

HTPO ATCZ167

VÝSTUP AKTIVITY T1.4.4

DYNAMICKÝ PROCESNÍ MODEL PRO BUDOUCÍ VYUŽITÍ

Prosinec 2021



Zapojené osoby z projektového týmu HTPO	
Mgr. Adam Říčka, Ph.D.	Masarykova Univerzita
Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D. (kontakt CZE)	Masarykova Univerzita
Mgr. Kateřina Chroustová	Masarykova Univerzita
Mgr. Bibiána Pasternáková	Masarykova Univerzita
Mag. Magdalena Bottig (kontakt AT)	Geologische Bundesanstalt
Kontakt: tomas@sci.muni.cz ; magdalena.bottig@geologie.ac.at	

Více informací a další výstupy k projektu „HTPO – Hydrotermální potenciál oblastí“ Laa an der Thaya-Pasohlávký" naleznete na

https://www.at-cz.eu/cz/ibox/po-2-zivotni-prostredi-a-zdroje/atcz167_http



EVROPSKÁ UNIE



MUNI



 Geologische Bundesanstalt

OBSAH

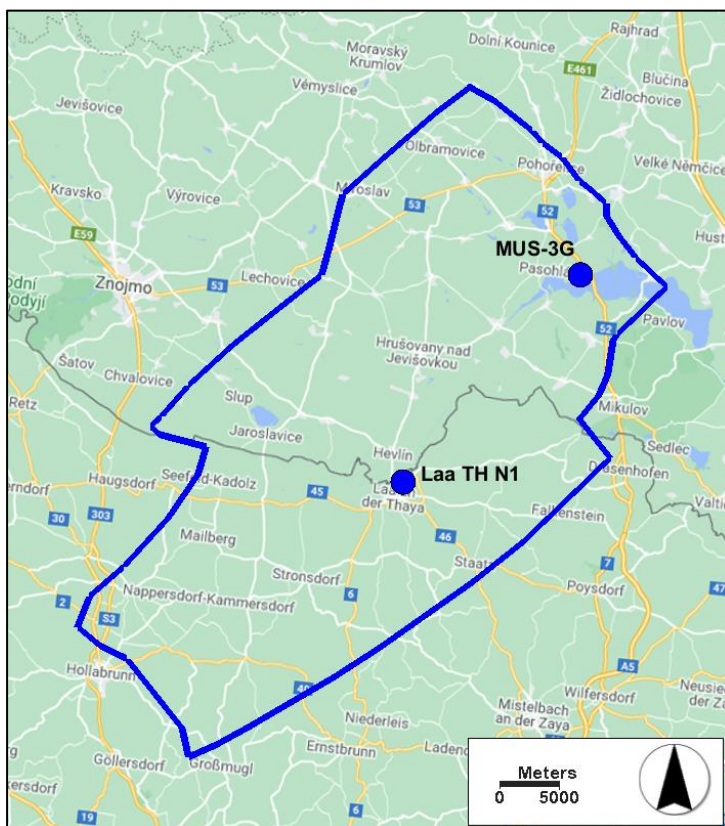
Úvod.....	4
Hydrogeologický koncepční model.....	5
Vymezení kolektoru	5
Hydraulické parametry kolektoru	6
Mineralizace a teplota vod.....	8
Hydraulické výšky.....	8
Jímaní termálních vod.....	11
Numerický model proudění.....	12
Okrajové podmínky proudění	12
Modelová mřížka.....	13
Vstupní parametry	15
Vstupní parametry pro Modflow	15
Vstupní parametry pro MT3DMS.....	15
Vstupní parametry pro SEAWAT	16
Kalibrace.....	18
Výsledky a diskuze	21
Proudění podzemních vod	21
Modelová bilance.....	24
Doba zdržení vod v kolektoru.....	25
Nejistoty modelu.....	25
Udržitelnost kvantity a kvality jímaných vod	26
Závěr	28
Použitá literatura	29

ÚVOD

Tato zpráva byla zpracována v rámci projektu "HTPO – Hydrotermální potenciál oblasti" Laa an der Thaya-Pasohlávky. Zasažení do struktury projektu je znázorněno v následující tabulce:

Pracovní balíček 1	"Geovědní model výskytu termálních vod v oblasti Laa - Pasohlávky"	„Geowissenschaftliches Modell der Thermalwasservorkommen Laa - Pasohlávky“
Aktivita 1.4	"Dynamický zásobníkový model výskytu termálních vod Laa-Pasohlávky "	„Dynamisches Reservoirmodell der Thermalwasservorkommen Laa - Pasohlávky“
Úkol 1.4.4	"Dynamický procesní model pro budoucí využití"	„Dynamisches Prognosemodell für zukünftige Nutzungen“

Hydrogeologická struktura zkoumaná v rámci projektu HTPO je zdrojem termálních vod využívaných v Aqualandu Moravia u obce Pasohlávky a v lázních Laa an der Thaya (obr. 1). Představa o konceptu proudění termálních vod byla popsána v již několika předchozích pracích. Novotná a Bartoň (2011) spatřují infiltrační zázemí kolektoru termálních vod v krystaliniku českého masívu s infiltrací vod v oblasti tektonického porušení. Přesto nebylo doposud při hodnocení struktury termálních vod plně využito potenciálu skrytého v rozsáhlé databázi archivních údajů sesbíraných v průběhu posledních cca 60 let jak na české, tak na rakouské straně. Teprve podrobná analýza archivních údajů doplněná o vlastní výzkum umožnila sestavení koncepčního a následně dynamického procesního modelu, kterým je možné posoudit zásoby a zdroje termálních vod a rovněž zhodnotit limity v jejich využívání.



Obr. 1 Lokalizace míst jímání termálních vod (modré body) a vymezení zkoumané oblasti (modrá linie).

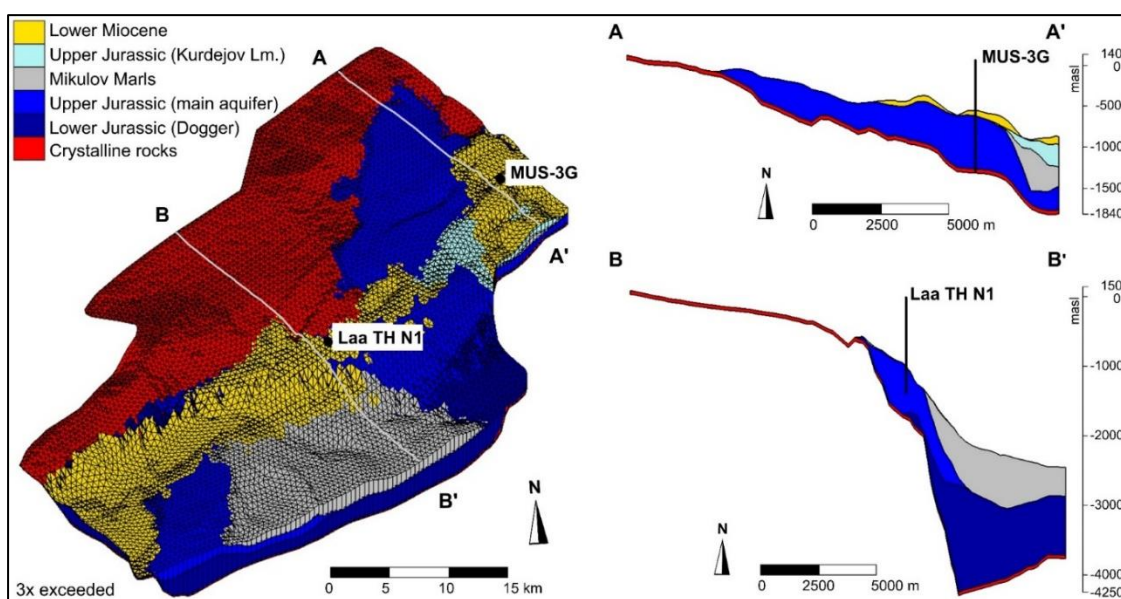
1. HYDROGEOLOGICKÝ KONCEPČNÍ MODEL

Koncepční model je nezbytným předpokladem pro sestavení numerického modelu a vzniká syntézou toho, co je o hydrogeologické struktuře známo. Koncepční model je do určité míry schematizovanou představou o režimu proudění podzemních vod v hydrogeologické struktuře.

1.1. VYMEZENÍ KOLEKTORU

Oblast výskytu termálních vod je vázána na složitý komplex sedimentárních hornin jižní části karpatské předhlubně. Sedimenty mezozoického a terciárního stáří zde pokrývají podložní krystalinikum českého masívu. Vymezení kolektoru termálních vod (dále jen kolektoru) bylo provedeno na základě geologických, geofyzikálních a karotážních údajů s tím, že přítomnost různých stratigrafických jednotek byla podle jejich dominující litologie zjednodušena do podoby převažujících tzv. hydrostratigrafických jednotek. Bázi přípovrchové zvětralinové zóny tohoto krystalinika lze považovat za spodní dosah kolektoru (obr. 2). Z hlediska mocnosti a také propustnosti hornin lze za hlavní část kolektoru označit jurské sedimenty. Ty na krystalinikum nasedají v jv. části bazálními klastiky a vápenci (spodní jura – dogger) a v sz. části vápenci a dolomity (svrchní jura - Altenmarktská skupina). Jurské karbonáty jsou od sebe místy odděleny tělesem mikulovských slínovců (obr. 2). Svrchní část kolektoru je tvořena terciárními sedimenty eggenburgu a egeru. V nadloží těchto hornin tvořeném sedimenty otngangu a karpatu je výskyt hornin s kolektorským potenciálem (zejm. pískovce) dosti omezený. Sedimenty otngangu a karpatu tak považujeme za stropní izolátor kolektoru. Plošný rozsah kolektoru je na SZ omezen svahy českého masívu, na severu výskytem pelitických sedimentů Vranovického příkopu a na JZ tektonickým omezením. Kolektor pokračuje směrem k JV, kde se noří do značných hloubek překračujících 2000 m pod povrchem terénu. Zde je hranice zkoumané oblasti omezena dostupnými údaji z hlubokých vrtů a probíhá přibližně po linii vedené mezi obcemi Pavlov–Drasenhofen–Großmugl (obr. 1). Nejbliže povrchu se kolektor nachází na svazích českého masívu (cca 100 m pod povrchem), nejhlouběji pak v jeho jv. částí (až 3000 m pod povrchem). Zahlubování kolektoru od svahů českého masívu k JV není plynulé. K výraznému poklesu dochází podél mušovské přechodové zóny (obr. 2).

Podrobněji je vymezení kolektoru a jeho geologická stavba pospána ve výstupu T1.1.3



Obr. 2:

Trojrozměrný model kolektoru rozděleného na hlavní hydrostratigrafické jednotky.

1.2. HYDRAULICKÉ PARAMETRY KOLEKTORU

Propustnost horniny pro vodu (hydraulická vodivost) je základní odporovou charakteristikou umožňující posoudit heterogenitu horninového prostředí. V prostoru kolektoru bylo stanoveno celkem 61 hodnot hydraulické vodivosti. Ty byly určeny prostřednictvím hydrodynamických zplušel (32 čerpacích a 9 stoupacích) a laboratorním testováním 21 vzorků.

