

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta  
Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užitá geofyziky

Studijní program: Aplikovaná geologie  
Studijní obor: Užitá geofyzika



Mgr. Anastasiia Melnyk

**Interpretace tíhových dat v oblasti granitických intruzí  
moldanubického plutonu u Kaplice**

Interpretation of gravity data at the area of granitic intrusions of the  
Moldanubian pluton near Kaplice

Diplomová práce

Vedoucí závěrečné práce/Školitel: Mgr. Jan Valenta, Ph.D.

Praha, 2017

# **ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE**

## **Téma práce**

**Interpretace tíhových dat v oblasti granitických intruzí moldanubického plutonu u Kaplice**

**Interpretation of gravity data at the area of granitic intrusions of the Moldanubian pluton near Kaplice**

## **Cíle práce**

Cílem práce je zpracování archivních tíhových dat, jejich doplnění vlastním měřením a geologická interpretace získané datové sady.

## **Použité pracovní metody, datové zdroje**

Postup:

- a) rešerše odborné literatury týkající se geologické a geofyzikální stavby oblasti a použití geofyzikálních metod pro studium geologické stavby
- b) zpracování archivních tíhových dat z dané oblasti a navržení míst pro doplňující měření
- c) terénní měření gravimetrem a zpracování získaných dat, sloučení s archivními daty
- d) geologická interpretace doplněné datové sady

Datové zdroje:

- a) informační zdroje

b) tíhová data z archivu české geologické služby – Geofondu

c) vlastní gravimetrická data

Datum zadání: 12. 05. 2017

Mgr. Anastasiia Melnyk

Mgr. Jan Valenta, Ph. D.

podpis studenta  
vedoucího práce



podpis

**Prohlášení:**

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

V Praze, 15.05.2017

Podpis

## **Poděkování**

Touto cestou bych ráda poděkovala Mgr. Jan Valenta, Ph.D. za jeho čas, pomoc při terénních měřeních a za rady při zpracování dat. Děkuji všem, kteří mi pomáhali při terénních měřeních. Děkuji Mgr. Pavlovi Záhorcovi Ph.D. za laskavý výpočet topokorekcí a doc. RNDr. Kryštofovi Vernerovi, Ph.D. za pomoc s geologickou interpretací tíhových anomálií.. Poděkování také Birgit Woods M.Sc. za povolení na použití programu Oasis Montaj.

## **Abstrakt**

Předkládaná diplomová práce je věnována interpretaci tíhových dat v oblasti granitodních intruzí moldanubického plutonu u Kaplice. Tento výzkum probíhal na základě gravimetrických terénních měření v dubnu 2016. Měřeno bylo na dvou paralelních profilech. Data z profilů byla následně zpracována a geologicky interpretována. Zhodnocení odvozených tíhových dat ukázalo, že místa zvýšeného gradientu tíhového pole zhruba odpovídají mapovaným geologickým rozhraním. Jednotlivé horninové typy lze pomocí gravimetrie odlišit.

## **English abstract**

The thesis is devoted to the interpretation of gravity data in granite intrusions of Moldanubian Pluton near Kaplice. This research was based on gravimetric field measurements taken on two parallel profiles in April 2016. Data from the profiles were then processed and geologically interpreted. Evaluate of derived gravity data showed that the positions of increased gravity field gradient roughly correspond to mapped geological interface. Individual rock types can therefore be distinguished using gravimetry.

## Obsah:

1. Úvod	8
2. Geomorfologická charakteristika	9
3. Geologická charakteristika	10
3.1. Moldanubikum	14
3.2. Magmatická aktivita v Moldanubiku	17
3.3. Moldanubický plutonický komplex	18
3.3.1. Granitoidy typu Eisgarn	21
3.3.2. Granitoidy typu Weinsberg	21
4. Geofyzikální charakteristika	23
5. Archivní gravimetrická data	28
6. Terénní měření	39
7. Zpracování dat	35
8. Interpretace	38
9. Závěry	54
10. Seznam použité literatury	56
11. Přílohy	63

## 1. Úvod

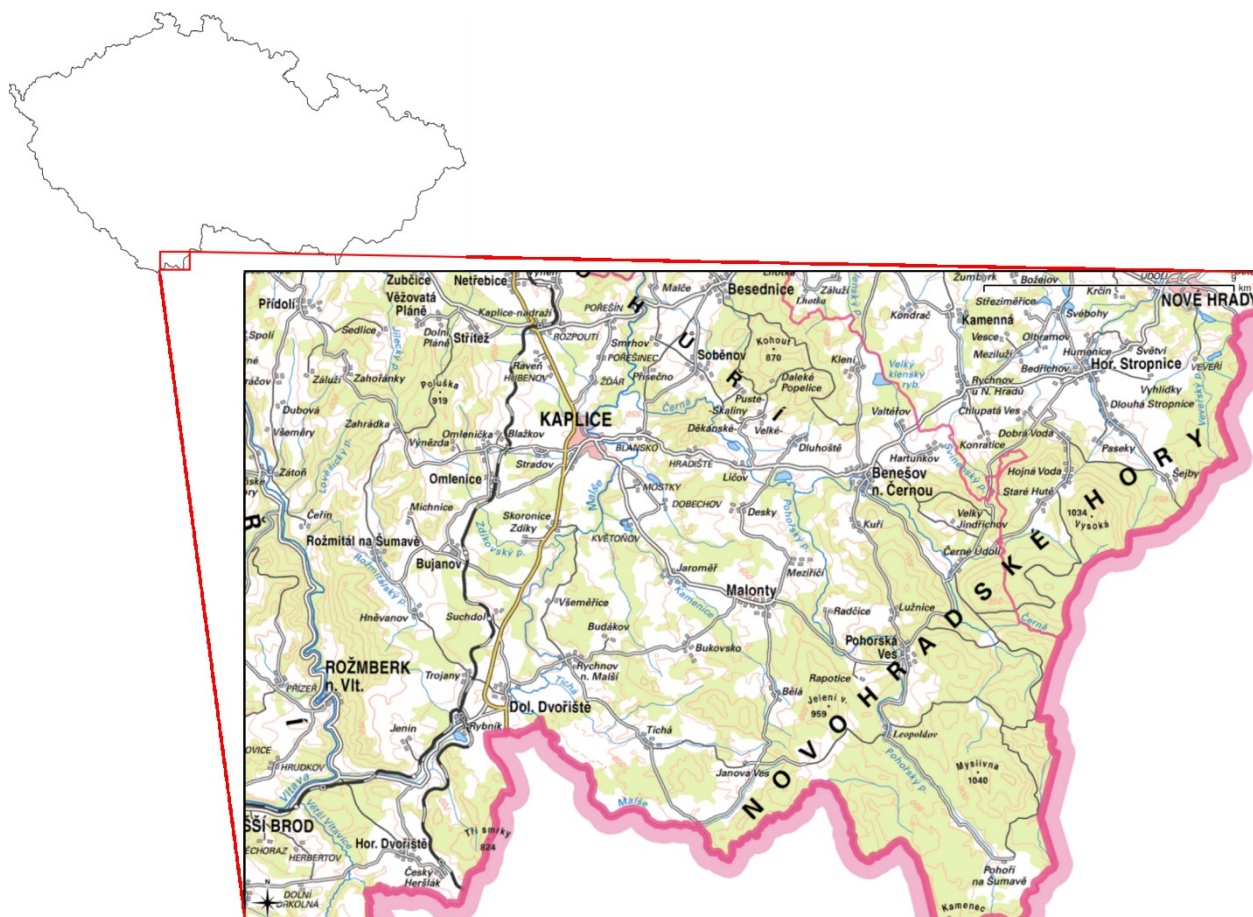
Předložená diplomová práce byla řešena v rámci výzkumné činnosti Oddělení užití geofyziky Ústavu hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy v Praze. Jedním z cílů práce bylo, aby na stejné lokalitě probíhala zároveň práce diplomantů užití geofyziky a strukturní geologie a tito mohli vzájemně spolupracovat a sdílet své výsledky. Bohužel se však nepodařilo získat vhodného diplomanta strukturní geologie a tak práce zůstala pouze jednooborová. a a z Přínosem zamýšlené mezioborové spolupráce byla v alespoň pomoc doc. RNDr., Kryštofa Vernerera, Ph.D., při přípravě hrubého geologicko - fyzikálního modelu podél měřeného profilu. Samotné terénní měření se uskutečnilo na lokalitě Kaplice. Hlavním cílem diplomové práce je zpracování tíhových dat a jejich interpretace v oblasti granitoidních intruzí moldanubického plutonu a stanovení geologických rozhraní pomocí gravimetrie.



## 2. Geomorfologická charakteristika

Studovaná oblast se nachází v Jihočeském kraji, okres České Budějovice, v blízkosti hranice s Rakouskem (Obr. 1). Zájmové území se nachází v okolí města Kaplice. Měřené body jsou převážně situovány mimo zastavěné oblasti.

Území jižně od města Kaplice je poměrně kopcovité, část dokonce hornatá (Novohradské hory), což klade nemalé nároky na výběr měřených tíhových bodů. Ty by měly být mimo výrazné terénní nerovnosti (kvůli ovlivnění měřených hodnot prudkými změnami reliéfu terénu) a zároveň snadno dostupné pro terénní měření (časový a ekonomický aspekt terénních prací). Pro odstranění vlivu reliéfu na tíhová data bylo nutno při zpracování dat a interpretaci zavádět a zohledňovat topografické korekce.



Obr.1 – Situace studované lokality na základní mapě ČR 1:200000 (ČÚZK 2016)

### 3. Geologická charakteristika

V geologické mapě v měřítku 1:200 000 se lokalita nachází na listu České Budějovice-Vyšší Brod.

Moldanubikum – geologická jednotka Českého masívu, jedná se o území mezi Vltavou a Dunajem. Oblast vysoce metamorfovaných a magmatických hornin kořenů variského orogénu.

Většina tektonických jednotek, které tvoří Český masív, vznikla v důsledku rozpadu prakontinentu Gondwana na několik menších litosférických desek po kadomské orogenezi (580 – 540 mil. let); jsou to dnešní saxothuringikum, tepelsko-barrandienská jednotka, rhenohercynikum a brunovistulikum.

Oddalováním těchto mikrodesek od Gondwany (Afrika) během svrchního kambria až středního devonu (cca 500 – 400 mil. let) se vytvářel prostor pro vznik saxothuringického oceánu mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou a také rozsáhlých sedimentárních pánví, do nichž se ukládaly horniny tvořící základ budoucího moldanubika (Chlupáč et al., 2002).

Moldanubikum je nejstarší stavební jednotkou Českého masívu a přísluší mu území zaplňující prostor mezi tokem Vltavy a Dunaje.

Vznik a vývoj moldanubika je nejasný. Všeobecně moldanubikum na českém území je budováno předprvohorními horninami (starohorními a možná až prahorními, které by mohly být shodné i s horninami severní Evropy), které byly v nejstarších obdobích vývoje zemské kůry zasahovány nejstaršími orogenetickými procesy. Základními horninami moldanubika jsou pararuly (přeměněné sedimenty), ortoruly (přeměněné vyvřeliny), granulity, amfibolity, serpentinity aj. Na území moldanubika jsou rozsáhlé oblasti budované hlubinnými vyvřelinami granitoidního typu (žulami, granodiority), a to

