

**Česká zemědělská univerzita v Praze**

**Fakulta životního prostředí**

**2013**



**Numerické modelování jako nástroj pro evaluaci možností využití  
geotermální energie**

**Disertační práce**

**Ing. Jan Baier**

**Obor: Environmentální modelování**

**Katedra: Aplikované ekologie**

**Školitel: Prof. Ing. Zdeňka Wittlingerová, CSc**

Prohlašuji, že jsem disertační práci na téma „Numerické modelování jako nástroj pro evaluaci možností využití geotermální energie“ zpracoval samostatně, na základě vlastní práce, vlastních zjištění a za použití odborné literatury a materiálů uvedených v práci.

V Brno dne 1. listopadu 2013

Jan Baier

Na tomto místě bych rád poděkoval Zdeňce Wittlingerové za vedení disertační práce a Ivanu Landovi za kontrolu, podněty a inspiraci. Dále děkuji všem kolegům spolupracujícím na výzkumných projektech, zejména Janu Uhlíkovi za jeho trpělivost a odbornou pomoc. Největší poděkování patří mé rodině a blízkým za podporu ve všem, co dělám.

## Souhrn

Z perspektivního hlediska představuje geotermální energie nejšetrnější a nejefektivněji využitelný obnovitelný zdroj energie. Nárůst využívání tepelných čerpadel spojené s čerpáním podzemních vod a s budováním podzemních geotermálních výměníků však může ovlivnit hydrogeologické podmínky a to zvláště režim proudění podzemní vody a šíření tepla. Intenzita ovlivnění je přitom dána geologickými a hydrogeologickými poměry na exploatovaných lokalitách. Proto má zásadní vědecký a praktický význam prosazení se v praxi prognózních výpočtových metod s využitím matematických modelů. Předložená práce je zaměřena na zhodnocení využitelnosti dostupných numerických modelů při hodnocení vlivů a efektivity aplikace tepelných čerpadel.

Cílem práce je pomocí vybraných numerických modelů, zhodnotit možnost využívání geotermální energie z doposud opomíjených zdrojů energie: a) ze zatopených a opuštěných dolů, b) z v oblasti výskytu termálních vod, c) z termicky aktivních uhelných odvalů.

V prvním příkladu zatopených uhelných dolů nacházejících se v jižní části plzeňské pánve v oblasti Nýřany je zhodnocena možnost využití důlních vod, přitom je zhodnocen možný vliv jímání důlních vod na regionální hydrogeologické a teplotní poměry v analyzované oblasti. Zároveň je zhodnocena možnost umístění tepelných výměníků přímo do zatopených dolů.

Ve druhém příkladu z oblasti benešovsko-ústeckého zvodněného systému nacházející se mezi Děčínem Litoměřicemi a Úštěkem, kdy jsou odebírány podzemní vody ze složitého hydrogeologického systému, je numerické modelování proudění podzemní vody a přenos tepla využito pro stanovení limitů čerpaného množství podzemní vody. Souběžně je hodnocen vliv proudění podzemní vody a zvýšených odběrů podzemní vody na vývoj teplot termálních vod.

Ve třetím příkladu z oblasti uhelného odvalu Eliška v severních Čechách v katastrálním území Žacléř u města Trutnov je pomocí numerického modelu zhodnocen potenciál využití tepla z uhelného odvalu pro energetické účely.

Protože v současné praxi prognózních výpočtů šíření tepla v geologických strukturách nejsou k dispozici levné a dostupné numerické programy, je pro simulaci šíření tepla v prvých dvou příkladech z oblasti jižní části plzeňské pánve a z

benešovsko-ústeckého zvodněného systému rozpracována a ověřována použitelnost metody analogie publikované Thornem (2006a a 2006b). Cílem bylo posoudit použitelnost volně dostupného programu MT3DS pro simulaci šíření tepla. Program byl původně rozpracován pro simulaci transportu rozpuštěných látek v podzemní vodě.

### **Klíčová slova**

Tepelný tok, proudění podzemní vody, numerické modelování, zatopené doly, geotermální energie, HUF MODFLOW, uhelné odvaly

### **Summary**

Geothermal energy is one of the most environment-friendly and economical heat source. The increase of the heat pumps exchanger's applications into rock environment or the pumping of ground water for heat pumps exchangers (which are placed on the surface) may in certain places significantly influence the ground water and heat flow patterns. The intensity of influence is given by geological and hydrogeological conditions in exploited areas. Therefore, it has fundamental scientific and practical importance to promote the practice of prognostic computational method using mathematical models.

This thesis is focused on evaluating the usability of available numeric models for assessment of impacts and effectiveness of heat pump applications.

This thesis aims to assess the possibility of using geothermal energy in areas of flooded mines and of hydrogeological structures containing thermal waters. By application of the numeric model, it explores the use of coal heaps as heat sources.

On the example of flooded mines, in southern part of the Plzeň Basin, this thesis will evaluate the possible uses of groundwater abstractions for heat pumps. It describes the impact of groundwater abstractions on the regional hydrogeological conditions and the temperature changes, caused by groundwater abstractions and estimates the possibility of placing heat exchangers directly into the flooded mines. In the case of complicated hydrogeological system (Benešov-Ústí aquifer system) this thesis describes an application of numeric model of groundwater flow, heat flow and limits of use of the groundwater are given. This thesis valorises the

influence of increased groundwater abstraction on development of thermal water temperature.

In the case of coal waste heap ELIŠKA located in northern Bohemia, the potential heat utilization for energy purposes is evaluated.

To simulate the heat flow in the southern part of the Plzeň Basin and in the Benešov-Ústí aquifer system the method published by Thorne (2006) is used and validated. For simulation of the heat flow, the program MT3DMS, which is originally used to simulate solute transport in water, is applied.

**Key words**

Heat flow, groundwater flow, numerical modelling, flooded mines, geothermal energy, HUF MODFLOW, coal heap

## Obsah

1.	Úvod .....	8
2.	Cíle práce.....	9
3.	Metodika .....	10
3.1	Metodika stanovení vlivu potencionálních odběrů podzemní vody a tepla pomocí numerických modelů.....	10
3.2	Aplikované numerické modely .....	11
4.	Úvod do problematiky.....	12
4.1	Využití geotermální energie ze zatopených dolů.....	15
4.2	Využití geotermální energie a simulace proudění tepla v uhelných odvalech 17	
4.3	Využití geotermální energie a simulace proudění podzemní vody a šíření tepla ve zvodněných hydrogeologických systémech .....	20
5.	Komentář k souboru prací.....	25
5.1	Posouzení využití hydrogeologických struktur se zatopenými doly pro energetické účely .....	25
5.1.1	Publikované práce .....	25
5.1.2	Komentář k publikovaným pracím .....	25
5.2	Posouzení využití hydrogeologických struktur obsahující termální vody doly pro energetické účely.....	33
5.2.1	Publikované práce .....	33
5.2.2	Komentář k publikovaným pracím .....	33
5.3	Posouzení využití uhelných odvalů pro energetické účely .....	41
5.3.1	Publikované práce .....	41
5.3.2	Komentář k publikovaným pracím .....	41
6	Diskuze .....	44
7	Závěr.....	51
8	Seznam použité literatury .....	53
9	Plné znění článků souboru prací .....	61
10	Přehled všech publikací.....	121
11	Přehled řešených projektů .....	122
12	Přehled vedených bakalářských prací .....	122

## 1. Úvod

Mezi významné obnovitelné zdroje energie patří energie geotermální. Podle názoru řady odborníků, např. Myslík (2007), Renz (2009) jde o zdroj energie patřící mezi jednu z nejekologičtějších, a ve vhodných podmínkách i ekonomicky nejnávratnějších technologií získávání energie. Na rozdíl od alternativních způsobů získávání např. větrné, vodní či solární energie, má instalace tepelných čerpadel minimální vliv na krajinný ráz území a je tudíž použitelná v chráněných oblastech či v místech, kde je využití ostatních alternativních způsobů výroby energie z legislativních a ekologických důvodů zpravidla nemožné.

Vlivem ukončení rozsáhlé těžební činnosti po roce 1989 v České republice, kdy došlo k zatápění důlních děl, je jednou z perspektivních možností, získávání energie z důlních vod zatopených důlních děl. Jde o významný zdroj nízkopotenciální energie pro tepelná čerpadla v regionech Plzeňska, Ostravska, Kladenska, a případně i ze zatopených rudných dolů. Další možností související s důlní činností je využití energie z uhelných odvalů (hald) vzniklých při dlouhodobé těžbě uhlí.

Dalším perspektivním zdrojem geotermální energie v České republice jsou podzemní vody z hydrogeologických struktur, kde teplota vody dosahuje teplot až 40°C a patří tudíž do skupiny term. Jedním z největších hydrogeologických systémů s výskytem termální vody je benešovsko-ústecký zvodněný systém (BUZS) na severovýchodě české křídové pánve.

Při intenzifikaci využívání zdrojů geotermální energie, kdy jsou čerpána značná množství podzemní vody, však může dojít k zásadnímu nežádoucímu ovlivnění režimu proudění podzemní vody a rozložení teplot hydrogeologických systémů v místech výstavby geotermálního systému a budování geotermální elektrárny. Tyto změny jsou výrazné zvláště v případě, kdy jsou tepelné výměníky umístěny v horninového prostředí.

Ocenění změn, ke kterým dochází či může dojít při provozu geotermálních elektráren má tak zásadní vědecký a praktický význam, to i proto, že doposud nejsou běžně k dispozici relativně levné a informativní prognózní postupy. Efektivním nástrojem na posouzení vlivů odběru tepla z horninových systémů na režim proudění



podzemní vody a na ovlivnění tepelného pole v regionálním i lokálním měřítku je využití metod numerického modelování s rozpracováním vhodných postupů. Tyto metody se dají využít i při hodnocení ekonomické efektivity provozu geotermální elektrárny a při řízení jejího provozu.

## 2. Cíle práce

Cílem práce je analýza použitelnosti a aplikace numerických modelů využitelných pro prognózní oceňování proudění podzemní vody a šíření tepla, dále pro posouzení možnosti efektivního využívání geotermálních zdrojů k energetickým účelům a k posouzení vlivů projektovaných geotermálních systémů na režim proudění podzemních vod a rozložení tepelného pole v lokálním i regionálním měřítku.

Na základě analýzy vstupních dat, testování matematických modelů a jejich aplikace je zpracována disertační práce formou komentovaných vědeckých prací autora s tématy:

- možnost využití numerického modelování proudění podzemní vody a tepla v hydrogeologických strukturách se zatopenými doly,
- modelování proudění podzemní vody a tepla ve složitých hydrogeologických strukturách,
- výpočtu energetického potenciálu termicky aktivních uhelných odvalů.

V rámci řešení disertační práce jsou zhodnoceny dostupné programy a numerické kódy, umožňující simulaci proudění podzemní vody a tepla a nevhodnější z nich jsou pak aplikovány při hodnocení režimu proudění podzemní vody a tepla v konkrétních lokalitách v České republice.

Pomocí numerického modelování jsou následně zhodnoceny možnosti využívání geotermální energie ze:

- zatopených dolů v oblasti jižní části plzeňské pánve a oblasti rudného revíru Příbramska,
- termicky aktivní haldy Eliška v katastru obce Žacléř a
- termálních vod benešovsko-ústeckého zvodněného systému.

Výsledky práce jsou průběžně publikovány tak, aby odpovídaly zvoleným cílům, a jejich logická provázanost okomentována v souboru prací.

### **3. Metodika**

Pro splnění zformulovaných cílů disertační práce, byly nejprve vybrány potenciálně perspektivní lokality nacházející se na území České republiky. S využitím dostupných informací z archivních měření a průzkumných prací byly na základě detailní rešerše vybrány vhodné numerické programy, které pak byly testovány při hodnocení možnosti využití daných lokalit jako zdroje geotermální energie. Pro testování programů a prognózní výpočty byly vybrány lokality, na nichž nebyl doposud hodnocen jejich energetický potenciál s využitím metod matematického modelování.

Pro informační zabezpečení modelu jsou shromážděny a vyhodnoceny archivní geologické, geomorfologické, hydrogeologické, hydrologické a teplotní charakteristiky vybraných území. To umožnilo sestavit konceptuální model daného geotermálního systému vhodného pro extrakci tepla z horninového prostředí

Průběžně byla s využitím dostupných informací o dané lokalitě zhodnocena použitelnost vybraných programů využitelných pro modelování proudění podzemní vody a šíření tepla v horninovém prostředí. Na základě výsledku jejich testování jsou vybrány nejvhodnější, které jsou použity k popisu proudění podzemní vody a šíření tepla na jednotlivých lokalitách.

Následně je pak pomocí vybraných numerických modelů evaluován energetický potenciál jednotlivých lokalit a popsány nejistoty numerických modelů.

Výsledky jsou publikovány v odborných periodikách.

#### **3.1 Metodika stanovení vlivu potencionálních odběrů podzemní vody a tepla pomocí numerických modelů**

Po analýze dostupných geologických a hydrogeologických informací a sestrojení základního konceptuálního modelu, je vytvořen geometrický model zájmového území, který byl převeden na model numerický. Geometrický model se skládá z digitalizovaných bází a stropů jednotlivých modelových vrstev, které většinou představují i báze a stropy jednotlivých geologických resp. hydrogeologických jednotek. Tyto údaje byly buď převzaty z publikované i nepublikované literatury, anebo sestrojeny s využitím archivní bodových údajů z vhodných geologických profilů vrtů.

Kalibrace numerických modelů je realizována při využití hladinového (v případě simulace tepla „teplotního“) a bilančního kritéria. Jako kalibrační varianta je vybrán stav, pro který bylo shromážděno nejvíce měřených údajů.

Vliv potencionálních odběrů podzemní vody pro energetické účely je hodnocen podle rozdílu současných neovlivněných hydraulických potenciálů proudění podzemní vody s predikovanými potenciály, ke kterým by podle výsledků simulací došlo provozem geotermálního systému tj. při odběrech podzemní vody nebo při extrakci tepla horninového prostředí. Současné piezometrické a teplotní poměry a poměry ovlivněné provozem geotermálního systému jsou stanoveny pro různé provozních scénáře (modelové varianty), simulované změnou okrajových podmínek. Modelové varianty se pro jednotlivé oblasti liší též podle účelu a cílů využití numerických modelů.

### **3.2 Aplikované numerické modely**

Po analýze vstupních dat a vytvoření koncepčních modelů je pro lokality plzeňské pánve a BUZS aplikován numerický model MODFLOW (Harbaugh, 2000) s využitím programu MT3DMS (Zheng, 1999) na simulaci šíření tepla. Způsob využití programu MT3DMS pro simulaci šíření tepla ve zvodněném horninovém prostředí publikoval Thonre et al. (2006a; 2006b). Využití metody ověřoval na simulaci laboratorních pokusů. V dizertační práci je proto zhodnocen zejména tento způsob modelování proudění podzemní vody a šíření tepla v regionálním měřítku a popsány jeho limity.

Pro simulování proudění podzemní vody v oblasti Příbramska je aplikován program FEFLOW (Diersh, 2005) a pro simulaci proudění tepla v oblasti haldy ELIŠKA program SHEMAT (Clauser, 2003).

## 4. Úvod do problematiky

S růstem požadavků na zajištění obnovitelných energetických zdrojů využití geotermální energie pro energetické účely celosvětově roste (Lund, 2010). Doplnění a porovnání využívaných geotermálních zdrojů s rokem 2005 provedeným Lundem et al. (2005) a Bertaním (2005) uvádí Lund (2010). Přehled využívaných geotermálních zdrojů v České republice publikoval Myslík et al. (2002). V ČR má největší potenciál využití geotermální energie z nízkopotenciálních zdrojů, zvláště pak energie hydrotermálních systémů.

Hydrotermální systémy jsou vázané na geologické či hydrogeologické struktury, kde jsou vytvořeny zvodně uzavřené nebo otevřené (s doplňováním zvodnění) s teplou vodou. Podle teploty se tyto systémy dělí na systémy o vysoké teplotě (nad 150 °C), o střední teplotě (od 90 °C do 150 °C) a nízkoteplotní systémy (do 90°C) (Myslík et al., 2007).

Hydrotermální systém je tvořen třemi hlavními prvky:

- Zdroj tepla – zdroj tepla mohou být magmatické intruze dosahující teplot až 600 °C, které dosahují relativně mělkých hloubek (5-10 km), nebo z radioaktivního rozpadu látek.
- Rezervoáry – jsou systémem propustných hornin, ze kterých proudící kapalina odebírá tepelnou energii. Ty jsou ve většině případů překryty relativně nepropustnými vrstvami a jsou spojeny s meteorickými zdroji (srážková infiltrace), které doplňují zásoby podzemní vody přirozeně drénované do povrchových toků nebo odčerpávány z hydrogeologických vrtů.
- Geotermální kapaliny – jsou ve většině případů meteorického původu (srážková infiltrace) v kapalně nebo plynné fázi závislé na tlaku a teplotě (Dikson, 2004).

Transport tepla v horninovém prostředí je realizován pomocí kondukce, konvekce a radiace. Největší podíl na šíření geotermální energie má kondukce, s výjimkou:

- hydrotermálních systémů s vysokou permeabilitou, kde dominuje přenos pomocí konvekce,

- v případě nárůstu teploty nad 600 °C, kdy dochází k převaze radiace.

Parametry určující rychlost proudění a velikost akumulace tepla v prostředí jsou tepelná vodivost a tepelná kapacita. Tyto parametry (zejména tepelná vodivost) jsou ovlivněny mnoha faktory. Mezi nejzákladnější patří teplota prostředí, pórovitost, míra saturace a anizotropie horninového prostředí (Clauser a Huenges, 1995; Čermák 1967).

Tepelnou vodivost pro různé geologické jednotky na území ČR stanovili Marušiak et al. (Tab. 4.1).

Tabulka 4.1: Průměrná tepelná vodivost hornin některých geol. jednotek (Marušiak et. al. in Ibrmajer a Suk, 1989)

Geologická jednotka	počet měření	tepelná vodivost
<b>Český masiv</b>		(W.m <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup> )
metamorfované horniny	146	2,67
granitoidy	83	2,72
teplícký porfyr	22	2,5
cínovecký granit, gresein	32	2,7
Jeseníky	74	2,82
sedimenty české křídly	136	1,85
sedimenty permokarbonu	162	2,35
<b>sedimenty uhelných pánví</b>		
kladensko - rakovnická	110	2,28
ostravsko - karvinská	328	2,78
žacléřsko - svatoňovická	39	2,64
karpatská předhlubeň	236	2,86
vídeňská pánev	36	1,53

Typické hodnoty tepelné kapacity vybraných látek a hornin jsou uvedeny v tabulce 4.2.

Tabulka 4.2: Specifická tepelná kapacita vybraných látek a hornin (www.engineeringtoolbox.com)

Hornina/látka	jíl	sádrovec	dolomit	granit	vápenec	křemence	pískovec	slída	voda	vzduch
tepelná kapacita (J <sup>-1</sup> .kg <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup> )	920	900	920	790	840	800	920	500	4286	1005

I když využití geotermální energie je z hlediska vlivů na životní prostředí jedním z nejprůběžnějších zdrojů energie (Renz, 2009), může jeho vlivem docházet k ovlivnění hydrotermálních podmínek na lokalitě (Andrews, 1978). Numerické modely proudění podzemní vody a tepla mohou pomoci k určení vlivu a zejména efektivity geotermálních aplikací v konkrétních lokalitách (Renz, 2009; Williams, 2009).

Databázi aplikovaných numerických modelů hydrotermálních systémů sestavil O'Sullivan (2001). Aplikaci numerickým modelů hydrotermálních systému v České republice (ČR) neuvádí. Popisem aplikace numerických modelů při využívání geotermální energie v ČR se zabýval Lukeš (2007). Modelováním dlouhodobého vlivu vrtu pro tepelné čerpadlo na hydrotermální systém se popisuje Uhlík (2010). Vyčíslením energetického potenciálu využití geotermální energie v ČR se precizně zabýval Myslík et al. (2002). Ten dělí možné využití nízkopotenciální energie ze suchých hornin nebo z podzemní vody. Využití nízkopotenciální energie z podzemní vody (resp. z hydrotermálních systémů) je realizováno zejména při využití tepelných čerpadel. Peters (2006) popisuje dva základní mechanismy získávání geotermální energie pomocí tepelných čerpadel:

- Výměníky tepelného čerpadla jsou umístěny přímo do hydrotermálních systémů. Množství odebírané tepelné energie je limitováno velikostí tepelných výměníků a tepelně vodivými vlastnostmi použitých materiálů tepelných výměníků.
- Podzemní voda je z hydrotermálního systému čerpána na povrch, kde je pomocí výměníků tepelného čerpadla odebírána její tepelná energie. Množství odebírané tepelné energie je limitováno velikostí možného odebíraného množství podzemní vody.

Zejména využitím druhého popisovaného mechanismu získávání tepelné energie z hydrotermálních systémů může díky čerpání podzemní vody dojít ke změně režimu proudění a k negativnímu ovlivnění bilance podzemních vod (Andrews, 1978). Výhodou využití hydrogeologických systémů obsahující termální vody pro energetické účely může být, že v případě dostatečně vysoké teploty termálních vod není nutná aplikace tepelných čerpadel a čerpaná voda lze využívat přímo pro vytápění (Renz 2009). V případě přímého využití termálních vod pro energetické účely je nutné zabezpečit odběr dostatečného množství termálních vod (Clauser, 2009).

S využitím geotermální energie pro výrobu elektrické energie se začalo už na počátku 20. století v Lardarello, v Itálii. Zde byla postavena první geotermální elektrárna o výkonu 250 kW. Poté se další geotermální elektrárny začaly budovat na Islandu, Novém Zélandu (1958), v Mexiku (1959) a v USA (1960). V současné době elektrickou energii vyrábí z geotermální energie také Filipíny, kde celkový podíl na

výrobě elektrické energie dosahuje 27 %, dále Keňa 12,4 %, Kostarika 11,4 % a Salvador 4,3 % (Dickson a Fanelli, 2004).

#### **4.1 Využití geotermální energie ze zatopených dolů**

Významné změny v důlním průmyslu vedly v ČR k uzavírání hlubinných dolů, které má výrazný vliv na změnu hydrodynamických poměrů. Podle Adamse (2001) vlivem vzestupu hladiny podzemní vody v důsledku ukončení čerpání důlních vod, může docházet k povrchové drenáži a výronu podzemních vod na povrch. Důlní vody mohou být silně kontaminovány. Ke stanovení rizik spjatých s uzavíráním hlubinných dolů mohou sloužit numerické modely.

Podle Bazargan Sabeta (2008) mají doly zatopené podzemní vodou vysoký energetický potenciál proto, že dochází ve vytěžených důlních prostorách k postupnému ohřevu infiltrovaných srážkových vod na teploty, v některých případech převyšujících teplotu 20°C, neboť systém šachet a chodeb slouží nejen jako rezervoár podzemní vody nevyžadující již mnoho technických úprav, ale i svým způsobem i výměník tepla, kdy dochází k ohřevu důlních vod.

Podzemní voda může být odebírána z vrtů realizovaných do podzemních chodeb, nebo přímo z důlních šachet. Může též být využívána voda vytékající z odvodňovacích štol či chodeb. I když v otevřených prostorech šachet a chodeb může docházet k volnému proudění důlních vod, postupně dochází teplotní rovnováze s teplotou okolního horninového masivu. Největší nevýhodou tohoto typu zdrojů energie je, že při čerpání důlních vod mohou vzniknout problémy s nakládáním s nimi v případě, kdy mají nevhodné chemické složení.

Uvádí se (Wolkersdorfer, 2008), že jedno z prvních využití geotermální energie ze zatopených dolů bylo realizováno v 70. letech 20. století v Novém Skostku v Kanadě. V nedávné době začalo využívání důlních vod pro energetické účely v Nizozemském Heerlenu (Bazargan Sabet, 2008). Ten předpokládá, v případě odběrů podzemní vody o velikosti 40 l.s<sup>-1</sup> a snížení teploty důlních vod pomocí čerpadel o 20 °C, produkci 22GWh za rok, což představuje 55 % energie potřebné pro centrální vytápění města.

Streb a Wieber (2011) zkoumali možnosti využití zaplavených dolů v oblasti Rhénského masivu v Německu. K opuštění a zaplavení dolů tam došlo po roce 1960. Jako největší výhodu využití zaplavených dolů pro čerpání podzemní vody využitelné

pro energetické účely vidí v možnosti získávání výrazně většího množství podzemní vody z geologických struktur, ze kterých by to jinak nebylo díky jejich nepropustnosti možné.

V ČR je 12 až 15 tisíc důlních děl (GEOFOND ČR). V opuštěných a následně zatopených důlních dílech se podle odhadů nachází 13 až 15 milionů metrů krychlových důlních vod.

V roce 2007 se začal zpracovávat výzkumný úkol: **"Výzkum využití energetického potenciálu důlních vod v oblastech bývalé těžební činnosti ČR"**. V rámci výzkumu byly shromážděny archivní údaje o důlních dílech, způsobu jejich zajištění, technických parametrech děl, hydrogeologických poměrech a jejich fyzikálně chemických parametrech. Následně byly podle stanovených kritérií vybrány nejvhodnější důlní díla a pro ně zpracovány podrobnější studie možnosti využití důlních vod pro energetické účely.

Důležitou částí výzkumného úkolu bylo zhodnocení možnosti matematického modelování proudění podzemní vody a šíření tepla v zatopených důlních dílech a vliv odběru důlních vod pro tepelná čerpadla na lokální a regionální hydrogeologické a tepelné poměry.

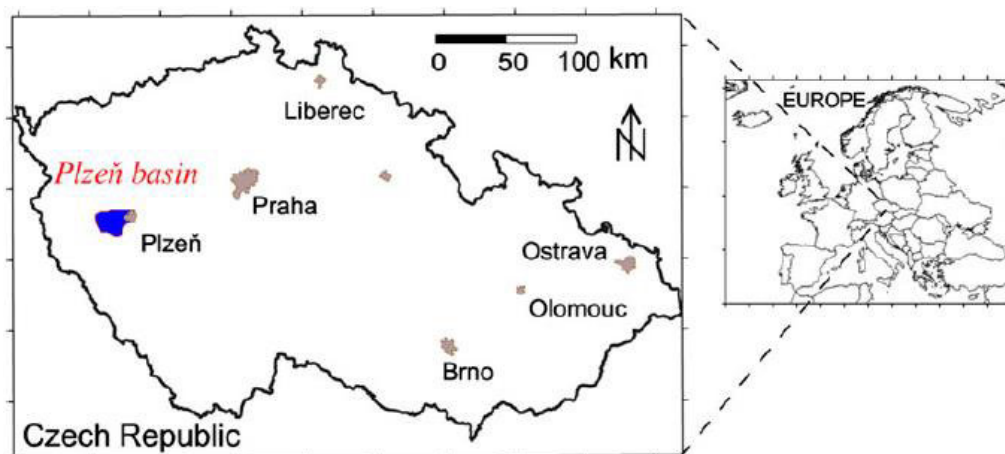
Bližší popis modelování proudění podzemní vody v zaplavených důlních dílech zabývala Rapantová (2007), která využila program MODFLOW 2000 (Harbaugh et al., 2000) na simulaci zaplavení hlubinných dolů v Karvinské pánvi a Severočeské uhelné pánvi. Dále popisuje využití programu FEFLOW (Diersch, 2006) na příkladu simulace zaplaveného uranového dolu Olší-Drahonín. Podle Rapantové (2007) je pro simulaci ovlivnění regionálních poměrů proudění podzemní vody výhodnější využít MODFLOW 2000. FEFLOW je výhodnější při simulaci proudění důlních vod přímo v zaplavených prostorech dolů.

Simulací proudění podzemní vody a tepla v zaplavených dolech se zabýval rovněž Renz (2009). S využitím programu FEFLOW sestrojil 2-D a 3-D modely opuštěného dolu na potaš (chlorid draselný) Stassfurtu v Německu. 2-D model využil zejména k testování vlivu modelových parametrů na proudění důlních vody. 3-D model k určení bilance (voda, teplo) opuštěného dolu.

Simulací proudění podzemní vody a tepla v opuštěných dolech dále aplikovali Malolepsy (2002), Raymond et al. (2008), Adams (2001).



Proudění podzemní vody a tepla v oblasti zatopených dolů je simulováno v jižní části plzeňské pánve (Obr. 4.1). Zájmové území náleží do hydrogeologického rajónu **5110 Plzeňská pánev**. Z kvartérních rajónů je zde zastoupen rajón **1330 Kvartérní sedimenty Mže v Plzeňské kotlině** (Olmer, 2005).



Obrázek 4.1: Lokalizace jižní části plzeňské pánve

Hydrogeologické vlastnosti plzeňské pánve publikoval Švoma (1970, 1980), nebo Pešek (2001). Geologií se zabývali například Chlupáč et al. (2002), Pešek (1996) a Havlena (1971). Zhodnocení proudění podzemní vody pomocí matematického modelu provedl Dyk et al. (1996). Měřené teploty podzemní vody zjištěné z literární rešerše zmíněných autorů jsou uvedeny v tabulce 4.3.

Tabulka 4.3: Měřené teploty a vydatnosti podzemní vody

lokality	typ díla	teplota podzemní vody (°C)	vydatnost (l.s <sup>-1</sup> )	hloubka díla (m)
Blatnice	jáma Albert	10,5	2,2	67
Heřmanova Huť	jáma Pavel	11	6	40
Nýřany	jáma Ziegler	12	-	93
Plzeň	výdušné úpadnice	13	-	-

## 4.2 Využití geotermální energie a simulace proudění tepla v uhelných odvalech

Na území České republiky se vyskytovaly značné zásoby černého a hnědého uhlí, které byly těženy hlavně po roce 1860, kdy začíná strmý průmyslový rozvoj. Do roku 1989 byla Česká republika soběstačná. Uhlí se těžilo v rozsáhlých revírech na

Mostecku, Sokolovsku, Ostravsku, Žacléřsku, Nýřansku, Kladensku a předpokládala se otevřít nové doly na Slánsku, Pochlovicku, Mšensku atp.

Během těžby uhlí se zvláště v případě černouhelných ložisek, která se nachází v permokarbonských sedimentech, používaly hlubinné metody těžby. Vytěžené uhlí bylo částečně mechanicky (ručně) tříděno přímo v místech jeho vytěžení a část uhlí byla odvážena do úpraven. Rezidua uhlí přitom zůstávala v hlušině a byla vyvážena na haldy (odvaly). Postupně docházelo k jejich samovznícení.

Obecně jsou odvaly vnímány ambivalentně, jednak jako výrazný zcela typický krajinný prvek, jednak jako fenomén s negativním environmentálním impaktem (Jelínek, 2010). Významným negativním důsledkem termické aktivity uhelných odvalů je vysoká teplota jejich povrchu a z toho ztráta vegetačního krytu hald. Odvaly mohou být zdrojem polétavého prachu, který způsobuje zdravotní problémy (Schwarzerová, 2010). Uhelné odvaly (haldy) jsou významné zejména z krajinářského hlediska. V posledních letech mohou však být zajímavé rovněž z hlediska energetického, neboť obsahují značné procento zbytkového uhlí (Holleesen et al., 2010). V České republice je problematice zahoření hald věnována pozornost odhadem od 70. let minulého století, kdy hořící haldy na Poříčansku, Kladensku, Ostravsku (halda Ema) byly zdrojem nežádoucích emisí znečišťující ovzduší.

V ČR se nachází řada uhelných hald, které jsou stále termicky aktivní, a které by mohly v budoucnu sloužit pro energetické využití. Disponují obrovským potenciálem termální energie, kdy např. při obsahu 20% uhelné substance odvalu o objemu cca 5 milionů m<sup>3</sup> zde postupně prohořívá 1 milion m<sup>3</sup> uhlí. Takové množství odpovídá tříleté těžbě malého uhelného dolu (unpublished data).

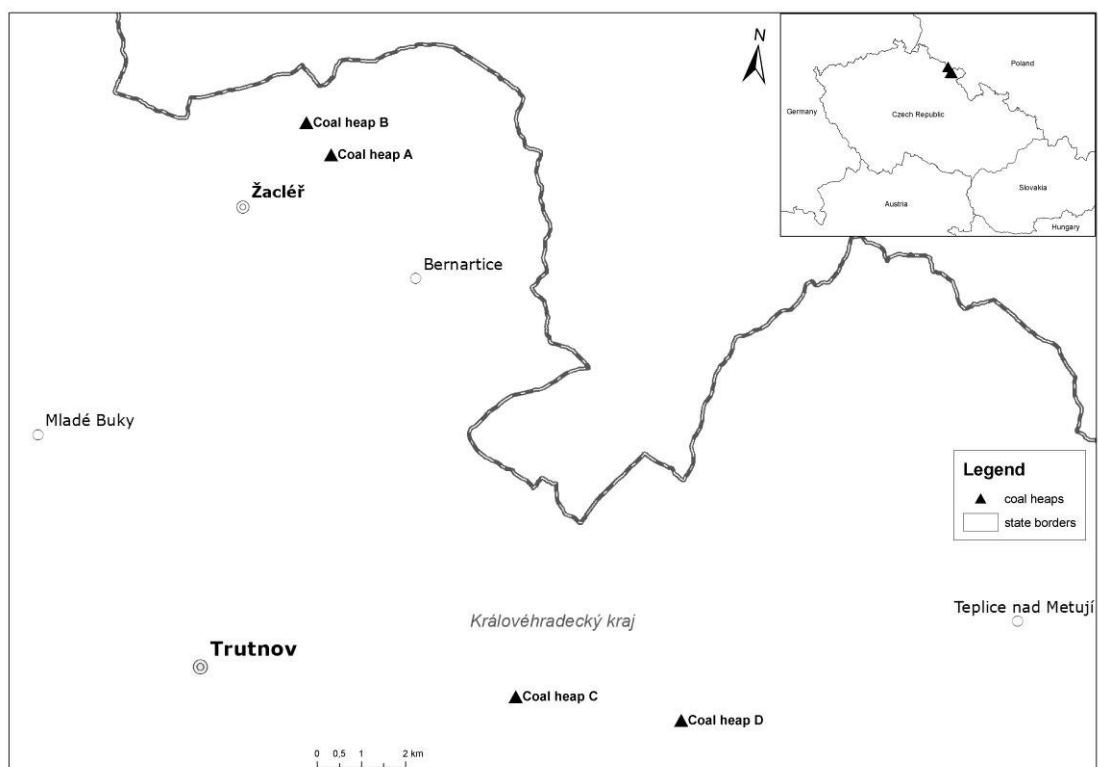
Provedené výzkumy uhelných hald na území ČR (Jelínek, 2010) byly zaměřené zejména na eliminaci vlivů uhelných odvalů na životní prostředí.

Oxidací a vzájemnými interakcemi mezi uhlím (resp. zbytky uhlí) a atmosférickým kyslíkem dochází k samovolnému vznícení uhlí (Wang et al., 2003). Za optimálních podmínek dojde k podzemnímu (endogennímu) a často i povrchovému požáru (Zhang a Kuenzer, 2007).

Podle Guatam a Surana (2001) je spontánní samovznícení charakteristické pro všechny typy uhlí. Nicméně se liší u různých druhů uhlí v závislosti na stupni zralosti uhlí, vlhkosti, přítomnosti sulfidů, na okolní teplotě a podmínkách částečného

zvětrávání. Proces samovznícení uhlí je dlouhodobý a vlastní hoření může trvat několik desítek let. Např. podzemní samovznícení v čínské Liu Huangou začalo přibližně před 20 lety a bude trvat ještě 40 let (Wingfield a Hayes, 2000). Pro srovnání halda Ema na Ostravsku v ČR byla založena již před rokem 1920 a projevy termické aktivity se samovznícením jsou patrné dodnes.

Autoři Kürten et al. (2010) se zabývali využitelností geotermální energie důlních skládek a stanovením technických a ekonomických podmínek jejich využití. Výzkum byl proveden v západní části Porúří. Výsledky měření prokázaly termickou aktivitu, kdy byly zjištěny teploty dosahující až 300 °C.



Obrázek 4.2: Lokalizace zkoumaných uhelných odvalů (Autor: Straková H.)

Výzkum v podobě termického monitoringu byl realizován na 4 lokalitách (Obr. 4.2 – A (k. ú. Žacléř – odval dolu Jan Šverma), B (k.ú. Žacléř – odval Eliška), C (k.ú. Markoušovice, odval dolu Ignác), D (k.ú. Radvanice v Čechách, odval dolu Kateřina). Na každé lokalitě se nacházel uhelný odval po těžbě černého uhlí. Největší teploty byly měřeny na odvalu Eliška, který se nachází ve východních Krkonoších, cca 15 km severně od Trutnova. Odval Eliška má výměru 2,64 ha a rozkládá se na ploše 33 104 m<sup>2</sup>, přičemž výška činí 13 m. Nachází se v nadmořské výšce 531 – 544 m n. m.

Modelováním procesů uvnitř hald se zabýval Hollesen et al. (2010). Popisuje aplikaci numerického kódu CoupModel (Jansson, 2004) na simulaci proudění tepla uhelnou haldou na severu Norska. V simulacích pomocí programu CoupModel je možné uvažovat s atmosférickými, vegetačními, sněhovými a půdními charakteristikami modelové domény. Pomocí CoupModelu je možné simulovat také produkci tepla z chemických reakcí.

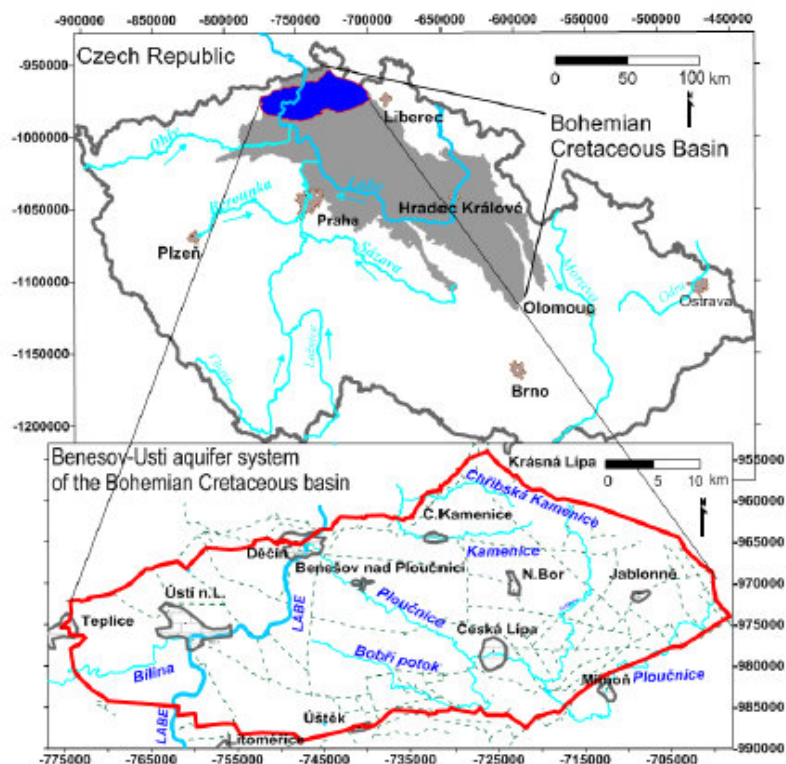
Dále se modelováním procesů uvnitř hald se zabývali Krajčová et al. (2004), Zhang et Kuenzer (2007), Krishnaswamy et al. (1996), Evseev and Voroshilov (1986). Ti se simulovali zejména poměry vedoucí k zahoření haldy, což může mít negativní vliv na okolní prostředí a bezpečnost obyvatel a zároveň minimalizuje možnost dalšího využití hald pro energetické účely.

Vzhledem k vysokým měřeným teplotám a neexistenci saturovaného prostředí nelze na simulaci proudění tepla využít metodu publikovanou Thornem (2006). Pro simulaci proudění tepla byl výsledně zvolen matematický model SHEMAT a pre a post procesor ProcessingSHEMAT (Clauser 2003). SHEMAT (Simulator for HEat and MAss Transport) je neustále vyvíjená a zdokonalovaná aplikace pro 2, 3-D stacionární a transientní simulování procesů v geotermálních rezervoárech a svou komplexností je vhodný zejména k dlouhodobé predikci využívání tepelného potenciálu. Program řeší transport tepla a rozpuštěných látek včetně chemických reakcí v saturovaném porézním prostředí pomocí metody konečných diferencí (FDM). Uvažuje závislost proudění na viskozitě, která je funkcí teploty a koncentrace proudícího roztoku, při tepelném transportu počítá s tepelnou vodivostí a měrnou tepelnou kapacitou prostředí.

### **4.3 Využití geotermální energie a simulace proudění podzemní vody a šíření tepla ve zvodněných hydrogeologických systémech**

Proudění podzemní vody má významný vliv na rozložení teplotního pole. V lokálním měřítku může proudění podzemní vody značně ovlivnit geotermální systémy (Myslil, 2007). Změny ovlivněné prouděním podzemní mohou zastírat lokální vlivy, jako jsou fyzikální vlastnosti hornin, radioaktivita, tepelná vodivost a kapacita. Mohou zastírat i globální vlivy, jakými jsou mocnost kůry, osy riftu nebo charakteru zemského pláště (Šafanda et al., 1997).

Pro území BUZS (Obr. 4.3) se výzkumem proudění podzemní vody a tepla blíže zabýval výzkumný úkol **GA205/07/0691 - Geotermální zdroje, jejich limity a trvale udržitelné využití: benešovsko-ústecký zvodněný systém (2007-2009, GA0/GA)**. Jiráková et al. (2011) vyčíslila tepelný tok v oblasti BUZS. Při vyčíslení tepelného toku z měřených teplot ve vrtech brala v úvahu vliv proudění podzemní vody a vliv terénu. Výsledný tepelný tok vychází různý pro jednotlivé oblasti BUZS. Klesá v infiltračních oblastech a roste v drenážních oblastech. Proudění podzemní vody významně ovlivňuje výsledné rozložení teplot v hydrogeologickém systému BUZS.



Obrázek 4.3: Lokalizace benešovsko-ústeckého systému

Využitím podzemních vod k energetickým účelům na území BUZS se detailně zabýval Datel (2005). Jímaná termální voda z vrtů HB 2, ULK 1 a ML 2 je využívána pro zásobování městských koupališť a lázní teplou vodou. Termální voda z vrtu UL-ZOO-1 je napojena na systém vytápění objektů zoologické zahrady.

K využívání termálních vod v BUZS dochází relativně krátkou dobu. Datel (2005) klade otázku, jaký vliv budou mít oděry termálních vod (a tím způsobené zrychlené proudění podzemní vody) na míru prohřátí termálních vod. Ke stanovení vlivů odběrů termálních vod navrhuje sestavit přesný konceptuální a numerický model proudění podzemní vody a tepla.