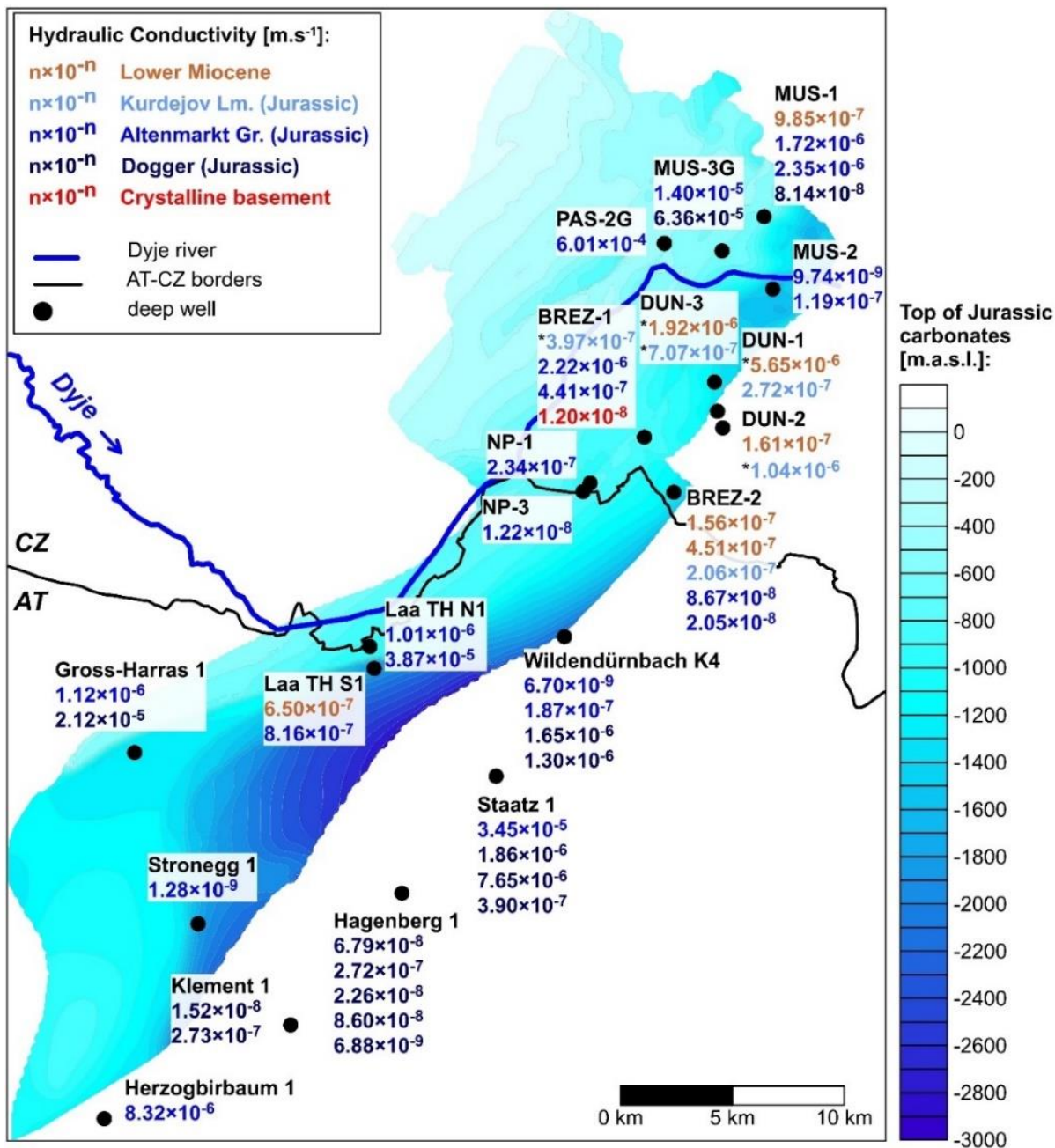
Záznamy o provedení hydrodynamických zkoušek byly ve všech případech získány z archivních materiálů uložených v Geofondu ČGS. Hydrodynamické zkoušky byly podle těchto záznamů vyhodnoceny. Čerpací zkoušky byly až na dvě výjimky provedeny vždy v režimu ustáleného proudění a byly vyhodnoceny podle Thiema (1906), přičemž poloměr depresního kuželu byl určen podle Kyrieleise a Sichardta (1930). Čerpací zkoušky provedené v režimu neustáleného proudění a stoupací zkoušky byly vyhodnoceny aproximací Theisova řešení (Theis, 1905) metodou Cooper-Jacoba (1946).

Propustnosti horninových vzorků získané jejich laboratorním testováním byly převedeny na hodnoty hydraulické vodivosti. K přepočtu bylo použito hustoty a dynamické viskozity vody panující v místě odběru vzorku a stanovené za použití parametrů jako je mineralizace, teplota a tlak v programu PanSystem (Weatherford).

Výsledné hodnoty hydraulických vodivostí a jejich variabilitu znázorňuje obrázek 3. Z obrázku je zřejmé, že se sz. část kolektoru v porovnání s hlubší jv. částí vyznačuje vyššími hodnotami hydraulické vodivosti.

Největší část kolektoru je tvořena karbonátovými horninami. V rámci těchto hornin je k dispozici nejvíce údajů o hydraulické vodivosti. Ty byly testovány v různé hloubce pod povrchem tělesa karbonátů. Vztažením hloubky testu pod povrchem karbonátů k výsledným hodnotám hydraulických vodivostí nebyla neprokázána přítomnost vertikálně rozlišených zón zvýšené hydraulické vodivosti, respektive nebyla prokázána přítomnost epikrasu.

Podrobněji jsou metodika stanovení hydraulických vodivostí a jejich interpretace popsány ve výstupu T1.1.3



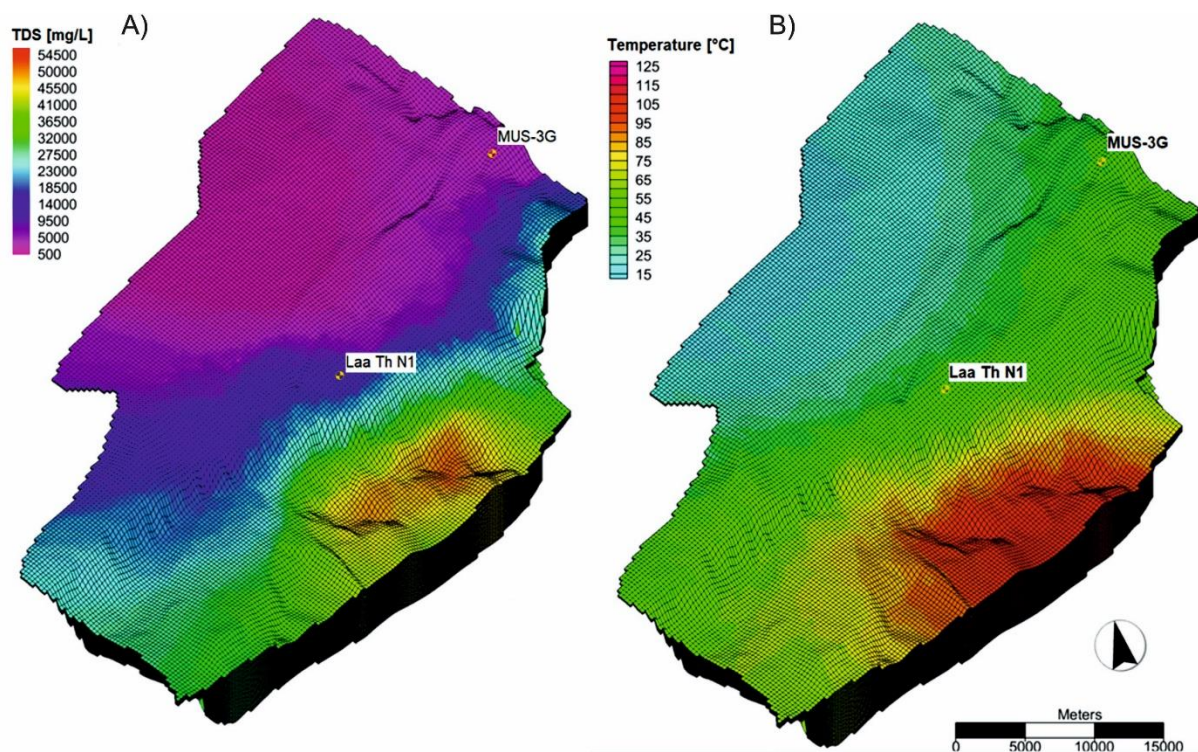
Obr. 3 Prostorové rozložení hydraulických vodivostí v rámci jednotlivých hydrostratigrafických jednotek kolektoru s vyznačeným průběhem povrchu jurských karbonátů.

1.3. MINERALIZACE A TEPLOTA VOD

Na základě výsledků analýzy vod a měření prováděných na vrtech protínajících kolektor, byl vytvořen trojrozměrný model prostorového rozložení celkových rozpuštěných látek (TDS) a teploty vod v kolektoru (obr. 4). V místech s nízkou hustotou pozorovaných údajů bylo použito imaginárních bodů, ve kterých byly hodnoty TDS a teploty nastaveny podle trendů TDS a teplotních gradientů pozorovaných v jejich okolí. Pro následnou interpolaci prostorového rozložení TDS a teploty bylo použito metody Inverse Distance Weighted.

Z prostorového rozložení TDS je zřejmé (obr. 4a), že lze oblast kolektoru rozdělit na dvě části: severozápadní s relativně nízkými hodnotami mineralizace (400 až 20 000 mg/L) a jihovýchodní s vysokou mineralizací převyšující 20 000 mg/L. Hranice mezi těmito částmi sleduje průběh mušovské přechodové zóny. Hlubší část kolektoru je typická rovněž přítomností vod s vyššími teplotami pohybujícím se zde od 50 do 136 °C. Teplota v mělčí sz. části kolektoru se pohybuje od 12 do 50 °C (obr. 4b).

Podrobněji je metodika sestavení 3-D modelů TDS a teploty popsána ve výstupu T1.1.2



Obr. 4 Trojrozměrný model A) celkové mineralizace (TDS) a B) teploty vod v kolektoru.