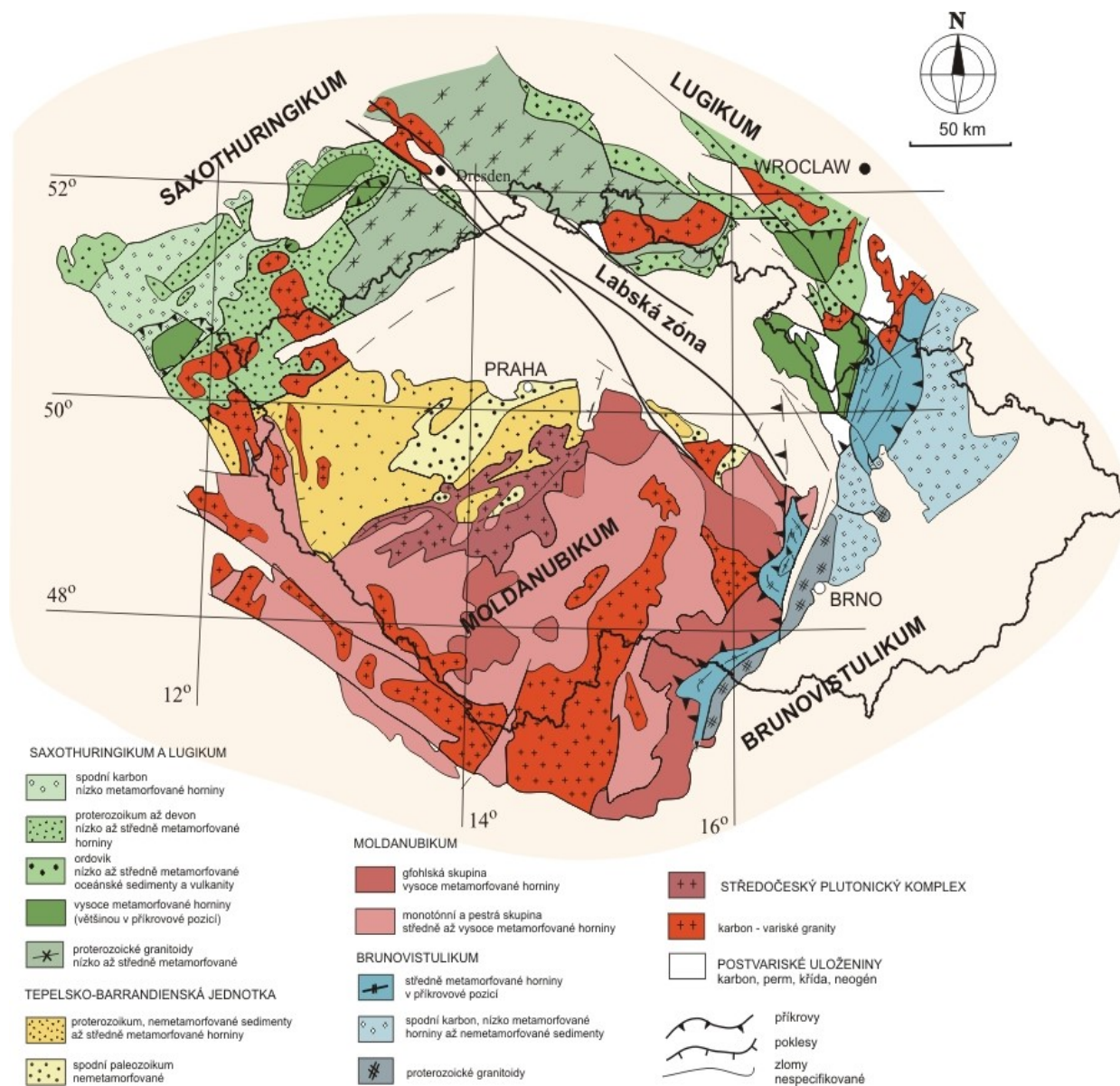
- centrální moldanubický pluton v jižní části moldanubika, zasahující lipenskou část Šumavy, Novohradské hory a jih Českomoravské vrchoviny (a dále se

táhnoucí k toku Dunaje). Toto těleso, které je mladší než okolní horniny, vzniklo při hercynském (variském) vrásnění a bylo odhaleno denudací.

- středočeský pluton, což je komplex hlubinných vyvřelin v pásmu Blatná - Český Brod vzniklá při hercynském vrásnění; odděluje moldanubikum od ostatních ker.

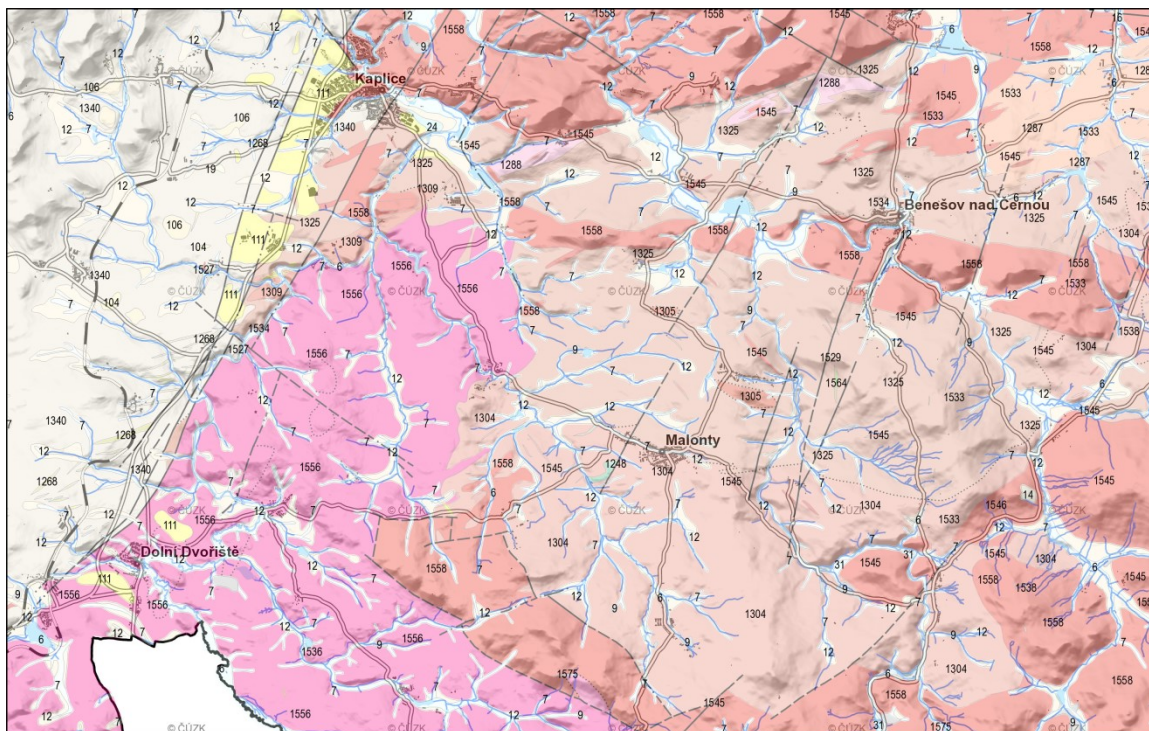
Kromě těchto velkých plutonů je moldanubikum protkáno menšími plutony a pni hlubinných vyvřelin (Chlupáč et al., 2002).

Moldanubikum je proniklé hlubinnými vyvřelinami, které vznikly v závěru hercynského vrásnění (330 mil. let) a nejsou metamorfovány. Nejvýznamnější z nich je středočeský pluton na hranici moldanubika a Barrantienu a moldanubický pluton v centrální části moldanubika. V moldanubickém plutonu, který je tvořen celou řadou těles na Českomoravské vrchovině, na Šumavě a v Mühlviertelu, převládají alkalicko vápenaté s-typy granitů s muskovitem a andalusitem.



Obr. 2 - Tektonická mapa Českého masívu (Geofyzikální ústav Akademie věd ČR, 2016)

Tato práce se věnuje identifikaci vnitřních staveb granitických intruzí, konkrétně na příkladu Moldanubickeho plutonu. Výsledkem je pak určení charakteru a orientace těchto staveb a interpretace jejich vzniku.



25. července 2016

0 1 2 3 4 km

© Česká geologická služba

#### Hranice geologických jednotek

- hranice zjištěná
- - - hranice pravděpodobná
- ..... přechod litologický
- +— přesmyk předpokládaný
- +—+— přesmyk zakrytý

#### Tektonická linie

- zlom zjištěný
- - - zlom předpokládaný

#### Geologická jednotka

Český masiv - krystalinikum a prevariské paleozoikum

magmatity v moldanubiku

moldanubická oblast (moldanubikum)

moldanubický pluton

- 1556 granodiorit
- 1545 granit
- 1536 leukokrátlní žilné granity
- 1533 granitový porfyr až granodioritový porfyr
- 1527 křemen
- 1575 usměřený granit
- 1538 žilný granit
- 1530 aplopegmatit, pegmatit
- 1529 aplit
- 1534 žilný granit až tonalitový porfyr
- 1564 gabro
- 1532 granitový porfyr

metamorfní jednotky v moldanubiku

moldanubická oblast (moldanubikum)

Jednotka nerozlišena

- 1304 migmatit

- 1258 erlan
- 1268 kvarcit, pararula
- 1340 pararula
- 1325 pararula až migmatit
- 1151 peridotit až serpentinit
- 1248 amfibolit
- 1288 ortorula

Český masiv - pokryvné útvary a postvariské magmatity

jihoočeské pánve - terciér

terciér

Českokbudějovická pánve, Třeboňská pánve

- 111 jily, jílovité písky, diatomitové jily, diatomity
- 106 štěrkovité a písčité sedimenty se skulpturovanými vltavíny
- 104 jily a písky zelenošedé až fialové (pestré)

Region nerozlišen

kvartér

Jednotka nerozlišena

- 7 smíšený sediment
- 31 písek, štěrk
- 12 písčito-hlinitý až hlinito-písčité sediment
- 9 slatina, rašelina, hnílokal
- 6 nivní sediment
- 14 hlinito-kamenitý, balvanitý až blokový sediment
- 16 spraš a sprašová hlína
- 19 sprašová hlína

Obr.3 - Geologická mapa zájmové oblasti v měřítku 1:50000 (ČGS, 2016)

### 3.1 Moldanubikum

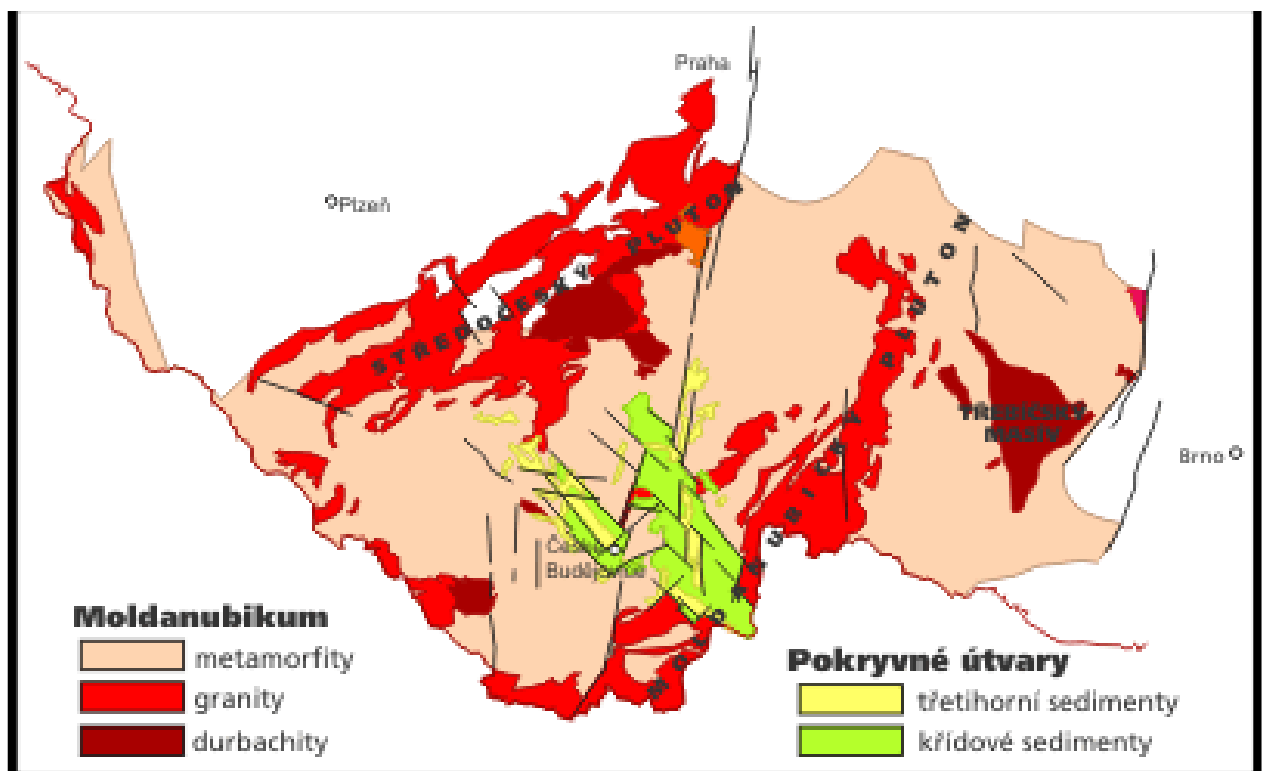
Vývoj Českého masívu je dělen na dvě etapy:

- před platformní, tzn. do úplného skončení variského geotektonického cyklu k před platformním krystalinickým jednotkám a zvrásněnému paleozoiku se řadí:
  - moldanubická oblast
  - kutnohorsko-svratecká oblast
  - středočeská oblast
  - krušnohorská oblast
  - lugická oblast
  - moravsko-slezská oblast

platformní - celá oblast je stabilní a postupně ji překrývají pouze další komplexy sedimentárních hornin.

Oblast moldanubika tvoří jižní a západní část Českého masívu. Moldanubikum je jednotkou tvořenou převážně silně metamorfovanými krystalinickými komplexy proniknutými tělesy variských granitoidních hornin (Šamalíková et al., 1995).

