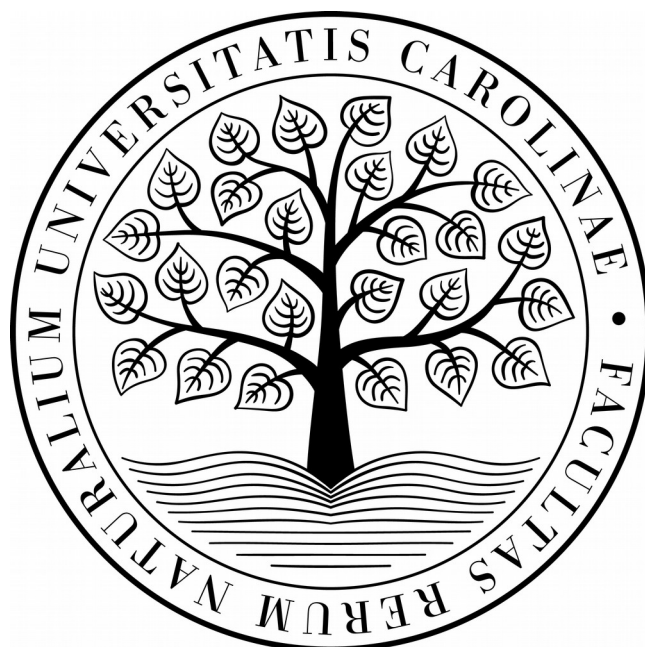


**Univerzita Karlova**

**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Aplikovaná geologie



Bc. Roman Beránek

**Gravimetrický průzkum a modelování geologických struktur**

**Gravity survey and modelling of geological structures**

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce:

RNDr. Vratislav Blecha, CSc.

Konzultant diplomové práce:

RNDr. Jan Mrlina, Ph.D.

Praha, 2020

# Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 13.08.2020

Podpis:

## Poděkování

Mockrát děkuji svému školiteli RNDr. Vratislavu Blechovi, CSc. za vedení práce. Za cenné poznámky a rady týkající se zvláště terénních prací děkuji také svému konzultantovi RNDr. Janu Mrlinovi, Ph.D. Za spolupráci při měření též děkuji Ing. Václavu Polákovi.

# Obsah

Abstrakt

Abstract

1. Úvod
2. Gravimetrie při vyhledávání důlních děl
3. Geologický vývoj Krušných hor
  - 3.1. Geologická stavba Krušných hor
  - 3.2. Geologické poměry na ložisku Hřebečná a historie těžby cínu
4. Terénní práce
  - 4.1. Nivelační měření
  - 4.2. Gravimetrické měření
5. Zpracování gravimetrických dat
  - 5.1. Výpočet reziduálního chodu
  - 5.2. Chyba měření
  - 5.3. Oprava na zeměpisnou šířku
  - 5.4. Výpočet Bouguerovy anomálie
6. Kvalitativní interpretace
  - 6.1. Polynomiální separace Bouguerových anomálií
  - 6.2. Profilové křivky reziduálních anomálií
  - 6.3. Mapy Bouguerových a reziduálních anomálií
7. Transformace gravimetrických dat
  - 7.1. Analytické pokračování pole nahoru
  - 7.2. Analytické pokračování pole dolů
  - 7.3. Určení hloubky zdrojů anomálií
8. Modelování gravitačního účinku geologických struktur
  - 8.1. 2D modelování
  - 8.2. 3D modelování
9. Diskuse
10. Závěr

Literatura

# Abstrakt

Tato práce se zabývá použitím metod gravimetrického průzkumu při hledání geologických struktur a jejich následnou interpretací za použití modelování. K tomuto účelu bylo provedeno měření na lokalitě s předpokládaným výskytem historické štoly o přibližně známé orientaci. Jedná se tedy o ověření a zpřesnění informace získané z několika historických pramenů. V interpretační fázi bylo vytvořeno několik fyzikálních modelů prostředí za použití 2D i 3D modelování zohledňujících různé možné podoby důlního díla v současnosti. Výsledkem provedeného studia je porovnání různých přístupů používaných v gravimetrii při měření výšek, určení reziduálního driftu, separaci regionálních a reziduálních anomálií, zvýraznění zájmových anomálií, odhadnutí hloubky zdrojů a modelování na reálných datech.

# Abstract

This thesis deals with the application of gravity survey to detect and delineate geological structures. The thesis further deals with various processing and interpretation methods, which include the creation of computer-generated models. To meet these goals, the gravity measurement was carried at the locality with the expected presence of abandoned historical mineshaft of known orientation. The goal is therefore to clarify and scrutinize information gained from various historical sources. Different models of survey area were made during the interpretation phase of the survey including 2D and 3D models according to the unknown recent state of the mineshaft. The result of this study is a comparison of several different approaches used in gravity surveys such as methods of elevation measurements, residual drift approximation, regional-residual field separation, source depth estimation, and modelling.

# 1 Úvod

Podstatou gravimetrického průzkumu je neinvazním způsobem zobrazit geologické struktury skryté pod zemským povrchem a získat tak informaci o rozložení skryté hmoty, která se navenek projevuje svým gravitačním polem. Cílem této práce je popsat a případně srovnat různé postupy vedoucí k tomuto cíli při užití relativního měření tíhového zrychlení. Na základě této motivace se práce zabývá jednotlivými aspekty gravimetrického průzkumu od terénních prací, přes zpracování dat až po interpretace získaných anomálií. Velká část textu je věnována interpretaci gravimetrických měření a to především s využitím modelování a matematických transformací.

Zvláštní důraz je věnován postupům využitelných při lokálních průzkumech v mikrogravimetrii při vyhledávání podzemních dutin, čehož se týká celá praktická část práce. Všechny zmíněné součásti gravimetrického průzkumu byly aplikovány na reálná data získaná na lokalitě Hřebečná při hledání historické štoly náležící do hornického regionu Erzgebirge/Krušnohoří. Pro úspěch geofyzikálního průzkumu je nezbytné co nejlépe pochopit zájmovou lokalitu a proto je obsažen i geologický a historický vývoj Hřebečné a okolí. Konečným cílem práce je interpretace získaných dat a tvorba 2D a 3D fyzikálních modelů prostředí.

V průběhu dějin se stalo poměrně běžnou praxí chápat přírodní děje a lidskou činnost jako dva odlišné procesy, které je od sebe vhodné oddělovat. V poslední době se však stále více uplatňuje názor, že lidská činnost je jen další z přirozených dějů neustále přetvářejících ráz celé planety. Z pohledu věd o Zemi spadá lidský příspěvek k těmto transformačním procesům do domény exogenní geologie. Období, kdy jsou lidé chápáni jako významná geologická síla je označováno jako Antropocén (Ložek a kol. 2020). V této práci je tedy pohlíženo na štolu vzniklou při hornické činnosti jako na geologický útvar (geologickou strukturu).

## 2 Gravimetrie při vyhledávání důlních děl

Gravimetrický průzkum je jednou z hojně využívaných geofyzikálních metod při vyhledávání důlních děl a podzemních dutin obecně. Zvláště vhodná je při průzkumu vzduchem vyplněných prostor v malé hloubce. Šance na zachycení takové dutiny je kromě hloubky a rozměrů ovlivněna především diferenční hustotou, která je dána místní geologií a materiálem vyplňujícím dutinu. Diferenční hustotu lze vyjádřit jako:

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2, \quad (1)$$

kde  $\rho_1$  je hustota v okolí a  $\rho_2$  představuje hustotu v dutině. Nejvyšší hustotní kontrast bude ve vzduchem vyplněných dutinách, avšak i ostatní typy výplní mají obvykle výrazně nižší hustoty než okolní pevná hornina. Předpokládat lze také částečné vyplnění nezpevněnou horninou spojené se zatopením vodou.

Rozměry (světlý průřez) středověkých, ale i novějších štol rudních dolů jsou obvykle dostačující pouze pro průlez. To je dáno především náročností ražby v pevných horninách, která se prováděla pouze s použitím základních ručních nástrojů a sázení ohněm. Převažující rozměry většiny takových štol jsou přibližně 1x2m. Větší rozměry lze očekávat v poruchových zónách a v místech velkých rudních akumulací.

Druhým významným parametrem je hloubka struktury, kterou můžeme v případě štoly o přibližně známých rozměrech odhadnout s užitím přímé úlohy při zohlednění různých možných typů výplně. Jiná situace je u štol, na kterých došlo k celkovému zřícení stropu. V takovém případě bude přítomna zóna s nižší hustotou zasahovat až k povrchu, kde se bude projevovat poklesy terénu různé intenzity.

Použití gravimetrie při průzkumu přípovrchových struktur je typické nízkým poměrem signál-šum (Everett 2013) a proto je nezbytné pečlivě přistupovat k samotným terénním pracím, tak i k následným korekcím získaných dat.

Řada tématicky podobných prací byla provedena i na Ústavu HG, IG a UG. Jmenovat lze práci Skácelové a kol. (2010), ve které bylo v rámci projektu pro minimalizaci rizik po těžbě rud k lokalizaci starých důlních štol v Horním Městě a Horním Benešově v oblasti Nížkého Jeseníku užito mikrogravimetrie. Další prací, která se ovšem tentokrát týkala lokalizace důlní šachty v Lukavici u Chrudimi je Blecha a Rambousek (2008).



### 3 Geologický vývoj Krušných hor

Do vývoje Krušných hor zasáhla výrazně poslední tři velká vrásnění. Kadomský základ, který prošel silnou metamorfózou a velkým zvrásněním je dnes již erodovaný a tvoří podklad novějších jednotek. Poté následovalo pro dnešní podobu Krušných hor důležitější variské vrásnění vrcholící v devonu a karbonu, které starší materiál kadomského orogénu výrazně přepracovalo (Kachlík 2003).

S dozníváním kadomské i variské orogeneze je spojen výstup lehkých magmat převážně granitického složení, což je vysvětlováno mimo jiné snížením napětí v litosféře, které usnadnilo tavení (Rojík 2016). V závěru variské orogeneze takto vznikají v rozmezí od 340 Ma do 290 Ma tělesa velkých granitoidních plutonů a v menší míře i dochází i k sopečné činnosti. Také variské horstvo podlehl po skončení horotvorných procesů erozivním procesům (Rojík 2016).

Skončením variské orogeneze skončil též základní vývoj podoby českého masivu a tím i oblasti Krušných hor. Již nedocházelo k významnějším metamorfním přeměnám a duktilním deformacím horninových bloků a převládají naopak deformace křehké, které mají charakter vertikálních a laterálních pohybů podél povětšinou varisky založených zlomových liniích. Tyto pohyby jsou důsledkem změn napětí v litosféře vyvolané deformacemi v předpolí posledního alpinského vrásnění v průběhu druhohor a vrcholícího v třetihorách během tzv. Saxonské tektogeneze, která rozlámala český masiv do řady bloků. (Kachlík 2003). Výsledkem vzájemných pohybů těchto bloků je dnešní členitá podoba reliéfu Krušných hor (Rojík 2016).

#### 3.1 Geologická stavba Krušných hor

Krušné hory se nacházejí v geologické jednotce saxothuringikum, které dále dělíme na oblast krušnohorskou, labskou a sudetskou. Krušnohorskou oblast (Krušnohorské krystalinikum), ležící v jižní části saxothuringika ohraničuje z jihu litoměřický zlom a na JV zlom krušnohorský. Strukturně lze oblast rozdělit na autochtonní patro, které je tvořeno kadomským podkladem metamorfovaným až v podmínkách amfibolitové facie, na které nasedá diskordantně spodní ordovik a v menší míře také kambrium. Tato sedimentace byla doprovázena riftovým vulkanizmem a intruzemi granitů, které byly mnohdy později přeměněny v ortoruly. Od ordoviku do svrchního devonu probíhala sedimentace pelagických sedimentů a od svrchního devonu i sedimentace flyšová (Kachlík 2003). Přítomné horniny jsou především fylity, svory, pararuly, migmatity, ortoruly a granity (Petránek a kol. 2016).

Alochtonní patro je tvořeno příkrovy zachovanými především v munchberské kře a menších tektonických bradlech (Kachlík 2003).

Prevariské granitoidy jsou dnes zastoupeny především různými typy ortorul. Variské granitoidy zastoupené především ve smrčinském a karlovarském plutonu a několika menších tělesech vznikaly v období od 340 do 290 Ma. Ve starší fázi vznikala tělesa menších dioritů a biotitických porfyrických granitů. Mezi mladšími horninami jsou autometamorfózou prošlé granity, mezi něž patří dvojslídne krušnohorské žuly (Kachlík 2003) Při tuhnutí granitických magmat dochází k úniku těkavých složek obsahujících vodní páru, fluor, chlor, síru, arzen a jiné prvky, které následně pronikají do okolních hornin, nebo krystalizují v puklinách a zlomech v již utužených granitech. To je základním mechanismem nahromadění ložisek cínu, wolframu, lithia a jiných kovů známých z Krušných hor (Rojík 2016).

### 3.2 Geologické poměry na ložisku Hřebečná a historie těžby cínu

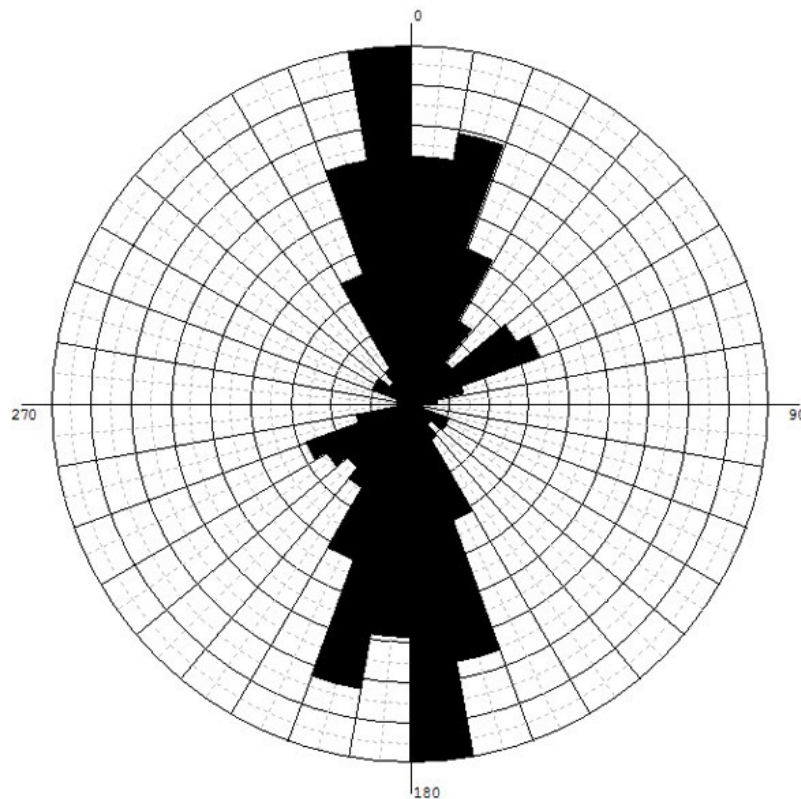
Zájmová oblast cínových ložisek v Hřebečné náleží do krušnohorské části saxothuringika s výskytem variských plutonických hornin. V prozkoumávané oblasti se vyskytuje biotitický až muskoviticko-biotitický granodiorit (Geologická mapa 2020). Zdejší cínová ložiska jsou typu greisenových pruhů, které vznikaly metasomatickou přeměnou (zatlačováním) žul vyvolanou agresivními párami unikajícími z granitického magmatu. Greisenizace je vázána na pukliny a zlomy, které se nacházejí v chladnoucím žulovém tělese. (Rojík 2016). Greiseny jsou charakteristické převážujícím výskytem při metasomatóze vzniklého křemene, který nahradil živce. Často se v nich vyskytuje i světlá slída. Dalšími typickými minerály greisenové minerální asociace, které se však nemusí vyskytovat vždy jsou kasiterit, wolframit, cinvaldit a další. Tělesa greisenů nebývají zpravidla velká a jsou doprovázena greisenizovanými žulami u nichž proběhl proces greisenizace jen částečně. Takové žuly pak stále obsahují menší množství zachovalých živců (Hons 2017). Greiseny na Hřebečné jsou mineralogicky spíše chudé. Z nerudních minerálů převládá křemen, který je doprovázen sericitem, muskovitem, fluorapatitem a skorylem. Z rudních minerálů jde především o kasiterit. V menším množství je přítomen i pyrit, arzenopyrit a löllingit. (Důl Mauritius 2020). Hlavní dobývanou rudou byl kasiterit ( $\text{SnO}_2$ ) přítomný většinou v rozptýlené formě s průměrným obsahem 0,5% v těžené hornině (Malina a Urban 2013). Dva zmíněné minerály arzénu byly též zpracovávány v místní arzenové huti (Rojík 2016).

Zajímavou strukturní studii greisenových tahů v blatenském masivu ukázali Urban a Malina (2013). S využitím leteckého laserového skenování (LiDAR) vyhledávali propady, dobývky a pinkové tahy vzniklé historickou hornickou činností. Analýza ukázala, že převládající směr je SSZ–JJV až SSV–JJV s maximem ve směru S–J. To lze vidět na obr. 1. Tento směr souhlasí s předvídaným směrem hledaného důlního díla.

Těžba v Hřebečné je doložena již od roku 1545, kdy byla zahájena těžba a zpracování cínové rudy. Doly na cínovou rudu fungovaly až do roku 1891 a těžba byla krátce obnovena ještě v letech 1930 – 1945. Zpracování rud arzénu je doloženo od roku 1773 (Rojík 2016). Nejvýznamnějším zdejším dolem byl již od 16. století Mauritius, ve kterém byly

těženy především dvě velká téměř vertikální greisenová zrudnění nazvaná Mauritius a Führinger orientovaná severojižním směrem a vzdálená od sebe většinou jen 3 – 5 metrů. Jejich souhrnná mocnost však dosahovala až 16 m.

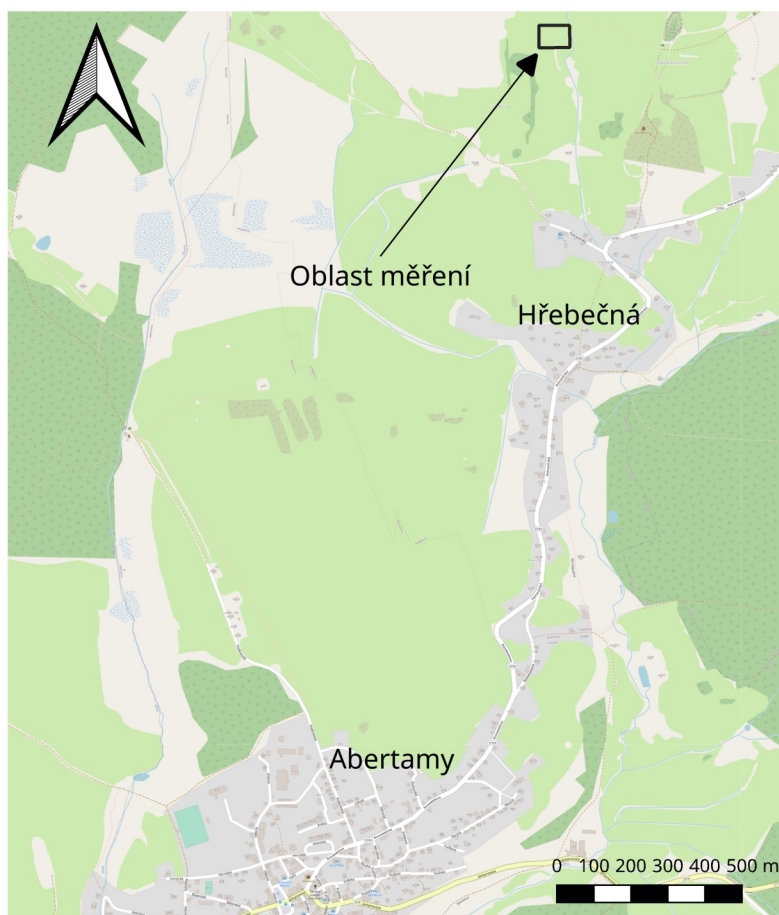
V místech křížení s dalšími greisenovými ‚žilami‘ Z-V a SZ-JV směru se vyskytovala nejintenzivnější cínová zrudnění zachycená Blasiovou štolou.



*Obrázek 1: Směry hlavních greisenových tahů v Blatenském masivu. Výrazně převládá SSZ-JJV až SSV-JJV směr. Převzato z práce Urbana a Maliny (2013).*

## 4 Terénní práce a metodika

Lokalita se nachází přibližně kilometr severně od centra obce Hřebečná severně od Abertam a zhruba 300 metrů od ústí dolu Mauritius, kde se nyní nachází hornické muzeum s prohlídkovou štolou Kryštof. Geografická poloha lokality je vyobrazena na obr. 2. Terén je mírně svažité a s výjimkou několika menších prohlubní nepříliš členitý. Porost je tvořen převážně nízkými trsy trávy a mechem s několika hustějšími ostrůvky vřesu. Plocha studovaného území je přibližně 2500 m<sup>2</sup>.



Obrázek 2: Zkoumaná lokalita vyznačená černým obdélníkem se nachází přibližně 300m severně od okraje obce Hřebečná.

Na jižním okraji zkoumané oblasti se nachází jáma, dále pokračující JV směrem jako mělká strouha (obr. 4 a 7). Tato jáma nebo její prohloubení mohlo vzniknout při dřívějších pokusech o nalezení vstupu do opuštěné štoly Eustach (pojmenované po sv. Eustachu Římském), která se nachází zhruba 360 m od dolu Mauritius. Pozici ústí této štoly lze nalézt i v některých historických mapách (obr. 6 a 8). Toto místo bylo zvoleno jako střed profilů, které kolmo kříží předpokládaný SZ-JV směr štoly. Druhým bodem ležícím na této linii je světlík patrně patřící k téže štolě (obr. 6). V místě světlíku lze dnes nalézt širokou prohlubeň

patrnou i na digitálním modelu reliéfu (dále jen DMR) viditelnou na obr. 7. Celé důlní dílo je poté znázorněno na plánku na obr. 8.

Jeden základní bod označený ZB2 (obr. 3) byl zvolen v malém dřevěném turistickém přístřešku severně od vytyčených profilů a druhý označený ZB2A před tímto přístřeškem. Opakovaná měření na obou základních bodech byla stabilní většinou i za větrného počasí, při kterém by se daly očekávat vibrace způsobné pohybem dřevěné konstrukce.

Samotné měření probíhalo ve dvou hlavních etapách. První měření bylo provedeno v termínu 9-11.7.2019 a zahrnovalo 4 profily vedené kolmo k předpokládanému směru důlního díla. Tři profily měly pravidelné uspořádání bodů a jeden nepravidelný byl vložen pro zpřesnění interpolace. Druhá fáze terénních prací se odehrála v termínu 23-24.10.2019. Na základě předešlých měření byly přidány tři další profily pro zpřesnění a potvrzení předchozích výsledků. Jednodenní měření menšího rozsahu za účelem ověření zjištěných anomálií na vybraných částech profilů bylo podniknuto 29.7.2020.

Hustota bodů na profilech byla zvolena s ohledem na polohu předpokládané anomálie. Od středu profilu bylo symetricky 5 bodů umístěno 1m od sebe. Následujících 5 bodů dělila vzdálenost 2 metry a pro lepší zachycení regionálního pole byly další body vzdáleny 5 a 10 m. Rozmístění všech bodů na lokalitě včetně předpokládané polohy štol a označení všech profilů je zachycen na obr. 5.

Každý měřicí bod byl označen malým dřevěným kolíčkem zapuštěným na úroveň terénu, který byl obarven reflexní barvou pro snadné pozdější nalezení a pro zajištění, že výška stativu a nadmořská výška budou odečítány vždy ze stejného místa.