Tabulka 4.3: Parametry významných jímaných vrtů v BUZS, upraveno z Datel (2005)

		<b>Brná</b>	<b>Městské lázně</b>	<b>ZOO</b>	<b>Klíše</b>
Jednotky		<b>HB 2</b>	<b>ML 2</b>	<b>UL-ZOO-1</b>	<b>ULK 1</b>
Rok výstavby		2003	2002	2001	1998
Hloubka	m	400	390	515	511
Teplota přítoku do vrtu	°C	33.65	32,4	34,8	36,5
Teplota na ústí do vrtu	°C	32	31,3	31,2	35
Vydatnost	l.s <sup>-1</sup>	11	7,2	12	9
Snížení (od ustálené Piezometrické hladiny)	m	cca 26, přeliv	cca 26, přeliv	35	45

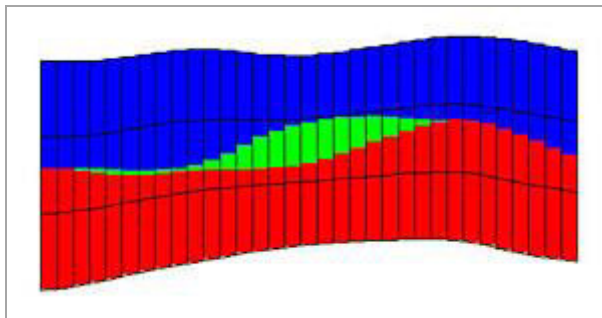
Simulací proudění tepla v rozsáhlém hydrogeologickém systému se zabýval například Vedova (2008). Pomocí numerického modelování zkoumal podíl konvekce a kondukce, vliv velikosti přirozeného toku země a vliv permeability horninového prostředí na šíření tepla v horninovém prostředí. K numerickému modelování využil program SHEMAT 7.1 (Clauser, 2003). Program SHEMAT 7.1 byl testovaný i v rámci přípravných modelových prací. Jeho značnou výhodou v porovnání s použitím MT3DMS na simulaci proudění tepla je možnost zahrnout vliv hustoty a teploty na proudění podzemní vody. Numerický kód MODFLOW při použití Pre a Post Processoru Groundwater Vistas (Rumbaugh, 2005) se ale projevil jako výrazně lepší nástroj k simulaci proudění podzemní vody, které má v případě složitých hydrogeologických struktur, zejména v křídových pánvích, významný vliv na přenos tepla.

Simulací proudění podzemní vody v oblasti složitě hydrogeologického systému charakterizovaným přítomností zvrásněných geologických jednotek ovlivněných četnými zlomy se zabýval McKeown et al. (1999). Pomocí numerického kódu OILGEN (Garven, 1989) sestrojil 2D-model proudění podzemní vody v oblasti plánovaného úložiště jaderného odpadu na severo-západ Anglie. Předkládá relativně překvapující zjištění, že potenciál proudění podzemní vody je i v takto složitě systému výrazně ovlivněn propustností svrchních geologických vrstev.

Numerická simulace proudění podzemní vody s využitím numerického kódu MODFLOW je možná s využitím modulu BCF (Block-centered Flow, McDonald a Harbaugh, 1988), LPF (Layer Property Flow, Harbaugh, 2000) nebo HUF (Hydrogeologic-unit flow, Anderman a Hill, 2000). Zmíněné moduly ze zadaných

modelových parametrů stanovují konduktance jednotlivých modelových buněk nebo vrstev a ostatních členů potřebných pro řešení rovnic proudění podzemní vody.

Základním rozdílem mezi moduly BCF, LPF a HUF je, že modul HUF interně přepočítává a přiřazuje hydraulické charakteristiky do modelové sítě na základě průběhu geologických jednotek, které jsou geometricky odlišné od průběhu modelových vrstev. Vertikální modelová diskretizace je odlišná od geologické (Obr. 4.4).



Obrázek 4.4: Schematické zobrazení modelová diskretizace (černé linie) odlišné od geologické (modrá, zelená a červená výplň), (zdroj: Coastal hydraulic laboratory)

Modul HUF použil například Jones et al. (2002), který zkoumal jeho využití v kombinaci s aplikací geostatických metod na definování modelových parametrů. Modul HUF je podle Jonese et al. (2002) užitečný nástroj zejména při simulaci proudění podzemní vody v oblastech s vysokou variabilitou vstupních parametrů a složitých heterogenních hydrogeologických systémů, kdy by při použití tradičních modulů BCF a LPF bylo nutné modelové území vertikálně diskretizovat mnoha modelovými vrstvami.

V průběhu zpracování předložené disertační práce publikoval Méndez et al. (2010) článek zabývající se možností aplikace programu MT3DMS při simulaci proudění tepla. Autor v článku porovnává výsledky numerických modelů s analytickými výpočty a s výsledky programů SEAWAT (Langevin et al., 2007) a FEFLOW (Diersh, 2005). Dochází k závěru, že program MT3DMS je plně kompatibilní a lze jej při numerickém modelování šíření tepla využít.

Území BUZS patří k jedněm z nejvíce prozkoumaných hydrogeologickým regionům v ČR. Zájmové území zahrnuje hydrogeologické rajóny zobrazené v tabulce 4.4.

Tabulka 4.4: Seznam hydrogeologických rajónů v oblasti BUZS

<b>HGR ID</b>	<b>Název hydrogeologického rajónu</b>
4620	Křída Dolního Labe po Děčín - pravý břeh
4612	Křída Dolního Labe po Děčín - levý břeh severní část
4640	Křída Horní Ploučnice
4650	Křída Dolní Ploučnice a Horní Kamenice
4660	Křída Dolní Kamenice a Křinice
4730	Bazální křídový kolektor v benešovské synklinále

V 80. letech minulého století bylo provedeno rozsáhlé hydrologické a hydrogeologické bilanční hodnocení české křídové pánve. Souhrnnou informaci ke všem zkoumaným územím publikoval Herčík et al. (1999). Modelové území benešovsko-ústeckého zvodněného systému náleží podle výše uvedené práce, k oblasti bilančního celku č. 3. Autorem podrobného hydrologického a hydrogeologického hodnocení bilančního celku č.3 je Nakládal et al. (1987). Syntézu informací všech dostupných průzkumů zpracoval Datel (2008). Tyto informace pak byly použity při numerickém modelování zhodnoceném v dalších kapitolách.



## **5. Komentář k souboru prací**

V komentářích a přiložených publikovaných vědeckých člancích jsou hodnoceny možnosti využití numerických modelů při simulaci proudění podzemní vody a šíření tepla ve zvodněných hydrogeologických systémech ovlivněných jímáním vody ze zatopených dolů a ve složitých hydrogeologických systémech a jejich využití při určení energetického potenciálu zvolených lokalit. Dále je ilustrována možnost jejich využití při prognózních výpočtech vlivu odběrů geotermální energie na hydraulický a teplotní režim a při využití tepla termicky aktivního uhelného odvalu Eliška jako možného energetického zdroje.

### **5.1 Posouzení využití hydrogeologických struktur se zatopenými doly pro energetické účely**

#### **5.1.1 Publikované práce**

##### **REC, Scopus**

Baier, J., Polák, M., Šindelář, M., Uhlík, J. 2011. Numerical modeling as a basic tool for evaluation of using mine water as a heat source, WIT Transaction on Ecology and the Environment, Vol. 143, WIT Press, ISSN 1743-3541, DOI: 10.2495/ESUS110071

##### **IF, Scopus**

Uhlík, J., Baier, J. 2012. Model Evaluation of Thermal Energy Potential of Hydrogeological Structures with Flooded Mines. Mine Water Environ 31: 179 – 191, DOI 10.1007/s1023-012-0186-4

#### **5.1.2 Komentář k publikovaným pracím**

Využívání důlních vod pro energetické účely může být finančně výhodné, a to zejména na lokalitách, kde je již z bezpečnostních důvodů důlní voda čerpána s cílem vytvoření stabilních hydrodynamických poměrů (Watzlaf a Ackman, 2006).

Využití geotermální energie z důlních děl může být realizováno dvěma základními schémata (Peters 1992):

1. Výměníky tepelného čerpadla jsou umístěny přímo do zatopených dolů. Množství odebírané tepelné energie je limitováno kromě teploty důlních vod velikostí použitých tepelných výměníků, tepelně vodivými vlastnostmi použitých materiálů tepelných výměníků a okolního horninového masivu.

2. Podzemní voda je ze zatopeného dolu čerpána na povrch, kde je pomocí výměníků tepelného čerpadla odebírána její tepelná energie. Schlazená odpadní důlní voda je pak vypouštěna do vhodné struktury či do vybraného hydrogeologického kolektoru. Množství odebírané tepelné energie je limitováno velikostí možného čerpaného množství podzemní vody a jejich průměrnou teplotou.

Zejména při využití druhého popisovaného schématu získávání tepelné energie ze zatopených dolů může, díky čerpání podzemní vody, dojít k výraznému ovlivnění režimu proudění podzemních vod v okolí důlních děl a hlavně k nežádoucímu ovlivnění teplotní bilance a jímaného množství podzemních vod (Andrews 1978). Při nesprávně stanoveném jímaném množství důlních vod může dojít k poklesu piezometrických tlaků v hydrogeologické struktuře a k poklesu zásob důlních vod využitelných pro získání geotermální energie.

Při posouzení efektivity využití zatopených dolů pro energetické účely a posouzení jejich vlivu na přírodní poměry, musí být zohledněno mnoho aspektů. Mezi nejvýznamnější patří znalost lokálních i případně regionálních hydrodynamických podmínek proudění podzemní vody a šíření tepla, včetně prostorové heterogenity vlastností hornin, dále předpokládané odběry důlních vod, teplotní a hydraulické charakteristiky hornin. Zásadní význam má znalost vnitřních a vnějších okrajových podmínek, počátečního prostorového rozložení teplotního pole a piezometrických podmínek. Důležitá je i znalost velikosti přirozeného tepelného toku Země a podmínky dotace využívané hydrogeologické strukturu atmosférickými srážkami, přetékání ze sousedících struktur atp.

Numerické modelování se tak stává, díky složitosti úloh podobného typu, jediným efektivním nástrojem, díky kterému je možné při posouzení brát v úvahu většinu výše zmíněných vlivů, což využití analytických postupů, které se v současné praxi při prognózních výpočtech bilance tepelných čerpadel převážně používají, nedovoluje.

Z analýzy informací o programech využitelných pro prognózní výpočty podobného typu vyplývá, že doposud bylo vyvinuto a úspěšně ověřeno mnoho numerických kódů sloužících k simulaci proudění podzemní vody a šíření tepla ve zvodněných horninových systémech. Mezi nejznámější patří například program FEFLOW (Diersh, 2005) nebo TOUGH2 (Pruess, 1991). Program FEFLOW je vyvinutý na simulaci proudění podzemní vody a šíření tepla ve zvodněném horninovém prostředí. Na simulaci proudění podzemní vody a tepla v hydrogeologických strukturách obsahující zatopené doly byl již použit několika autory (Rapantová, 2007; Renz 2009). Nevýhodou programu FEFLOW je kromě jiných i jeho vysoká pořizovací cena a vyšší odborné nároky na jeho využití, dané jeho komplikovaností.

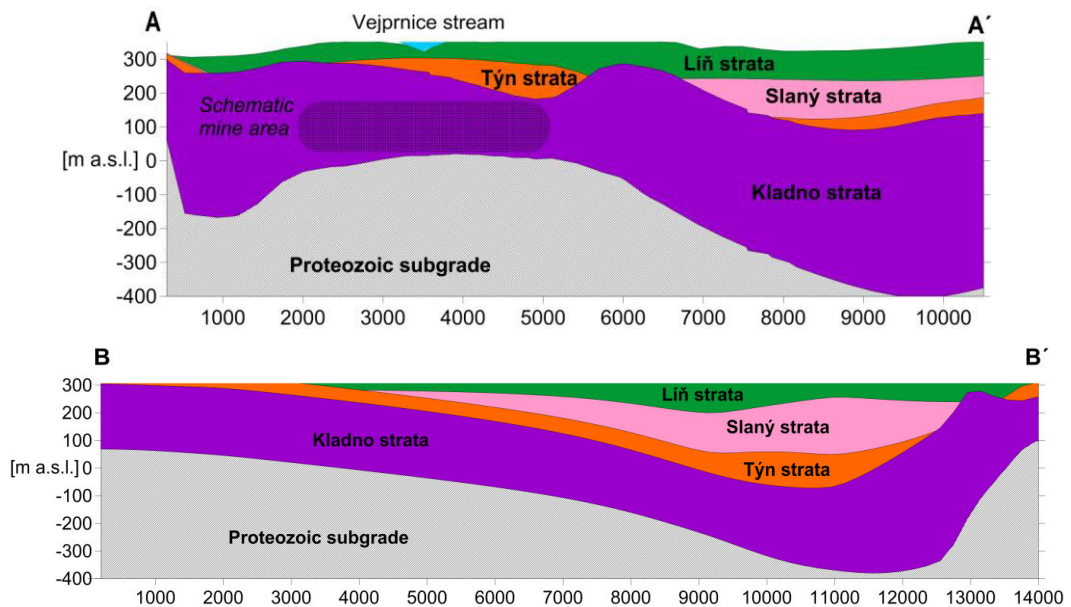
V článku (Baier et al., 2011) je podrobněji popsána aplikace numerického modelu FEFLOW při simulaci proudění podzemní vody a tepla v důlním revíru polymetalických rud na Příbramsku (rudní revír Březové Hory - Bohutín a příbramský uranový revír). V tomto příspěvku jsou pomocí kalibrovaného numerického modelu popsány regionální poměry proudění podzemní vody v zájmovém území a určen vliv odběrů podzemní vody z jámy Marie pro tepelné čerpadlo na regionální poměry proudění podzemní vody a tepla.

V publikovaných člancích a v disertační práci se blíže zabýváme zejména popisem simulace proudění podzemní vody a tepla pomocí numerických kódů MODFLOW (Harbaugh, 2000) a MT3DMS (Zheng, 1999), které jsou volně dostupné. Program MT3DMS je všeobecně používán na simulaci transportu rozpuštěných látek v podzemní vodě. Problémem je, že daný program neumožňuje využití pro řešení úloh šíření tepla. Tento problém se pokusil vyřešit Thorne (2006a, 2006b), který na základě teorie analogie měrností fyzikálních polí publikoval metodu umožňující využití programu MT3DMS při simulaci šíření tepla ve zvodněných horninových systémech. Proto bylo jedním z cílů modelových prací ověření možnosti využití metody analogie při simulaci tepla v regionálním měřítku a zhodnotit a popsat meze jeho využitelnosti při řešení nejen vědeckých, ale hlavně prakticky významných úloh.

Pro aplikaci numerického modelu proudění podzemní vody a šíření tepla byla zvolena lokalita jižní části plzeňské pánve. Proudění podzemní vody bylo simulováno pomocí numerického kódu MODFLOW2000 a ve druhém kroku pak proudění tepla

pomocí kódu MT3DMS za využití pre a post procesoru Groundwater vistas 5 (Rumbaugh, 2011).

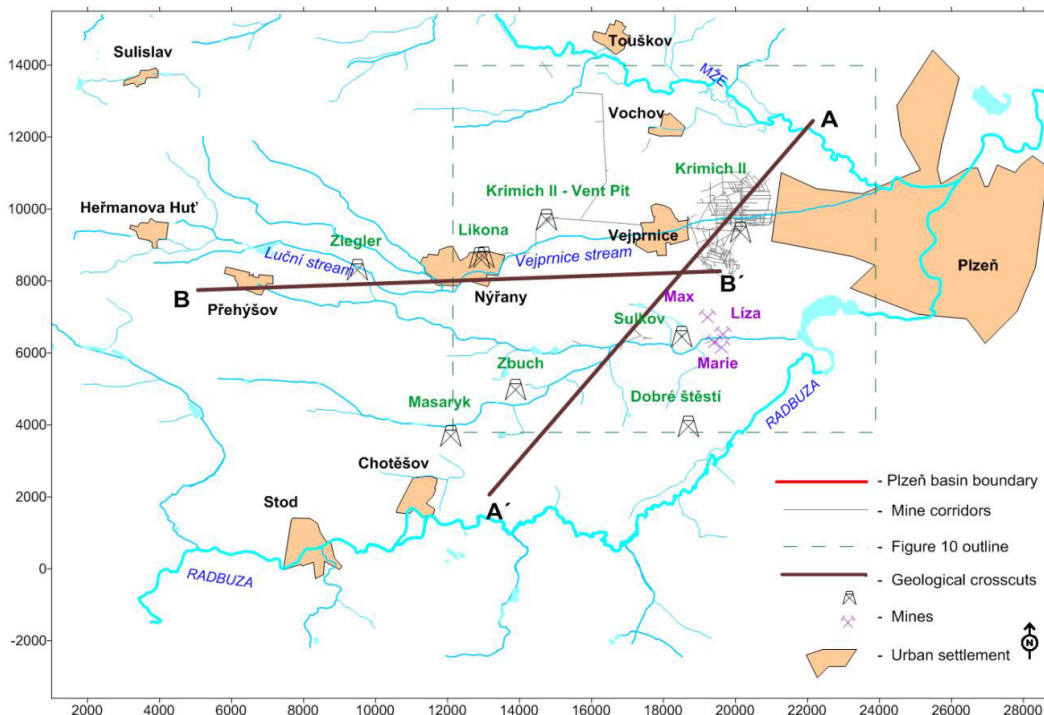
Geologický řez zájmovým územím je zobrazen na obrázku 5.1. Linie geologických řezů A-A' a B-B' jsou zobrazeny na situačním obrázku 5.2.



Obrázek 5.1: Geologické řezy jižní částí plzeňské pánve, osa y je 5x převýšena

K těžbě černého uhlí docházelo v této oblasti převážně v sedimentech kladenského souvrství v hloubkách dosahujících až 400 m p. t. K ukončení těžby a k zatopení hlubinných dolů (Ziegler a Krimich II) došlo v roce 1995.

Vertikálně je modelové území tvořeno 5. vrstvami. Báze modelu je shodná s povrchem předkarbonského podloží. Horizontálně je modelové území rozděleno na elementy o velikosti hrany 200 m. Prostředí dolů je simulováno pomocí zón se zvýšenou hydraulickou vodivostí. Výsledná velikost modelového území je 251 km<sup>2</sup> a je voleno tak, aby nedocházelo, nebo bylo výrazně omezeno přetékání podzemní vody přes jeho hranice. Jediným zdrojem podzemní vody v zájmovém území je tedy srážková infiltrace simulovaná hodnotou 67 mm za rok (stanovená z hydrologické analýzy). K odtoku podzemní vody dochází drenáží do vodních toků nebo simulovanými odběry podzemní vody.



Obrázek 5.2: Situace zájmového území

Pro účely kalibrace numerického modelu proudění podzemní vody v jižní části plzeňské pánve a simulaci současných a potencionálních podmínek, bylo sestrojeno několik variant modelů, simulujících různé poměry proudění podzemní vody včetně predikční varianty:

1. simulace poměrů proudění, kdy byly činné doly Likona, Krimich II a Ziegler – kalibrace matematického modelu proudění podzemní vody,
2. zatápění dolů Likona, Krimich II a Ziegler – simulace neustáleného proudění podzemí vody, kalibrace modelu,
3. současné poměry proudění podzemní vody se zatopenými doly – výchozí varianta pro porovnání vlivů odběrů podzemní vody a tepla,
4. dlouhodobý odběr důlních vod o velikosti  $20 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  pro tepelné čerpadlo.

Simulace proudění tepla byla provedena pro tyto varianty modelu proudění podzemní vody:

1. model současného stavu:
  - a) neovlivněné teplotní pole,
  - b) umístění výměníku tepelného čerpadla do zatopeného dolu Krimich II, simulovaný odběr 10kW,

c) umístění výměníku tepelného čerpadla do zatopeného dolu Krimich II, oběh média o teplotě 10°C;

2. model stavu ovlivněného dlouhodobým odběrem 20 l.s<sup>-1</sup> důlních vod.

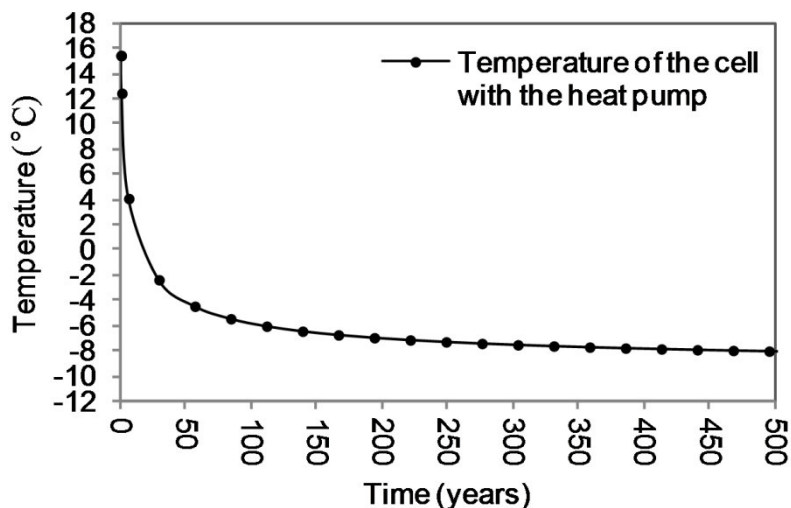
Pro simulaci umístění tepelného výměníku přímo do zatopeného dolu bylo nutné výrazně zjemnit výpočetní síť. Modelová vrstva obsahující důlní díla byla rozdělena do dalších 16 vrstev a horizontálně došlo k zahuštění výpočetní sítě až na velikost 6m.

Účelem simulací proudění podzemní vody a tepla bylo určit množství podzemní vody a tepla, které by bylo potenciálně možné odebírat a zároveň zhodnotit vliv odběrů na proudové a teplotní pole. V rámci testování metody simulace šíření tepla pomocí programu MT3DMS byl odběr tepla simulován za různých okrajových podmínek:

- okrajová podmínka 1. druhu – na plášti tepelného výměníku byla zadána konstantní teplota, simulace oběhu média o konstantní teplotě v tělese tepelného výměníku;
- okrajová podmínka 2. druhu – v modelových buňkách simulující tepelný výměník byl zadán celkový konstantní odběr tepelné energie o velikosti 10 kW.
- okrajová podmínka 2. druhu – v modelových buňkách simulující vrt byl zadán konstantní odběr důlní vody o velikosti 20 l.s<sup>-1</sup>.

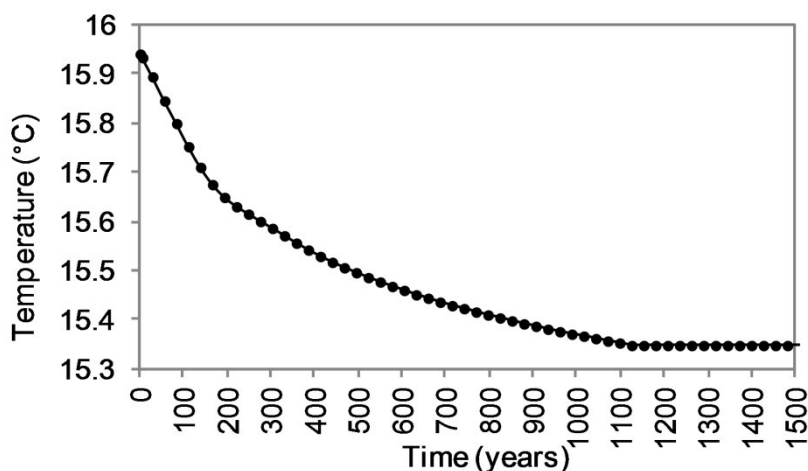
Dotace tepla do modelu je simulována okrajovou podmínkou 2. druhu. Konstantní přirozený tepelný tok Země je zadán hodnotou 60 mW.m<sup>-2</sup> do bazální modelové vrstvy, typickou pro zájmové území. Odtok tepla je simulován okrajovou podmínkou 1. typu v 1. modelové vrstvě, kde je zadána konstantní teplota 9.5 °C.

**Na první lokalitě**, na území jižní části plzeňské pánve, byly simulovány celkem 3 varianty způsobu odběrů tepla. Při simulaci konstantního dlouhodobého odběru 10kW tepelné energie tepelným výměníkem umístěným přímo do zaplaveného dolu Krimich II došlo k výraznému poklesu teploty (obr. 5.3). Největší pokles nastává v prvních letech provozu tepelného čerpadla. Podle modelových výsledků by odběr takového množství energie nebyl možný.



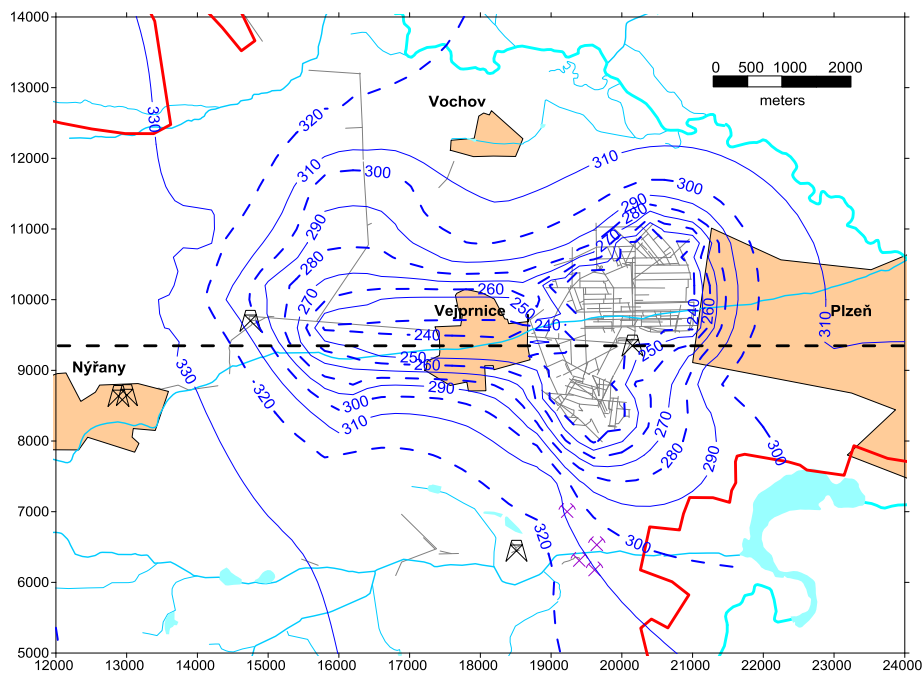
Obrázek 5.3: Pokles teplot na plášti tělesa tepelného výměníku – simulace dlouhodobého odběru 10kW

Při simulaci dlouhodobého oběhu média o teplotě 10°C v tělese tepelného výměníku vychází pokles teploty v jeho okolí přibližně 0.5 °C (Obr. 5.4). Množství odebírané tepelné energie vychází 4.7 kW. Z dlouhodobého hlediska, kdy pokles teploty trvá stovky let (obr. 5.4), je ovlivnění teplotního pole zanedbatelné.



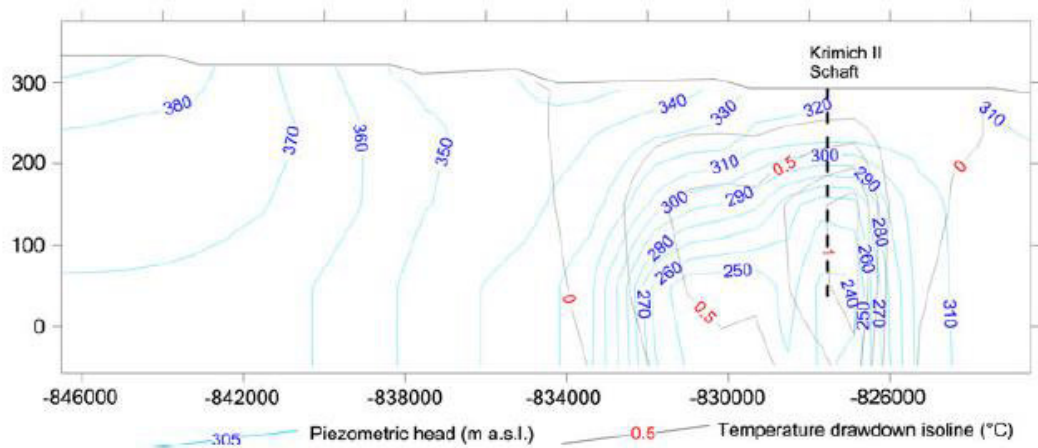
Obrázek 5.4: Pokles teplot v okolí tepelného výměníku – simulace dlouhodobého oběhu média o teplotě 10 °C

Dlouhodobý odběr 20 l.s<sup>-1</sup>, který simuluje sezónní odběr 40 l.s<sup>-1</sup> důlních vod, z prostoru zatopeného dolu Krimich II způsobí pokles piezometrického napětí podzemní vody až na úroveň důlních chodeb (Obr. 5.5, 5.6).



Obrázek 5.5: Modelové izolinie hladiny podzemní vody (modré linie) při simulovaném dlouhodobém odběru  $20 \text{ l.s}^{-1}$  podzemní vody pro tepelné čerpadlo

Odběr podzemní vody způsobí nevýznamný pokles teploty podzemní vody. V oblasti odběru dojde ke snížení teploty přibližně o  $1 \text{ }^\circ\text{C}$  (Obr. 4.4).



Obrázek 5.6: Piezometrické hladiny podzemní vody (m n.m.) a izolinie změny teplot ( $^\circ\text{C}$ ) vyvolané odběrem  $20 \text{ l.s}^{-1}$

Při uvážení sezónního odběru  $40 \text{ l.s}^{-1}$  (topná sezóna), by při snížení teploty odebírané vody výměníky tepelného čerpadla o  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  a při uvažování tepelné kapacity vody  $4168 \text{ J}^{-1}.\text{kg}^{-1}.\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ , bylo možné odebírat cca  $1.66 \text{ MW}$ .



## 5.2 Posouzení využití hydrogeologických struktur obsahující termální vody doly pro energetické účely

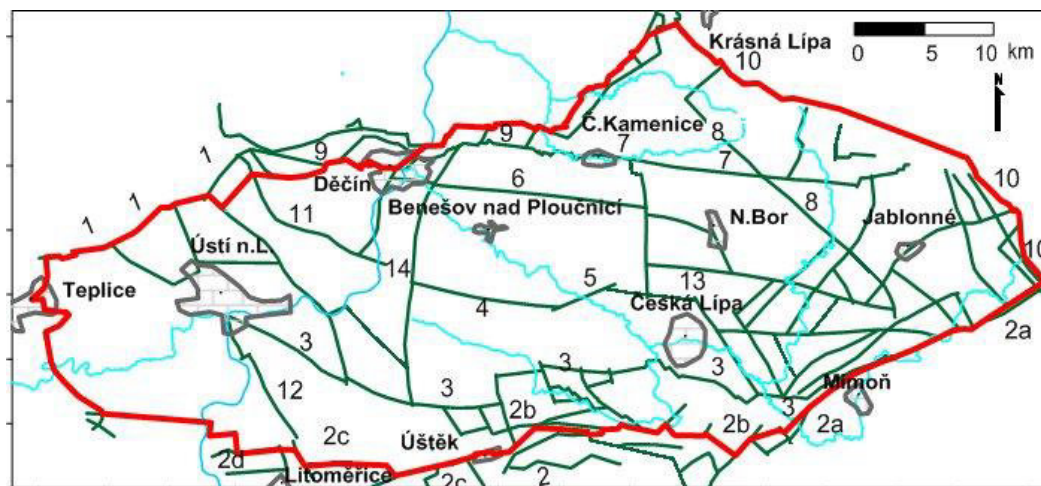
### 5.2.1 Publikované práce

REC, IF - google scholar, index copernicus,

Baier, J., Uhlík, J., Datel, J. V., 2013. Mathematical modelling of the groundwater and heat flow in the complicated hydrogeology structures. International journal of engineering and research, ISSN 2278 – 0181, in press.

### 5.2.2 Komentář k publikovaným pracím

Podle Datla (2005) je BUZS jedním z největších rezervoárů podzemní vody v ČR. Teploty podzemní vody dosahují až 40 °C. Termální vody v oblasti Děčínska a Ústecka byly objeveny poměrně nedávno. Před počátkem jejich využívání bylo jejich proudění velice pomalé až stagnující. Po začátku odběrů (zejména pro vytápění nebo městská koupaliště) došlo k regionální změně směrů a rychlosti proudění. Je tedy otázkou, jaký vliv může mít ovlivnění na teplotu termálních vod v budoucnu.



Obrázek 5.7: Geologické zlomy v oblasti BUZS: 1 – Krušnohorské zlomové pole, 2 – Středohorské zlomové pole (2a – Stážský zlom, 2b – Českolipské zlomové pole, 2c – Úštěcký zlom, 2d – Libochovický zlom), 3 – Malešovsko-Okřešický zlom, 4 – Valkeřický zlom, 5 – Radečský zlom, 6 – Kerhartický zlom, 7 – Českokamenické zlomové pole 8 – Svorský zlom, 9 – Děčínské zlomové pole, 10 – Lužický zlom, 11 – Libochovický zlom, 12 – Žitenický zlom, 13 – Skalický zlom, 14 – Bechlejovický zlom, 15 – Doubické zlomové pole

V křídových sedimentech BUZS jsou vyvinuty až 3 kolektory s mezilehlými izolátory. Napříč četnými zlomy (Obr. 5.7) může docházet k horizontálním přetokům podzemní vody mezi rozdílnými kolektory. V největším z toků (Labe) nelze dynamické zásoby

podzemních vod stanovit měření. Roční srážkové úhrny v nejvyšších místech terénu dosahují přibližně dvojnásobku ve srovnání s nejnižšími oblastmi (Nakládal, 1987).

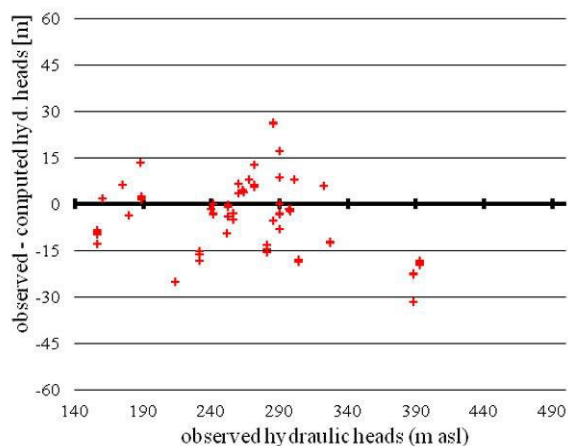
Zdrojem podzemních vod je výhradně srážková infiltrace. Roční srážkový úhrn v přítomných srážkoměrných stanicích kolísá v rozmezí 509 mm – 1015 mm a je závislý na nadmořské výšce terénu (Nakládal et al., 1987). V nejvýše položených partiích modelu dosahuje infiltrace hodnot přibližně  $8 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ . Průměrná infiltrace v celé modelové ploše je přibližně  $4 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ .

Uvedený výčet základních parametrů modelového území ovlivnil výslednou koncepci modelování. Vzhledem ke komplikovaným poměrům proudění podzemní vody, byl pro modelování proudění podzemní vody zvolen ověřený numerický kód MODFLOW2000 (Harbaugh et al., 2000). Vzhledem ke vzájemné kompatibilitě, byl modelování šíření tepla využit program MT3DMS (Zheng a Wang, 1999). Model byl zpracován pro regionální území s rozlohou  $1581 \text{ km}^2$ . V modelu proudění byl aplikován nový postup zadání hydraulických charakteristik, které jsou automaticky vypočteny v modulu MODFLOW HUF - Hydrogeologic Unit Flow (Anderman and Hill, 2000). Odběry podzemní vody z jímacích vrtů byly simulovány pomocí modulu MODFLOW MNW1 (Halford, K.J., Hanson R.T., 2002). Zadané modelové odběrové množství je modulem MNW1 rozděleno do jednotlivých buněk otevřených úseků vrtů tak, aby piezometrický tlak podél otevřeného úseku vrtu byl konstantní.

Kalibrace modelu proudění podzemní vody podle hladinového a bilančního kritéria proběhla zpracováním tří variant stacionárních simulací. Modelové hodnoty hydraulických výšek byly porovnány se známými údaji hladin v daném období.

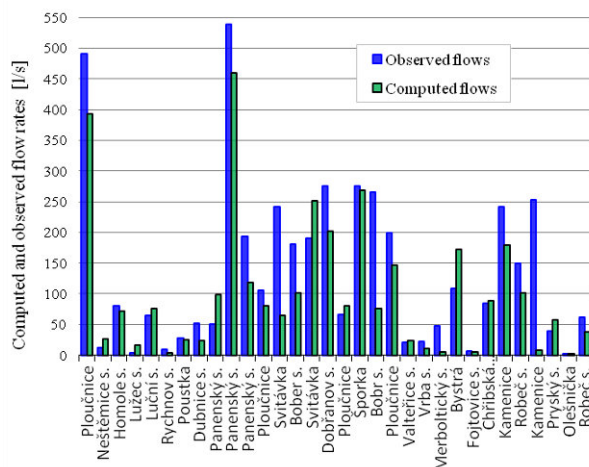
V první variantě (**Varianta 1**) byly simulovány poměry proudění v období před zahájením odběrů podzemní vody ze struktury.

Ve druhé variantě (**Varianta 2**) byly simulovány poměry proudění podzemní vody v období při maximální exploataci struktury. Celkem byla modelová hladina porovnána s několika desítkami měřených hladin ve vrtech, shromážděných Nakládalem et al. (1987). Modelové hladiny artézských zvodní v drenážních oblastech mají shodu s měřeními do 5 m. V oblastech rozvodnic byly připuštěny i větší rozdíly (Obr. 5.8).



Obrázek 5.8: Porovnání měřených hladin a rozdílů měřených a modelových hladin podzemní vody (varianta 2)

Kalibrace podle průtokového kritéria (Obr. 5.9) byla uplatněna ve druhé variantě simulace, kdy modelové drénované množství podzemní vody v jednotlivých úsecích říční sítě bylo porovnáváno se změřenými hodnotami při expedičním záměru průtoků ve vodotečích.



Obrázek 5.9: Porovnání měřených a modelových průtoků v povrchových tocích (varianta 2)

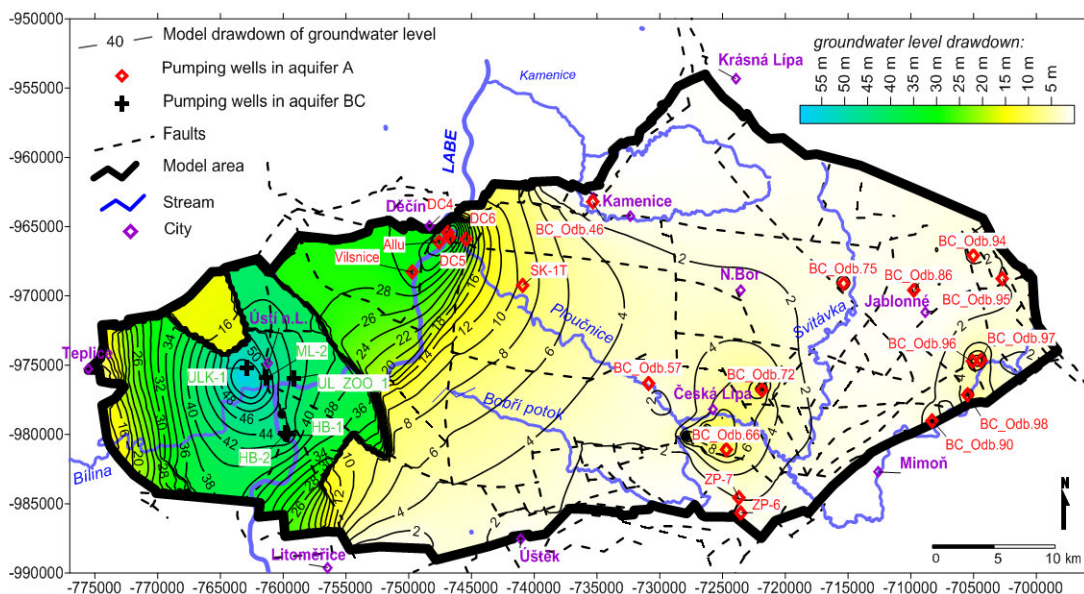
Ve třetí variantě (**Varianta 3**) byly simulovány poměry proudění podzemní vody při současných průměrných odběrech.

Z výsledků modelování vyplynulo, že vzhledem ke kerné tektonické stavbě zájmového území jsou piezometrické výšky proudění podzemní vody v bazálním kolektoru **A** a v hlavním kolektoru **BC** na přibližně shodné úrovni. Tento jev je způsoben tím, že výška tektonického skoku na jednotlivých zlomech obvykle převyšuje mocnost bazálního zvodněného kolektoru.

Výsledky dále ukázaly, že kerná stavba a komplikovaný systém přetékání podzemní vody mezi hlavním a bazálním kolektorem vylučuje izolovaný oběh podzemní vody v kolektoru **A** a též vylučuje, aby došlo k větším tlakovým rozdílům mezi oběma kolektory. Tento závěr je v souladu s pozorováním, kdy bylo zjištěno, že maximální rozdíl piezometrickho napětí mezi bazálním a hlavním kolektorem byl v modelové oblasti pouhých 10 m.

Zásadní komplikací při modelování dané struktury je, že zde dochází k masivním odběrům podzemních vod pro zásobování pitnou vodou. Odběry podzemí vody v období největší exploatace struktury v oblasti Ústí nad Labem a Děčína dosahovaly hodnot  $147 \text{ l.s}^{-1}$  a  $27 \text{ l.s}^{-1}$ . Značné odběry podzemních vod vyvolaly v oblasti Děčína a Ústí nad Labem pokles tlaku artézských kolektorů **ABC** a **AB** (Obr. 5.10) až o 55 m.

Zajímavé je, že v oblasti České Lípy, kde kolektor **BC** není artézský, vyvolává dlouhodobý odběr podzemních vod v hodnotě  $238 \text{ l.s}^{-1}$  poklesy hladiny do 8 m.



Obrázek 5.10: Modelové izolinie hladiny podzemní vody (varianta 2) a snížení hladiny podzemní vody vyvolané odběry podzemní vody

Modelování proudění tepla bylo zpracováno pro všechny zmíněné varianty simulací proudění podzemní vody, lišící zejména ve velikosti odběrů podzemní vody. Rozložení teplot, vypočtené pro neovlivněný režim proudění podzemní vody (Varianta 1), bylo ve variantách 2. a 3. zadáno jako počáteční podmínka.

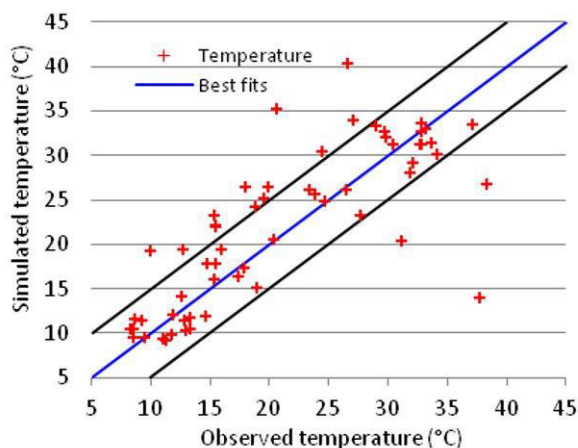
Při zadání parametrů pro výpočet šíření tepla se vycházelo z doporučení, které publikoval Thorne et al. (2006b). Vliv teploty na hydraulické parametry horninového prostředí (hydraulickou vodivost) i na vlastnosti vody (především viskozitu a hustotu),

a na tepelné charakteristiky (tepelnou vodivost a specifickou tepelnou kapacitu), byl v analyzovaných scénářích zanedbán. Předpokládalo se, že teplota podzemní vody se mění pouze o jednotky °C a hydraulický potenciál je převážně určován geomorfologickým výškovým vztahem mezi infiltračními oblastmi a drenážními bázemi.

Dále se předpokládalo, že koeficient tepelné vodivosti (společně s tepelným tokem) je v podmínkách, kdy nedochází k proudění podzemní vody, dán nárůstem teploty podzemní vody směrem do podloží. Ve srovnání s množstvím informací o hydraulických vodivostech byla informace o tepelné vodivosti horninového materiálu sporadická. Vzhledem k nedostatku informací o prostorovém rozložení koeficientu tepelné vodivosti ve vazbě na jednotlivá souvrství, byl výsledně zvolen zjednodušující postup, spočívající v tom, že byl tento koeficient v celém prostoru modelu zadán jako konstantní hodnota ve výši  $1.66 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$ , což odpovídá vlastnosti zvodněných kolektorů.