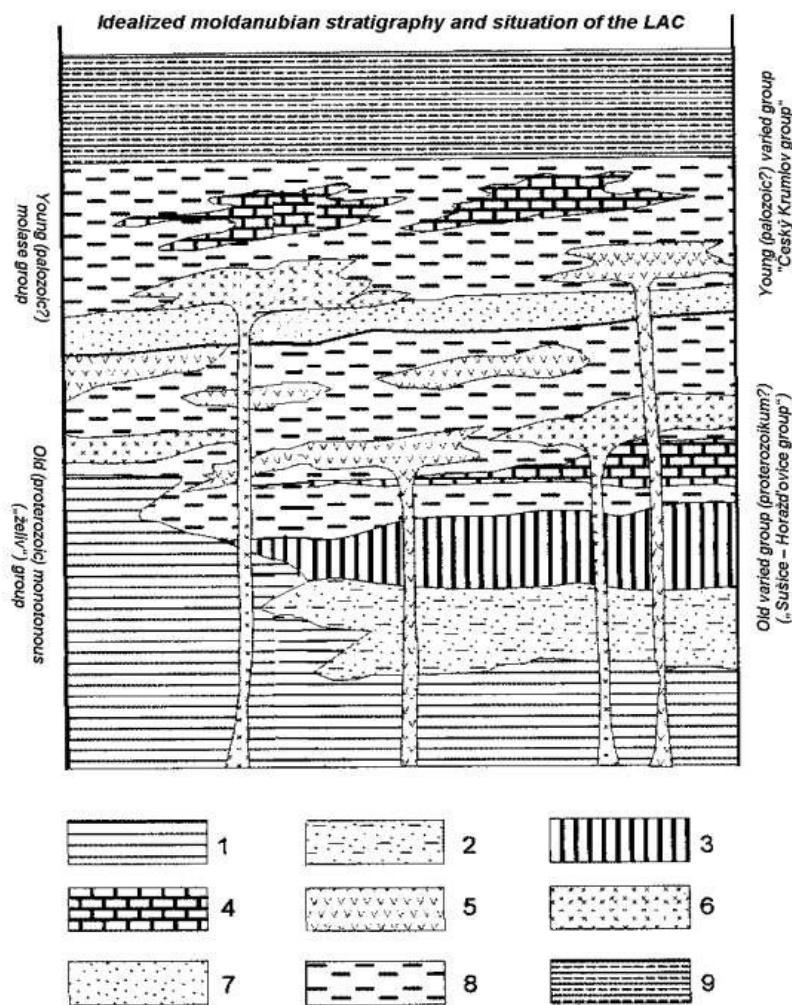
Moldanubikum je členěno na dvě hlavní litotektonické podjednotky (Dallmeyer et al., 1995; Franke, 2000): gföhlskou a drosendorfskou. Gföhlská jednotka zahrnuje spodně-korové horniny (granulity, ortoruly, migmatity).



Obr. 4- Schéma geologické stavby moldanubika. (Petránek et al., 2015)

Regionálně se člení na:

1. moldanubikum bavorské a Českého lesa,
2. šumavské moldanubikum,
3. české moldanubikum,
4. čáslavské moldanubikum,
5. strážecké moldanubikum,
6. moravské moldanubikum,
7. moldanubikum Waldviertlu,
8. moldanubikum Mühlviertlu.



Obr. 5 - Schéma stratigrafické stavby moldanubika. (Štelcl, Vavrá, 2007)

Vysvětlivky: 1 – starší jednotvárná skupina; 2 – poloha rul s kvarcitu s amfibolem a pyroxenem; 3 – leptynit-amfibolitový komplex; 4 – metakarbonáty a erlány; 5 – vyvřeliny a tufitické horniny převážně mafického složení; 6 – vyvřeliny a tufitické horniny převážně kyselého složení; 7 – metakonglomeráty a metadroby; 8 – metatufy a ruly s proměnlivou stavbou.

Oblast centrálního moldanubického plutonu je nositelem Sn-W mineralizace, která je vázána jak na intruzivní horniny vlastního plutonu, tak na horniny v jeho exokontaktu (Losertová, 2015).

Představuje během variské kolize nejmocnější a posléze hluboce erodovanou část orogénu, jeho tzv. orogenní kořen. Suprakrustální horniny v ní byly intenzivně metamorfovány v podmínkách vyšší amfibolitové facie až granulitové facie. Moldanubická oblast je velmi heterogenní a polymetamorfní jednotkou. Stáří protolitů metamorfitů se pohybují v rozmezí od paleoproterozoika po spodní karbon (Kröner et al., 2007; Kröner et al., 1988).

Hlavní tektonometamorfní procesy, v průběhu kterých vznikla současná stavba moldanubika, jsou přes značný rozptyl radiometrických dat (490 až cca 280 Ma) bezesporu variské. Geologickým potvrzením moldanubika je složení svrchnovisézských klastik Dražanské vrchoviny, které obsahují velké množství valounů a bloků hornin typických pro horninové asociace moldanubika (Kachlík, 2003).



## 3.2 Magmatická aktivita v Moldanubiku

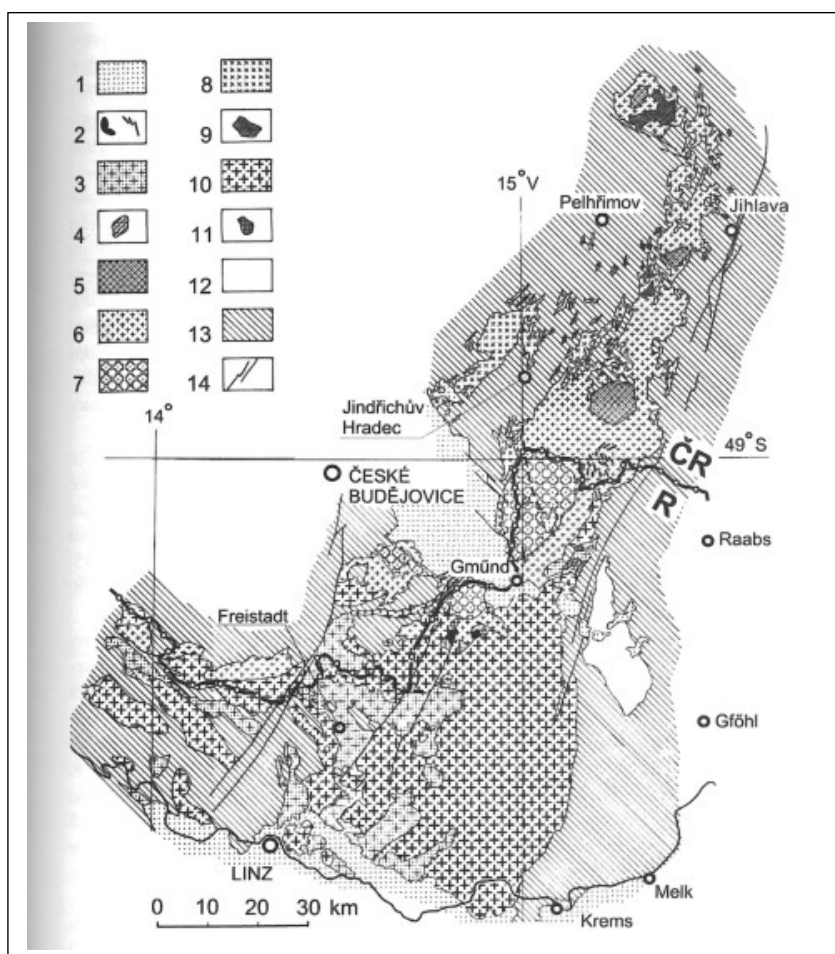
V průběhu variské orogeneze docházelo v oblasti moldanubika ke vzniku a umístění velkého množství granitoidních plutonů, které jsou členěny do několika dílčích genetických skupin (např. Finger et al., 1997; Pour, 2012; Paclíková, 2012):

1. skupina (370-340 Ma). Granitoidy I-typu (diority, tonality, granodiority), které mají nízký obsah  $K_2O$  často se objevují v asociaci s diority a gabry. Mohou být interpretovány jako granitoidy magmatických oblouků spojených se subdukcí raně variských oceánů.
2. skupina (cca 340 Ma). Jedná se o spodnokarbonské deformované synkolizní granity nebo magmatity I-typu. Objevují se v podloží Gföhlské jednotky a pravděpodobně reprezentují synkolizní tavení kontinentální kůry.
3. skupina (340-310 Ma). V tomto případě se jedná o granitoidy, který mají převážně granitické složení a hořečnatou-draselné plutonity s vysokým obsahem  $K_2O$  a zároveň s vysokými obsahy kompatibilních prvků, jako Mg a Cr. Horninys vysokým obsahem  $K_2O$ , mírně peraluminické, někdy metaaluminické, s megakrysty K-živce. Tyto skupiny patří například granitoidy typu Weinsberg. Středně peraluminické granity S -typu s muskovitem nebo cordieritem a granátem jako indikátorem přesycení Al jako jsou například granitoidy typu Eisgarn.
4. skupina (310-290 Ma). Jedná se o pozdně variské post-kolizní granitoidy, metaaluminické až mírně peraluminické tonality, granodiority a granity, na základě vysokých obsahů sodíku se řadí mezi I-typy.
5. skupina zahrnuje leukokratní granitoidy A-typu s vysokým obsahem Y, slabě peraluminické až metaaluminické s vysokými obsahy K, Rb a Th, s vysokým poměrem  $FeO/MgO$ .

### 3.3 Moldanubický plutonický komplex

Moldanubický pluton se v tradičním pojetí skládá ze tří hlavních intruzivních jednotek – weinsbegrské, eisgarnské a freistadtsko-mauthausenské. Ve skutečnosti je však stavba plutonu mnohem komplikovanější (Breiter et al., 2006).

Moldanubický plutonický komplex (MPK) (obr. 6) je největším magmatickým komplexem celé vulkano-plutonické fronty (cca 6000km<sup>2</sup>). Lehké granitové taveniny této stavbě vtiskly asymetrické vyklenutí, zdůrazněné mylonitovými smykovými zónami. Nachází se v jižní části Českého masivu, v komplexu částečně exhumovaných, vysoce metamorfovaných hornin. Plutonický komplex se skládá ze starší a mladší skupiny intruzí, které se svým věkem částečně překrývají (Cháb et al., 2008).