Měření v první etapě bylo provázeno převážně dobrým počasím s maximálně mírným větrem. Při doplňujícím měření v druhém termínu byl vítr silnější a mnoho bodů bylo nutné měřit kvůli způsobeným vibracím vícekrát. U některých bodů se jednalo až o pět

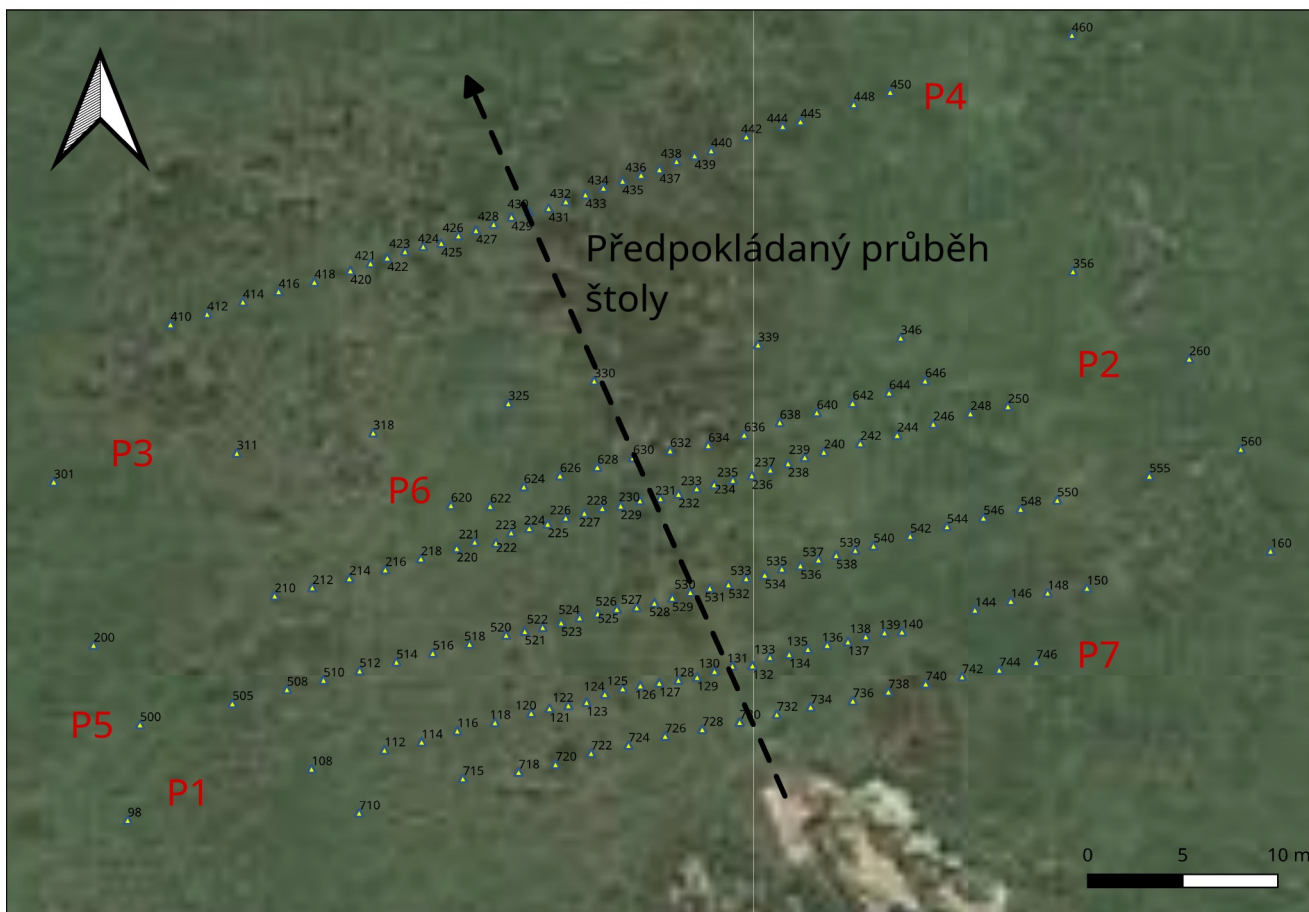


*Obrázek 3: Gravimetr Scintrex CG-6 umístěný na základním bodě ZB2. I přes dřevěnou konstrukci přístřešku bylo rušení minimální i ve větrném počasí.*

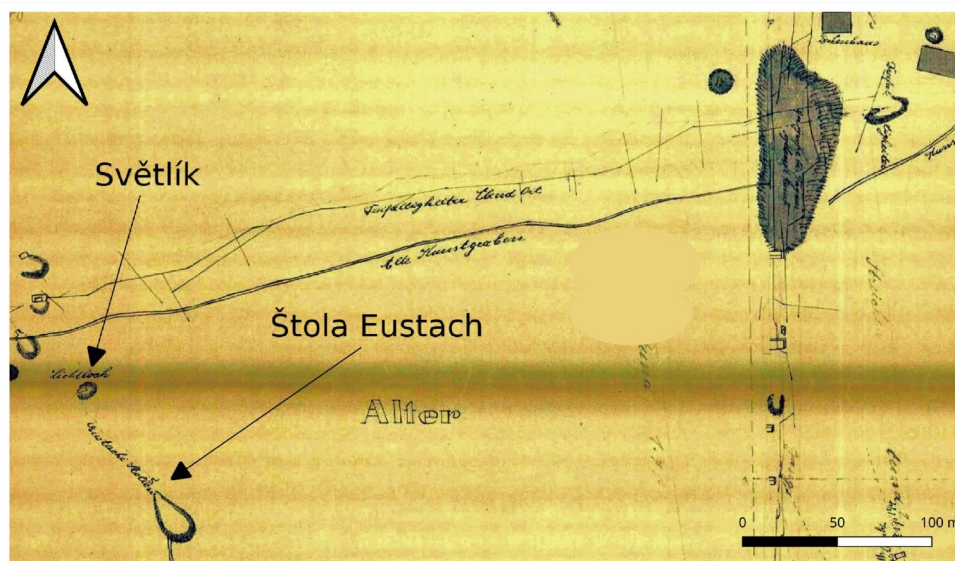


*Obrázek 4: Gravimetr Scintrex CG-6 na profilu P7. Vlevo je jáma vzniklá pravděpodobně při předchozím pátrání po štolě.*

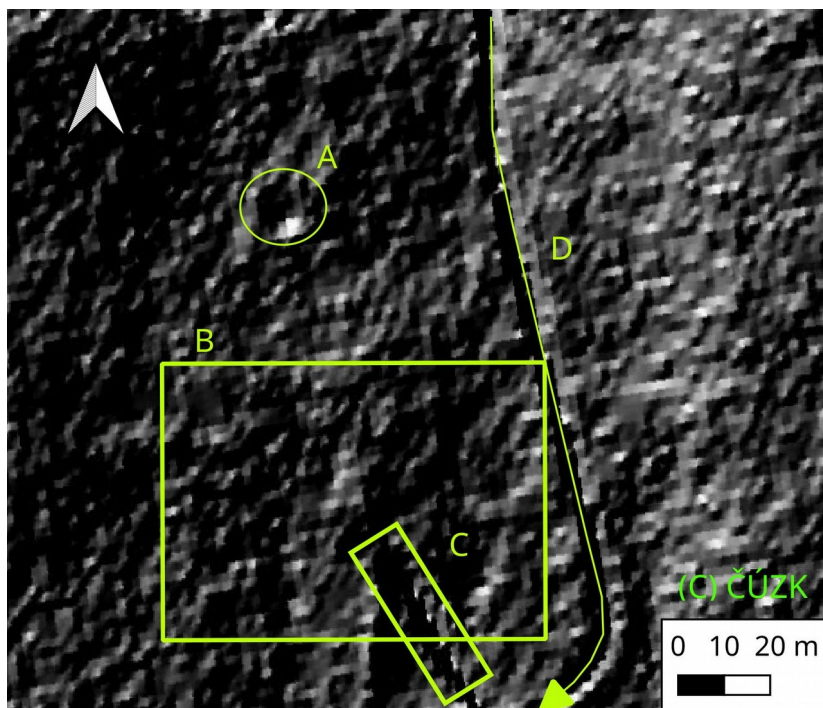
opakování. To se projevilo na poměrně vysoké chybě měření, o které je více pojednáno v kapitole 5.2.



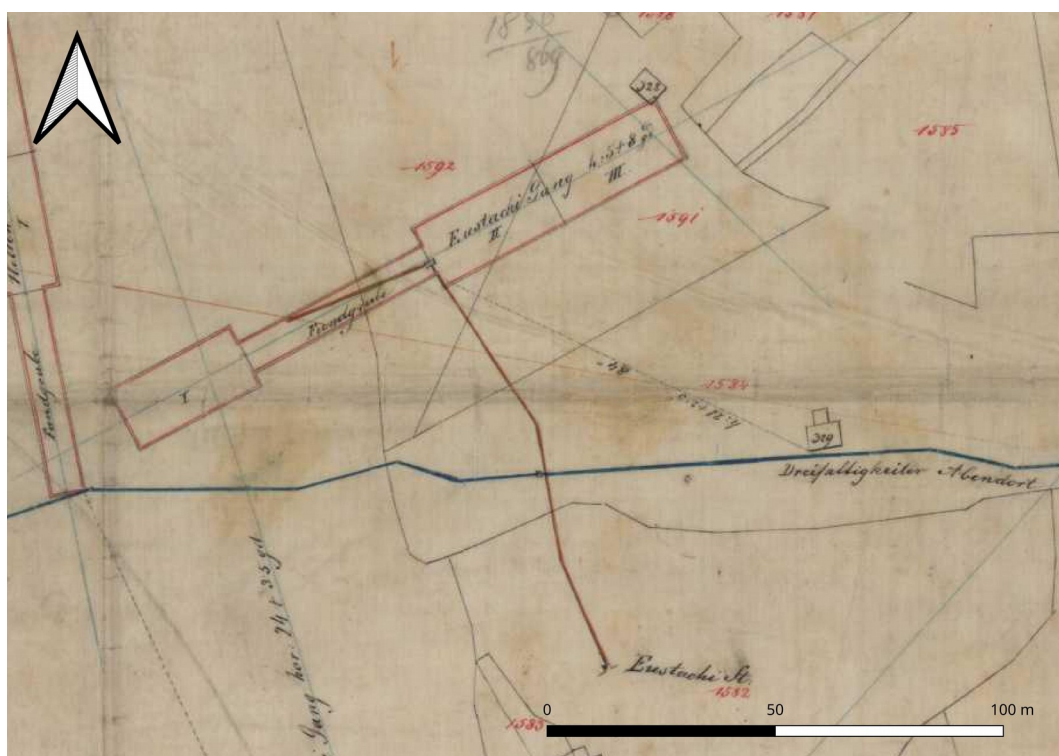
Obrázek 5: Poloha profilů označených jako P1-P7 (číslo profilu souhlasí s prvním číslem v trojciferném označení bodu). Přerušovaná šipka vyznačuje předpokládaný směr ražby a polohu štoly. Světlé místo v jižním okraji mapy je jáma viditelná i na obr. 4.



Obrázek 6: Výřez z Putzovy mapy (1785). S vyznačením štoly Eustach (Eustachi Stollen) a světlíku (Lichtloch). Převzato a upraveno z (Malina a Urban 2013).



Obrázek 7: Situace v blízkém okolí zkoumaného území zobrazená na DMR. A značí kruhový propad, který by mohl být pozůstatkem po světlíku. B je oblast měření vyznačena též na obr. 2. C vymezuje rozsah a orientaci jámy. D je příkop se struhou - šipka vyznačuje směr toku vody. Podkladová data (C) ČÚZK.



Obrázek 8: Výřez z mapy důlních děl v okolí Abertam a Hřebečné vytvořené neznámým autorem roku 1864 (Neznámý autor 1864). Kromě štoly dolu Eustach (Eustachi St.) je zakreslena i Trojická (Dreifaltigkeitler) porucha.

## 4.1 Měření výškových rozdílů geometrickou nivelací a s pomocí GPS

Spolehlivé zaměření výškových rozdílů měřících bodů je důležité pro následné korekce aplikované na gravimetrická data. Chyba v určení výšky o velikosti 10mm se přenesou do následné výškové opravy jako  $3\mu\text{Gal}$ .

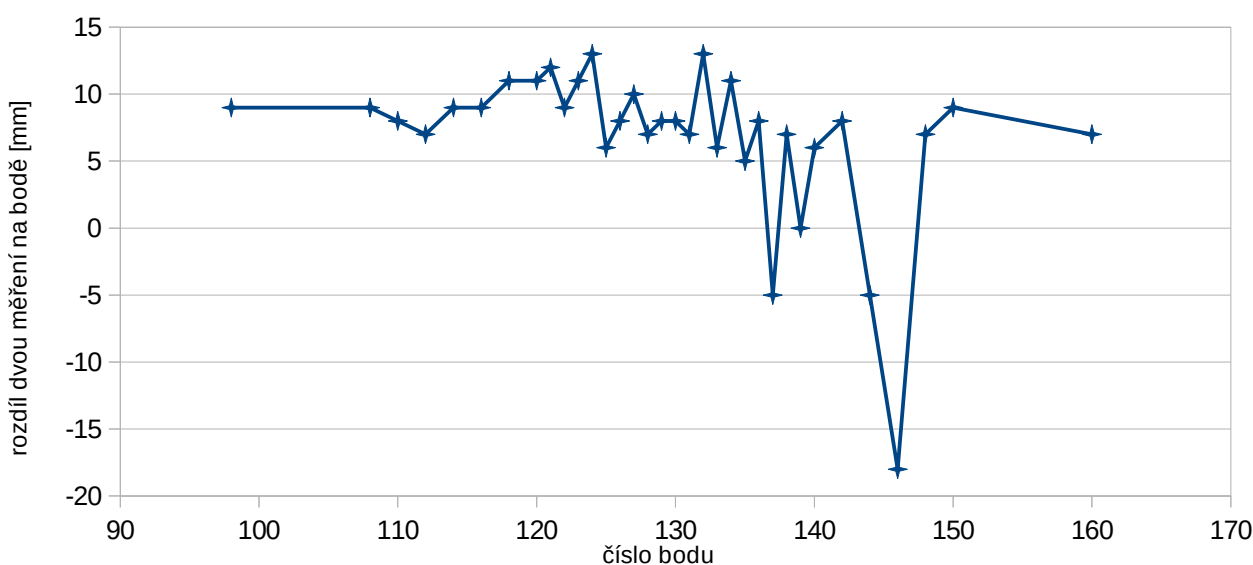
Výšky bodů byly určeny na všech bodech s pomocí nivelačního přístroje Leica NA730 s teleskopickou latí. Profil P1 a část dalších bodů byly proměřeny dvakrát a některé i třikrát. Výšky bodů byly určeny i s pomocí GPS přístrojem TRIMBLE R10. První a druhý den měření byly změřeny všechny profily P1, P2, P3 a P4. Druhý den bylo měření výšek s přístrojem GPS opakováno.

### Chyba měření výšek metodou geometrické nivelace

Jediný profil, který byl přeměřen celý dvakrát je profil P1. Výsledky těchto dvou měření jsou zobrazeny na obr. 9 formou rozdílu každé dvojice měření. Po spočítání rozdílu dvojice měření na každém bodě byl následně vypočten aritmetický průměr těchto rozdílů. Výsledky jsou shrnuty v tabulce 1. Průměrný rozdíl opakovaného měření byl 7 mm.

První tři body profilu P1 byly změřeny třikrát a kromě rozdílů byl spočítán i rozptyl a směrodatná odchylka opakovaného měření. Naměřené výšky jsou zobrazeny na obr. 10.

Spočítány byly opět i rozdíly mezi měřeními a jejich aritmetický průměr. Výsledky jsou uvedeny v tabulce 2. V tomto případě byl průměrný rozdíl 4mm.

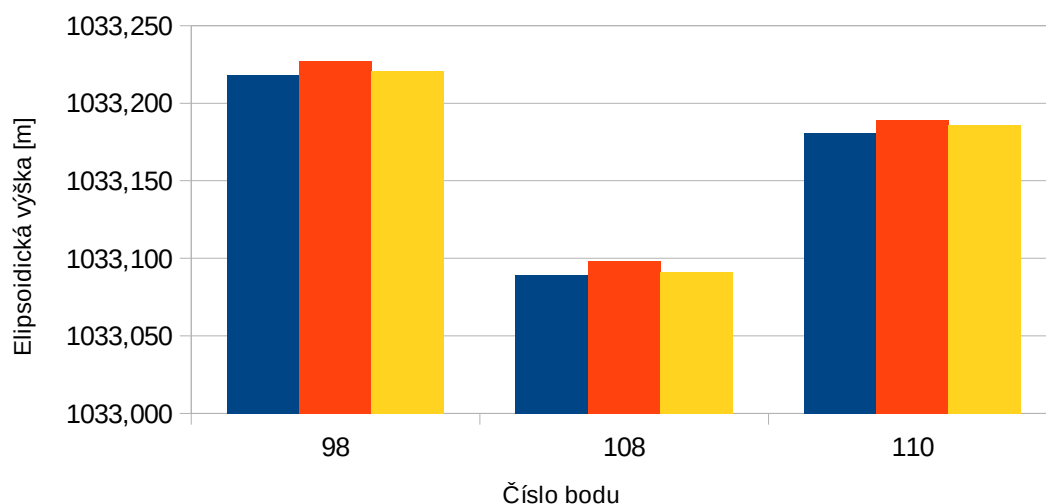


Obrázek 9: Rozdíly dvojice měření výšky na jednotlivých bodech profilu P1.



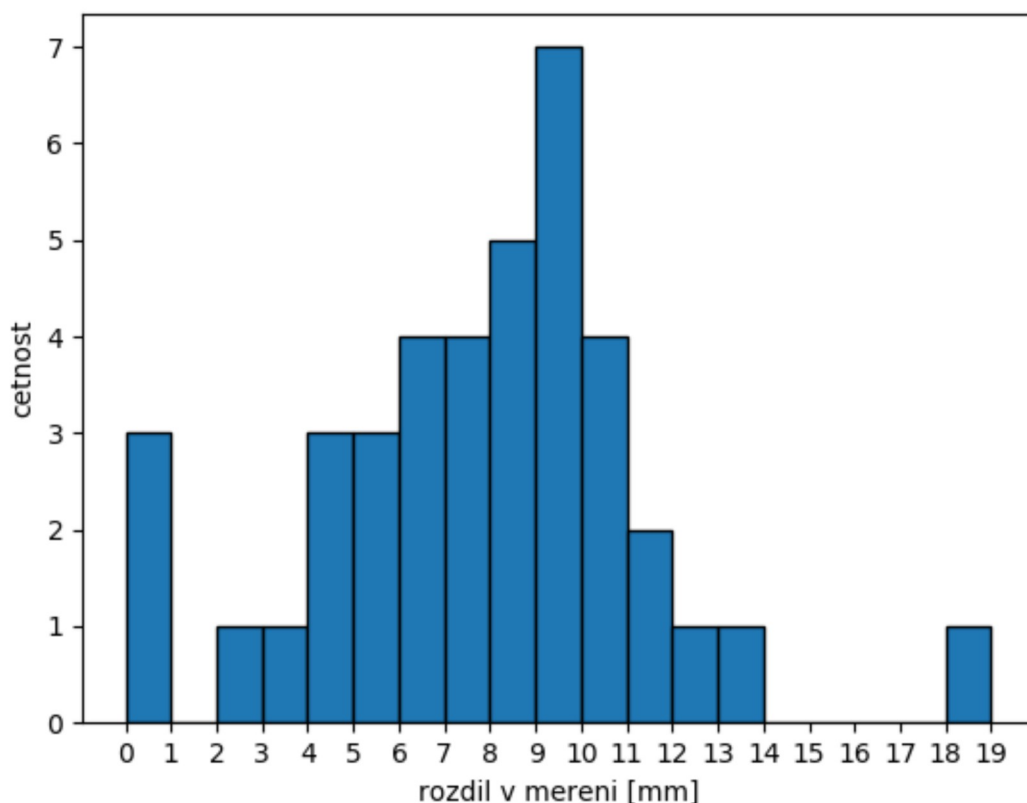
Tabulka 1: Výsledky opakovaného měření výšek všech bodů profilu P1 geometrickou nivelací.

Bod	Výška [m]	Výška [m]	Rozdíl [m]
98	1033,218	1033,227	0,009
108	1033,089	1033,098	0,009
110	1033,181	1033,189	0,008
112	1033,313	1033,32	0,007
114	1033,417	1033,426	0,009
116	1033,482	1033,491	0,009
118	1033,667	1033,678	0,011
120	1033,708	1033,719	0,011
121	1033,707	1033,719	0,012
122	1033,732	1033,741	0,009
123	1033,701	1033,712	0,011
124	1033,736	1033,749	0,013
125	1033,727	1033,733	0,006
126	1033,622	1033,63	0,008
127	1033,631	1033,641	0,01
128	1033,622	1033,629	0,007
129	1033,558	1033,566	0,008
130	1033,553	1033,561	0,008
131	1033,552	1033,559	0,007
132	1033,513	1033,526	0,013
133	1033,527	1033,533	0,006
134	1033,563	1033,574	0,011
135	1033,571	1033,576	0,005
136	1033,542	1033,55	0,008
137	1033,491	1033,486	-0,005
138	1033,522	1033,529	0,007
139	1033,532	1033,532	0
140	1033,513	1033,519	0,006
142	1033,353	1033,361	0,008
144	1033,243	1033,238	-0,005
146	1033,162	1033,144	-0,018
148	1033,198	1033,205	0,007
150	1033,199	1033,208	0,009
160	1033,319	1033,326	0,007
Průměr			0,007



Obrázek 10: Výsledek opakovaného měření výšky na třech vybraných bodech profilu P1. Různé barvy odlišují jednotlivé měřící série. Průměrný rozdíl dvou měření jsou 4 mm.

Dvakrát by zaměřen i středový bod každého z profilů kromě posledního profilu P7.



Obrázek 11: Histogram rozdělení četností jednotlivých rozdílů měření metodou geometrické nivelace.

Průměrná hodnota rozdílů opakovaného měření je po započítání všech opakovaných bodů 6 mm. Největší četnost má rozdíl 9 mm, jak ukazuje histogram na obr. 11. Na grafu lze vidět, že rozdíly měření mají téměř normální rozdělení, které by se zřejmě ještě více zdůraznilo pokud by bylo opakovaných měření více. Většina rozdílů (60%) spadá do intervalu [0;9 mm). Extrémem je rozdíl dvojice měření o velikosti 18 mm na bodě 146 (tabulka 1).

Tabulka 2: Výsledek měření výšek na třech opakovaných bodech na profilu P1. Průměr standardní odchylky je 4 mm.

Bod	Výšky [m]			rozptyl	s. odchylka [m]
98	1033,218	1033,227	1033,221	1,4E-05	0,004
108	1033,089	1033,098	1033,091	1,489E-05	0,004
110	1033,181	1033,189	1033,186	1,089E-05	0,003
			průměr	1,33E-05	0,004

## Chyba měření výšek metodou GPS

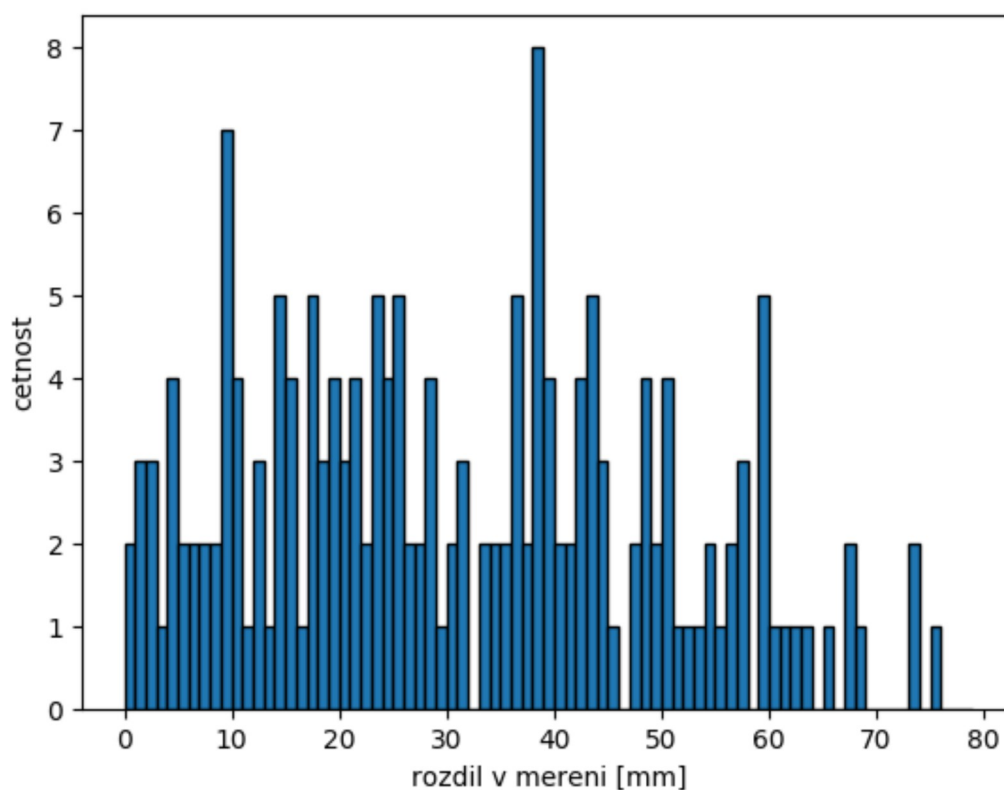
V případě měření výšek systémem GPS byl postup stejný. Byly spočítány rozdíly mezi všemi opakovanými měřeními a jejich aritmetický průměr. Rozložení těchto rozdílů je zobrazeno na obr. 12.

Na první pohled je patrné že naměřené rozdíly jsou v tomto případě i 4x větší, než jaké jsou v případě nivelace. Průměrná hodnota rozdílu činí 31 mm, mediánem je hodnota 29 mm.

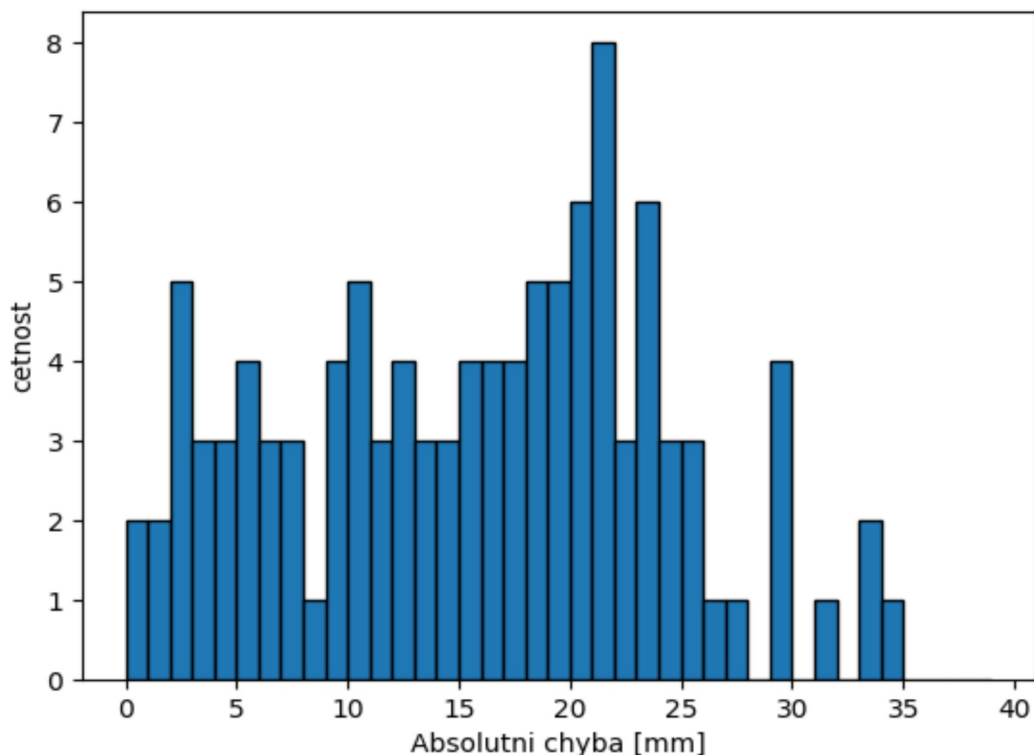
Dále byla vypočítána chyba měření jako druhá odmocnina z rozptylu podle vztahu:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \Delta x_i^2}{n \cdot (n-1)}}, \quad (2)$$

kde  $\Delta x_n = \bar{x} - x_n$  je rozdíl naměřené hodnoty od aritmetického průměru. Takto definovaná hodnota má jednotky stejné, jako měřená veličina.