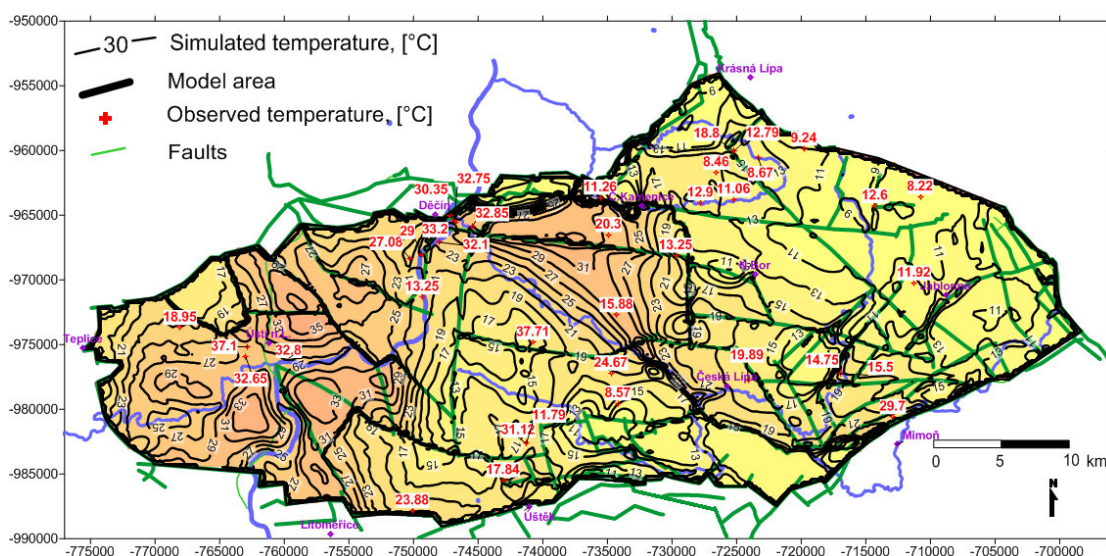
Obdobné omezení v rozsahu informací nezbytných pro sestavení modelu se vztahuje i na koeficientu specifické tepelné kapacity. Díky nedostatku objektivně zjištěných hodnoty byl pro celou oblast modelovaného území zadán pro horninovou matici koeficient tepelné kapacity o hodnotě  $920 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}$ .

Pro potřeby kalibrace modelu tj. porovnání shody mezi měřenými a vypočtenými teplotami byly vyhodnoceny výsledky měření teplot vody ve vrtech v modelovém území (Obr. 5.12). Grafické porovnání měřených teplot a modelových teplot je na obrázku 5.11. Vysoká shoda mezi výsledky modelování a měření byla dosažena v oblasti Ústí nad Labem a v oblasti Děčína. Modelové odchylky teplot v těchto oblastech nepřekračují 3°C. Největší rozdíly měření a modelu se vyskytují v centrální oblasti mezi Českou Lípou a Děčínem, kde jsou modelované teploty oproti výsledkům měření ojediněle nižší i o více než 10°C. Rozdíly vypočtených teplot jsou hlavně ovlivňovány dynamikou proudění podzemní vody v daném místě. V místech pozorovaných rozdílů existuje podle empirických zkušeností sestupné proudění podzemní vody až do bazálního kolektoru. Reálně se může v těchto lokalitách vyskytovat i mírný přetlak bazálního kolektoru **A** oproti hlavnímu kolektoru **BC**. Za takovýchto podmínek proudění není bazální kolektor **A** sestupným prouděním ovlivňován.



Obrázek 5.11: Porovnání měřených a modelových teplot -Varianta 2

Plošné rozdělení průměrných vertikálních teplot v kolektoru **BC** je zobrazena na obrázku 5.12. Nejnižší modelové teploty se vyskytují v mělce založené struktuře (blízko k terénu) a v infiltračních oblastech. Naopak nejvyšší teploty podzemí vody jsou dosahovány v oblastech s pomalým oběhem podzemní vody (Ústecko) a v oblastech nejvíce zakleslých tektonických ker (oblast Benešova nad Ploučnicí), kde se nachází báze křídových sedimentů ve hloubkách nad 900 m.

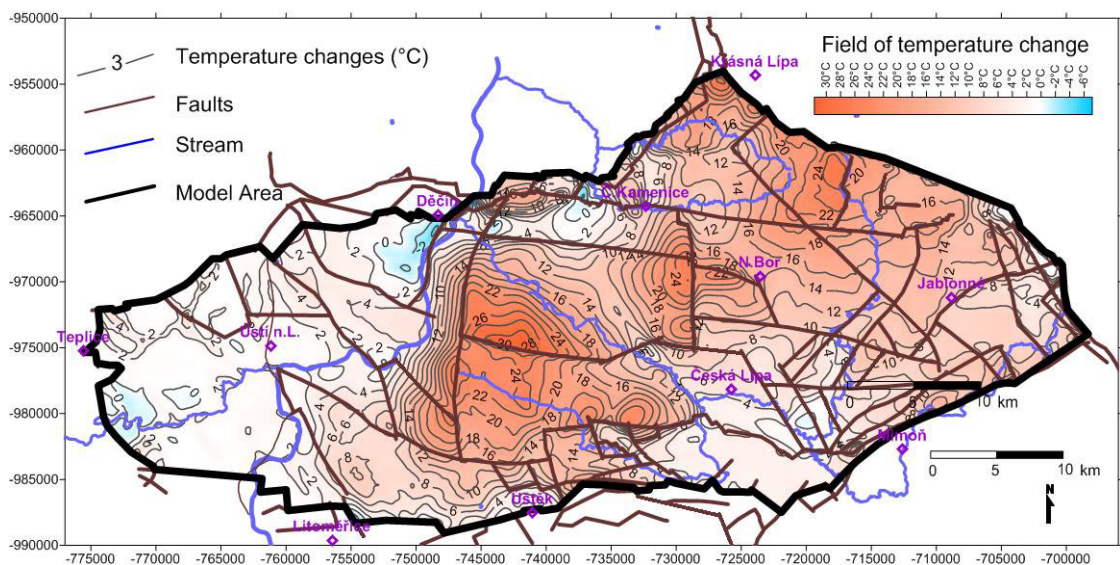


Obrázek 5.12: Simulované tepelné pole v kolektoru BC - varianta 1

V oblasti BZUS byl také blíže zkoumán vliv proudění podzemní vody na rozložení teplotního pole. Z hlediska měření teplot podzemní vody a stanovení tepelného toku je oblast BUZS jednou z nejlépe prozkoumaných oblastí české křídové pánve. Stanovením tepelného toku na území české křídové pánve se podrobně zabýval například Marušiak a Čermák (1988) in Ibrmajer a Suk (1989) nebo Myslil (2007). V nedávné době se stanovením tepelného toku v oblasti BUZS podrobně zabývala

Jiráková et al. (2001). Ta pomocí měřených vertikálních profilů ve vybraných vrtech a následnou interpolací s uvážením vzdálenosti od povrchu stanovila velikost tepelného toku v celé oblasti BUZS a výsledný tepelný tok vychází menší než  $50 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$  v infiltračních oblastech a přesahující  $70 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$  v drenážních oblastech.

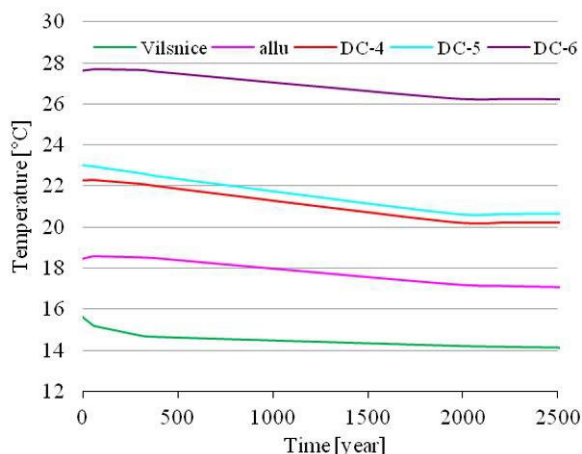
Vliv proudění podzemní vody na rozložení tepelného pole byl určen z rozdílu modelových variant simulující stav bez a s prouděním podzemní vody. Stav bez proudění podzemní vody byl simulován modelovou variantou, ve které byla zadána 1000x menší hydraulická vodivost a infiltrace podzemní vody. Největší rozdíly teplot dosahující až  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  byly vypočteny v infiltračních oblastech. K výraznému nárůstu teplot by při minimalizaci proudění podzemní vody rovněž došlo v nehlubších částech BUZS v oblasti mezi Českou Lípou a Děčínem (Obr. 5.13).



Obrázek 5.13: Změny teploty podzemní vody ( $^\circ\text{C}$ ) v kolektoru A vyvolané prouděním podzemní vody

Pomocí simulovaných odběrů podzemní vody byl stanoven jejich vliv na proudové a teplotní pole. Největší odběry byly realizovány v 80. letech minulého století.

Predikovaný pokles teploty podzemní vody vychází v řádech prvních jednotek  $^\circ\text{C}$  (Obr. 5.14). Časové měřítko změn, které výrazně přesahuje stovky let, potvrzuje reálná pozorování, kdy nebyl doposud zaznamenán výrazný pokles teplot podzemní vody.



Obrázek 5.14: Simulovaný pokles teploty podzemní vody vyvolaný nejvyššími realizovanými odběry ze struktury BUZS

Dalším cílem modelových prací bylo určit potenciální možné navýšení odběrů podzemní vody, které by bylo možné využívat pro energetické účely. Limitním kritériem pro stanovení velikosti maximálních odběrů bylo zachování výtlačné úrovně artézských kolektorů nad úrovní říční sítě. V tomto případě by neměla nastat možnost průniku znečišťujících látek z oblasti kvartérních sedimentů směrem do podloží. Souhrnné, nejvyšší možné odběry podzemní vody v oblasti Ústí nad Labem a Děčína byly modelem stanoveny na  $275 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  a  $44 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ .

Numericky stanovené rozložení tepelného pole odpovídající měřeným teplotám bylo docíleno zadáním tepelného toku v rozmezí  $70 - 80 \text{ mWm}^{-2}$ . Oblasti výskytu teplejších vod jsou dány spíše vertikálním prouděním podzemní vody směrem z hlubších částí pánve do drenážních oblastí, než zónami s vyšším tepelným tokem Země.



## **5.3 Posouzení využití uhelných odvalů pro energetické účely**

### **5.3.1 Publikované práce**

**IF**

Kalužničínová, Š., Straková, H., Baier, J. and Chrastný, V., 2013. The coal heap as an energy source – calculation of its utilization potential based on a model. International Journal of Oil, Gas and Coal Technology, ISSN online: 1753-3317, ISSN print: 1753-3309, under review.

### **5.3.2 Komentář k publikovaným pracím**

Měření emisí CO<sub>2</sub> a teploty vybraných hald byl v letech 2010 až 2012 realizován ČZU na 4. lokalitách – A (k. ú. Žacléř – odval dolu Jan Šverma), B (k.ú. Žacléř – odval Eliška), C (k.ú. Markoušovice, odval dolu Ignác), D (k.ú. Radvanice v Čechách, odval dolu Kateřina).

S cílem zhodnocení energetického významu těchto hald a vědeckého ověření možnosti využití matematického modelování, byl vytvořen matematický model vývoje teplotního pole na lokalitě B (k.ú. Žacléř – odval Eliška), neboť zde byly naměřeny vysoké teploty a lze předpokládat, že halda má největší energetický potenciál. Výsledky měření ukázaly, že teploty na povrchu haldy dosahovaly až 70°C.

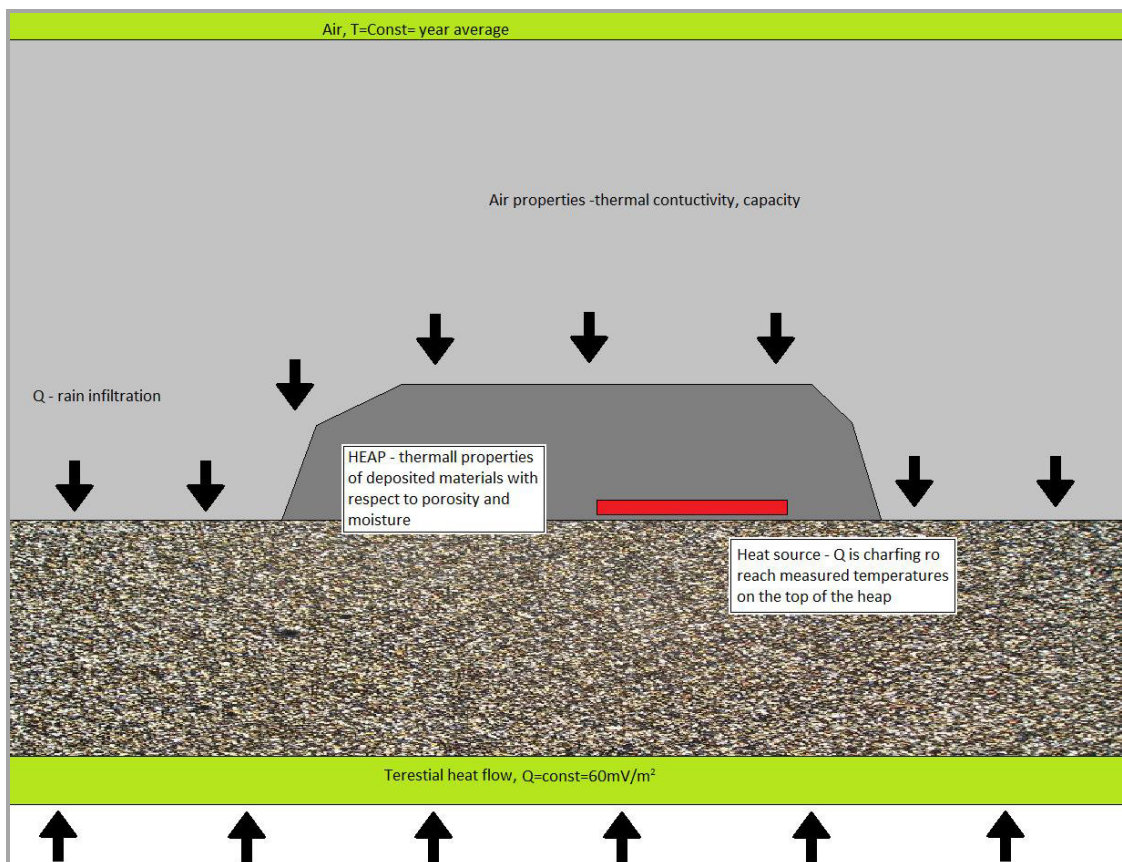
Na simulaci šíření tepla zvolen matematický model SHEMAT a pre a post procesor ProcessingSHEMAT (Clauser 2003).

Pro danou lokalitu byla vymezena modelovaná oblast o ploše 340x160 m, která byla diskretizována pravidelnou sítí o 136 řádek a 64 sloupců s délkou kroku modelového bloku 2.5 m. Ve vertikálním směru je model rozdělen na 43 vrstev s proměnlivou mocností. Schématický koncept s určením rozhodujících faktorů je zobrazen na obrázku 5.15. Prostředí nad haldou (v závislosti na poloze) je rozděleno do 10. vrstev s mocností od 0,5 do 10 m. Vlastní těleso haldy je rozděleno do 25 vrstev s mocnostmi od 0,15 do 1m. Nejmenší mocnosti výpočtových vrstev jsou zadány v místech měřených teplot a na styku halda/vzduch a halda/podložní hornina. Celková mocnost haldy je 13,2 m. Podloží haldy je rozděleno do 7 vrstev s mocnostmi od 1 do 10m.

Hlavním cílem modelových prací bylo pomocí numerického modelu zhodnotit objem potenciaálně využitelné energie pro energetické účely a možnou dobu využívání haldy.

Metodika modelových prací vycházela z předpokladu, že velikost měřených teplot je dána intenzitou energie proudící z tělesa haldy a klimatickými poměry. Účelem bylo kvantifikovat velikost tepla tak, aby teploty měřené odpovídaly teplotám modelovým.

V rámci kalibrace stacionárního modelu byly měněny parametry prostředí a velikost dodávaného tepla tak, aby bylo dosaženo maximální shody měřených a modelových teplot. Po kalibraci stacionárního modelu bylo použito vypočítané tepelné pole jako počáteční podmínky pro transientní simulace, u kterých dojde k vypnutí okrajových podmínek simulujících dotaci tepla do systému. Pomocí transientních simulací byla určena doba, za kterou dojde k ustálení podmínek v případě, že by nedocházelo (kromě přirozeného tepelného toku země) k dotaci tepla. Je tak určen nejkratší možný interval využívání haldy pro energetické účely.



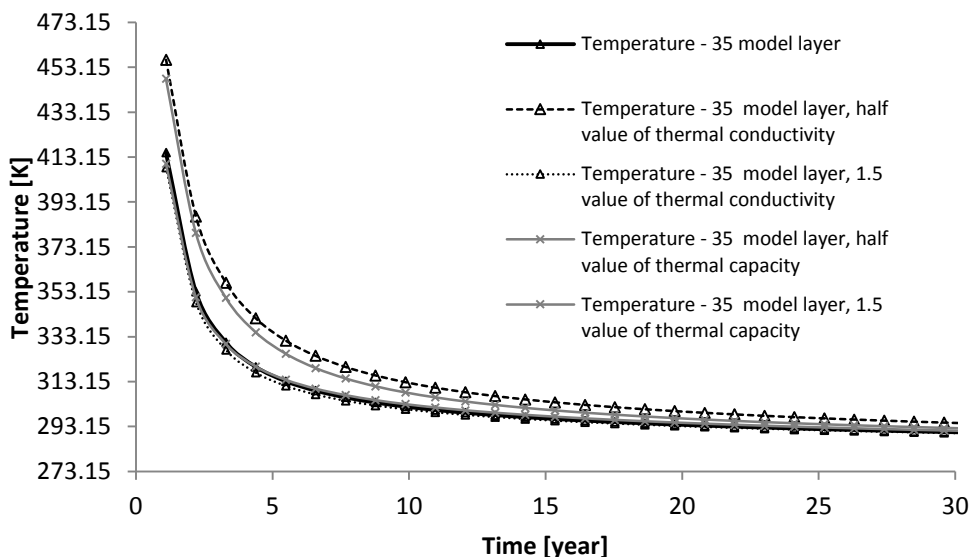
Obrázek 5.15: Schéma konceptu simulované haldy

Přirozený tepelný tok  $60 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$  je simulován okrajovou podmínkou druhého typu zadanou do 43 modelové vrstvy (báze modelu), charakterizovanou konstantním přísunem tepelné energie do modelu.

Okrajovou podmínkou 2. typu zadanou do 35 modelové vrstvy je simulována dotace tepla uvnitř haldy. Velikost okrajové podmínky byla během kalibrace matematického modelu měněna tak, aby došlo k co nejlepší shodě měřených a modelových hodnot. Výsledná hodnota dotace dosahuje úrovně  $5.3 \text{ kW}$  na plochu  $100\text{m}^2$ . Odběr tepla je simulován pomocí okrajové podmínky 1. druhu zadané do 1. modelové vrstvy a představuje dlouhodobý průměr atmosférické teploty pro lokalitu.

**Ve třetím příkladu**, byl výpočty oceněn značný energetický potenciál haldy Eliška. Současná dotace tepla z výsledků numerického modelu vychází nejméně  $5.3 \text{ KW}$ .

Při modelování byl určen vývoj teploty v tělese hořící haldy v případě, že by nedocházelo k další dotaci tepla (s výjimkou přirozeného toku země). Nejrychlejší pokles teploty nastává v prvních letech od ukončení dotace tepla do haldy (Obr. 5.16). Ještě po 20. letech po ukončení dotace tepla překračuje teplota v tělese haldy  $20^\circ\text{C}$ . Těsně pod povrchem haldy dojde k poklesu teploty na  $10^\circ\text{C}$  po cca 10 letech. Zmenšení parametru tepelné vodivosti, zejména v prvních letech zpomaluje pokles teplot. Podobně je tomu při zvětšení tepelné kapacity.



Obrázek 5.16: Simulovaný pokles teploty v tělese haldy při neexistenci zdrojů tepelné energie

## 6 Diskuze

V publikovaných pracích je hodnocena možnost využití numerického kódu MT3DMS při uvedených výpočtech, který se běžně nepoužívá při simulaci šíření tepla. Proto byla ověřována možnost využít tohoto kódu společně s postupem rozpracovaným na základě metody analogie fyzikálních polí, který publikoval Thorne et al. (2006a a 2006b).

Na testovacích příkladech byla nejprve zkoumána zejména bilanční stabilita numerických řešení, neboť Thorne (2006a) ověřoval aplikovatelnost jím navrženého postupu pouze v rámci laboratorních pokusů, a Méndez (2010) pouze při hodnocení šíření tepla v přímé blízkosti jednoho vrtu s tepelným výměníkem. Žádná z těchto a ani jiných dostupných prací nebrala v úvahu vliv složitých hydrogeologických podmínek v regionálním měřítku.

Protože řešení úloh šíření tepla vyžaduje prognózní zhodnocení hydrodynamických podmínek, byl pro simulaci proudění podzemní vody využit numerický kód MODFLOW2000. Podle (Adamse, 2000), nebo Rapantové (2007) má však využití MODFLOW, a dalších numerických kódů, založených na popisu proudění podzemní vody v zatopených důlních dílech významná omezení. Zvláštností typu řešených těchto úloh je, že proudění podzemní vody v hydrogeologických systémech ovlivněných důlními díly, které vytvářejí velmi komplikovaný heterogenní systém (chodby, rozrážky, závalová pásma, vertikální díla) v němž, díky antropogennímu narušení těžbou, za určitých podmínek dochází k turbulentnímu proudění podzemní vody, a tím k narušení linearity definované Darcyho zákonem. Naproti tomu v okolí důlních děl dochází v horninovém prostředí zpravidla k pomalému proudění podzemní vody, ovlivněném zejména polohou infiltračních a drenážních oblastí. Pro simulaci proudění důlních vod přímo v důlních dílech je tedy nutné použít numerické kódy, ve kterých je možné simulovat jak volné proudění vody analogické proudění v kanalizaci, tak i Darcyovské proudění v okolních hydrogeologických tělesech. Rapantová (2007) správně upozorňuje, že vliv turbulentního proudění v otevřených důlních prostorech má pouze lokální charakter. Obecně platí, že se narušení linearity, díky velkým lokálním rychlostem přítoků vody do vrtů a otevřených důlních prostor, projevuje hlavně při čerpání podzemních vod z důlních děl či v jejich blízkosti. To

umožňuje využití MODFLOW při prognózních výpočtech proudění podzemní vody v regionálním či subregionálním měřítku.

Při simulaci hydrodynamických polí je jedním z nejdůležitějších parametrů, které podmiňují režim a prostorové zvláštnosti proudění podzemní vody ve zvodněném horninovém prostředí koeficient horizontální a vertikální hydraulické vodivosti  $k_f$  ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ). Jeho velikost je mimo jiné závislá na teplotě podzemní vody, kdy hydraulická vodivost prostředí s podzemní vodou o teplotě 40 °C by podle Waesta et al. (1989) měla být až dvojnásobně vyšší než hydraulické vodivosti prostředí při teplotě 10°C, což je běžná teplota podzemních vod nacházejících se v hloubkách do cca 30 m. Při sestavování konceptuálního modelu je tedy nutné brát úvahu parametry měřené přímo v terénu. Významné je, že se změnou teploty vody se mění i její hustota. Se zvyšující se teplotou hustota klesá. Rozdíl v hustotě vody o teplotě 4°C a teplotě 100°C jsou přibližně 4%. Blíže se vlivem hustoty na proudění vody zabývali například Ondovič a Mls (2007).

V reálných přírodních podmínkách existují případy, kdy je nutno tuto závislost brát při modelování a při souvisejících prognózních výpočtech šíření tepla i proudění vody na zřetel, neboť rozdíly v hustotě podzemní vody mohou ovlivnit lokálně i regionálně směry jejího proudění. Vliv teploty na proudění podzemní vody se může projevit zejména za neovlivněných a relativně ustálených podmínek, kdy dochází ke stratifikaci podzemní vody na základě její hustoty (zejména v otevřených důlních prostorech). Při této teplotní diferenciaci může dojít k proudění důlních vod, zvláště ve vertikálních dílech. Tento vliv je ovšem omezen rozdílem potenciálů podzemní vody daných polohou infiltračních a drenážních oblastí a dalšími faktory, např. tvarem důlních děl, jejich vzájemným propojením. Proudění podzemní vody přitom ovlivňují lokální odběry důlních vod, jejich výtok na povrch přes štoly atp. Vliv těchto faktorů bývá vyšší než vliv teplotní a hustotní stratifikace.

Základními teplotními charakteristikami horninového prostředí jsou tepelná vodivost  $k_T$  ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$ ) a specifická tepelná kapacita  $C_p$  ( $\text{J}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$ ). Hodnoty obou parametrů jsou rovněž závislé na teplotě. V případě simulací, kde rozdíl teplot nepřesahuje desítky, až stovky °C jsou změny parametrů vyvolané rozdílnými teplotami zanedbatelné. V řešených úlohách na vybraných zájmových územích převažuje vliv regionálních hydrogeologických podmínek, a proto bylo možné vliv

teploty na vlastnosti podzemních vod a horninového masivu zanedbat. Určením parametrů tepelné vodivosti a specifické tepelné kapacity pro různé horniny se zabývali například (Čermák a Rybach, 1982) nebo (Clauser a Huegens, 1995). Tepelná vodivost a specifická tepelná kapacita horninového prostředí jsou významně ovlivněny jeho pórovitostí. Protože jsou póry (nebo pukliny) většinou nasyceny vodou, s rostoucí pórovitostí výrazně stoupá tepelná kapacita horninového prostředí. V případě tepelné vodivosti je tomu naopak. Zadávané velikosti obou parametrů do modelového řešení tedy musí tuto skutečnost respektovat. Použitá metodika stanovení velikosti obou parametrů na základě vážených průměrů je publikována například Thornem (2006a).

Další významnou veličinou, kterou je nutno při numerickém modelování vzít na zřetel je přirozený tepelný tok Země. Tepelný tok lze zpravidla spolehlivě určit výpočtem z měřeného vertikálního teplotního profilu ve vrtu. Ve vrtu nesmí přitom docházet k vertikálnímu proudění podzemní vody ani k teplotní stratifikaci vody, což je podmínka, která při nesprávné konstrukci hodnoceného vrtu či technických závadách, nemusí být splněna. V oblastech, kde nejsou k dispozici naměřené teploty podzemní vody ve více monitorovacích bodech, lze alespoň k přibližnému určení tepelného toku využít mapy tepelného přirozeného tepelného toku. Pro podmínky České republiky lze použít např. publikovanou mapu zpracovanou Myslíkem (2007) nebo Blažkovou (2011).

Pro simulaci reálných hydrogeologických podmínek a posouzení ovlivnění regionálních poměrů podzemní vody v hodnocené struktuře je nutné použít numerické kódy, které umožňují simulaci dalších faktorů a to např. vliv srážkové infiltrace, vlivu vodních toků případně intenzivně zvodněných tektonických pásem, vliv čerpání či volný odtok podzemní vody z důlních děl. Použitelné programy tak musí mít nástroje pro zpracování komplexní bilance podzemní vody a tepla v hodnocené struktuře či její části.

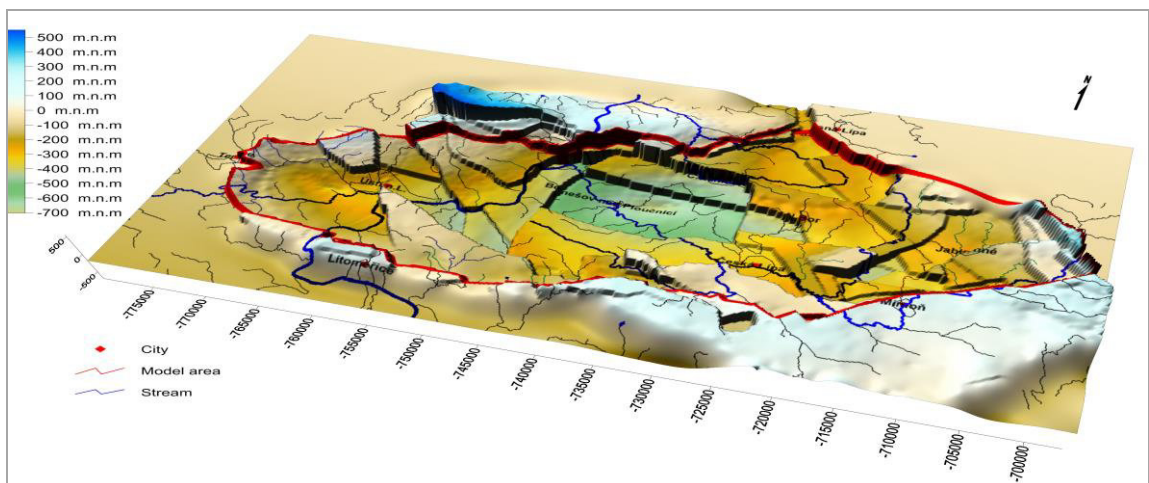
V publikovaných článcích a v disertační práci se proto zabýváme zejména popisem simulace proudění podzemní vody a tepla pomocí numerických kódů MODFLOW (Harbaugh, 2000) a MT3DMS (Zheng, 1999), které jsou volně dostupné.

Z metodického hlediska byly testovací úlohy možnosti využití numerického kódu MT3DMS ověřovány na jednoduchých fiktivních modelech, kdy dosažené výsledky

byly porovnávány s výsledky analytických výpočtů. Při dosažení shody mezi oběma metodami, byla metoda v dalším kroku aplikována na podmínky vybraného území (jižní části plzeňské pánve, benešovsko–ústecký zvodněný systém). Při kalibraci numerických modelů proudění vody v daných strukturách bylo použito hladinového a bilančního kritérium. Kalibrace proudění tepla byla provedena pomocí porovnání modelových a v terénu měřených teplot.

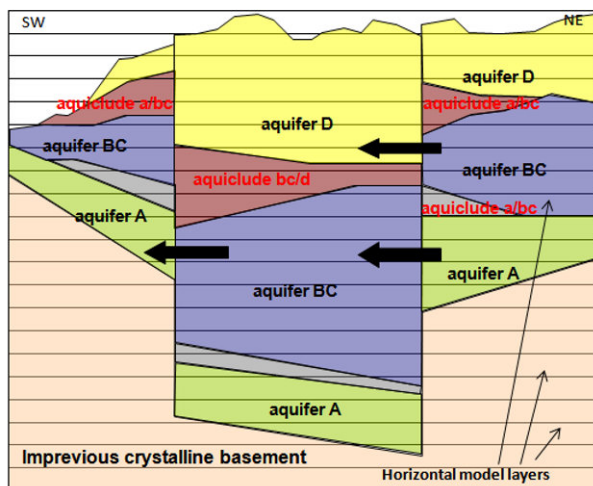
V **prvním příkladu**, byl při simulaci proudění podzemní vody v jižní části plzeňské pánve využit v rámci numerického kódu MODFLOW využit modul LPF (Harbaugh, 2000), kde je modelové území vertikálně rozděleno do vrstev představující jednotlivé geologické jednotky. Přetékání vody mezi jednotlivými vrstvami bylo simulováno pomocí zadaného parametru vertikální hydraulické vodivosti (blíže manuál MODFLOW 2000, Harbaugh, 2000)).

V **druhém příkladu**, při simulaci oblasti BUZS, která je v porovnání s předcházejícím příkladem výrazně složitější, bylo nutno nejprve řešit otázku strukturního rozčlenění modelu, neboť celý hydrogeologický komplex je významně ovlivněn zlomovou tektonikou, kdy došlo k postsedimentárnímu tříštivému tektonickému ovlivnění. Báze křídových sedimentů je tudíž značně proměnlivá (Obr. 7.1).



Obrázek 7.1 Báze křídových sediment (PROGEO s.r.o)

Tektonickými posuny jednotlivých geologických souvrství dochází k vertikálnímu i horizontálnímu přetoku podzemní vody mezi jednotlivými geologickými jednotkami (Obr. 7.2).



Obrázek 7.2: Schéma průběhu hydrogeologických těles a přetoku podzemní vody

K simulaci proudění podzemní vody tedy nelze využít rutinně používané moduly (BCF, LPF). Vertikálně bylo nutné modelové území rozdělit odlišně od geologické stavby území. Proto byl využit modul MODFLOW HUF - Hydrogeologic Unit Flow (Anderman and Hill, 2000), který umožňuje zadání hydrogeologických charakteristik jednotlivých geologických jednotek při modelové vertikální diskretizaci odlišné od geologické. Při mocnosti hlavního kolektoru **BC** 450 m a při velikosti termického stupně 30 m se v rámci kolektoru mezi bází a stropem může vyskytovat rozdíl teploty podzemní vody 15°C. Simulace šíření tepla rovněž vyžaduje detailnější vertikální diskretizaci modelového prostoru. Výsledně je prostor modelu diskretizován pomocí 21 modelových vrstev. Báze modelu je vedena v oblasti krystalických hornin podloží křídly tak, aby mohl být simulován přirozený konduktivní tepelný tok Země do křídových sedimentů.

Vliv složité hydrogeologické struktury se projevuje i při simulaci realizovaných odběrů podzemní vody, kdy vrty mohou propojovat více kolektorů. Při standardním zadání odběrů pomocí modulu WELL programu MODFLOW prakticky nelze dodržet požadavek, aby tlak podzemní vody podél otevřeného úseku vrtu (i v případě propojení více kolektorů) byl přibližně konstantní. Z toho důvodu byly odběry podzemní vody z jímacích vrtů simulovány pomocí modulu MODFLOW MNW1 (Halford, K.J. a Hanson R.T., 2002). Zadané modelové odběrové množství je modulem MNW1 rozděleno do jednotlivých buněk otevřených úseků vrtů tak, aby piezometrický tlak podél otevřeného úseku vrtu byl konstantní.



**Ve třetím případě,** vzhledem k vysokým měřeným teplotám, nebylo možné při výpočtech tepelného toku využít již výše zmíněnou metodu analogie publikovanou Thornem (2006). Proto byl k simulaci šíření tepla zvolen matematický model SHERAT a pre a post procesor ProcessingSHERAT (Clouser 2003), který v praxi aplikoval například Vedova (2008). Oproti tomu, Program SHERAT nemohl být aplikován na simulaci předchozích dvou příkladů, protože, jak ukázalo testování, nemá nástroje k věrohodnému simulování proudění podzemní vody v regionálním měřítku, zvláště v komplikovaných hydrogeologických strukturách.

Jednou z největších neznámých vstupujících do numerického modelu jsou teplotní charakteristiky tělesa haldy. Materiál byl na uhelné haldy ukládán v průběhu desetiletí a v případě haldy Eliška nebyl druh ani objem ukládaných materiálů zaznamenáván. Teplotní charakteristiky (tepelná vodivost a tepelná kapacita) byly do modelu zadány tak, aby alespoň přibližně reprezentovali vlastnosti parametrů jednotlivých uložených materiálů, objemu vzduchu a vody v porézním prostředí. Ke zmenšení nejistot spjatých s neznámými teplotními parametry byl proveden jejich scaling a výsledky byly prezentované pro různé hodnoty zadaných parametrů.

**Z metodického hlediska řešení** ukázala, že při aplikaci numerického kódu MT3DMS na simulaci proudění tepla v oblasti hydrogeologického systému obsahující zaplavené doly a složitého hydrogeologického systému obsahující významné geologické zlomy, které ovlivňují regionální poměry proudění podzemní vody a šíření tepla, byla prokázána jeho použitelnost. Popsaná metoda ovšem může být použita pouze s přihlédnutím k určitým zjednodušením:

- proudění podzemní vody není významně ovlivněno teplotou a hustotou,
- nedochází k turbulentnímu proudění podzemní vody,
- proudění podzemní vody je průřivové, nebo lze v případě puklinového proudění využít metodu ekvivalentního kontinua,
- změny teplot podzemní vody a horninového prostředí v jednotlivých simulovaných variantách se příliš nemění – hydraulické a teplotní parametry jsou v průběhu simulací konstantní,
- teplota podzemní vody a horninového masívu jsou v rovnováze.

Jak je zřejmé z obrázku 6.1, využití okrajové podmínky 2. druhu na simulaci konstantního odběru tepelné energie dává nerealistické výsledky (pokles teplot pod 0

°C). Ve skutečnosti by teplota podzemní vody v okolí tepelného výměníku neklesla pod teplotu média, které by ve výměníku obíhalo. Výsledek lze interpretovat tak, že za stávající podmínek by takový odběr tepelné energie nebyl možný. Použití tohoto způsobu simulace není zcela přesné.

Největší nejistotu jsou ve výsledcích numerických modelů proudění tepla zadané velikosti tepelných parametrů. V porovnání s hydraulickými charakteristikami prakticky nedochází k měření tepelných vodivostí nebo kapacit přímo v terénu. Hodnoty parametrů byly do numerických modelů zadány na základě hodnot zjištěných z rešeršních prací, a byly ve většině případů určeny v laboratorních podmínkách.

Jak již bylo uvedeno, vliv teploty na hustotu vody a na vlastnosti horninového prostředí byly při výpočtech zanedbány. V případě nutnosti simulace proudění podzemní vody ovlivněného hustotou nebo teplotou je v současné době možné použít aktualizovaný program SEAWAT (Langevin et al., 2007), vycházející z numerického kódu MT3DMS. Shoemaker et al. (2008) publikovaly CPF modul, který je kompatibilní s programem MODFLOW 2005 (Harbaugh, 2005) a umožňuje simulovat turbulentní a laminární proudění podzemní vody. V nedávné době Panday et al. (2013) zveřejnili aktualizaci numerického kódu MODFLOW, která umožňuje lokální, nepravidelné zhuštění výpočetní sítě, které by mohlo výrazně zpřesnit výpočty proudění podzemní vody v hydrogeologických strukturách obsahující zatopené doly. Využití těchto nových modulů by zpřesnilo simulace proudění podzemní vody a tepla v oblastech zaplavených dolů a termálních systémů pouze v případě dostatečného množství měřených vstupních dat, které je ve většině případů značně omezené (zejména v oblasti teplotních charakteristik).

## 7 Závěr

Prognózní výpočty s využitím numerických modelů prokázaly značný vědecký i praktický význam a užitečnost jejich aplikace při hodnocení změn režimu proudění podzemní vody a šíření tepla, a dále při ověřování efektivity a vlivu plánovaných geotermálních systémů pro extrakci tepla a využití geotermální energie. Při evaluaci potenciálu hodnocené geotermální struktury a stanovení ovlivnění životního prostředí je možné do rozhodovacího procesu výběru vhodné struktury i vhodných extrakčních prvků (vrtů, podzemních výměníků) ocenit takové významné faktory, jako jsou hydrodynamické a geotermické poměry na lokalitě, vliv heterogenity horninových a teplotních parametrů, změna vnitřních a vnějších okrajových podmínek, dotace a odběry podzemní vody, nebo velikost přirozeného tepelného toku Země. Bylo potvrzeno, že bez aplikace numerických modelů by nebylo možné objektivně všechny faktory vzít v úvahu a následně vyprojektovat ekonomicky efektivní geotermální systém pro provoz geotermální elektrárny.

Využitelnost numerických modelů je ovšem přímo závislá na rozsahu a kvalitě nutných vstupních dat. Zejména v oblasti teplotních charakteristik horninového prostředí je pro většinu území ČR množství měřených teplotních charakteristik značně omezené. V rámci rozhodování o vybudování geotermálního systému a aplikaci tepelných čerpadel, je nejprve proto nutno realizovat výzkum teplotního pole a teplotních charakteristik v zájmovém území. Lze přitom vycházet ze zkušeností z povolování jímání podzemních vod pro vodohospodářské účely.

Byl určen energetický potenciál na třech typových lokalitách. Na první lokalitě byl pomocí numerických modelů proudění podzemní vody a přenosu tepla zhodnocen energetický potenciál zatopených dolů v jižní části plzeňské pánve. Podle výsledků simulací se jako nejvýhodnější jeví odběr podzemní vody z dolů na povrch, a dále pak pomocí výměníků tepelných čerpadel tyto vody využít k energetickým účelům. Podle výsledků numerických modelů by bylo možné sezóně odebírat až  $40 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  důlních vod o teplotě cca  $15.5 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Na druhé testované lokalitě, na území BUZS, byl prokázán výrazný vliv proudění podzemní vody na rozložení teplot v širší oblasti struktury. Změny teplot vyvolané prouděním podzemní vody vedou k poklesu teploty vody až o 20°C. Dále byly pomocí numerickým modelů stanoveny nejvyšší možné odběry termálních vod, potenciálně využitelných pro energetické účely. V největších aglomeracích na území BUZS (v Ústí nad Labem a Děčíně) by bylo možné odebírat až 275 l.s<sup>-1</sup> a 44 l.s<sup>-1</sup> termálních vod, přitom by došlo k poklesu jejich teploty o pouhé 2°C. Tento pokles by byl přitom velice pomalý.

Na třetí testované lokalitě byla potvrzena termická aktivita uhelného odvalu Eliška v k. ú. Žacléř, která podle výsledků numerického modelu, neklesne, nadcházejících 20 let pod teplotu 20 °C. To ukazuje na perspektivnost tohoto zajímavého energetického zdroje.

Jako velmi vhodný program pro řešení podobného typu úloh se osvědčil program MT3DMS, který při použití metody analogie, kterou rozpracoval Thorne (2006a a 2006b), lze úspěšně použít i při simulaci proudění tepla ve zvodněných horninových systémech. Určitou nevýhodou tohoto přístupu je, že daný program nelze, jak ukázaly výsledky testování, využít při výrazných rozdílech hustot podzemních vod podmíněných zvláště růstem teploty. Jako nejvhodnější se ukazuje využití v prvním kroku volně dostupný program MODFLOW při simulaci proudění podzemní vody v dané struktuře. V druhém kroku je pak využít program MT3DMS. Vezmeme-li v úvahu, že se v praxi při prognózních výpočtech podobného typu využívají zejména analytické vztahy, je tato, v práci navržená a ověřená metoda, využitelná nejen při vědeckém výzkumu přírodních tepelných polí, ale hlavně při prognózních výpočtech projektovaných geotermálních systémů na konkrétních lokalitách.

## 8 Seznam použité literatury

- Adams, R., Younger, P. L., 2001. A Strategy For Modeling Ground Water Rebound In Abandoned Deep Mine Systems, Ground Water, Blackwell Publishing Ltd, Vol. 39, Issue 2, pp 249–261.
- Anderman, E.R. and M.C. Hill, 2000. MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model -- Documentation of the Hydrogeologic-Unit Flow (HUF) Package: U.S. Geological Survey Open-File Report 00-342, 89 p
- Andrews, Ch. B., 1978. The impact of the use of heat pumps on ground-water temperatures. Ground water, Vol. 16, No.6, 437 - 443
- Bazargan Sabet, B., Demollin E., Van Bergemeer J-J., 2008. Geothermal use of deep flooded mines. In: Proceeding of the Post Mining, Nancy, pp 1-11.
- Bertani, R., 2005. World Geothermal Generation 2001 – 2005: State of the Art, Proceedings World Geothermal Congres, Turkey.
- Clauser, Ch., Huegens, E., 1995. Thermal conductivity of rock and minerals, American Geophysical Union, p. 105 – 126.
- Clauser, CH., (Ed.), 2003.: Numerical Simulation of Reactive Flow in Hot Aquifers, using SHEMAT/Processing Semat. Springer Verlag, Heidelberg-Berlin.
- Clauser, C., 2006. Geothermal energy. Landolt-Bornstein, group VIII: advanced materials and technologies. In: Heinloth K (ed) Renewable energies, vol 3 (C). Springer, Heidelberg, p 493-604
- Coastal hydraulic laboratory. Hydrogeologic Unit Flow Package, on line: <http://chl.erdc.usace.army.mil/chl.aspx?p=s&a=ARTICLES;40&g=52> , cited on: 10. 8. 2010.
- Čermák, V., Rybach, L., 1982. Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks, in: Landolt - Börnstein: Numerical Data and Functional Realtionships in Science and Technology. New Series. Group V. Springer, Berlin- Heidelberg, Pp. 305-343.