1.4. HYDRAULICKÉ VÝŠKY

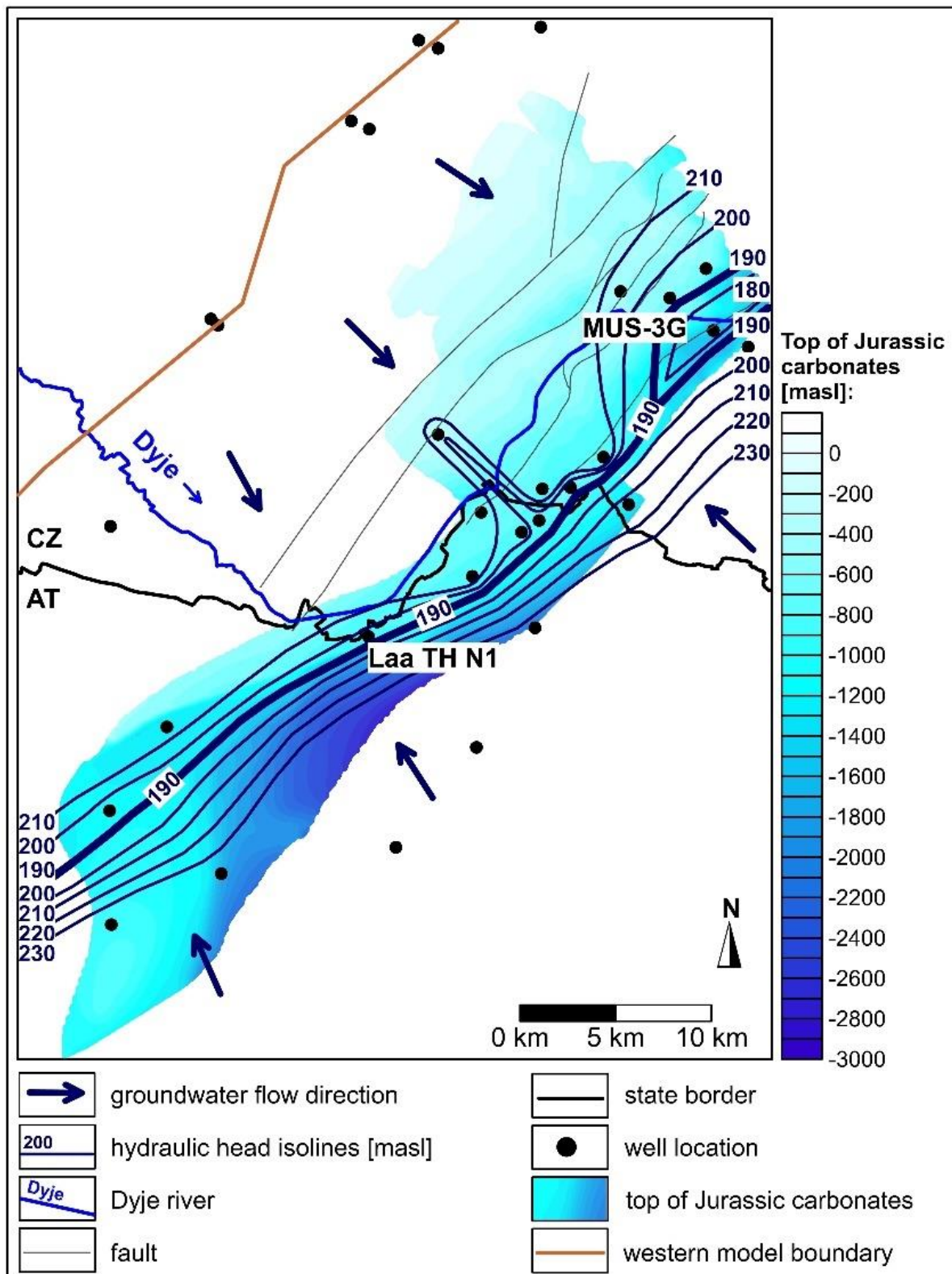
Hydraulické výšky byly získány měřením hladiny podzemních vod na 14 vrtech a z měření statického tlaku v místě perforace či na ústí 18 vrtů. Nejvíce pozorování bylo provedeno v hlavní části kolektoru tvořené jurskými karbonáty. Většina údajů o hladině podzemních vod či o tlaku byla zjištěna z archivních materiálů. Údaje o hladinách a tlacích tak pocházejí z různého časového období pokrývajícího přibližně 60 let. Jediným aktuálním a

zároveň kontinuálním záznamem jsou měření hladiny podzemních vod prováděná na jímacích vrtech MUS-3G a Laa Th N1.

Vody v kolektoru se vyznačují značnými rozdíly v jejich mineralizaci, teplotě a tlaku. Výsledkem jsou nezanedbatelné rozdíly v hustotě vod. Z tohoto důvodu bylo nutné vliv různé hustoty vod eliminovat převodem naměřených hladin a tlaků na prostředí, které by uniformní hustotě vod odpovídalo. Naměřené tlaky a hladiny tak byly přepočteny podle metodiky popsané Postem et al. (2007) na hydraulickou výšku, které by bylo dosaženo, pokud by měla voda v kolektoru stejnou hustotu (podrobněji je použita metodika popsána ve výstupu T1.1.3). Takový přepočet pozorovaných hydraulických výšek a tlaků umožňuje jejich použití při sestavování a kalibraci numerického modelu Modflow a SEAWAT. Určení horizontálních směrů proudění podzemních vod z takto přepočtených výšek je však zatíženo chybou. Ta vyplývá ze skutečnosti, že se perforované úseky pozorovaných vrtů nachází v různé výškové úrovni. Pro přesnější odvození hydraulických výšek by bylo nutné uvažovat také průměrnou hustotu vod v úseku mezi perforovanou částí jednotlivých vrtů a zvolenou srovnávací úrovní. Tento způsob je však podle Posta et al. (2007) zejména u ukloněných kolektorů regionálního rozsahu problematický. To dokazuje i aplikace zmíněného postupu na hydraulické výšky, které po přepočtu uvažujícím také průměrné hustoty v zónách mezi perforací a srovnávací výškou vykazují nereálně vysoké či nízké hodnoty. Z tohoto důvodu bylo k prvotnímu posouzení směrů proudění podzemních vod využito prostorového rozložení hydraulických výšek, kterých by bylo dosaženo kdyby perforované úseky pozorovaných vrtů ležely ve stejné úrovni (obrázek 5). Z takto sestavené mapy hydroizopiez (izolinií spojujících místa se stejnou hydraulickou výškou) je zřejmé, že podzemní vody přitékají do modelované části kolektoru od SZ a od JV. To je v souladu s prostorovým rozložením mineralizace podzemních vod. Ze svahů Českého masívu přitékají „čerstvé“ málo mineralizované vody, zatímco od jihovýchodu přitékají silně mineralizované vody z oblasti značně hlubokých a mocných sedimentárních struktur obsahujících velké zásoby fosilních vod.

Přitékající mapy jsou podle výsledného rozložení hydraulických výšek drénovány podél linie probíhající ve směru mušovské přechodové zóny. Tato zóna probíhá v severovýchodní části hodnocené struktury přibližně paralelně s tokem řeky Dyje. Je také pravděpodobné, že termální vody odtékající v tomto prostoru z kolektoru nakonec po jejich průsaku nadložními terciárními sedimenty do řeky Dyje přitékají. Hladina řeky Dyje se v hodnoceném úseku pohybuje od 180 do 170 m n. m. Zobrazená mapa ukazuje proudění v horizontálním směru. Vertikální, vzestupné proudění na lokalitě indikuje měření hydraulické výšky na dvou perforovaných úsecích vrtu MUS-1. To je v souladu s předpokladem odtoku podzemních vod v tomto prostoru podél mušovské přechodové zóny do nadložních hornin.

Jímací vrty Mus-3G a Laa Th N1 se nacházejí v severozápadní části kolektoru v těsné blízkosti drenážní linie. V tomto prostoru dochází k mísení „čerstvých“ vod proudících od SZ s vodami přitékajícími od JV a blízcími se svým složením mořským vodám. Dokazují to analýzy stabilních izotopů vody a chloridů, podle kterých byl směšovací rovnicí stanoven podíl mořských vod ve vodách jímaných vrtem MUS-3G na cca 6 % a ve vodách vrtu Laa Th N1 na cca 36 %. Z izotopového složení lze rovněž odvodit, že podzemní vody infiltrované na svazích českého masívu pocházejí z období podstatně nižších teplot. Lze tedy předpokládat, že podzemní vody jímané nyní v obou vrtech infiltrovaly v období některého z pleistocenních glaciálů a jsou tedy staré nejméně 10 000 let. Podrobněji je chemismus podzemních vod a jeho interpretace popsána ve výstupu T1.1.3.



Obr. 5 Mapa hydroizopiez odvozená z hydraulických výšek přepočítaných na prostředí s uniformní hustotou vody. Drenáž podzemních vod je vyznačena silnou tmavě modrou čarou.

1.5. JÍMANÍ TERMÁLNÍCH VOD

Zájmová část kolektoru je kromě přirozené odtoku termálních vod v místě mušovské přechodové zóny, odvodňována také dvěma jímacími vrty MUS-3G a Laa Th N1. K těmto vrtům, existuje kontinuální záznam čerpaného množství a vývoje hladiny. Základní rozpětí a variabilita jímaného množství je pro oba vrty uvedena v tabulce 1. Množství vod jímané z vrtu MUS-3G bylo skokově zvýšeno v červnu roku 2013. Z tohoto důvodu jsou pro toto období zvolené ukazatele zobrazeny zvlášť v dalším sloupci tabulky. Z tabulky je patrné, že z vrtu MUS-3G je jímano podstatně vyšší množství vod (průměrně 2,3 L/s) než z vrtu Laa Th N1 (0,0046 L/s).

Tabulka 1 Jímaná množství termálních vod (L/s)

Statist. ukazatel	MUS-3G		Laa Th N1
	2010-2019	VI.2013-2019	2010-2019
průměr	1.89	2.34	0.0046
medián	1.99	2.38	0.0012
SMODCCH	1.05	0.97	0.0056
max	6.67	6.67	0.0294
min	0.04	0.00	0.0000

2. NUMERICKÝ MODEL PROUDĚNÍ

Kolektor termálních vod se vyznačuje dvěma hlavními rysy. Prvním je dominance prostředí s puklinovou a krasovou propustností. Druhým je přítomnost vod s nezanedbatelně rozdílnou hustotou a viskozitou způsobenou širokým rozpětím mineralizací, tlaků a teplot.

K prostředí s puklinovou a krasovou propustností je v modelu přístupováno jako k ekvivalentu prostředí s průřlinovou propustností. To je vzhledem k regionálnímu měřítku modelované oblasti a nízké hustotě pozorovacích objektů (hlubokých vrtů protínajících kolektor) akceptovatelné. Vliv liniových prvků s odlišnými hydraulickými parametry na proudění podzemních vod je tak simulován pouze u zlomů, jejichž vliv je patrný na blízkém pozorovacím vrtu.