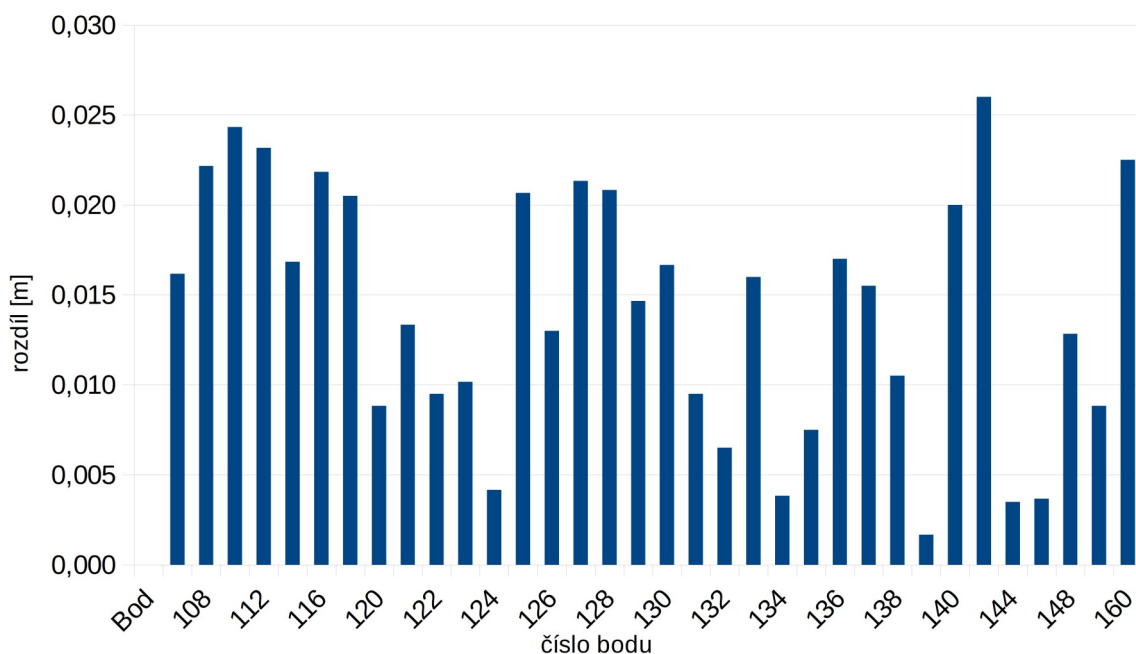


Obrázek 12: Histogram rozdělení četnosti rozdílů v určení výšky metodou GPS ze všech opakovaně proměřených bodů.



Obrázek 13: Četnosti absolutní chyby měření na všech opakovaných bodech proměřených systémem GPS.

Vypočítané četnosti chyb jsou zobrazeny formou histogramu na obr. 13. Průměrné rozdíly měření metodou nivelace a GPS byly spočítány opět na profilu P1, který byl proměřen dvakrát nivelací a třikrát přístrojem GPS. Průměrné rozdíly na jednotlivých bodech jsou zobrazeny na obr. 14. Průměrný rozdíl v určení výšky na bodě oběma metodami činil po zaokrouhlení 14 mm.



Obrázek 14: Průměrné rozdíly v určení výšky na profilu P1 měřené metodou geometrické nivelace a GPS.

Pro následující zpracování gravimetrických dat byly z důvodu menší chyby a větší spolehlivosti použity výšky určené metodou geometrické nivelace. GPS bylo použito jen pro určení přesné horizontální polohy bodů.

## 4.2 Gravimetrické měření

Gravimetrické měření bylo provedeno s použitím dvou přístrojů. Veškeré body byly proměřeny s využitím gravimetru Scintrex CG-6. Jde o moderní přístroj s odečítací přesností 0.1 mikrogal. Druhým přístrojem s odečítací přesností 1 mikrogal byl modernizovaný LaCoste&Romberg model D s digitálním odečtem měřených hodnot. Ten byl využit pouze na profilu P2.

Oba přístroje je vhodné po postavení na bod a vyrovnání libel nechat chvíli (i několik minut) stabilizovat dokud se zobrazované hodnoty gravitačního zrychlení neustálí a až poté začít s měřením, které u obou přístrojů probíhá trochu odlišně.

Hlavní rozdíl v obou přístrojích z pohledu operátora spočívá především ve způsobu zaznamenání změřené hodnoty zemské tíže. V případě CG-6 probíhalo měření ve dvou měřících sériích trvajících 60 s. Během této doby gravimetr soustavně odečítá hodnoty, které průměruje a sám některá měření vyřadí jako odlehlé hodnoty. Pokud jsou výsledky z těchto dvou měřících sérií stejné, nebo velmi podobné, jedná se o indikaci dobrého měření. Při měření s přístrojem Lacoste&Romberg je odečet hodnoty tíhového zrychlení zcela na operátorovi, který soustavně sleduje, jak se mění hodnota zobrazená na displeji. Ta obvykle osciluje ve zkracujícím se intervalu a nakonec se ustálí mezi dvěma hodnotami, z kterých je nutné osobně spočítat průměr a následně i zaznamenat do zápisového listu.

Jelikož nebylo možné vybrat jeden stabilní základní bod přímo v měřených profilech, tak byla použita metoda vícero vzájemně časově provázaných opakovaných bodů. Měření na vzdáleném základním bodě bylo tedy možné z důvodu úspory času a kontinuity měření opakovat jen třikrát za den. Středové body každého profilu ležící na metráži 30 m byly přeměřeny jako kolmý profil pro snadnější vyrovnání dat. Ze stejného důvodu byly opakovaně v různých dnech měřeny i jiné kontrolní body pro určení přesnosti měření.

## 5 Zpracování gravimetrických dat

Data z přístroje CG-6 jsou dostupná již po opravě na teoretické slapové účinky, které počítá vnitřní software na základě nastaveného času a zeměpisné polohy. Taková data byla v šesti souborech, každý pro měření z jednoho dne. Následně byly provedeny další nutné korekce za účelem získání úplné Bouguerovy anomálie. Nutné je totiž odstranit většinu negeologických vlivů, které mohou snadno zastínit projevy hledaných objektů.

Měření s gravimetrem LaCoste&Romberg D-188 (LCR-D) bylo realizováno pro srovnání

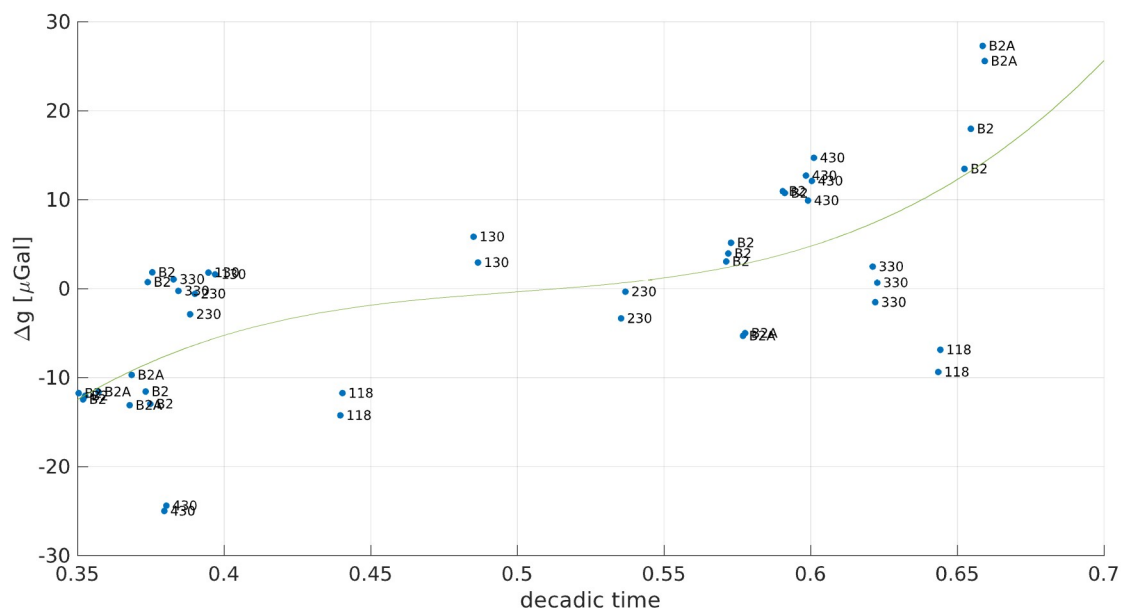
pouze na profilu P2. Metodika měření byla prakticky stejná jako s gravimetrem Scintrex CG-6. Pro zpracování dat byl použit program DRIFT. Křivka chodu gravimetru byla strmější než u CG-6, ale prakticky všechna data ležela v pásu  $\pm 10 \mu\text{Gal}$ . Výsledná data byla porovnána a zjištěná průměrná diference pro celý profil 18  $\mu\text{Gal}$  byla korigována (patrně způsobená rozdílem v kalibračních faktorech). Střední chyba (de facto diference mezi gravimetry) byla 22  $\mu\text{Gal}$  před touto korekcí a 13  $\mu\text{Gal}$  po korekci. V dalších částech práce jsou prezentována pouze data z gravimetru CG-6.

## 5.1 Výpočet reziduálního chodu

Velikost měřeného tíhového zrychlení je ovlivněna jednak samotnou nadmořskou výškou bodu, tak i proměnnou výškou stavivu, na kterém je gravimetr postaven. Jako první proto byla zavedena oprava na různou výšku stavivu podle vztahu:

$$g = g_{obs} + 0.3086 h, \quad (3)$$

kde  $h$  je výška stavivu v metrech a  $g_{obs}$  je hodnota tíže v  $\text{mGal}$  po korekci na slapové účinky. Aby bylo možné porovnat měření provedená na různých opakovaných bodech, tak je nutné provést nějakým způsobem standardizaci. Na každém bodě totiž měříme sice stejné časové změny, ale s určitým konstantním posunem. Situace je podobná jako kdybychom měřili denní vývoj teploty a střídali při tom teploměry s různými stupnicemi. V obou případech dochází na jednotlivých časových řadách k posunutí počátku stupnice, podle které aktuálně měříme. Srovnání těchto různých časových řad je možné po odečtení jejich

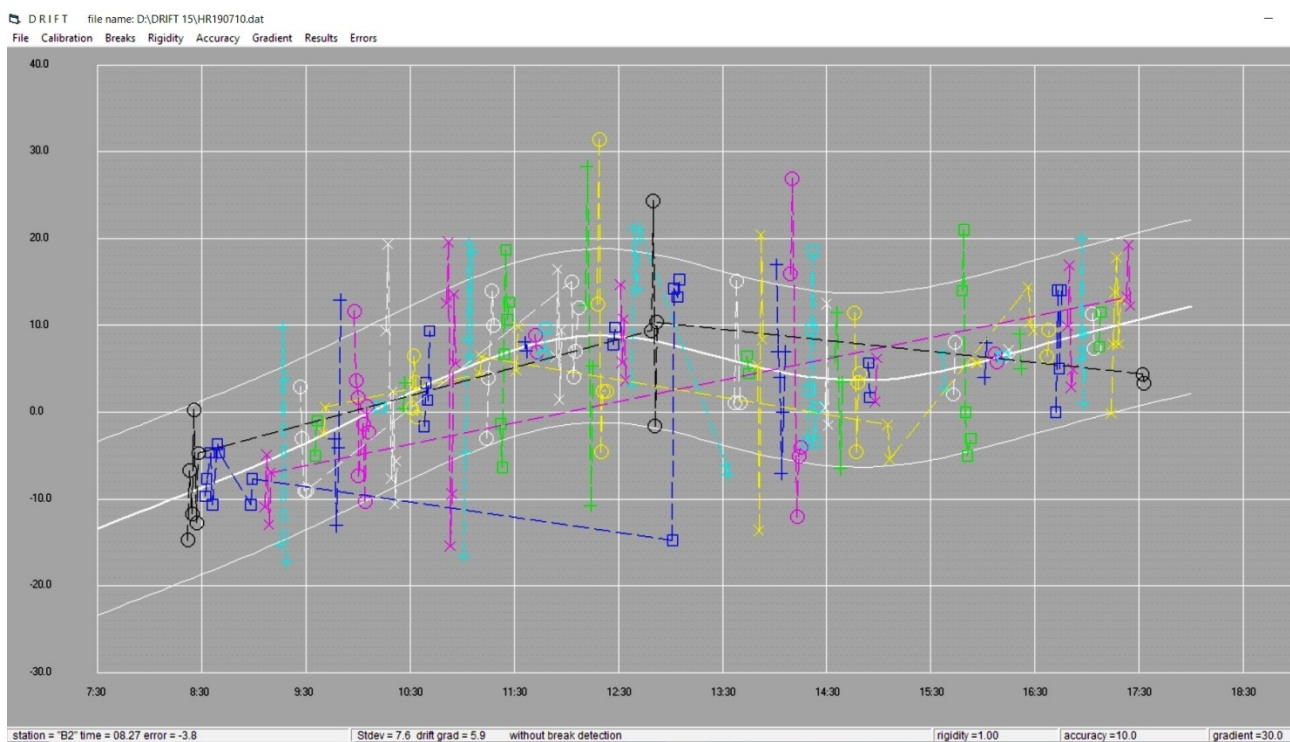


Obrázek 15: Průběh reziduálního chodu ze dne 09.07.2019. Časová osa má formát dekadického dne. Měření na opakovaných bodech byla proložena polynomem třetího stupně, který se nejlépe aproximoval zachycené tíhové změny.

průměru. V případě gravimetrických měření tedy odečteme od všech měření na jednom bodě celodenní průměr z těchto měření. Výsledný soubor dat má nulový průměr. Data byla dále zobrazena v prostředí softwaru Matlab, kde byly manuálně odstraněny případné odlehlé hodnoty. Zbylými opakovanými body byl metodou nejmenších čtverců proložen polynom třetího stupně, kterým byl aproximován časový průběh reziduálního chodu a slapů. Příklad křivky reziduálního chodu je zobrazen na obr. 15.

Druhou použitou metodou konstrukce reziduálního chodu byla aplikace software DRIFT Dr. Mrliny z GFU AVČR (Mrlina 2008). Tento software využívá rovněž všechny odečty na všech opakovaných bodech během denního měření. Výpočet chodu probíhá metodou splinů s využitím metody nejmenších čtverců. Pracuje se na barevné obrazovce, kde jsou zobrazeny všechny odečty, každý bod má svoji barvu a myší lze provést výběr zvoleného bodu, jehož všechny odečty jsou pak spojeny černými čárkovanými liniemi (obr. 16). Rovněž lze eliminovat myší kterýkoliv zvolený odečet tíže. Takto jsou z konstrukce chodu vyřazeny odlehlé odečty mimo pás  $\pm 10 \mu\text{Gal}$  (2 tenké bílé křivky na obr. 16) – přitom je hlavní křivka chodu (prostřední bílá křivka) okamžitě aktualizovaná. Na informativní spodní liště obrazovky lze sledovat standardní odchylku pro celý den měření, ale i odchylku daného zvoleného bodu.

Pro další práci byla až na jmenovanou výjimku použita data zpracovaná první popsanou metodou.



Obrázek 16: Křivka reziduálního driftu ze dne 09.07.2019 vytvořená v programu DRIFT.. Body srovnány na stejnou hladinu je metodou nejmenších čtverců proložen spline křivkou. Odečty ze stejných bodů jsou spojeny přerušovanou čarou a mají stejné symboly a barvy. Vertikální osa představuje hodnoty tíže v  $\mu\text{Gal}$  a horizontální osa představuje čas.

## 5.2 Chyba měření

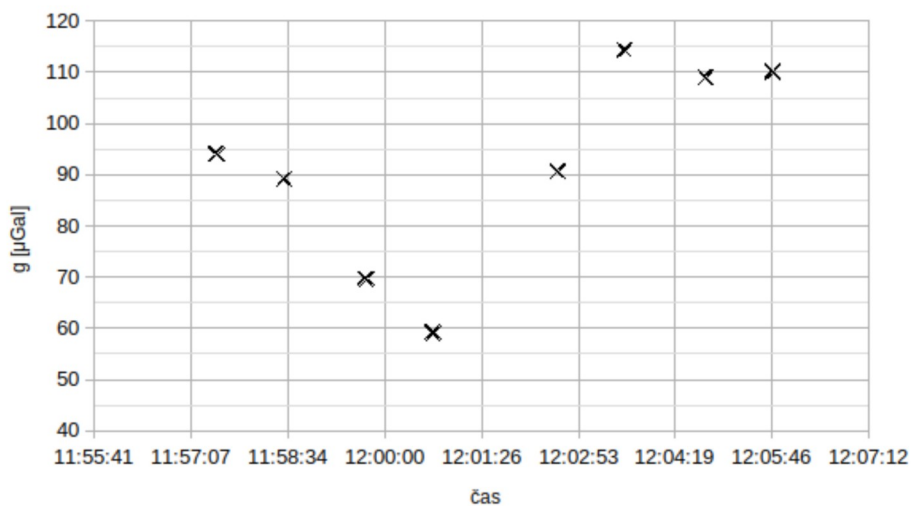
Chyba měření řadových gravimetrických bodů byla spočítána na opakovaně změřených bodech. Jednalo se především o středové body profilů, které byly měřeny v různých dnech během prvních dvou měřících etap. Chyba dvojice bodů byla počítána podle vztahu:

$$m_a = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n d_i^2}{2n}}, \quad (4)$$

kde  $d_i = d_{i1} - d_{i2}$  představuje rozdíl dvou bodů. V tomto případě byla hodnota průměrné chyby měření  $13\mu\text{Gal}$ . Tato chyba je poměrně vysoká a obecně by měla být v případě mikrogravimetrického průzkumu menší než  $\sim 10\mu\text{Gal}$  (Everett 2013). Ideální hodnota chyby řadových bodů by se pohybovala okolo  $3\mu\text{Gal}$ .

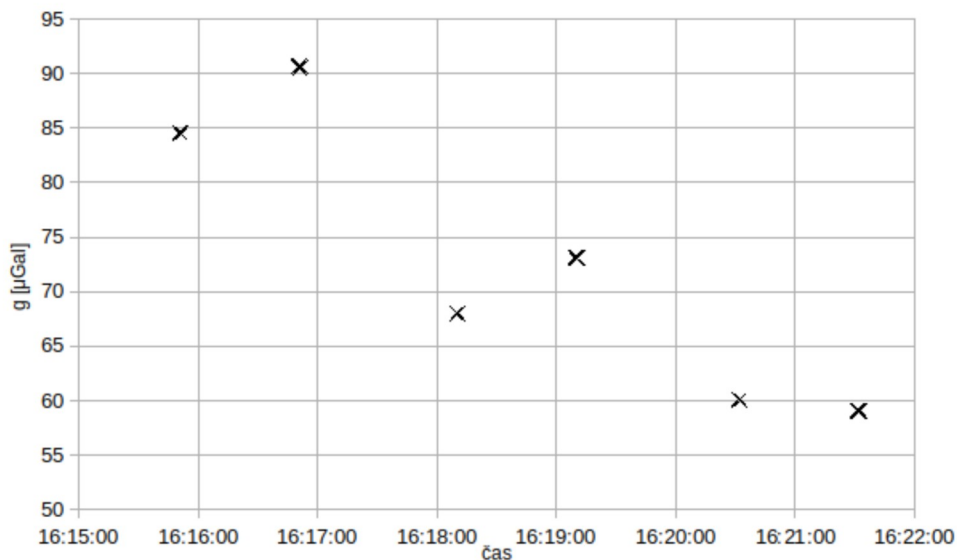
Podobně byla spočítána chyba po opakovaném měření bodů na profilu P1 v rozmezí bodů 116 až 150 a na profilu P7 na bodech 728 až 736, které bylo provedeno s ročním odstupem. Tentokrát byla velikost chyby  $11\mu\text{Gal}$ . Celková chyba řadových bodů spočítaná ze všech dvojic měření byla taktéž  $11\mu\text{Gal}$ .

Příčinu takto vysoké chyby je možné vidět v chování přístroje na měřících bodech. Přístroj byl vždy stabilně umístěn na stativ, vyrovnán a následně bylo vyčkáno někdy i několik prvních minut, dokud nebylo čtení na displeji stabilní. Častokrát byla následně získána dvě velmi podobná měření, která se často lišila jen o několik málo jednotek  $\mu\text{Gal}$ . I v takových zdánlivě ideálních případech však častokrát došlo k dalšímu posunu měřené tíže. Podoba typických měření je znázorněna na obr. 17 a 18.



Obrázek 17: Výsledky osmi po sobě jdoucích měřících sérií na bodě 130. Na konečné hodnotě se měření ustálilo až po šesté odečtené hodnotě.





Obrázek 18: Výsledek šesti po sobě jdoucích měřících sérií na bodě 134. Tři různé páry vzájemně blízkých hodnot. Po změření posledního páru se hodnota stabilizovala a za správně hodnoty byly proto považovány dvě poslední měření.

Z těchto výsledků je patrné, že dvě velmi podobné změřené hodnoty nemusí být vždy spolehlivé. Na velkém množství bodů proto bylo změřeno až šest hodnot (ojediněle i osm) a následně bylo sledováno, zda se hodnota na displeji již dále výrazně nemění. Tento postup byl však časově velmi náročný a některé body byly nuceně změřeny i rychleji. Tato nestabilita je zřejmě spolu s téměř neustálou přítomností větru příčinou vysoké chyby měření na opakovaných řadových bodech,

Na závěr byla vypočítána celková chyba měření podle vztahu:

$$w = \pm \sqrt{m_g^2 + m_v^2}, \quad (5)$$

kde  $m_g$  představuje chybu gravimetrických měření a  $m_v$  představuje chybu v určení výšky přepočtenou na mGal. Velikost celkové chyby měření je po zaokrouhlení také 11 μGal.

### 5.3 Oprava na normální pole – oprava na zeměpisnou šířku

Výpočet normálního pole spočívá ve výpočtu teoretického gravitačního zrychlení na výškové úrovni mořské hladiny například podle světově užívaného vztahu (International gravity formula 1984) :

$$g(\lambda) = 978032.7(1 + 0.0053024 \sin^2(\lambda) - 0.0000058 \sin^2(2\lambda)) [mgal], \quad (6)$$

kde  $\lambda$  představuje zeměpisnou šířku. Tento vztah představuje jednu z často užívaných aproximací přesnějšího vztahu (Somigliana 1929). Opravu na zeměpisnou šířku můžeme v případě lokálních průzkumů považovat za lineární (Sleep a Fujita 1997). S použitím vztahu 6 lze ukázat, že na území České republiky je gradient korekce tíhového zrychlení 0.000801 mgal /m ve směru na sever. Na Hřebečné byl jako referenční bod použit bod číslo 98 na profilu P1. Opravu můžeme zapsat jako:

$$g_{lat} = g_{obs} - 0.000801 ds, \quad (7)$$

kde  $ds$  je severojižní vzdálenost mezi bodem, kde počítáme opravu a referenční lokací – bodem 98.

### 5.4 Výpočet Bouguerovy anomálie

V dalším kroku byla souběžně provedena oprava na různou nadmořskou výšku jednotlivých bodů (Fayouva korekce) a oprava na Bouguerovu desku, která odečítá vliv veškerých hmot mezi bodem a mořskou hladinou. Fayova korekce je pozitivní, kdežto efekt Bouguerovy desky se odečítá. Dohromady lze výslednou Bouguerovu anomálii vyjádřit jako:

$$g_{BA} = g + (0.3086 - 0.0419\rho) H, \quad (8)$$

kde  $\rho$  je hustota Bouguerovy desky (hustota geologického pozadí),  $H$  je nadmořská výška a zároveň mocnost Bouguerovy desky a  $g$  je hodnota změřeného tíhového zrychlení opraveného na zeměpisnou šířku a reziduální chod. Hustota byla s ohledem na navětrání žulového podloží a vrstvu suti odhadnuta na  $2.40 [g/cm^3]$ .

Posledním krokem bylo odstranění gravitačního účinku reliéfu, tedy přebývajících hmot nad Bouguerovou deskou, nebo naopak terénních depresí, v kterých materiál chybí.

Takto opravená data označovaná jako úplná Bouguerova anomálie (dále jen UBA) lze vyjádřit jako:

$$g_{UBA} = g_{BA} + TC, \quad (9)$$

kde člen TC představuje zmíněnou topografickou korekci. V našem případě byl použit vypočítaný vliv reliéfu do vzdálenosti 50 m od každého bodu s ohledem na velmi pravidelný terén (mírně ukloněná rovina bez lokálních tvarů).