- Čermák, V., 1977. Geothermal measurements in Paleogene, Cretaceous and Permian-Carboniferous sediments in Northern Bohemia. *Geophys.Roy.Astron.Soc.*, 48 Oxford, Pp.537-541.
- Dicson, H., Fanelli, M., 2004. What is Geothermal Energy? Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa, Italy, p. 54.
- Diersch, H., 2005. FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system, reference manual, WASY, Institute for Water Resources Planning and Systems Research, Berlin, 292 p.
- Datel, J. V., Krásný, J. 2005. Termální vody Ústecka a Děčínska, *Podzemná voda*, ročník 11, číslo 2, ISSN 1335-1052, p. 230 – 241.
- Datel, J.V., 2008. Limity využívání termálních vod na příkladu konceptuálního modelu benešovsko – ústeckého zvodněného systému české křídové páne, *Disertační práce*, Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky, Praha, 129 s
- Dicson, H., Fanelli, M., 2004. What is Geothermal Energy? Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa, Italy, p. 54.
- Dyk, V., Krupař, J., Čurda S., Milický, M. 1996. Krimich II.- Hydrogeologická studie – závěr.výstup, modelové řešení proudění podzemní vody, MS Gekon s.r.o. Plzeň, 1996
- Evseev, V. S., Voroshilov, S. P., 1986. Modeling the process of self-ignition taking into account the influence of moisture on oxidative processes in coal. *Volume 22, Number 2.* 140 – 146p.
- Garven, G., 1989. A hydrogeologic model for the formation of giant oil sands deposits of the Western Canadian sedimentary basin. *American Journal of Science* 289, 105–166.
- Guatam, P. K., Surana, D. M., 2001. Characteristics and effects of spontaneous heating in Barmer lignite – A case study. D.C. Panigrahi. 1 st International Mine Environment and Ventilation Symposium, DEC 12, 2000. Dhanab, India, pp. 471 – 477

- Halford, K.J. and R.T. Hanson, 2002. User guide for the drawdown-limited, multi-node well (MNW) package for the U.S. Geological Survey's modular three-dimensional finitedifference ground-water flow model, versions MODFLOW-96 and MODFLOW-2000: U.S. Geological Survey Open-File Report 02-293, 33 p
- Harbaugh, A.W., E.R. Banta, M.C. Hill, and M.G. McDonald, 2000. MODFLOW-2000, The U.S. Geological Survey modular ground-water model -- User guide to modularization concepts and the groundwater flow process: U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92, 121 p
- Harbaugh, A.W., 2005, MODFLOW-2005, the U.S. Geological Survey modular ground-water model -- the Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16.
- Havlena, V. 1971. Die späteren Entwicklungsetappen der Varisziden und die jungpaläozoischen Ablagerungsraume des Böhmisches Massivs. Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie, Stuttgart. Pp 65 -91
- Herčík, F. Herrmann, Z. Valečka, J. 1999. Hydrogeologie české křídové pánve. – Český geol. Úst. Paha. 115s
- Hollesen, J., Elberling, B. and Jansson, P.E., 2010. Modelling temperature-dependent heat production over decades in High Arctic coal waste rock piles. Cold Regions Science and Technology 65 (2011), Pp. 258 – 268
- Chlupáč, I., et al. 2002. Geologická minulost České republiky. Academia. Praha.
- Ibrmajer, J., Suk, M. et al., 1989. Geofyzikální obraz ČSSR. 1–354, Ústřední ústav geologický.
- Jansson, P.E., Karlberg, L., 2004. Coupled heat and mass transfer model for soil–plant–atmosphere systems. Royal Institute of Technology, Dept of Civil and Environmental Engineering, Stockholm. Report 3087.
- Jelínek, P., 2010. Termicky aktivní odvaly v ostravské a petřvaldské části OKR a jejich rizika na životní prostředí. Hornická Příbram ve vědě a technice. Dostupné on line: <http://slon.diamo.cz/hpvt/2010/> , citováno: 10.11. 2011.

- Jiráková, H., Procházka, M., Dědeček, P., 2011. Geothermal assessment of the deep aquifers of the north-western part of the Bohemian Cretaceous basin, Czech Republic. *Geothermics* 40, 112-124.
- Jones, N. L., Walker J. R., Carle, S. F., 2002. Using transition probability geostatistics with MODFLOW. In *Calibration and Reliability in Groundwater Modelling: A few steps Closer to Reality*. IAHS Publ. No. 277,
- Langevin, C.D., Thorne, D.T., Jr., Dausman, A.M., Sukop, M.C., and Guo, W., 2007, SEAWAT Version 4: A Computer Program for Simulation of Multi-Species Solute and Heat Transport: U.S. Geological Survey Techniques and Methods. Book 6, Chapter A22, 39 p.
- Lukeš P., 2008. Aplikace počítačového modelování při využívání geotermální energie, *Geoscience Research Reports for 2007*, Czech Geological Survey, Prague, ISSN 0514-8057, p. 226 – 228.
- Lund, J. W., Freeston, D. H., and T. L. Boyd, 2005. Direct Application of Geothermal Energy, 2005 Worldwide Review, *Geothermics* 34, Elsevier, London, UK, pp.691-727.
- Lund, W., J., Freeston, D., H., Boynd T., L., 2010. Direct Utilization of Geothermal Energy 2010 Worldwide Review, *Proceedings World Geothermal Congress, Indonesia*.
- Krajčiová, M., Jelemenský, L., Kiša, M. and Markoš, J., 2004. Model predictions on self-heating and prevention of stockpiled coals. *Journal of Loss Prevention in the Process Industries* 17 (2004), 205 – 216.
- Krishnaswamy, S., Agarwal, K.P. and Gunn, D.R., 1996. Low-temperature oxidation of coal 3. Modelling spontaneous combustion in coal stockpiles. *Fuel* Vol. 75 No. 3, 353 – 362.
- Kürten, S., Feinendegen, M., Noel, Y., Gaschnitz, R., Schwerdt, P. and Klein, A., 2010. Geothermal utilization of Smouldering Mining Dumps as a Substitute for Fossil Fuels. In: *Latest Developments in Coal Fire Research Bridging the Science, Economics, and Politics of a Global Disaster Proceedings of "ICCFR2 I Second International Conference on Coal Fire Research" 19-21 May 2010*, dbb forum



Berlin, Germany / Compilation: Richard A. Eichler, Freiberg 2010, ISBN: 978-3-86012-397-3.

Malolepszy, Z., 2002. Preliminary numerical simulation of heat exchange in abandoned workings of former coal mine Nowa Ruda, University of Silesia, Chair of Fundamental Geology, Sosnowiec.

Hecht Méndez, J., Molina Giraldo, N. A., Blum, P.; Bayer, P. (2010). Use of MT3DMS for heat transport simulation of shallow geothermal systems, *Ground Water*, p. 741 – 756, DOI: 10.1111/j.1745-6584.2010.00678.x

McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Techniques of Water Resources Investigations, Book 6, Chapter A1, 586 p.

McKeown Ch., Haszeldine R., S., Couples, G.D., 1999. Mathematical modelling of groundwater flow at Sellafield, UK, *Engineering Geology* 52, Elsevier Science B.V., p 231-250.

Myslil, V. et al., 2002. Závěrečná zpráva úkolu VaV MŽP 630/3/99: Možnosti využití geotermální energie pro energetické účely. Praha.

Myslil, V., Kukač, Z., Pošmourný, K., Frydrych, V., 2007. Geotermální energie. Ekologická energie z hlubin Země - současné možnosti využívání. *Planeta*, MŽP Praha, roč. 15, č. 4, 32.

Nakládal, V. et al. 1987. Hydrogeologická syntéza české křídové pánve. Bilanční celek 3, středohorský. – MS Stavební geologie Praha.

Olmer, M. et al., 2005. Hydrogeologická rajonizace České republiky. Česká Geologická služba ve spolupráci s VÚV T.G.M. Praha.

Ondovič, T, Mls J 2007. Relation between phase density and component concentration in groundwater flow modelling. *J Hydrol Hydromech* 55(4).236 – 245

O'Sullivan, M., Pruess K., Lipmann 2001. Geothermal reservoir simulation: The state-of-practice and emerging trends, Department of Engineering Science, University of Auckland, Auckland, New Zeland.

- Panday, Sorab, Langevin, C.D., Niswonger, R.G., Ibaraki, Motomu, and Hughes, J.D., 2013, MODFLOW-USG version 1: An unstructured grid version of MODFLOW for simulating groundwater flow and tightly coupled processes using a control volume finite-difference formulation: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A45, 66 p.
- Pešek, J., et al., 1996. Geologie pánví střeďočekské svrchnopaleozoické oblasti. Český geologický ústav. Praha.
- Pešek, J. et al., 2001. Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. Český geologický ústav.
- Peters A.E., 1992. Minewater heat recovery project; Final technical report, research overview; Albert E. Peters associates, Scarton, USA, 38 p.
- Prues, K. (1991) TOUGH2-a general purpose numerical simulator for multiphase fluid and heat flow. Lawrence Berkley Laboratory report LBL-29400, Berkley, 102 pp.
- Rapantová, N., Grmela, A., Vojtek, D., Halíř, J., Michálek, B., 2007. Ground water flow modelling applications in mining hydrogeology. Mine Water Environ. doi:10.1007/s10230-007-0017-1,
- Renz, A., Ruhaak, W., Schätzl, H., Diersh, J., 2009. Numerical Modeling of Geothermal Use of Mine Water: Challenges and Examples, Mine water Environ 28: Pp 2-14
- Ryamond, J., Therrien R., 2008. Temperature geothermal potential of the flooded Gaspé Mines, Québec, Canada, Geothermics, Vol 37, Issue 2, DOI: dx.doi.org/10.1016/j.geothermics.2007.10.001
- Rumbaugh J. O., Rumbaugh D. B., 2005. Guide to using Groundwater vistas, Environmental Simulations. Inc., Reinholds, Pennsylvania, USA.
- Rybár, P., 2007. Zdroje geotermalnej energie a možnosti ich využívania. Acta Montanistica Slovaca, roč. 12, č. 1, s. 31-41.
- Shoemaker, B., Kuniatsky, E., Birk, S., Bauer, S., and Swain E. 2008. Documentation of a Conduit Flow Process (CFP) for MODFLOW-2005, S. Geological Survey, Reston, Virginia.

- Schwarzerová, I., Analýza rizik odvalů zasažených endogenním hořením, GEOTest s.r.o. Brno, dostupné on line: [http://www.geotest.cz/underwood/download/files/schwarzerova\\_zu\\_2011.pdf](http://www.geotest.cz/underwood/download/files/schwarzerova_zu_2011.pdf), cit. 16.9. 2011.
- Streb, Ch., Wieber, G., 2011. Geothermal energy from a flooded mine: a hydraulic model, Rüde, Freund & Wolkersdorfer (Eds). Mine Water – Managing the Challenges, IMWA 2011, Aachen, Germany. p 189-193.
- Šafanda, J., Čermák, V., Štulc, P., in Vrána, S., Štědrá V. 1997. Geological model of Western Bohemia related to the KTB borehole in Germany. Sb. Geol. Věd, 47, 196–204.
- Švoma. J, et al., 1970. Plzeňská pánev. Regionální hydrogeologický průzkum. Závěrečná zpráva. Geofond Praha.
- Švoma. J, et al., 1980. Plzeňská pánev. Regionální hydrogeologický průzkum. Závěrečná zpráva. Geofond Praha.
- Thorne, D., Langevin, Ch., Sukop, M., 2006. MODFLOW/MT3DMS - Based simulation of variable-density groundwater flow with simultaneous heat and solute transport, XVI International Conference on Computational Methods in Water Resources, Copenhagen,
- Thorne D., Langevin Ch., Sukop C. M. 2006. Addition of simultaneous heat and solute transport and variable fluid viscosity to SEAWAT, Computers & Geosciences 32, Pp. 1758 – 1768.
- Uhlík, J., 2010. Vrt pro tepelné čerpadlo - modelování dlouhodobé energetické bilance - 1. Část, online <http://www.tzb-info.cz/t.py?t=2&i=6450>, cit. 5.8.2010
- Weast RC, Astle MJ, Beyer WH (1989) CRC handbook of Chemistry and Physics. CRC Press, Inc. Boca Raton, Florida
- Wang, H., Dlugogorski, Z.B. and Kennedy, M.E. (2003) Coal oxidation at low temperatures: oxygen consumption, oxidation products, reaction mechanism and kinetic modelling. Progress in Energy and Combustion Science Vol. 29, pp.487 – 513.

- Watzlaf G.R., Ackman T.E. (2006): Underground Mine Water for Heating and Cooling using Geothermal Heat Pump Systems, *Mine Water and the Environment*, Vol. 25, Pages 1 – 14
- Williams, D. D.; et al., (1999). Analysis of Convective Heat Transfer in deformed and stratified aquifers associated with fresh thermal mining, *Groundwater* 37, 517 – 522
- Wingfield-Hayes, R., 2000. China battles coal fires BBC News Online and BBC News on FireNet (Electronic Pages for the British Fire Service). [Online] <http://news.bbc.co.uk> and <http://www.fire.org.uk> (Accessed 3 August 2000).
- Zhang, J. and Kuenzer, C. (2007) Thermal surface characteristics of coal fires 1 results of in-situ measurements. *Journal of Applied Geophysics* Vol.63 No.3-4, pp.117 – 134
- Zheng, C., WANG, P.P., 1999. MT3DMS, A modular three-dimensional multi-species transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; documentation and user guide, U.S. Army Engineer Research and Development Center Contract Report SERDP-99-1, Vicksburg, MS, 202 p., 1999.
- Wolkersdorfer, C., 2008. Water management at abandoned flooded underground mines: fundamentals, tracer test, modelling, water treatment. Springer, Heidelberg, p 465

## 9 Plné znění článků souboru prací

Baier, J., Polák, M., Šindelář, M., Uhlík, J. 2011. Numerical modeling as a basic tool for evaluation of using mine water as a heat source, WIT Transaction on Ecology and the Environment, Vol. 143, WIT Press, ISSN 1743-3541, DOI: 10.2495/ESUS110071

Uhlík, J., Baier, J. 2012. Model Evaluation of Thermal Energy Potential of Hydrogeological Structures with Flooded Mines. Mine Water Environ 31: 179 – 191, DOI 10. 1007/s1023-012-0186-4

Baier, J., Uhlík, J., Datel, J. V., 2013. Mathematical modelling of the groundwater and heat flow in the complicated hydrogeology structures. International journal of engineering and research, ISSN 2278 – 0181, in press.

Kalužničínová, Š., Straková, H., Baier, J. and Chrastný, V., 2013. The coal heap as an energy source – calculation of its utilization potential based on a model. International Journal of Oil, Gas and Coal Technology, ISSN online: 1753-3317, ISSN print: 1753-3309, under review.

## Numerical modeling as a basic tool for evaluation of using mine water as a heat source

J. Baier<sup>1</sup>, M. Polák<sup>1</sup>, M. Šindelář<sup>2</sup> & J. Uhlík<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*ProGeo s.r.o., Czech Republic.*

<sup>2</sup>*ARCADIS geotechnika a.s., Czech Republic.*

### Abstract

In 2007 research on possibilities of the using mine water as a heat source started. Major research goals were: a) Model evaluation of the heat transfer in the rock containing selected mines; b) Model prediction of the temperature change due to the heat pump operation.

Database containing data from abandoned mines covering Czech Republic area was created. It contains mine water volumes, chemical parameters and temperatures.

Two types of simulation software were used. For the Plzeňská basin region the heat transfer and groundwater flow were calculated using MODFLOW and MT3DMS simulation software. Their numerical code is based on the finite difference method (FDM). For the Příbram region the FEFLOW code was used. FEFLOW numerical code is based on the finite element method (FEM).

Model results show, that mining water temperature decrease due to the groundwater abstraction for the heat pump will be relatively small. Temperature decrease originates from the fact, that colder shallow groundwater will inflow into mine spaces mixing with the warmer mine water. Time scale of the mine water temperature decrease is over several centuries. The temperature conditions of the mine water could be very stable. Abandoned mines are supposed to be suitable geothermal energy source.

*Keywords: Numerical modeling, FEFLOW, MODFLOW, MT3DMS, abandoned mine, mine water, heat pump, geothermal energy.*

## 1 Introduction and background

As mentioned by several authors (Myslil [3], Renz [6]) the geothermal energy is one of the most ecologically friendly and economically optimal method of the energy production. In a contrast to the other alternative energy resources (wind, water, solar) the heat pump installation has minimal influence on the landscape character. Exploitation of geothermal energy from abandoned flooded mines can be a very suitable energy source even in the natural protected areas. Due to the mining the extensive fracture systems were developed. These allow the groundwater to flow through the relatively impermeable rock formations, where groundwater pumping from the installed boreholes would not yield certain amount of groundwater.

In the Czech Republic there are approximately 12 - 15 thousand mining localities. Estimated amount of mine water in abandoned and consequently flooded mines is 13 - 15 million cubic meters. The project called "The research on utilization of energetic potential of mine water from the former mining sites in Czech Republic" has started in the year 2007. At the beginning of the research project the data about mine workings, their reinsurance, technical parameters, hydrogeology conditions and mine water physical and chemical parameters were collected. Consequently according to the established criteria two representative localities of coal and uranium mines near the Plzeň and Příbram cities were chosen (Fig. 1). Important part of the research was to evaluate possibilities of numerical modelling of groundwater flow and heat transfer in flooded mines and through the use of the models assess the influence of mine water abstraction on the regional and local hydro geological regimes and on the temperature field.

There are several CFD mathematical models (fluent, Flow-3D) which are powerful tools for the computing of the temperature field in the fluid environment as well as useful tools for simulating local temperature distribution in mines and their surroundings. The problem arises when evaluation of the influence of groundwater abstraction on the regional hydrogeological conditions is needed. On this regional scale it is necessary to take into account the drainage into the streams, infiltration, preferential flow, etc. For our regional scale model of the Plzeňská basin programs MODFLOW (Hill, [1]) and MT3DMS (Zheng, [11]) were used to simulate groundwater flow and heat transfer. The MT3DMS application for heat transport modelling is based on the similarity between the Fick and Fourier's Law, describing heat and solute transport (Thorne [10],[11]). Unlike in the case of the solute transport, where movement is essentially confined to the fluid phases, energy is also transported through the aquifer solids by the conduction (controlled by the thermal conductivity of the solids). Hence, the new parameters  $k_{Tfluid}$  and  $k_{Tsolid}$  are considered in order to distinguish the thermal conductivities of the fluid and solid phases. The FEFLOW (Diersh, [3]) software was used for regional groundwater flow and heat transport simulation in the uranium mine area near the Příbram. In contrast with the MT3DMS software, the FEFLOW has been authentically developed for heat simulation, and it has

been already used for simulating groundwater flow and heat transfer in mine regions by several authors (Rapantova [7], Renz [6]).

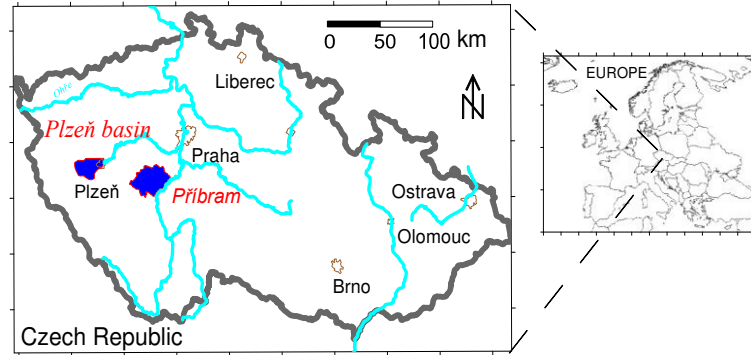


Figure 1: Study areas - Plzeň basin and Příbram mine workings area

## 2 Numerical models application

### 2.1 Case Study: Groundwater flow and heat transfer modelling in the south part of Plzeňská basin

Main goals were: a) to verify MT3DMS possibilities for heat transfer and groundwater flow simulation; b) to determine the impact of mine water abstraction on the local and regional hydrogeological conditions c) to evaluate abstracted mine water temperature development during long running operation of the heat pump.

Realized simulations of groundwater flow, heat transfer and their purposes are shown in the Table 1.

Table 1. The simulation variants

Groundwater flow simulations	Heat transfer simulations	Simulation purpose
Variant 1: Steady state groundwaterflow simulation with extraction from mine	----	Hydraulic parameters calibration based on comparing observed and computed hydraulic heads and streams flow rates
Variant 2: Steady state groundwater flow simulation without extraction from mines	Heat transfer simulation without groundwater extraction	Groundwater flow and heat transfer simulatons under present conditions
Variant 3: Steady state groundwater flow simulation with groundwater extraction of 20 l/s for heat pump	Heat transfer simulation - grounwater extraction 20 l/s	Groundwater flow and heat transfer prognosis simulation
Variant 4: Steady state groundwater flow simulation with groundwater extraction of 40 l/s for heat pump	Heat transfer simulation - grounwater extraction 40 l/s	Groundwater flow and heat transfer prognosis simulation

#### 2.1.1 Brief characterization of study area

Collectors and isolators alternation is characteristic for vertical profile of the Plzeňská basin. Basin is formed by kladno, týnec, slaný and liň strata composed of sandstones, arkoses, siltstones and claystones sediments. During mine



operation significant part of groundwater flow took place in vertical direction. Proterozoic strata below the Plzeňská basin sediments are impermeable. Hydraulic properties gives Švoma [9]. The average transmissivity of carbon collectors to the deep of 150 m is in the range from  $10^{-5}$  to  $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . The bottom layer transmissivity decreases to  $9 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . The whole area of Plzeňská basin is recharged by the rain infiltration. The collectors are mainly under the confined conditions. During operations time the groundwater abstraction of tenths liters existed from every bigger mine. Piezometric head in the basin dropped, resulting into zero groundwater drainage into many reaches of local streams.

### 2.1.2 Groundwater flow simulations

The model area of the Plzenska basin is discretized by the rectangular mesh. The size of every model cell is 200 x 200 m. In the vertical direction carbon sediments are divided into 5 layers. Top of the first layer represent surface and the bottom of the fifth layer corresponds with Plzeňská basin bottom. The Cauchy boundary condition was selected to simulate drainage in to the surface streams. Neumann boundary condition has been used for abstraction wells and recharge simulation. The infiltration rate is set up in the range between 0.6 – 2.0  $\text{ls}^{-1} \cdot \text{km}^2$  with dependency on surface cover and altitude. Abstraction rates depend on actual model variant. The model calibration was carried out comparing model and measured groundwater levels and comparing simulated and evaluated stream drainage.

### 2.1.3 Groundwater flow simulations results

Variant 2 describes actual flow condition after all mines are abandoned and flooded. Without mine pumping, the piezometric heads change only slightly in the vertical. Fresh groundwater circulation exists only near the ground surface. At the bottom of the basin the groundwater flow is negligible.

Two different groundwater extractions (25 and 40 l/s) were simulated to mimic heat pump operation. It allowed us to analyze: a) the regional and local hydraulic impact with respect to the pumped amount; b) temperature field deformation with respect to the pumping amount. The groundwater abstraction occurs in the 4th model layer containing mine galleries. Hydraulic effect of the mine space is simulated via extremely high hydraulic conductivity values. Under this setup, the hydraulic depression occurs preferentially in the mine space. Mine water preferentially flows to the abstraction place. The model results can be summed up into several points below:

- piezometric head in the interconnected mine space is almost the same,
- steep piezometric gradient (Fig. 2) is taking place in the rock environment without mine space,
- higher mine water abstraction for the heat pump will cause piezometric head drawdown about of 160 m ( Fig. 2).

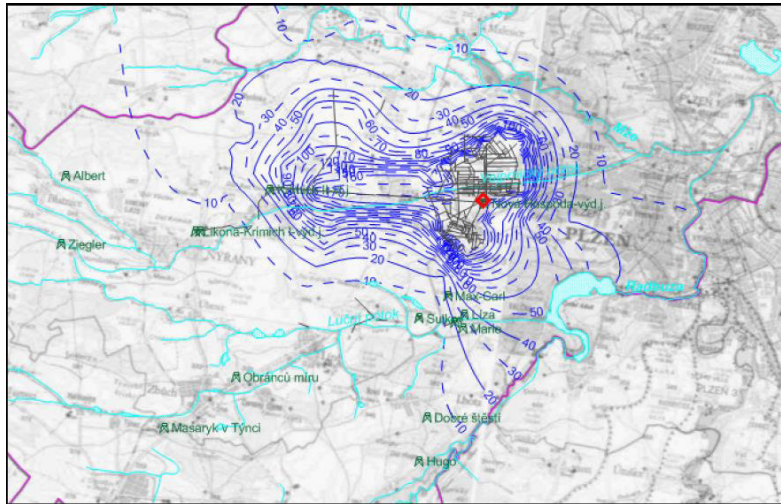


Figure 2: Variant 4 - simulated groundwater drawdown (in metres) caused by 40 l/s groundwater abstraction for heat pump

**2.1.4 Heat transfer simulations**

Heat transfer numerical modelling requires special sets of input information like the initial groundwater temperature, thermal conductivity and capacity, terrestrial heat flow across the basin bottom, etc. In the Czech Republic there has not been stressed the measuring of those yet, hence in the most cases the parameter values had to established from tabular data.

Finally the model thermal conductivity was set  $1.96 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$  for first layer and  $2.12 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$  for second to fifth model layer. While keeping a fixed temperature of  $9.5 \text{ C}$  at the top model layer, a constant heat flux of  $60 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$  was defined for the bottom layer. Under this condition without mine water extraction the initial conditions were computed for variant 3 and 4. According to the model results highest temperature occurs in the fifth model layer ( Fig. 3).

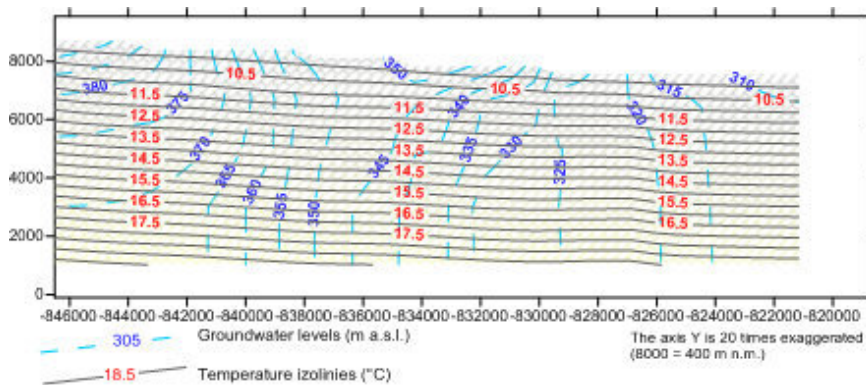


Figure 3: Variant 2 - simulated vertical temperature and piezometric heads distribution

The highest bottom layer temperature (almost 20 °C) coincides with the highest vertical thickness of saturated rock. The average groundwater temperature in the bottom layer equals 18.73 °C. The average difference in temperature between the 1st. and 5th. layer is 9.23 °C. In the Nová Hospoda (extraction place for heat pump) the temperature gradient 1°C/ 35 meters exists.

Mine water extraction for the heat pump will accelerate groundwater inflow into the mine spaces (Fig. 4).

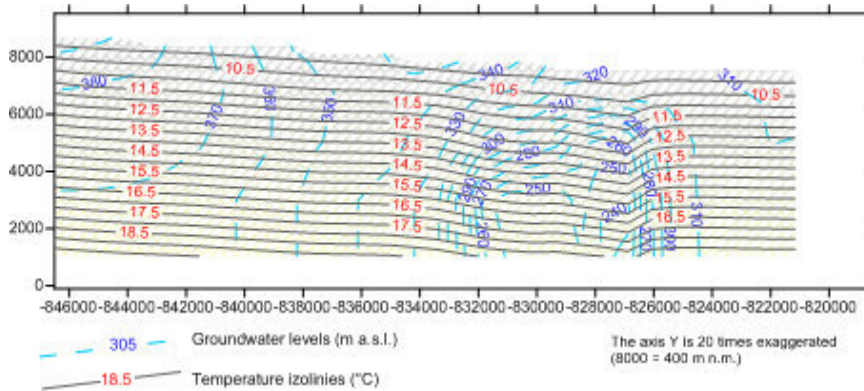


Figure 4: Variant 3 - simulated vertical temperature and piezometric heads distribution

Downward groundwater flow gradient is established. Cooler groundwater from near the surface flows into the mine. The temperature field is altered and in the areas where the flow direction was changed the decrease of groundwater and rock temperature can be examined. Affected area with temperature drop is 5 km<sup>2</sup> or 8 km<sup>2</sup>, depending on the heat pump mine water extraction (20 or 40 l/s). Predicted and stabilized temperature decrease for 20 l/s or 40 l/s extraction rates are in range 0 - 1°C or 0 - 2 °C (Fig 4) .

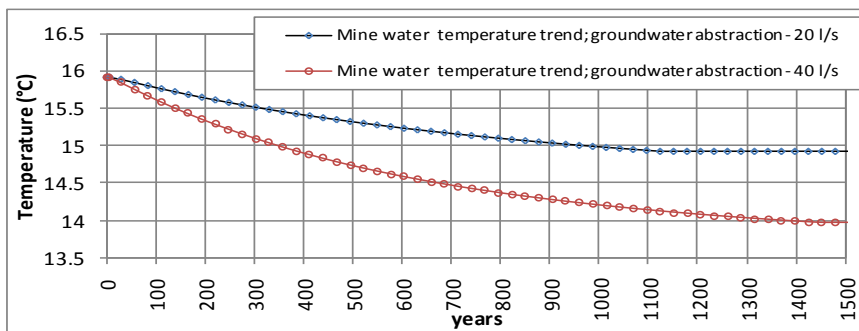


Figure 5: Variant 3,4 - Simulated groundwater temperature change in the extraction place

## 2.2 Case study: : Groundwater flow and heat transfer modelling in the Příbram region

Simulation goals were: a) to set and calibrate regional groundwater flow and heat transfer model; b) to determinate thermo - dynamical and hydraulic regimes affection by the mine workings; c) to evaluate affection of present hydraulic regime by the groundwater abstraction for heat pump; d) verification of FEFLOW code possibilities to simulate heat and groundwater flow in the rock with the abandoned uranium mine.

Table 2. Model variants and purposes

Groundwater flow and heat transfer simulation variant	Simulation purpose
Variant 1: steady state simulation while conditions affected by mining and mine water abstraction – present time	Model calibration based on comparing hydraulic head, simulation of hydrogeological condition after flooded mines - present time
Variant 2: steady state simulation while condition unaffected by mining	Simulation of supposed state before mining was started (ideal historical state)
Variant 3: steady state simulation while mine water abstraction for heat pump (25 l/s) from colliery Marie	Groundwater flow and heat transfer prognosis simulation, affected temperature field by groundwater abstraction
Variant 4: steady state simulation while mine water abstraction for heat pump (25 l/s) from colliery 15	Groundwater flow and heat transfer prognosis simulation, affected temperature field by groundwater abstraction

### 2.2.1 Brief characterization of the study area

The underground exploitation of the polymetallic deposit started at the 14th century. In the 20<sup>th</sup> century uranium ore was the only exploited mineral. In 1991 all the mining works stopped. Groundwater flows primarily in the areas close to the surface or through fracture system reaching also the depth of uranium mine. The phreatic groundwater level is mostly conform to the ground surface. Hydraulic conductivities vary over 4 orders of magnitude.

Table 3: Horizontal conductivity range

litologicko-stratigrafický typ	max. k (m/s)	min. k (m/s)
Cambrian shale and agglomerate	5.00E-06	5.41E-10
Nonproteozoic shale and wacke	2.50E-06	2.70E-10
Varis granitoids	5.00E-07	5.41E-11
Bazalts and metabazalts	2.50E-06	2.70E-10

### 2.2.2 Groundwater flow simulations setup

Irregular triangle mesh, build up from 39 065 linear elements, covers the regional model area. In the vertical direction the rock environment is divided into the 13 model layers. The first model layer is near the terrain. Bottom of the model is 1400 m b.s.l. The drainage / infiltration in /out of the streams was set by Newton boundary condition (fourth kind) where the flux across the boundary depends on a piezometric head in each compute node. Constant flux (Neumann boundary condition) of intensity 2-7 l/s/km<sup>2</sup> was set up at the top of the model, representing rain infiltration. Remaining model boundaries have zero flux defined across them. Mine water extraction for the heat pump is simulated using multi-layer well method. It is supposed that the fracture permeability decrease

with the depths in the model. The area affected by mining activities is represented by higher hydraulic conductivity and porosity zones in the model. Hydraulic conductivity estimation of the elements representing mine space was a significant part of the model calibration.

### 2.2.3 Groundwater flow simulations results

Model calibration was carried out simulating the variant 1 (Table 2). We had enough piezometric heads, temperatures and mine inflow data from time of mine operation. Regional groundwater flow take place mostly in the West - East direction - from the central spine of Brdy upland to the Vltava river (Fig. 6). According to model results mine areas act as preferential pathways for groundwater flow.

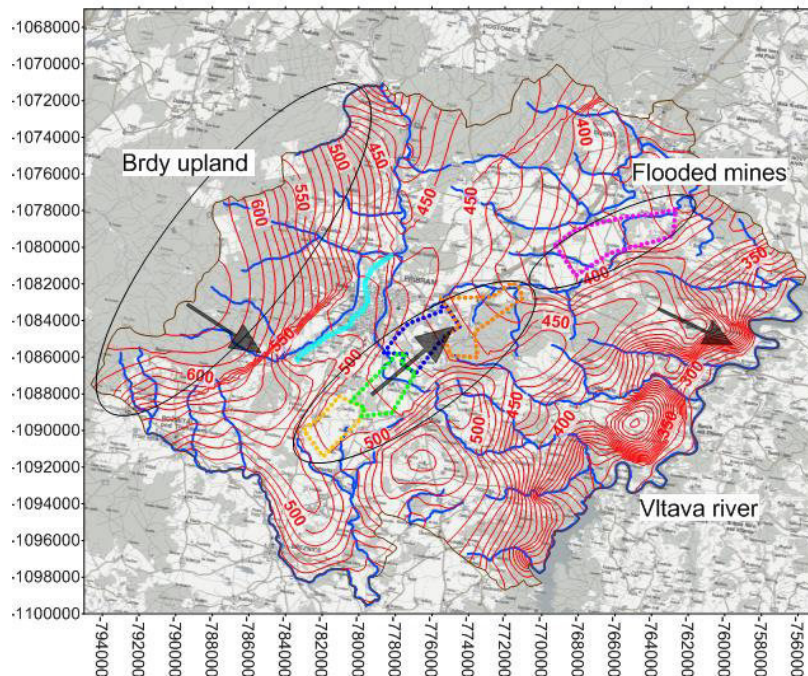


Figure 6: Variant 1 - Simulated groundwater levels (fifth model slice)

### 2.2.4 Heat transfer simulation description and results

Natural temperature field of the model domain (variant 2) was simulated having: bottom constant heat flux  $50 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ ; first model layer at constant temperature  $10^\circ\text{C}$ ; zero heat flux across remaining boundaries; thermal conductivity in the range of  $2 - 3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ ; the specific heat capacity in the range of  $2600 - 3000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ . The groundwater temperature raises fluently from the surface down to the model bottom ( $-1400 \text{ m a. s. l.}$ ), where the temperature values are in a range of  $35 - 42^\circ\text{C}$ . These values are in the satisfactory agreement with measured mine water temperature from the deepest colliery.

At present time (variant 1) the lowest temperature in the bottom layer is in the model domain between the colliery 16 and 19 in the place with groundwater extraction (Fig. 7). The amount of groundwater flowing from surface to the model bottom has risen and the flow has become deeper comparing to situation without mines. The colder water flow from upper layers is mixing with the warmer water at the mine attitude causing the decrease of saturated rock temperature. Former mine water abstraction during mine operation period and present mine water abstraction for cleaning purposes causes rock with mine become colder.

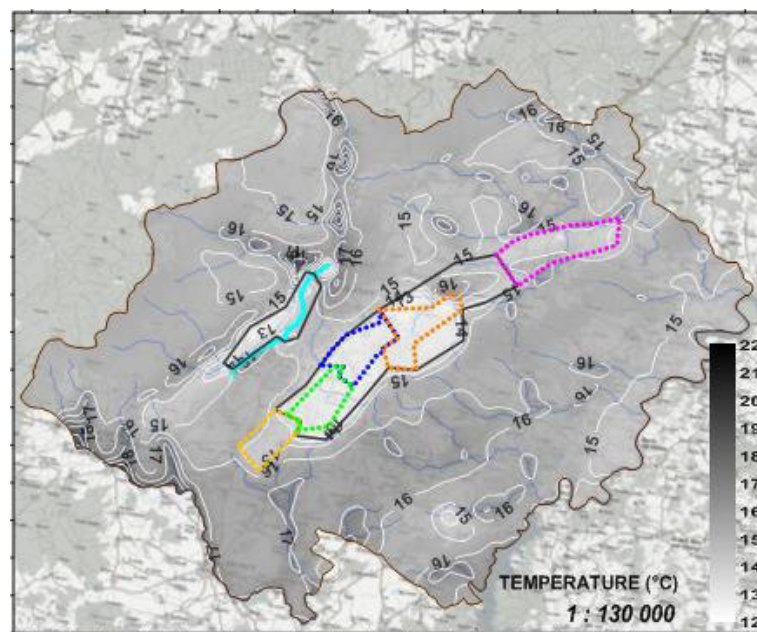


Figure 7: Variant 1- Simulated horizontal temperature distribution

The groundwater abstraction 25 l/s for heat pump is taking a place in colliery Marie in variant 3 or in colliery 15 for variant 4. The final vertical temperature field distribution for variant 4 is presented in Figure 8.

The groundwater abstraction was simulated via multi-layer well method in the depth 50 to - 100 m a. s. l from layers 7, 8 and 9. The groundwater flow abstraction was also simulated via multi-layer well method. But in this case not in the whole vertical line in colliery 15 (like in variant 3) but only in three layers (7, 8, 9) in order to test possibilities of simulating concrete deep of abstraction and to define effect of perforated intervals of abstraction system in the colliery.

Model results show a slight temperature increase in the colliery under the abstraction place (Fig. 9, b). In the deeper colliery part below abstraction depth upward groundwater flow is activated.

The abstraction place and upper colliery part become colder. Downward groundwater flow exists (Figure 9, a).

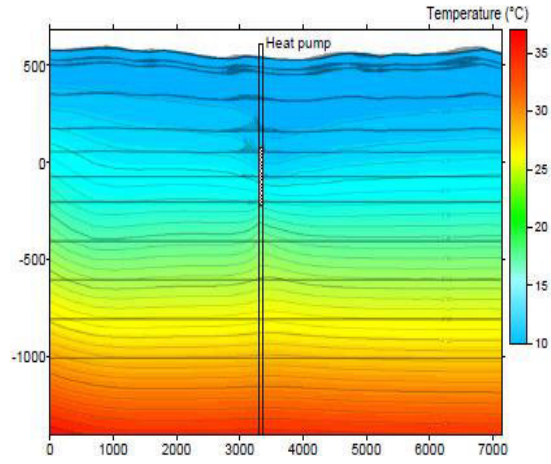


Figure 8: Variant 4 - Simulated vertical temperature distribution

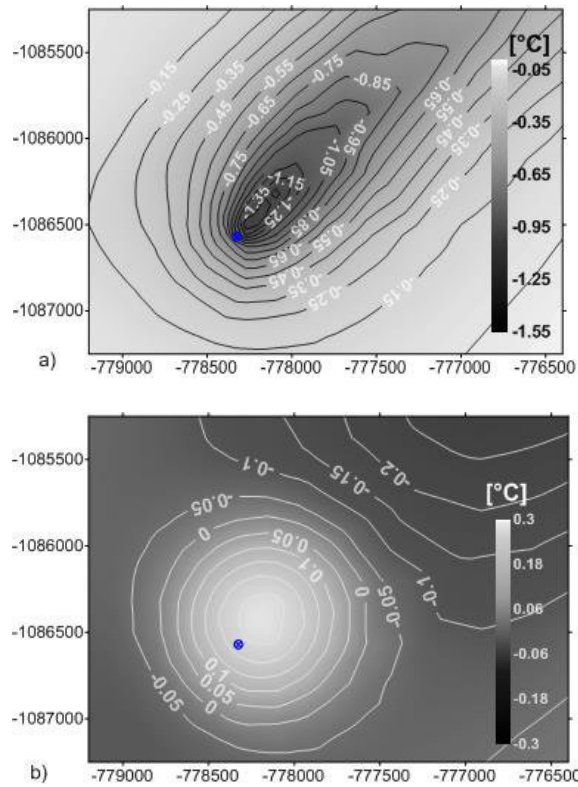


Figure 9: Variant 4 - Simulated temperature changes around the abstracted place in 8th (a) and 12th (b) model slice - comparison with the variant 1

### 3 Discussion

This paper presents two different approaches to regional groundwater flow and heat transport simulation in the rock with abandoned mines. In the first approach the MODFLOW (Hill, [1]) and MT3DMS (Zheng, [10]) software was used. In the second approach the FEFLOW (Dirch, [2]) software was used.

Resulting experience can be summarized in the several points: a) Even if heat from the mine water is extracted outside the rock (the heat exchanger is not placed directly to the flooded mines), mine water abstraction for the heat pump will cause rock and pumped water become colder; b) with MT3DMS it is not possible to take into account temperature and chemistry dependence of groundwater flow resulting into the density dependent flow. Because of forced mine water circulation due to the mine water abstraction these effect could be omitted; c) Of key importance is model mine space hydraulics representation. In both, MT3DMS and FEFLOW simulation, mine space hydraulics representation is only approximation. Mine water velocity pattern is of key importance in transport calculation. So the model prediction of the temperature decrease undergoes some uncertainty. d) Much bigger uncertainty is connected with the fact, that values of terrestrial heat flow, rock thermal conductivity and capacity are often missing. Much more survey on this topic should be performed; e) Certain problems with using mine water could be connected with the fact, that the mine water is usually highly mineralized. Incrustation in the heat pump exchanger is anticipated.

### 4 Conclusion

Flooded mines could serve as water source for heat pumps even in a low permeable formations. Up to this advantage mines are supposed to be temperature stable source. Model predicted mine water temperature changes are relatively small. The time scale of the temperature change exceeds human life.

Some disadvantages and limitations of the chosen modelling approaches were found. In further studies, while simulating heat exchanger in the mine space, we want to use SEAWAT (Langevin [3]) model, which allows to take into account density depend flow. Another improvement could be attain with CPF MODFLOW module (Shoemaker, [7]). It enables turbulent or laminar groundwater flow simulation.

Model application allows us to evaluate heat pump hydraulic and temperature influence. The biggest source of uncertainty is connected with the lack of rock thermal properties data.