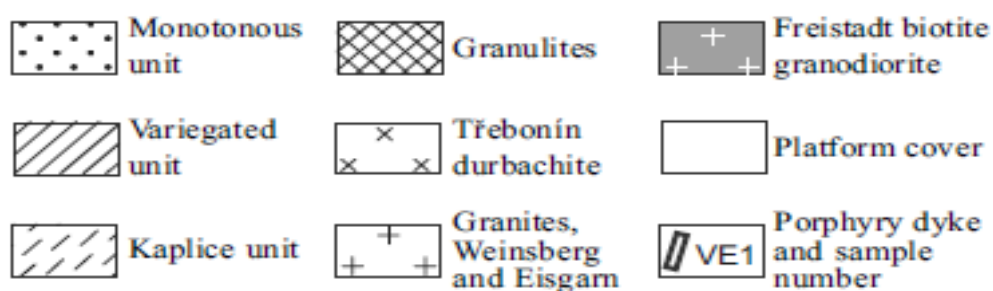
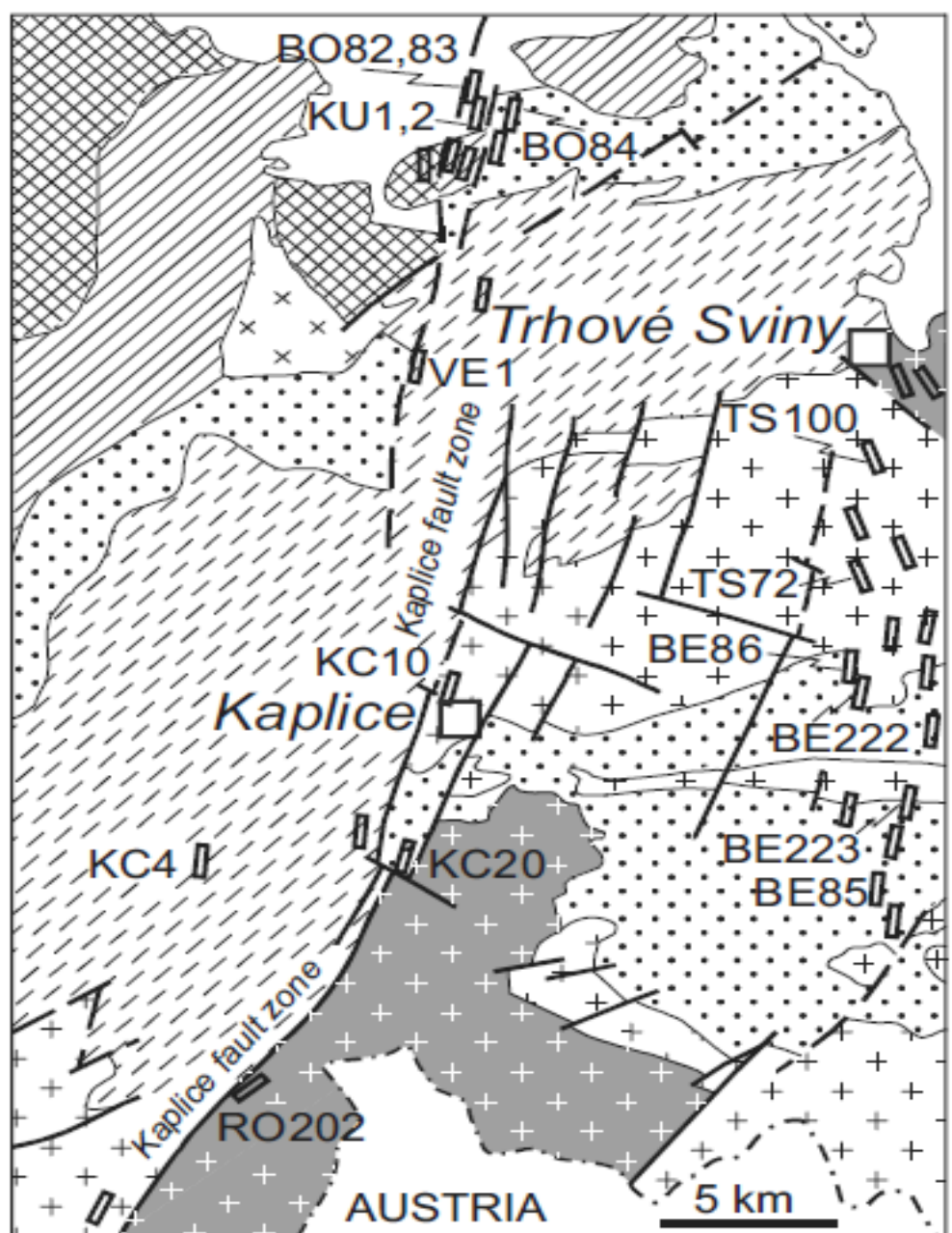
Obr. 6 – Moldanubický plutonický komplex: 1. terciární a křídové

sedimenty, 2. pozdní malé granitové pně a granitové porfyry, 3. pozdně synorogenní a po-orogenní biotitické granity a granodiority, 4-7. Eisgarnská svita peraluminických granitů: 4. albit-muskovit-topazový granit, 5. středně až hrubě zrnitý dvojslídny granit, 6. jemně až středně zrnitý dvojslídny granit, 7. středně až hrubě zrnitý, dílem porfyrický granit včetně pozdních jemnozrnných těles, 8. středně až hrubě zrnitý dvojslídny granit s velmi nízkou koncentrací stopových prvků, 9. jemně až středně zrnitý dvojslídny granit bohatý Th, 10. tmavý hrubě zrnitý porfyrický biotitický granit, 11. diorit, gabro, 12. rastenberský pluton, 13. moldanubické ruly, migmatity aj., 14. zlom (podle Breiter et al., 1998; Klotzli et al., 1999).

Souvislost žilného roje s Freistadtským granodioritem u Kaplice byla studována Vránou (Vrána a kol., 2005). Roj biotitického granodioritového porfyru tvořící hrást'ovou strukturu je spojen s kaplickou poruchovou zónou významnou pozdněvariskou diskontinuitou v moldanubiku Českého masivu, na které se nachází levostranný pohyb ca. 17 km (Tab. 1, Obr.6a).

Tab. 1 -Poloha vzorku (podle Vrána, Slabý, Bendl, 2005)

Sample No.	Location	Outcrop	Country rock
RO 202	Railway section 1.5 km SW of Rybník village	dyke ca. 10 m wide	Freistadt Bt granodiorite
BE 86	100 m N of Valtěrov village	blocks up to 0.7 m	Eisgarn Ms-Bt granite
BE 85	N margin of Lužnice village	blocks up to 1.2 m	migmatitic Bt paragneiss with Sil±Crd
TS 72	0.7 km W of Kondrač village	blocks up to 1.2 m	Eisgarn Ms-Bt granite
BO 82	disused quarry S of Vidov village	poorly exposed dyke several m wide; less altered type	migmatitic Sil-Bt paragneiss
BO 83	disused quarry S of Vidov village	more altered type with minor carbonate veinlets	
BO 84	Confluence of Zborov brook with Malše river	dyke 12 to 15 m wide	Ms-Bt paragneiss, Kaplice unit
KU 1	Disused quarry at Plav village	dyke several m wide	migmatitic Sil-Bt paragneiss
KU 2	Disused quarry at Plav village		migmatitic Sil-Bt paragneiss
TS 100	Near Mezilesí village, 50 m W of elevation point 584 m	blocks up to 3 m	Eisgarn Ms-Bt granite
BE 222	Near Valtěrov village, 100 m S of elevation point 662 m	blocks up to 0.5 m	Eisgarn Ms-Bt granite
BE 223	Near Třebíčko village, 150 m E of bridge across Černá river	blocks up to 1.0 m	migmatitic Bt paragneiss with Sil±Crd
VE 1	1.5 km NE of Velešín	blocks up to 0.6 m	Ms-Bt paragneiss, Kaplice unit
KC	20 Disused quarry near Malše river, Nažidla campsite	dyke several m wide	migmatitic Bt paragneiss with Sil±Crd
KC 10	N margin of Kaplice, construction site of apartment houses	dyke 70 cm wide	Weinsberg type Bt granite
KC 4	loose blocks 1.2 km SE of the village Rožmítal na Šumavě	blocks up to 0.7 m	Ms-Bt paragneiss, Kaplice unit



Obr. 6a - Biotitický granodiorit a jeho styk porfyrovým rojem podél kaplické tektonické zóny doplněný o místa odběru vzorků. Zjednodušená geologie podle mapy 1:25000 (ČGS Praha, 2016)

### 3.3.1 Granitoidy typu Eisgarn

Jedná se o relativně mladší, posttektonické granitoidy peraluminického složení S-typový peraluminický dvojslídny eisgarnský szenogranit. Po hlavní intruzivní fázi eisgarnského typu (Eisgarn, Čiměř, Mrákotín) následuje etapa kruhových intruzí z hloubky vystupujících pňů (Breiter et al., 1998).

Krystalizační stáří granitoidů typu Eisgarn spadá do období 330-310 Ma.

Magmata granitoidů typu Eisgarn vznikala pravděpodobně parciálním tavením biotitem bohatých pararul (např. René et al., 1999, 2008).

### 3.3.2 Granitoidy typu Weinsberg

Granitoidy typu Weinsberg mají značně variabilní složení od mafických, křemenmonzodioritických variet s ortopyroxenem přes silně porfyrické biotitické granity (dominantní litologie) až po felsitické koncové členy s muskovitem. Tvorba a krystalizace granitoidů typu Weinsberg odpovídá časovému rozpětí ~331-323 (Gerdes et al., 2003). Lze vymezit dvě hlavní skupiny granitoidů typu Weinsberg: 1 typ má více I-typovou charakteristiku a dále se dělí na podskupiny A – B. Do skupiny A patří granitoidy relativně více bohaté  $Al_2O_3$  a jsou bohatší obsahem  $SiO_2$  než varieta B. 2 typ má S-typovou charakteristiku. Obsahy  $SiO_2$  v případě granitoidů typu Weinsberg jsou mírně variabilní (Friedl et al., 1996). Jednotlivé variety granitoidů typu Weinsberg byly datovány na 328,8 +/-4,1 (Scharbert, 1987; Liew et al., 1989; Frank et al., 1990; Gerdes, 2001; Gerdes et al., 2003).

Na území České republiky tvoří granitoidy typu Weinsberg, kromě výběžku Weinsbergského plutonu v Novohradských horách, čtyři menší tělesa v západní

větvi MPK: prášilský pluton, vyderský pluton, stráženský kompozitní pluton  
a eisgenský pluton.

## 4. Geofyzikální charakteristika území

Největší část krystalinika Českého masívu tvoří moldanubikum, sestávající převážně z rul spolu s granitoidními plutony. Ruly mají obvykle, s výjimkou ortorul a migmatitů, vyšší hustotu než kyselejší granitoidy, většinou vyšší magnetickou susceptibilitu, nižší radioaktivitu a prakticky stejné rychlosti šíření podélných vln, až na to, že jsou rychlostně anizotropní.

### 4.1. Tíhová data

Tíhové pole moldanubika je dosti členité, se strukturami různých směrů (Buday T., Dudek A., Ibrmajer J. 1969). Nejvýraznější tíhové deprese jsou struktury v prostoru moldanubického plutonu. Tyto deprese indikují lehké granitoidy, takže území je ohraničeno výraznými horizontálními gradienty které je možné vyznačit jako linie hlubokého rozhraní.

### 4.2. Magnetická data

Magnetická data: Regionální magnetické pole se v rozsáhlých areálech moldanubika pohybuje v rozsahu od - 60 do 140 nT. Záporné hodnoty jsou vázány na regionální anti-formy s vystupujícími a většinou obnaženými granitoidními masívy (Šalanský, 1967).

V některých oblastech synformních jsou mírně kladné hodnoty. Vyšší hodnoty  $\Delta T$  v regionálním měřítku jsou v prostoru západomoravské magnetické anomálie se středem v granulitovém komplexu mezi Moravským Krumlovem a Náměští nad Oslavou. Vyšší hodnoty magnetického pole mají moldanubická svorová pásma (kaplické a chýnovské svory a skupina Královského hvozdu), (Buday T., Dudek A., Ibrmajer J. 1969).

Moldanubické krystalinikum obsahuje pestrý soubor anomálií  $\Delta T$ , které se liší morfologicky, velikostí a amplitudově a různými geologickými příčinami. Byla

popsána regionální magnetická pásma i látková charakteristika příčin magnetických anomálií (Šalanský, 1967).

Magnetické pole je v kaplických svorech členité s řadou lineárních pásem magnetizovaných svorových rul, které působí regionální magnetické zóny sledovatelné až do podloží treboňské pánve. Na území jižních Čech převládají v moldanubiku anomálie nízkých amplitud (Čekan, Šalanský, 1983)

Ve vlastním moravském moldanubiku lze v magnetickém obraze vyčlenit dvě rozdílné oblasti: první leží v západní části mezi centrálním a třeboňským masívem, vystupují v ní ojedinělé anomálie, převážně lineárního tvaru. Vytvářejí několik s. - j. pásem v délce od několika do 20 km regionální magnetické struktury županovická, ořechovská, hrutovská (Šalanský, 1983). V těchto stratiformních anomáliích lze pozorovat stratigrafickou korelaci s mocnějšími horizonty kvarcitických hornin. Větší rozšíření mají lokální anomálie na Jemnicku s typickou anomálií od skarnového tělesa u Županovic (maximum 1300 nT).

Druhá anomální oblast magnetizovaných partií je na styku s kaplickými svory u Horního a Dolního Dvořiště.

Oblast moldanubika zahrnuje převážně katazonálně metamorfované krystalinikum, kterým pronikají hlubinné plutony.

### **4.3. Seismická a seismologická data**

První seismologické údaje byly získány ve čtyřicátých letech na základě analýz zemětřesení ve východoalpské zóně A. Zátokem. V šedesátých a sedmdesátých letech byla provedena hlubinná seismická sondáž na mezinárodních profilech V, VI, VII. Další geofyzikální údaje byly získány měřeními při průmyslových odpalech. Výzkum vedený B. Beránkem byl zaměřen na získání údajů o mocnosti zemské kůry na celém území tehdejšího Československa.

