJŽ v Hornoslezské pánvi, konkrétně v části Petřvaldské dílčí pánve. Hornoslezská pánev leží na východní hranici Českého masivu a Karpat a její větší část zasahuje do karpatské předhlubně na území Polska. Hornoslezská pánev zaujímá plochu asi 7000 km<sup>2</sup>, na území České republiky (dále jen ČR) však zaujímá pouze 1550 km<sup>2</sup> (Dopita et al. 1997). Hornoslezská pánev má přibližně tvar trojúhelníku, jehož jz. výběžek zasahuje z polské části Slezska na území našeho státu (Chlupáč et al. 2002).

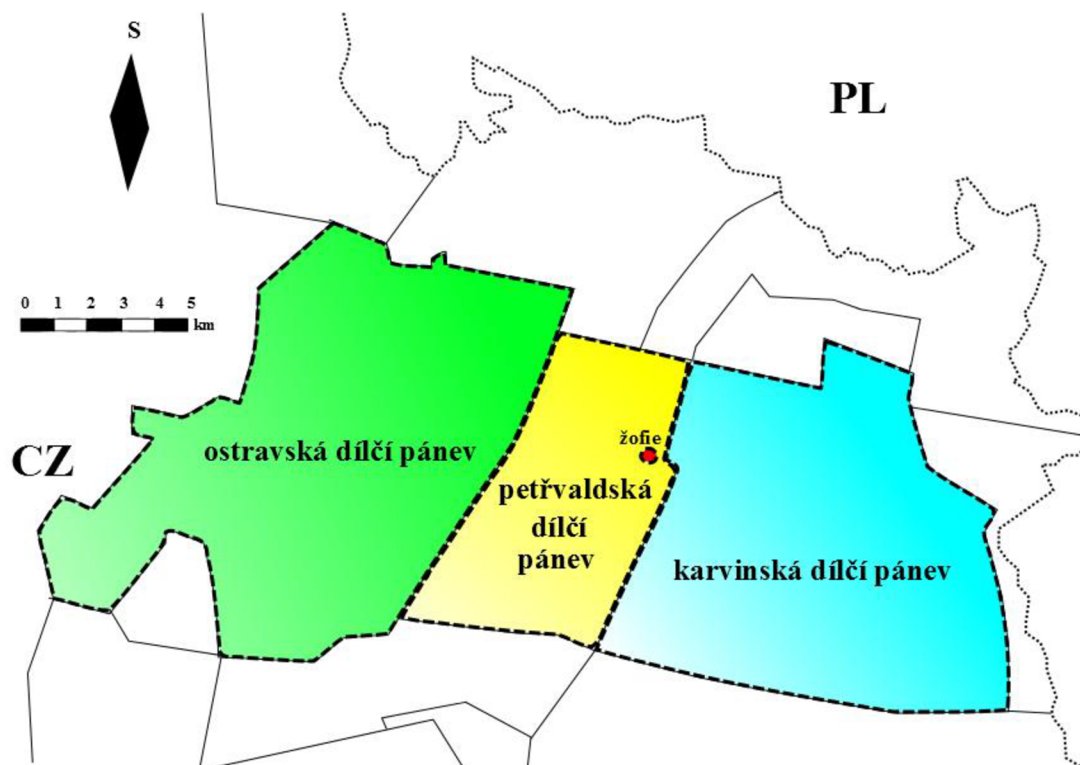
Část Hornoslezské pánve, která leží na území ČR se provozně dělí do tří základních oblastí:

- ostravsko-karvinský revír
- podbeskydská část:  příborsko-těšínský revír  
frenštátská oblast (Dopita et al. 1997).

Ostravsko-karvinský revír je geologicky i provozně členěn na další tři dílčí pánve:

- ostravská dílčí pánev
- petřvaldská dílčí pánev
- karvinská dílčí pánev (Grmela 2004).

Rozdělení Hornoslezské pánve je zobrazeno na Obr. 2.



Obr. 2 Rozdělení Hornoslezské pánve na tři dílčí pánve.

### 3.3 Geologie hornoslezské pánve

Podloží hornoslezské pánve tvoří hlavně brunovistulikum s devonským a spodnokarbonským pokryvem. Výplň pánve tvoří svrchnokarbonské uloženiny se slojemi černého uhlí.