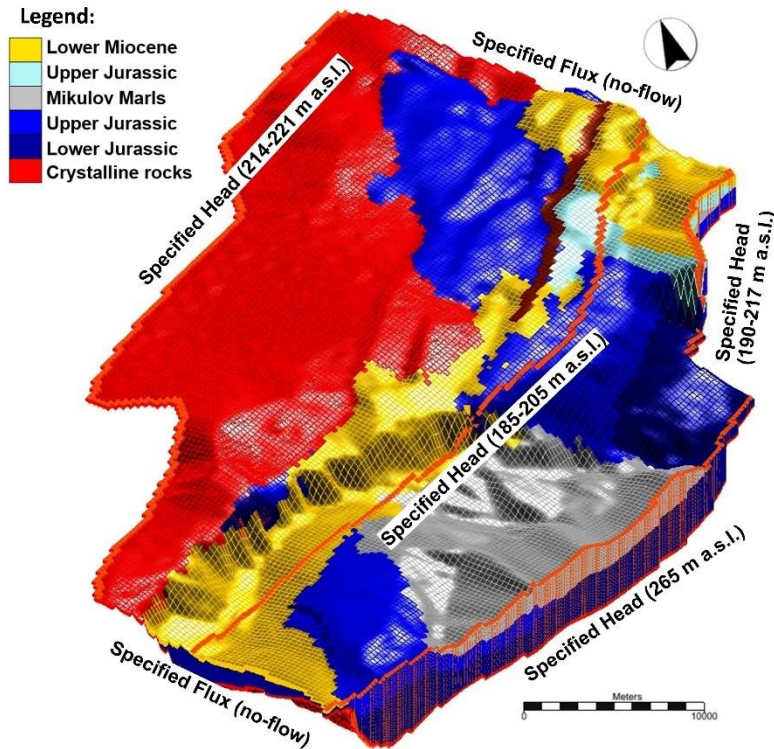
Přítomnost vod s různou hustotou a viskozitou vyžaduje použití specializovaného programu, který tyto faktory při simulaci proudění vod zohlední. Vybraným programem je SEAWAT v4 (Langevin et al. 2008). Tento program umožňuje trojrozměrnou simulaci proudění a transportu vycházející z modelu proudění sestaveném v programu Modflow (Harbaugh et al. 2000) a transportu sestaveném v programu MT3DMS (Zheng a Wang, 1999). Modely byly vytvořeny za použití grafického uživatelského prostředí (GUI) nejnovější verze komplexního modelovacího programu Groundwater Modeling System 10.5. (GMS 10.5) společnosti Aquaveo.

Schéma postupu tvorby modelu proudění termálních vod v kolektoru programem SEAWAT je následující. SEAWAT je program spárovaný s Modflow a MT3DMS. Po výpočtu prostorové distribuce hydraulických výšek v modelu proudění Modflow je sestaven model transportu MT3DMS simulující distribuci rozpuštěných látek a tepla. SEAWAT následně výslednou distribuci hydraulických výšek, rozpuštěných látek a tepla využije pro výpočet hustoty a viskozity vod v modelované oblasti. Prostorového rozložení hustoty je využito dále pro přepočtení hydraulických výšek na hodnoty, kterých by bylo dosaženo v prostředí s uniformní hustotou vod. Distribuce hustoty a viskozity je využito rovněž k přepočtu hodnot hydraulických vodivostí.

2.1. OKRAJOVÉ PODMÍNKY PROUDĚNÍ

Rozsah modelované oblasti odpovídá rozloze geologického modelu. Model pokrývá území o ploše 1389 km². I přes jeho značnou rozlohu je modelem zachycena pouze část regionální hydrogeologické struktury, která na SZ pokračuje českým masívem a na JV dalším průběhem kolektoru, který je dále na JV ukončen nasunutými flyšovými příkrovy. Podél sz. a jv. hranice je tak model omezen okrajovými podmínkami hydraulického typu, a to hranicí s hydraulickou výškou (okrajová podmínka I. typu) nastavenou na úroveň odvozené podle hydraulických výšek pozorovaných na vrtech nacházejících se podél této hranice, a ještě upřesněné v průběhu kalibrace modelu. Na SV je model omezen průběhem Vranovického příkopu a na JZ tektonicky podmíněným ukončením kolektoru. Tyto hranice byly v modelu definovány jako hranice s nulovým specifickým přetokem (okrajová podmínka II. typu). Na základě prostorového rozložení hladiny podzemních vod byl vymezen průběh drenážní linie, která probíhá paralelně s mušovskou přechodovou zónou (obr. 6). Obvodové hranice byly shodně definovány podél jejich celého vertikálního průběhu. Drenáž podzemních vod byla nastavena pouze v nejvyšší modelové vrstvě, kde indikuje linii, podél které termální vody přetékají z kolektoru do nadložních hornin.

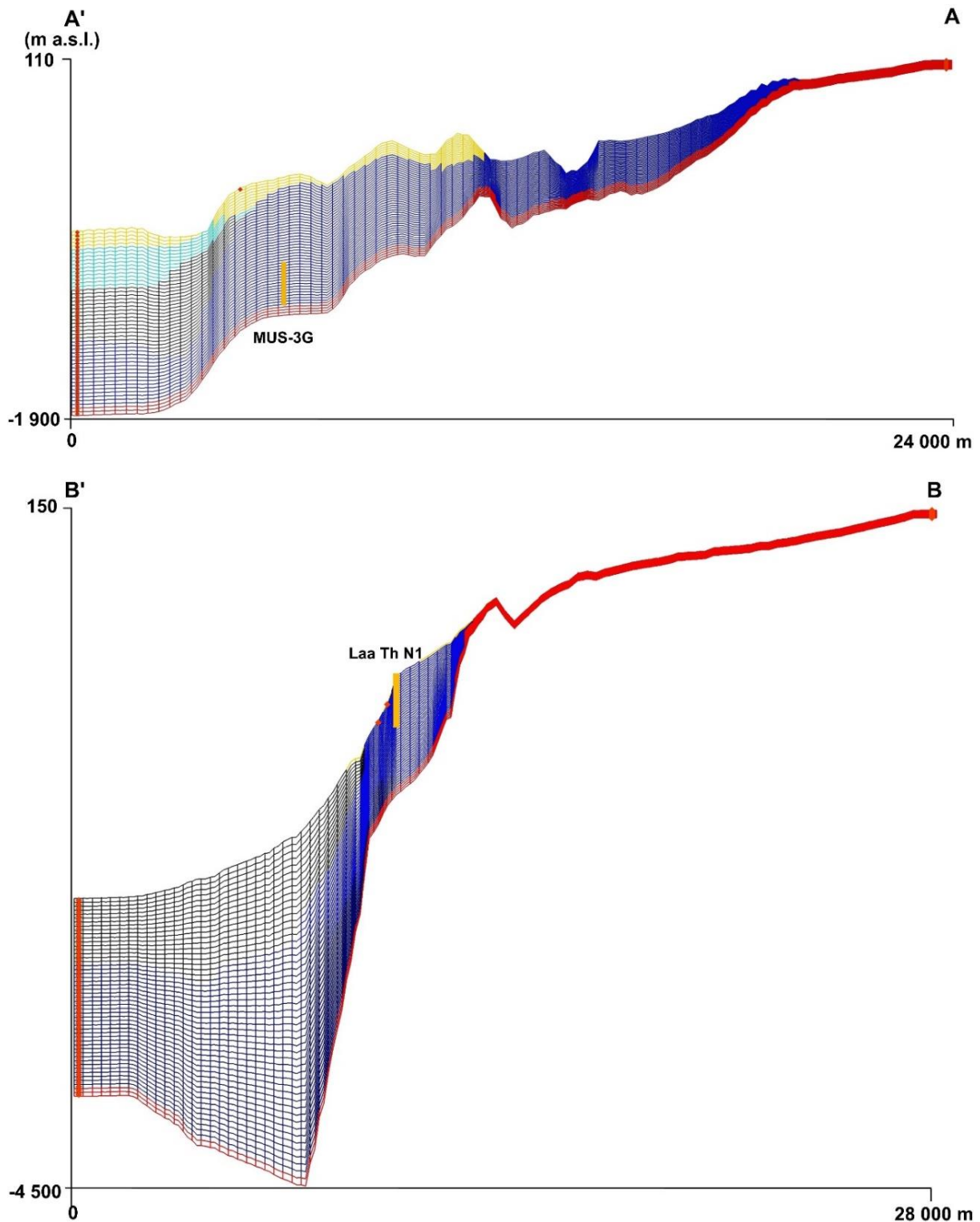
Charakter okrajových podmínek pro model transportu (MT3DMS) je podél obvodu modelu stejný jako u modelu proudění. Na rozdíl od hydraulických výšek byly podél sz. a jv. hranice modelu nastaveny specifické hodnoty koncentrace TDS a tepla. Hodnoty použité na těchto hranicích byly přejaty z trojrozměrných modelů jejich prostorového rozložení.



Obr. 6 Okrajové podmínky proudění (oranžově zbarvené modelové buňky indikují specifikovanou hydraulickou výšku).

2.2. MODELOVÁ MŘÍŽKA

Modelovaný prostor je modelovou mřížkou rozdělen do trojrozměrných bloků (buněk, cel), ve kterých probíhá výpočet hydraulické výšky (následně i toku vod) a které obsahují informace o hydraulických parametrech a zdrojích či odběrech vod. Aby bylo simulované proudové pole dostatečně detailně simulováno, je nutné rozdělit modelovanou oblast do co nejmenších buněk. S rostoucím počtem buněk však roste také náročnost probíhajících výpočtů a je tedy nutné najít optimální kompromis. Modelová mřížka rozděluje oblast v horizontálním směru do sloupců a řádků, ve vertikálním směru pak do modelových vrstev. Na základě testování vlivu různé velikosti buněk na modelované hydraulické výšky byla jejich konečná velikost nastavena tak, aby byl model v horizontálním směru rozdělen do buněk o rozměrech 300×300 m a ve vertikálním směru do 50 vrstev (obr. 7). Z principu metody končených rozdílů využívané programem Modflow vyplývá, že přesné numerické řešení je možné dostat jedině při nulovém sklonu modelových vrstev. U ukloněných vrstev totiž dochází k nesouladu mezi orientací tenzoru hydraulické vodivosti a vertikálním průběhem modelových buněk. Vzhledem ke značným úklonům vyčleněných hydrostratigrafických jednotek však bylo nutné ukloněné modelové vrstvy použít. Aby byla chyba numerického řešení způsobená úklonem modelových vrstev menší, byl použit typ semi-uniformní mřížky omezující zároveň výskyt nedostatečně se překrývajících buněk. Při tomto přístupu je mocnost modelových vrstev, omezená ve vertikálním směru svrchním a spodním průběhem kolektoru, rozdělena do stejně mocných buněk. 50 modelových vrstev zajišťuje v celém modelovaném prostoru dostatečně podrobné zachycení vertikálního průběhu hydrostratigrafických jednotek. Celkem je modelová mřížka tvořena 771 350 aktivními buňkami.



Obr. 7 Řezy modelovou mřížkou vedené ve směru SZ-JV přes jímací vrty MUS-3G (řez A' – A) a Laa Th N1 (řez B' – B). Linie vedení řezů jsou znázorněny na obrázku 2. Převýšeno faktorem 5. Žlutou barvou je znázorněna perforovaná část jímacích vrtů.

2.3. VSTUPNÍ PARAMETRY

Model proudění termálních vod lišících se hustotou a viskozitou je sestaven v programu SEAWAT. Ten je spárován s modely sestavenými v Modflow a MT3DMS. Všechny tyto modely vyžadují určité vstupní parametry. Ty jsou podrobněji popsány v následující části.