Výzkum zemské kůry metodou reflexní seismiky byl prováděn na několika parametrických profilech v Českém masívu a v neroponosných regionech

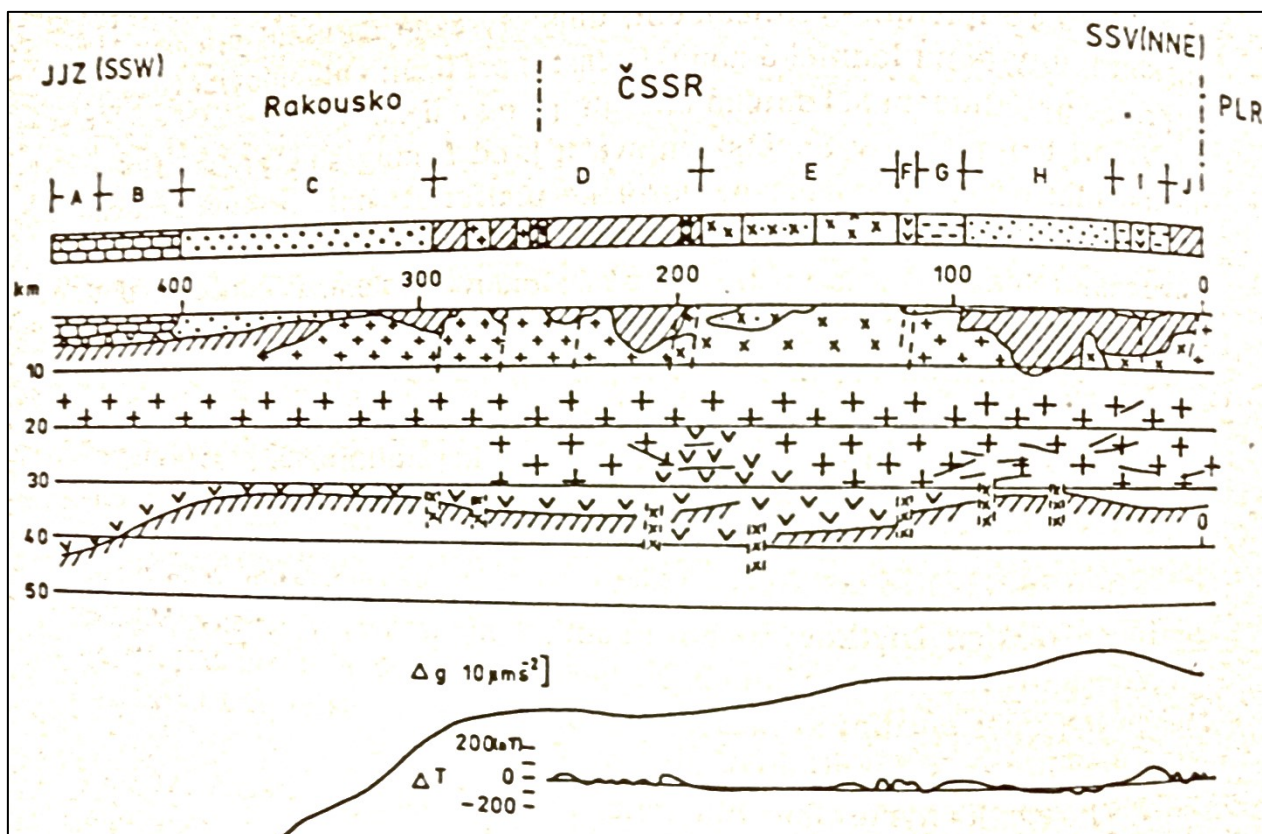


Západních Karpat (Beránek, 1978).

Profil VII začíná na území bývalého Sovětského svazu, přechází přes ruskou platformu do polské paleozoické platformy, protíná předsudetskou monoklinálu a západosudetský blok a vstupuje na území České republiky (Sněžka), přitom protíná labský zlomový systém, středočeský pluton, moldanubikum a v prostoru Šumavy (Boubín) přechází na území SRN a končí v severních vápencových Alpách. Jeho délka na území České a Slovenské republiky je 250 km (Beránek, Zátopek, 1975).

Část profilu probíhá moldanubickým krystalinikem, tvořeným variskými granitoidy. Pláště rul a migmatitů zde mají mocnost až několik kilometrů a pronikají na povrch. Většina velkého množství lehkých granitů je kompenzován těžšími zbytkovými horninami (Obr. 7).

V oblasti mezi středočeským plutonem a šumavskou větví moldanubického plutonu nabývá zemská kůra největší zjištěné mocnosti v Českém masívu (nad 40 km) (Beránek et al. 1971; Beránek, Dudek, 1972).



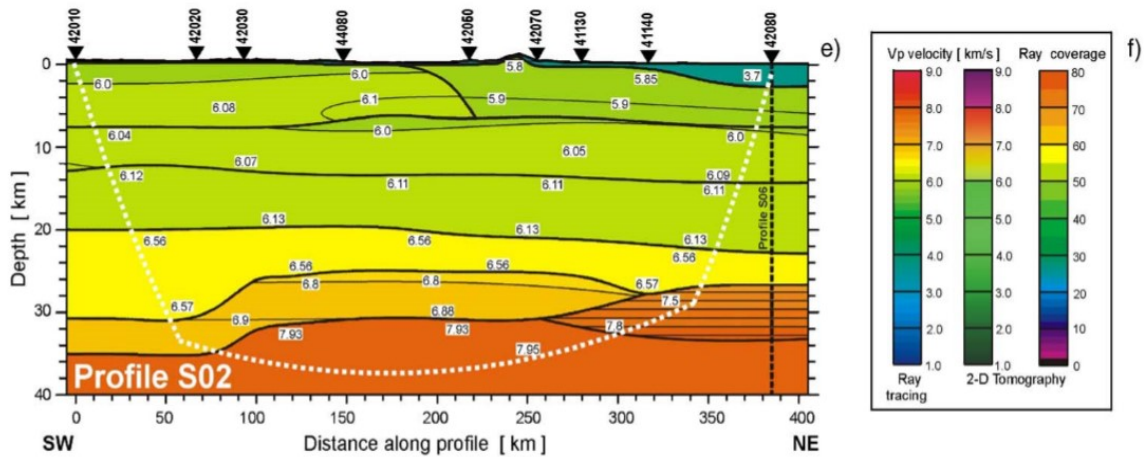
Obr. 7- Seismický řez mezinárodního profilu HSS-VII podle (Beránek, 1978)

A- centrální Alpy, B- alpské příkrovy, C- alpská předhlubeň, D- moldanubikum, E- středočeský pluton, F-proterozoikum, G-permokarbon, H- křídová tabule, I- permokarbon, J- krystalinikum Krkonoš.

Novější práce pro určení hlubinné stavby Českého masívu byly seismické profily měřené v rámci evropských experimentů CELEBRATION, ALP a SUDETES (Guterch et al., 2003) a dalších prací menšího rozsahu. Za všechny můžeme uvést např. výsledky zpracování refrakčních profilů (Guterch et al., 1986, 1992; Aichroth et al., 1992; Mayerová et al., 1994; Grad et al., 2002a, 2003a; Hrubcová et al., 2005), povrchových vln (Neunhöfer et al., 1981; Wieland et al., 1987a,b; Novotný et al., 1995, 1997), a „receiver functions“ (Geissler et al., 2002; Wilde-Piórko et al., 2005). Podle těchto výsledků je kůra Českého masívu 30-40 km tlustá, ztlušťuje se postupně od severozápadu (Saxothuringian Zone) na jihovýchod (Moldanubikum). Pro studovanou oblast je zajímavý profil procházející lokalitou (obr.8a, 8b), byť jeho rozlišení je pro určení detailní stavby příliš hrubé.



Obr. 8a – Mapa profilů seismického experimentu SUDETES 2003.

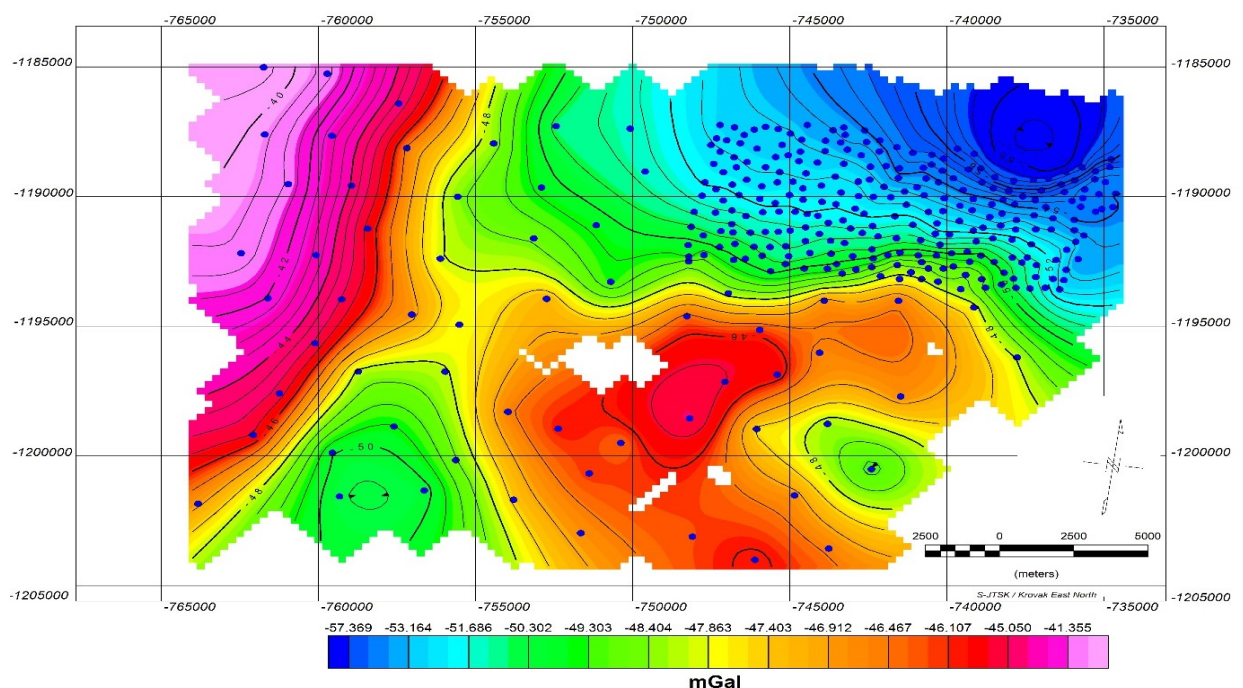


Obr.8b - Rychlostní model získaný seismickou tomografií podél profilu S02 (podle Majdanski et al., 2005).

## 5. Archivní gravimetrická data

Pro prvotní zhodnocení zájmového území a pro výběr míst vhodných pro další detailní výzkum byla použita archivní gravimetrická data Geofondu. V převážné většině zkoumané oblasti jsou k dispozici regionální data z padesátých let, mapováno v měřítku 1:200000 (Obr. 9). Pouze do SV rohu oblasti zasahuje gravimetrické mapování ze sedmdesátých let v měřítku 1:25000. Toto detailní měření je však již, bohužel, mimo zájmovou oblast a pro řešení problematiky umístění granitických intruzí u Kaplice je tak nepoužitelné.

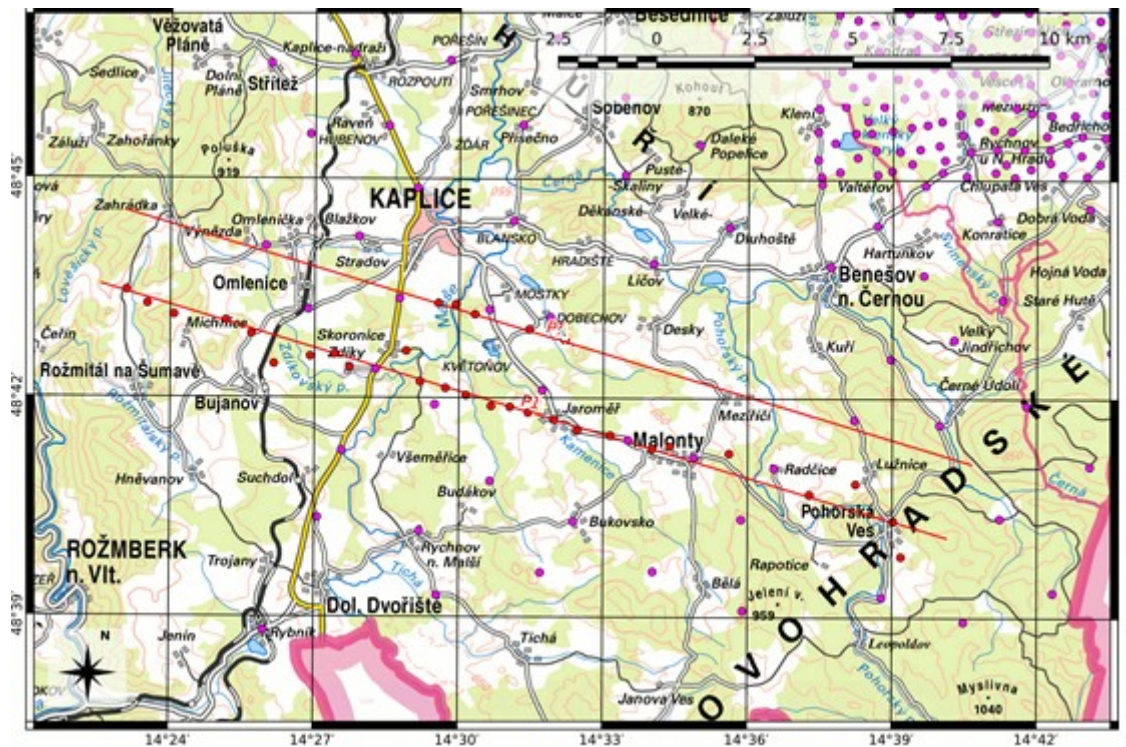
Data z Geofondu byla získána ve formě tabulky, s uvedením měřené hodnoty absolutní tíže, hodnoty vypočtené Bouguerová anomálie a hodnoty topokorekcí měřících bodů. Celkový počet poskytnutých bodů byl 329, z toho 65 body byly pořízeno v roce 1959 a 265 bodů v roce 1973. Všechny obrázky a tíhové mapy sestavené z archivních materiálů a nově pořízených dat v této diplomové práci jsou vyhotoveny v gridu s krokem 250 m.