Z geologického hlediska se dělí na západní a mobilnější předhlubeň variského horstva a východnější platformní část. Obě části se liší mocnostmi, výplní i intenzitou tektonického porušení, kterého od Z k V ubývá (Chlupáč et al., 2002). Stratigrafické schéma karbonu hornoslezské pánve je zobrazeno na obr. 3.

stephan	litostratigrafické jednotky		význačné uhelné sloje a horizonty	
westphal	jen na polské straně		arkóza kwaczalská	
			w. libiaskie	
			w. laziskie	
			w. orzeskie	
namur	souvrství karvinské	vrstvy doubravské	sloj 962	
		vrstvy sušské	sloj 804	
		vrstvy sedlové	sloj 747	
			sloj 605 — Hubert	
	souvrství ostravské			sloj 504 — Prokop
		[wavy line]		sloj 499 — Gaebler
		vrstvy porubské	sloj 403	
		vrstvy jaklovecké	sloj 385	
		vrstvy hrušovské	sloj 301 — Barbora	
		vrstvy petřkovické	sloj 255 — Enna	
visé	hradecko kyjovické souvrství	vrstvy kyjovické	sloj 102 — Františka	
			sloj 099 — Nanetta	
			sloj 009 — Štúr	

Obr. 3 Stratigrafické schéma karbonu hornoslezské pánve (upraveno podle Dopity et al. 1997).

### 3.4 Geologie petřvaldské dílčí pánve

#### 3.4.1 Strukturně tektonické poměry

*Petřvaldská dílčí pánve* (dále jen PDP) je méně intenzivně porušena ostravskou dílčí pánví. Intenzivnější porušení je na severu, směrem k jihu intenzita porušení slabne. Úložní poměry jsou obdobné jako v ostravské dílčí pánvi. Základem petřvaldské dílčí pánve je bra-

chysynklinála protažená ve směru SSV-JJZ (viz obr. 4). Vrstvy v této brachysynklinále náležejí ostravskému souvrství.

Petřvaldská dílčí pánev je strukturně-tektonicky vymezena mezi ostravskou dílčí pánví na západě a karvinskou dílčí pánví na východě. Podle Havleny (1964) je PDP jako část ostravsko-karvinského revíru představována morfologickou elevací paleoreliéfu karbonu na linii měst Ostrava-Petřvald-Karviná, která je na západě vymezena michálkovickou poruchou a na východě orlovskou strukturou. Na severu je hranice PDP kladena do výchozů karbonu na svahu tzv. bohumínsko-dětmarovického výmolu, na jihu do výchozů karbonu na svahu tzv. bludovického výmolu.

### **3.5 Hydrogeologie Petřvaldské dílčí pánve**

#### **3.5.1 Hydrogeologické poměry v ostravsko-karvinském revíru**

V ostravsko-karvinském revíru (dále jen OKR) došlo kvůli důlním dílům a vlivu těžby, včetně hluboké hydraulické deprese vyvolané osušením horninového komplexu ke změně a místy k sekundárnímu propojení různých geohydrodynamických systémů v oblasti. Původní izolované hydraulické systémy byly propojeny uměle například vrty, jámami či důlními díly nebo došlo k propojení zálomovými trhlinami nad poruby, závaly důlních děl apod. Vytvořil se zde nepravidelně rozvinutý hydraulický systém, který zahrnuje jak horniny karbonu, tak horniny jeho pokryvu a místy včetně kvartérních sedimentů. V místech, kde nedošlo k aktivní důlní činnosti byly původní hydraulické poměry zachovány.

Svrchní karbon moravosilezika po jeho konsolidaci krušnohorskou fází variského vrásnění byl intenzivní hloubkovou erozí rozdělen z morfologického hlediska na ostravsko-karvinský severojižní hřbet, který probíhá Z-V směrem a jižnější příborsko-těšínský hřbet. Párový systém hlavních zlomů regionálního významu, široká a intenzivně porušená pásma vytvářející místa selektivní eroze predisponovaly morfologickou členitost paleoreliéfu karbonu. Deprese Moravské brány tvoří základní osu ve směru JZ-SV, k ní šikmo vznikl systém údolí-výmolu: bludovický Z-V směru a dětmarovický ZSZ-VJV směru. Bludovický výmol ústí do Moravské brány u Polanky nad Odrou a dětmarovický výmol se s bludovickým spojuje na území Polska. Na tyto výmoly navazují příčné erozivní zářezy druhého řádu, které se označují jako dílčí výmoly, zasahující do karbonského masivu.



Česká část hornoslezské pánve má hydraulický systém plošně odlišný. V oblasti beskydských příkrovů jsou hydraulicky propojeny zvodně ve spodnokřídových a paleogenních horninách příkrovů Západních Karpat, kdežto mimo území beskydských příkrovů jsou hydraulicky propojeny z velké části puklinové kolektory svrchního karbonu, průlinové kolektory spodnobádenského pokryvu a místy i průlinové kolektory kvartérních sedimentů.