### Acknowledgement

This project was financially supported from the State Budget of the Ministry of Industry and Trade of the Czech Republic



## References

- [1] Hill, M.C., Banta, E.R., Harbaugh, A.W., and Anderman, E.R.: MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model—User guide to the Observation, Sensitivity, and Parameter-Estimation Processes and three post-processing programs: U.S. Geological Survey Open-File Report 00–184, 209 p., 2000
- [2] Diersch H-JG: FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system, reference manual, WASY, Institute for Water Resources Planning and Systems Research, Berlin, 292 p., 2005
- [3] Langevin, C.D., Thorne, D.T., Jr., Dausman, A.M., Sukop, M.C., and Guo, Weixing, SEAWAT Version4: A Computer Program for Simulation of Multi-Species Solute and Heat Transport: U.S. Geological Survey Techniques and Methods Book 6, Chapter A22, 39 p., 2007
- [4] Myslil, V., Kukul, Z., Pošmourný, K., Frydrich, V.: Geotermální energie. Ekologická energie z hlubin Země - současné možnosti využívání. Planeta, MŽP Praha, roč. 15, č. 4, 32, 2007
- [5] Nam Y., Ooka R, Hwang S.: Development of a numerical model too predict heat exchange rates for a ground-source heat pump system, Energy and Buildings 40 (2008) 2133 - 2140, 2007
- [6] Rapantova N, Grmela A, Vojtek D, Halir J, Michalek B: Ground water flow modelling applications in mining hydrogeology. Mine Water Environ. doi:10.1007/s10230-007-0017-1, 2007
- [7] Renz A, Rühaak W, Schätzl H, Diersh J.: Numerical Modeling of Geothermal Use of Mine Water: Challenges and Examples, Mine water Environ 28:2-14, 2009
- [8] Shoemaker B., Kuniandy E., Birk S., Bauer S., and Swain E.: Documentation of a Conduit Flow Process (CFP) for MODFLOW-2005, S. Geological Survey, Reston, Virginia: 2007
- [9] Švoma J., et al.; Plzeňská pánev. Regionální hydrogeologický průzkum. Závěrečná zpráva. – MS, Geofond Praha, 1970
- [10] Thorne D., Langevin Ch., Sukop C. M.; Addition of simultaneous heat and solute transport and variable fluid viscosity to SEAWAT, Computers & Geosciences 32,1758 – 1768, 2006
- [11] Thorne D, Langevin Ch, Sukop M.: MODFLOW/MT3DMS - Based simulation of variable-density groundwater flow with simultaneous heat and solute transport, XVI International Conference on Computational Methods in Water Resources, Copenhagen, 2006
- [12] Zheng, C., and Wang, P.P.: MT3DMS, A modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems: Vicksburg, Miss., Waterways Experiment Station, U.S. Army Corps of Engineers. 1998

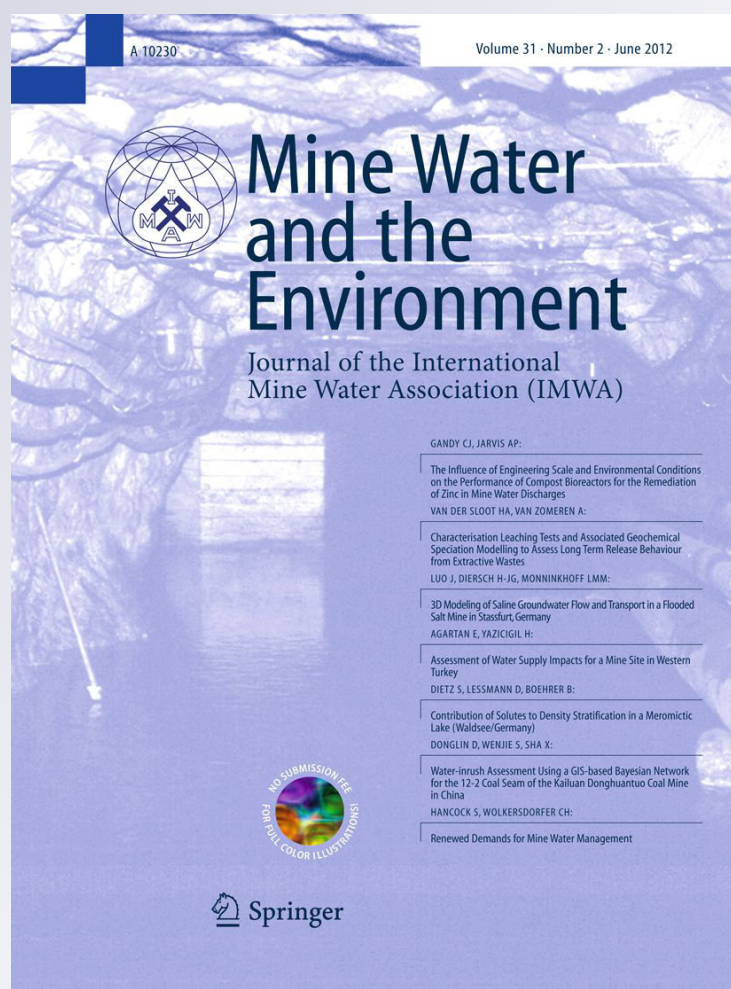
# Model Evaluation of Thermal Energy Potential of Hydrogeological Structures with Flooded Mines

**Jan Uhlík & Jan Baier**

**Mine Water and the Environment**  
Journal of the International Mine Water Association (IMWA)

ISSN 1025-9112  
Volume 31  
Number 3

Mine Water Environ (2012) 31:179-191  
DOI 10.1007/s10230-012-0186-4



**Your article is protected by copyright and all rights are held exclusively by Springer-Verlag. This e-offprint is for personal use only and shall not be self-archived in electronic repositories. If you wish to self-archive your work, please use the accepted author's version for posting to your own website or your institution's repository. You may further deposit the accepted author's version on a funder's repository at a funder's request, provided it is not made publicly available until 12 months after publication.**

# Model Evaluation of Thermal Energy Potential of Hydrogeological Structures with Flooded Mines

Jan Uhlík · Jan Baier

Received: 21 July 2011 / Accepted: 15 May 2012 / Published online: 7 June 2012  
© Springer-Verlag 2012

**Abstract** A Czech Republic Ministry of Industry and Trade grant (project 2A-2TP1/055) encourages the use of abandoned mines as geothermal energy sources. Mathematical models are being used to evaluate the thermal energy potential. This paper discusses approaches and limitations of using the MT3D code, which is well known as a groundwater solute transport model, for geothermal energy balance calculations. Results showing the potential for geothermal energy abstraction from the abandoned and flooded Krimich II underground coal mine are demonstrated.

**Keywords** Mine structures · Thermal energy · Thermal flux · Mine water flow · Heat pump · Czech Republic

## Introduction

After 1989, economic losses forced mines in the Czech Republic to be abandoned, including many underground coal mines. Demolition and reclamation work began during this period but was costly. Use of underground mine water in geothermal heat pumps can be extremely cost effective, particularly at mines where the water is already being pumped and treated (Watzlaf and Ackman 2006). Peters (1992) described two basic alternatives designs to collect geothermal energy from mine sites:

1. Heat pump exchangers can be installed directly in the flooded parts of mine structures. The thermal energy is

collected from the mine water using a mechanism of conductive conversion through the sheathing of the heat exchanger to a non-freezing fluid in the heat exchanger internal conduits. The limiting factor of these closed-loop systems is the surface area of the heat exchanger, which is dependent on the cross sectional area of the linear component of the heat exchanger and on its length. The technical design is similar to that of water/water heat pumps with a heat exchanger situated in a lake reservoir. The thermal energy is collected directly in the flooded areas of the mine, where the cooling results. The basic benefit of this approach is that build-up of mineral precipitates on the heat exchanger and discharges of mine water are avoided.

2. Alternatively, heat pump exchangers can be installed in boiler plants on the ground surface. Thermal energy is collected by them from mine water pumped from the underground system. In these open-loop systems, the changes in the direction of the groundwater flow cools the mine structure because mine water temperature is lowered by inflow of cooler shallow groundwater. The basic benefit is that these systems can be easily accessed and maintained.

The amount of geothermal energy produced depends on which of these two technical alternatives is used. In both alternatives, temperature decreases in the mine water and the surrounding water-saturated rock mass.

To evaluate the thermal energy potential of a flooded mine, many aspects need to be considered, including groundwater flow, mine water pumping, rock and water thermal characteristics, initial temperature field, and terrestrial heat flow. Mathematical models, such as those that implement the semi-analytical solution of Rodríguez and

J. Uhlík (✉) · J. Baier  
PROGEO, s.r.o., Tiché údolí 113, Roztoky u Prahy 25263,  
Czech Republic  
e-mail: progeo@lprogeo.cz

Díaz (2009) and the numerical model used by Raymond et al. (2011), are used to assess the complex thermal energy balance of the flooded underground mine. These types of models rely on input data descriptive of the hydraulic and thermal properties of the water and water saturated rock in the flooded mine.

### Input Data for the Simulations and Its Variability

Mathematical modelling of heat transfer in the rock mass requires a description of two basic mechanisms:

- Conduction: thermal energy transfer due to the thermal gradient of the saturated rock environment
- Convection: thermal energy transfer due to groundwater flow

Heat transfer in a saturated porous rock, including local sources/sinks of thermal energy, is described by a second order partial differential equation, which is based on the conservation of energy (Clauser 2003):

$$\nabla(\lambda \nabla T - \rho_f c_f T q) = \frac{\partial T}{\partial t} (n \rho_f c_f + (1 - n) \rho_s c_s) - H \quad (1)$$

The left side of Eq. 1 describes the spatial change of the conductive and convective heat transfer. The right side describes the speed of the change in the quantity of thermal energy contained in the groundwater and in the rock matrix. To simulate the heat transfer, it is necessary to develop a three-dimensional interpretation of the parameters contained in Eq. 1 including:

1. Darcy flux,  $q$  (m/s),
2. Thermal conductivity of the saturated rock environment,  $\lambda$  ( $\text{Js}^{-1} \text{m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),
3. Density of the water,  $\rho_f$ ,
4. Density of the rock matrix,  $\rho_s$  (kg/m),
5. Specific thermal capacity of water,  $c_f$ ,
6. Specific thermal capacity of rock matrix,  $c_s$ ,
7. Time,  $t$ ,
8. Starting distribution of temperature,  $T$  ( $^{\circ}\text{K}$ ),
9. Porosity of the rock mass,  $n$  (–), and the
10. Intensity of sources or sinks of thermal energy,  $H$  ( $\text{J/s/m}^3$ ).

A mathematical groundwater flow model is usually used to specify Darcy flux in the model domain. In the general mathematical description of groundwater flow, the kinematic viscosity and density of water depend on the temperature and concentration of total dissolved solids (Weast et al. 1989). Under specific conditions, temperature differences may fully determine the groundwater flow pattern. The relationship between kinematic and dynamic viscosity of water is defined as:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho_f} \quad (2)$$

where  $\nu$  is the kinematic viscosity of water ( $\text{m}^2/\text{s}$ ),  $\rho_f$  is the density of the water ( $\text{kg/m}^3$ ), and  $\mu$  is the dynamic viscosity of water ( $\text{N s/m}^2 = \text{kg/m/s}$ ). Water viscosity declines (Table 1) with increasing temperature (Weast et al. 1989). According to Rowe (2001), the relationship between hydraulic conductivity  $K$  (m/s) and permeability  $k$  ( $\text{m}^2$ ) of the rock matrix is defined by:

$$K = k \frac{\rho_s g}{\mu} = k \frac{g}{\nu} \quad (3)$$

Given the differences in viscosity between groundwater with temperatures between 10 and 40  $^{\circ}\text{C}$  (Table 1), the hydraulic conductivity for groundwater of 40  $^{\circ}\text{C}$  is approximately double that of 10  $^{\circ}\text{C}$ . With the same gradient, the rock will transfer twice the volume of groundwater with a temperature of 40  $^{\circ}\text{C}$  compared to the volume of groundwater with a temperature of 10  $^{\circ}\text{C}$ .

Density also affects the potential for groundwater flow. The highest density of water occurs at 3.98  $^{\circ}\text{C}$  (red point in Fig. 1). Over the range of 100  $^{\circ}\text{C}$  (Fig. 2), water density will drop by approximately 4 % as the temperature rises. The problem of density dependent flow is explained in more detail by Ondovčín and Mls (2007).

Directions of groundwater flow through the open space of a mine being pumped are determined by the position of the extraction point and by the geometric configuration of the mine. The elevation of the terrain at the infiltration areas and the permeability of the rock surrounding the body of the mine are the most important features controlling the volume of groundwater that can be extracted.

At some sites, the influence of temperature and chemical compounds on the groundwater potentials are negligible compared to the potential energy due to the elevation differences between infiltration and drainage areas of the geological structures containing the flooded mines. In these localities, groundwater chemistry and temperature contribution to the groundwater potential can be ignored.

The thermal conductivity of water rises only slightly with temperature (Fig. 2). With respect to the uncertainty of the absolute values of the thermal characteristics of the saturated rock mass, the water thermal conductivity is one of the more precise data inputs to mathematical models. The temperature dependency of groundwater thermal conductivity can be omitted in situations where groundwater temperature undergoes changes of only a few degrees.

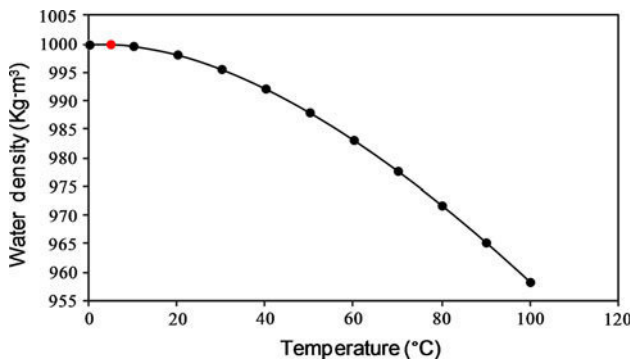
Heat conduction is described using Fourier's Law (Beardsmore and Cull 2001):

$$q_T = -\lambda \nabla T \quad (4)$$

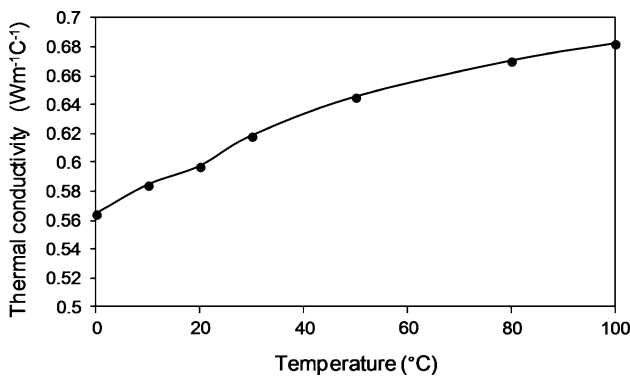
Conductive thermal energy flux  $q_T$  ( $\text{J/s/m}^2 = \text{W/m}^2$ ) is defined as the product of the thermal conductivity

**Table 1** Dynamic and kinematic viscosity (Weast et al. 1989)

Temperature (°C)	Dynamic viscosity (10 <sup>-3</sup> Pas <sup>-1</sup> )	Kinematic viscosity (10 <sup>-6</sup> m <sup>2</sup> /s)
0	1.787	1.787
5	1.519	1.519
10	1.307	1.307
20	1.002	1.004
30	0.798	0.801
40	0.653	0.658
50	0.547	0.553
60	0.467	0.475
70	0.404	0.413
80	0.355	0.365
90	0.315	0.326
100	0.282	0.294



**Fig. 1** Relationship of water density and temperature (Rumford and Brown 1969)



**Fig. 2** Changes in the thermal conductivity of water depending on temperature ([www.engineeringtoolbox.com](http://www.engineeringtoolbox.com))

coefficient of the rock  $\lambda$  (W/m/°C) and the negative thermal gradient  $\nabla T$  (K):

$$q_T = \rho_f c_f T q \tag{5}$$

Convective thermal energy flux is defined as the product of Darcy flow  $q$  (m/s), groundwater temperature  $T$  (°C),

density  $\rho_f$  (kg/m<sup>3</sup>), and the specific thermal capacity  $c_f$  (kg/m<sup>3</sup>) (Haenel et al. 1981).

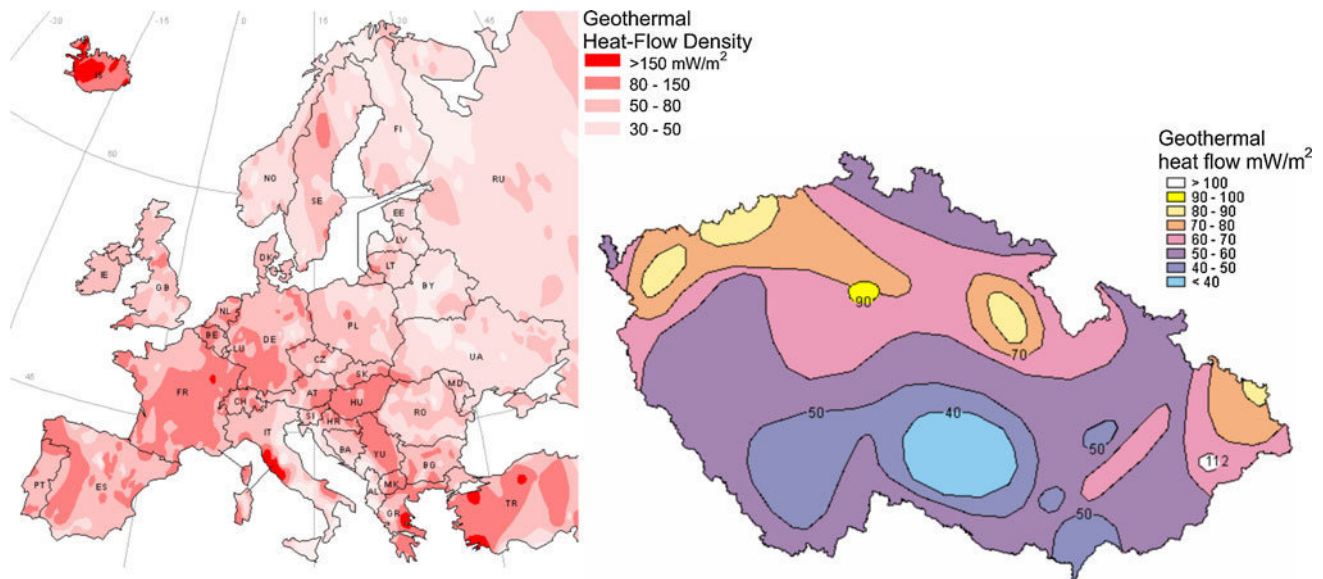
The thermal conductivity coefficient ( $\lambda$ ), together with the specific thermal capacity  $c$ , represent the thermal characteristics of the saturated rock environment. In the general description of heat transfer, both these attributes depend on temperature (Fig. 3). The relationship between the temperature and the energy contained in a unit of the substance is defined using the specific thermal capacity,  $c$ :

$$c = \frac{dQ}{mdT} \tag{6}$$

The specific thermal capacity,  $c$  (J/kg/°C), defines the quantity of thermal energy  $dQ$  (J) that must be added or extracted to achieve a temperature change by one degree  $K$  in the unit quantity (kg) of material (Beardsmore and Cull 2001).

The arrangement of the pore space, the presence of air or water in the pores, and especially the mineralogical composition of the rock matrix are all key factors that affect the thermal conductivity of the rock environment. Macro- and micro-scale anisotropy depends on fracture and fissure direction, stratification, and foliation as well as crystal orientation (Čermák and Rybach 1982). Čermák and Rybach (1982), Birch (1942), and Horai (1971) have reported data for  $\lambda$  and  $c$  of rock minerals and basic rock types. The specific thermal capacity of saturated rock typically lies in the interval 0.9 to 1.3 kJ/kg/°C. The thermal conductivity of saturated rock, the given thermal conductivity of water, and the conductivity of common minerals are typically in the interval of 1–5 W/m/°C. The determination of thermal conductivity in laboratory conditions is a common and well described method (Popov et al. 1999).

However, thermal conductivity data obtained from laboratory measurements can only be used in part for mathematical modelling of heat transfer. One of the biggest issues is developing a method to scale laboratory data to the much larger field scale of the regional mathematical model representing the hydrogeological structure of a mine. We find it most practical to evaluate the thermal conductivity of a rock mass using temperature data measured in the field. One of the methods commonly used to determine the thermal conductivity of rock masses is to assess the thermal gradient of vertical bores using Eq. 4. This approach, though, has certain limitations because the thermal conductivity evaluation completely neglects the effect of the convective thermal energy flow on the thermal gradient is typically addressed by selecting bores without moving groundwater. A precise determination of thermal conductivity coefficient relies on a precise knowledge of the terrestrial heat flow (Fig. 3), but this condition is only rarely met as Eq. 4 tends to be used simultaneously to determine the terrestrial heat flow based on the accepted



**Fig. 3** Isolines of terrestrial heat flow density ( $\text{m W m}^{-2}$ ) in the Europe ([www.geni.org](http://www.geni.org)) and in the territory of the Czech Republic (Blažková 2011)

assumptions of thermal conductivity of a set of layers penetrated by a vertical bore where the temperature profile is a known quantity. Without knowledge of the vertical temperature profile, a terrestrial heat flux can be derived from maps (Fig. 3) for the purpose of mathematical modelling.

### Conceptual Approach to Modelling the Thermal Energy Potential of the Krimich II Mine

The approach for evaluating the thermal potential of Krimich II mine involved two components. First, a regional groundwater flow model representing the southern part of the Plzenska basin with the flooded mine was developed using MODFLOW2000. Model simulations were used to calculate the groundwater flow field in the surveyed hydraulic structure under conditions of pumping and no pumping. Second, the thermal energy balance was simulated using MT3D.

The pits and mine corridors represent a specific hydraulic system, which are extremely hydraulically conductive compared to the surrounding rock mass. For the mathematical description of groundwater flow in flooded pits and corridors, equations developed for the pressure (or free) flow in pipes or river beds work best. Traditional Darcy-type hydraulic models, such as MODFLOW, can achieve a reasonable match between measured values and the model only as far as groundwater balance is concerned. The calculation of the flow velocity and the speed of transport of the dissolved substances and heat through the pits will always be only an approximation. A new type of

simulation software, which allow one to populate a computing grid with elements with non-Darcy equations of water flow may provide an improved simulation approach (Rapantová et al. 2007). FEFLOW is a typical example of the new type of software (Rentz et al. 2009). The CFP module for MODFLOW 2005 was recently developed to allow accommodation of flow conduits with non-Darcy-type flow (Shoemaker et al. 2008).

The effects of mine structures on groundwater flow are not limited to the mine area. As a result of reduced loading of the rock mass in an underground mine, the surrounding unmined rock develops a system of fractures. Mathematical models that rely on Darcy flow to characterise mine structures typically use highly increased hydraulic conductivity values in the elements representing flooded mine space and much lower hydraulic conductivities for the surrounding rock mass.

A simulation of temperature drawdown produced by a heat exchanger situated in the mine space requires a detailed description of the groundwater flow in both the underground mine system and the surrounding hydrogeological structures. To achieve reliable groundwater flow balance, the model domain usually covers the whole hydrogeological system from infiltration areas to the drainage areas. The amount of water flowing through the mine conduit systems depends on properties of the hydraulic system outside of the mine space.

The simulation of thermal energy transport in the rock mass containing the mine structures is based on a calculation of the energy balance of the model domain. Under the natural condition before mine operation, the terrestrial thermal flow is the only source of thermal energy at the

depth of the mine. Under natural conditions, the surface represents the area of geothermal energy dissipation. All thermal energy collected from the sun plus geothermal energy coming from terrestrial heat flux is dissipated into the atmosphere at a rate dependent on the daily, annual, and multi-annual development of atmosphere temperatures. Groundwater flow redistributes the terrestrial heat flux from infiltration areas into the drainage areas. The surface may potentially become one of the sources of thermal energy collected by the mine heat pump exchangers only when the temperature of the rock mass is permanently reduced below the average temperature of the surface. In our simulations of Krimich II thermal energy balance, we omitted the daily, annual, and multi-annual fluctuations of temperature at a depth of several meters below the surface level. In the first model layer, which represents the saturated layer just below the surface, a constant temperature of 9.5 °C (1st type boundary condition) was used based on the average temperature of air in the area of the mine. The terrestrial thermal flow was simulated using a boundary condition of  $q_T = 60 \text{ mW/m}^2$  for all cells of the basal model layer (2nd type boundary condition). When inputting data of terrestrial heat flow, we used the map on Fig. 3 to develop representative values.

A heat pump efficiency evaluation was carried out for both scenarios of the technological setup (Table 2) using the following methodology:

1. The hydraulic model calibration was carried out simulating mine operation and its flooding using steady-state and unsteady simulation.
2. The present groundwater flow (representing stable conditions after the Krimich II mine was flooded) and steady-state thermal energy transport in the Plzenska basin hydrogeological structure were simulated; results are used as a reference for subsequent evaluation of the heat pump operation.
3. The temperature drawdown in the rock mass was calculated for long-term pumping of mine water for a surface heat pump (Scenario A).
4. The temperature drawdown associated with long-term use of a heat pump exchanger energy collection system was calculated (Scenario B). The model mesh was stiffened in the vicinity of the heat pump.

Generally, the energy produced by the heat pump exchanger (Scenario B) could be simulated by assuming 2nd or 1st type boundary conditions as long as the model grid approximated the dimensions of the heat exchanger. The simulated thermal energy abstraction is approximate using the 2nd type boundary condition; the long-term output of the heat pump must be quantified before the start of simulation as a discounted value of the theoretical initial maximum energy uptake.

To estimate the heat pump thermal energy output, the bottleneck in the technical design must be analysed. Eq. 4 is used to quantify the initial maximum achievable energy output, factoring in the temperature difference between the mine water and the inner circuit of the heat pump exchanger, the exchanger area, and the thermal conductivity of the material of the exchanger. The mine water temperature is the only unknown quantity. The initial temperature of the mine water can be determined by temperature measurement, or approximated from archival records of mine water temperatures or by simulating an unaffected temperature field. The heat pump operation will, however, reduce the temperature of the mine water near the exchanger, causing the output of the heat pump to decline. The rate of this decline depends on many factors, key among them being the velocity of the groundwater flowing through the mine space that contains the heat pump exchanger. In the case of high groundwater flow in the vicinity of the heat pump exchanger, the mine water temperature will remain close to its initial value, and the thermal output of the heat pump will not significantly decrease during heat pump operation. However, the thermal output of the heat pump may decrease significantly due to mine water temperature drawdown, especially when groundwater flow is minimal.

Simulating Scenario A is easier because boundary conditions representing thermal energy collection does not have to be specified. In the model simulations, the thermal characteristics of the rock mass are defined using the specific thermal capacity  $c$  ( $\text{W/m}^3\text{°C}$ ) parameter in combination with the thermal conductivity of the rock mass,  $\lambda$  ( $\text{W/m}^2\text{°C}$ ). The thermal conductivity of the rock mass depends on the lithologic rock type. This parameter mainly depends on the distribution of pores and fractures and on the relative abundance of the major rock-forming minerals (quartz, calcite, and clay minerals). From a lithological point of view, Permian sediments in the Pilsen Basin are formed by alternating arkoses, siltstone, and claystone.

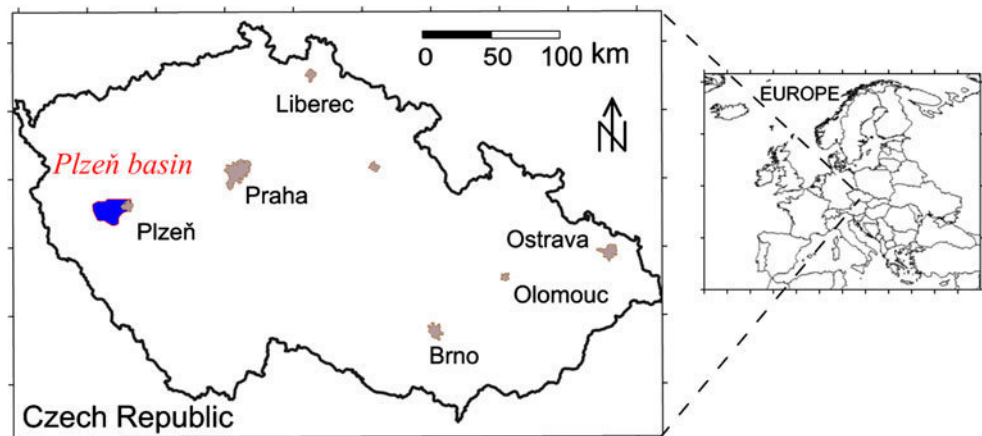
### Basic Information on the Model Location

The southern part of the Pilsen basin is shown in Fig. 4. The basin is located in the western part of the Czech Republic, close to the city of Pilsen. Coal was excavated from the Kladno strata (Fig. 5). Table 3 gives the depths of selected mines. Figure 6 depicts the south part of Plzenska basin in more detail, including location of some coal mines. Coal mining in the Plzenska basin started in the nineteenth century. Several mines, about 80 m deep, were constructed. During the twentieth century, new mines were built and existing mines were deepened. The Krimich II mine, situated 360 m below the surface, was one of the



**Table 2** Model scenarios

Scenario	Scenario description	Heat exchanger boundary condition representation in the flow model	Heat exchanger boundary condition representation in the thermal model
A	Heat exchanger in the technical sections of boiler plants	2nd Type boundary condition representing the amount of pumped water	
B	Heat pump condensers installed directly in the flooded parts of mine		First type boundary condition representing the average temperature of water surrounding heat exchanger Second type boundary condition representing the thermal energy depletion

**Fig. 4** Location of the south part of the Pilsen basin

deepest mines in the region. Its corridors occupied an area of approximately 4 km<sup>2</sup>.

The Krimich II mine corridors are depicted in more detail in Fig. 6. Krimich II and Ziegler were the last abandoned coal mines in the locality; they stopped pumping in 1995. The subsequent increase in groundwater elevation is shown in Fig. 7.

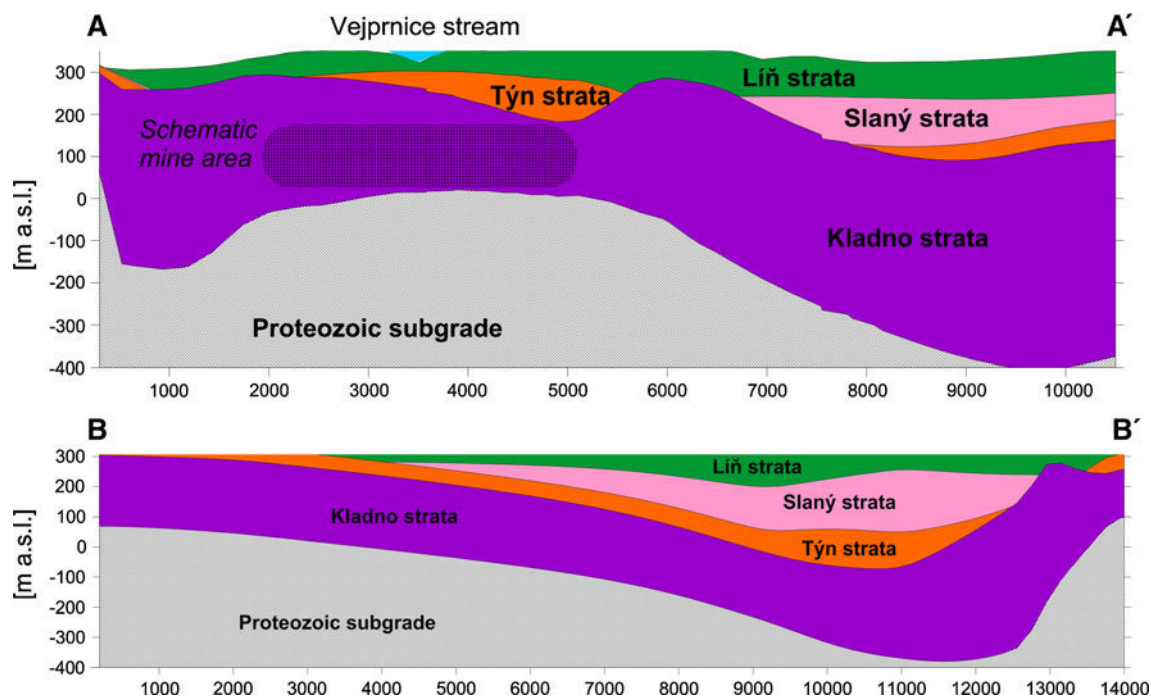
The Plzenska basin structure is characterised vertically by alternating conductive and aquitard units. The sediments in the Pilsen Basin include limestone, arkoses, siltstone, and claystone arranged in the Kladno complex, Týn, Slaný, and Líň strata (Fig. 5). The Kladno strata, which consist of permeable psammites that alternate with impermeable pelites, contains several sub-aquifers and aquitards. Permeability changes both horizontally and vertically, mainly due to lithological development, tectonics, and mining activities. The Týn strata has a lower permeability than the Kladno strata because of kaolin arkoses weathering. The Slaný unit is the least permeable strata complex of carbon sediments in the Pilsen basin. Water-bearing aquifers occur only in the arkoses, which are highly variable in size and relatively thin. The Líň strata is preserved only in faulted blocks and in small tectonic denudation remnants. The permeability of the sandy sediment is high, but their facial variability and small area extent prevents the Líň

strata from being a major aquifer. The Proterozoic sub-grade of the basin is relatively impermeable compared to the basin strata.

A hydrological analysis of the 251 km<sup>2</sup> southern region of the Pilsen Basin was carried out. An average groundwater discharge of 67 mm/y was estimated. Rainfall infiltrates the whole area of the basin at approximately the same rate. An inflow inventory into the mine structures at the time of mining exists (Table 3). We had little information on mine water temperatures for most of the mines except for the Ziegler mine, where we measured a temperature of 12 °C at a depth of 100 m.

### Groundwater Flow Model

A regional groundwater flow model was designed for the southern part of the Pilsen Basin using MODFLOW2000. This approach allowed us to calculate mine operation, its flooding, present hydraulic condition, and heat pump operation without needing to change the boundary condition that represented groundwater inflow into the model domain. The model domain boundary is identical with the hydrological divide. A zero flux boundary condition was set for the edges of the domain. On the horizontal level, the



**Fig. 5** Geological crosscut for the south part of Pilsen basin A–A' and B–B' (crosscuts depicted on Fig. 6); vertical axis is multiplied by 5

**Table 3** Depth and inflow rates to the mines

Mine name	Average mine workings depth (m)	Mine inflow (L/s)
Dobré Štěstí	230	34, max. 207
Důl Obránců Míru	810	12
Důl v Týnci	420	25.5
Důl Sulkov	230	53–65
Pom.důl Sulkov	485	80–110
Krimich I	229	40
Krimich II—Nová Hospoda	362	50–60

model mesh consisted of square elements measuring 200 m with totals of 97 rows and 140 columns. In the vertical direction, the model domain was divided into five layers. The base of the first model layer has a variable elevation and was specified to be halfway between the fictitious level of interconnecting rivers and the base of the second model layer. The bottom of the second, third, and fourth model layer were horizontal and arranged at elevations of 200, 100, and 0 m. The bottom of the fifth model layer was equivalent to the deepest level of basin sediments. The active model area was made the same for all model layers to facilitate heat transport simulation (Fig. 8).

The discretization described above was used to simulate Scenario A, in which the groundwater abstraction for a heat pump situated at the ground surface was considered. For the Scenario B simulation, 20 model layers with an equivalent hydraulic effect to that of the original layer was

substituted for the fourth model layer mine structures. In the horizontal plane, the detail of the model mesh was increased by adding elements with a minimum base size of 6 m in the Krimich II mine area.

The following hydraulic conditions were simulated to obtain calibrated model and flow results for the heat transport simulations:

1. Operation of mines Ziegler, Likona and Krimich II (calibration purposes),
2. Flooding of mines Ziegler, Likona and Krimich II (calibration purposes),
3. Present groundwater flow in the Plzenska basin with flooded mines,
4. Mine water pumping of  $20 \text{ L s}^{-1}$  into surface heat exchangers (Scenario A).

The only source of groundwater in the model domain is rain infiltration, which enters the first model layer at a rate of  $2 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^2$ . Rain infiltration was simulated using a 2nd type boundary condition entered in the MODFLOW recharge package. The groundwater drainage into rivers was simulated using a 3rd type boundary condition entered in the MODFLOW river package. Mine operation was simulated using both 2nd and 3rd type boundary conditions. Pumping from the Ziegler and Likona mines was entered as a 2nd type boundary condition in the MODFLOW well module. Pumping from the Krimich II mine was simulated by entering a 3rd type boundary condition into the MODFLOW drain package; the head specified in

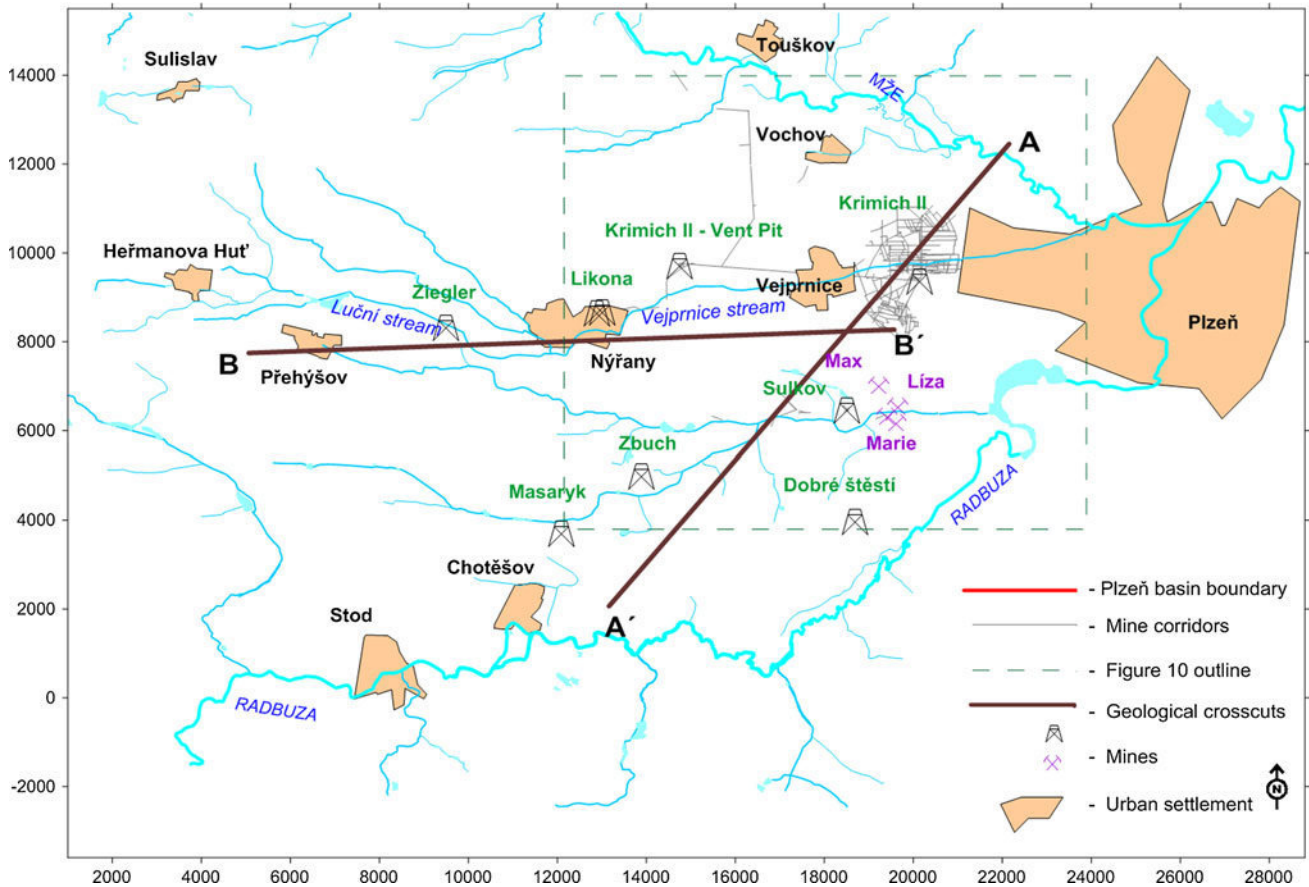


Fig. 6 Demarcation of the basin, location of mines and crosscuts lines for geological profiles

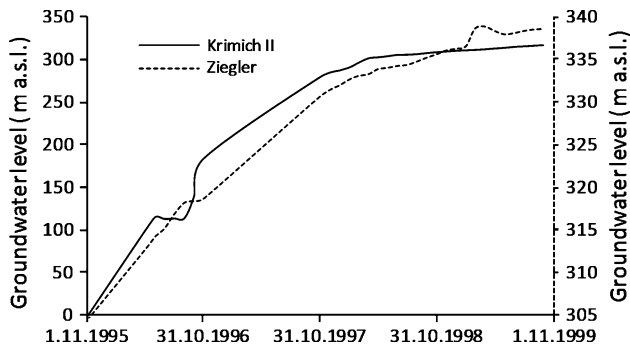


Fig. 7 Groundwater level in the flooded mines

the boundary condition was set as being equal to the elevation of the mine corridors. The locations of the Ziegler and Likona and Krimich II mines and corridors are depicted in Fig. 6.

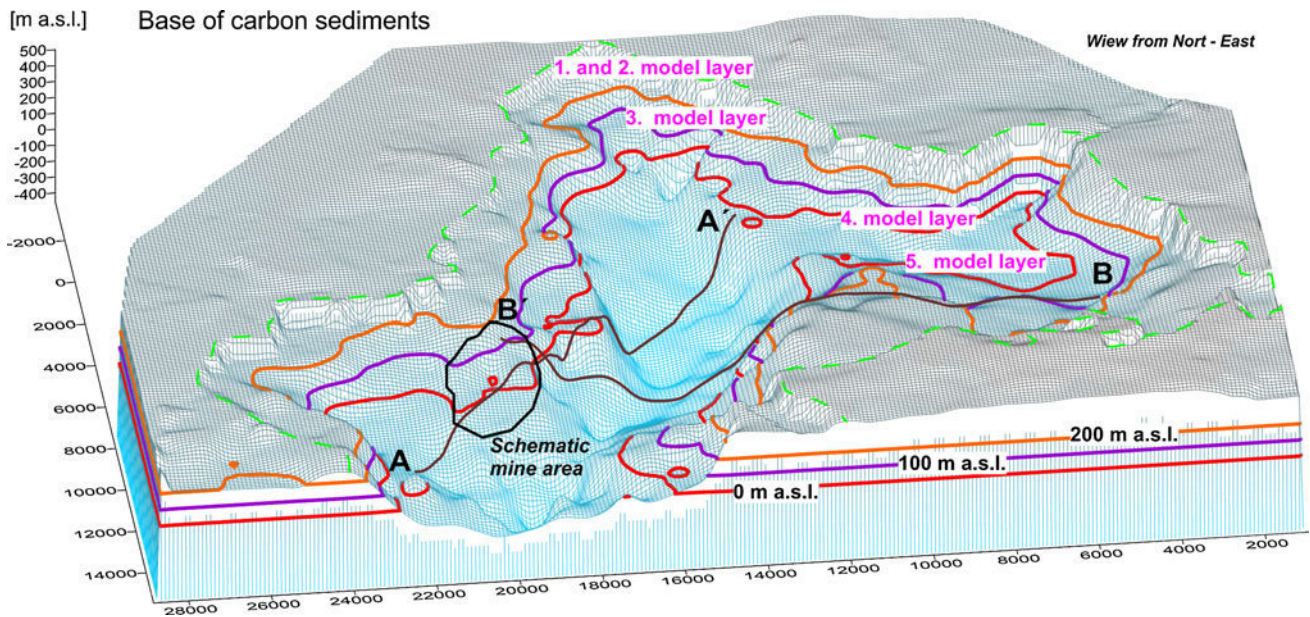
The average transmissivity of carbon sediments to a depth of 150 m ranges from  $10^{-5}$  to  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s. Transmissivity values up to  $9 \times 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s were determined for greater depths. The hydraulic conductivity of carbon sediments usually ranged from  $10^{-7}$  to  $10^{-9}$  m/s (Švoma et al. 1970). These data were used to derive initial hydraulic

conductivities of the model domain. The hydraulic conductivity was further calibrated by minimising differences between measured and simulated groundwater levels and by minimising differences between simulated groundwater inflow and measurements made while the Krimich II mine was being operated.