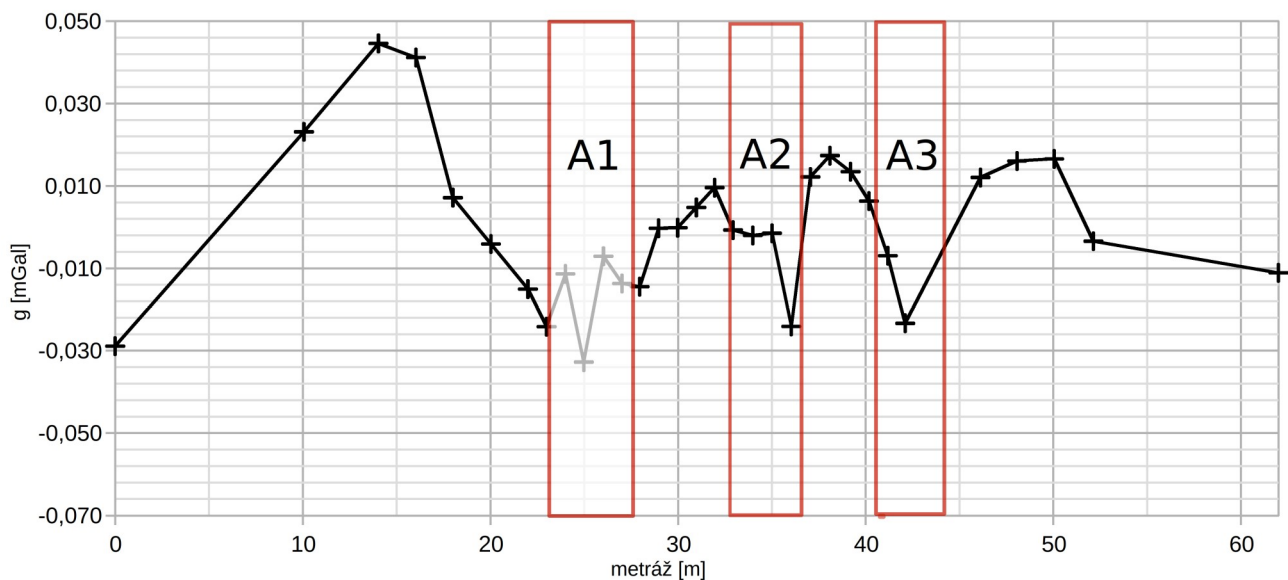
## 6 Kvalitativní interpretace

### 6.1 Polynomiální separace Bouguerových anomálií

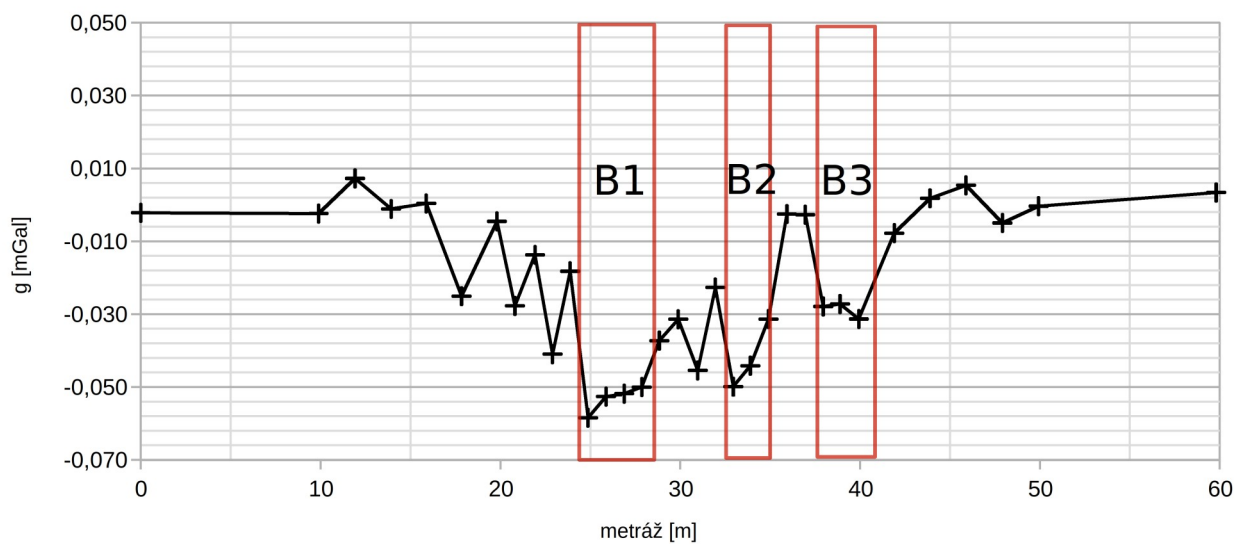
Prvním krokem v kvalitativní interpretaci získaných dat byla separace regionálního a reziduálního pole s cílem izolovat a zvýraznit zájmové lokální anomálie. Dále byly vytvořeny i mapy UBA. Výsledné pole UBA zobrazené na obr. 22 vykazuje klesající trend ve směru JZ-SV. S touto myšlenkou bylo regionální pole spočítáno polynomičnou regresí jako ukloněná rovina. Separace byla provedena také jednotlivě na každém profilu zvlášť. V tomto případě bylo regionální pole taktéž aproximováno polynomiálně a to povětšinou přímkou.

### 6.2 Profilové křivky reziduálních anomálií

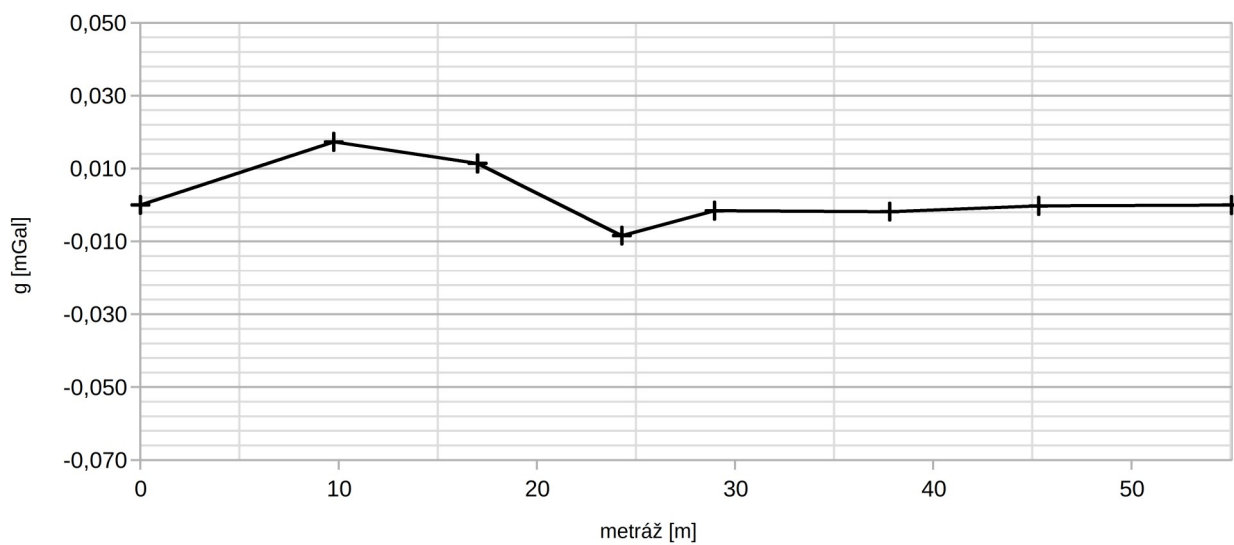
Příklady separace reziduálních anomálií provedené po jednotlivých profilech jsou vyobrazeny na obr. 19a-19g. Na profilech P1, P2 a P4 byly identifikovány 3 zóny záporných anomálií. Na profilu P1 jsou to zóny označené A1 a A2, které jsou od zóny A3 odděleny anomálií kladnou. Podobná situace je i na profilu P2, kde je záporná anomálie B2 oddělena kladnou dvoubodovou anomálií od zóny B3. Na profilech P3 a P6 žádné významné záporné anomálie nalezeny nebyly. Na profilu P6 je jen jeden kladný anomální bod souhlasící s kladnou zónou oddělující zóny B2 a B3 na profilu P2.



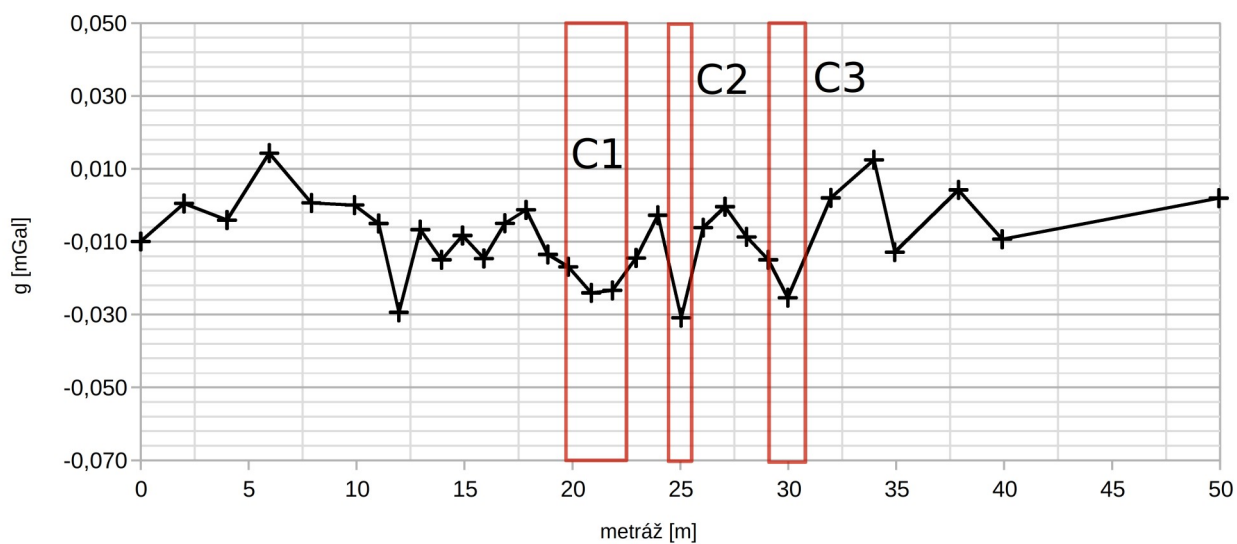
Obrázek 19a: Reziduální anomálie na profilu P1. Vyznačeny jsou 3 zóny záporných anomálií označené jako A1, A2 a A3.



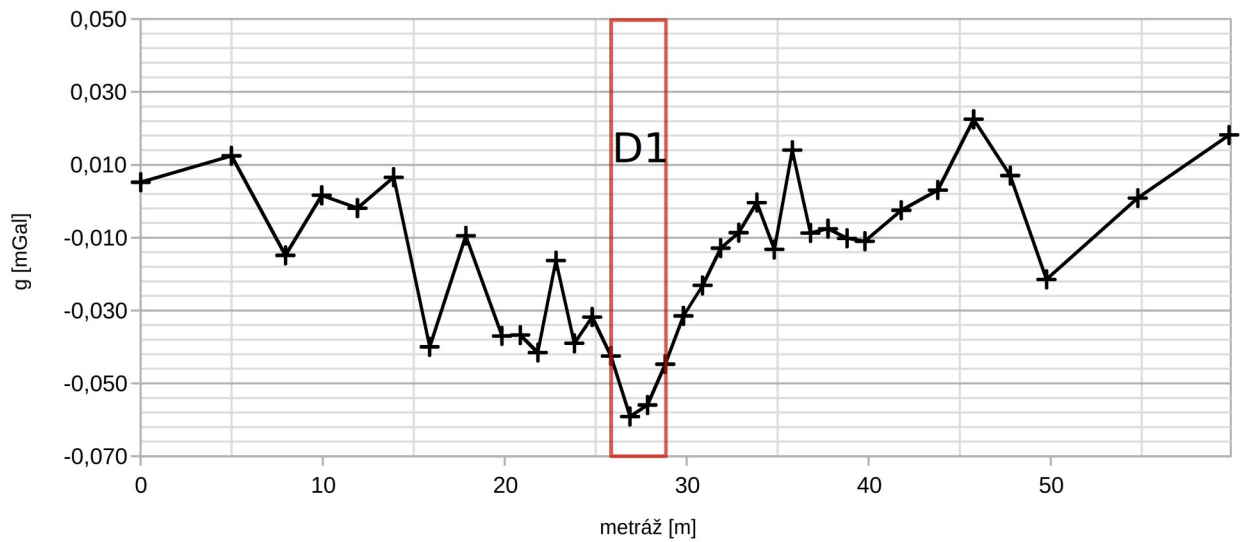
Obrázek 19b: Reziduální anomálie na profilu P2. Vyznačeny jsou 3 zóny záporných anomálií označené jako B1, B2 a B3.



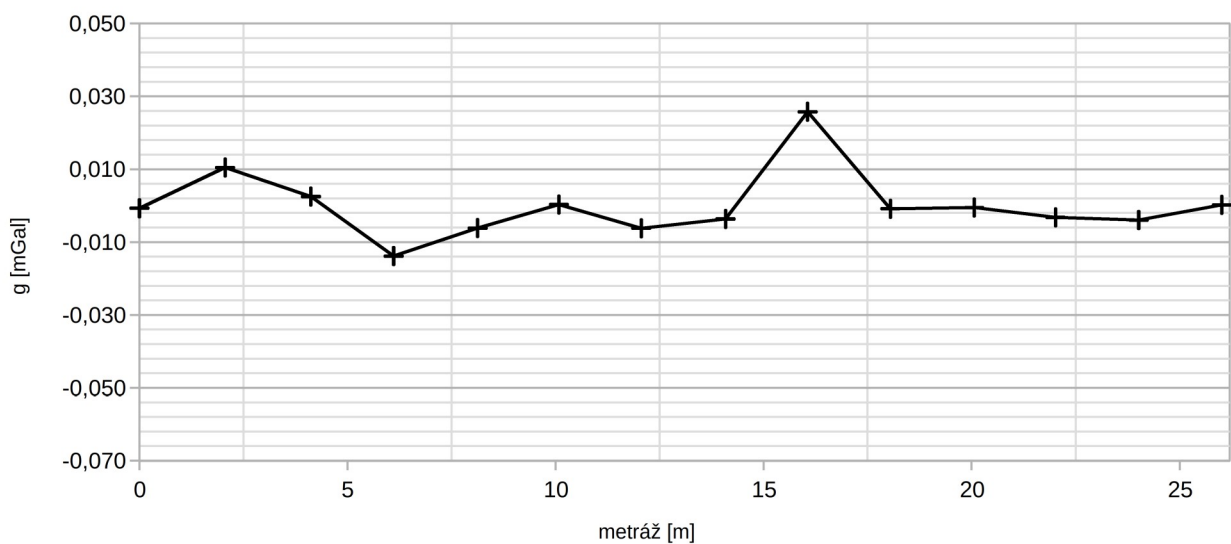
Obrázek 19c: Residuální anomálie na profilu P3.



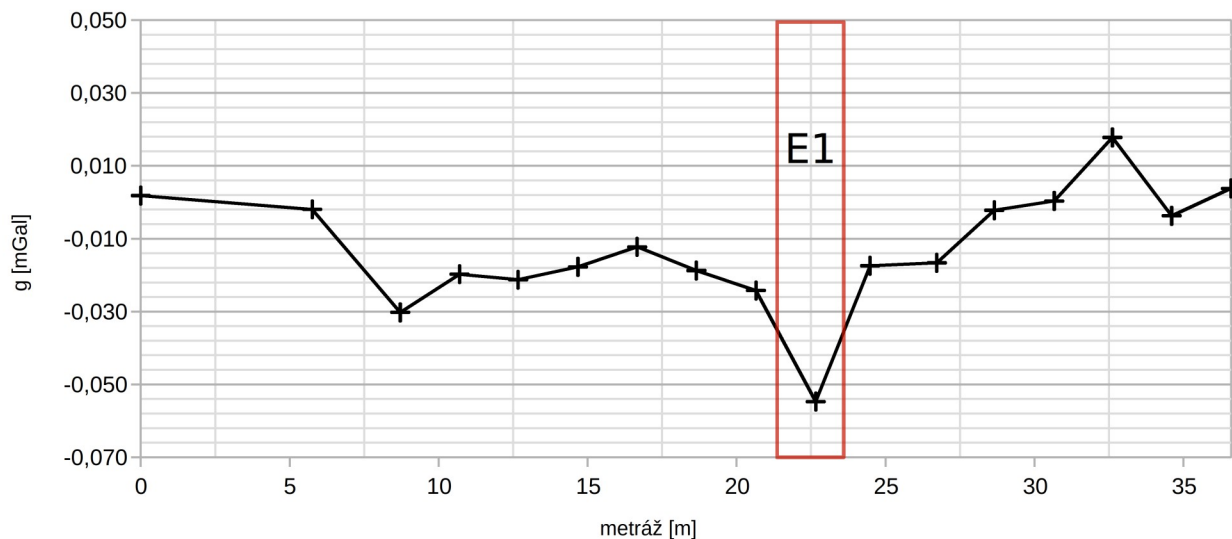
Obrázek 19d: Residuální anomálie na profilu P4. Vyznačeny jsou 3 zóny záporných anomálií označené jako C1, C2 a C3.



Obrázek 19e: Reziduální anomálie na profilu P5. Význačena je 1 zóna záporné anomálie označená jako D1.



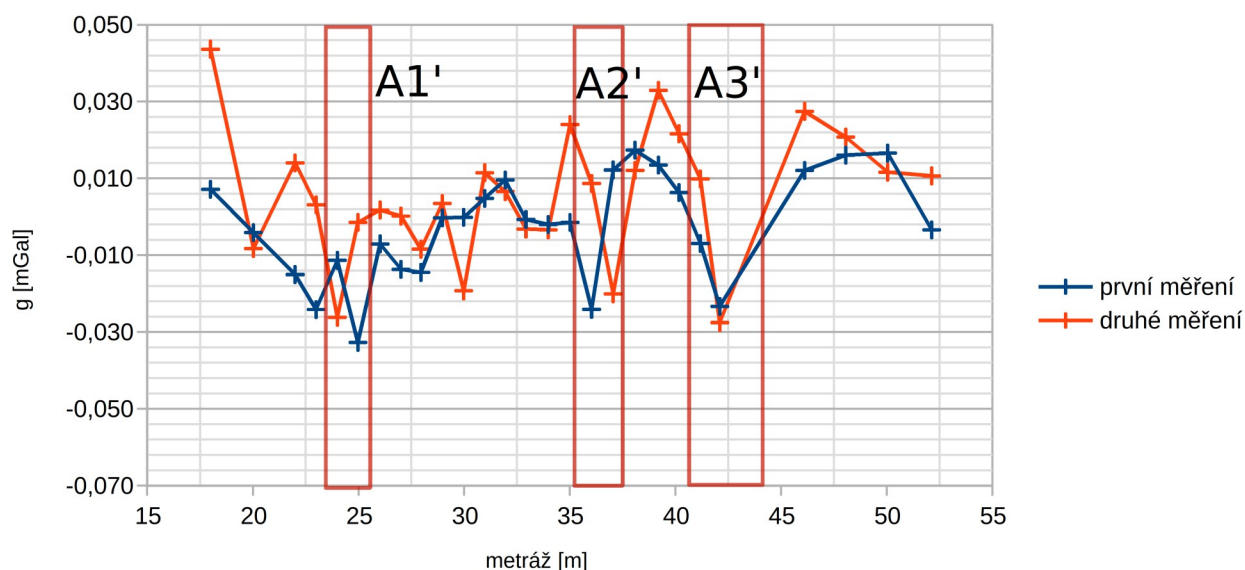
Obrázek 19f: Reziduální anomálie na profilu P6.



Obrázek 19g: Reziduální anomálie na profilu P7. Vyznačena je jednobodová záporná anomálie označená jako E1.

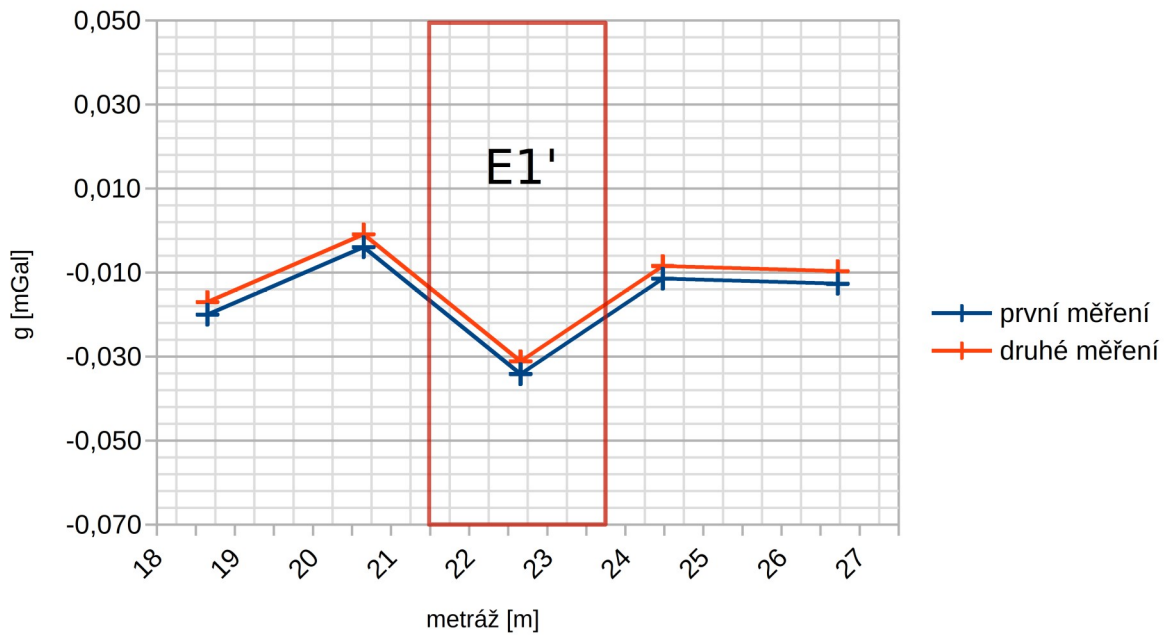
Profily P5 a P7 mají každý jednu negativní anomální zónu. V případě profilu P7 se však jedná pouze o jednobodovou anomálii.

Jelikož se v datech vyskytuje více oblastí záporných anomálií, tak bylo 29.7.2020 podniknuto doplňující měření s cílem zpřesnit a ověřit naše dosavadní zjištění. K tomuto účelu byly vybrány body 116 až 150 na profilu P1, kde byly podle obr. 19a, či 20 zachyceny záporné anomálie na třech místech v okolí bodů 123, 134 a 140 (zóny A1-A3). Dalším cílem opakovaného gravimetrického měření bylo ověření záporné jednobodové anomálie na bodě 732 na profilu P7 (zóna E1 na obr. 19g). Za tímto účelem byly opětovně přeměřeny body 728 až 736.



Obrázek 20: Srovnání dvou křivek získaných po opakovaném měření na části profilu P1. Druhé měření bylo provedeno s ročním odstupem. Záporné anomálie A1'-A3' odpovídají přibližně anomáliím A1-A3 na obr. 19a.

Výsledné hodnoty zpracované do podoby reziduální anomálie byly následně srovnány s dřívější získanými křivkami. Situace na profilu P1 je zobrazena na obr. 20.



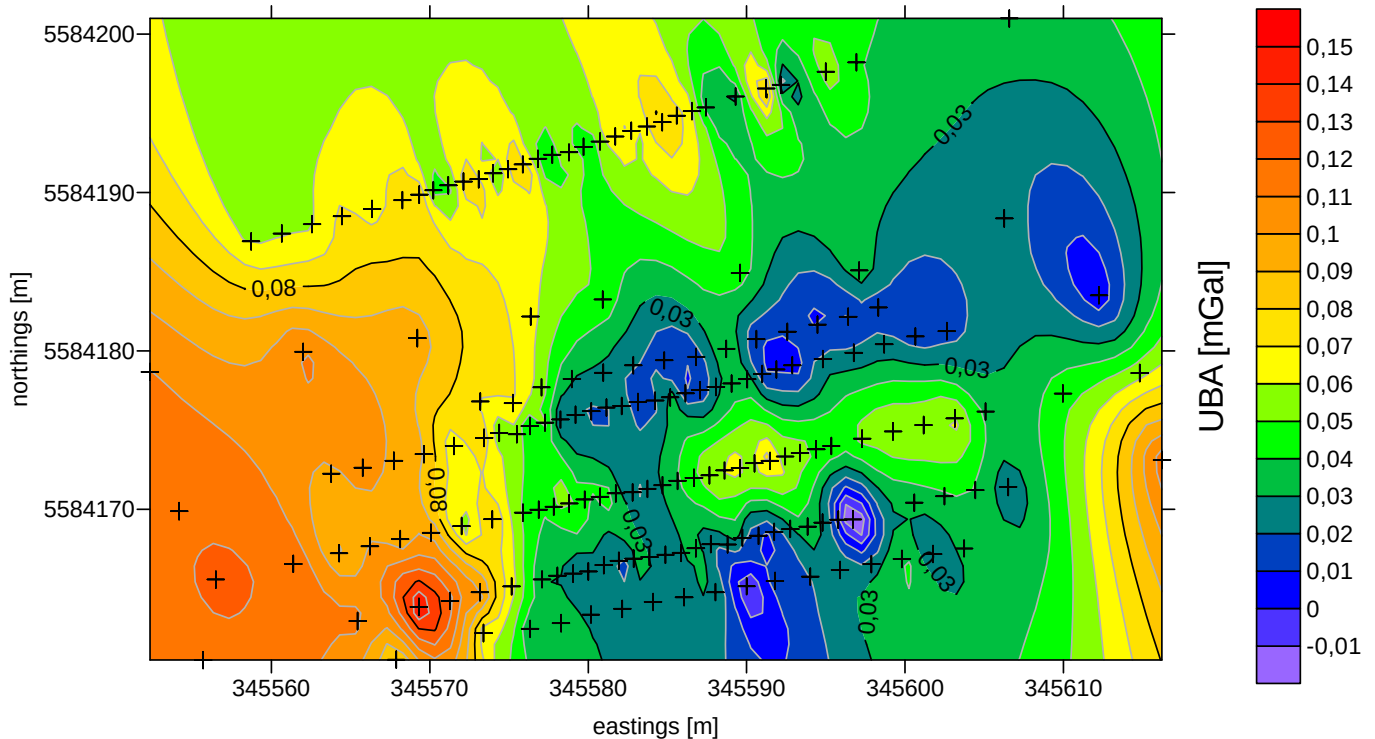
Obrázek 21: Srovnání křivek dvou měření provedených na pěti bodech P7. Zóna E1' odpovídá zóně E1 na obr. 19g.