2.3.1. VSTUPNÍ PARAMETRY PRO MODFLOW

Model proudění je sestaven v ustáleném režimu. Z tohoto důvodu je z hydraulických parametrů definována pouze hydraulická vodivost. K tomu bylo využito mediánů hydraulické vodivosti testované v rámci jednotlivých hydrostratigrafických jednotek (tab. 2). Těmito mediány byly definovány hodnoty horizontální hydraulické vodivosti. Jejich vertikální ekvivalent byl nastaven na hodnotu, která je o jeden řád nižší. Přehled rozsahu hydraulických vodivostí v rámci jednotlivých hydrostratigrafických jednotek je součástí výstupu T1.1.3.

Tabulka 2. Počáteční hodnoty horizontální hydraulické vodivosti (m/s) použité v rámci jednotlivých hydrostratigrafických jednotek

krystalinikum	1.20E-08
spodní jura	2.73E-07
svrchní jura	8.16E-07
mikulovské slínovce	1.00E-10
kurdějovské vápence	4.83E-07
spodní miocén	9.85E-07

2.3.2. VSTUPNÍ PARAMETRY PRO MT3DMS

Model transportu rozpuštěných látek (TDS) a tepla vychází z prostorového rozložení jejich hodnot. Ty byly přejety z trojrozměrného modelu prostorové distribuce TDS a tepla podrobněji popsané ve výstupu T1.1.2. Při simulaci byly uvažovány transportní procesy: advekce, disperze a efektivní molekulární difúze.

Pro potřeby výpočtu advekce bylo nutné charakterizovat hodnoty efektivní pórovitosti jednotlivých hydrostratigrafických jednotek. Tyto hodnoty vycházejí z laboratorního testování vzorku z vrtných jader a jsou uvedeny v tabulce 3.

Tabulka 3. Hodnoty pórovitosti použité v rámci jednotlivých hydrostratigrafických jednotek

krystalinikum	0.055
spodní jura	0.13
svrchní jura	0.059
mikulovské slínovce	0.042
kurdějovské vápence	0.047
spodní miocén	0.186

Vliv disperze je v modelu charakterizován uniformní hodnotou koeficientu hydrodynamické disperze, a to v podélném směru (koeficient D_L), příčném horizontálním směru (koeficient D_{HT}) a příčném vertikálním směru (D_{VT}). Počáteční hodnota koeficientu D_L byla nastavena na 30. Hodnota D_{HT} a D_{VT} je 0,1 a 0,01 násobkem hodnoty D_L .

Vliv molekulární difúze na transport TDS a tepla byl charakterizován hodnotami koeficientu efektivní molekulární difúze. Tyto hodnoty byly nastaveny podle Langevina et al. (2008) pro TDS na $1.74e-014$ a pro teplo na $1.86e-006$ m^2/s .

2.3.3. VSTUPNÍ PARAMETRY PRO SEAWAT

V modelu SEAWAT byly použity jeho moduly umožňující simulovat proudění v prostředí s různou hustotou (VDF modul) a různou viskozitou (VSC modul).

Parametry a jejich hodnoty vyžadované oběma moduly jsou znázorněny na obrázcích 8 a 9.

VDF modul

Parametry DENSEMIN a DENSEMAX je nastaveno rozpětí hustoty vod akceptovatelné v modelovaném prostoru a je dáno nejnížší a nejvyšší hustotou vypočtenou programem PanSystem podle údajů pozorovaných na vrtech nacházejících se v oblasti.

Parametry týkající se položky *Flow and transport coupling procedure* nastavují spárování přepočtu hydraulických výšek při změně hustoty vody. Zvolená metoda návaznosti výpočtu hydraulických výšek (NSWTCPL -1) umožňuje urychlení výpočtového procesu, kdy k přepočtu hydraulických výšek dojde až při změně počítané hustoty vody (DNSCRIT) $>0,01$ mg/L.

V položce *Fluid density calculator* jsou nastaveny podmínky výpočtu hustoty vod. Parametrem MT3DRGOFLG je určen počet specií, které budou pro výpočet hustoty vody přejaty z transportního modelu MT3DMS (hodnota -1 umožňuje použití jedné a více specií). Parametr DENSEREF popisuje hustotu vody při referenční koncentraci, teplotě (CRHOREF) a tlaku (PRHDREF). Lineární vývoj hustoty vody v závislosti na změně tlaku, koncentrace a teploty popisují parametry DRHODPRHD a DRHODC a je nastaven podle hodnot přejatých od Langevina et al. (2008).

VSC modul

Tak jako u předchozího modulu, je i zde nutné nastavit rozpětí, ve kterém se mohou vypočtené hodnoty viskozity pohybovat. Toto rozpětí popisují parametry VISCMIN a VISCMAX a jsou nastaveny podle rozpětí viskozit vypočtených programem PanSystem pro vody za podmínek pozorovaných na vrtech v oblasti. Parametrem MT3DMUFLOG je nastaven počet specií, které jsou využity pro výpočet viskozity. Hodnota -1 opět umožňuje použití více než jedné specie. VISCREF je hodnota viskozity při referenční koncentraci TDS a teplotě vody (parametr CMUREF). Parametrem MTMUTEMPSPEC je označeno číslo specie odpovídající teplotě vody. Parametr DMUDC popisuje lineární závislost celkové mineralizace vody a teploty na její viskozitě. Hodnota tohoto parametru pro TDS byla přejata od Langevina et al. (2008), hodnota DMUDC pro teplo byla vypočtena podle závislosti pozorované na lokalitě.

SEAWAT VDF Package

Active variable-density water table corrections (IWTABLE)

Intermodal density calculation (MFNADVDF): Upstream-weighted algorithm (ne. 2)

Minimum fluid density (DENSEMIN): 930.0 (kg/m³)

Maximum fluid density (DENSEMAX): 1050.0 (kg/m³)

Length of first transport time step (FIRSTDT): 1.0 (s)

Flow and transport coupling procedure

Flow/transport coupling (NSWTCP): -1 max density change

Convergence criteria (DNSCRIT): 0.01

Fluid density calculation

Fluid density calc. (MT3DRHOFGL): -1

Reference fluid density (DENSEREF): 1000.0 (kg/m³)

Density/conc. slope (DRHODC): 0.7143

Density/press. slope (DRHODPRHD): 0.00446 (kg/m³)/(m)

Reference press. head (PRHDREF): 0.0 (m)

Species Name	Species ID	DRHODC	CRHOREF
TDS	1	0.7	0.0
heat	2	-0.375	25.0

Obr. 8 Parametry modulu VDF.

SEAWAT VSC Package

Minimum viscosity (VISCMIN): 0.001 (kg/(m*s))

Maximum viscosity (VISCMA): 0.00015 (kg/(m*s))

Fluid viscosity calc. (MT3DMUFLG): -1

Reference viscosity (VISCREF): 0.0012349 (kg/(m*s))

Viscosity/conc. slope (DMUDC): 0.0 (kg/(m*s))

Reference conc. (CMUREF): 0.0 (mg/l)/(mg/l)

Temp. affect on visc. (MUTEMPOPT): (1) eq. $18 A1 \cdot A2^{[A3/(T+A4)]}$

Use default values for A1 - A5

Temp. species id (MTMUTEMPSPEC): 2 heat

"A1" in eq. 18-20 (AMUCOEFF-1): 0.00002394

"A2" in eq. 18-20 (AMUCOEFF-2): 10.0

"A3" in eq. 18-20 (AMUCOEFF-3): 248.37

"A4" in eq. 18-20 (AMUCOEFF-4): 133.15

"A5" in eq. 18-20 (AMUCOEFF-5): 0.0

Species Name	Species ID	DMUDC	CMUREF
TDS	1	1.923e-006	0.0
heat	2	-115000.0	25.0

Obr. 9 Parametry modulu VSC.

2.4. KALIBRACE

Kalibrace je proces, kterým se snažíme dosáhnout akceptovatelného přiblížení modelu reálným poměrům pozorovaným na modelované lokalitě. Kalibrace modelu je kontrolována porovnáváním vypočtených hydraulických výšek s hodnotami pozorovanými na vrtech v modelované oblasti. Jednotlivá pozorování tlaků a hladin byla přepočtena na hydraulické výšky odpovídající hustotě vody 1000 kg/m^3 (viz nastavení modelu SEAWAT). Teprve takto upravená pozorování mohla být použita pro kalibraci modelu. Jednotlivá pozorování byla vztahena k hloubkové úrovni perforace (střed perforace) na pozorovacích objektech. Celkem bylo ke kalibraci použito 22 měření. Rozdíly mezi vypočtenými a pozorovanými hydraulickými výškami (modelová rezidua) odrážejí úroveň kalibrace modelu.

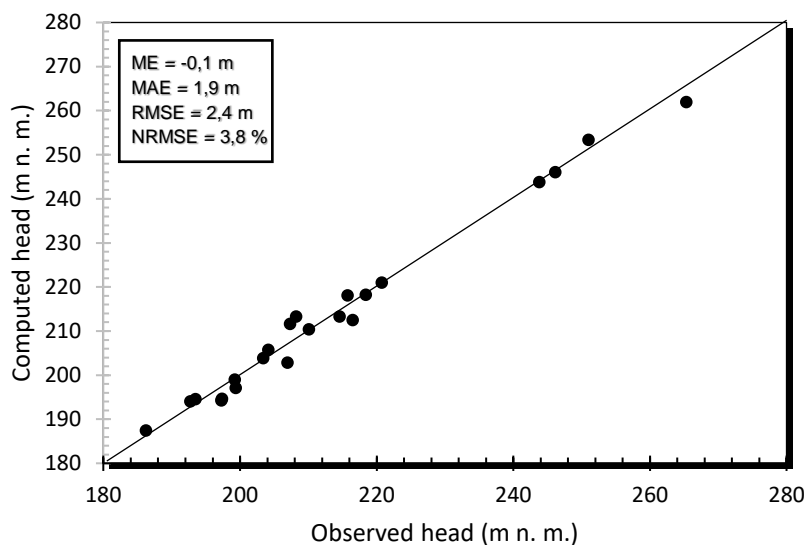
Sestavování a kalibrace modelu probíhaly opakovaně v tomto schématu: model proudění (Modflow) → kalibrace proudění → model transportu (MT3DMS) → kalibrace transportu → model proudění v prostředí s variabilní hustotou a viskozitou (SEAWAT) → kalibrace proudění (Modflow)...

V první fázi byl model kalibrován manuální úpravou okrajových podmínek. Rovněž byla testována platnost koncepčního modelu. V této fázi bylo ověřována možnost přítoku vod do kolektoru také z jeho nadloží (přetok z terciérních sedimentů) a podloží (odvodňování hlubokých vod z českého masivu). Tyto zásahy však nevedly ke zlepšení shody mezi vypočtenými a pozorovanými hydraulickými výškami. V průběhu kalibrace byl testován také případný vliv tektonických poruch. Ukázalo se, že shoda mezi simulovanými a pozorovanými hydraulickými výškami je výrazně lepší, pokud je v modelu uvažován vliv zlomu, probíhajícího v sv. části modelu podél mušovské přechodové zóny. Délka tohoto zlomu je cca 20 km. Jedině nastavení nízké hydraulické vodivosti tohoto zlomu ($4E-8 \text{ m/s}$) vedlo k dosažení relativně vysokých výšek na jeho nátokové straně (pozorování na vrtu PAS-2G) a k dosažení relativně nízkých hladin ve vrtech mezi tímto zlomem a drenážní linií (pozorování na vrtech MUS-3G a MUS-1).