Our model simulations of conductive and convective heat transfer indicate that temperature changes would generally be less than 10 °C. Therefore, the hydraulic conductivity of the rock, as evaluated in pump tests for specific groundwater temperatures, is applicable for the whole period of simulations and does not need to be modified throughout.

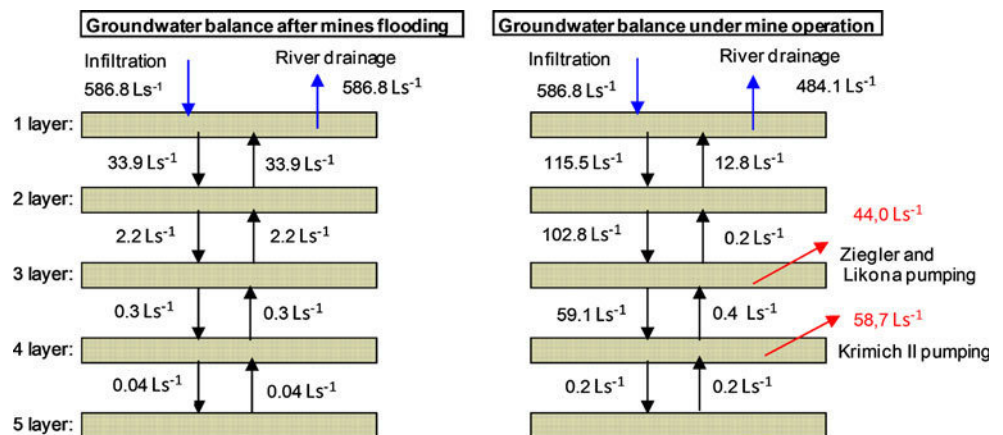
The water balance shown in Fig. 9 illustrates the vertical exchange of groundwater between individual model layers based on simulation results. Pumping of mine water from the Ziegler, Likona, and Krimich II mines intensified the vertical component of groundwater flow significantly. Vertical groundwater flow decreased substantially after the mines were flooded.

The model predicts that groundwater pumping would cause a preferential propagation of hydraulic depression along the mine corridors (Fig. 10). The piezometric head



**Fig. 8** Geometrical model of the south part of Pilsen basin. Green line defines active model area with groundwater and heat flux calculation

**Fig. 9** Model groundwater balance, steady-state conditions of mine operation and steady-state condition after mines were flooded



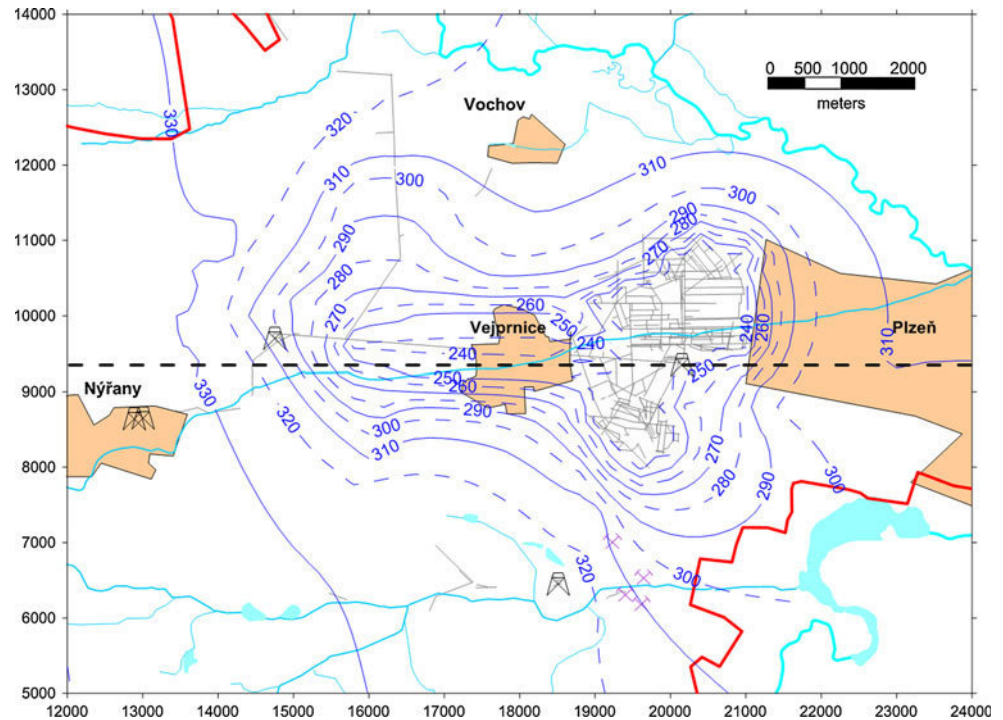
would be almost the same alongside the mine corridors unless cave-ins have destroyed the continuity of the workings. The only change of hydraulic head in the flooded mine corridors would be caused by friction, which would be minimal at steady nonturbulent flow.

**Heat Flux Model**

The heat flux was calculated using MT3DMS (Zheng and Wang 1998). The theoretical foundation of using this software for heat flux calculations and its limitations are explained by Langevin et al. (2008). The MT3DMS code was customised for the transport calculation based on MODFLOW results. The following simplifications were implemented in the simulations:

1. The piezometric head contribution of temperature and water chemistry was assumed to be negligible compared to the contribution of gravity forces affecting groundwater flow under both pumped and flooded conditions. The temperature difference between the groundwater surface and the basal part of the Plzenska basin does not exceed 12 °C. The heat transport model and groundwater flux model could have been run separately.
2. The thermal conductivity and capacity of the saturated rock was constant within the simulated temperature interval 9.5–22.5 °C. This simplification is convenient due to the small temperature range.
3. The groundwater and the rock matrix are in thermodynamic balance. The rate of the groundwater temperature change is much lower than the rate of thermal exchange between rock matrix and groundwater.

**Fig. 10** Model groundwater levels during heat pump operation at the rate of  $20 \text{ L s}^{-1}$  (Scenario A), the dashed line represents crosscuts for Figs. 11 and 12



The heat pump efficiency, energy balance of the mine structure, and temperature decline were evaluated by comparing results for both Scenario A and Scenario B simulations and for steady-state temperature field representing original conditions of zero mine water removal.

Since the thermal conductivity values for the stratigraphic units of the Pilsen Basin are not known, we estimated the appropriate interval of values from the available tabular data of the prevailing rock type. Sediments of the Pilsen basin are comprised of clastic minerals with relatively low porosity. According to Clauser and Huenges (1995), the usual thermal conductivity values for these types of rocks range between 1.5 and 2.5  $\text{W/m}^{\circ}\text{K}$  with a probability of 72 %. Thermal conductivities between 2.5 and 3.5  $\text{W/m}^{\circ}\text{K}$  occur at a 20 % probability.

Finally, in the model, we specified the thermal conductivity of the saturated rock mass for the 1st and 2nd to 5th model layer as 1.96  $\text{W/m}^{\circ}\text{K}$  and 2.12  $\text{W/m}^{\circ}\text{K}$ . These values are in reasonably good agreement with the above specified probable interval of the thermal conductivity values of clastic sediments. In the simulated range of groundwater temperatures, the thermal conductivity of groundwater is approximately 0.6  $\text{W/m}^{\circ}\text{K}$ . Groundwater thermal conductivity temperature dependency was neglected in our simulations.

The specific thermal capacity of water occupying pore space is 4,168  $\text{J/kg}^{\circ}\text{K}$ . The specific thermal capacity of quartz and calcite at room temperature varies between 700 and 800  $\text{J/kg}^{\circ}\text{K}$ . As a result, the thermal capacity value of

920  $\text{J/kg}^{\circ}\text{K}$  was entered into model for all model layers. In the Scenario B simulations, a total thermal energy uptake of 10 kW was simulated. The heat exchanger was simulated with 16 model cells situated along a vertical line of the Nova Hospoda shaft.

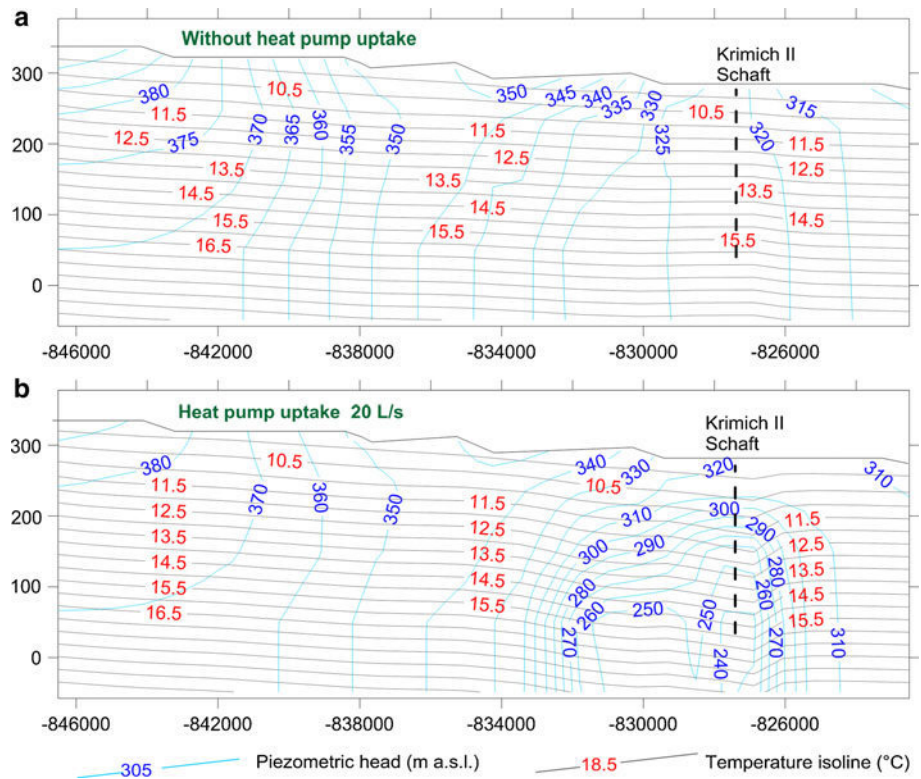
### Summary and Discussion of Heat Model Results

The highest groundwater temperatures (up to 20  $^{\circ}\text{C}$ ) were calculated at the base of the southern Plzenska basin in the area with the largest water-saturated profile. In the fourth model layer, which contained the Krimich II mine corridors, a water temperature of 15.92  $^{\circ}\text{C}$  was calculated (Fig. 11a). A groundwater abstraction of 20 L/s for the ground surface heat pump (Scenario A) will cause the piezometric head in the flooded mine to drop from 325 m to approximately 238 m (Figs. 10, 11b).

The model-predicted time of stabilisation of the temperature field for Scenario A ranged over a period of 1,100 years. The temperature decline at the uptake point was calculated by the model to be 0.6  $^{\circ}\text{C}$  (Fig. 13). We conclude that Krimich II and, in general, many abandoned mines could supply groundwater of relatively constant temperature for a long time.

From Fig. 13, we estimate that the recent temperature field of the saturated rock mass surrounding the Krimich II mine is affected by the groundwater inflow that has occurred over the last 200 years. At the final stage, mine

**Fig. 11** Steady-state temperature fields representing hydraulic conditions without groundwater abstraction (8a) and with groundwater abstraction for the heat pump (8b)



inflow reached 50–60 L/s. Accounting for the cooling rate calculated for Scenario A (Fig. 10) for the period of coal mining, the temperature of rock mass surrounding the mine probably declined by a few tenths of a degree. During the cooling process, both the static and dynamic heat supply were depleted with pumped water.

The terrestrial heat flow of 60 mW/m<sup>2</sup> is the only dynamic source of heat in the model domain. Under natural conditions, 19.27 MW of thermal energy is supplied and depleted over the 321.16 km<sup>2</sup> model area. Thermal energy is partially radiated from the ground surface and partially drained with groundwater into rivers.

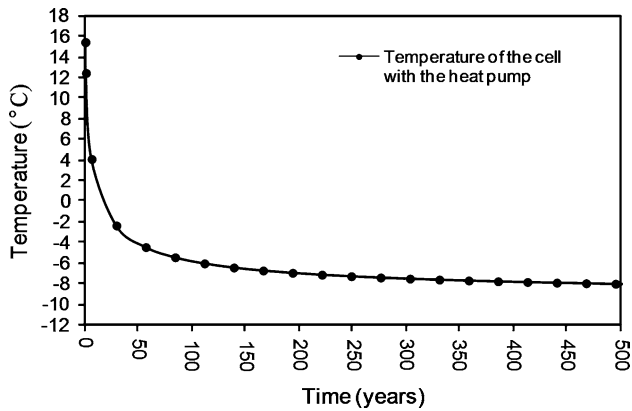
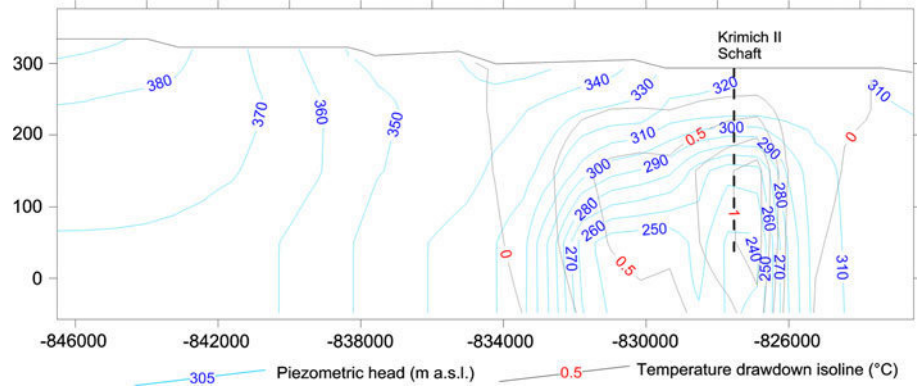
Simulated steady-state mine water abstraction for the heat pump at q rate of 20 L/s can be considered a periodic abstraction at a rate of 40 L/s during heating periods and zero collection in non-heating periods. The total heat production in Scenario A was calculated for a mine water temperature difference of 10 °C, a volumetric rate of 40 L/s, and a specific thermal capacity of water of 4168 J/kg/°K. About 1.66 MW can be provided by a heat pump during a typical half year heating period.

When the heat pump exchanger is installed in a vertical pit (Scenario B), the surrounding mine water temperature is predicted to drop-off significantly within a few tens of years (Fig. 14). A simulated permanent collection of heat at a rate 10 kW is approximately comparable to a periodic collection of heat at a rate of 20 kW during the heating period. In reality, the simulated decline of mine water

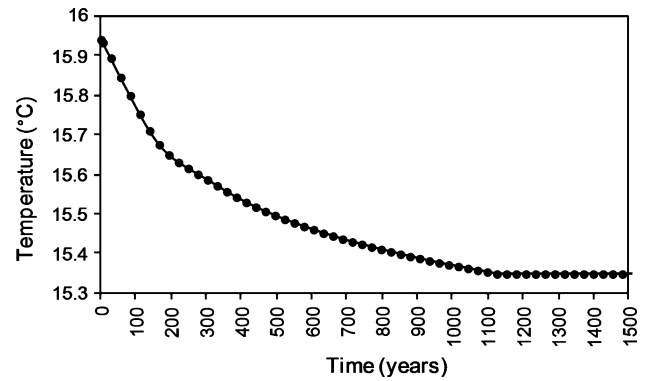
temperature would inevitably lead to a significant decline in heat pump energy production and to a reduced return on investment. The negative value of groundwater temperature (in the 16 model cells containing the heat exchanger having a cross section of 6 × 6 m and a height of 5 m) calculated by the model is unrealistic and suggests that a collection of 10 kW would not be possible over a longer term if the heat pump exchanger was installed in the mine shaft. Such an adverse result is caused by two major factors: first, the simulated flux of water in the mine shaft is negligible and, second, the mine water surrounding the heat exchangers has a thermal conductivity only 0.6 (W/m/°C), which is significantly lower than the saturated rock thermal conductivity. When simulating a heat exchanger with a 1st type boundary condition (T = 10 °C in the 16 cells with a heat exchanger), a heat yield of 4.7 kW was calculated.

Flow in vertical mine shafts without an overflow is usually negligible and depends on groundwater inflows through the shaft walls. Stagnation of flow often exists, with vertical stratification caused by mine water chemical composition and temperature. Under natural conditions, the water temperature and salinity increases with depth in vertical mine shafts. The installation of a vertical heat exchanger causes water cooling and an increase in density (Fig. 1). Due to the groundwater density imbalance, a convective cell with partial replacement of water around the heat exchanger can be created. Creation of the convective cell demands that the temperature density increase

**Fig. 12** Final temperature decline resulting from the long-term mine water abstraction for the heat pump at the rate of 20 L/s (Scenario A)



**Fig. 13** Gradual mine water temperature decline at the uptake point (Scenario A)



**Fig. 14** Mine water temperature development in the vicinity of heat exchanger (Scenario B); heat abstraction simulated via 2nd type boundary condition

be larger than the density increase attributed to chemical stratification. In general, the chemical stratification of a water column prevents the establishment of such a convective cell. Convective cell creation is also not possible in the case of forced water circulation around a heat exchanger generated by a piezometric head gradient between the water table and the base of the shaft. In any case, convective or pressure driven flow is unlikely in a vertical shaft comparable to the flux simulated as mine water abstraction in Scenario A. As a result, the approach described for Scenario A can provide significantly larger amounts of energy than Scenario B.

**Conclusions**

Almost all research investigations of hydrogeological structures have focused on determining the hydraulic parameters and testing available groundwater quantities. We are still in the early stages of method development, modelling, and estimation processes when it comes to determining representative thermal parameters of water-saturated rock on a regional scale. The biggest issue with the application of heat flow mathematical models for heat

uptake evaluation is the uncertainty of input data concerning terrestrial heat flow and the thermal parameters of the rock mass or the complete absence of such data. Our simulations indicate that underground mine structures could be suitable systems for the installation of heat pumps since their thermal stability and hydraulic properties allow mine water and groundwater abstraction at significant rates. The ongoing disposal of wastes in underground mines in the Czech Republic should be reconsidered in consideration of this conclusion. Filling up the pits and corridors of abandoned underground mines degrades and permanently destroys the hydraulic systems that could be used to collect low-grade geothermal energy by mine water abstraction.

With regard to maximising thermal output, we propose that a feasible technical design is to pump mine water to the heat pump exchangers situated in the technical areas of boiler plants. (Scenario A). Our simulations indicate that there is potential to extract 1.66 MW of mine heat potential from the Krimich II mine at a pumping rate of 40 L/s during the winter heating period. We know that the groundwater withdrawal reserve is actually greater than 40 L/s because when the mine was operating, the mine water discharge rate averaged approximately 55 L/s.

Groundwater abstraction enables utilization of geothermal energy from a flooded mine. The only factor limiting mine water pumping heat systems is the long-term availability of mine water in sufficient volumes. When pumping at 1 L/s, with a temperature drop of 5 °C, it is possible to obtain a heat output of 20.8 kW. Large mines could be a long-term source of stable temperature water with a volume of tens to hundreds of litres per second. For example, the estimated flooded volume of Krimich II mine is 559,000 m<sup>3</sup>. The only disadvantages of such a technical design (Scenario A) is the problems of discharging saline mine water and scale formation in the heat exchanger. This disadvantage disappears when the heat exchanger is situated in the flooded parts of the mine (Scenario B). The disadvantage of Scenario B is considerably less heat production.

A mathematical model is the only tool we can use to predict temperature changes of the mine and ground water. Our approach can be used to evaluate the basic energy potential of abandoned mines. It is obvious that when choosing a specific mine for heat pump installation, detailed calculations using more sophisticated software are necessary and these calculations must be supplemented by measuring relevant data.

**Acknowledgments** This paper was written with financial support from the Ministry of Industry and Trade of the Czech Republic.

## References

- Beardmore GR, Cull JP (2001) Crustal heat flow: a guide to measurement and modelling. Cambridge Univ Press, Oxford. ISBN 0-521-79289-4
- Birch F (1942) Thermal Conductivity and Diffusivity, Handbook of Physical Constants. Geol Soc Am Wash DC, USA Special Paper 36:243–266
- Blažková M (2011) Metodika k hodnocení geotermálního potenciálu v modelovém území Podkrušnohoří. Dept of Geography, Jan Evangelista Purkyně Univ, Ústí nad Labem, Czech Republic
- Čermák V, Rybach L (1982) Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. In: Angenheister G (ed) Numerical simulation of reactive flow in hot aquifers. Springer, Heidelberg, pp 305–343
- Clauser CH (2003) Numerical simulation of reactive flow in hot aquifers, SHERAT and Processing SHERAT. Springer, Heidelberg
- Clauser C, Huenges E (1995) Thermal conductivity of rocks and minerals. In: Ahrens TJ (ed) Rock physics and phase relations—a handbook of physical constants, AGU Reference Shelf, American Geophysical Union, Washington DC, vol 3, pp 105–126
- Engineering Toolbox Properties of water, saturated liquid. [http://www.engineeringtoolbox.com/water-properties-d\\_1508.html](http://www.engineeringtoolbox.com/water-properties-d_1508.html), cited Sept 2011
- Geothermal Heat-Flow Density of the Europe Area. [http://www.geni.org/globalenergy/library/renewable-energy-resources/europe/Geothermal/Geothermal%20heat%20-%20Potential\\_files/6-1-100.gif](http://www.geni.org/globalenergy/library/renewable-energy-resources/europe/Geothermal/Geothermal%20heat%20-%20Potential_files/6-1-100.gif), cited Sept 2011
- Haenel R, Rybach L, Stegena L (1981) Handbook of terrestrial heat-flow density determination. Kluwer, Dordrecht
- Horai K (1971) Thermal conductivity of rock-forming minerals. J Geophys Res 76:1278–1308
- Langevin CD, Thorne DT Jr, Dausman AM, Sukop MC, Weixing G (2008) SEAWAT Version 4: a computer program for simulation of multi-species solute and heat transport. Techniques and Methods, Book 6, USGS, Washington DC
- Ondovčín T, Mls J (2007) Relation between phase density and component concentration in groundwater flow modelling. J Hydrol Hydromech 55(4):236–245
- Peters AE (1992) Mine water heat recovery project; final technical report, research overview. Albert E. Peters Assoc, Scranton
- Popov YA, Pribnow DFC, Sass JH, Williams CF, Burkhardt H (1999) Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning. Geothermics 28:253–276
- Rapantová N, Grmela A, Vojtek D, Halir J, Michalek B (2007) Groundwater flow modelling applications in mining hydrogeology. Mine Water Environ 26:264–270
- Raymond J, Therrien R, Gosselin L, Lefebvre R (2011) Numerical analysis of thermal response tests with a groundwater flow and heat transfer model. Renew Energy 36:315–324
- Rentz A, Ruhaak W, Schatzel P, Diersch HJG (2009) Numerical modelling of geothermal use of mine water: challenges and examples. Mine Water Environ 28:2–14
- Rodríguez R, Díaz BM (2009) Analysis of the utilization of mine galleries as geothermal heat exchangers by means a semi-empirical prediction method. Renew Energy 34:1716–1725
- Rowe RK (2001) Geotechnical and geoenvironmental engineering handbook. Kluwer, Dordrecht
- Rumford C, Brown SC (1969) Practical applications of heat. Oxford Univ Press, London
- Shoemaker WB, Kuniatsky EL, Birk S, Bauer S, Swaib ED (2008) Documentation of a conduit flow process (CFP) for MODFLOW-2005. USGS Tech Methods 6-A24, Washington DC, USA
- Švoma J et al (1970) Plzeňská pánev. Regionální hydrogeologický průzkum. Závěrečná zpráva, Geofond Praha
- Watzlaf GR, Ackman TE (2006) Underground mine water for heating and cooling using geothermal heat pump systems. Mine Water Environ 25:1–14
- Weast RC, Astle MJ, Beyer WH (1989) CRC handbook of chemistry and physics. CRC Press, Inc., Boca Raton
- Zheng C, Wang PP (1998) MT3DMS a modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. US Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg



# IJERT

International Journal of  
Engineering Research & Technology  
www.ijert.org



## Certificate Of Publication

*This is to certify that*

*Baier J*

*Has published a research paper entitled,*

*Mathematical Modelling of the Groundwater and Heat Flow in the*

*Complicated Hydrogeology Structures*

*In IJERT, Volume 2, Issue 11 (November - 2013)*

A handwritten signature in black ink, appearing to read "D. Srinivasan".

Registration No: IJERTV2IS110675

Date: 14/11/2013

Chief Editor, IJERT

International Journal of  
Engineering Research & Technology

## Mathematical Modelling of the Groundwater and Heat Flow in the Complicated Hydrogeology Structures

Baier J<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Faculty of Environmental Sciences, Czech University of Life Sciences Prague, Kamýcká 129, Praha 6 Suchdol, 16521, Czech Republic  
baier@centrum.cz

Uhlík J<sup>2</sup>

<sup>2</sup>PROGEO l.t.d., Tiché Údolí 113, Roztoky u Prahy, 25263, Czech Republic

Datel J.V.<sup>3</sup>

<sup>3</sup>Department of Hydrogeology, Faculty of Science, Charles University in Prague, Albertov street 6, 12843 Prague 2, Czech Republic

### Abstract

The Benesov-Usti aquifer system of the Bohemian Cretaceous Basin constitutes the largest accumulation of moderately thermal groundwater (25 - 35°C) in the Czech Republic. The main goal of the research project was the determination of available yield of groundwater resources in the areas of Decin and Usti and effect of withdrawals on the quantity and temperature of the waters. The area is strongly influenced by Saxonian orogeny. Common approaches to the simulation of groundwater flow using MODFLOW packages BCF and LPF fails. Suitable simulation of the hydraulic function of faults and heat transfer simulations is only possible with discretization of the model layers independent of the location of the aquifers and aquitards. The MODFLOW using HUF package and MT3DMS model were evaluated as satisfied tools for the calculation of groundwater and heat flow. Potential for thermal groundwater abstraction up to 275 L.s<sup>-1</sup> in Ústí city and 44 L.s<sup>-1</sup> in Děčín city accompanied by maximal drop of groundwater temperature 1.7°C were evaluated by predictive simulations.

### Key words

HUF MODFLOW, groundwater flow model, heat flow model, geological fault, terrestrial heat flow

### 1. Introduction

Long term groundwater extraction has a significant effect on the groundwater levels, flow directions and velocity [14]. In the areas with thermal waters the groundwater extraction significantly influences the temperature distribution

in the aquifer [1]. The most useful tool for evaluation of groundwater pumping in the complicated hydrogeology systems is calibrated mathematical model [15].

In the Czech Republic one of largest and most exploited aquifer system with low potential thermal groundwater accumulation is the Benesov-Usti aquifer system (BUAS). It occupies N part of the Bohemian Cretaceous basin (BCB) and covers cca 1580 km<sup>2</sup> (Fig. 1).

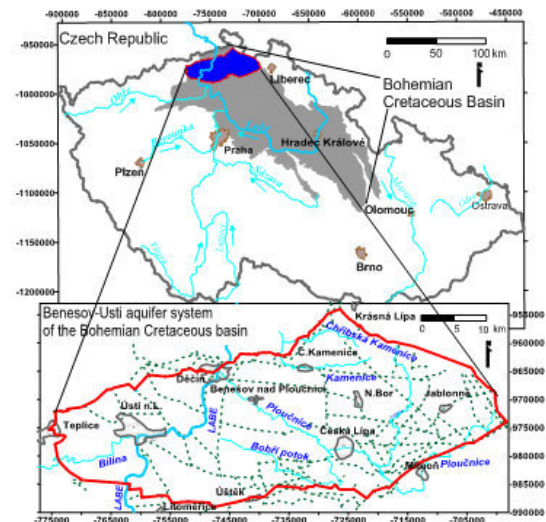


Fig. 1 Area under study

A mathematical model of groundwater flow and heat transport has been designed for the needs of ground water management in the area under study. The main goal of the research project was to determine available quantity of thermal groundwater in the areas of Decin and Usti and the effect of withdrawals on the temperature field. The

mathematical model allowed for evaluation of temperature changes, as well as identification of infiltration zones.

The majority of pumping wells is situated in the Ústí nad Labem and Děčín cities. Thermal groundwater temperature in the area typically varies between 25 and 35°C. Estimates of the existing heat flow in the area differ quite significantly. In [10] the heat flow estimate varies between 90–100 mW.m<sup>-2</sup>. An average heat flow in the BCB of 73 mW.m<sup>-2</sup> and 80 mW.m<sup>-2</sup> is assumed in the [8] and [3]. In [19] the heat flux values lower than 50 mW.m<sup>-2</sup> for the recharge and higher than 70 mW.m<sup>-2</sup> for discharge areas is determined. Many authors expect increased heat flow in the fault areas.

In the winter period 50 ls<sup>-1</sup> of thermal groundwater is used by heat exchangers to allow central heating in the Děčín city. Thermal groundwater become heat source of thermal pools in Usti nad Labem and Decin and for Usti nad Labem ZOO.

The area under study is strongly affected by tectonic deformation resulting in many faults. The groundwater may overflow between different aquifers at the fault lines [4]. The broadly used groundwater model vertical discretization (using MODFLOW BCF and LPF packages) fails to account for complex groundwater pattern existing in the described area.

## 2. Hydrogeology, model concept

### 2.1. Surveying history of the area

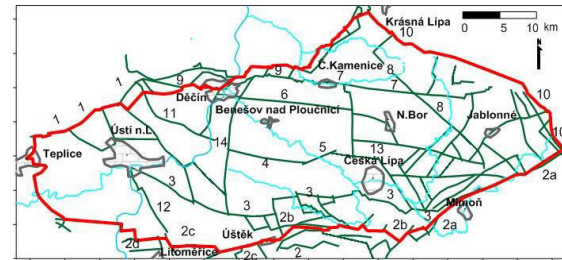
The first wells were drilled from 1888 to 1932 in the areas of Bystrany, Usti nad Labem and Decin (Fig. 1). The hydrological and hydrogeological research of the BCB was subject to an extensive assessment in the 1980's. A comprehensive description of the area was published by [7]. In [11] a detailed hydrological and hydrogeological evaluation of the region including double layer mathematical model is published.

The European project ISPA (2002-2008, No 2000/CZ/16/P/PE/003 - reconstruction of national groundwater monitoring network) brought a new inputs to the research of the area of interest. Sixteen new wells were drilled in the model area. Extensive drill logging and surveying helped verify and precise data of lithology, basin tectonic structure, hydraulic parameters, piezometric altitudes and vertical profiles of groundwater temperatures. Synthesized information from all available sources is in [5].

### 2.2. Fault zones

The study area forms part of the territory of intense Saxonian orogeny, the predominant trends

of faults being NE-SW, NW-SE, and E-W. Fig. 2 shows the outline of fault lines. The entire sunken Stredohori block is very strongly affected by block disintegration along faults of various trends. Due to this fact and the varied lithofacies development of the Upper Cretaceous sedimentation, this unit is one of the most complex structures of the BCB. The most important tectonic features include the Ore Mountains fault zone, the Lusatian fault and the complex of the Stredohori fault (Fig. 2).



**Fig. 2 Outline of geological faults:** 1 – Ore Mountains fault zone, 2 – Stredohori fault zone (2a – Straz fault, 2b – Ceska Lipa fault zone, 2c – Ustek fault, 2d – Libochovice fault), 3 – Malecov-Okresice fault, 4 – Valkerice fault, 5 – Radeč fault, 6 – Kerhartice fault, 7 – Ceska Kamenice fault zone 8 – Svor fault, 9 – Decin fault zone, 10 – Lusatian fault, 11 – Libouchec fault, 12 – Zitenice fault, 13 – Skalice fault, 14 – Bechlejovice fault, 15 – Doubice fault zone

### 2.3. System of aquifers and aquitards

Lithological distinction of Cretaceous beds is the key factor to identify the aquifers and aquitards of the entire unit [11]. The sunken Stredohori block is the main structural element in the area.

Three aquifers can be distinguished in the sunken Stredohori block. The base aquifer **A** is accommodated in the Peruc-Korycany formation (Cenomanian sandstones), aquifer **BC** in the Bila Hora and Jizera formations (Lower to Middle Turonian sandstones), and aquifer **D** is constituted by the Brezno and Merboltice formations (Coniacian sandstones). Aquitards a/bc (the base of the Bila Hora formation -marlstones) separates aquifers A and BC. Aquitards bc/d (Jizera and predominantly Teplice formations – claystones, marlstones) separates aquifers BC and D. The basal Cretaceous aquifer A occurs throughout the model area. Aquitards a/bc did not develop in the area east of Usti nad Labem, where only joint aquifer AB is present. The thickness of aquifer A and/or AB is typically 40-70 m. The thickness increases to approximately 130 m in the vicinity of the Lusatian fault, where, due to the petering out of the aquitard beds, it connects also with the overlying aquifers to form a single permeable aquifer complex of sandstone beds up to 750 m thick. The lowest part of the Bila Hora formation in the rest of the area is constituted by marlstones. It functions as the upper aquitard for aquifer A. Transmissivity of the aquifer A decreases from NE to SW and W in

agreement with the decrease of the sandy component. The mean value of the coefficient of transmissivity is  $60 \text{ m}^2/\text{day}$ .

The main Cretaceous aquifer BC, constituted by the sandstones of the Jizera formation (C) and the upper part of the Bila Hora formation (B) is the thickest and, in terms of water management, the most important aquifer of the entire Bohemian Cretaceous Basin. The aquifer BC extends across most of the area, only missing in its SW part, roughly beyond the Decin-Ustek line (Fig. 2). The contiguous body of Jizera formation sandstones splits WSW of this line to several bodies and peters out. Aquifer BC is connected to the sandstones of aquifer A in the zone along the Lusatian fault (the aquifer ABC). Aquifer BC in the central and SW parts of the area is overlaid by the Teplice and Brezno formations in the facies of calcareous claystones and marlstones, which function as the topping of the aquifer (aquitards bc/d). The thickness of aquifer BC varies from 60 m in the SW to 510 m in the NE at the Lusatian fault. The above thickness of aquifer BC is the greatest of the entire BCB.

The uppermost part of the basin (aquifer D) is constituted by the sandstone facies of the Brezno formation and/or the flyschoid facies of the Merboltice formation. Aquifer D in the central part of the sunken Stredohori block is intruded (and partly covered) by extensive volcanic bodies, which complicate groundwater flow. The upper boundary of aquifer D is constituted by free water table [7].

#### 2.4. Vertical discretization of the model area

Complex groundwater flow simulation (using MODFLOW) is only possible when the vertical discretization of the model domain independently of the base and ceiling of existing lithostratigraphic units. Given the main aquifer BC thickness of 450 m and approx. 30 m of geothermal gradient, groundwater temperature difference of  $15^\circ\text{C}$  may occur in the aquifer. The simulation of heat transport also requires a more detailed discretization of the model space. The scheme of the hydrogeological bodies and faults in the study area, groundwater flow and model layers concept is in the Fig. 3.

Anderman and Hill (2000) developed MODFLOW module HUF, based on a new methodology of the input of hydraulic characteristics independently to the model grid. Hydraulic characteristics of the model cells are calculated from the characteristics described for existing hydrogeological units.

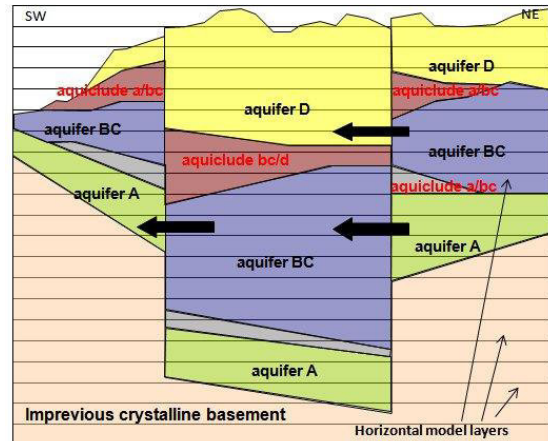


Fig. 3 Concept of hydrogeological units (schematic cross-section NE-SW)

Above described discretization concept distributes river boundary condition within several model layers. Uncontrolled drying of model cells during groundwater flow calculation followed. Improved vertical discretization, preserving all the stream cells in the first model layer, is described in Fig. 4. The model space was ultimately discretized into 21 model layers.

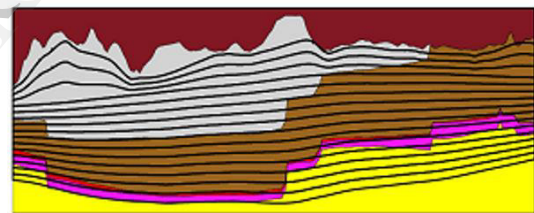


Fig. 4. Schema of the hydrogeological units and model layers

### 3. Groundwater flow model

#### 3.1. Boundary conditions

Rainfall recharge is the only source of groundwater in the model area. The infiltrated quantity was found by means of hydrological calculation, whereby rainfall infiltration is equal to the observed base flow from the territory. The quantity of recharge in individual model cells depends on the altitude of the surface and the rock type at outcrop. The quantity infiltrating into the entire model area ( $1580 \text{ km}^2$ ) is  $6,315 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^2$ . Model recharge was calculated in the interval from  $0.6$  to  $8.0 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^2$ .

An important part of the infiltration is drained into the rivers. The drainage into river streams was simulated using the boundary condition of the third type.

Groundwater abstraction was simulated using boundary condition of the second type. It is practically impossible to comply with the requirement that groundwater pressure along the open section of the well (including the case of connection of more aquifers) should be approximately constant in the multiaquifer system using MODFLOW module WELL. Groundwater abstraction was simulated using module MODFLOW MNW1 [6].

### 3.2. Calibration of the groundwater flow model

The groundwater flow model was calibrated applying the head criterion in three stationary simulations describing different exploitation of the system. Model values of hydraulic levels were compared with known water table data from the given period.

The first simulation represents flow pattern existing prior to the beginning of groundwater withdrawal (in late 19th century).

The second simulations involved maximum achieved exploitation of the BUAS system in 1980's (583.6 L.s<sup>-1</sup>). The model water level was compared with several tens of measurements of water tables in wells, listed by [11] (Fig. 5). Model water levels of artesian aquifers in the drainage areas are usually in agreement with real measurement to 5 m. bigger differences were allowed in the recharge areas (Fig. 5).

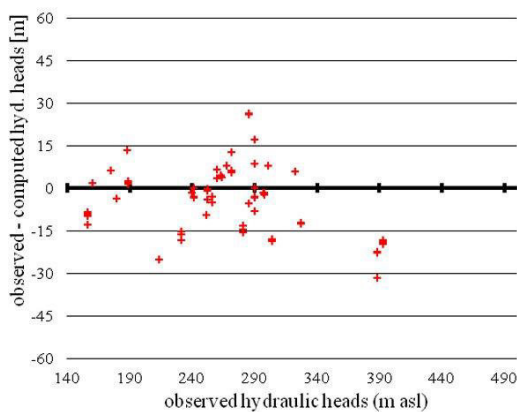


Fig. 5 Comparison of model deviations from the measured groundwater levels

Model drainage in the individual catchments was compared with the evaluated base flows in the river network (Fig. 6).

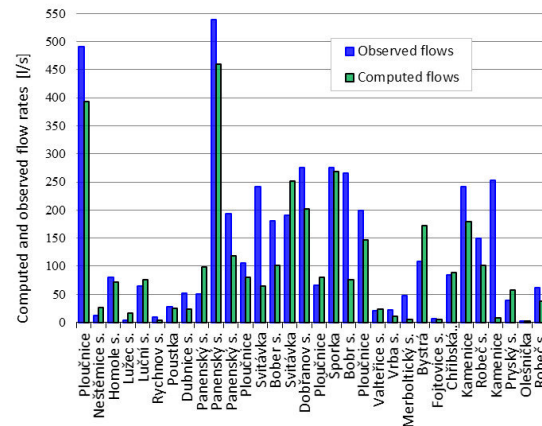


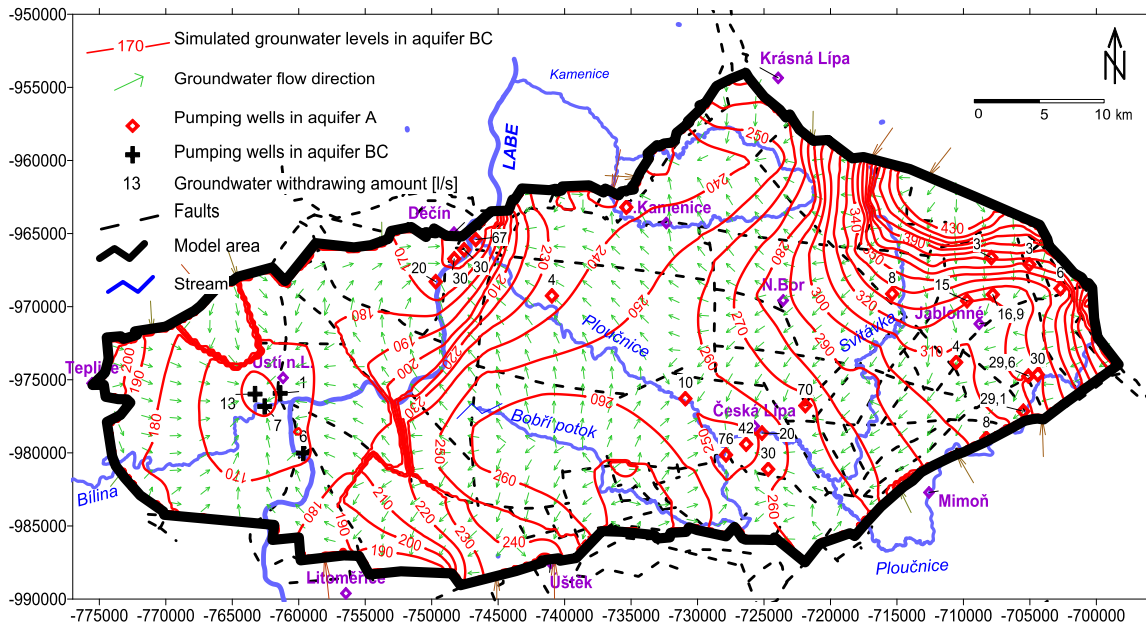
Fig. 6 Comparison of the measured and modelled groundwater flows

The third option involved simulations of groundwater flows at the existing mean rates of withdrawal (280 L.s<sup>-1</sup>).