Na křivkách na obrázcích 20 i 21 jsou vidět často velmi rozdílné hodnoty ilustrující velkou chybu měření. Výraznější rozdíly jsou na profilu P1. I přes tyto skutečnosti jsou si křivky srovnávající opakovaně proměřené body velmi podobné a všechny tři zmíněné oblasti záporných anomálií na profilu P1 se podařilo potvrdit. Na obr. 21 je vidět, že se podařilo ověřit jednobodovou zápornou anomálii na profilu P7, nacházející se na bodě 732.



### 6.3 Mapy Bouguerových a reziduálních anomálií

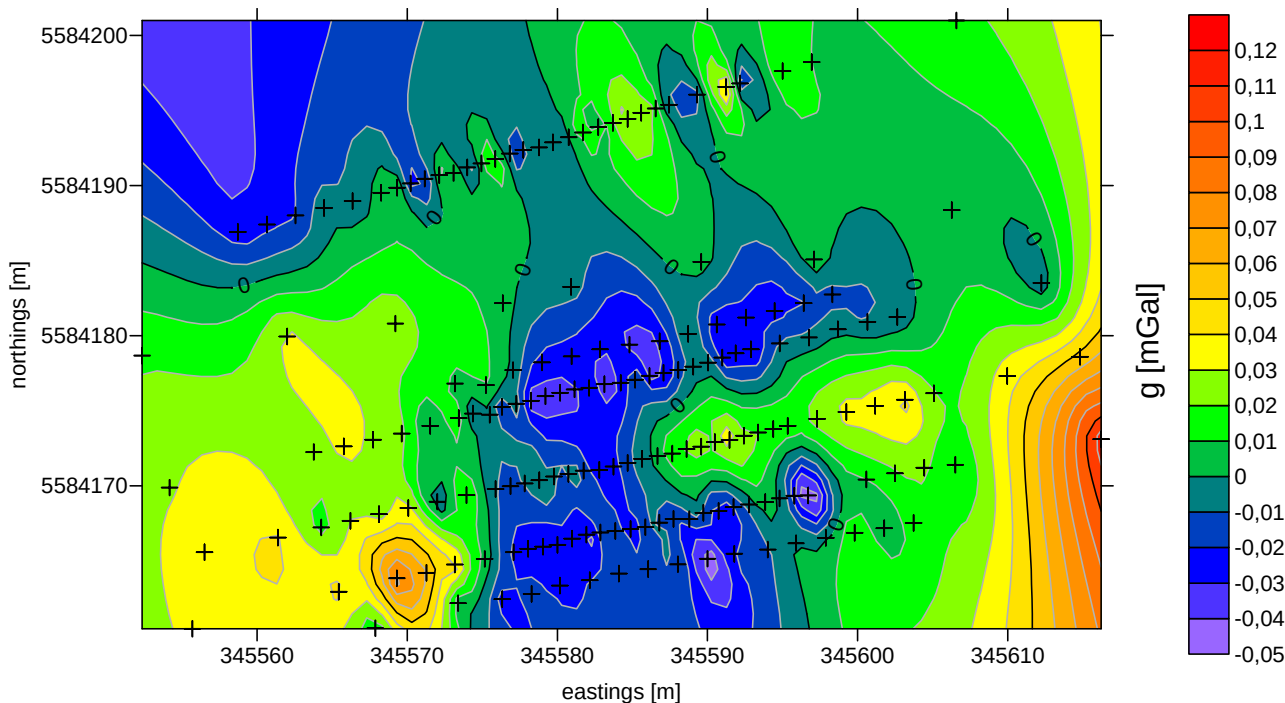
Pro získání lepší představy, jakým způsobem se mění tíhové pole v zkoumané ploše, byla vytvořena mapa úplných Bouguerových anomálií v programu Surfer® (Golden Software). Zpracovaná data byla interpolována metodou Kriging v mřížce 1x1 m. S ohledem na předpokládaný směr štoly a liniový charakter dat byla zvolena anizotropie s azimutem 350° upřednostňující při interpolaci body ležící v tomto směru. Výsledná mapa UBA je zobrazena na obr. 22.



Obrázek 22: Mapa UBA získaná interpolací v metodou Kriging v mřížce 1x1m. Použit projekční systém UTM 33N. Křížky znázorňují jednotlivé měřící body. Pro přehlednost jsou vynechána čísla bodů.

Takto získané pole UBA bylo proloženo v programu Surfer ukloněnou rovinou, která zjednodušeně představovala regionální pole. Toto regionální pole bylo následně odečteno od UBA. Výsledek této operace je dále označován jako reziduální anomálie **A**. Výsledné reziduální pole je zobrazeno na obr. 23.

V předpokládaném SSZ směru lze vidět jednu výraznou a druhou méně výraznou paralelní zápornou anomálii, které jsou detailněji popsány na obr. 26. Tyto zóny záporných anomálií jsou dobře viditelné již na mapě UBA na obr. 22. Záporná zóna v SZ rohu je způsobena deficitem měření použitelných pro interpolaci nemá pro interpretaci velký význam. Přítomné jsou i záporné anomálie ve středu mapy táhnoucí se ve směru paralelně k profilům (obr. 23).



Obrázek 23: Mapa reziduálních (lokálních) anomálií  $A$  získané po odečtu regionálního pole aproximovaného nakloněnou rovinou. Použit projekční systém UTM 33N. Křížky znázorňují jednotlivé měřící body.

Štola údajně poblíž svého ústí přefárala tzv. Trojickou poruchu. Jedná se o zlomovou zónu, s občasným zrudněním (Důl Mauritius 2020). Je tedy možné předpokládat, že i v tomto směru mohla vést odbočující chodba neznámé délky projevující se na profilech P5 a P6. Z obr. 6 je však i přes chybějící měřítko zřejmé, že se toto pásmo nachází vzhledem k ústí více na sever.

## 7 Transformace gravimetrických dat

Na zpracovaná gravimetrická data (signál) v podobě BA, UBA či reziduálních anomálií lze aplikovat celou škálu matematických operací za účelem zvýraznění nebo naopak potlačení některých složek signálu. Motivací k těmto úkonům bývá například odstranění šumu, zvýraznění hustotních rozhraní, získání lepší představy o regionálním poli a další. Výčet možných transformací je velmi široký a proto budou v následujících podkapitolách blíže přiblíženy pouze takové, které mohou být přínosné při mikrogravimetrii. Pokud není uvedeno jinak, tak byl pro výpočty analytického pokračování pole použit skript REGCONT2 (Pašteka a kol. 2018) napsaný v programovém prostředí MATLAB®.

## 7.1 Analytické pokračování pole nahoru

Analytické pokračování pole nahoru je další možností, jak lze provést separaci regionálního pole od gravitačního účinku mělce uložených těles (Zheng a kol. 2009). Separace je provedena odečtením pole přepočítaného do vyšší výškové úrovně od UBA. Nejběžnějším typem pokračování pole nahoru je přepočet pole z jedné roviny v úrovni  $z_0$  do výše umístěné paralelní roviny, který lze vyjádřit vztahem 10 (Blakely 2009).

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U \frac{(x', y', z_0)}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + \Delta z^2]^{3/2}} dx' dy' \quad (10)$$

Pro praktické provedení se častěji využívá výpočtu s užitím konvoluce ve frekvenční oblasti podle vztahů (11) a (13) (Blakely 2009).

$$F[U_u] = F[U] F[\psi_u] \quad (11)$$

$F[U_u]$  představuje Fourierovu transformaci pole ve vyšší úrovni a  $F[\psi_u]$  lze vyjádřit jako:

$$F[\psi_u] = e^{-|k|\Delta z}, \quad \Delta z > 0, \quad (12)$$

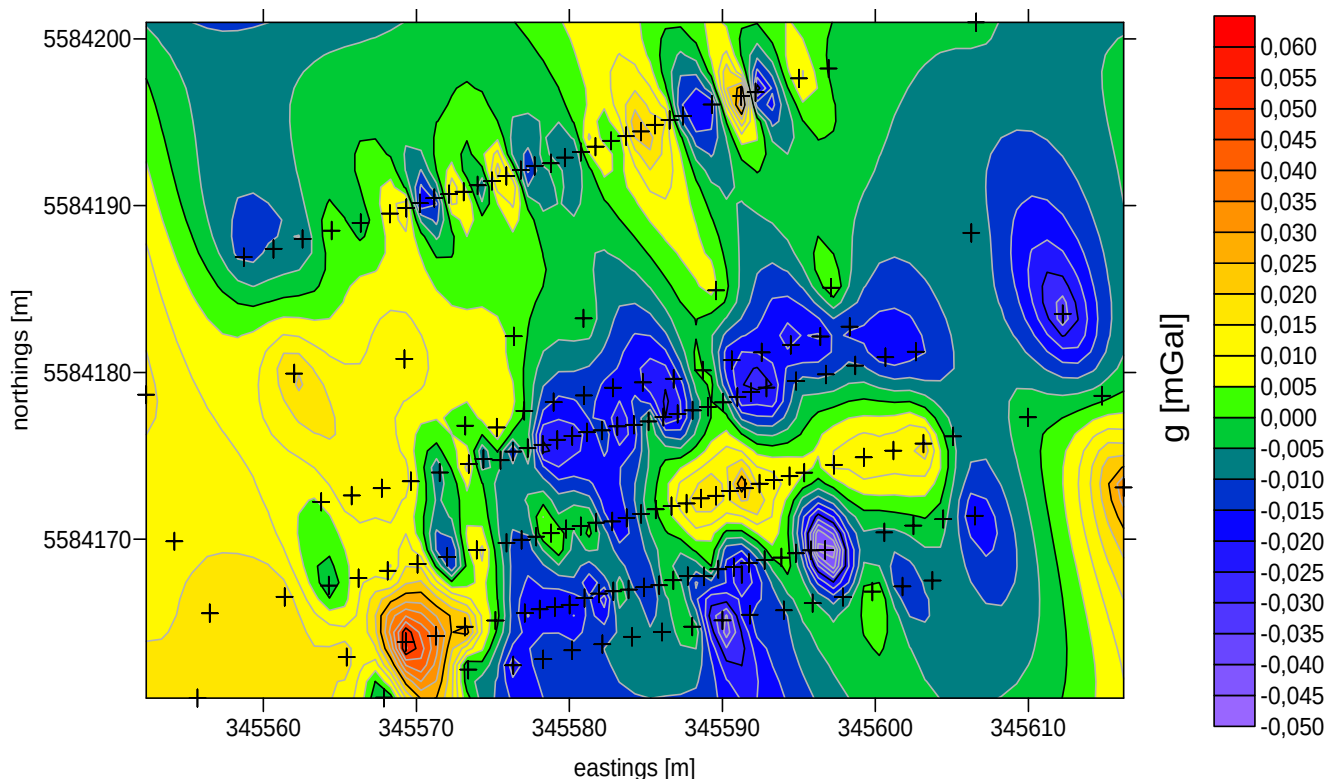
kde  $k$  představuje vlnové číslo. Dosazením vztahu 12 do rovnice 11 dostaneme:

$$F[U_u] = F[U] e^{-|k|\Delta z}. \quad (13)$$

Z posledního vyjádření transformace je patrné, že tlumení signálu je větší pro velká vlnová čísla (převrácená hodnota vlnové délky). Gravitační účinek (vertikální složka tíhového zrychlení) hlouběji položených těles je tedy tlumen méně než než v případě přípovrchových struktur jejichž vlnová délka je mnohem menší. Nulové zeslabení však může nastat pouze pro  $k=0$  a anomálie způsobené hlubšími tělesy mohou být také zeslabeny více, než je žádoucí (Zheng a kol. 2007).

Na datech z Hřebečné bylo proveden přepočet pole nahoru za účelem získání další aproximace regionálního průběhu pole. Přepočet byl proveden pro hodnoty  $\Delta z = 3, 5, 6, 7$  a 10m. Výsledná regionální pole byla odečtena od UBA a vizuálně posouzena. Nejlepší způsob, jak zvolit správnou výšku pro separaci zájmových anomálií je porovnání výsledků počítaných pro různé výšky ve vybraném intervalu (Hinze a kol. 2019). Výsledná reziduální anomálie pro  $\Delta z = 3m$ , která se zdála být nejlepší a je zobrazena na obr. 24. V dalším

textu je tato reziduální anomálie označena jako reziduální anomálie **B**. Ostatní reziduální anomálie počítané pro ostatní hodnoty  $\Delta z$  jsou pro ilustraci zobrazeny na obr. 27. Kritériem pro hodnocení byla absence výrazného trendu v datech a co možná nejmenší utlumení efektu mělkých struktur. Na rozdíl od reziduálních anomálií získaných aproximací regionálního pole nakloněnou rovinou nejsou přítomny tak výrazné rušivé anomálie v SZ a JV rohu mapy.



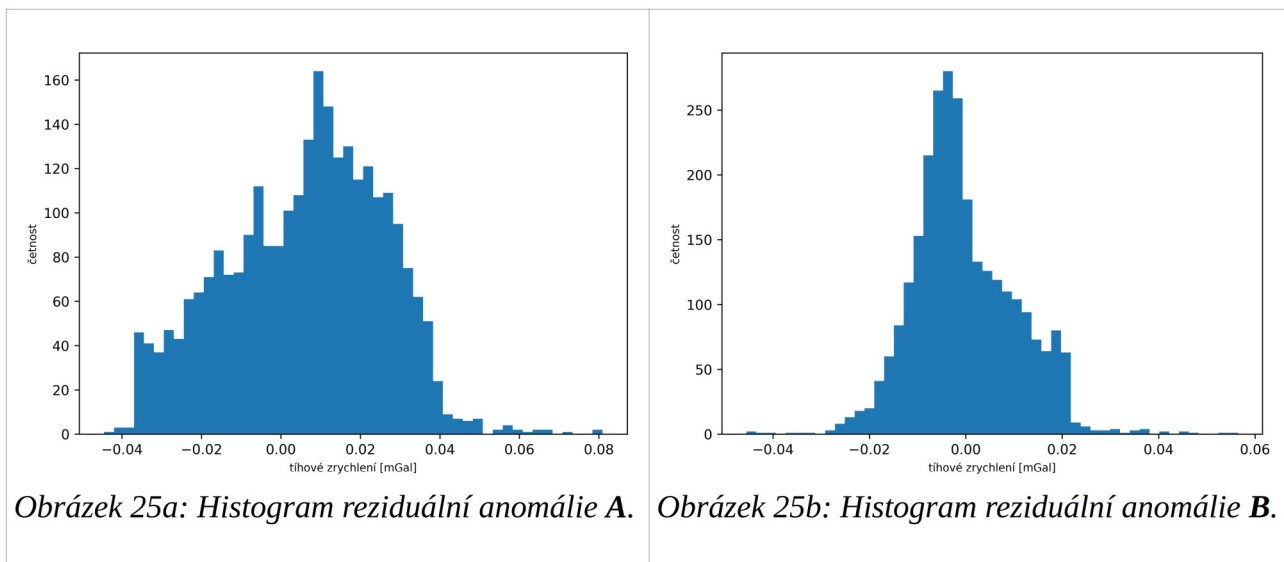
Obrázek 24: Reziduální anomálie **B** získaná po odečtení analytického pokračování pole nahoru pro  $\Delta z = 3m$ . Použit projekční systém UTM 33N. Křížky znázorňují jednotlivé měřící body.

V případě volby hodnot  $\Delta z > 10m$  bylo již utlumení větších vlnových délek poměrně výrazné a data si i po separaci zachovávala výrazný JZ-SV trend.

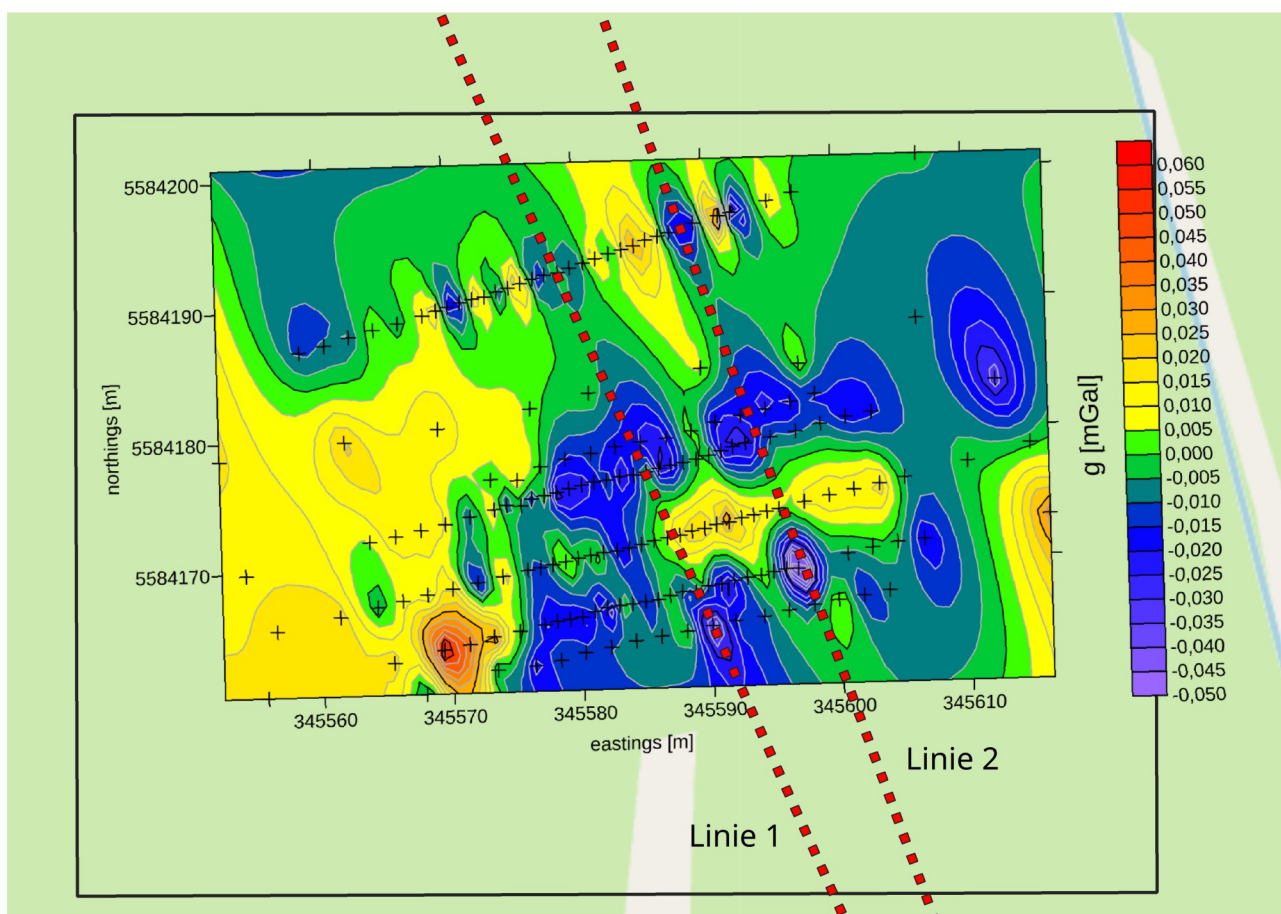
Obě verze reziduálních anomálií můžeme porovnat s využitím statistických metod a histogramů na obr. 25a a 25b. Hodnoty rez. anomálií **B** mají menší rozptyl a jejich medián i průměr je bližší nule. Výsledky statistických výpočtů jsou uvedeny v tabulce 3.

Tabulka 3: Srovnání souboru dat reziduálních anomálií získaných polynomickou separací (reziduální anomálie **A**) a separací pokračováním pole nahoru (reziduální anomálie **B**).

	Rez. anomálie <b>A</b>	Rez. anomálie <b>B</b>
Std. Odchylka [mGal]	0.020	0.011
Průměr [mGal]	0.006	0.000
Medián [mGal]	0.008	-0.006



Obrázek 25: Histogramy rozdělení tíhového zrychlení obou reziduálních anomálií.



Obrázek 26: Mapa reziduálních anomálií B získaná metodou pokračování pole nahoru s vyznačenými liniemi protažení záporných anomálií označených jako **Linie 1** a **Linie 2**. Použit projekční systém UTM 33N. Křížky znázorňují jednotlivé měřící body.

Z uvedených výsledků je patrné, že v případě použití metody pokračování pole nahoru pro separaci reziduálních anomálií byly mnohem lépe vystiženy trendy dané hlubšími geologickými tělesy. Při srovnání s aproximací regionálního pole nakloněnou rovinou nabízí tento přístup více možností díky možnosti použít libovolnou výšku  $\Delta z$ . Mezi obtíže této metody patří výběr vhodné výšky přepočtu, který obvykle závisí na subjektivním posouzení interpretátora porovnávajícího různé výsledky a také nechtěný útlum větších vlnových délek pro větší hodnoty  $\Delta z$ .

Na obou vytvořených mapách reziduálních anomálií jsou přerušované anomálie v předpokládaném SSZ směru štoly. V mapě lze vyznačit dvě nejvýraznější linie zobrazené na obr. 26. Tyto linie procházejí zónami záporných anomálií označených na obr. 19a-19g.

## 7.2 Analytické pokračování pole dolů

Pokračování pole dolů představuje nástroj pro přepočet pole tíhového zrychlení blíže k jeho zdrojům za účelem získání lepší představy o jejich poloze (Pašteka a kol. 2018). Tato transformace je inverzní k rovnici 11 (Blakely 2009) a lze ji vyjádřit vztahem:

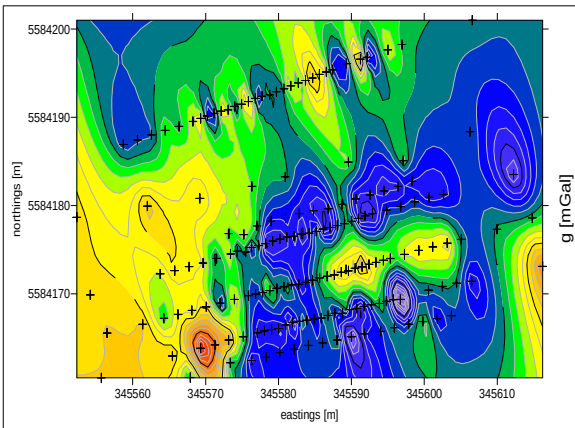
$$\begin{aligned} F[U] &= F[U] F^{-1}[\psi_u] \\ &= F[U_u] e^{k|\Delta z}, \end{aligned} \quad (14)$$

kde  $F[U_u]$  představuje Fourierovu transformaci původního pole a  $F[U]$  Fourierovu transformaci v nové nižší úrovni. Ze vztahu 14 vyplývá, že dochází k výraznému zesílení amplitud složky s krátkou vlnovou délkou, jelikož výraz  $e^{k|\Delta z} \rightarrow \infty$  pro  $k \rightarrow \infty$ . Tím dochází jak k zvýraznění účinku mělce uložených těles, tak i veškerého vysokofrekvenčního šumu a přítomných chyb (Blakely 2009).

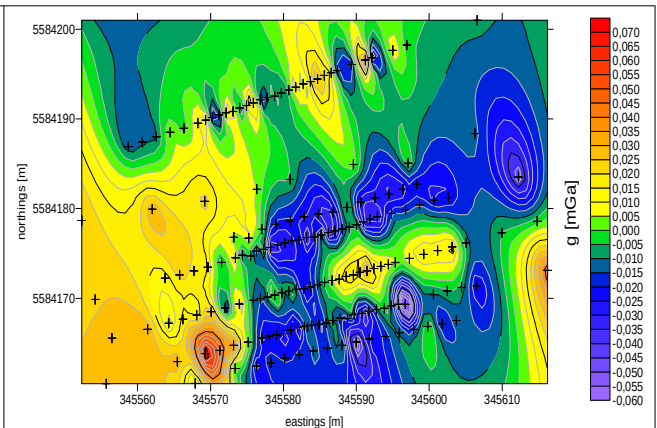
V této práci je pro řešení pokračování pole dolů použita Tikhonova regularizace ve frekvenční doméně s užitím softwarového řešení REGCONT2 (Pašteka a kol. 2018). Princip metody spočívá v použití kombinace pokračování pole dolů zesilujících krátké vlnové délky (rovnice 14) a speciálního filtru typu dolní propusti (low-pass filter):

$$F[U] = \frac{1}{1 + \alpha k^2} e^{k|\Delta z} F[U_u], \quad (15)$$

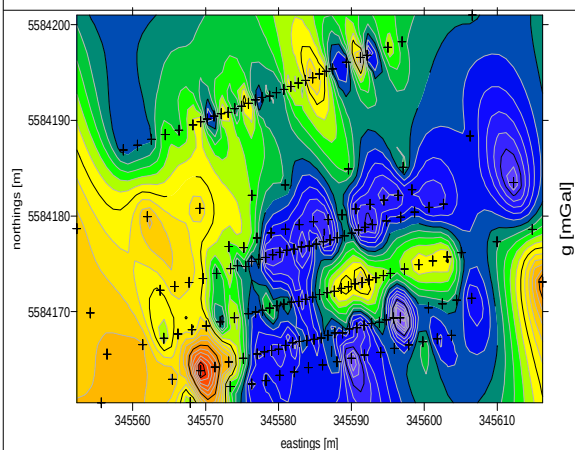
kde zlomek představuje filtr, který je závislý na bezrozměrném regularizačním parametru  $\alpha$ . Vyhlažující efekt filtru je větší s rostoucí hodnotou parametru  $\alpha$  a jeho ideální hodnotu je nutné zvolit pro každý případ zvlášť. Příliš nízká hodnota regularizačního parametru



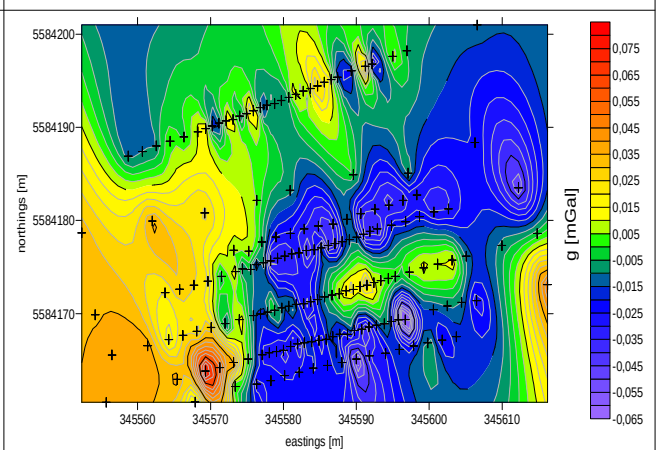
Obrázek 27a: Reziuální anomálie pro  $\Delta z=5m$ .