Základním přírodním zdrojem důlních vod jsou vody kvartérních zvodní, vody zvodní spodnobádenského pokryvu karbonu z písčítých poloh tzv. svrchního zvodněného písčitého komplexu pelitické facie, z písčítých poloh tzv. spodního zvodněného písčitého komplexu pelitické facie a ze štěrkopísčítých a písčítých bazálních klastik spodního bádenu (tzv. detritový horizont). Dále jsou to vody převážně puklinových systémů zvětralinového karbonu, vody převážně puklinových a zlomových systémů svrchního karbonu a hlubšího podloží produktivních pánevních sedimentů.

Jiná situace je v oblasti beskydských příkrovů. Zde mohou být zdrojem důlních vod vody převážně puklinových systémů beskydských příkrovů podslezské jednotky, vody písčítých až pískovcových bazálních klastik autochtonního karpátu – především těšínská oblast (Grmela 2004).

Umělými zdroji důlních vod mohou být vody různého původu zadržené ve starých důlních dílech, tedy vody, ze starých důlních děl, které mají značně pozměněný chemismus produkty zvětrávání a vody používané k provozním účelům při důlní činnosti, tedy vody, které byly do dolu přiváděny z povrchu (Grmela 1997).

Do dolů v OKR jsou zdrojem přítoků čtyři zvodněné systémy a to fluvialní a glaci-fluvialní kvartérní sedimenty, vložky pískovců ve vyšší části pelitické facie bádenu, bazální klastika bádenu a vložky písků na bázi karpatieny, karbonské a devonské sedimenty. V jednotlivých dolech se uplatnění uvedených systémů liší.

### **3.5.2 Hydrogeologie vlastního ložiska**

Dobývacími prostory bývalého dolu J. Fučík, který byl součástí areálu Žofie, neprotéká žádný významný povrchový tok. Jsou zde pouze malé rybníky Pánský a Hurtík. Dále Petřvaldský potok a Orlovská stružka tvořící v podstatě jeden tok, který ústí do dávkovací nádrže v Heřmanicích. Orlovskou stružkou byly odváděny důlní vody z dolu J. Fučík a dnes z vodní jámy Žofie. Dávkovací nádrž s manipulačním objemem 1,5 mil. m<sup>3</sup> a ploše 1,04 km<sup>2</sup> jímala

vody také z ostravské části OKR. Z nádrže jsou vody přes potok Stružka vypouštěny do řeky Odry.

Petřvaldská dílčí pánev leží mezi michálkovickou a orlovskou poruchou, na kterých se vytvořily předkarbonskou erozí hluboké zářezy, navazující na severu na dětmarovický výmol a na jihu na bludovický výmol.

V prostorech bývalého Dolu J. Fučík je 5 zvodněných, částečně plnonosných kolektorů, které se různou mírou podílely na přítocích vod do dolu:

1. kvartérní zvodněný kolektor
2. svrchní bádenský vodoplynonosný
3. spodní bádenský vodoplynonosný kolektor
4. bazální vodoplynonosný kolektor
5. karbonské průlinové vody

*Kvartérní zvodněné kolektory* jsou dosud plně funkční. Jsou především podél povrchových toků vyvinuty nepravidelně a jsou tvořeny různými klastickými horninami, hlavně šterkopísky fluviálního a glacifluviálního původu, které sedimentovaly v posledních fázích zalednění. Mocnost, která byla zjištěna vrtem NP 446 je až 17 m, průměrně mezi 7 a 8 m. Napájení vodou probíhá díky infiltraci srážkové vody v místě uložení kolektoru. Hydraulická vodivost filtrace kolektoru je závislá na granulometrickém složením. Ve šterkovém vývoji je 5,7 až  $69,4 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ . Celková mineralizace je 0,2 až 0,3  $\text{g l}^{-1}$ , proto se v minulosti používala voda pro individuální zásobování obyvatelstva místními studnami. Mnohokrát bylo zjištěno, že studny ztrácely vodu, to však mělo souvislost s hornickou činností. Hydrochemickým průzkumem bylo zjištěno, že dochází k infiltraci vod z kolektoru do dolu a ke směšování s ostatními důlními vodami. Množství infiltrujících vod bylo zanedbatelné a z hlediska nebezpečí pro důlní činnost byl význam kolektoru zanedbatelný.

*Svrchní bádenský vodoplynonosný kolektor* je uložený v pokryvu. Postupně zde klesají přítoky do stařin nad nynější úrovní zatopení dolu, např. na Vodní jámě Žofii je to cca –480 m p. m. Kolektor tvoří dobře vytříděný jemnozrnný křemitý písek s nízkým podílem frakce o mocnosti 16–12 m. Písečtá vrstva obsahuje 1 až 2 vložky křemitého pískovce o mocnosti v řádech desítky cm. V prostoru radvanického výmolu dosedá na reliéf karbonu v úrovni –90 až –115 m a v prostoru petřvaldského –35 až –115 m p. m., v jeho nejsevernější části se předpokládá spojení s bazálním kolektorem. V místě, ve kterém se stýká kolektor s karbonským

pohořím, docházelo v minulosti k tomu, že se kolektor projevoval jako nebezpečná proplyněná poloha. A proto při jejím nafárání docházelo k průvalům vod s pískem a současně se zaplňovala plynem i důlní díla. Ke konci těžebního období na Dole J. Fučík byl kolektor prakticky odplyněn. Hydraulická vodivost je  $1,2 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ . Vody jsou zde Na-Cl typu s celkovou mineralizací 30–40  $\text{g l}^{-1}$  se zvýšenými obsahy iontů jodu a bromu.