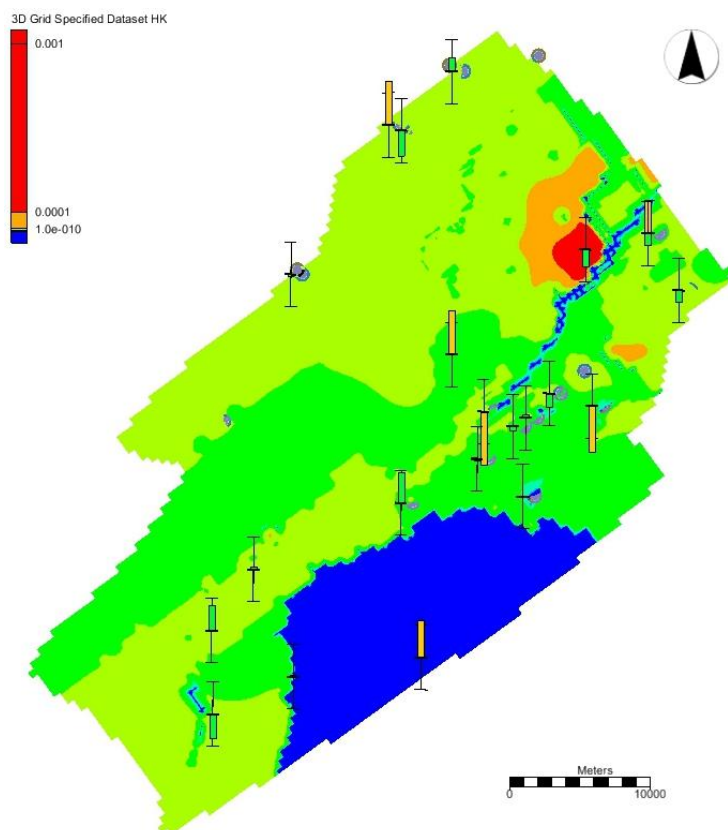
V druhé fázi ladění modelu bylo přikročeno k automatické kalibrační programem PEST s využitím přístupu vysoce parametrizované inverze (Doherty a Hunt, 2010). Tímto programem byly automaticky hledány takové hodnoty hydraulické vodivosti, při kterých by byla shoda mezi vypočtenými a pozorovanými hydraulickými výškami co největší. Využití skupin pilotních bodů umístěných do jednotlivých hydrostratigrafických jednotek umožnilo interpolaci kalibrovaných hodnot hydraulické vodivosti v rámci těchto jednotek. Aby při hledání optimálních hodnot hydraulické vodivosti byly preferovány hodnoty vodivosti zjištěné jejich testováním, bylo při automatické kalibraci použito Tikhonovy regularizace.

Úroveň kalibrace dokládá dosažená shoda mezi pozorovanými a vypočtenými hydraulickými výškami dokumentovaná obrázkem 10. Z obrázku je zřejmé, že se vypočtené hydraulické výšky blíží pozorovaným hodnotám v ploše celého modelu. Prostorové rozložení modelových reziduí, je znázorněno na obrázku 11. Na obrázku je rovněž vidět výslednou distribuci testovaných hydraulických vodivostí.

Dosažená úroveň kalibrace je kvantifikována statistickými ukazateli, kterými je doplněn obrázek 10. Jedná se o průměrnou chybu (ME), absolutní průměrnou chybu (MAE), střední kvadratickou chybu (RMSE) a normalizovanou střední kvadratickou chybu (NRMSE). Hodnota NRMSE $<10\%$ odpovídá podle některých autorů (Wels et al., 2012) dobře nalaženému modelu.

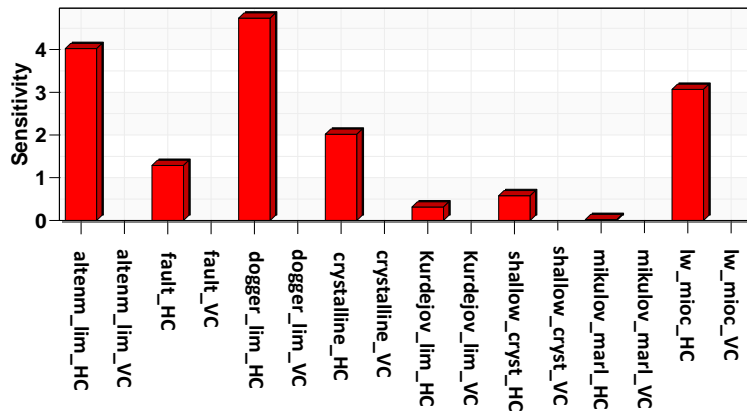


Obr. 10 Srovnání simulovaných a pozorovaných hydraulických výšek.



Obr. 11 Prostorové rozložení modelových reziduí a výsledná distribuce horizontální hydraulické vodivosti v první modelové vrstvě. Orientace a barva barevných sloupečků odráží hodnotu modelových reziduí (orientace nahoru indikuje vypočtenou výšku převyšující pozorovanou hodnotu, zelená barva značí hodnotu rezidua <3 m, žlutá <6 m).

Při automatické kalibraci modelu byla zhodnocena také citlivost simulovaných hydraulických výšek na změnu hydraulické vodivosti jednotlivých hydrostratigrafických jednotek. Z obrázku 12 vyplývá, že nejcitlivěji model reaguje na změnu hydraulické vodivosti v tělese spodnojurských hornin (dogger – bazální klastika, vápence, dolomity). Podobně citlivý je na změnu vodivosti svrchnojurských karbonátů (Altenmarktská skupina - vápence). Citlivěji model reaguje rovněž na hydraulické vodivosti v jednotce reprezentující spodnomiocenní horniny a krystalinikum. Zanedbatelnou citlivost vykazuje model na změny vertikálních hydraulických vodivostí. To je spojeno s jen omezeným vertikálním prouděním.



Obr. 12 Citlivost simulovaných hydraulických výšek na změnu hydraulické vodivosti jednotlivých hydrostratigrafických jednotek.

3. VÝSLEDKY A DISKUZE

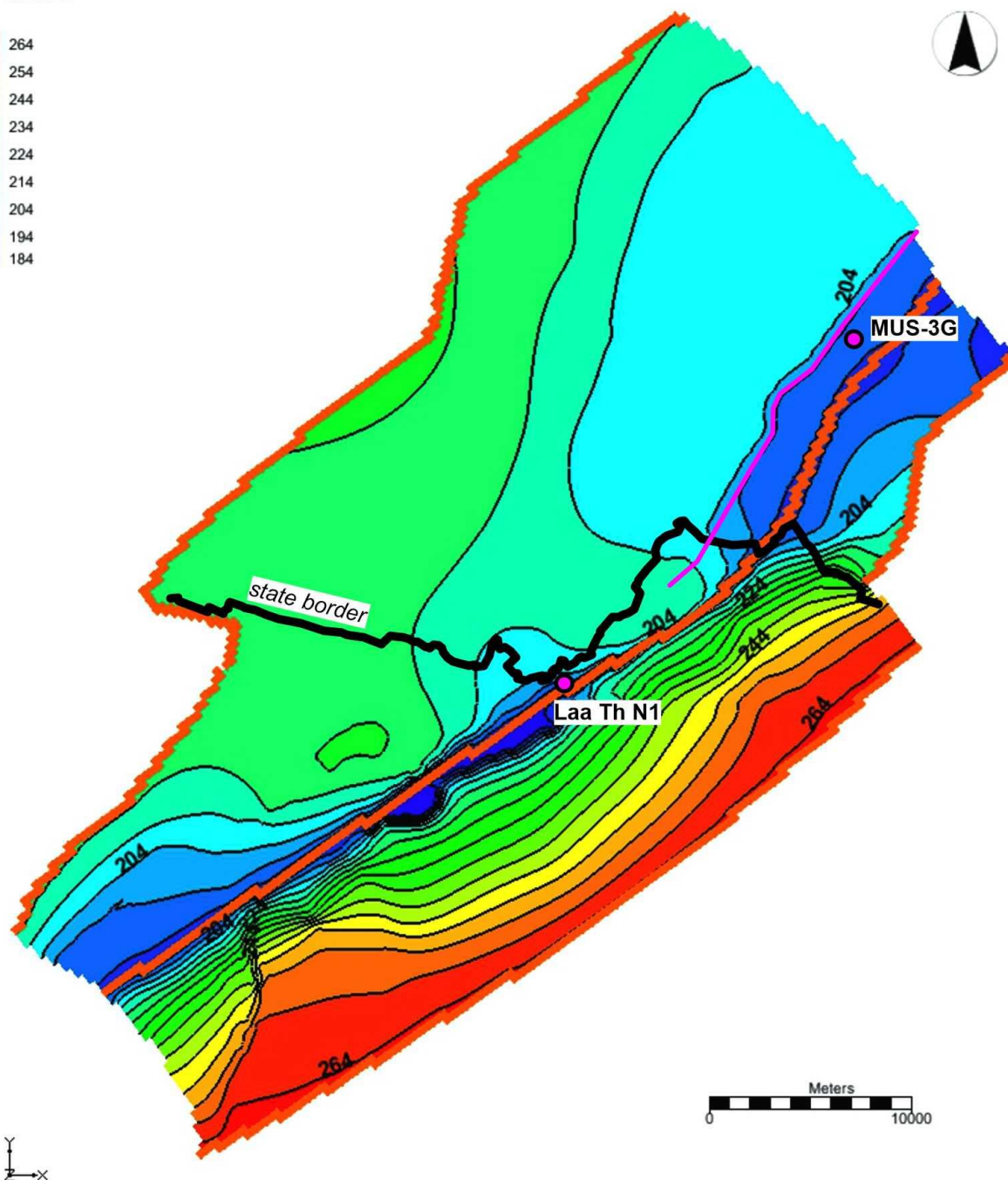
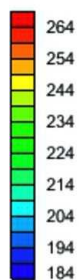
Finální výsledky jsou odvozeny modelem SEAWAT simulujícím proudění vod v prostředí s proměnlivou hustotou a viskozitou. Mezi tyto výsledky patří prostorové rozložení hydraulických výšek a směrů proudění podzemních vod a bilance toků vod v modelované oblasti.