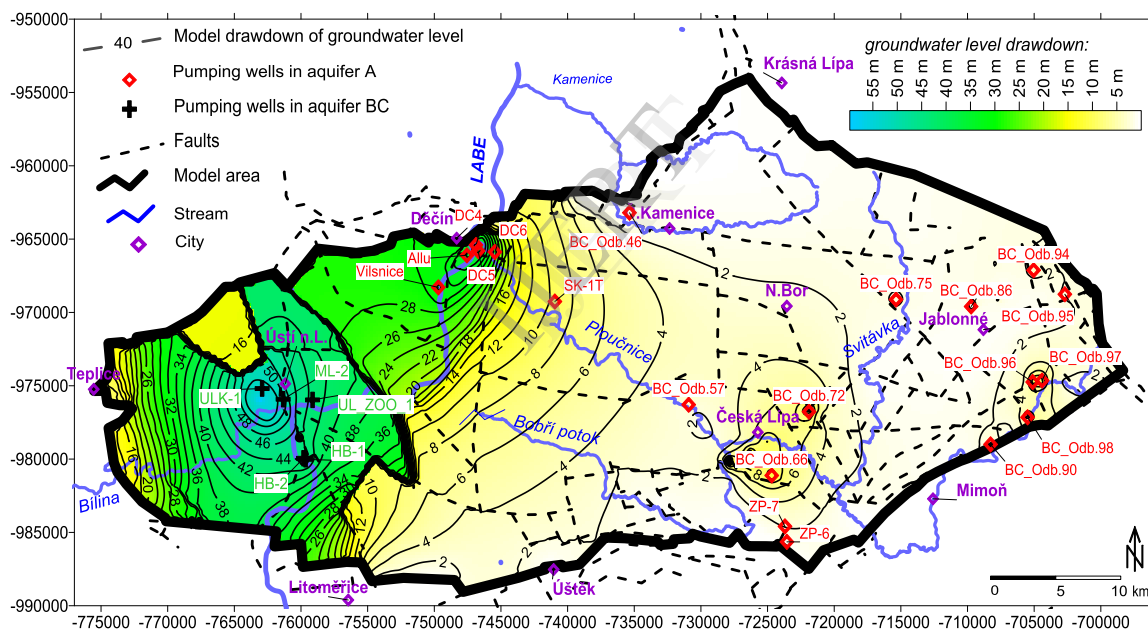
### 3.3. Results of the groundwater flow model

The model results reveal that, given the tectonic affected structure, the piezometric values of groundwater flow in the basal aquifer A and the main aquifer BC are at similar levels. Vertical shift at the fault lines is usually greater than the thickness of the basal aquifer A. The block structure and the complicated system of groundwater overflow between the main and basal aquifers do not allow the existence of a piezometric heads in aquifer A independent to main aquifer.

An undisturbed stream of groundwater from the area of Usti nad Labem (in 19th century) trended toward the western boundary of the model territory, into the area of the river Bilina near Teplice. Existing withdrawal in the area of Usti nad Labem (commenced in 1911) created a new site of artificial drainage in the region (Fig. 7), substantially altering the trends of groundwater flow in an area of more than 100 km<sup>2</sup>. Withdrawals of groundwater in the quantity of 147 L.s<sup>-1</sup> and 27 L.s<sup>-1</sup> in the areas of Decin and Usti nad Labem in the period of maximum exploitation caused a drop of the pressure head of the artesian aquifers by dozens of metres (Fig. 8). Withdrawal of 238 L.s<sup>-1</sup> in the area of Ceska Lipa, where aquifer BC is unconfined, caused a drop of water table up to only 8 m.



**Fig. 7 Model contours of groundwater levels in aquifer BC at maximum withdrawals in 1980's**



**Fig. 8 Drop of groundwater levels at maximum withdrawals in 1980's**

#### 4. Heat flow model

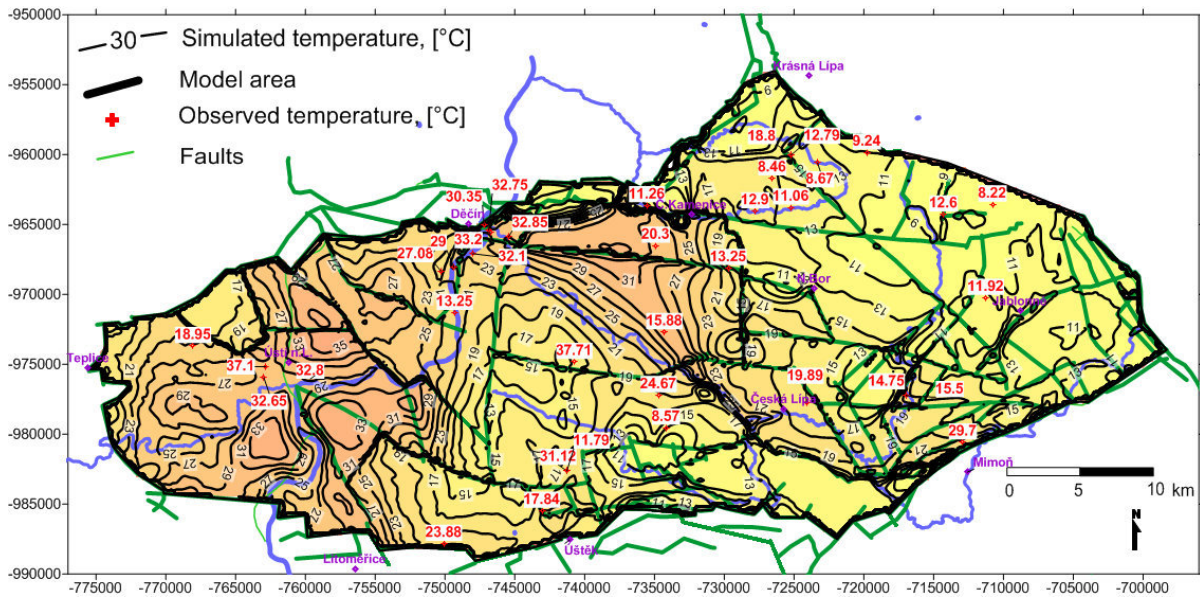
##### 4.1. Methodology and goals

Goals of the model were: a/find and test suitable methodology for the heat flow modelling in complicated hydrogeological structures, b/ evaluate effect of groundwater flow on temperature field and c/ evaluate the long term temperature changes due to the groundwater pumping. Thermal characteristics of the model were set in accordance with methodology publicised by [12].

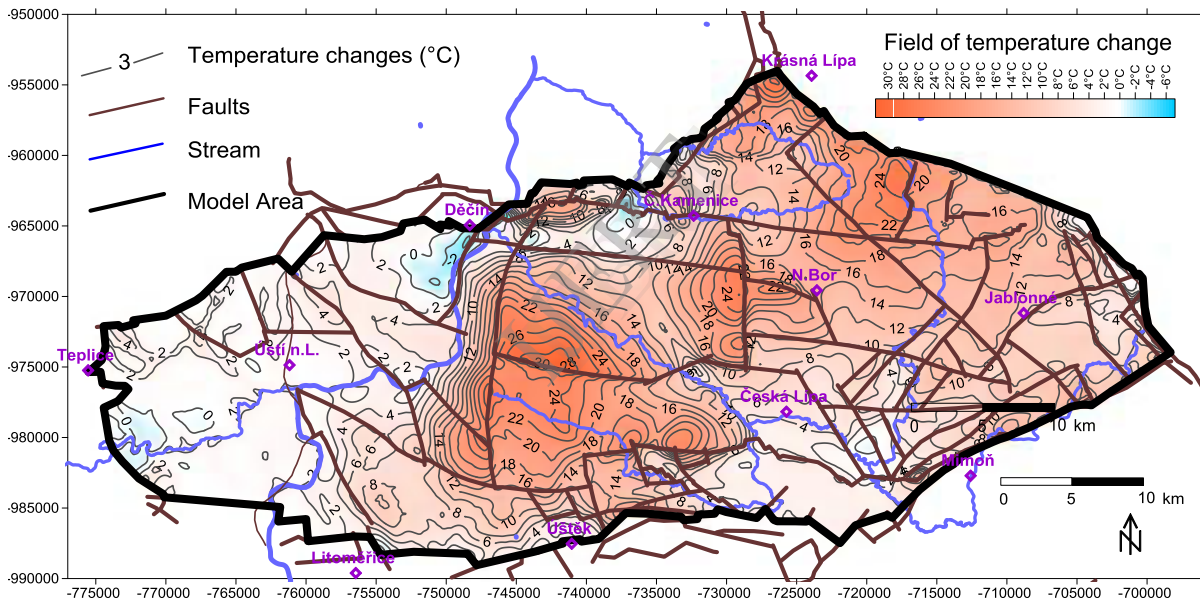
The influence of temperature changes on the hydraulic and thermal characteristics is omitted.

The temperature changes in the structure are small. According to [12] heat calculation was performed out using MT3DMS software [16].

The computed temperature field for unaffected condition by groundwater abstraction was set as initial condition for all others simulations. The effect of groundwater flow and groundwater pumping on temperature field was determined from the difference between the temperature field computed with and without groundwater flow. The temperature field in the saturated rock formation without groundwater flow was computed by setting thousand times smaller values of hydraulic conductivity, and rain infiltration into the groundwater and heat flow models.



**Fig. 9 Model contours of average temperatures in the collector BC - conditions without pumping**



**Fig. 10 Groundwater temperature change in collector A caused by groundwater flow**

**4.2. Boundary conditions and heat transport parameters**

The basal heat inflow is simulated using second type boundary condition between 70 - 80 mW.m<sup>-2</sup> in the lowest model layer (bedrock of the cretaceous sediments).

The heat outflow from the model is simulated using first type boundary condition. The constant temperature is set to the first model layer. Part of the heat is drainage with groundwater to the streams, springs and pumping wells.

There is lack of information describing thermal properties of the saturated rock.

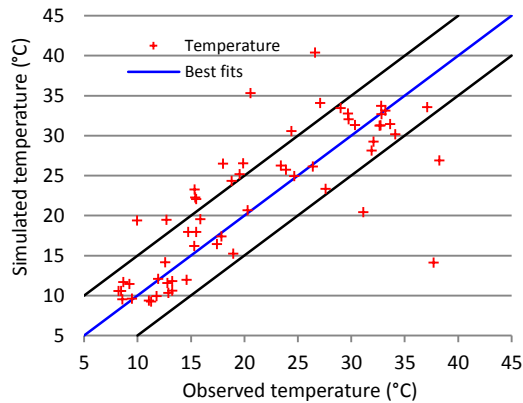
The thermal parameters of saturated rock environment was set up using methodology publicised in [12]. The thermal conductivity 1.66 W.m<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup> and thermal capacity 920 J.kg<sup>-1</sup>.°C were set up in the model.

**4.3. Heat flow model results**

Model calculated temperatures were compared with temperatures measured usually at the borehole bottom (fig. 11).

Good agreement of measured and modelled temperature (the difference smaller than 3°C) was reached in the area of Děčín and Ústí nad Labem cities. Modelled temperatures lower than 10°C in compare to measurement were computed in the central part of the model area. Simulated downward groundwater flow from the aquifer BC to the base

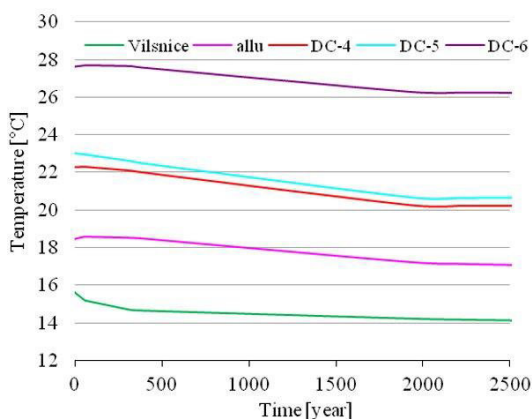
aquifer A is probably of higher intensity compared to existing conditions.



**Fig. 11 Comparison of the measured and modelled temperatures**

The areal distribution of the average vertical temperatures for the collector BC is shown in the Fig. 9. Lowest model temperatures are in the shallow parts of the hydrogeology structure and in the infiltration areas especially. Highest temperatures are measured and modelled in the areas with slow groundwater flow (Ústí nad Labem area) and in the deepest parts of the structure (close to Benešov nad Ploučnicí city).

The groundwater flow has a fundamental effect on the temperature distribution in the model area (Fig. 10). In the area between Ústí and Teplice cities the temperature differences between affected and unaffected temperatures via groundwater flow are relatively small. But in the infiltration areas the groundwater temperature in the basal collector A would be more than 20 °C higher without groundwater flow.



**Fig. 12 Drop of the groundwater temperature in pumped wells in the Děčín City area**

The long term development of the model temperature in the pumped wells in the Děčín city is in the fig. 12. The temperature decrease is very

small and its progress much beyond the human lifespan. This model results corresponds to reality. Its known that in the most exploited area the temperature decrease was not observed (after almost hundred years of groundwater pumping).

## 5. Conclusions

Fault lines fragment the model area of the Benesov-Usti system into 30 separate blocks with different altitudes of the base of Cretaceous sediments (Fig. 2). The vertical shift at individual faults causes discontinuities of the basal aquifer A. Horizontal overflows of groundwater between various aquifers occurs across fault lines.

A system of multiple aquifers in a block structure as occurs in the model area does not allow vertical discretization of the model domain in accordance with the geometry of existing hydrogeological units. Such approach would totally neglect the effect of faults on the groundwater flow pattern. Discretization of the model layers independently to the geological setup seems to be adequate approach. The application of the MODFLOW module HUF for the calculation of groundwater flow allowed automatic input and effective calibration of the hydraulic characteristics of the model space and should be used for groundwater flow simulations in complicated hydrogeology structures.

Potential to increase pumping of thermal groundwater in the areas of Usti nad Labem and Decin from 80.8 L.s<sup>-1</sup> and 25.3 L.s<sup>-1</sup> to 275 L.s<sup>-1</sup> and 44 L.s<sup>-1</sup> was evaluated by predictive model simulations. Retention of the piezometric surface of artesian aquifers above the ground surface was the applied criterion in the specification of maximum groundwater withdrawal. The water temperature stays at the same level for at least several generations, as subsequently confirmed the predictive heat transport model.

The computed temperature field is in reasonable agreement with measured temperatures. Model results were achieved by setting almost uniform heat flow values to the basal model layer. Model results suggest that heat flow in the area under study could be quite homogenous. According to model results the areas with higher temperatures are more influenced by upward flow of heated groundwater than by higher natural heat flow from the bedrock.

Results of the groundwater and heat flow model could be supposed new input to structural geologists discussing the function of faults in the area. It is known that the vertical shift of individual blocks is not attained in a single fault line but typically in a zone of several parallel faults. The



tightness of aquitards separating the aquifers can thus be significantly disturbed.

Demands have been voiced for an updated and detailed reassessment of the tectonic structure of the entire area of interest. Temperature field as well as geochemistry should be taken into account into hydrogeological analysis of the fault zones.

### Acknowledgements

This research has been supported by the Czech Science Foundation GACR/205/07/0691 and by the Institutional research project of the Czech Ministry for Environment MZP/00020711010021620855 Research and protection of hydrosphere.

### References

- [1] Andrews, Ch.B. (1978). The impact of the use of heat pumps on ground-water temperatures. *Ground water*, Vol. 16, No.6, 437 - 443
- [2] Anderman, E.R.; Hill, M.C., (2000). MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model, Documentation of the Hydrogeologic-Unit Flow (HUF) Package: U.S. Geological Survey Open-File Report 00- 342, Reston, Virginia
- [3] Cermak, V. (1977). Geothermal measurements in Paleogene, Cretaceous and Permo-Carboniferous sediments in Northern Bohemia. *Geophys. Roy.Astron.Soc.*, 48:537-541, Oxford
- [4] Datel, J. V.; Kobr, M.; Prochazka, M., (2008). Well logging methods in groundwater's surveys of complicated aquifer systems: Bohemian Cretaceous Basin. *Environ.Geol.*, 57:1021-1034, doi: 10.1007/s00254-008-1388-8
- [5] Datel, J. V., (2008). Limits for use of thermal waters on the example of the conceptual model of the Benesov-Usti aquifer system of the Bohemian Cretaceous Basin. *Dissertations*, Charles University in Prague
- [6] Halford, K. J.; Hanson, R.T., (2002). User guide for the drawdown-limited, multi-node well (MNW) package for the U.S. Geological Survey's modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model, versions MODFLOW-96 and MODFLOW-2000: U.S. Geological Survey Open-File Report 02-293, Reston, Virginia
- [7] Hercik, F.; Herrmann, Z.; Valecka, J., (1999). Hydrogeology of the Bohemian Cretaceous Basin. *Czech Geological Survey*, Prague
- [8] Ibrmajer, J.; Suk, M.; et. al., (1989). Geophysical view of the Czech Republic. *Czech geological survey*, Prague
- [9] Jiráková, H.; Procházka, M.; Dědeček, P.; et al. (2011). Geothermal assessment of the deep aquifers of the north-western part of the Bohemian Cretaceous basin, Czech Republic. *Geothermics* 40, 112-124.
- [10] Myslík, V.; Kukul, Z.; Posmourny, K.; Frydrych, V., (2007). Geothermal energy – ecological energy from depths of the Earth. *J. Planeta*, 15:1-32, Prague
- [11] Nakladal, V. et al., (1987). Groundwater resources and hydrogeological conditions of the Bohemian Cretaceous Basin. *Hydrological unit 3. Stavebni Geologie*, Prague
- [12] Thorne, D.; Langevin, Ch.; Sukop, C. M., (2006). Addition of simultaneous heat and solute transport and variable fluid viscosity to SEAWAT, *Computers & Geosciences* 32,1758 – 1768,
- [14] Tularam, G. A.; Krishna, M., (2009). Long term consequences of groundwater pumping in Australia: A review of impacts around the globe. *Journal of Applied Sciences in Environmental Sanitation*, Vol 4, Num. 2: 151-166.
- [15] Williams, D. D.; et al., (1999). Analysis of Convective Heat Transfer in Deformed and stratified aquifers associated with frash thermal mining, *Groundwater* 37, 517 - 522
- [16] Zheng, C.; Wang, P. P., (1999). MT3DMS, a modular three-dimensional multi-species transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; documentation and users guide SERDP-99-1. U.S. Army Engineer Research and Development Centre, Vicksburg.

**THE COAL HEAP AS AN ENERGY SOURCE – EVALUATION OF  
ITS UTILIZATION POTENTIAL BASED ON DETAILED FIELD  
MEASURING AND NUMERICAL MODEL SIMULATIONS**

Šárka Kalužničínová<sup>1</sup>, Hana Straková<sup>1</sup>, Jan Baier<sup>1</sup> and Václav Chrástný<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Faculty of Environmental Sciences, Czech University of Life Sciences Prague,  
Kamýcká 129, Praha 6 Suchbát, 16521, Czech Republic*

## ABSTRACT

This article deals with thermal monitoring of coal heaps in the eastern Giant Mountains. The aim of this study was to determine the thermal activity at 4 localities by contact thermometers and making a prognosis of the thermal field development. The determination of thermal activity was discovered by measurements of temperature and carbon dioxide. Measured temperatures were used for calibration of numerical model.

The highest temperatures determined in the (thermally) most promising site for potential energy production (in the Žacléř cadastral area - Eliska coal heap) had reached 337.35 K at a depth of 50 cm below the surface with the surface temperature of 298.45 K and ambient air temperature of 284.15 K. On this site, the highest subsurface temperature being 343.55 K in a control quadrant. The mathematical model showed that the temperature inside the coal heap should not fall below 293.15 K for at least 20 years.

**KEYWORDS:** coal heap, black coal, thermal activity, numerical modelling

## INTRODUCTION

### Origin of coal heaps in the Czech Republic

In the Czech Republic occur all types of coal, ranging from lignite to anthracite. Most of them can also be found in the tailings, the waste rock after processing coal, etc. The deposits of coal and lignite in the Czech Republic have been systematically extracted for over 150 years. Underground mining methods have been used, particularly for the coal deposits. Extracted coal was partly separated on the site of the extraction mechanically (manually) and then it was hauled away for further processing. However, coal residues remained in the tailings and were transferred to the coal heap.

### Heap composition

Coal heaps are important also from the energy aspect, since they contain a large percentage of combustible materials throughout virtually its entire volume. It is estimated that at some sites the residual components of coal substance comprise around 10 to 20% (unpublished data). In addition, the coal heaps also include slate, sandstone, iron pyrites, dust, ash, slag, but also coal which has not been separated out during its processing (Hollesen et al., 2011; Kürten et al., 2010; Zhang and Kuenzer 2007).

### Spontaneous combustion and coal fires

A coal matrix porosity ranges from 15 to 40% (Krajčiová et al., 2004). Oxidation and mutual interactions between coal (or coal residues) and atmospheric oxygen lead to spontaneous combustion of coal (Wang et al., 2003). Under optimum conditions an underground (endogenous) and often a surface fire can occur (Zhang and Kuenzer, 2007).

Coal fires occur throughout the whole world - in China, India, USA, Russia, Australia, Central Asia, Germany and also in the Czech Republic (Chen et al., 2010; Stracher and Taylor, 2004). The greatest problems and economic losses

associated with putting out the coal fires originate in China. It is estimated that economic losses resulting from coal fires reach 25 billion EUR/year (Chen et al., 2010). There are more than 50 areas affected by coal fires in China. Currently it is estimated that each year 20-30 million tons of coal burn there. This quantity corresponds to an annual production of coal in Germany (Kuenzer et al., 2007).

Coal fires kill people and cause environmental degradation, release of greenhouse and toxic gases, landslides or subsidence of land, and destruction of the habitat of flora and fauna. They also have an impact on accelerating the depletion of coal reserves (Stracher and Taylor, 2004; Zhang and Kuenzer, 2007).

The self-combustion process is complex and involves four processes: diffusion, chemical interactions between coal and oxygen, release of heat and emissions. These phenomena are influenced not only by the diversity, composition and properties of coal, but also by the pores structure (Wang et al., 2003).

According to Guatam *and* Surana (2001) spontaneous ignition is a characteristic of all types of coal. But it depends on the degree of maturity of coal, humidity, presence of sulphides etc. In contrast, Akgün *and* Arisoy (1994) and Nugruho *et al.*, (2000) suggest that self-ignition depends on the availability of oxygen, the size of the tailings heap, and the content of pyrite and coal.

### **Geothermal utilization**

In the Czech Republic there are several coal heaps that are thermally active continuously and could serve for energy use in the future. They possess a vast thermal energy potential. For example, if we consider a content of 20% of the coal substance in a coal heap of approximately 5 million m<sup>3</sup> in volume, there is 1 million cubic meters of coal gradually burning through. Such a quantity is equivalent to three years worth of production in a small coal mine (unpublished data).

There are two methods how to obtain thermal data: field mapping and remote sensing. The second method – satellite thermal infrared data – is suitable unfortunately for huge areas only, e.g. Chinese and Indian heaps (Stracher and Taylor, 2004). In China, there are many projects using thermal infrared satellite data. Satellite images can be very good data source for digital surface models (e.g. Tollingerová and Pavelka, 2008).

Authors Kürten *et al.* (2010) dealt with the utilization of geothermal energy of coal heaps and determination of technical and economic conditions for their use. The research was conducted in the western part of the Ruhr area. The survey found that 64% of the deposited material derived from mining, while the remainder was made up of foundry debris. The beginnings of smouldering (self-ignition) at the landfill were first reported in 1943. The results of the measurements showed significant thermal activities (373.15 K – probe 1, 573.15 K – probe 2, 473.15 K – probe 3). The probes 2 and 3 were located in the area of fire occurrence. Compared with classical geothermal power plants there are continuously high temperatures here. At the probe 2 higher CO concentrations were measured exceeded the more than 1000 ppm. Moreover, slow spread of endogenous fire means that it is possible to use high temperatures for a long time. In the Czech Republic there are coal heaps such as the Emma heap in the Ostrava region, or the Krimich coal heap in the cadastral municipality of Tlučná. During the years of 2007-2009 long-term monitoring was carried out in the Ema coal heap. Remote sensing survey of temperatures was carried out in one of the

boreholes. It confirmed fluctuations in the temperature during the day when the differences amounted to as much as 288.15 K. Additionally, monitoring showed relatively stable temperatures of around 373.15 to 393.15 K at 3 m below the surface. On the coal heap of Krimich was implemented a research project focused on thermal processes in the coal heaps resulting from mining (unpublished data). For these reasons, the area of the eastern Giant Mountains was selected for the measurement.

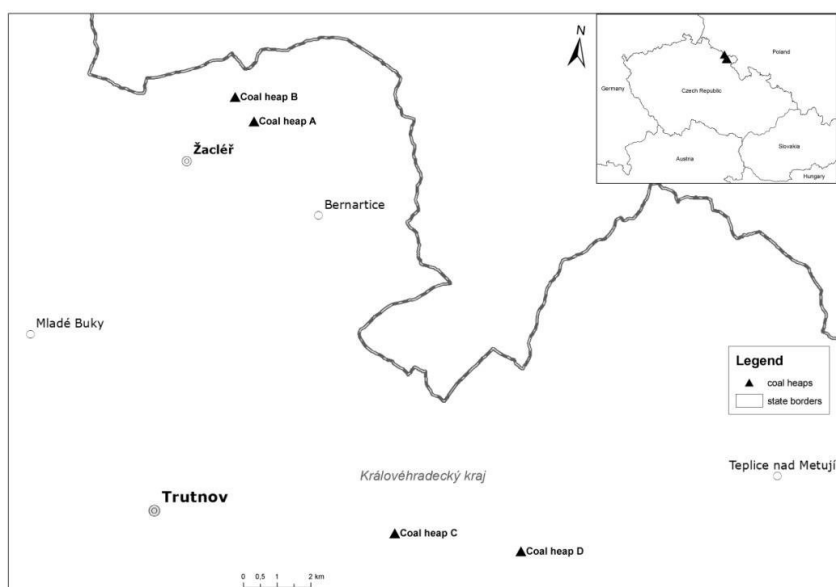
The most important feature the coal heaps is their composition, which determines the amount of potentially usable energy. In practice this means that if the coal heap contains large quantities of coal substance (about 30 to 40 % of its volume), there can be a considerable expectation of an autoignition process, or occurrence of endogenous fire. In respect of the age of the coal heaps, it is not possible to unambiguously state that if the heap is of a “early” age it will not be thermally active and *vice versa*. Heap size would be significant in the case of a higher content of combustible materials that would be evenly distributed throughout the entire area.

The aim of this study was to determine (i) the thermal activity of coal heaps in the Czech Republic in the Intracretaceous Basin by both the surface and subsurface measurements of temperature, (ii) then, by means of a mathematical model to evaluate the amount of energy potentially usable for energy purposes and the possible time span of utilizing the heap.

## MATERIALS AND METHODS

### Description of sites

Research in the form of thermal monitoring was conducted at 4 locations - A (the Žacléř cadastral area – coal heap of the Jan Šverma mine), B (the Žacléř cadastral area – Eliška coal heap), C (the Markoušovice cadastral area, Ignatius coal heap), D (the Radvanice v Čechách cadastral area – Kateřina coal heap). In total was measured 543 data. Thermal activity has been demonstrated in both old and young coal heaps (Fig.1).



**Fig. 1:** The map shows the sites at which the measurements took place

Each of these sites had a coal heap resulting from the mining of black coal.

**The site A** (Žacléř cadastral area – coal heap of the Jan Šverma mine) has an area of 18 ha. The coal heap area is 189.461 square metres and has a height of 69.5 m. It is 530-633 m above sea level, while the final spot height, following subsequent reclamation, is 629 m above sea level. The surface part of the coal heap is made up of the coal washery dirt. It also contains clayey and sandy siltstones, coal detritus and coal laminae. The lower part of the coal heap consists of rocks and boulders. The share of the coal component ranges from 25 to 30% (unpublished data).

**The site B** (Žacléř cadastral area – Eliška coal heap), has an area of 2.64 hectares and covers an area of 33.104 square metres with the height of 13 m. It is 531-544 metres above sea level. Expert evaluation of this site has never been carried out, thus it was not possible to obtain precise information on the composition of the coal heap. Location B has a relatively high content of coal residues of up to 30%, as well as ash and slag. During the period of 1968 - 1995 this tailings coal heap was in the state of a flare up. At present it is covered by natural seeding. In 1996 drainage of the coal heap base was carried out (unpublished data).

**The site C** (Markoušovice cadastral area, Ignatius coal heap) covers an area of 1800 square metres. It reaches a length of 150-200 m and height of 20 m on the valley side. The location C contains mine tailings with a predominance of sandstones, conglomerates, siltstones, claystones, coal dirt, and low-grade coal. The coal heap has a volume of approximately 36 000 cubic metres of which 40% comprises flammable components (coal). If we subtract 3 000 m<sup>3</sup> of pure stone from the sinking of the shaft and crosscuts into the seams, this represents about 18 000 tons of coal in various forms ranging from coal dirt to coal dust (literature is available from the author). In 2006, a coal fire occurred in the heap. Although it was caused by forest workers it was also due to the high content of coal substance in the coal heap. The temperature on the surface of the coal heap ranged from 373.15 K to 393.15 K, while the subsurface temperature had reached as much as 1 273 K. Water which was transferred to greater depths by means of two-meter probes decomposed at these temperatures into oxygen and hydrogen and this led to explosions. Reportedly, 800 tons of the coal mass dispersed in the coal heap had burned up (unpublished data).

**The site D** (Radvanice v Čechách cadastral area – Kateřina coal heap) covers an area of 212.137 m<sup>2</sup>, with the height of 50 m. The total volume of the coal heap is 2.331 million m<sup>3</sup>, while the total volume of the coal mass comprised 443.000 m<sup>3</sup>, i.e. 19% on average. Much of the coal substance was unevenly distributed and sometimes amounted to 40% by volume (literature is available from the author). The coal heap had also received mine run, muck, rocks, slag, tailings and coal. Prior to 1979 small outbreaks of heating began to occur and caused a flare up. It was therefore necessary to carry out a remediation of the coal heap. The flare up of the coal heap was longterm and very intensive, as evidenced by the temperatures measured inside the heap, which had reached over 1 273 K. Had the coal heap not been reclaimed and recultivated, there is a likelihood that a spontaneous burnout would take another 50 to 100 years (unpublished data).

### **Thermal monitoring and gaseous emissions**

Thermal monitoring was carried out in a regular network across the entire surface of the coal heaps. The distance between individual points of measurement was 10

m for the A to C. In case of the D location the distance between the points of measurements was 60 m – due to the size of the coal heap. A tape measure was used to measure out the same distances within the framework of individual points.

The thermal monitoring method consisted of measuring the surface (1-2 cm below the surface) and subsurface temperatures (at a depth of 50 cm). Measurements were carried on days without precipitation in order to prevent distortion in the results. Emphasis was also placed on making sure that there was no rain for 2-3 days prior to measurements, since that would also negatively affect the results. The measured temperatures were used for calibration of mathematical model. To create a model of a temperature field development the location B (the Žacléř cadastral area - Eliška coal heap), was selected since high temperatures with a high energy potential had been measured here. On the surface, coal heap temperatures had reached 343.15 K - which means that there had to be a significant source of thermal energy in the heap.

After the completion of the surface thermal monitoring the thermally most active sites on a particular coal heap were remeasured in 3x3 m control quadrats.

The size of control quadrats was 3x3 m (or 16 points) on the Eliška coal heap (2 control quadrats) and 2x2 m (or 9 points) on the Jan Šverma coal heap. The remaining two sites were not thermally active, therefore no control quadrat measurements had been performed.

The surface temperatures were measured by an autonomous measuring device with a Vernier Labquest twelvebit interface to which additional sensors such as humidity sensor, CO<sub>2</sub> sensor, etc can be connected. Using this device, it was possible to collect data with a maximum sampling frequency of 100 kHz, unless a specific sensor design was limited by lower frequencies. The thermal interface ranged from 273.15 to 343.15 K. The surface temperature was measured by a temperature measuring sensor which was connected to the LabQuest. The temperature sensor had a range of 253.15 to 383.15 K. It was reliably resistant up to a temperature of 403.15 K. Its accuracy was  $\pm 273.65$  K.

Subsurface temperature was measured by a GTH 1170 plunge thermometer with the interface temperatures ranging from 208.15 to 472.15 K, accuracy of  $\pm 0.05\%$  of the reading and  $\pm 0.2\%$  of the range, while at the temperature interface ranging from 208.15 K to 1 423 K its accuracy was  $\pm 0.1\%$  of the reading and  $\pm 0.2\%$  of the range.

Simultaneously with the determination of the surface and subsurface temperatures of the coal heap the concentrations of CO<sub>2</sub> were also measured. The Labquest Vernier interface device with a CO<sub>2</sub> sensor was used for this purpose. After digging up a hole to a depth of 50 cm the CO<sub>2</sub> sensor was suspended to its bottom and the concentration was measured automatically. The presence of carbon oxides in a coal heap or in a coal seam indicates spontaneous combustion. It has been proved that as the temperature rises from 313.15 to 353.15 K the CO concentration increases from 50 to 300 ppm. In respect of the CO<sub>2</sub> concentration it achieves higher values in the order of hundreds of ppm (Wang et al., 2003).

At each measured point its topography and elevation were recorded on the Leica GPS 1200+ receiver with accuracy of 0.01 m. The coordinates have been recorded in the WGS 84 system. Data processing was carried out in the Leica GeoOffice, ArcGIS 9.3 and Surfer 9 programmes. Before measuring subsurface

temperatures a hole to a depth of 50 cm was made with a steel rod a 2 cm diameter, to make penetration of a thermometer for depth measurements easier. Measurements at the site A (the Žacléř cadastral area - Jan Šverma coal heap) were carried out on 2.4.2011. The air temperature was 282.15 K and the weather was cloudy. Measurements at the site B (the Žacléř cadastral area - Eliška coal heap) took place on 17.4.2011. The air temperature was 284.15 K and the weather was cloudy. The site C (the Markoušovice cadastral area, Ignác coal heap) was measured on 24.4. 2011, at the air temperature of 285.15 K. The site D (the Radvanice v Čechách cadastral area, Kateřina coal heap) was measured on 6.7.2011, the air temperature was 295.15 K.

### **Mathematical model**

The main objective of the modelling studies was to evaluate by means of a mathematical model the volume of potentially usable energy for power generation purposes and to estimate a possible time span for the use of the coal heap. The extent of potentially useful energy is given by the coal heap properties (size, composition, age and history of the heap's flare-ups), physical and chemical processes in the coal heap (thermal properties of individual types of material - thermal conductivity, heat capacity, oxygen levels in the heap body, porosity, chemical processes within the heap), and the surrounding environment (in particular the climatic conditions of the region).

When the coal heap surface temperatures are known, it -can be possible through inverse modelling to determine the size of the energy source in such a way that the surface temperatures reach the measured values. Thus we obtain the amount of energy that must be delivered to the coal heap in order to achieve the measured values. If we determine how much energy is being created in the coal heap now and multiply it by thermal calorific value and the volume of the deposited material, we will obtain the maximum approximate amount of energy that could be released from the heap.

### **Temperature measurement**

Temperatures measured on the surface and 50 cm below the surface are due to the interaction of the above mentioned factors. The main process affecting the temperature of the coal heap is the flare up in the heap material and the release of much more energy than occurs, for example, due to chemical processes inside the heap. The temperature of the coal heap is influenced by climatic conditions and the amount of heat being produced within the body of the heap itself, and by the influence of the natural heat flow of the ground.

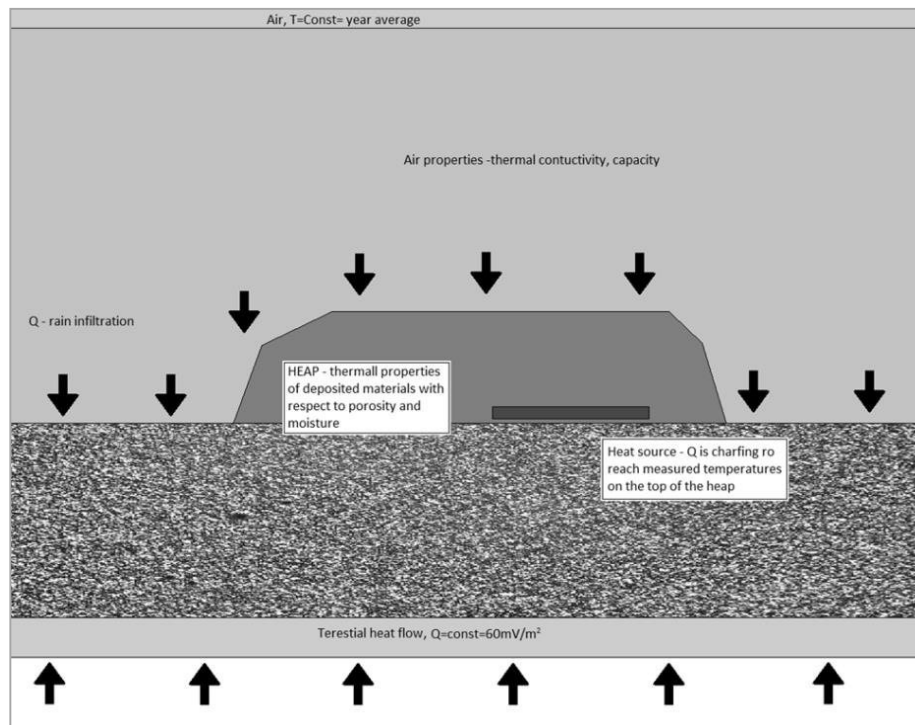
Modelling of the processes within the coal heaps has been pursued by Krajčiová *et al.* (2004), Hollesen *et al.*, (2011), Zhang *and* Kuenzer (2007), Krishnaswamy *et al.*,(1996), Evseev and Voroshilov (1986). In particular, they dealt with the simulation of the conditions leading to the flare up in the coal heap which may have a negative impact on the environment and public safety while minimizing the possibility of further use of heaps for energy purposes.

Methodology of the modelling studies was based on the assumption that the levels of the measured temperatures are determined by the amount of the energy flowing out of the coal heap body and by the climatic conditions. The aim was to quantify the amount of heat so that the measured temperatures corresponded to those in the model.



At the start, the composition of the coal heap and thermal properties of individual types of material were ascertained in order to determine the average parameters of the environment. Then, a conceptual model was created and the processes affecting the flow of heat in the coal heap and its surroundings were specified. Based on the conceptual model a mathematical model which made it possible to simulate processes in the coal heap was selected. This was followed by the creation of the actual mathematical model. Within the framework of the calibration of a stationary model the environmental parameters and the quantity of the supplied heat were varied so as to achieve maximum agreement between the measured and modelled temperatures.

After calibration of the stationary model a calculated thermal field was used to provide initial conditions for the transient simulations in which the boundary conditions simulating the addition of heat into the system (simulation of a flare-up) are turned off. By means of transient simulations it can be possible to determine the time during which the conditions become stabilized in cases where there was no addition of heat into the system (excluding the natural thermal flow from the ground).



**Fig. 2:** The schematic conceptual model

### Conceptual model

A schematic conceptual model is shown in Figure 2. Heat is supplied to the model by natural heat flow from the ground and by its being generated inside the tailings coal heap. Thermal energy is consumed by heating up infiltrated rainwater and by leakage into the atmosphere where it drifts away by means of convection. The interfaces coal heap/air and ground/air thus act as virtually unlimited consumers of heat which is conveyed into the environment. The heat transfer in the air is implemented mainly with the assistance of convection. By contrast, the heat flow in the rock mass occurs mainly by conduction, depending on the size of the pore environment and its saturation. For the purposes of the model it is not necessary

to simulate the flow of heat in the air surroundings the heap. It is important to simulate the fast heat transfer into the atmosphere. The air convection can be omitted. According to Lienhard *and* Lienhard (2011), the radiation is growing with temperature and in the hottest parts of the heap can have significant effect on the heat transfer. The effect of higher radiation we can simulate by scaling of thermal conductivity values.

There is no stable water table in the area of the coal heap. Moisture in the coal heap depends on the level of infiltration of precipitation. Under the coal heap surface the measured temperatures reached as much as 343.15 K. It can therefore be assumed that temperatures inside the coal heap can reach multiple values. With such high temperatures increased evaporation occurs and it is likely that water in the hottest places inside the coal heap is present in the form of water vapour. Thus, convective heat transfer in the coal heap is brought about by the movement of water vapour rather than by the heated water transmission. Within the numerical model the heat transfer was simulated via conduction. The resulting environmental parameters of the coal heap had been set in a way that would ensure the greatest possible extent of simulation of all the factors affecting the flow of heat in the heap and the surrounding environment.

### Mathematical model

To simulate the heat flow for the site in the Žacléř cadastral area - Eliška coal heap, the SHEMAT numerical code and the pre- and post- processor Processing SHEMAT were chosen (Clauser, 2003).

Transmission of heat in the rock environment via the following mechanisms:

- Conduction: heat energy transfer in the direction of the temperature gradient in the environment
- Convection: heat energy transfer by means of the carrier medium flow (water, air)

Heat transfer in the environment is described by Clauser (2003) as a partial differential equation of the second order based on the continuity equation:

$$\nabla(\lambda \nabla T - \rho_f c_f T q) = \frac{\partial T}{\partial t} (n \rho_f c_f + (1-n) \rho_s c_s) - H$$

where:

1. fluid flow,  $q$  (m/s)
2. thermal conductivity,  $\lambda$  ( $\text{Js}^{-1}\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}$ )
3. density of the fluid,  $\rho_f$  ( $\text{kg/m}^3$ )
4. density of the environment,  $\rho_s$  ( $\text{kg/m}^3$ )
5. specific heat capacity of the fluid,  $c_f$  ( $\text{J/kg/K}$ )
6. specific heat capacity of the environment,  $c_s$  ( $\text{J/kg/K}$ )
7. time,  $t$  (s)
8. initial temperature,  $T$  (K),
9. porosity,  $n$  (-), and
10. intensity of the supply/consumption of thermal energy,  $H$  ( $\text{J/s/m}^3$ ).

The left side of the equation describes the change in temperature due to convection and conduction. The right side describes the rate of change in the environmental temperature field (material + pore space) and consumption of heat energy in the model domain.

The resulting model has the dimensions of 340x160 m and consists of 136 rows and 64 columns of the base length of 2.5 m. In the vertical direction the model is divided into 43 layers with varying thicknesses. The resulting thicknesses of individual layers are shown in Table 1 - Vertical discretisation of the model domain.

The environment above the coal heap (depending on the position) is divided into 10 layers with thickness ranging from 0.5 to 10 m. The coal heap body itself is divided into 25 layers with thickness ranging from 0.15 to 1m. The narrowest thicknesses are specified at the points of measured temperatures and at the coal heap/air and coal heap/underlying rock contacts. The total thickness of the coal heap is 13.2 m. The coal heap bedrock is divided into 7 layers with thickness ranging from 1 to 10 m.

**Tab. 1:** Vertical discretization of the model domain

Environment above the heap		Environment of the heap		Subgrade of the heap	
Model Layer	Layer thickness [m]	Model Layer	Layer thickness [m]	Model Layer	Layer thickness [m]
1 - 3	10	11 - 18	0,15	37 - 40	1
5 - 6	5	19 - 22	0,5	41 - 43	10
7 - 10	0,5	23 - 28	1	<b>SUM</b>	<b>34</b>
<b>SUM</b>	<b>52</b>	29 - 36	0,5		
		<b>SUM</b>	<b>13,2</b>		

### Boundary conditions

Šafanda (1997) estimates the terrestrial heat flow for The Bohemian massiv between 43 - 71 mW/m<sup>2</sup>. Terrestrial heat flow of 60 mW/m<sup>2</sup> is simulated by the boundary condition of the second type entered into the 43rd model layer (the base of the model), characterized by a constant supply of heat energy into the model. The boundary condition of the 2<sup>nd</sup> type simulates the supply of heat inside the coal heap. The boundary condition is entered into the 35<sup>th</sup> model layer. The size of the boundary condition was varied during the calibration of the mathematical model in order to achieve the best agreement of the measured and model values. The outflow of heat is simulated by means of the boundary conditions of the 1<sup>st</sup> type entered into the 1<sup>st</sup> model layer and it represents a long-term average temperature for the site.