*Spodní bádenský vodoplynonosný kolektor* je tvořen písčito-jílovitými vrstvami, které jsou vzájemně odděleny vápnitým jílem. Mocnost kolektoru se pohybuje od 2 do 5 m, výjimečně až 12 m. Je uložen paralelně se svrchním kolektorem a v oblasti navazující na bludovický výmol dosedá na reliéf karbonu v –307 až –345 m p. m. a tudíž vytváří skoro 70 m pás propustných písčitých hornin, které byly příčinou častých průvalů vod. Tento kolektor má nižší propustnost a jeho nasycení metanem není rovnoměrné, na rozdíl od svrchního kolektoru. Spodní kolektor byl odvodňován a byl zdrojem hojných přítoků vod po celou dobu činnosti Dolu J. Fučík. Předpokládá se, že tento kolektor nebyl úplně odvodněn, protože byl dotován přetokem vod z bazálního kolektoru. Při průzkumu západní části petřvaldského výmolu byla často zjištěna změna celkové mineralizace vod, což je důkazem pro hydraulické spojení detritového a spodního bádenského kolektoru. Hydraulická vodivost spodního kolektoru je od 1,2 až  $11,6 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ . Typ vod je Na-Cl a celková mineralizace je 30–40  $\text{g l}^{-1}$ , při komunikaci s detritem bývá nižší.

*Bazální vodoplynonosný kolektor (detrit)* je tvořen spodnobádenskými klastiky a částí zvětralinovým pláštěm karbonu. Nadloží je tvořeno miocennímu vápnitými jíly (slíny), které jsou nepropustné. Podloží tvoří produktivní karbon, který lze pokládat za prakticky nepropustný. Tento kolektor obsahuje napjatou hladinu vody nasycenou methanem a oxidem uhličitým. Detrit zasahuje do dobývacích prostorů PDP od jihu z bludovického výmolu dvěma výběžky a to podél michálkovické a orlovské poruchy. Severní okraj dosahuje ve výmolu na orlovské poruše úrovně až +100 m n. m. a ve výmolu na michálkovické poruše vrstevnici přibližně +25 m n. m. Oba výmoly jsou hydraulicky spojeny na jihu s bludovickým výmolem, o čemž svědčí pokles ustálené hladiny podzemní vody z bazálního kolektoru v pozorovacích vrtech NP 632, NP 603a a NP 753 a to v důsledku odvodňování především ve výmolu na orlovské poruše. Odlišnost na orlovské poruše je způsobená tím, že v této oblasti během sedimentačního neklidu v době spodnobádenské transgrese sedimentovaly častěji písčité vrstvy, které tvořily rozlehlé komunikační cesty, umožňující filtraci vody kvartérního kolektoru i

karbonských vod, což je některými autory považováno za příčinu rozdílných mineralizací detritových vod v bývalém závodě Pokrok a Žofie (Grmela 2004).

Zajímavým faktem je, že v oblasti PDP dochází v bludovickém výmolu k výraznému nárůstu v celkové mineralizaci detritových vod a v dětmarovickém výmolu už není tento efekt patrný (Grmela et al.. 2004).

Detrit pokrývá celkem 3,156 km<sup>2</sup> v petřvaldském výmolu a 3,073 km<sup>2</sup> v rychvaldském výmolu, což jsou plochy, které jsou uváděny pouze pro jižní hranici dobývacích prostorů Dolu J. Fučík. Pro průměrnou mocnost detritu 32,9 m a efektivní pórovitost 20 % jsou vypočteny statistické zásoby 69,4·10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> vody, pro petřvaldský a orlovský výmol. Hranoš et al.. (1973) uvádí, že k 31. 12. 1970 bylo, Dolem J. Fučík a Dolem Dukla, z výmolu na orlovské poruše odčerpáno 23 mil. m<sup>3</sup> vody. Lze předpokládat, že bylo ročně odčerpáno minimálně 1,25 mil m<sup>3</sup> vody, tzn., že do ukončení činnosti dolu bylo z oblasti výmolu na orlovské poruše odčerpáno 55,5 mil. m<sup>3</sup> vody. Hodnota však neodpovídá stupni zvodnění detritu v petřvaldském výmolu a tudíž je zřejmé, že většina zásob vody je původem z bludovického výmolu. Pro tuto oblast se uvádí hydraulická vodivost 5·10<sup>-5</sup> m s<sup>-1</sup> (Grmela 2004).