3.1. PROUDĚNÍ PODZEMNÍCH VOD

V kapitole Hydrogeologický koncepční model bylo zmíněno, že v kolektoru s odlišnými hustotami vod, je identifikace směrů na základě hydraulických výšek pozorovaných na vrtech s různou výškovou úrovní perforace značně nejistá. Simulované prostorové rozložení hydraulických výšek dokumentované hydroizopiezami na obrázku 13 se skutečně od mapy sestavené na základě pouhého přepočtu hydraulických výšek na prostředí s uniformní hustotou (obr. 5) poněkud liší. Přesto jsou směry proudění naznačené již v koncepčním modelu podobné. Dominantním směrem je přítok podzemních vod k drenážní linii ze svahů českého masívu, tedy od SZ k JV a přítok vod z hlubších částí pánevní struktury tedy od JV k SZ.

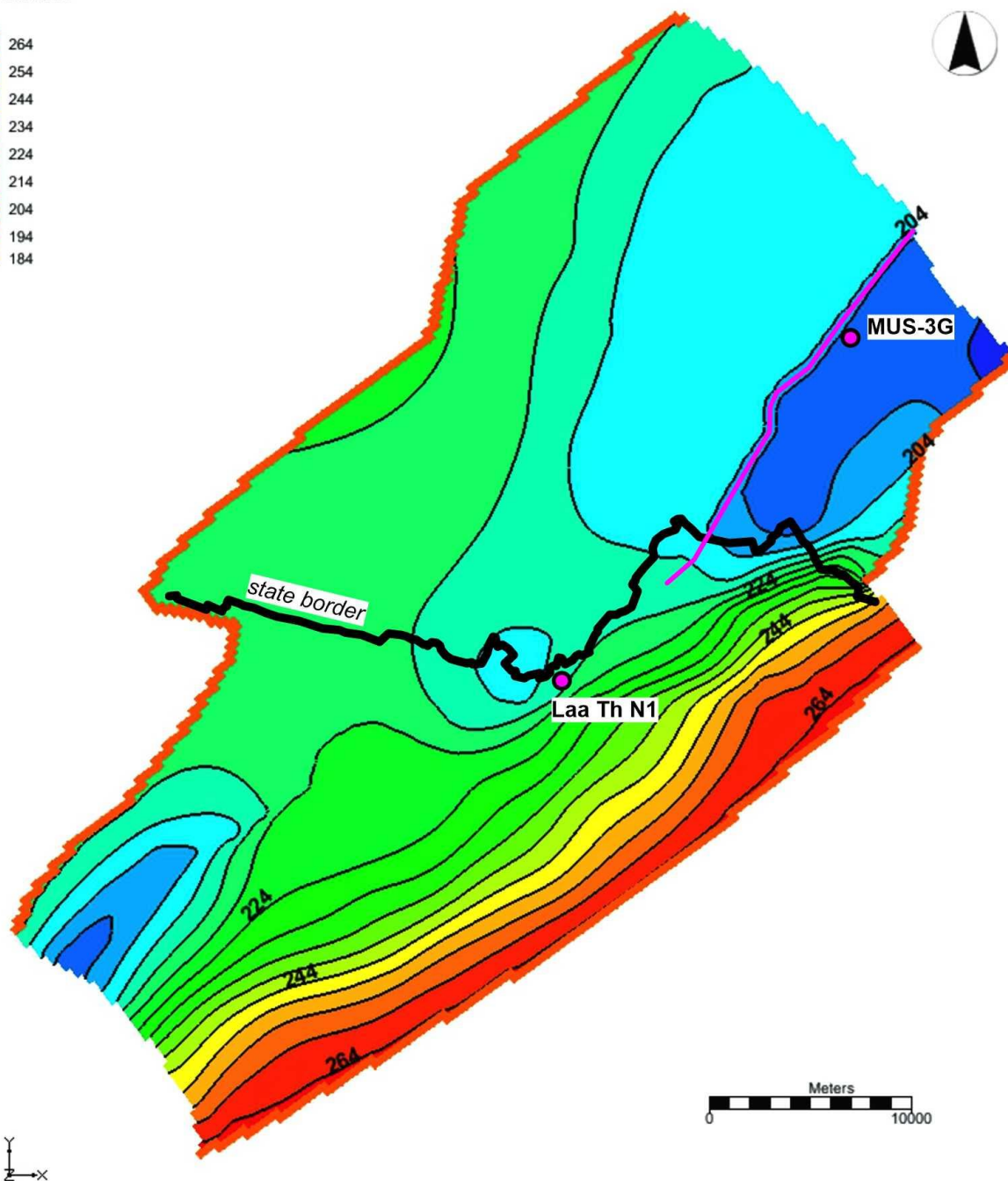
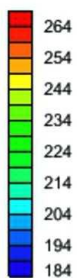
Rozdíly mezi rozložením simulovaných hydroizopiez v první a poslední modelové vrstvě (obr. 14) jsou patrné především v místě drenáže, kde se uplatňuje také vertikální proudění a dále v jv. části modelu, kde je průběh izolinií v mělkých partiích modelu ovlivněn přítomností tělesa jen málo propustných mikulovských slínovců. Téměř stagnující vodu v prostředí tohoto tělesa ukazují i směry proudění znázorněné šipkami na mapě 15. Krom toho je proudění ovlivněno přítomností zlomu působícího jako částečná bariéra vodám přitékajícím k drenážní zóně od severozápadu (obr. 14).

3D Grid Head

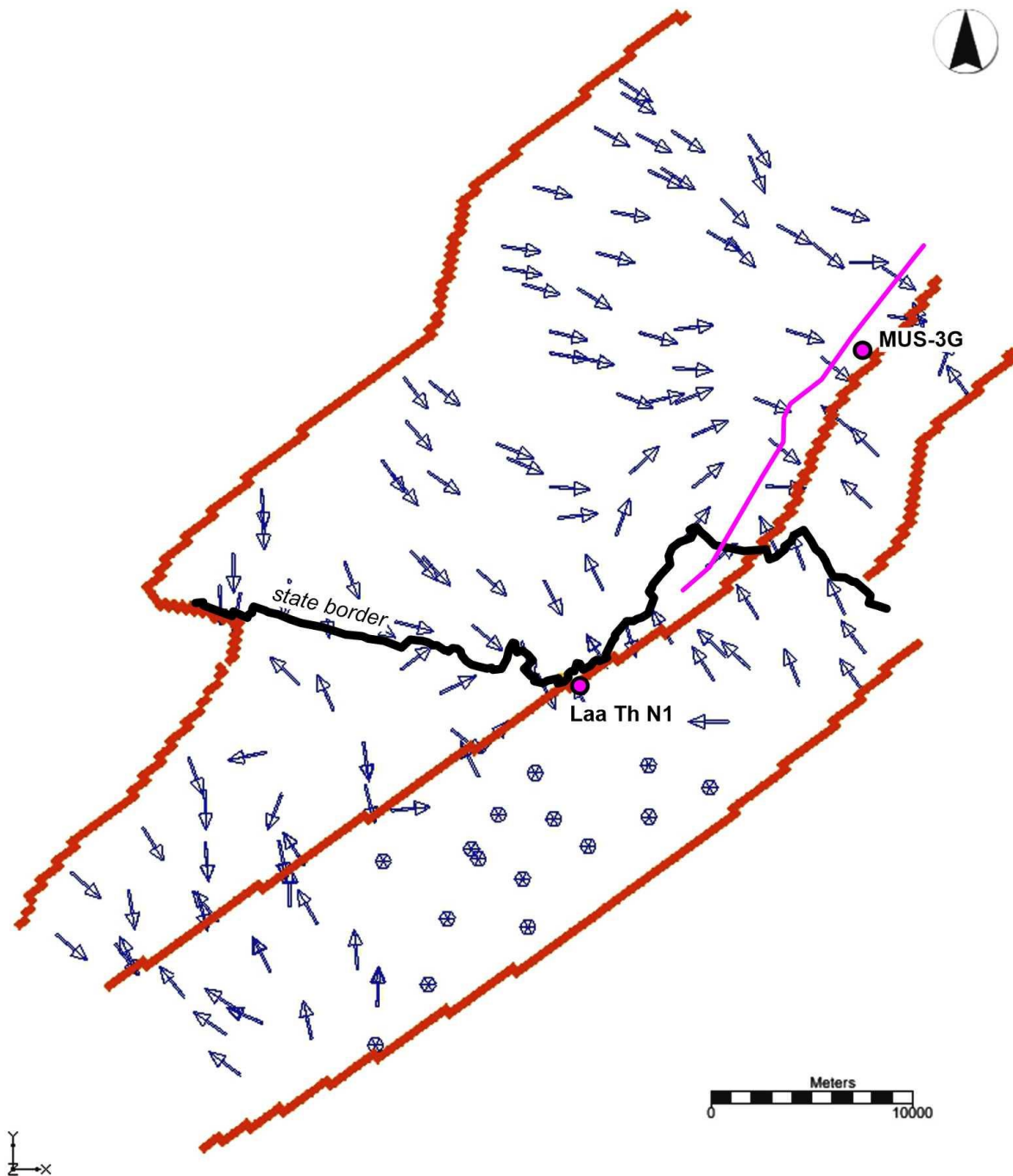


Obr. 13 Mapa simulovaného rozložení hydraulických výšek v první modelové vrstvě znázorněná hydroizopiezami v intervalu 5 m, fialová čára představuje tektonickou linii, oranžově je vyznačen průběh okrajových podmínek modelu.

3D Grid Head



Obr. 14 Mapa simulovaného rozložení hydraulických výšek ve spodní modelové vrstvě znázorněná hydrozopiezami v intervalu 5 m, fialová čára představuje tektonickou linii, oranžově je vyznačen průběh okrajových podmínek modelu.



Obr. 15 Mapa s vyznačením směrů proudění podzemních vod v první modelové vrstvě. Body v jv. části mapy představují stagnující vodu v tělese mikulovských slínovců, fialová čára představuje tektonickou linii, oranžově je vyznačen průběh okrajových podmínek modelu.

3.2. MODELOVÁ BILANCE

Na základě geometrie modelované zvodně, prostorového rozložení hydraulických vodivostí a výšek byly v modelu kvantifikovány rovněž toky vod. Modelovanou oblastí protéká celkem 350 L/s, přičemž jen minoritní část vod

přitéká do oblasti ze svahů českého masívu. Jedná se o přítok 10 L/s. Podstatně vyšší hodnoty dosahuje přítok vod od JV a to 340 L/s. Relativně nízký přítok málo mineralizovaných vod z českého masívu do modelované oblasti je způsoben jednak poměrně malou mocností nepříliš propustné zvětralinové zóny krystalinika (50 m) a velice mírnými hydraulickými gradienty. Ty jsou na obrázku 13 doloženy průběhem jen několika málo hydroizopiez severozápadní části modelu. Zcela rozdílná je situace v jihovýchodní části modelu, která se vyznačuje značnou mocností kolektoru přesahující místy 2000 m (obr. 7). Přítomnost vysokých hydraulických výšek (vyplývá také z vysoké hustoty zdejších vod) a obrovská mocnost kolektoru je i při relativně nízkých hydraulických vodivostech (poněkud zvýšeny vysokými teplotami, a tedy vyšší viskozitou) příčinou podstatně vyššího přítoku vod z tohoto prostoru.