### Parameters of the environment

Because the heat transfer in the atmosphere is mainly realized via convection it was necessary to set the parameters of the environment above the coal heap and the ground surface so as to minimize the interference with temperature by the boundary condition entered into the 1<sup>st</sup> model layer. Thus the parameters of the environment are increased many times in comparison to the real parameters of the

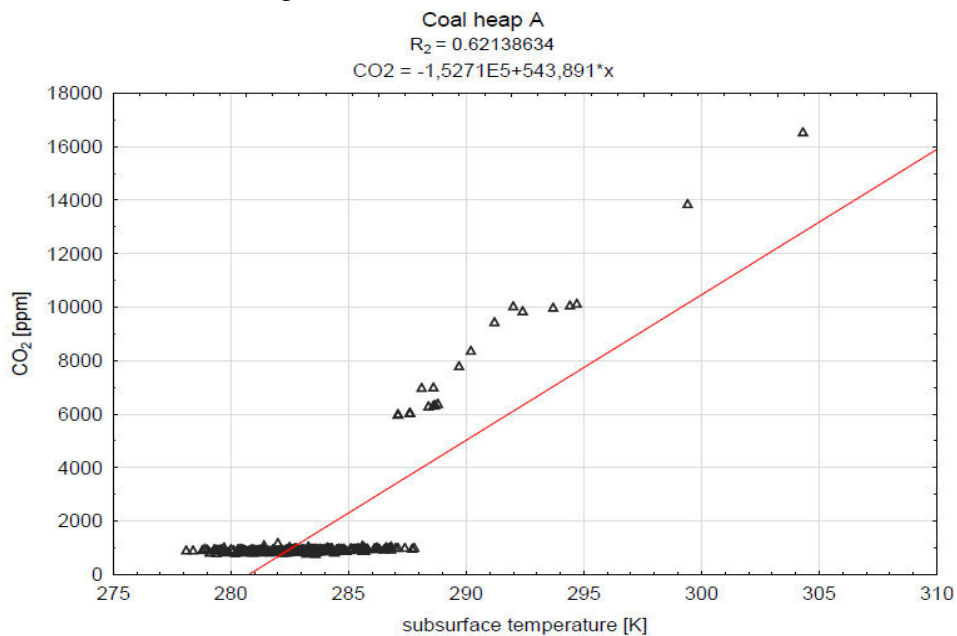
air so that they would present the smallest possible resistance to the heat leakage from the coal heap. In real situation this is happening due to air convection.

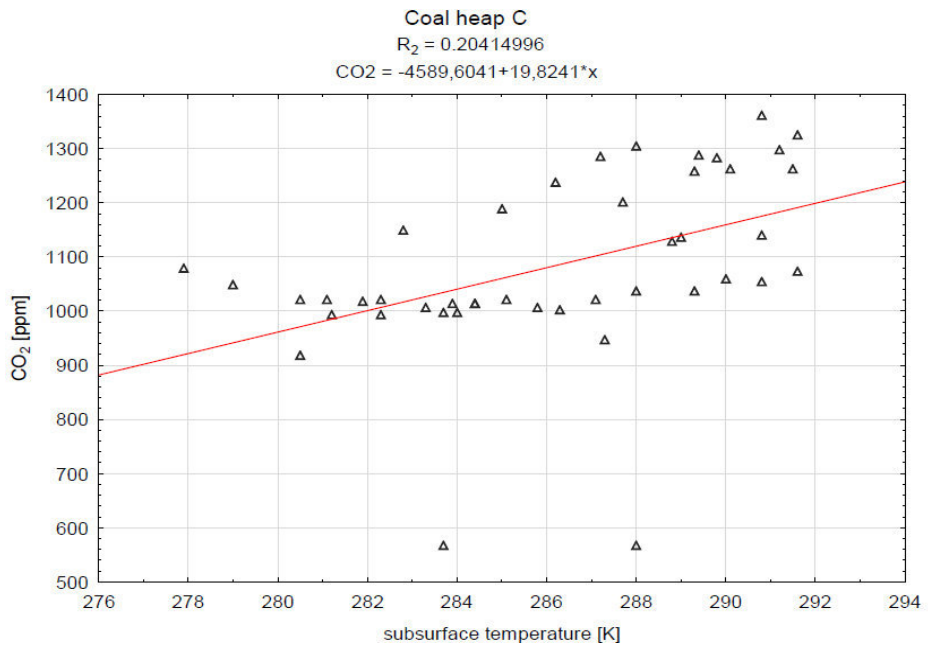
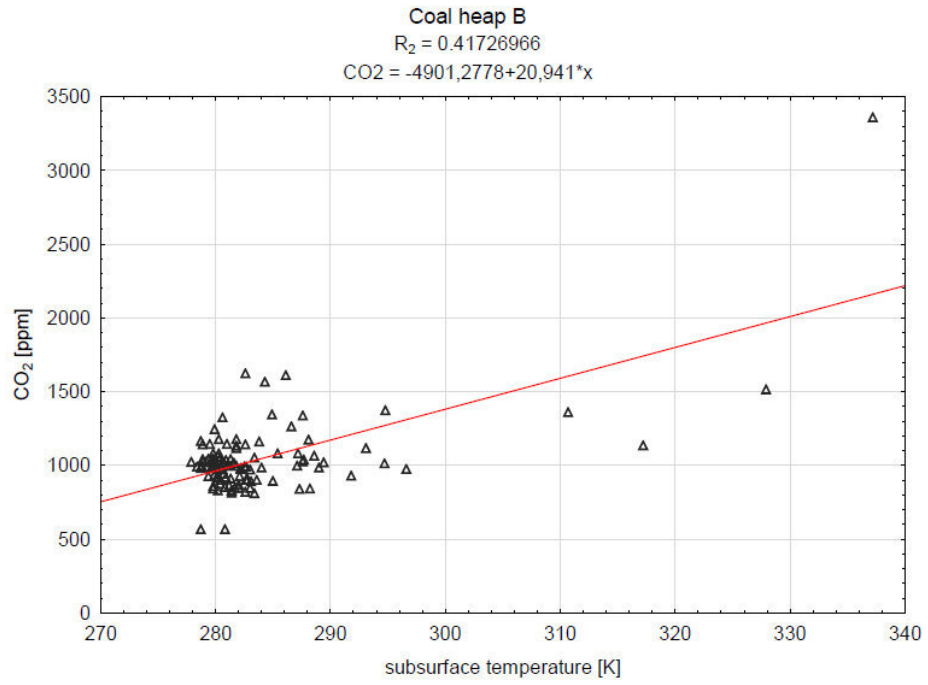
The parameters of the coal heap body itself were set in the stationary model to represent the characteristics of the parameters of the deposited types of material, and the volume of air as well as water in the porous environment. The resulting parameters have been calculated by the method used in MODFLOW/MT3DMS by Thorne *et al.*, (2006) using weighted averages. During calibration of the model, the sizes of each parameter were varied to ensure the best match between the measured and model temperatures. The finally heat capacity of the heap environment was set as 2.17 kJ/kg/K and the thermal conductivity 3 W/m/K. In the transient model, the values were scaled times 0.5 and 1.5 to evaluate the parameters values influence on the temperature development (Fig. 4 and 5)

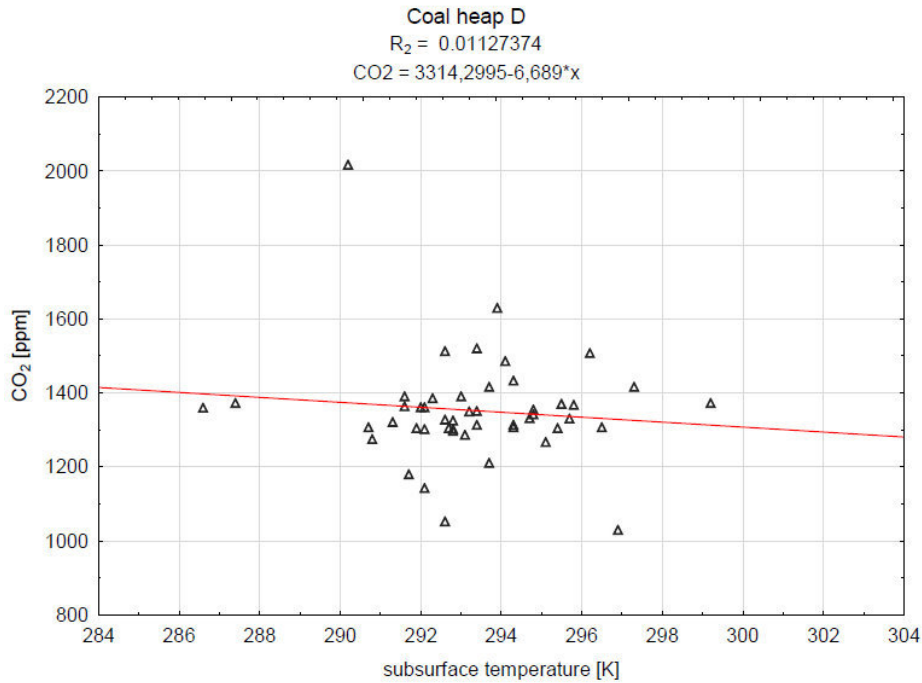
The bedrock parameters are specified by using tabulated values of the rocks forming the bedrock using values of 1.6 kJ/kg/K and 2 W/m/K.

### Statistics

Statistical data were processed using the Statistica 9 programme. The correlation was carried out using the Spearman correlation coefficient. Results at the  $\alpha$  level of significance = 0.05 showed a strong dependence of CO<sub>2</sub> on temperature (which is evident from the Figures 3 - 6).







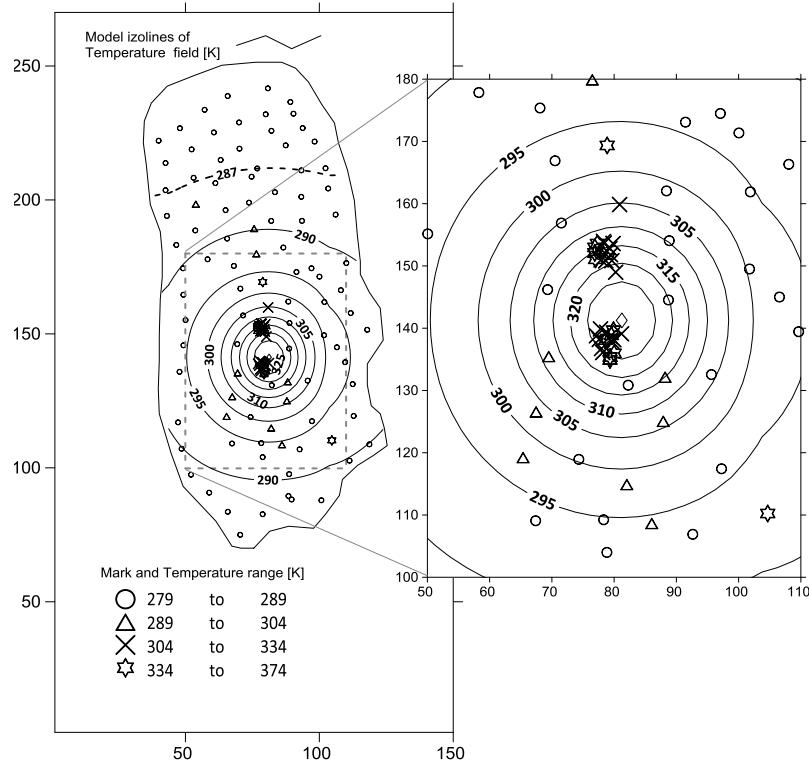
**Fig. 3 – 6:** Show the results at the  $\alpha = 0.05$  significance level, which have demonstrated a strong dependence of  $CO_2$  on temperature.

## RESULTS AND DISCUSSION

### Results of the mathematical model

#### Stationary simulation

The initial conditions for the entire model were set at 283.15 K. At the points of the highest measured temperatures (Fig. 7 - Surface and subsurface temperatures - Žacléř cadastral area - Eliška coal heap) a total supply of 5.3 kW per 100m<sup>2</sup> area was simulated by using the boundary conditions of the 2<sup>nd</sup> type. The set value is based on a mathematical model in which its values were varied in order to achieve the best match of the model and measured temperature values at 50 cm below the surface. Figure No.3 (Model isotherms and the thermal field of the coal heap body – 15<sup>th</sup> model layer) shows the model isotherms and temperature field of the simulation of the steady flow 50 cm below the surface of the heap.

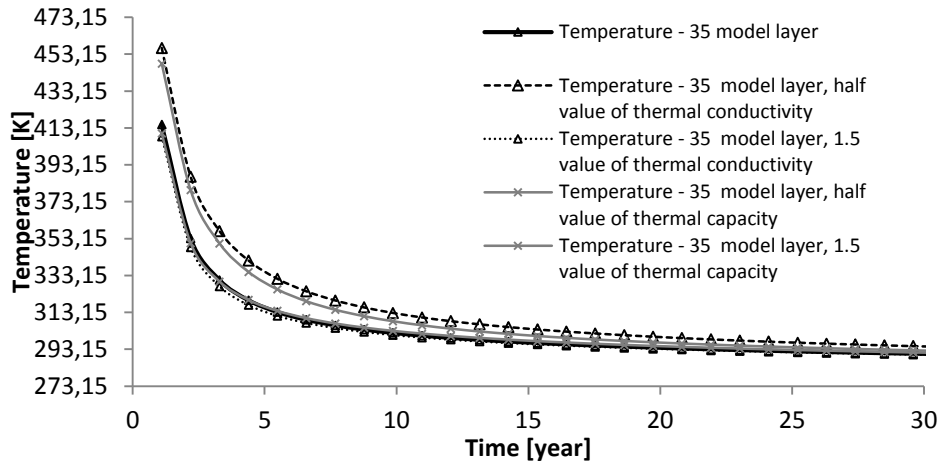


**Fig. 7:** Surface and subsurface temperatures - Žaclěř cadastral area - Eliška coal heap. The model and measured temperatures - point-intervals are used to simplify the graph of the temperatures measured 50 cm below the surface at the B site. The model heat field is shown by isolines. The highest model values reach 331.15 K.

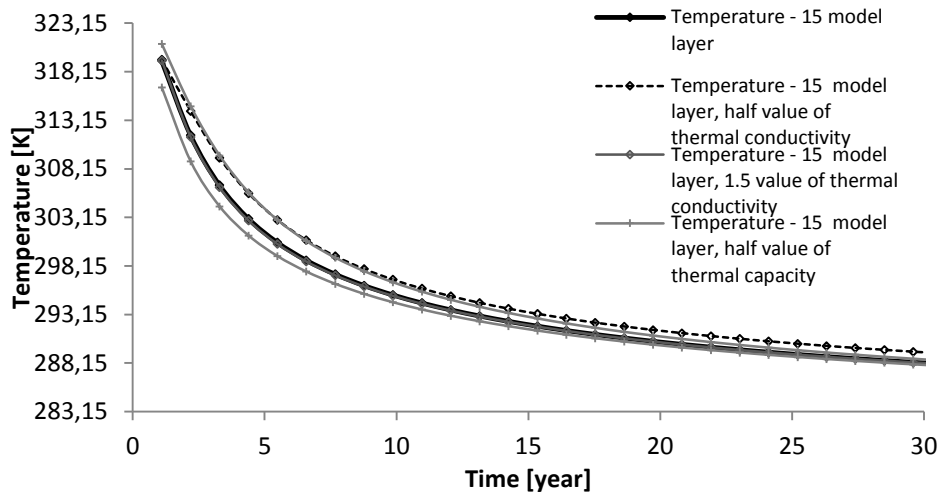
For clarity the figure shows the measured temperatures by means of scaled marks. The highest model temperatures reach 331.15 K. The highest measured temperatures reach as much as 348.15 K locally. The measured temperatures indicate a high spatial variability, when in the close vicinity of the maximum measured values there are values registering less than 288.15 K. The largest differences between the model and measured values are found at such points. Temperatures in the body of the coal heap, in the areas of energy supply, reach values in excess of 373.15 K.

### Transient simulation

The aim of the simulation was to determine the transient evolution of temperature field after the grant of thermal energy in the system coal heap (burnt current source of heat). The initial temperature field has been used to model the thermal field simulated in a stationary simulation. Entering transient model is consistent with a stationary, not only simulated subsidies heat within the coal heap. The model serve a results corresponding to adverse conditions when any source of heat are adding (instead of terrestrial heat flow).



**Fig. 8:** Development of the model temperatures in the 35<sup>th</sup> model layer (at the site of the anticipated highest temperatures). Simulation without added energy into the system.



**Fig. 9:** Development of the model temperatures in the 15<sup>th</sup> model layer (about 50 cm below the surface). Simulation without added energy into the system.

Figure 8 and 9 shows the development of temperatures at observation points located in the 15<sup>th</sup> and 35<sup>th</sup> model layers at the locations of the previous supply of heat. The fastest drop in temperature occurs in the early years following the end of the supply of heat into the coal heap. Even after 20 years elapsed since the end of the heat supply the temperature in the heap body exceeds 293.15 K. Just below the surface of the coal heap the temperature will drop to 283.15 K after about 10 years.

### Results of measurement

From the results it was clear that the site A (Žaclěv cadastral area - Jan Šverma coal heap) is thermally active, which was also confirmed on the basis of the control quadrats. The highest temperature had reached 304.45 K at a depth of 50 cm below the surface with the surface temperature of 301.95 K and ambient temperature of the surrounding air at 282.15 K. In the control square the highest temperature was 300.25 K at the depth of 50 cm below the surface with the surface temperature of 297.25 K and the ambient temperature of surrounding air of 282.15 K. By contrast, the lowest temperature at 50 cm below the surface was 278.25 K with the surface temperature of 275.85 K and the ambient temperature

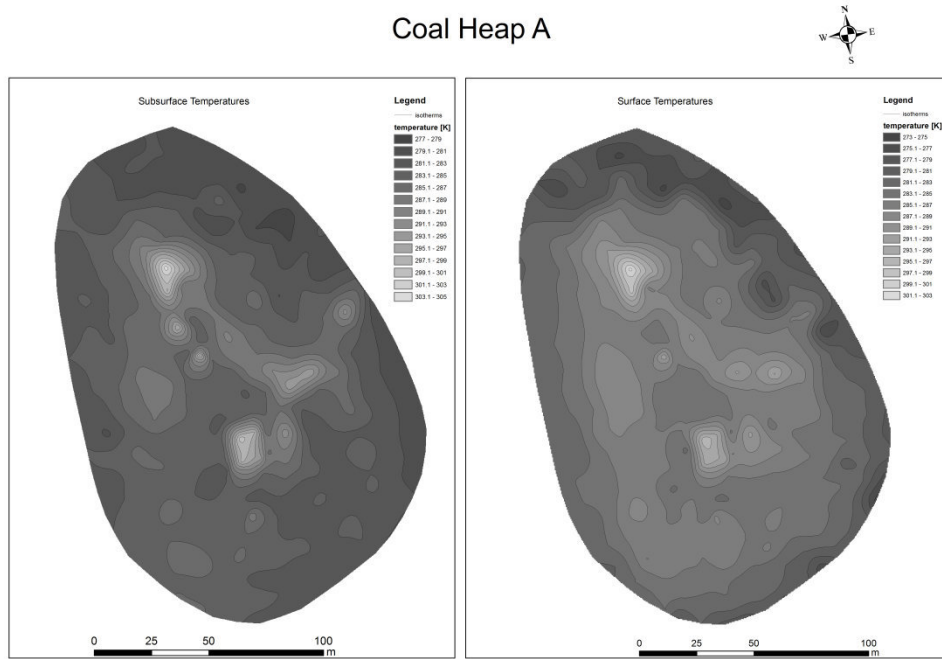


of 282.15 K. Further evidence of thermal activity was the incidence of vegetation in the area of the control quadrats, burnt rock slope on the side of the coal heap and areas without snow during winter. The measured surface and subsurface temperatures are shown in Figure 10.

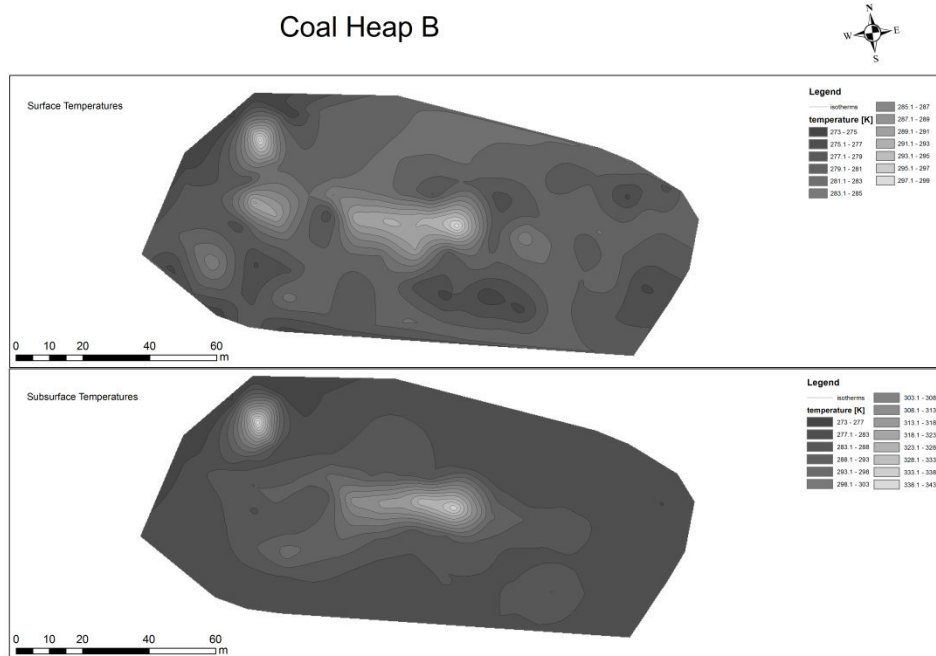
The site B (Žacléř cadastral area - Eliška coal heap) in comparison with the site A showed considerable thermal activity. High subsurface temperature reached 337.35 K with the surface temperature of 298.45 K and of ambient temperature of 284.15 K. The control quadrant confirmed the increased local thermal activity, where the highest sub-surface temperature was 343.55 K with the surface temperature of 298.45 K and ambient temperature of 284.15 K, which is a considerable difference. By contrast, the lowest sub-surface temperature was 278.05 K, with the surface temperature of 279.65 K and ambient temperature of 284.15 K. Significant thermal activity was demonstrable by visual assessment, when ventaroles were exhaling in the vicinity of the control quadrant and there was also presence of green vegetation. The high temperature of the coal heap at this point was already evident when putting a hand on the thermal site. Another demonstrable evidence of thermal activity was the discovery of burnt rocks which was proof of self-ignition and gradual process of burning (Fig. 11).

The site C (Markoušovice cadastral area, Ignác coal heap) did not show any thermal activity. The highest subsurface temperature was 291.75 K, with the surface temperature of 292.05 K and ambient temperature of 285.15 K. Given that no significant values of subsurface temperatures had been detected the control quadrat was not used here. Conversely, the lowest temperature was 278.05 K with the surface temperature of 279.05 K and ambient temperature of 285.15 K (Fig. 12).

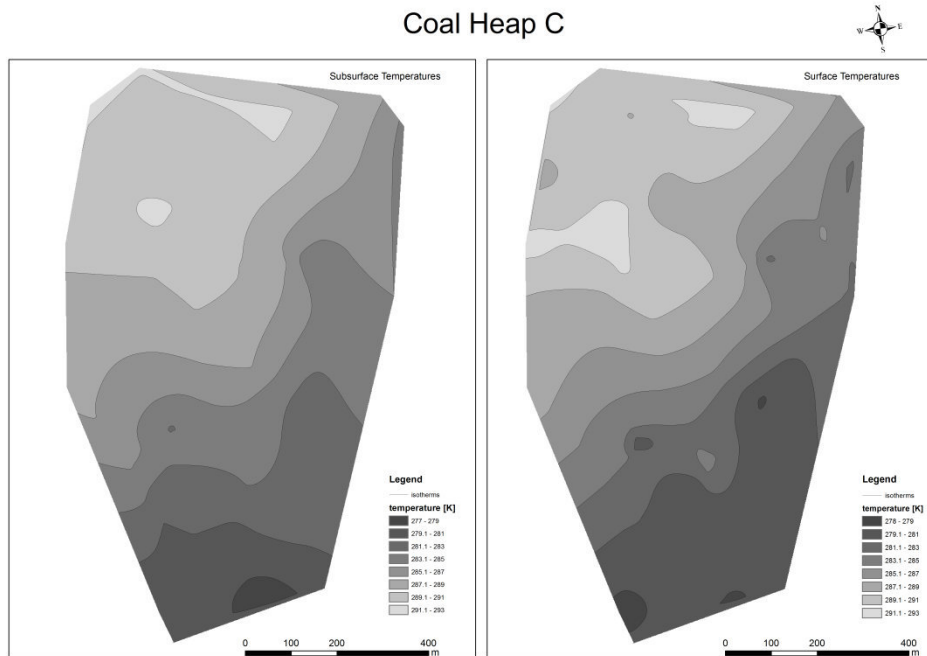
The site D (Radvanice v Čechách cadastral area, Kateřina coal heap) also did not exhibit any thermal activity. The highest measured subsurface temperature was 297.45 K with the surface temperature of 301.45 K and ambient temperature of 295.15 K. Due to the history of this coal heap associated with reclamation aimed at suppressing its thermal activity, the purpose of the measurements was to verify that it was no longer thermally active. This was subsequently confirmed by the results of measurements, with the lowest sub-surface temperature of 287.55 K surface temperature of 292.95 K and ambient temperature of 295.15 K (Fig. 13)



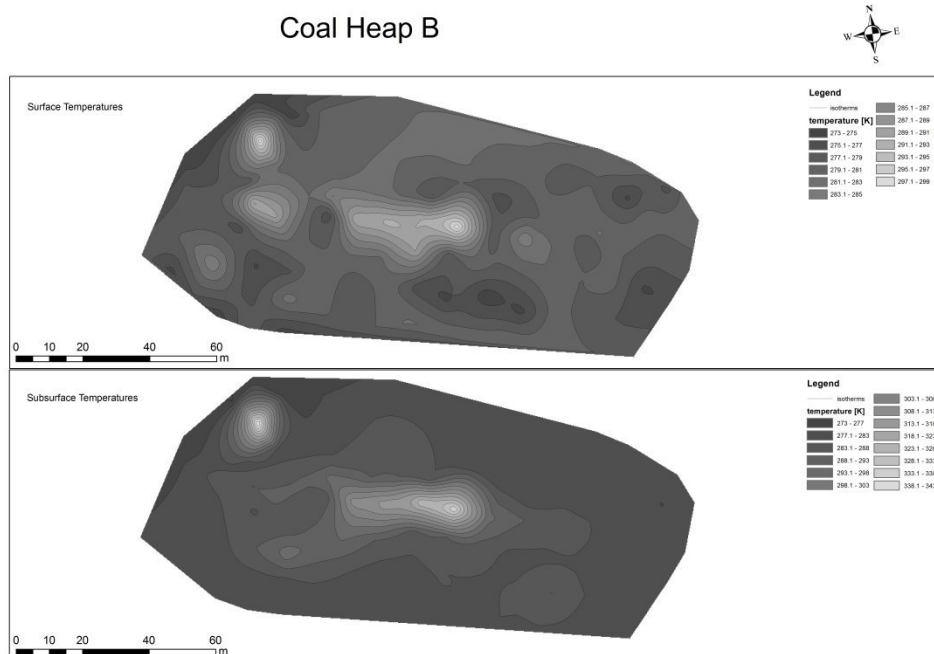
**Fig. 10:** A map of isotherms which shows the surface and subsurface temperatures at the site A (Žacléř cadastral area - Jan Šverma coal heap). Dark colours indicate lower temperatures, bright colours indicate higher temperatures.



**Fig. 11:** A map of isotherms which shows the surface and subsurface temperatures at the site B (Žacléř cadastral area - Eliška coal heap).



**Fig. 12:** A map of isotherms which shows the surface and subsurface temperatures at the site C (Markoušovice cadastral area, Ignác coal heap).



**Fig. 13:** A map of isotherms which shows the surface and subsurface temperatures at the site D (Radvanice cadastral area, Kateřina coal heap).

## Discussion

Periods when the soil was saturated with winter moisture or when the soil had a significant proportion of the winter moisture supply were deliberately selected for the measurements at the sites. For this reason, it can be assumed that the actual amount of heat (supply of heat, energy) could have been much higher (than

shown by measurements), while the probability of its being lower is reduced. This is only an educated guess of availability of thermal energy.

Research has confirmed thermal activity on two of the four measured sites. Furthermore, it has demonstrated that even though a site hosts green vegetation areas, the coal heap may still be thermally active. Likewise with the evidence of burnt rocks which indicate a process of self-ignition and gradual burning.

The mathematical model did not consider heating up of the ground surface by the supply of heat from solar radiation or the cooling down due to the penetration of precipitation into the body of the coal heap. By means of this model these sources were determined as having a value of at least 5.3 kW/100 m<sup>2</sup>. Regarding the timing, assuming a burnout of the current source of heat with the set parameters of the coal heap environment, the temperature inside its body would not drop below 293,15 K for at least the next 20 years.

Due to the composition of the tailings coal heaps and their spatial non-uniformity as well as the amount of potentially thermal types of material, the actual period of thermal activity could be much longer and more intensive. This would require further research using deep thermometry with steel probes that would be installed to a minimum depth of 2-3 m. Temperatures would be measured at that depth for a longer period, for example one year, by a special monitoring unit (this way it would also be possible to monitor the precise impact of the weather on the coal heap). This measurement could also be supplemented by thermal vision which would identify areas with the greatest sources of heat.

The satellite thermal infrared data are unsuitable because of their thermal resolution. Alternative thermal data source is UAV (unmanned aerial vehicles) – a low-cost and variable possibility (Pavelka et al. 2013). Thermal vision data obtained by UAV have good accuracy, are lowcost and can collect additional data (e.g. digital terrain model, orthophoto, thermal maps) (Straková and Řezníček, 2013). However, thermal vision methods cannot measure a carbon dioxide and soil moisture data.

The obtained results would make it possible to determine the location from which heat could be collected.

Similar research was carried out in the Bjørndalen valley near Svalbard (Norway), where temperatures were measured at the depths of 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6 and 7 m below the surface or, more precisely, below the top of the coal heap. The temperatures were measured in the period from August 2004 to August 2009. Measurements included the installation of the weather station, located about 1 km northwest of the coal heap. The station recorded air temperature, surface temperature and air humidity every half an hour (Hollesen *et al.*, 2009). The data obtained from the station were used as input for the CoupModel. This single-dimensional numerical model is used for the analysis of heat and water movement in the soil or other media, using the Fourier and Darcy's equation (Jansson and Karlberg, 2001).

The research gave the following results: the average measured temperature below the ground surface reached up to 283.15 K at an average air temperature of 267,35 K. Simultaneously, a decrease in subsurface temperatures occurs down to 273,65 K. It was also found that high temperatures under the ground surface as well as the surface temperatures which escape from deeper layers, cause melting of snow (Hollesen *et al.*, 2009). This fact was confirmed at the site A (Žaclěř cadastral area - Jan Šverma coal heap), where due to the high subsurface

temperatures snow melted, which was evident only in some parts of the heap. Some studies suggest that the rate of oxidation increases with temperature above 343.15 K. This temperature is critical for the thermal decomposition and leads to the process of spontaneous combustion. This phenomenon has been observed at the site B, where the highest temperature measured 343.55 K with the manifestations of gradual burning (vent role exhalations, occurrence of green vegetation, warmth felt when hand pressed against a thermally active site). Although within the framework of our research temperatures were measured only at a depth of 50 cm below the surface, they had reached much higher values than those in the above-mentioned study. It follows that if our research would be carried out at greater depths, there would be is a considerable expectation of higher readings.

Another research was carried out in a coal mining area of Wuda in north central China. The research objective was continuous measurement of the surface and subsurface temperatures from 7.00 to 11:30 a.m. The temperatures were measured at the surface and then at 1 cm, 3.2 cm, 6.4 cm, 9.6 cm and 12.8 cm below the surface. The highest temperature measured at the depth of 1 cm below the surface was 309.15 K in mid morning. In our case, the highest measured surface temperature was 301.95 K at the site A (Žaclěv cadastral area - Jan Šverma coal heap). Authors Kuenzer and Zhang (2007) in their research also indicate that vegetation causes shading and cooler temperatures even shortly after sunrise. However, in our opinion this phenomenon is only temporary, because by contrast, in our research the vegetation proved to be a manifestation of the temperature anomalies and provided evidence of the spontaneous combustion process. Even in areas with green vegetation relatively high temperatures were measured, as indicated for the site B (Žaclěv cadastral area - Eliška heap). The heat escaping from the bottom of the coal heap caused and supported the vegetation growth in spring.

Physical and chemical processes that take place in tailing coal heaps are very complex and have not yet been clearly specified. That means that they are mostly rough estimates. Considerable influence on the coal heaps is definitely exerted by climatic conditions of the region, such as temperature, humidity, rainfall, weather conditions, etc. Not only these factors can greatly distort measurements, but they can also affect the process of spontaneous combustion. For example, temperature heats up the Earth's surface and thus also the body of the coal heap. For this reason it is important to perform measurements at greater depths, where the thermal effects will not be active. Precipitation also leads to inaccurate measurement results (in such cases it is better to perform measurements when there is no rain).

## CONCLUSIONS

The coal heaps are an unusual source of energy. They have a significant energy potential that can be utilized for many years with appropriate technology. Research has confirmed thermal activity on two of the four measured sites. Furthermore, it has demonstrated that even though a site hosts green vegetation areas, the coal heap may still be thermally active. Likewise with the evidence of burnt rocks which indicate a process of self-ignition and gradual burning. On the

base of model was discovered a value of at least 5.3 kW/100 m<sup>2</sup>. Next important fact is, that the temperature inside its body would not drop below 293.15 K for at least the next 20 years. In reality, because of continuous heat generation founded via field measurements, the temperature decrease can be even slower. In the future they could be used as an analogue of alternative source of energy. But for their using is needed more extensive research and special technology.

But in the other side the coal heaps has a negative impact on the environment. They are often a source of endogenous fires which cause environmental degradation, release of toxic (for example an arsenic, selenium etc.) and greenhouse gasses. They also have an impact on the human health. Remediation of coal heaps is expensive.

## REFERENCES

- [1] Akgün, F., Arisoy, A. (1994) Effect of particle size on the spontaneous heating of a coal stockpile. *Combustion and Flame*, Vol. 99 No. 1, pp.137 – 146
- [2] Clauser, Ch. (2003) *Numerical Simulation of Reactive Flow in Hot Aquifers, using SHEMAT/Processing Shemat*. Springer Verlag, Heidelberg-Berlin.
- [3] Evseev, V.S., Voroshilov, S.P., (1986) Modeling the process of self-ignition taking into account the influence of moisture on oxidative processes in coal. *Journal of Mining Science*, Vol. 22 No. 2, pp.140 – 146
- [4] Guatam, P.K., Surana, D.M. (2001) Characteristics and effects of spontaneous heating in Barmer lignite – A case study. D.C. Panigrahi. *1 st International Mine Environment and Ventilation Symposium*, DEC 12, 2000. Dhanab, India, pp. 471 – 477
- [5] Hollesen, J., Elberling, B. and Jansson, P.E. (2009) Modelling subsurface temperatures in a heat producing coal waste rock pile, Svalbard (78°N). *Cold Regions Science and Technology* Vol. 58, pp.68 – 76
- [6] Hollesen, J., Elberling, B. and Jansson, P.E. (2011) Modelling temperature-dependent heat production over decades in High Arctic coal waste rock piles. *Cold Regions Science and Technology* Vol.65, pp.258 – 268
- [7] Chen, X., Wang, W., Deng, J., Jin, Y., Zhang, X., (2010) Research and application on the wireless ad-hoc network boreale temperature remote monitoring system for the coalfield fire. *Second International Conference on Coal Fire Research*, 19 – 21 May 2010 Berlin, Germany.
- [8] Jansson, P.E., Karlberg, L., 2001. *Coupled Heat and Mass Transfer Model for Soil–Plant–Atmosphere Systems*. Royal Institute of Technology, Dept of Civil and Environmental Engineering, Stockholm, Sweden.

- [9] Krajčiová, M., Jelemenský, L., Kiša, M. and Markoš, J. (2004) Model predictions on self-heating and prevention of stockpiled coals. *Journal of Loss Prevention in the Process Industries* Vol. 17, pp.205 – 216
- [10] Krishnaswamy, S., Agarwal, K.P. and Gunn, D.R., (1996) Low-temperature oxidation of coal 3. Modelling spontaneous combustion in coal stockpiles. *Fuel* Vol. 75 No. 3, pp.353 – 362
- [11] Kuenzer, C., Zhang, J., Tetzlaff, A., Dijk, P.V., Voigt, S., Mehl, H., Wagner, W., (2007). Uncontrolled coal fires and their environmental impacts: Investigating two arid mining regions in northcentral China. *Applied Geography*. Vol. 27 No. 1, pp.42-62
- [12] Kürten, S., Feinendegen, M., Noel, Y., Gaschnitz, R., Schwerdt, P. and Klein, A. (2010) Geothermal utilization of Smouldering Mining Dumps as a Substitute for Fossil Fuels. In: Latest Developments in Coal Fire Research Bridging the Science, Economics, and Politics of a Global Disaster Proceedings of "ICCFR2 I Second International Conference on Coal Fire Research" 19-21 May 2010. dbb forum Berlin, Germany.
- [13] Lienhard, H.J. IV and Lienhard, H.J. V (2011) A Heat Transfer Textbook, fourth edition. Cambridge, MA: Phlogiston Press, c2011
- [14] Nugruho, Y.Y., McIntosh, A.A., Gibbs, B.M. (2000). Low temperature oxidation of single and blended coals. *Fuel*, Vol. 79 No. 15, pp.1951-1961
- [15] Pavelka, K., Řezníček, J., Bílá, Z. (2013) Non-invasive and non-contact prospection of archaeological and historical objects. In: 13th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2013, STEF92 Technology Ltd., Bulgaria, Albena, Conference Proceedings Vol.II., ISBN 978-619-7105-01-8, ISSN 1314-2704, DOI: 10.5593/sgem2013, 647-654
- [16] Stracher, B.G. and Taylor, P.T. (2004) Coal fires burning out of control around the world:thermodynamic recipe for environmental catastrophe. *International Journal of Coal geology* Vol. 59, pp.7 – 17
- [17] Straková, H., Řezníček, J. (2013) Documentation of dumps and heaps by use of UAV. In: Proceedings of 13th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2013, vol. II.. Sofia: STEF92 Technology Ltd., 2013, ISSN 1314-2704. ISBN 978-619-7105-01-8
- [18] Šafanda, J., Čermák, V., Štulc, P., in Vrána, S., Štědrá V. (1997) Geological model of Western Bohemia related to the KTB borehole in Germany. *Sb. Geol. Věd*, 47, 196–204.
- [19] Thorne, D., Langevin, CH., Sukop, M., (2006). Addition of simultaneous heat and solute transport and variable fluid viscosity to SEAWAT, *Journal Computers & Geosciences* Vol. 32, pp.1758 – 1768.

[20] Tollingerová, D., Pavelka, K. (2008) Creating of Digital Surface Model and Orthophoto from ASTER Satellite Data and their Application in Land/Water Research. *Soil and Water Research*, vol. 2, no. 3, pp. 52-61

[21] Wang, H., Dlugogorski, Z.B. and Kennedy, M.E. (2003) Coal oxidation at low temperatures: oxygen consumption, oxidation products, reaction mechanism and kinetic modelling. *Progress in Energy and Combustion Science* Vol. 29, pp.487 – 513.

[22] Wingfield-Hayes, R., (2000) *China battles coal fires* BBC News Online and BBC News on FireNet (Electronic Pages for the British Fire Service). [Online] <http://news.bbc.co.uk> and <http://www.fire.org.uk> (Accessed 3 August 2000).

[23] Zhang, J. and Kuenzer, C. (2007) Thermal surface characteristics of coal fires 1 results of in-situ measurements. *Journal of Applied Geophysics* Vol.63 No.3-4, pp.117 – 134



## 10 Přehled všech publikací

### Články - impakt faktor

Uhlík, J., Baier, J. 2012. Model Evaluation of Thermal Energy Potential of Hydrogeological Structures with Flooded Mines. *Mine Water Environ* 31: 179 – 191, DOI 10.1007/s1023-012-0186-4

Kalužničinová, Š., Straková, H., Baier, J. and Chrastný, V., 2013. The coal heap as an energy source – calculation of its utilization potential based on a model. *International Journal of Oil, Gas and Coal Technology*, ISSN online: 1753-3317, ISSN print: 1753-3309, under review.

### Recenzované články - databáze Scopus

Baier, J., Polák, M., Šindelář, M., Uhlík, J. 2011. Numerical modeling as a basic tool for evaluation of using mine water as a heat source, *WIT Transaction on Ecology and the Environment*, Vol. 143, WIT Press, ISSN 1743-3541, DOI: 10.2495/ESUS110071

### Recenzované články

Baier, J., Uhlík, J., Datel, J. V., 2013. Mathematical modelling of the groundwater and heat flow in the complicated hydrogeology structures. *International journal of engineering research & Technology*, Vol. 2, Issue 11, ISSN 2278 – 0181.1.2, p. 1166 - 1173.

### Publikace na vědeckých konferencích

Landa, I., Baier, J., Růžičková, L., 2008. Thermal simulation of Arid Rock in brownfield Litoměřice Base, in. *CD Documents of EPWG1035/2008/1/EP*; EP Brussels, p 1-4.

Baier, J., Landa I., 2008. Možnost využití programu Fluent 6.3 na matematické modelování proudění tepla v horninovém prostředí, na příkladu plánovaného geotermálního vrtu v Litoměřicích, *Environmental Sciences: sborník abstraktů 1. ročníku konference*, 13.-14. března 2008, Suvorov P., Harabiš P.,(eds.).

Uhlík, J., Baier, J., 2009. Modelování oběhu podzemních vod v oblasti benešovsko-ústeckého zvodněného systému české křídové pánve. In, 31. 8. 2009 03.09.2009. VŠB - Technická univerzita Ostrava. Ostrava: VŠB - Technická univerzita Ostrava, 2009, s. 155-158

Uhlík, J., Baier, J., 2009. Modelování proudění podzemní vody a transportu tepla v hydrogeologické struktuře děčínské a ústecké termy. In, 25. 11. 2009 Žďár nad Sázavou. Vodní zdroje EKOMONITOR spol. s.r.o. Pardubice: Vodní zdroje EKOMONITOR spol. s r.o., 2009, s. 9-12

## **11 Přehled řešených projektů**

GA205/07/0691 - Geotermální zdroje, jejich limity a trvale udržitelné využití: benešovsko-ústecký zvodněný systém (2007-2009, GA0/GA)

2A-2TP1/055 Výzkum využití energetického potenciálu důlních vod v oblastech bývalé těžební činnosti ČR

41110/1644/6472 Teplotní režim ověřovacího vrtu v geotermální struktuře Litoměřic pro energetické využití

## **12 Přehled vedených bakalářských prací**

Jan Pída: MOŽNOST VYUŽITÍ DŮLNÍCH DĚL PRO ENERGETICKÉ ÚČELY, ukončení studia 2010

Zdeněk Perkner: GEOTERMÁLNÍ ENERGIE HORKÝCH SUCHÝCH HORNIN A MOŽNOSTI JEJÍHO ZÍSKÁVÁNÍ, ukončení studia 2009