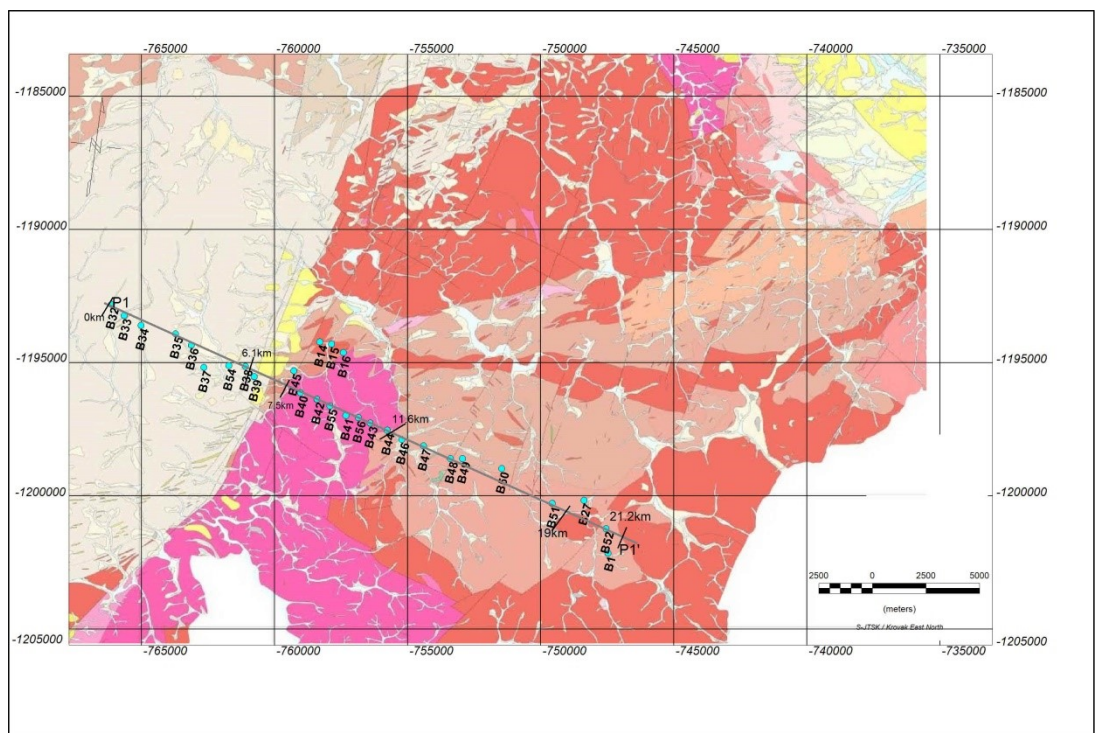
Obr. 9 – Mapa úplných Bouguerových anomálií (archivní data) vytvořená v programu Oasis Montaj. Modré tečky – lokalizace měřených tíhových bodů.

## 6. Terénní měření

Terénní práce a měření se uskutečnilo ve dvou etapách. V první etapě, byly odebrány vzorky hornin pro stanovení hustot na výchozech v okolí města Kaplice. Druhá etapa spočívala ve vlastním gravimetrickém měření. Cílem nových tíhových měření bylo zahuštění archivních gravimetrických dat a především získání profilových dat pro gravimetrické modelování. Pro tyto účely byly vytyčeny dva profily – P1 a P2, které byly změřeny v dubnu 2016. Profily byly plánovány tak, aby kolmo protínaly předpokládanou strukturu, a, pokud možno, využívaly již existující gravimetrická data. Určení přesných výšek měřených bodů, které je nutné pro gravimetrické měření, bylo provedeno pomocí geodetické GPS. Situace geofyzikálních profilů je na Obr. 10. Zvolené profily mají přibližně SZ – JV směr. Terénní práce se orientovaly především na profil P1. Na profilu P2 bylo změřeno pouze několik bodů na kontaktu intruzí freistadtského a weinsberského granitu. Krok měření v centrální části profilů byl cca 500 m a směrem ke koncům profilů se zvětšoval (Obr. 10). Délka profilu P1 je cca 21 km. Konkrétní pozice bodů byla volena s ohledem na místní podmínky (přístupnost pozemků, otevřená krajina kvůli měření GPS, vzdálenost od výrazných terénních stupňů, apod.). Měřené body byly navázány na tíhové body České gravimetrické sítě, aby bylo možno jimi doplnit archivní gravimetrická data. Celkem bylo změřeno 30 profilových bodů.



Obr.10- Pozice profilů a jednotlivých měřených gravimetrických bodů. Body měřené v rámci této práce jsou značeny červeně, body archivních dat pak fialově.



Obr.11- Pozice profilů a jednotlivých měřených gravimetrických bodů na geologické mapě 1:50000( ČSR,2016). Body měřené v rámci této práce jsou značeny světlemodře.

## GRAVIMETRICKÉ MĚŘENÍ

K měření byl použit gravimetr CG – 5 (Obr. 12 a 13), výrobek kanadské firmy Scintrex. Jedná se o pružinový relativní digitální gravimetr s citlivostí 1  $\mu$ Gal a měřicím rozsahem přes 8000 mGal. Pružina u tohoto typu gravimetru je křemenná a není tak ovlivňována magnetickým polem.

Před počátkem samotného měření bylo zadáno do programu přístroje datum, čas a průměrná zeměpisná šířka a délka místa měření. Z těchto hodnot jsou pak automaticky počítány opravy na slapové účinky Měsíce a Slunce. Další automatická oprava se provádí na dlouhodobý lineární chod gravimetru („stárnutí“ pružiny). Pro vyloučení reziduálního chodu gravimetru a reziduálních slapových účinků bylo měřeno na opěrných (základních) bodech.

Při měřeních na bodech profilu se postupuje stále stejně. Gravimetr se umístí na stativ a pomocí nivelačních šroubů se vyrovná do vodorovné polohy. Přístroj odečítá tíhová data s frekvencí 5 Hz. Každou vteřinu jsou tato čtení statisticky zpracována do jednoho vzorku. Tyto vteřinové vzorky pak slouží jako základ pro vlastní měření. Přístroj registruje na jednom místě po stanovenou dobu (zpravidla 1 min). Po jejím uplynutí jsou data vyhodnocena, vzorky s příliš velkou odchylkou odstraněny a zbylá data jsou opět statisticky zpracována a je z nich vypočtena jedna hodnota reprezentující hodnotu tíže na daném bodě. Při nejčastěji používaném minutovém měření tak výsledná hodnota reprezentuje soubor 300 odečtů tíže, což ji činí poměrně reprezentativní.

V rámci této práce bylo pro všechny body použito jednotného měřicího schématu. Na každém bodě byla základní minutová měření opakována tak dlouho, dokud nebyly rozdíly měřených hodnot nižší než cca 0,003 mGal. Výrazně odlehlé hodnoty byly smazány a zbylá data zprůměrována. Výsledná hodnota pak reprezentuje měřenou tíži daného bodu.

Pro stanovení chyby měření bylo 10% bodů měřeno opakovaně. Rozdíly měřených hodnot reprezentují chybu měření gravimetrem.

Tímto způsobem byl v terénu získán soubor dat, který pak byl dále zpracováván.



Obr.12 – Ukázka měření gravimetru Scintrex CG-5 v terénu. Souběžně tíhová měření doplňují měření GNSS pro určení polohy a výšky měřeného bodu.





Obr.13 - Terénní gravimetrické měření – urovnání stativu a postavení přístroje

Měření výšek profilových bodů bylo provedeno metodou GNSS (Global Navigation Satellite System). Měřeno bylo pomocí dvou GNSS přijímačů – statické měření jednofrekvenčním přístrojem Promark 3 firmy Ashtech a RTK (Real Time Kinematics) měření dvoufrekvenčním přístrojem Topcon HiPer. Statická data byla zpracována programy GNSS Solutions a Leica GeoOffice. Typická chyba takto získaných dat je v otevřeném terénu v řádu centimetrů ve všech třech směrech (XYZ). Při kontrolním měření na opěrném bodě byla chyba měření výšek 1,3 cm vůči nadmořské výšce udávané ČÚZK. Tomu odpovídá chyba úplné Bouguerovy anomálie 0,003 mGal (pro redukční hustotu 2,67 g/cm<sup>3</sup>). Protože však chyba v určení výšek metodou GPS není systematická a liší se bod od bodu, můžeme na některých bodech očekávat chybu vyšší. Pro „pesimistický“ případ (maximální předpokládaná chyba) s chybou určení výšek 10 cm se

dostáváme na chybu určení úplné Bouguerovy anomálie z výšek na 0,02 mGal.  
I tato chyba je stále akceptovatelná pro regionální gravimetrický průzkum.

## 7. Zpracování dat

Archivní data bylo možné, i přes jejich nízkou hustotu, použít pro základní zpracování a získání regionální informací o zájmovém území. Pro další práce však bylo nutné jejich doplnění v zájmové oblasti novým měřením. Nově získaná data byla převedena do formy Bouguerových anomálií a poté sloučena s archivními daty.

Vlastní zpracování tíhových dat je z části automatizované (přístroj sám zavádí do měřených dat některé korekce, např. na slapové účinky Slunce a Měsíce) a z části manuální (např. odstranění reziduálního chodu gravimetru či vlastní výpočet Bouguerová anomálií). Pro zpracování dat se používají standardní zpracovatelské postupy, tzv. výpočty tíhových anomálií.

Úplné Bouguerové anomálie se počítaly podle vzorce:

$$\Delta g_B [\text{mGal}] = g - g_n + 0,3086h + (0,3086 - 0,0419\sigma)H + T - B \quad (7.1)$$

kde:

$g$  - je hodnota absolutní tíže opravená o časové změny [mGal],

$g_n$  - je hodnota normálního tíhového zrychlení [mGal],

$h$  - je výška stativu [m]

$\sigma$  - je redukční hustota [ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ],

$H$  - je nadmořská výška bodu [m],

$T$  - je topokorekce [mGal],

$B$  je Bullardův člen [mGal].

Nejprve byla provedena oprava na reziduální časové změny tíže. Tato oprava zahrnuje opravu na reziduální chod gravimetru a reziduální slapové účinky. Při této korekci vycházíme z opakovaných měření na opěrném bodě. Protože je nutné znát

hodnotu tíže na opěrném bodě a zároveň (ve stejný čas) i na řadovém bodě, vyjadřujeme chod gravimetru rovnicí. Naměřenými daty z opěrného bodu jsme proložili hladké polynomiální křivky vhodného stupně a ty odečetli od měřených hodnot na profilech (chod/drift). Tímto krokem jsme odstranili z měření systematické reziduální časové změny tíže. V dalším kroku zpracování opravujeme naměřené hodnoty o ostatní negeologické faktory.

Teoretickou (normální) tíži  $v$  (mGal) počítáme podle vzorce (WGS84)

$$g_t = 978032,7(1 + 0,0053024\sin^2\varphi - 0,0000058\sin^2 2\varphi)$$

kde  $\varphi$  je zeměpisná šířka.

Redukční hustota pro výpočet Bouguerová anomálie ( $\sigma$  ve vztahu 7.1) byla zvolena  $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$ , tedy hodnota použitá pro výpočet u archivních dat. Tato hodnota rovněž odpovídá hustotám metamorfitů oblasti (Blížkovský, 1981).

Výpočet topokorekcí byl prováděn pomocí programu Toposk ve 4 zónách, T1 0-250 m, T2 250-5240m (v těchto zónách byly použity nadmořské výšky z digitálního modelu reliéfu ČR první generace, rozlišení 10x10 m), dále zóny T31 5.24-28.8 km a T32 28.8-166.7 km (u těchto zón byla použita data SRTM s rozlišením 3x3 sek). Topokorekce v zónách T31 a T32 jsou počítány pomocí sférického přístupu a zahrnují tak automaticky i Bullardův člen (tedy opravu na rozdíl mezi tíhovým účinkem Bouguerovy desky a sférickým zemským povrchem).