Obrázek 27b: Reziuální anomálie pro  $\Delta z=6m$ .



Obrázek 27c: Reziuální anomálie pro  $\Delta z=7m$ .



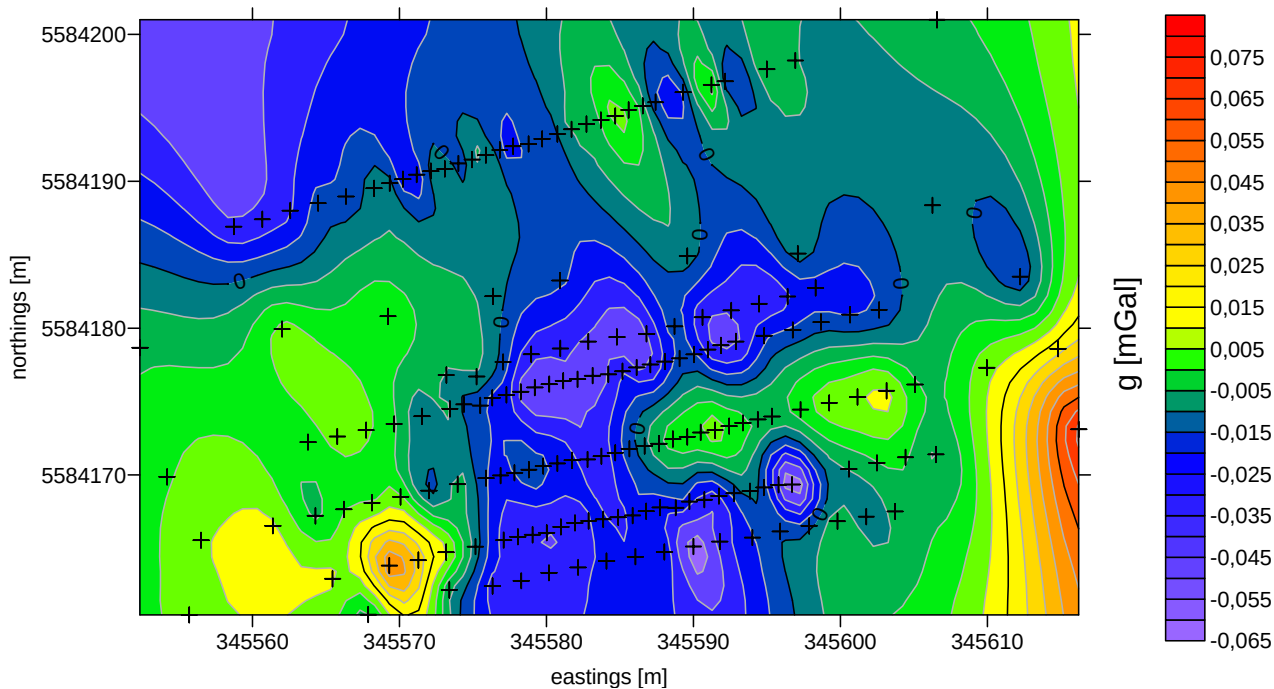
Obrázek 27c: Reziuální anomálie pro  $\Delta z=10m$ .

Obrázek 27: Miniatury reziuální anomálie získané po odečtení pokračování pole nahoru pro různé výšky pokračování  $\Delta z$ . Výpočet v různých výškách by proveden s cílem najít vhodnou hodnotu  $\Delta z$ .

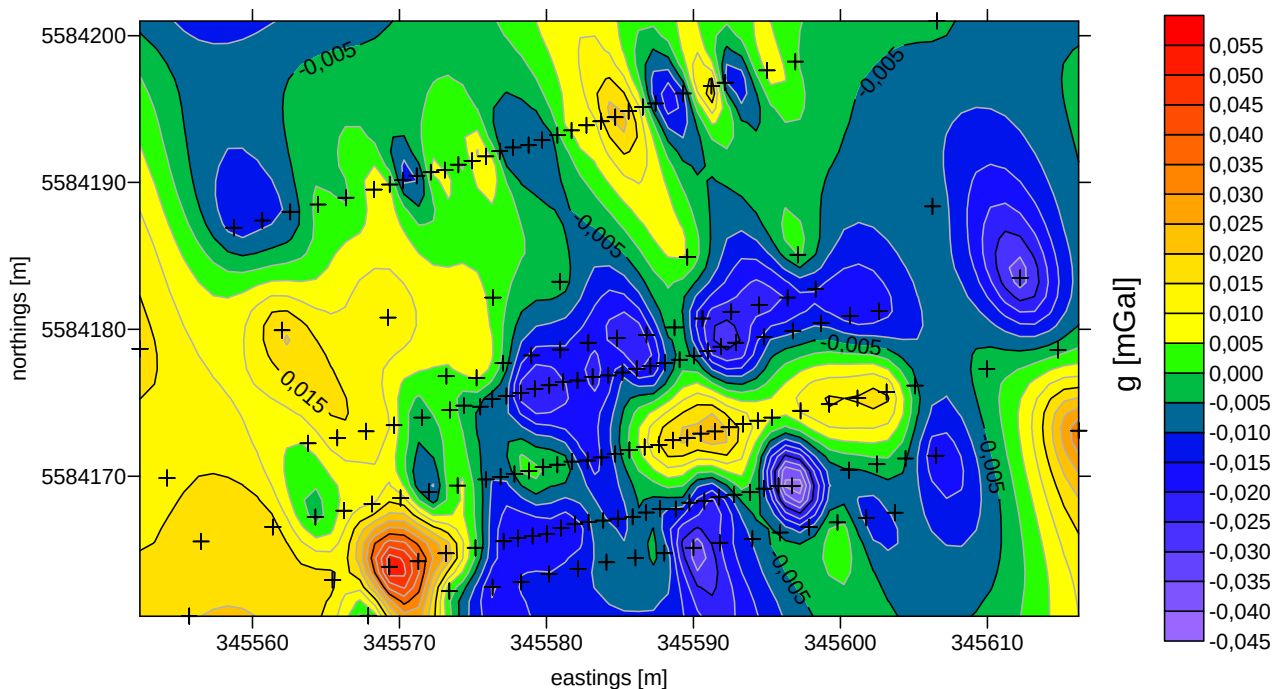
není dostačující pro potlačení zvýraznění šumu a naopak příliš vysoká hodnota dokáže zamaskovat i zájmové anomálie. Optimální hodnota parametru  $\alpha$  je hledána s užitím C-norem a  $L_p$ -norem, které porovnávají dvě sousledná řešení spočítaná pro hodnoty  $\alpha$  a  $\alpha-1$ . Rozdíly (též vzdálenosti) těchto řešení jsou zobrazeny v grafu jako funkce regularizačního parametru. Ideální řešení se v grafu projeví jako lokální minimum, které se obvykle nachází v blízkosti globálního maxima (Pašteka a kol. 2018).

Analytické pokračování pole dolů bylo spočítáno pro reziuální anomálie získané polynommickou separací (obr. 23) i pro reziuální anomálie získané separací s užitím

pokračování pole nahoru (obr. 24). Výsledné transformované anomálie jsou na obr. 28 a obr. 29.



Obrázek 28 Analytické pokračování pole dolů reziduálních anomálií **A** pro  $\Delta z = 0.5m$ . Průběh reziduálních anomálií je jasnější a došlo i k jejich vizuálnímu propojení.



Obrázek 29: Analytické pokračování pole dolů reziduálních anomálií **B** pro  $\Delta z = 0.5m$ . Stejně jako na obr. 22 došlo k zvýraznění záporných anomálií, které jsou však lépe ohraničeny a mapa izolinií nepůsobí tak vyhlazeným dojmem.



Obě transformace reziduálních anomálií jsou si velmi podobné a lze v nich dobře vidět zvýrazněné záporné anomálie v předpokládaném směru štoly. Záporné anomálie na obr. 29 jsou ostřejší a mají větší amplitudu oproti záporným anomáliím na obr. 28.

### 7.3 Určení hloubky zdrojů anomálií

Mezi důležité vlastnosti zdrojů anomálií patří jejich hloubka. Pro určení hloubky bylo proto vyvinuto mnoho technik, které se liší svým použitím. Některé jsou vhodné v situacích, kdy je znám přibližný tvar anomálního tělesa a je možné ho aproximovat nějakým jednoduchým geometrickým tvarem, ale existují i metody na geometrii zdroje nezávislé.

Mezi grafické přístupy použitelné pro profilová data patří například metoda charakteristických bodů. Jedná se o metodu, při které je určena hloubka idealizovaného geometrického tělesa s pomocí horizontální vzdálenosti středu anomálie od poloviny amplitudy (Hinze a kol. 2013). V případě neporušené štoly by byl vhodným tělesem pro zjednodušení nekonečný horizontální válec. V případě štoly částečně zřícené by bylo možné aproximovat některé zbylé dutiny koulí.

Pro nekonečný horizontální válec je hloubka dána vztahem:

$$h = |x_{1/2}|, \quad (16)$$

kde  $x_{1/2}$  představuje horizontální vzdálenost od poloviny amplitudy k jejímu vrcholu. Pro kouli pak platí vztah:

$$h = 1.305 x_{1/2}. \quad (17)$$

Obě závislosti lze odvodit z výrazů pro gravitační účinek pro daná tělesa, jak ukázal Nettleton (1942).

Další již výpočetní možností může být metoda Eulerovy dekonvoluce. Jedná se o metodu užívanou především v interpretaci magnetometrických, ale i gravimetrických dat, která aproximuje zdroje anomálií množstvím malých bodových zdrojů jakými jsou například hmotné body, dipóly (Durrheim a Cooper 1998). V případě použití metody v gravimetrii můžeme zdroje popsat Eulerovou homogenní rovnicí podle Blakelyho (2009):

$$r \cdot \nabla g = -Ng, \quad (18)$$

kde  $N$  představuje strukturní index ( $SI$ ), který udává míru útlumu amplitudy se vzdáleností pro různé typy elementárních zdrojů. Pro praktické účely je možné vyjádřit rovnici (18) podle Durrheima a Coopera (1998) jako:

$$\Delta x \frac{\delta g(x, y, z)}{\delta x} + \Delta y \frac{\delta g(x, y, z)}{\delta y} + \Delta z \frac{\delta g(x, y, z)}{\delta z} = -Ng(x, y, z), \quad (19)$$

kde  $\Delta x=(x-x')$ ,  $\Delta y=(y-y')$ ,  $\Delta z=(z-z')$ . Rovnici je možné řešit ve třech nebo jen ve dvou rozměrech. Eulerovu dekonvoluci je možné použít pro gravitační účinek i pro gradient, na čemž závisí hodnota strukturních indexů shrnutých v tabulce 4.

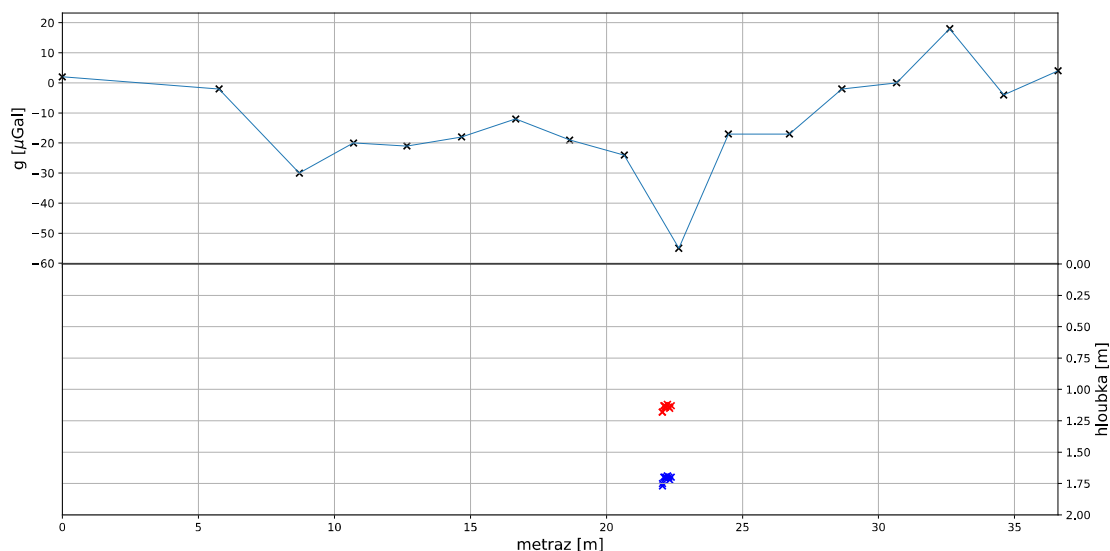
*Tabulka 4: Tabulka strukturních indexů pro různé typy zdrojů představujících idealizované geologické struktury. Strukturní index se pro každou další derivaci (gradient) zvyšuje o 1. Převzato a upraveno vynecháním SI pro magnetometrii z Hinze a kol. (2013).*

Model	SI pro gravitační účinek	SI pro vertikální gradient
Koule (Hmotný bod)	2	3
Horizontální válec (přímka)	1	2
Vertikální válec (přímka)	1	2

Pro výpočet Eulerovy dekonvoluce na profilových datech z Hřebečné byl použit volně dostupný software Euler 1.15 vycházející ze staršího programu a funkčně téměř totožného programu EULDEP (Durrheim a Cooper 1998). Výpočet probíhá podle rovnice 19 v plovoucím okně majícím lichý počet bodů, jehož délka se volí podle šířky anomálií. Větší velikost okna také mírní vliv šumu. Velikost okna by měla být velká alespoň dvakrát větší než vzdálenost dvou sousedních bodů v místě anomálie a nejméně poloviční ve srovnání s předpokládanou hloubkou zdroje (Cooper 2002). Kromě gravitačního účinku je možné použít i vertikální gradient, který je počítaný metodou pro potlačení vlivu šumu podle Reid a kol. (2014).

Eulerova dekonvoluce byla provedena na všech profilech, ale jen na některých přinesla zajímavé výsledky využitelné například ve fázi modelování. Na každém profilu byla zvlášť zvolena šířka dekonvolučního okna podle šířky anomálie a použity strukturní indexy  $SI=1$  a  $SI=2$ .

Výsledek Eulerovy dekonvoluce provedené na profilu P7 je zobrazen na obr. 30.



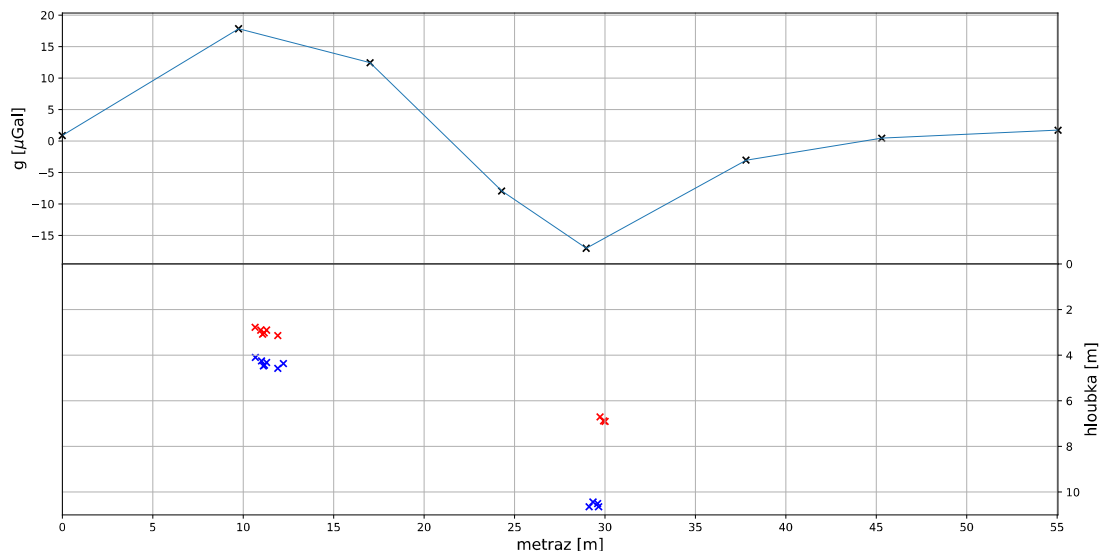
Obrázek 30: V horní části grafu vidíme výraznější zápornou anomálii na metrži 22m (odpovídající bodu 732). Ve spodním panelu jsou červenými křížky vyznačena získaná řešení pro  $SI=2$  (přímka) a modrými křížky řešení pro  $SI = 3$  (koule). S ohledem na textový výstup programu Euler, byly výsledky zobrazeny s využitím programovacího jazyka Python.

Získaná řešení odpovídají sférickým a lineárním zdrojům anomálie na metrži 22m jsou shrnuty v tabulce 5. Při řešení pro  $SI=2$  byly hloubky zdrojů přibližně 1.7m a pro  $SI=3$  se řešení pohybovala okolo 1.15m.

Tabulka 5: Některé hloubky zdrojů anomálie v bodě 732 na profilu P7. Hodnoty  $SI$  platí pro vertikální gradient ( $SI = 2$  odpovídá přímce a  $SI = 3$  odpovídá hmotnému bodu).

Metraž [m]	Hloubka [m]	SI
22.05	1.18	2
22.06	1.18	2
22.11	1.13	2
22.14	1.13	2
22.17	1.14	2
22.05	1.77	3
22.06	1.75	3
22.11	1.70	3
22.17	1.71	3

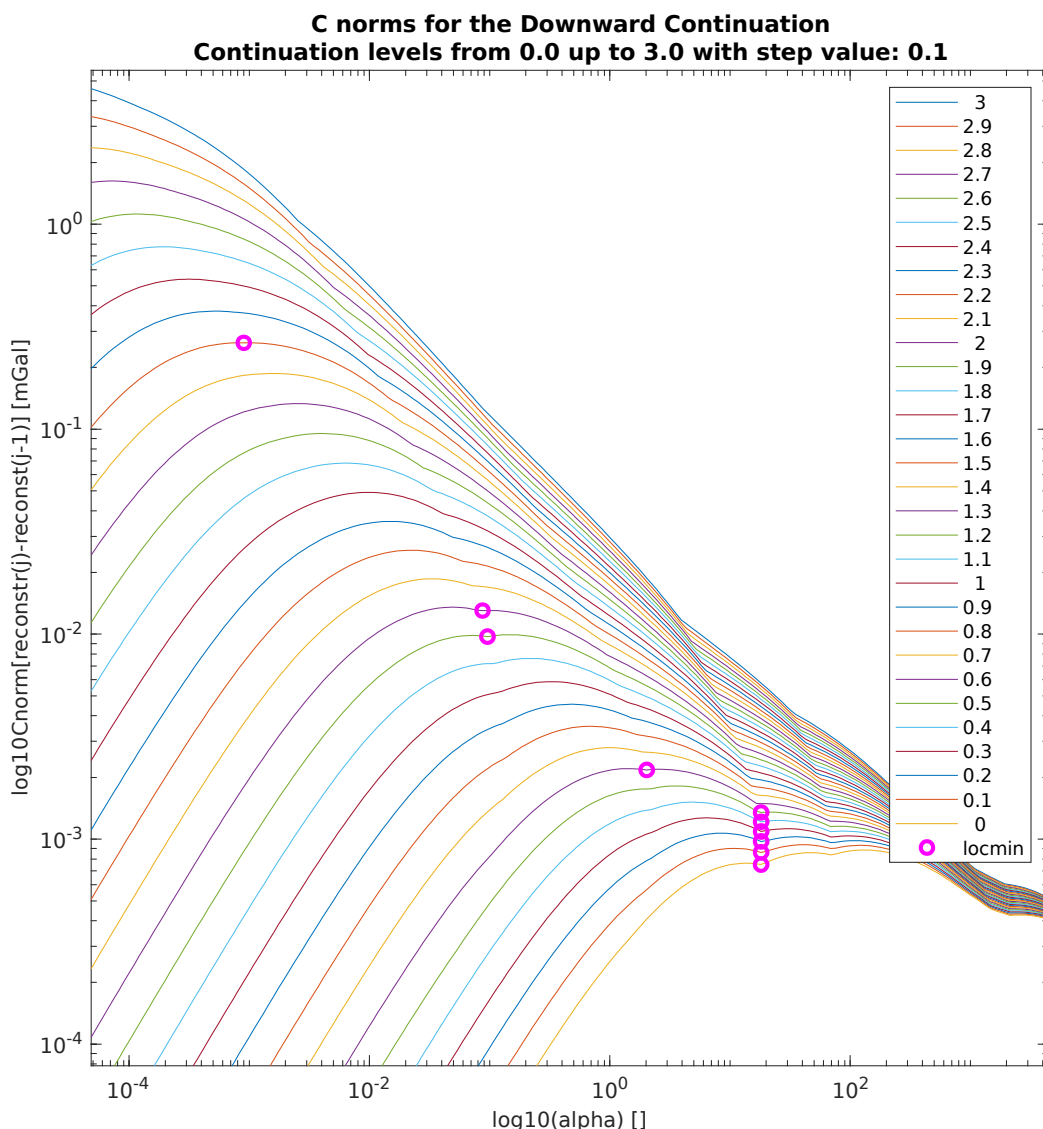
Výsledek dekonvoluce na profilu P3, který je ovšem mnohem řidčeji vzorkovaný je zobrazen na obr. 31.



Obrázek 31: Výsledek dekonvoluce na profilu P3 pro  $SI=1$  (červené křížky) a  $SI=2$  (modré křížky). V levé části grafu se nachází řešení pro kladnou anomálii. S ohledem na textový výstup programu Euler, byly výsledky zobrazeny s využitím programovacího jazyka Python.

Na profilu P3 na metrů 30m je hloubka sférického zdroje 10.5m a hloubka lineárních zdrojů 6.8m. V porovnání se situací na profilu P7 je v tomto případě anomálie zřejmě způsobena hlouběji uloženým tělesem. Tyto výsledky přibližně odpovídají výsledkům které je možné získat s použitím grafické metody a vztahů 16 a 17. Body na tomto profilu jsou na rozdíl od profilu P7 mnohem dál od sebe a proto nemohlo dojít k zastižení mělkých struktur, pro kterou je dostatečná hustota měřících bodů zásadní.

Jednou z dalších teoretických možností je i použití regularizovaného pokračování pole dolů popsané v kapitole 7.2. Teoretické základy a možnosti využití této metody v potenciálových geofyzikálních metodách popsali Pašteka a kol. (2018). Tento přístup využívá skutečnosti, že se při výpočtu pokračování pole dolů s určitým krokem  $\Delta z$  lokální minimum funkce regularizačního parametru  $\alpha$  posune do větší hloubkové úrovně poté, co hloubka pokračování pole zasáhne do oblasti, ve které se již nacházejí zdroje. V oblasti zdrojů přestává správné řešení existovat a zmíněné lokální minimum se ztrácí. Skokově se tedy změní optimální hodnota parametru  $\alpha$ , který určuje rovnováhu mezi efektem klasického pokračování pole dolů a filtru dolní propusti (Pašteka a kol. 2018). Z důvodu potřeby velké proměřené plochy a husté sítě bodů je tato metoda zvláště vhodná pro mělkou geofyziku (Pašteka a kol. 2018).