*Karbonské horniny a horniny hlubšího podloží pánve* jsou prakticky nepropustné a bez vnějších zvodní, tudíž je jejich význam v současných podmínkách po zatopení pánve zanedbatelný, resp. nulový. Místní zvodnění karbonský hornin je vázáno na kolektory, které jsou tvořeny pásmy drcených horniny tektonických poruch (zvodněné puklinové systémy) a porézními středně až hrubozrnnými karbonskými pískovci (uzavřené průlinové systémy). Puklinové systémy vytváří migrační cesty vodám z kolektorů na povrch karbonu a také vodám z uzavřených struktur v karbonu. Jedná se o vody typu Na-(Ca)-Cl bez přítomnosti síranů s celkovou mineralizací 80 až 110 g l<sup>-1</sup> o teplotě i přes 45 °C.

## 4. Charakteristika důlních vod

### 4.1 Podzemní vody

Podzemní voda je voda, která se přirozeně vyskytuje v horninovém prostředí a není vázána kapilárními silami. Jedná se o vodu v zemských dutinách a zvodnělých zemských vrstvách. Pojmem podpovrchová voda se rozumí voda v zemské kůře ve všech skupenstvích.

Chemické složení podzemních vod je výsledkem vzájemného působení srážkových a povrchových vod, podzemní atmosféry a horninového prostředí. Složení závisí hlavně na složení půd a hornin, kterými vody při svém podzemním oběhu protékají. Mimo to závisí také na složení srážkových a povrchových vod v dané oblasti.

Při formování složení podzemních vod se uplatňují tyto vlivy:

1. Přímé rozpouštění, kterým se podzemní vody obohacují o huminové látky obsažené v půdě.
2. Chemické působení. V případě důlních vod je pro dosažení vyšší mineralizace nutná přítomnost oxidu uhličitého ( $\text{CO}_2$ ) nebo minerálních kyselin. Málo rozpustné uhličitany Ca, Mg, Fe a Mn se převádějí na rozpustné hydrogenuhličitany. Vliv oxidu uhličitého ( $\text{CO}_2$ ) se uplatňuje při hydrolyze hlinitokřemičitanů. Voda se obohacuje především vápníkem (Ca), hořčíkem (Mg), sodíkem (Na), draslíkem (K), hydrogenuhličitany a křemíkem (Si).
3. Vliv srážkových a povrchových vod. Srážkové infiltrující vody a povrchové vody mají vliv především na složení mělkých podzemních vod ve svrchních zvodnělých vrstvách. Jde o běžné komponenty přírodních vod i o některé specifické anorganické nebo organické kontaminanty, jako jsou např. toxické kovy a uhlovodíky.
4. Modifikující přeměny. Primárně vzniklé komponenty podléhají druhotným modifikujícím přeměnám výměnou iontů, chemickou a biochemickou oxidací a redukcí. Oxidace a redukce ovlivňují formy výskytu, migraci jednotlivých složek a rozpustnost. Dochází k tzv. metamorfóze chemismu (Pitter 1999).

### 4.2 Důlní vody

Důlními vodami jsou všechny podzemní, povrchové a srážkové vody, které vnikly do hlubinných nebo povrchových důlních prostorů a to až do spojení s jinými stálými povrchovými či podzemními vodami (Pitter 1999).

Složení důlních vod je odlišné podle typu dolů, například uranové doly, uhelné doly, atd. Na složení důlních vod má vliv především chemické složení okolních hornin, složení srážkové i povrchové přitékající vody a její množství. Složení je ovlivněno i chemickými látkami používanými při těžební činnosti, těžebními a jinými zařízeními v dolech a blízko nich atd., tedy je ovlivněno antropogenní činností. Z čehož také vyplývá, že důlní vody nejsou typickou složkou životního prostředí.

Značná mineralizace u důlních vod je běžná, jelikož u nich dochází k vyluhování minerálů z okolních hornin. Obsah kyslíku v běžných podzemních vodách je přibližně stejný jako obsah kyslíku před zahájením těžby a odčerpáváním důlních vod. V důsledku čerpání důlních vod dochází k poklesu hladiny podzemní vody, tudíž se horniny, které byly dříve pod hladinou podzemní vody, dostávají nad hladinu a začínají reagovat s kyslíkem ( $O_2$ ) a dochází k oxidačním procesům, např. k oxidaci železa či sulfidů. Vyšší obsah kyslíku je způsoben i ražbou tunelů a šachet nebo ventilací podzemních prostor, kdy se kyslík dostává snadněji k podzemním horninám. Po ukončení těžby hladina podzemní vody opět stoupá a dochází k znovuzaplavení hornin, které se předtím dostaly nad hladinu. Kvůli nepřístupu kyslíku k horninám, které jsou opět pod hladinou podzemní vody, dochází k redukčním reakcím (např. manganu a železa) (Zeman 2004).