Výše popsaným postupem byly získány hodnoty úplných Bouguerových anomálií a vypočtená data následně sloučena s daty archivními. Z opakovaných měření na některých bodech byla také spočítána střední kvadratická chyba měření  $m$ , a to podle vzorce:

$$m = \pm \sqrt{\frac{\sum d^2}{2n}},$$

kde:  $d$  je rozdíl jedné dvojice měření,  $n$  je počet dvojic. Střední kvadratická chyba měření byla stanovena na  $6 \mu\text{Gal}$ . Pokud uvažujeme chybu z určení výšek pro „pesimistický“ případ z kapitoly 6. (maximální předpokládaná chyba v určení výšek  $10 \text{ cm}$ ) dostáváme střední kvadratickou chybu určení úplné Bouguerové anomálie  $0,015 \text{ mGal}$ . Celková střední kvadratická chyba úplné Bouguerové anomálie určená z měření na opěrném bodě však dosahuje pouze  $0,005 \text{ mGal}$  (měřená chyba v určení výšky  $1,3 \text{ cm}$ ). Tyto chyby měření nezohledňují případnou chybu v určení topokorekcí, které byly počítány dodavatelským způsobem.

## 8. Interpretace

Interpretace v této práci byla zaměřena na zpracování archivních tíhových dat z dané oblasti a navržení míst pro zahuštění a doplnění stávajícího bodového pole tak, aby bylo možné sestavit vhodný interpretační profil. Naměřená data byla zpracována podle postupu popsaného v kapitole 7.

Pro interpretace uvedených dat byly využity i další postupy umožňující lepší vyhodnocení naměřeného tíhového pole. Provedla jsem pomocí programu Oasis Montaj výpočet vertikálních a horizontálních derivací, separaci pole na regionální a lokální složku pomocí Butterworth filtru, 3D Eulerovu Dekonvoluci, umožňující detekci zdroje intruzivních těles a komplexní strukturní vyhodnocení. Pro komplexní analýzu a detailnější pochopení geologické stavby byla využita geomagnetická mapa České Republiky v měřítku 1:500 000 (Geofyzika a.s., Brno; ČGS, 1995 - Obr. 15).

Kvalitativní interpretace byla založena na sestavení mapy úplných Bouguerových anomálií (Obr. 14) a map horizontálních a vertikálních gradientů (Obr. 16, Obr. 17), provedení spektrální analýzy mapy úplných Bouguerových anomálií (Obr. 18) a konstrukci odvozených map s pomocí Butterworthova filtru (Obr. 19), 3D Eulerovy Dekonvoluce (Obr. 21, Obr. 22, Obr. 23, Obr. 24). To mi umožnilo přesněji sledovat distribuci hlubinných zdrojů a strukturních forem granitoidních hmot.

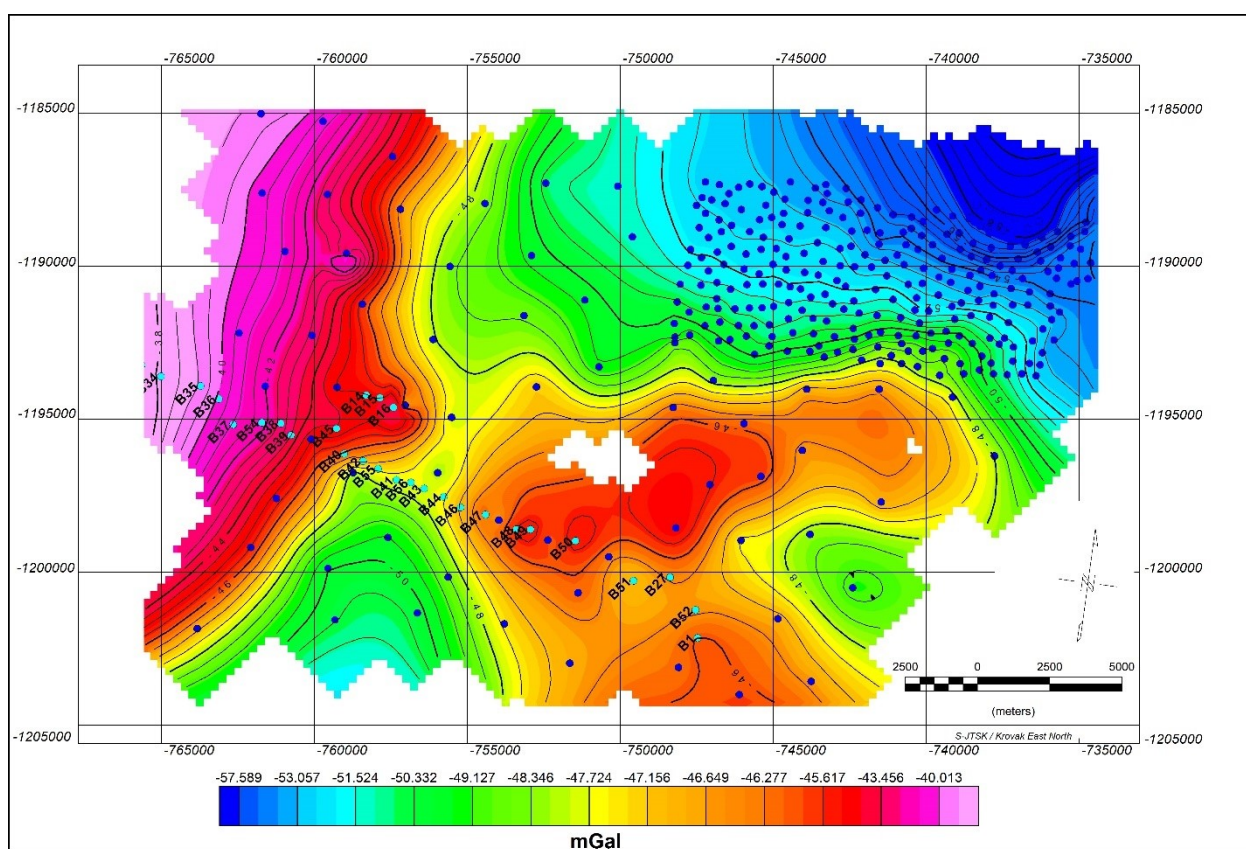
Kvantitativní interpretace spočívala v konstrukci tíhového profilu a jejím koncovým výsledkem je hustotní (geofyzikálně-) geologický model (Obr.26). Všechny výsledky byly vytvořeny v programu Oasis Montaj 8.5 který byl použit v rámci sponzorované výzkumné licence pro tuto práci, s využitím modulu GMSYS.

## 8.1 Kvalitativní interpretace

Zpracování na základě tíhových a magnetických data bylo prováděno v SW Oasis Montaj. V následující části jsou ukázky postupu a zpracování jednotlivých map.

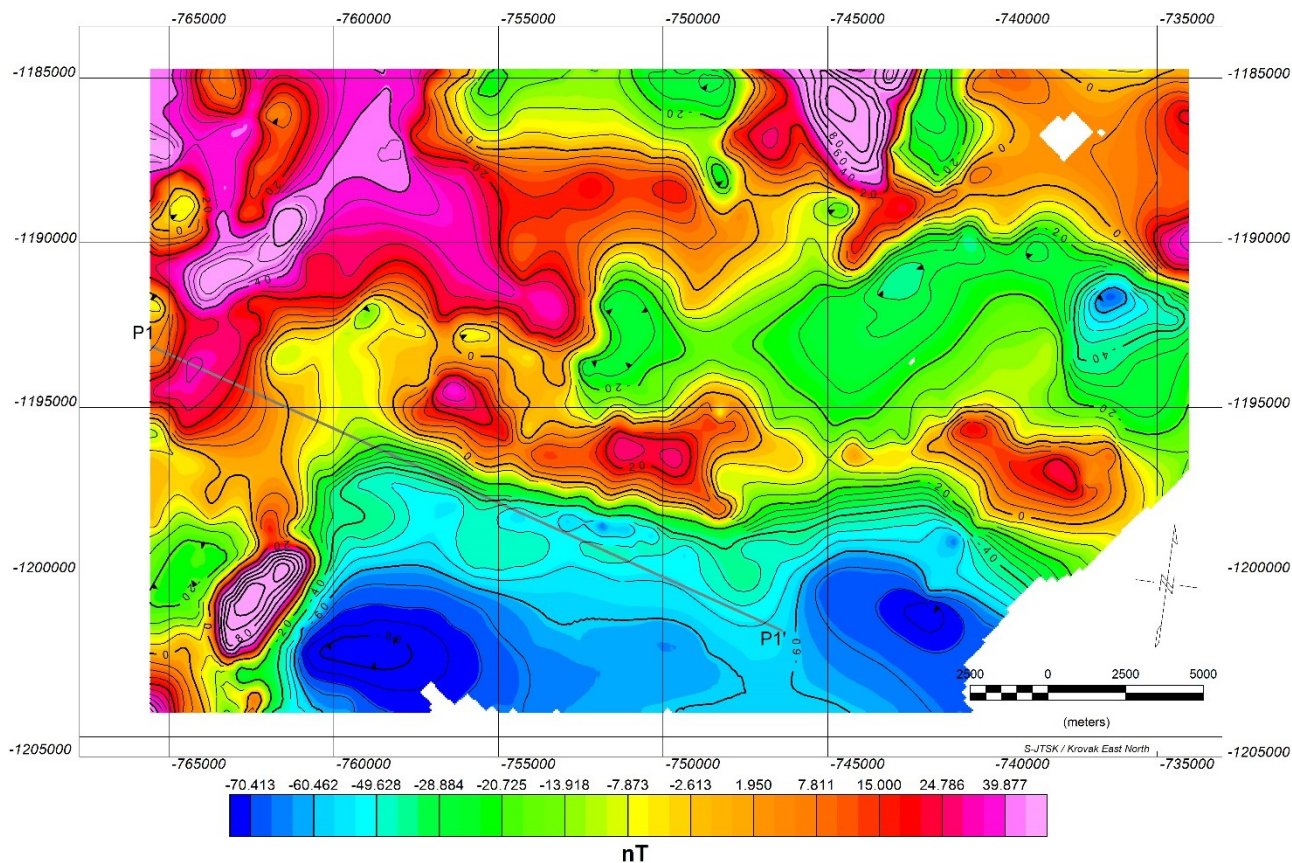
Základní mapou byla mapa úplných Bouguerových anomálií (UBA – Obr. 14) pro redukční hustotu  $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$  a magnetická mapa  $\Delta T$  (Geofyzika Brno, Geofond Praha – Obr. 15).

Z těchto základních podkladů byly sestaveny další odvozené mapy. Do základní mapy UBA byly zahrnuty i nově změřené tíhové data (Obr. 14).



Obr. 14 – Mapa úplných Bouguerových anomálií vytvořená v programu Oasis Montaj. Modré body – lokalizace použitých tíhových bodů, světle modré body – nově změřené tíhové body podél interpretačního profilu P – P'.

Výsledná tíhová mapa UBA ukázala, že anomálie zhruba kopírují tvar hlavních geologických objektů na lokalitě (zhušťování izolinií zhruba odpovídá mapovaným geologickým rozhraním).



Obr. 15 – Geomagnetická mapa  $\Delta T$  sestavená pro lokalitu Kaplice v měřítku 1:500000 (ČGÚ,1995) s vyznačením polohy měřeného profilu P1 – P1’.