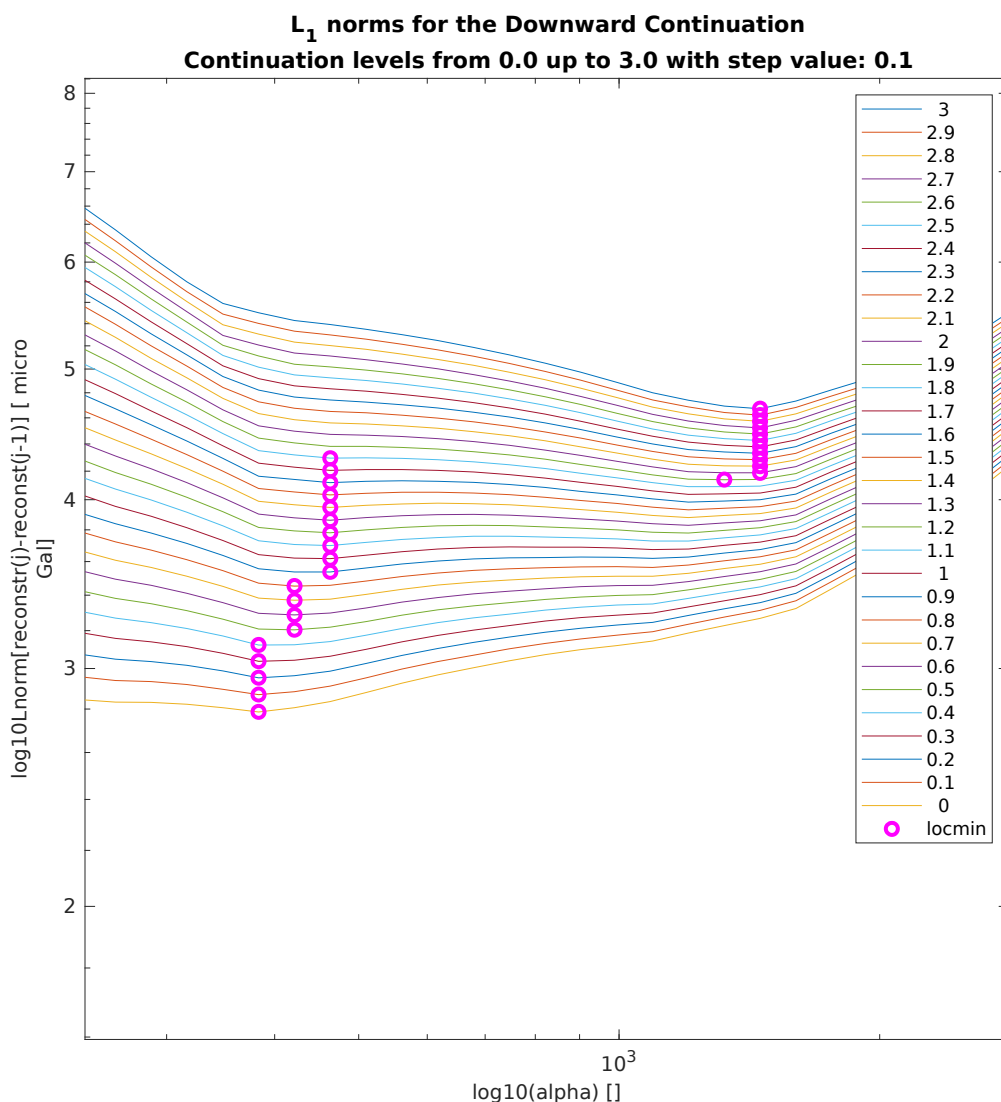
Obrázek 32: Odhad hloubky zdrojů s užitím pokračování pole dolů v celé ploše mřížky. Odhad pro hloubku nejmělkčích zdrojů je podle zmizení lokálního minima 0.5m. Legenda zobrazuje jednotlivé hloubky v metrech, pro které bylo počítáno řešení. Na svislé ose je C-norma rozdílu řešení pro dvě přilehlé hodnoty  $\alpha$ . Parametr  $\alpha$  je bezrozměrný.

I tato metoda je použitelná jak na profilová data, tak i na data interpolovaná, či změřená v mřížce. Příklad využití této metody na datech reziduální anomálie  $\mathbf{B}$  spočítané v programu REGCONT2 je zobrazen na obr. 32. Odhad hloubky zdrojů je opět velmi malý, což ukazuje na jejich mělký přípovrchový charakter. Samotný údaj o hloubce však není možné považovat za příliš přesný. Data by pro spolehlivější odhad měla mít ideálně vyšší vzorkovací frekvenci, kterou nelze vždy nahradit interpolací. Řádově jsou potřeba i desítky bodů na polovinu amplitudy (Pašteka a kol. 2018).

Podobně lze odhadnout hloubku i na jednotlivých profilech, což je pro srovnání ilustrováno na profilu P7 na obr. 33. Posun lokálního minima se objevuje i v hloubce 0.8m,

což přibližně koresponduje s hloubkou lineárního zdroje určenou metodou Eulerovy dekonvoluce. Pro hloubku sférického zdroje se však žádný podobný související přechod neobjevil ani při použití ostatních, zde nepublikovaných norem.

Jedním z problémů při použití této metody může být i nižší kvalita dat.



Obrázek 33: Odhad hloubky zdrojů na profilu P7 s použitím normy  $L_1$ . K posunu minima dochází v hloubce 0.4m, což naznačuje hloubku nejmělkých zdrojů. Legenda zobrazuje jednotlivé hloubky v metrech, pro které bylo řešení počítáno.

## 8 Modelování gravitačního účinku geologických struktur

Řešení obrácené úlohy v gravimetrii a potenciálových metodách obecně se vyznačuje velkou nejednoznačností. To je hlavním důvodem, proč je úloha řešena obvykle modelováním, ke kterému je nutno přistoupit s pečlivým uvážením veškerých znalostí, které lze o modelovaném prostředí s ohledem na časové a finanční možnosti získat. V případě této práce představují tyto nezbytné údaje především znalost místní geologie a informace získané z historických map a DMR, které naznačují průběh hledané struktury a částečně i informace o hloubce zdrojů zjištěné různými metodami zmíněnými v kapitole 7.3.

V této práci je k modelování přistoupeno dvěma způsoby. První využívá skutečnosti že geologické struktury (např. zlomy a žíly) jsou často v jednom rozměru delší než v ostatních. Podle tohoto delšího rozměru se poté gravitační účinek tělesa prakticky nemění (Blakely 2009). Taková tělesa označujeme při modelování jako dvojrozměrná (2D). Obvykle je dostačující, pokud je těleso 3x delší, než širší aby mohlo být považováno za 2D (Blakely 2009).

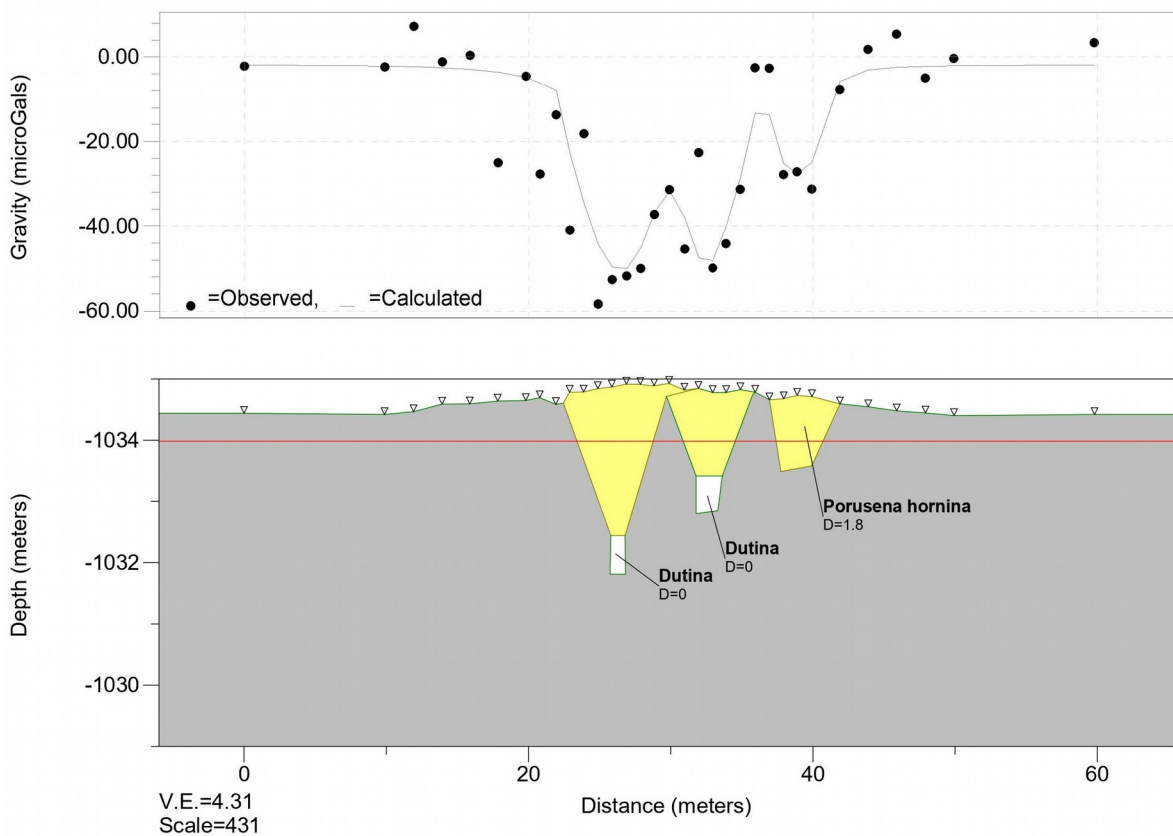
Druhou možností jsou trojrozměrné (3D) modely. 3D modely geologických struktur mohou být aproximovány s pomocí hranolů o definované hustotě. Gravitační účinek tělesa je poté dán součtem účinku všech hranolů (Blakely 2009). Jinou zajímavou možností je aproximace trojrozměrného tělesa s užitím nekonečně tenkých horizontálních vrstev tvaru nepravidelných polygonů (Talwani a Ewing 1960). Tato metoda je obvykle používána pro výpočet terénních korekcí.

### 8.1 2D modelování

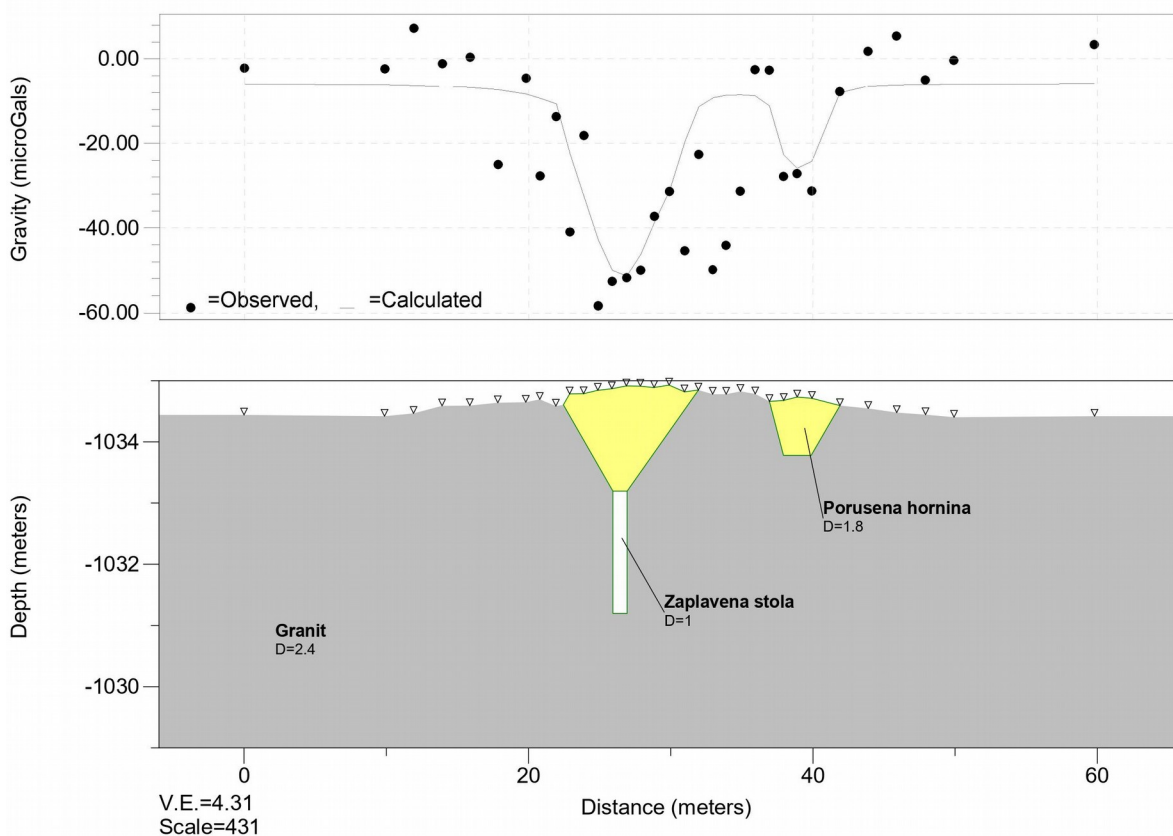
Pro tvorbu 2D modelů prostředí v řezech definovaných jednotlivými profily byl použit software GM-SYS<sup>®</sup> (Geosoft). Tento modelovací software využívá pro tvorbu modelů těles horizontální hranoly, které mají nekonečnou délku v ose kolmo k rovině, ve které tvoříme model (osa  $y$ ). Další možností tohoto softwaru je modelování  $2^{3/4}D$ , ve kterém již nemusí být hranoly protaženy do nekonečna, ale mohou být zkráceny ve směru  $+y$  i  $-y$ , což umožňuje věrnější aproximaci některých těles, které nesplňují předpoklady 2D tělesa. Za takto omezeným tělesem se nachází další hranol se stejným průřezem, který však může mít jinou hustotu. Takto je možné modelovat například tělesa s kontinuálně se měnící hustotou.

Pro tvorbu těchto modelů bylo vybrán profil P2, na kterém je zachycena anomálie na obou dříve zmíněných výrazných liniích záporných anomálií. Obr. 34 a 35 zobrazují dva modely, které mají gravitační účinek přibližně odpovídající daným reziduálním anomáliím. Model na obr. 35 nezohledňuje jednu dílčí anomálii, což se projevilo větší chybou oproti modelu na obr. 34, jehož gravitační účinek se lépe shoduje s naměřenými daty.

Při tvorbě modelů byl kladen důraz na to, aby byla výsledná chyba modelování srovnatelná s chybou měření. Snižování chyby modelování výrazně pod hodnotu chyby měření by nemělo význam.



Obrázek 34: Model, ve kterém byly záporné anomálie vysvětleny částečně zřícenou štolou se silně porušeným stropem, po které zůstaly pouze malé dutiny vyplněné vzduchem. Velikost chyby modelování byla  $11\mu\text{Gal}$ .



Obrázek 35: Model ve kterém je štola o výšce 2m a šířce 1m pouze v místě nejvýraznější záporné anomálie. Velikost chyby modelování byla  $14\mu\text{Gal}$ .

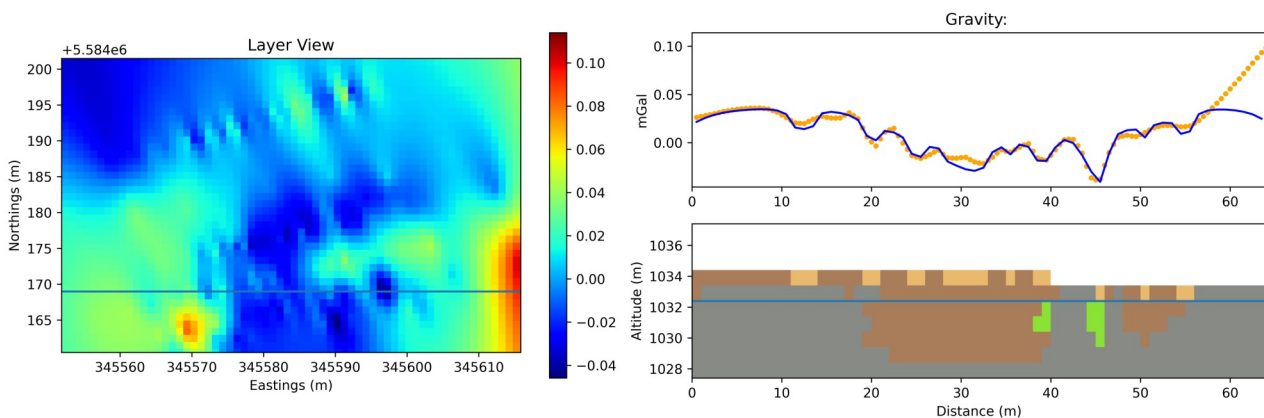


## 8.2 3D modelování

Pro tvorbu trojrozměrných modelů prostředí byl použit otevřený software PyGMI (Python Geoscience Modelling and Interpretation), vyvíjený jihoafrickou geologickou službou. Jedná se o software, který pro modelování potenciálových polí využívá pravoúhlých hranolů, dále nazývaných voxely. Gravitační účinek jednoho hranolu v počátku souřadného systému je podle Blakelyho (2009) dán vztahem:

$$g = \kappa \rho \int_{z_1}^{z_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} \frac{z'}{[x'^2 + y'^2 + z'^2]^{3/2}} dx' dy' dz', \quad (20)$$

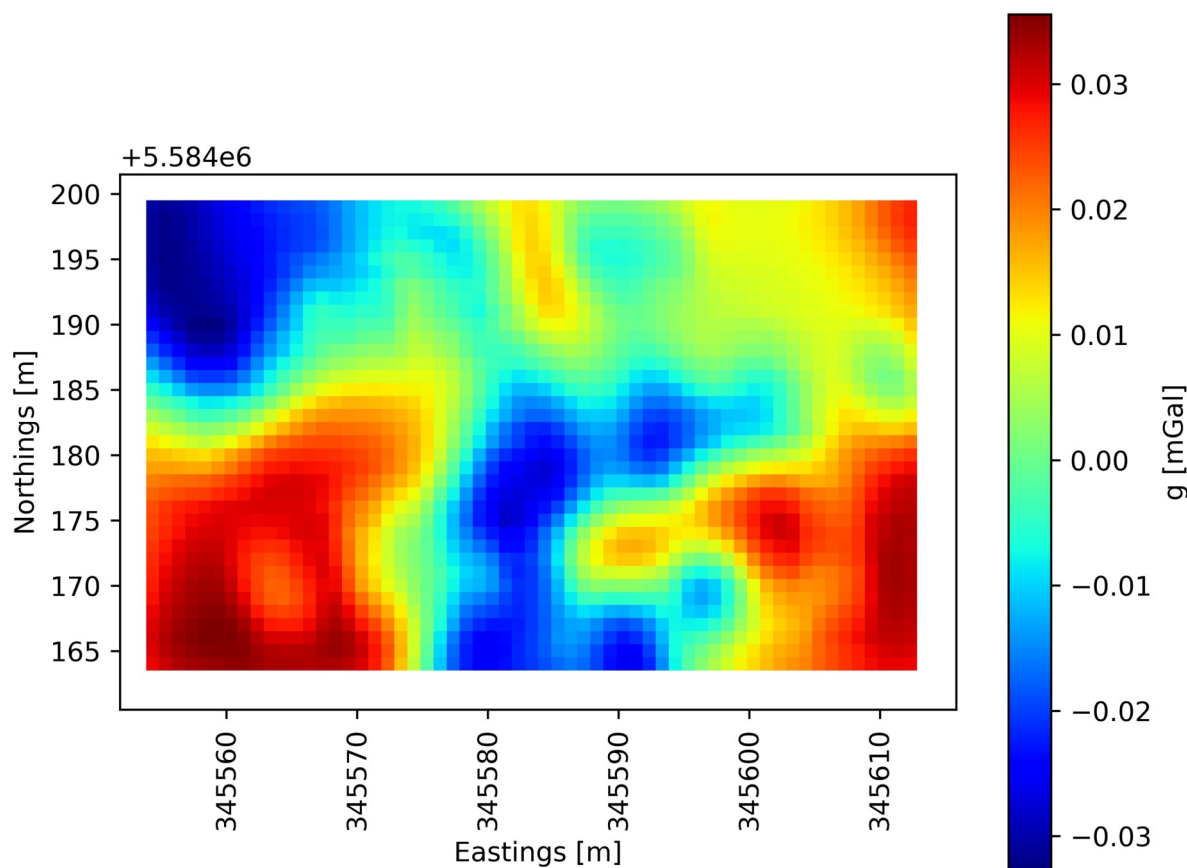
kde  $\kappa$  představuje Newtonovu gravitační konstantu a limity integrálů představují limity hranolu. Výhodou tohoto přístupu je možnost vytvoření modelů téměř libovolného tvaru a rozlišení, které je omezeno jen výpočetním časem. Doba výpočtu gravitačního účinku modelu se totiž s rostoucím množstvím voxelů výrazně prodlužuje. Vytváření velmi



Obrázek 36: Vlevo je okno s vstupní mapou reziduálních anomálií **A** sloužící také k editaci modelu v horizontálních řezech. Vpravo nahoře je přerušovanou čarou interpolovaný průběh anomálií a modře gravitační účinek modelu. Vpravo dole je okno sloužící k úpravám modelu ve svislých řezech. Barevná legenda ke zde zobrazenému řezu je v tabulce 6.

podrobných modelů je také samo o sobě časově velmi náročné. Tvorbě detailnějších modelů stojí v cestě také vždy přítomná chyba měření a nejednoznačnost obrácené úlohy spojená s často pouze hrubou představou o podobě hledaných objektů, či struktur.

Rozměr voxelů pro první 3D model (model **I**) byl zvolen 1x1x1m, což souhlasí s rozměry mřížky, ve které byla data interpolována. Dalším vstupním souborem byl digitální model terénu vytvořený opět interpolací v programu Surfer<sup>®</sup> a reziduální anomálie **A**. Mocnost modelovaného prostředí byla zvolena 10m, jelikož se lokalita nachází velmi blízko bývalého vstupu do štoly a maximální hloubky zdrojů byly odhadnuty v hloubkách do 10m. Definice použitých typů voxelů jsou shrnuty v tabulce 6.

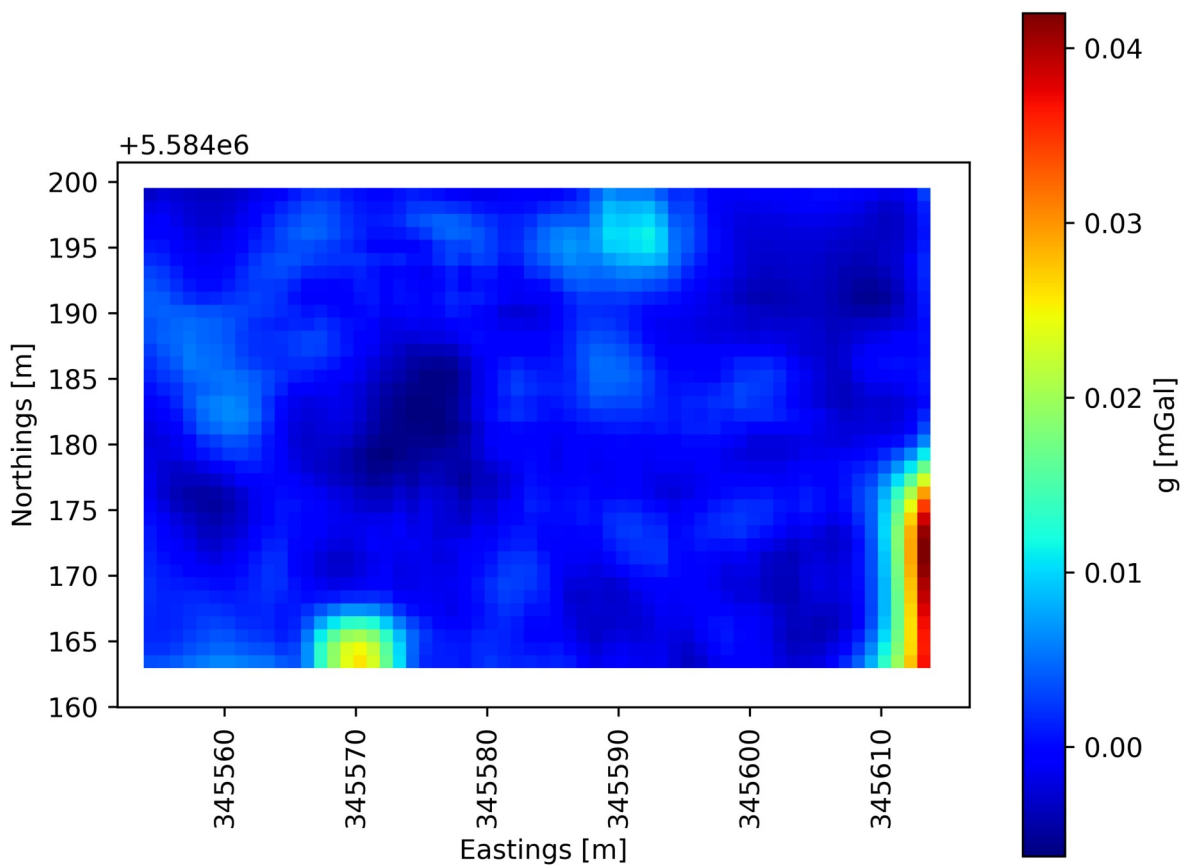


Obrázek 37: Vypočítaný gravitační účinek vytvořeného modelu **I** po aplikaci filtru na vyhlazení rastru (box filter).

Obrázek 36 zobrazuje výřez z pracovního prostředí modelovacího programu se vstupními daty reziduální anomálie **A**, které byly použity pro vytvoření modelu **I**. Obr. 37 ukazuje gravitační účinek vytvořeného modelu. Odečtením účinku modelu od vstupních dat vznikla mapa reziduí (rozdílů modelovaného účinku a naměřených hodnot). V pravém dolním rohu mapy reziduí na obr. 38 jsou hodnoty reziduí  $> 60\mu\text{Gal}$ . To může být způsobeno nedokonalou aproximací regionálního pole a tedy zbytkovým účinkem hlubších hmot.





Model **II** byl vytvořen s použitím reziduálních anomálií **B** a byl vytvořen s užitím menších voxelů o rozměrech  $1 \times 1 \times 0.5 \text{ m}$  pro získání přesnějšího modelu štoly a lepší možnosti modelování půdního pokryvu. Půdní pokryv oblasti je dle půdní mapy ČR (Půdní mapa 2020) kryptopodzol modální (**KPm**), což je půdní typ vyznačující se vysokou kyprostí a nízkou objemovou hmotností  $\rho < 1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$  (Taxonomický klasifikační systém půd ČR). Pokryv s tak nízkou hustotou může být zdrojem některých záporných anomálních oblastí s menší amplitudou. Mocnost půdy však bude převážně nízká, a tak nelze ji věrně zachytit ani při tomto podrobnějším rozlišení modelovaného prostředí. Použité definice voxelů v modelu **II** včetně barevných kódů jsou shrnuty v tabulce 7.