V důlních vodách se vyskytují ve větším množství i mikroorganismy, které mají vliv na chod biochemických reakcí. Tyto organismy nejsou pro podzemní vody běžné. Za jejich zvýšené množství může opět vyšší obsah kyslíku. V okolí rudních ložisek se vyskytují chemolitotrofní bakterie, které získávají energii rozkladem anorganických látek.

Průtok podzemních vod je během roku v podstatě neměnný, jelikož není ovlivňován srážkami, jako průtok povrchových vodotečí a vliv atmosférických srážek se tedy projevuje až po určité době, která je závislá na rychlosti infiltrace. Složení vody se vlivem nepatrných změn v průtoku prakticky nemění a je stálejší než u povrchových toků. Teplota je v průběhu roku poměrně stálá, tzn., že zde nejsou příliš velké výkyvy v teplotě vody mezi jednotlivými ročními obdobími. Dále se stanovuje pH, konduktivita, obsahy těžkých kovů, radioaktivních látek, některé vybrané ionty a organické látky.

#### **4.2.1 Teplota**

Teplota je jedním z významných ukazatelů jakosti a vlastností vody. Výrazně ovlivňuje chemickou i biochemickou reaktivitu i v celkem úzkém teplotním intervalu přírodních a

užitkových vod, a to v rozmezí 0 °C až 30 °C. Teplota podzemních vod roste s hloubkou formování jejich chemického složení (Pitter 1999).

#### **4.2.2 pH**

Hodnota pH ovlivňuje většinu fyzikálně-chemických, chemických a biochemických procesů, které probíhají ve vodách. Hodnota pH je definována jako záporný dekadický logaritmus aktivity vodíkových iontů. Při hodnotě pH 7 jsou hmotnostní koncentrace iontů  $\text{H}_3\text{O}^+$  a  $\text{OH}^-$   $1,9 \mu\text{g l}^{-1}$  a  $1,7 \mu\text{g l}^{-1}$  (Pitter 1999). Veličina pH určuje zásaditost, resp. kyselost vody.

#### **4.2.3 Konduktivita**

Konduktivita neboli elektrická vodivost je fyzikální veličina, která vyjadřuje schopnost látek vést elektrický proud. Konduktivita závisí na koncentraci iontů, jejich nábojovém čísle, pohyblivosti a teplotě. Pokud teplota vzroste nebo klesne o 1 °C, změní se hodnota konduktivity nejméně o 2 %. Proto má temperování velký význam při měření konduktivity. Konduktivita vody se obvykle přepočítává na teplotu 25 °C. Důlní vody se vyznačují vysokou konduktivitou, která je způsobená vysokou mineralizací těchto vod (Pitter 1999).

#### **4.2.4 Oxidačně-redukční potenciál**

Oxidačně-redukční potenciál je obvykle dán koncentrací rozpuštěného kyslíku. Pokud je koncentrace rozpuštěného kyslíku nízká, přestává být kyslík dominantním oxidačním činidlem a oxidačně-redukční potenciál je určován dalšími oxidačně-redukčními systémy. U splaškových odpadních vod je rozmezí asi od -200 mV do 500 mV a při anaerobní stabilizaci kalů asi od -200 mV do -300 mV (Pitter 1999).

#### **4.2.5 Množství rozpuštěných solí**

Total dissolved solids (TDS) se používá k vyjádření celkové mineralizace vody. Určuje množství rozpuštěných anorganických solí (RAS) udává sumu veškerých rozpuštěných anorganických minerálních látek.

### **4.3 Geochemické vlastnosti sledovaných látek**

#### **4.3.1 Železo**

Nejběžnějšími minerály, které železo v přírodě tvoří, jsou pyrit ( $\text{FeS}_2$ ), magnetit  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , hematit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), goethit ( $\text{FeOOH}$ ), siderit ( $\text{FeCO}_3$ ), pyrhotin ( $\text{FeS}$ ), chalkopyrit ( $\text{Cu}$ -

FeS<sub>2</sub>), arzenopyrit (AsFeS) a další méně známé minerály. Je také součástí horninotvorných minerálů jako je olivín, pyroxen, amfibol, slídy, granáty a spinelidy (Bernard a Rost 1992).