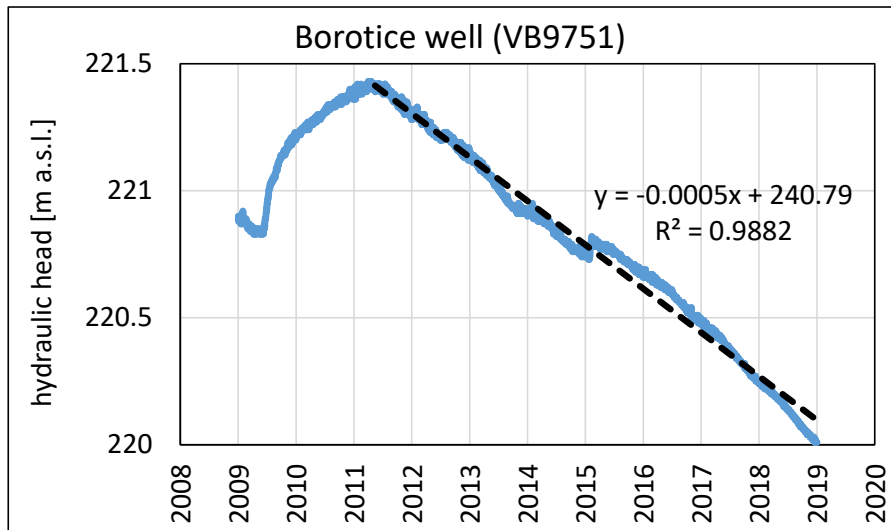
Model simuluje přítok a odtok vod s rozdílem nepřesahujícím 001 %. To svědčí o dostatečně nastavené přesnosti numerického řešení.

3.3. DOBA ZDRŽENÍ VOD V KOLEKTORU

Na základě prostorového rozložení hydraulických výšek, vodivosti a efektivních pórovitostí umí model simulovat advekci, tedy rychlost unášení částice proudící podzemní vodou. Podle modelu advekce se doba zdržení podzemních vod v kolektoru pohybuje od 12 000 do 90 000 let.

3.4. NEJISTOTY MODELU

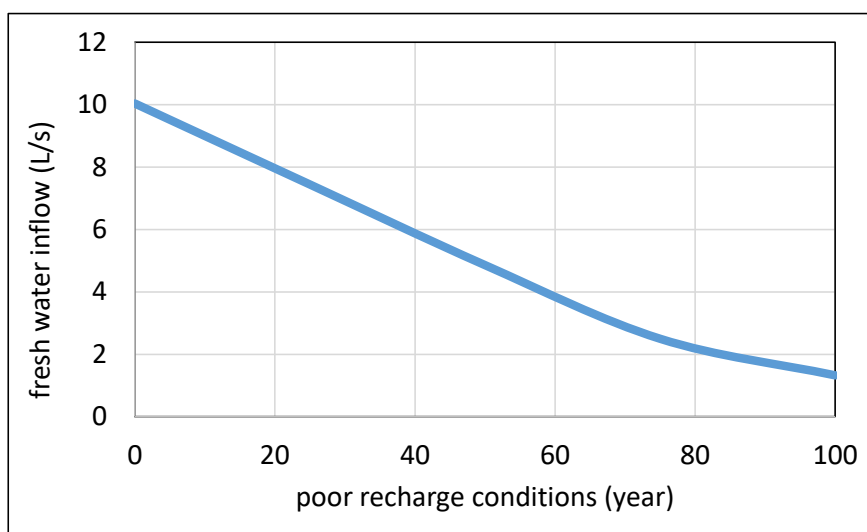
Naladění modelu je akceptovatelné. Přesto si je při hodnocení výsledků nutné uvědomit, na základě jakých dat byl model proudění sestaven. Poměrně spolehlivou částí modelu je vymezení rozsahu hydrostratigrafických jednotek. Charakterizace jejich hydraulických vodivostí však vychází z poměrně nízkého počtu testů (61 testovaných míst). Ještě méně hodnot je k dispozici pro ověření kalibrace modelu, tedy pozorovaných hodnot hydraulických výšek (22 použitelných bodů měření). Tato měření jsou navíc zatížena nedostatkem vyplývajícím z pozorování výšek ve značně odlišných obdobích lišících se od sebe i o desítky let (pozorování v časovém rozpětí cca 60 let). To, že během této doby může dojít i ke značným změnám hydraulické výšky dokládá kontinuální pozorování hydraulické výšky na vrtu Borotice dlouhodobě sledovaném ČHMÚ. Tento vrt je situován v sz. okrajové části modelu. Zde došlo v průběhu 8 let k poklesu výšky o cca 1,5 m (obr. 16). Tento pokles je spojen s podnormálními srážkovými úhrny, které dominovaly období let 2012 až 2019. Na druhou stranu podobné, delší dobu trvající nízké nebo naopak zvýšené srážkové úhrny nebyly v průběhu let, ve kterých byla pozorování hydraulických výšek prováděna, zaznamenáno (archív ČHMÚ). Orientačně lze tedy soudit, že rozdíly v pozorovaných hydraulických výškách způsobené různou dobou měření, by neměly pozorovanou změnu hladiny 1,5 m přesáhnout. Rozdíly mezi hydraulickými výškami na nátokových stranách a v místech drenáže přesahují několik desítek metrů. Nesrovnalosti v hydraulických výškách způsobené různou dobou jejich měření (zřejmě do 1,5 m) by tedy neměly být příčinou toho, že by byl koncept proudění na modelované lokalitě odlišný.



Obr. 16 Vývoj hydraulické výšky v pozorovacím vrtu Borotice (ČHMÚ).

3.5. UDRŽITELNOST KVANTITY A KVALITY JÍMANÝCH VOD

Stanovená hodnota přítoku vod od severozápadu a od jihovýchodu je z hlediska optimalizace provozu jímacích vrtů a zabezpečení kvality jímaných vod, velice důležitým údajem. Z tohoto důvodu byla provedena analýza dopadu potenciál pokračujícího trendu v poklesu hydraulických výšek na sz. nátokové straně modelu. Zde se podle současného modelu formuje 10 L/s vod, které doplňují sz. část kolektoru, tedy část ve které jsou situovány také jímací vrty MUS-3G a Laa Th N1. Data k vývoji hydraulických výšek na vrtu Borotice nebyla aktualizována a je pravděpodobné, že se jejich pokles díky předchozím dvěma rokům vydatných srážek zastavil. Pokud by však v letech 2012-2019 pozorovaný pokles pokračoval, vyvíjel byl se modelovaný přítok málo mineralizovaných vod do sz. části kolektoru podle obrázku 17. Z obrázku je zřejmé, že při pokračujícím trendu poklesu hydraulické výšky by na sz. hranici modelu klesal přítok o 0,2 L/s/rok.



Obr. 17 Vývoj přítoku málo mineralizovaných vod ze sz. okraje modelu při setrvalém trendu poklesu hydraulické výšky pozorovaném na vrtu Borotice.

Jímací vrty jsou situovány podél zóny drenáže kolektoru. Vzhledem k tomu, že je celkový přítok podzemních vod do oblasti značný, nedošlo by zde ani při setrvalém suchu či zvýšení odběru podzemních vod k významnějšímu poklesu hydraulických výšek. V místě drenáže kolektoru však dochází k mísení málo mineralizovaných vod přítékajících od severozápadu a silně mineralizovaných vod přítékajících z jihovýchodu. Při setrvalém poklesu přítoku málo mineralizovaných vod ze severozápadu nebo při výraznějším navýšení jímaného množství by mohlo dojít k významnému zvýšení mineralizace jímaných vod.

Termální vody jsou z kolektoru jímány na dvou místech vrty MUS-3G a Laa Th N1. V roce 2013 došlo k navýšení odběru podzemních vod z vrtu MUS-3G. To vyvolalo otázku, do jaké míry může zvýšení odběru na tomto vrtu ovlivnit hydraulické výšky na vrtu Laa Th N1. Protože pozorování vývoje hladin na vrtu Laa Th N1 je spojeno s technickými obtížemi, byl možný vliv navýšení odběru na vrtu MUS-3G posouzen modelem. V něm byla ověřena změna hladiny v místě vrtu Laa Th N1 při nulovém odběru vod z vrtu MUS-3G a při maximálním doposud pozorovaném odběru (7 L/s). Ani simulace maximálního odběru nezpůsobila pozorovatelnou změnu hydraulických výšek v prostoru vrtu Laa Th N1.

4. ZÁVĚR

Model sestavený v rámci projektu HTPO lze považovat za první komplexní syntézu všech dostupných údajů o hydrogeologické struktuře termálních vod. To je dáno přeshraniční spoluprací s kolegy na rakouské straně hydrogeologické struktury, detailním přezkoumáním všech relevantních archivních údajů v Geofondu ČGS, analýzou dat měřených na jímacích vrtech (Pasohlávky MUS-3G, Laa TH N1) a na vrtech ČHMÚ a také výzkumem chemického složení jímaných termálních vod. Na základě koncepčního modelu hydrogeologické struktury termálních vod byl sestaven dynamický procesní model. Tento model reflektující také variabilitu v hustotě a viskozitě podzemních vod a poskytuje prvotní kvantifikaci přírodních zdrojů a geologických zásob termálních vod v hodnocené oblasti. To je zcela nezbytné pro optimalizaci jejich dalšího využívání a ochranu.

POUŽITÁ LITERATURA

- Cooper H. H., Jacob C. E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. – Transactions of the American Geophysical Union, 27, 526–534.
- Doherty JE, Hunt RJ (2010): Approaches to highly parameterized inversion—A guide to using PEST for groundwater-model calibration: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5169, 59 p
- Harbaugh A.W., et al. (2000): MODFLOW-2000, The U.S. geological survey modular ground-water model – user guide to modularization concepts and the ground-water flow process. USGS Open-File Report 00–92. Reston, VA.
- Kyrieleis, W., Sichardt, W. (1930). Grundwasserabsenkung bei Fundierungsarbeiten. – Springer, Berlin.
- Langevin Ch D, Thorne Jr. DT, Dausman AM, Sukop MC, Guo W (2008): SEAWAT Version 4: A Computer Program for Simulation of Multi-Species Solute and Heat Transport, Techniques and Methods 6-A22, USGS.
- Novotná J, Bartoň J (2011): Struktura termálních vod Mušov – Pasohlávky. Vyhodnocení dat. – MS, Geotest, a. s. Brno.
- Theis, C.V., 1935. The relation between lowering the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Transactions American Geophysical Union, 16 (2), 519–524. doi:10.1029/TR016i002p00519
- Thiem, G. (1906). Hydrologische Methoden. – Gebhardt. Leipzig.
- Wels, C., Mackie, D., Scibek, J. (2012): British Columbia Ministry of Environment Groundwater Modelling Guidelines. 194001. Prepared by British Columbia Ministry of Environment, Water Protection and Sustainability Branch: Vancouver, BC, 385 p.
- Zheng Ch, Wang PP (1999): MT3DMS, a modular A modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. Documentation and User's Guide. University of Alabama, Tuscaloosa, Alabama.