V tomto modelu byla štola modelována jako převážně zasypaná s občasnými menšími prostory vyplněnými vzduchem či vodou v místech s relativně větší zápornou amplitudou. Výsledný gravitační účinek modelu je zobrazen na obr. 39. Rezidua obou modelů jsou pro porovnání zobrazena na obr. 40a a 40b.








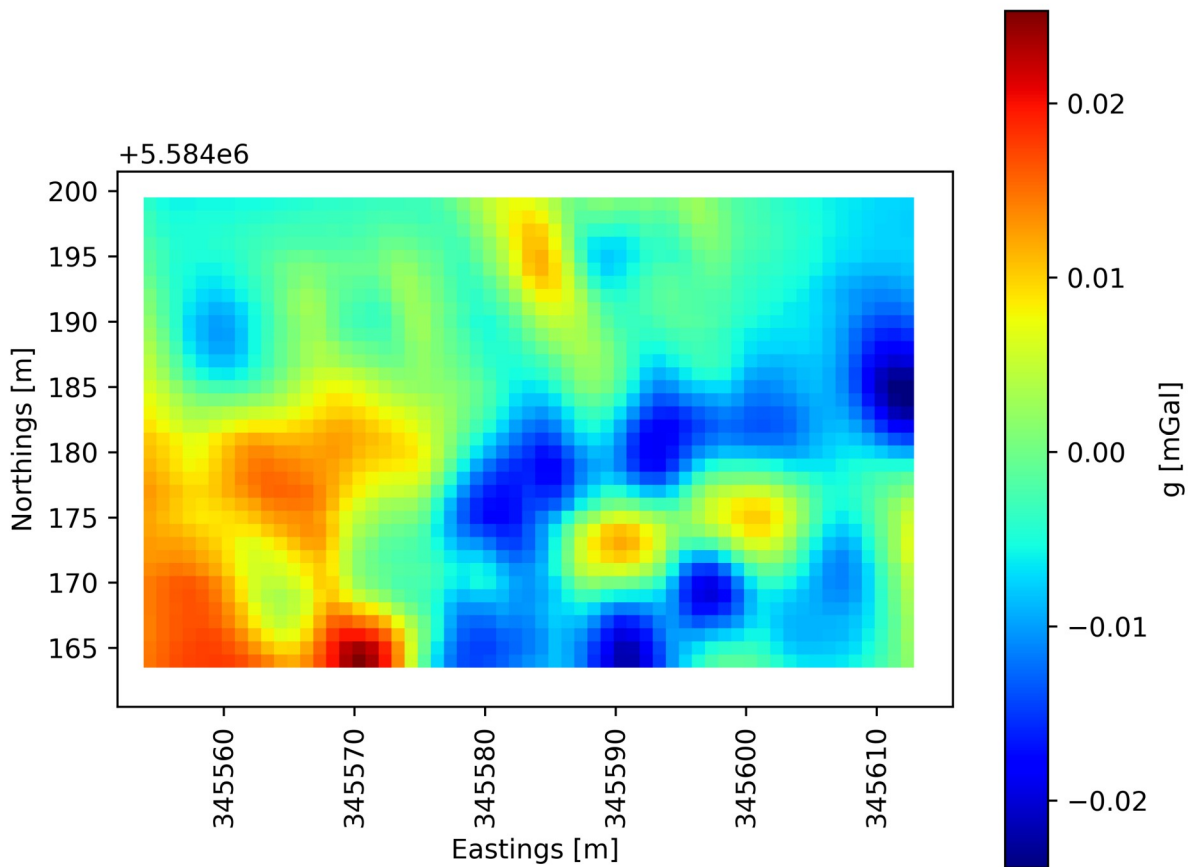
Obrázek 38: Mapa reziduí gravitačního účinku vytvořeného modelu I. Rezidua představují rozdíl mezi vstupními daty a vytvořeným modelem udané v mGal. Použit byl vyhlazující filtr.

Tabulka 6: Měrné hmotnosti materiálů a jejich barevné rozlišení, které bylo použito v modelu I.

Materiál	Měrná hmotnost [ $\text{gm}^{-3}$ ]	Barva
Eluvium granitu	2.4	
Granit	2.67	
Povrchová vrstva	1.8	
Vzduch	0.0	

Tabulka 7: Měrné hmotnosti materiálů a jejich barevné rozlišení použité v modelu II.

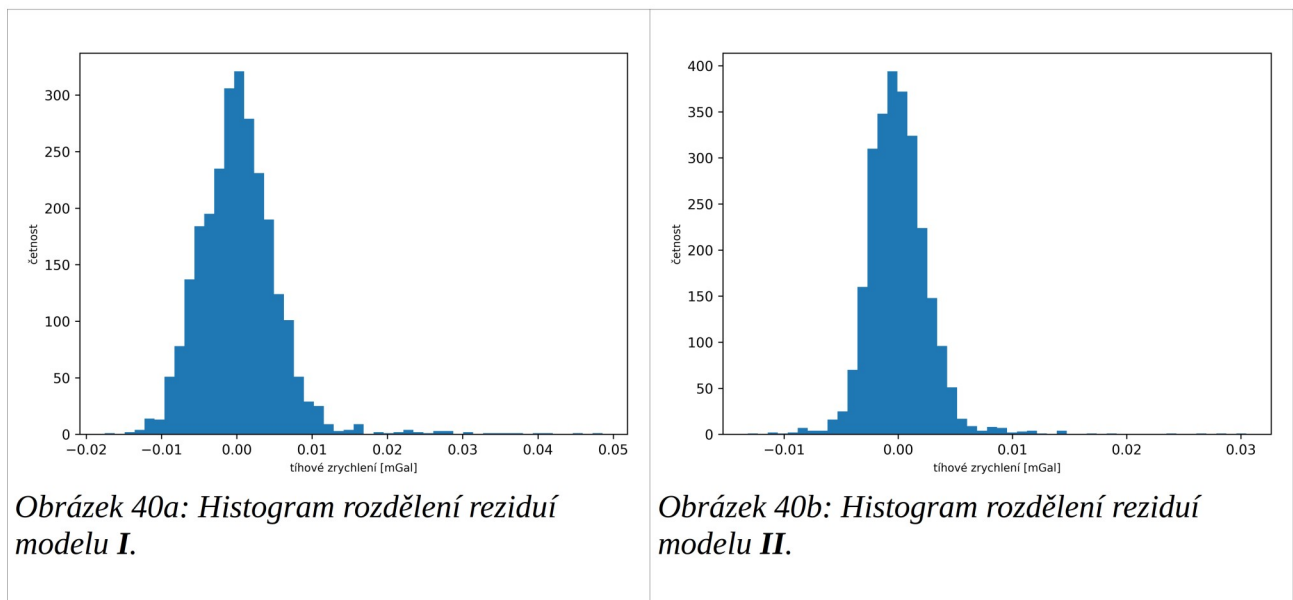
Materiál	Měrná hmotnost [ $\text{gcm}^{-3}$ ]	Barva
Eluvium granitu	2.4	
Granit	2.67	
Suť	2.0	
Voda	1.0	
Vzduch	0.0	



Obrázek 39: Vypočítaný gravitační účinek modelu **II**. Použit projekční systém UTM33N.

Z porovnání těchto histogramů je zřejmé, že je možné zmenšením velikosti hranolů dosáhnout lepší shody gravitačního účinku modelu se vstupními daty.

Oba modely jsou si v zásadě velmi podobné, co se týká polohy i orientace zdrojů anomálií. Model číslo **II** s ohledem na podobu podobně starých neudržovaných důlních děl pravděpodobně odpovídá realitě více než model **I**. Prostorové rozložení dutin vyplněných



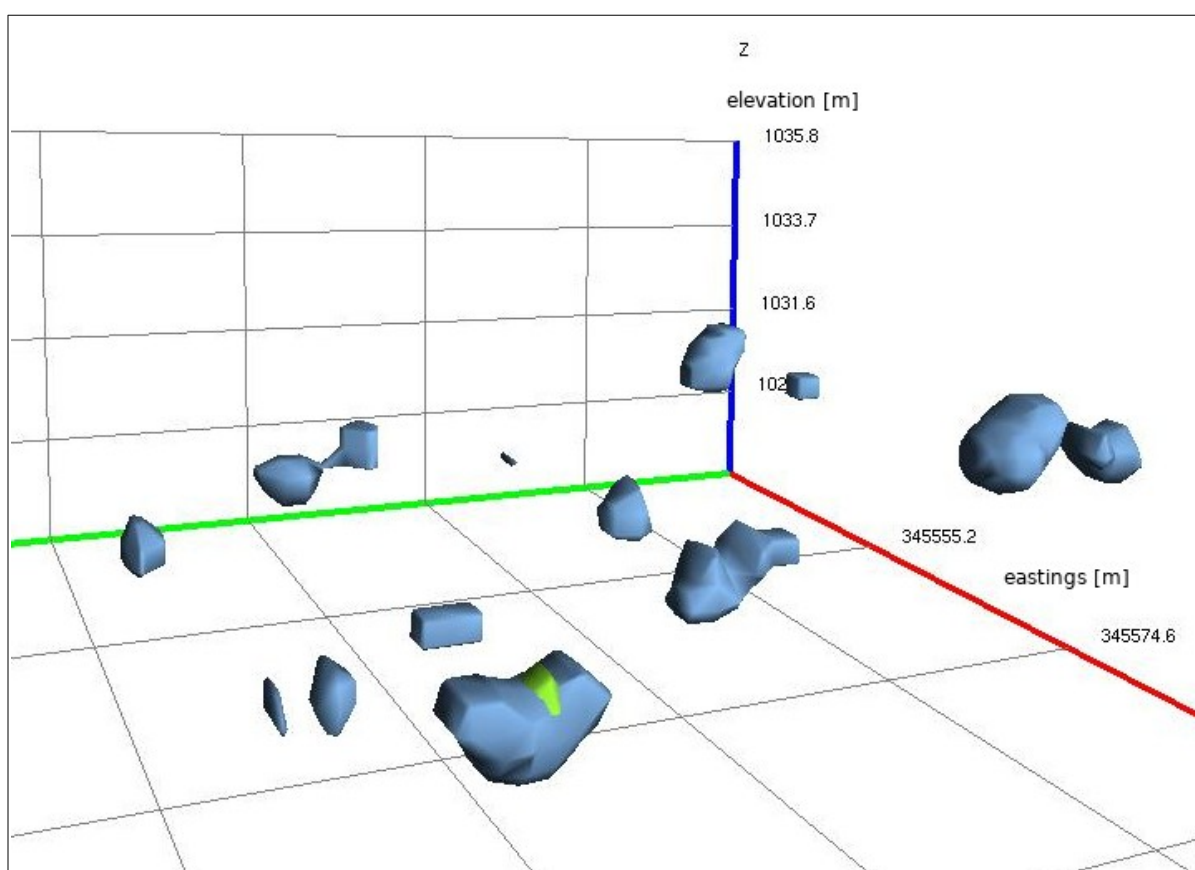
Obrázek 40a: Histogram rozdělení reziduí modelu **I**.

Obrázek 40b: Histogram rozdělení reziduí modelu **II**.

Obrázek 40: Porovnání rozdělení reziduí obou vytvořených 3D modelů.

vodou a vzduchem v modelu **II** je zobrazeno na obr. 41. Výsledný model je také možné exportovat ve formě Keyhole Markup Language (KML) pro následné použití především v geografických informačních systémech (GIS), či pro pouhou vizualizaci např. v softwaru Google Earth, kde je možné pro publikační účely vytvářet i animace..

Pro získání lepší představy o skutečném stavu by bylo nutné získat více poznatků například z průzkumných vrtů v místech záporných anomálií, případně využít některé doplňující geofyzikální metody, které by umožnily vyloučit a případně podpořit některá řešení. Vhodnou doplňující metodou by z hlediska rychlosti provedení a jejího rozlišení rozlišení byla například elektrická odporová tomografie (ERT). Tato metoda je schopna rozlišit mezi různými typy materiálů výplně dutin podle kontrastu měrného odporu s okolní horninou. To obvykle umožňuje dobře rozpoznat dutiny vyplněné plynem a vodou v hloubkách až kolem 30m (Mahato 2018). To by umožnilo přesnější modelování i interpretaci. Další vhodnou doplňující metodou by mohl být georadar.



Obrázek 41: Jeden z možných způsobů vizualizace 3D modelu. Rozložení dutin vyplněných vodou a jinými materiály s hustotou blízkou  $1 \text{ gcm}^{-3}$  (modrá) a vzduchem (zelená) v modelu **II**. Červená osa je ve směru V-Z, zelená ve směru S-J a modrá je vertikální. Všechny ostatní typy materiálů jsou pro přehlednost průhledné. Povrch terénu též není zobrazen.

## 9 Diskuse

V průběhu zpracování dat bylo použito mnoho postupů za účelem získání co nejjasnější představy o průběhu, tvaru a velikosti zdrojů anomálií. Při porovnání geometrické nivelace a určování výšek s pomocí GPS se dle očekávání prokázala dominance nivelace a to zvláště na poli mikrogravimetrie, kde je vysoká přesnost zásadní. Měření s nivelačním přístrojem bylo také oproti GPS rychlejší z důvodu nutnosti čekání na dostačující počet viditelných satelitů umožňujících měřit s určitou přesností.

Při separaci regionálního a reziduálního pole se ukázalo být výhodné použití pokračování pole nahoru, které umožňuje lépe aproximovat složitější regionální pole, pro které může být proložení ukloněnou rovinou, či jinou polynomickou plochou příliš zjednodušující. Ostatní interpretační techniky zahrnující určení hloubky zdrojů Eulerovou dekonvolucí a metodou využívající pokračování pole dolů poskytly zajímavé výsledky, které jsou však svou vypovídající hodnotou spíše doplňkové. V případě Eulerovy dekonvoluce se jedná o metodu, která je svými výsledky srovnatelná s grafickými postupy od nichž se liší především možností automatizace usnadňujícím rychlou počáteční interpretaci. Použití metody využívající pro určení hloubky zdrojů regularizovaného pokračování pole dolů byla v této práci spíše experimentální a lepších výsledků by s ní zřejmě bylo dosaženo pokud by byly anomálie v získaných datech lépe ohraničeny. Tyto metody mohou být také povětšinou zcela nahrazeny modelováním. Samotné regularizované pokračování pole dolů fungovalo podle očekávání a ačkoliv novou informaci ze své podstaty přinést nemohlo, tak poskytlo přehledné mapy, na kterých jsou záporné anomálie poněkud výraznější.

Nejlepší představy o možné poloze a podobě štoly poskytly vytvořené gravimetrické modely, které ukázaly, že některé zjištěné záporné anomálie můžou být vysvětleny přítomností dutin o rozměrech běžné středověké rudní štoly, sutí vzniklou při jejím propadu, či různou kombinací obou možností. Při tvorbě modelu je možné zohlednit výsledky předchozí analýzy dat například s užitím Eulerovy dekonvoluce. Rozhodující je však spíše znalost geologie a charakteru zkoumaného prostředí. Kromě klasického a hojně využívaného 2D modelování byl vytvořen i 3D model sestavený z diskrétních hranolů o různých hustotách. Tento postup je nutně časově náročnější, ale může poskytnout přesnější představu o skutečném rozložení hmot. Pro tento způsob modelování by měla být ideální data změřena v pravidelné mřížce. V opačném případě je interpolace mezi vzdálenými profily a v jiných oblastech s nedostatkem měřících bodů nepřesná a totéž bude platit i pro tyto úseky modelovaného prostředí.

Je vhodné zamyslet se nad příčinami nezvykle velké chyby řadových bodů, kterou je v mikrogravimetrickém průzkumu ideální udržet pod hodnotou  $10\mu\text{Gal}$  a spíše i nižší. Částečným důvodem bude jistě důsledek téměř vždy přítomného větru, který nebylo čím odstínit. Tento efekt bylo možné sledovat na libelách, které často v průběhu měření ukazovaly na vychýlení přístroje mimo tolerovanou mez. Vítr však jistě nebude jediným viníkem často zcela protichůdných odečtů a proto by bylo vhodné podrobit přístroj nějakému testovacímu měření na stabilním terénu. Vysoká kvalita získaných dat je totiž pro úspěch podobné práce vždy rozhodující a přímo ovlivní i výsledky všech následných technik kvantitativní i kvalitativní interpretace.

Vzhledem ke kvalitě získaných dat se ukázalo, že i v případě, kdy by pro řešení konkrétního problému, jakým je například hledání podzemních dutin mohla postačit pouze jedna geofyzikální metoda, tak je vhodné, pokud je to možné doplnit ji nějakou další nezávislou metodou. Tím může dojít k eliminaci některých možných nejasností a dodat výsledné interpretaci na věrohodnosti. Mezi vhodnými a dostupnými metodami lze zmínit především ERT a georadar (GPR), což jsou spolu s mikrogravimetrií metody první volby při průzkumech týkajících se podzemních dutin. Použití těchto tří zmíněných metod a zajištění přesnějšího gravimetrického měření by mohlo pomoci s pátráním po četných dalších dávno zapomenutých důlních dílech v regionu, který byl pro svou místní i světovou důležitost 6. července 2019 zapsán na Seznam světového dědictví UNESCO. V oblasti se tedy nabízí prostor pro celou řadu dalších zajímavých geofyzikálních projektů s možným pozitivním dopadem na rozšíření našich znalostí o historicky i kulturně významné krajiny Krušnohoří.

## 10 Závěr

Výsledky provedeného mikrogravimetrického průzkumu ukázaly záporné anomálie, které svým přerušovaným protažením přibližně souhlasí s předpokládaným směrem, ve kterém by se zápornou anomálií projevila mělce uložená štola, či její více, či méně zachovalé pozůstatky. Nelze sice s jistotou přítomnost štoly potvrdit, ale byla identifikována nejnadějnější místa, na kterých by bylo vhodné provést například výkopové, či vrtné práce. Těmito místy jsou záporné anomálie na jednotlivých reziduálních křivkách a to zejména anomálie na profilech P1 a P7, které se podařilo potvrdit i opakovaným měřením. K tomuto účelu je možné využít i vytvořené mapy reziduálních anomálií, na kterých byly vyznačeny linie spojující anomální body. Anomálie na profilech P1 a P7 lze tedy považovat za nejvhodnější místa, kde lze doporučit další průzkumné práce. Totéž lze říci i o široké anomálii ve střední části profilu P2. V tomto místě je ovšem nutné očekávat případnou štolu ve větší hloubce.

Tyto závěry potvrzují i vytvořené modely, jenž jsou spolu s mapami a křivkami reziduálních anomálií hlavním výstupem práce. Modely jsou zatížené přirozenou

mnohoznačností řešení obrácené úlohy v potenciálových metodách a v našem případě i poměrně vysokou chybou měření tíhových dat.

## Literatura

BLAKELY, R., 2009. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Revised Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 464 s. ISBN 978-0521575478.

BLECHA, V. a P. RAMBOUSEK, 2008. Lokalizace historické důlní šachty pomocí mikrogravimetrie. In: Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava: řada stavební. Ročník VIII. s. 13-19.

COOPER, G.R.J., 2002. An Improved Algorithm for the Euler Deconvolution of Potential Field Data. The Leading Edge. 21(12), 1177–1272. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1536132>.

DURRHEIM, R.J. a G.R.J. COOPER, 1998. EULDEP: a program for the Euler deconvolution of magnetic and gravity data. Computers & Geosciences. 24(6), 545-550. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(98\)00022-3](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(98)00022-3).

Důl Mauritius. Geologie a Mineralogie Cínového Ložiska Hřebečná [online]. Abertamy [cit. 2020-08-09]. Dostupné z: <http://www.dulmauritus.cz/cs/hornictvi-na-hrebecne/geologie-a-mineralogie-loziska.html>

EVERETT, M. E., 2013. Near-Surface Applied Geophysics. Cambridge: Cambridge University Press, 415 s. DOI: <https://doi.org/10.1017/CBO9781139088435>. ISBN 9781139088435.

Geologická mapa: Geologická mapa 1 : 25 000. In: Geovědní mapy 1 : 25 000 [online]. Praha: Česká geologická služba [cit. 2020-05-21]. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr25/>

HINZE, W. J., A. H. SAAD a R. R. B. VON FRESE, 2013. *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications*. New York: Cambridge University Press, 512 s. ISBN 978-0521871013.

HONS, R. J., 2017. Atlas našich hornin. Praha: Aladin agency, 199 s. ISBN 978-80-906737-4-8.

KACHLÍK, V., 2003. Geologický vývoj území České republiky: Doplněk k publikaci „Příprava hlubinného úložiště radioaktivního odpadu a vyhořelého jaderného paliva. Praha. Dostupné také z: <https://is.muni.cz/el/1431/jaro2008/Z4066/reggeol.pdf>

LOŽEK, V., V. CÍLEK, L. LISÁ a A. BAJER, 2020. Geodiverzita a hydrodiverzita. Praha: Dokořán, 232 s. ISBN 978-80-7363-961-7.



MAHATO, P. P., 2018. Detection of Cavity Using Electrical Resistivity Tomography (ERT) at Patherdih, Jharia Coal Field, Dhanbad, India. *Universal Journal of Geoscience*. 6(4), 114–17. DOI: <https://doi.org/10.13189/ujg.2018.060402>.

MALINA, O. a M. URBAN, 2013. Vodní Hospodářství v Cínovém Revíru Hřebečná. Proměny montánní krajiny: historické sídelní a montánní struktury Krušnohoří. Loket: Národní památkový ústav, Územní odborné pracoviště v Lokti, s. 163–179. ISBN 978-80-904960-3-3.

MRLINA, J., 2008. Special processing technique for high accuracy gravity data of gravity networks and microgravity. *Terrestrial Gravimetry: Static and Mobile Measurements*. St.Petersburg, 222–225.

NETTLETON, L., 1942. Gravity and magnetic calculations. *Geophysics*. Pittsburgh, 7(3), 293–310. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1445015>.

Neznámý autor, 1864. Mappe zur definitiven Lagerung und Vermessung des Mauritius Zinn Grubenfeldes II und III bei Hengstererben. Cat. Gemeinde Abertham , k. k. Bezirkes Platten, Státní Oblastní archiv v Plzni. In: Báňské mapy [online]. Praha: Česká geologická služba [cit. 2020-05-21]. Dostupné z: [http://www.geology.cz/app/archiv/sdd/n.php?fi=bm/GFM000000011157\\_01.jpg](http://www.geology.cz/app/archiv/sdd/n.php?fi=bm/GFM000000011157_01.jpg)

PAŠTEKA, R., D. KUŠNIRÁK a R. KARCOL, 2018. Matlab Tool REGCONT2: Effective Source Depth Estimation by Means of Tikhonov's Regularized Downwards Continuation of Potential Fields. *Contributions to Geophysics and Geodesy*. 48(no.3), 231–254. DOI: doi:10.2478/congeo-2018-0010.

PETRÁNEK, J. a kol., 2016. Encyklopedie geologie. Praha: Česká geologická služba, 349 s. ISBN 978-80-7075-901-1.

Půdní mapa: Půdní mapa 1 : 50 000. In: Geovědní mapy 1 : 50 000 [online]. Praha: Česká geologická služba [cit. 2020-05-19]. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/pudy/>

REID, A. B., J. EBBING a S. J. WEBB, 2014. Avoidable Euler Errors - the Use and Abuse of Euler Deconvolution Applied to Potential Fields. *Geophysical Prospecting*. 62(5), 162–68. DOI: <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12119>.

ROJÍK, P., 2016. Geologie a nerostné Zdroje Karlovarského Kraje. Karlovy Vary: Karlovarský kraj, 195 s. ISBN 978-80-88017-24-0.

SKÁCELOVÁ, Z., V BLECHA a J VEČEŘA, 2010. Využití mikrogravimetrie pro lokalizaci starých důlních děl v Horním Městě a Horním Benešově. In: Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009. Česká geologická služba, s. 316–319. ISBN 978-80-7075-769-7.

SLEEP, N. a K. FUJITA, 1997. Principles of Geophysics. New Jersey: Blackwell Science, 608 s. ISBN 978-0865420762.

SOMIGLIANA, C., 1929. Teoria generale del campo gravitazionale dell'ellissoide di rotazione. Mem. Soc. Astron. Italy, 4, 541–599.

TALWANI, M. a M. EWING, 1960. Rapid Computation Of Gravitational Attraction Of Three-Dimensional Bodies Of Arbitrary Shape. Advances in Geophysics. Volume 25. Academic Press, 25(1), 77–326. ISBN 9780080568546.

Taxonomický klasifikační systém půd ČR: Půdní typy, subtypy, variety. Brandýs nad Labem: Ústav pro hospodářskou úpravu lesů [cit. 2020-06-15]. Dostupné také z: [http://www.uhul.cz/images/typologie/taxonomicky\\_klasifikacni\\_system\\_pud\\_v\\_cr.pdf](http://www.uhul.cz/images/typologie/taxonomicky_klasifikacni_system_pud_v_cr.pdf)

URBAN, M. a O. MALINA, 2013. Strukturní Pozice Greisenových Žil v Blatenském Masívu v Krušných Horách. ArchaeoMontan 2013: Krušná krajina – Erz(gebirgs)landschaft – Ore Landscape. Kadaň, s. 19–30. ISBN 978-3-943770-14-8.

WILLIAM, H., A. SAAD a V. FRESE, 2013. Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications. New York: Cambridge University Press, 512 s. ISBN 978-0521871013.

ZHENG, H., X. DESHU a H. TAN, 2007. A Model Study for Estimating Optimum Upward-Continuation Height for Gravity Separation with Application to a Bouguer Gravity Anomaly over a Mineral Deposit, Jilin Province, Northeast China. Geophysics. 72(4), A47–Z71.