Železo se vyskytuje v oxidačních stavech s čísly II, III, IV a VI. V povrchových podmínkách se vyskytuje pouze v dvojmocné a trojmocné formě. Migrační schopnost a rozpustnost dvojmocné formy je výrazně vyšší. V oxidačních podmínkách však dochází k jeho rychlé oxidaci na trojmocné železo, které je stabilní. Trojmocné železo se vysráží ve formě různých minerálů (oxidů, hydroxidů, hydrooxidů, karbonátů a dalších). Kvůli tomu se v přírodních vodách vyskytuje rozpuštěné železo pouze v malém množství (Zeman 1999). V redukčních podmínkách vytváří železo nerozpustné sulfidické minerály (Deutsch 1997).

V přírodních vodách tvoří dvojmocná i trojmocná forma železa řadu organických i anorganických komplexů. Rychlost oxidace železa mohou významně ovlivňovat různé anionty a kationty. Jestliže vznikají stabilnější komplexy s trojmocným železem, rychlost oxidace roste a naopak. Hydrogenuhličitany a fosforečnany oxidaci urychlují, kdežto sírany a chloridy naopak zpomalují. Mezi kationty, které zvyšují rychlost oxidace železa, můžeme zařadit měď, kobalt a mangan. Organické látky (např. huminové látky) rychlost oxidace snižují (Pitter 1990).

### 4.3.2 Mangan

Minerály, které obsahují mangan, jsou např. pyroluzit (MnO<sub>2</sub>), hausmannit (Mn<sub>3</sub>O<sub>4</sub>), rodochrozit (MnCO<sub>3</sub>), manganit (MnOOH), psilomelan (BaMn<sub>9</sub>O<sub>18</sub>·2H<sub>2</sub>O), kryptomelan (KMn<sub>8</sub>O<sub>16</sub>), manganozit (MnO), rodonit (MnSiO<sub>3</sub>) a alabandin (MnS). Mangan také obsahuje granáty, pyroxeny, amfiboly, slídy, olivíny a karbonáty (Bernard a Rost 1992).

Mangan se vyskytuje v oxidačních stavech s čísly I, II, III, IV, V, VI a VII, v povrchových podmínkách je běžně pouze ve stavech II a IV. V přírodních vodách můžeme vzácně nalézt i ion Mn<sup>3+</sup>, což je způsobeno pomalejší oxidací Mn<sup>2+</sup> na Mn<sup>4+</sup> ve srovnání s velmi rychlou oxidací u iontového páru Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> (Davis 1997).

Nejstabilnější formou výskytu v anoxickém prostředí je Mn<sup>II</sup>. V kyselém a neutrálním prostředí má převahu jednoduchý hydratovaný kation Mn(H<sub>2</sub>O)<sub>6</sub><sup>2+</sup> (Pitter 1990). Právě dvojmocná forma manganu je schopna vytvářet řadu komplexů s organickými i anorganickými látkami (Zeman 1999).

Koncentrace manganu v roztoku je dána rozpustností MnO<sub>2</sub> a v oxidačních podmínkách dochází k oxidaci Mn<sup>2+</sup> na Mn<sup>4+</sup> (Deutsch 1997).



V důsledku srážení rodochrozitu ( $\text{MnCO}_3$ ), manganitu ( $\text{MnOOH}$ ) nebo braunitu ( $\text{Mn}_2\text{O}_3$ ), případně i jiných karbonátů, sulfidů nebo hydroxidů manganu může dojít v redukčních podmínkách ke snížení koncentrace  $\text{Mn}^{2+}$ . Koncentrace manganu ve vodě je pak určena právě rozpustností zmíněných minerálů (Pitter 1990).

### 4.3.3 Síraný

Mezi hlavní zdrojové minerály síranů (volné ionty  $\text{SO}_4^{2-}$ ) patří sádrovec ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) a anhydrit ( $\text{CaSO}_4$ ). Do prostředí se dostávají taky kvůli zvětrávacímu procesu sulfidických rud (především pyritu). V důsledku činnosti člověka (např. těžba rudních minerálů), může tento proces nabývat na intenzitě (Pitter 1990).

Ve vodách, kde je vysoká koncentrace síranů mohou být přítomny i iontové páry s některými kationty jako  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  nebo  $\text{Mn}^{2+}$ . Za anaerobních podmínek podléhají síraný biochemické redukci na sirovodík a jeho iontové formy. Redukce vyžaduje přítomnost desulfurikační bakterie rodu *Desulfovibrio* a vysoké záporné hodnoty oxidačně-redukčního potenciálu (Pitter 1990).

V prostých podzemních vodách se síraný vyskytují většinou v koncentracích desítek až stovek  $\text{mg l}^{-1}$ , v povrchových vodách činí koncentrace pouze desítky  $\text{mg l}^{-1}$ , avšak ani stovky  $\text{mg l}^{-1}$  nejsou výjimkou (Pitter 1990).

Samotné síraný nejsou toxické, pokud se nevyskytují ve sloučenině s jinou toxickou látkou. Síraný zvyšují mineralizaci půdních roztoků, povrchových a podzemních vod nebo snižují schopnost rostlin přijímat vodu a živiny. Pokud je zdrojem síranů zvětrávání pyritu ( $\text{FeS}_2$ ), při kterém se sulfidická síra oxiduje na síranovou, je tento proces doprovázen i výrazným okyselením prostředí. Okyselením toku dochází ke změně charakteru hydrobiocenózy, diverzita rostlin i živočichů je potlačena, ryby z toku často úplně vymizí. Tento negativní jev se výrazně projeví až při 3. stupni acidifikace, kdy se hodnota pH pohybuje kolem 4,5 (Kalous 2002).

### 4.3.4 Chlor

Nejrozšířenější formou výskytu chloru ve vodách jsou chloridy, které se do vody dostávají zvětráváním a vyluhováním. Stejně jako síraný a hydrogenuhličitany patří mezi hlavní anionty přírodních vod. Jsou přítomny především ve formě jednoduchého iontu  $\text{Cl}^-$ , protože mají jen slabé komplexační vlastnosti. Větší koncentrace chloridů pochází z ložisek kamenné nebo draselné soli (Pitter 1990).

V povrchových a prostých podzemních vodách je koncentrace chloridů pouze v jednotkách až desítkách  $\text{mg l}^{-1}$  (Pitter 1990).

Ve vodách bývají chloridy jak chemicky tak i biologicky stabilní. K jejich oxidaci dochází teprve při vysokých hodnotách oxidačně-redukčního potenciálu, které v přírodních vodách nepřicházejí v úvahu. Netvoří málo rozpustné minerály ani sloučeniny. Na tuhých fázích se absorbují pouze minimálně, takže se při infiltraci vody zadržují v půdě jen ve velmi malé míře (Pitter 1999).

Chloridy nejsou hygienicky závadné, i přesto při vyšších koncentracích ovlivňují chuť vody, proto se stanovují mezní hodnoty této koncentrace. Pro pitnou kojeneckou vodu je mezní hodnota  $100 \text{ mg l}^{-1}$ , lze však připustit koncentraci až  $250 \text{ mg l}^{-1}$  (ČSN 757111). Ve vodárenství se uvádí mezní hodnota  $350 \text{ mg l}^{-1}$  (Pitter 1999).

## 5. Použitá literatura

Deutsch W. J. (1997): Groundwater Geochemistry: fundamentals and applications to contamination. – CRC Press LLC. Boca Raton. USA. 232 s.

Diamo, s. p. (2012): Žofie. Online, cit. 2012-14-10, 15:30. Dostupné z: <<http://www.diamo.cz/lokality-odra/zofie>>.

Dopita M., Aust J. et al. (1997): Geologie české části hornoslezské pánve. Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha. 278 s.

Dvorský J. (1985): Základní koncepce řešení problematiky detritu v ostravsko-karvinském revíru. Uhlí č. 4.

Grmela A., Studie zhodnocení dostupných informací o geologické a hydrogeologické situaci petřvaldské dílčí pánve OKR z hlediska prognózy vývoje kvality a kvantity zdrojů důlních vod. Ostrava, 2004.

Havlena V. (1964) : Geologie uhelných ložisek. Díl 2. Nakl. ČSAV Praha.

Hranoš B. et al. (1973): Výpočet uhelných zásob OŘ OKD Důl J.Fučík, závod Žofie a Václav východ se stavem k 1.1.1973.

Chlupáč I., Geologická minulost České republiky. 1.Vydání. Praha: Academia, 2002. 436 s.

Kalous J. (2002): Snížení následků a negativních vlivů předchozí hornické činnosti a úpravárenské činnosti na životní prostředí a zdraví obyvatel Oslavan.-MS SEPARA. Brno.

Pitter P., (1999): Hydrochemie. Nakladatelství VŠCHT. Praha. 568 s.

Pitter P., (1990): Hydrochemie.-STNL-Nakladatelství technické literatury. Praha. 568 s.

Seznam.cz, Mapy.cz [online]. 2012 [cit. 2012-14-10] Dostupné z: <[www.mapy.cz](http://www.mapy.cz)>

Zeman J., Kopřiva, A. - Jež, J. Vyhodnocení dlouhodobých a sezónních trendů na příkladech přirozeného vývoje chemického složení důlních vod po zatopení dolů. In Zpracování a interpretace dat z průzkumných a sanačních prací. 2004. vyd. Pelhřimov: Vodní zdroje Ekomonitor, 2004. s. 57–63.

## 6. Přílohy



Pohled na areál Vodní jámy Žofie od Petřvaldské stružky.



Pohled na Petřvaldskou stružku z mostu (viz obr výše), levá strana.



Pohled na Petřvaldskou stružku z mostu, pravá strana.