### 8.1.1 Odvozené geofyzikální mapy

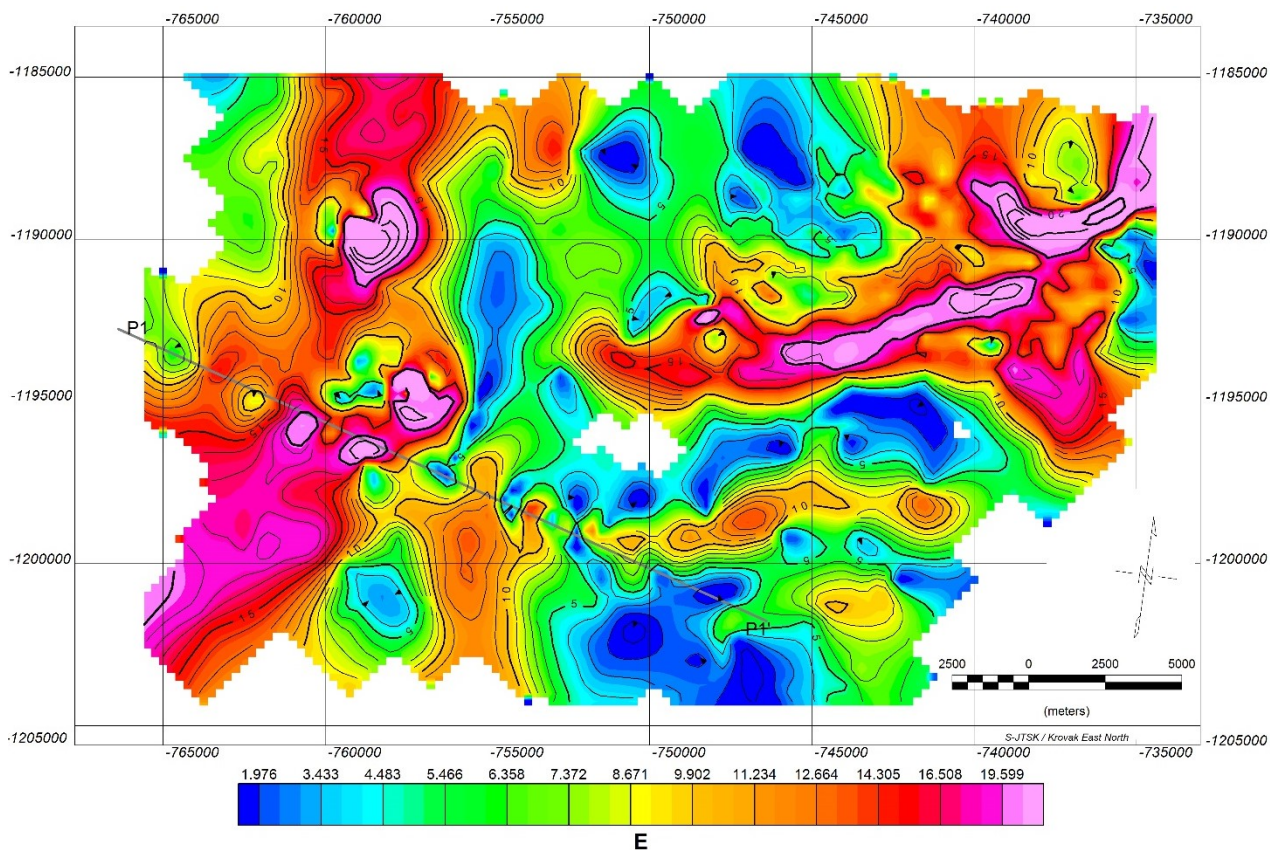
Mapa maximálního horizontálního gradientu (THDR) byly sestavena podle modulu Oasis Montaj, jehož základ tvoří následující algoritmus.

Pro výpočet THDR byl použit vzorec pro detekci kontaktu u obou metod (Grav/Mag)

$$\text{THDR} = \sqrt{\left[\left(\frac{dT}{dx}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2\right]} \quad (8.1),$$

kde  $T$  je měřená veličina (v tomto případě tedy hodnota Bouguerovy anomálie).





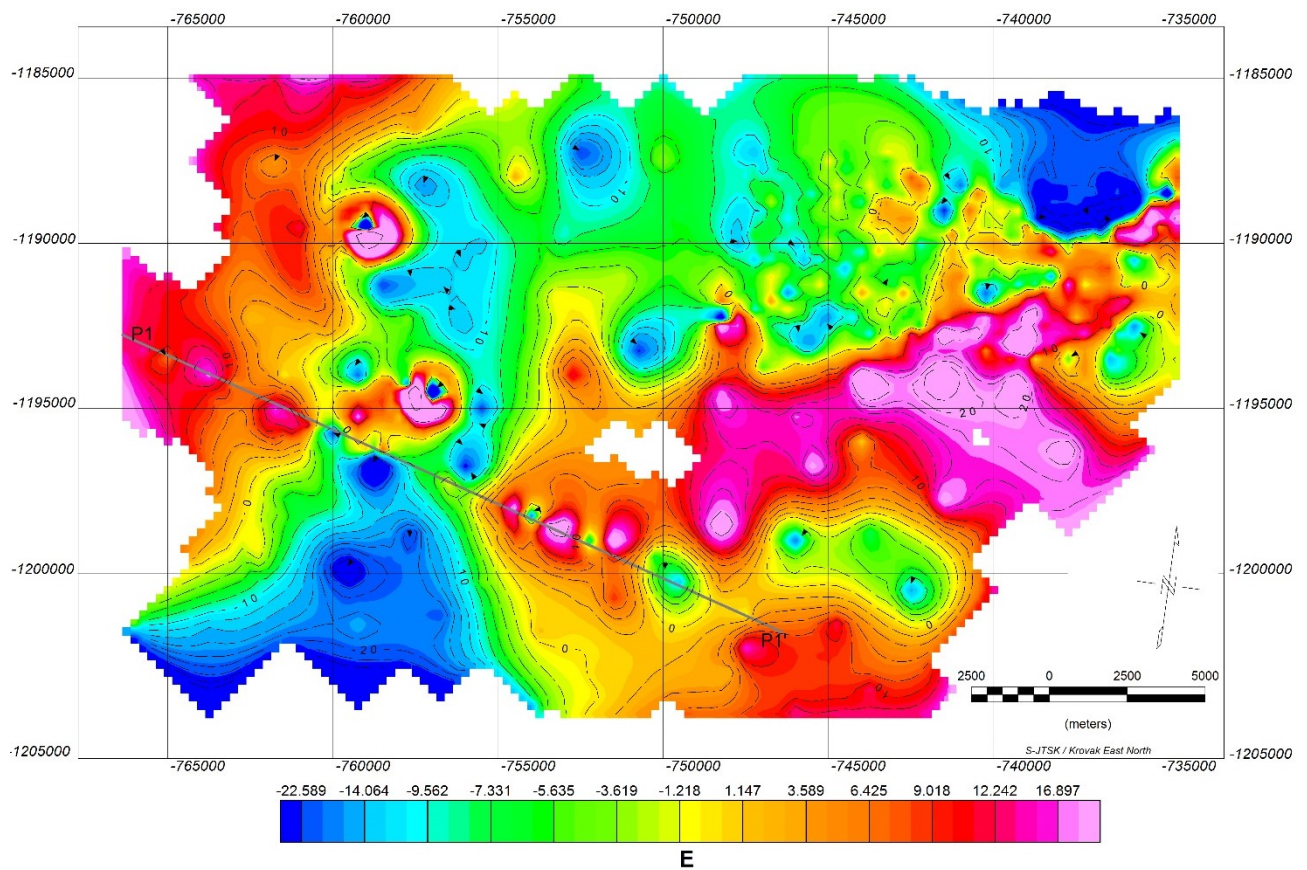
Obr. 16 – Mapa maximálních hodnot horizontálních gradientů (HG) na lokalitě Kaplice, sestavená z mapy úplných Bouguerových anomálií.

Výpočet horizontálního gradientu umožnil lépe definovat oblasti s výskyty zlomů (tedy místa, kde spolu sousedí horninové bloky s odlišnou hustotou).

Účinky horizontálních gradientů jsou vždy pozitivní a snadno se zobrazují jak v profilu tak i mapově. V případě gravitačních anomálií, budou maxima ležet v blízkosti maximálního gradientu pozitivní tíhové anomálie (v závislosti na sklonu kontaktu). THDR definuje okraje struktur velmi dobře. Maximum HG indikuje předpokládaný kontakt hustotně odlišných horninových komplexů. Pro získání lepšího pochopení významu HG, je třeba využít i mapu vertikálních derivací (VDR).

#### První vertikální derivace tíhové anomálie (VDR)

První vertikální derivace tíhové anomálie byla použita pro lokalizaci a zvýraznění průběhu anomálních struktur. Vertikální derivace u tíhových dat je vhodná jak pro řešení průběhu mělkých zdrojů, tak i pro sledování jejich pozice a jejich okrajů. Vertikální derivace jsou nejméně citlivé na regionální a hluboké struktury vzhledem k jejich velmi malým gradientům,.



Obr. 17 - Mapa vertikálních tíhových gradientů ( $VD = g_{zz}$ ) na lokalitě Kaplice, sestavená z mapy úplných Bouguerových anomálií.

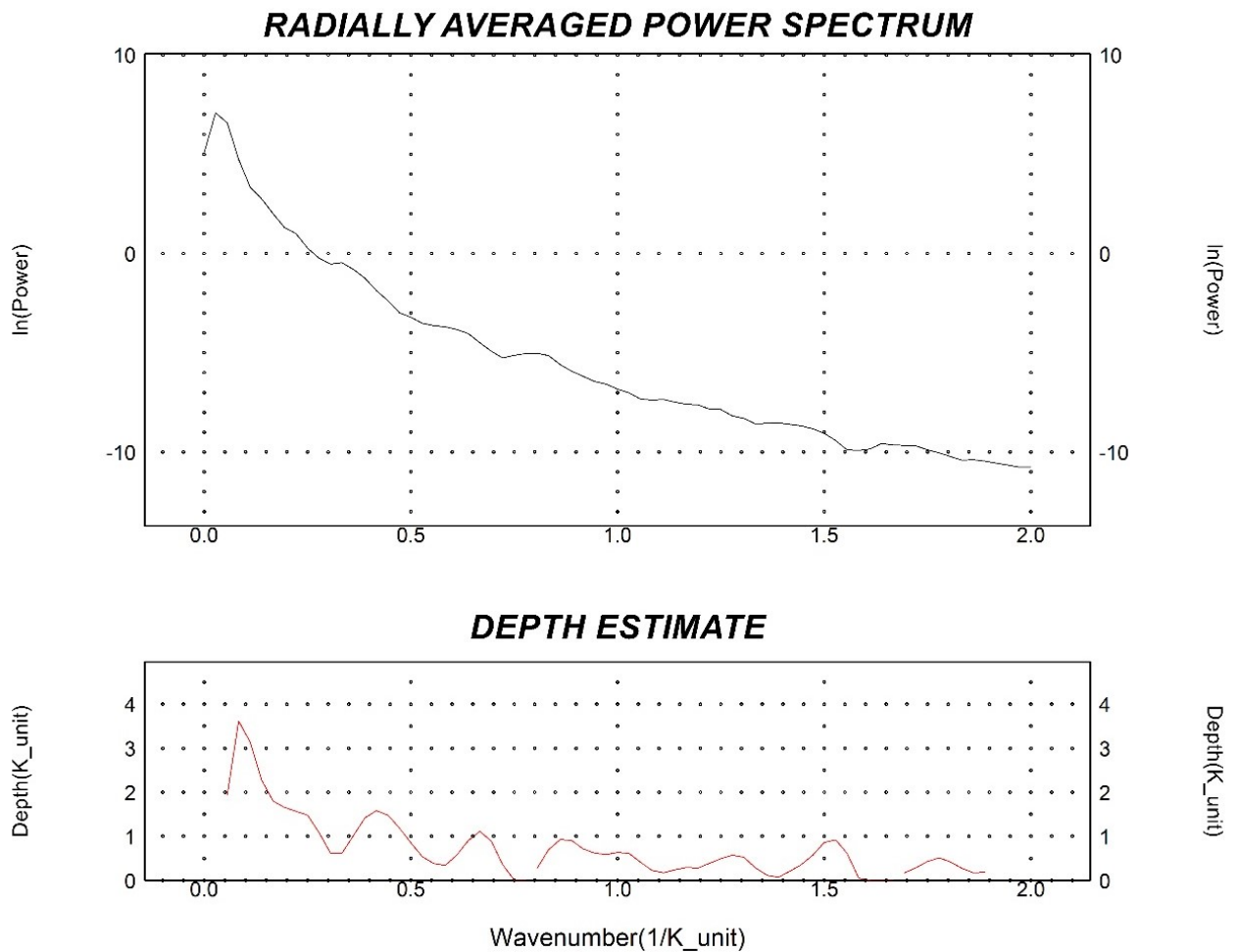
### Spektrální analýza mapy úplných Bouguerových anomálií

Spektrální analýza mapy úplných Bouguerových anomálií se vytváří na základě důkladného rozboru ze sestavených grafů energetického spektra a jeho posouzení a vyhodnocení z hlediska hloubky výskytu zdrojů anomálie.

Při zvažování gridu, který byl dostatečně velký, aby zahrnul několik zdrojů, lze spectrum těchto dat interpretovat tak, aby se určit statistickou hloubku vrcholů zdrojů použitím následujícího vztahu:

$$\text{Log } E(r) = 4\pi hr$$

Hloubka „telesa“ zdrojů je snadno určena měřením sklonu spektra energie(výkonu) a jeho dělením na 4.



Obr. 18 – Ukázka grafu logaritmu výpočtu energetického spektra a grafu hloubek zdrojů v různých frekvenčních pásmech pro mapu úplných Bouguerových anomálií.

Analýza dat grafů vypočtených hodnot na základě výsledků gravimetrického měření v oblasti Kaplice ukázala, že úzké pásmo frekvencí v nízkofrekvenční oblasti spektra je spojeno s hlubokými zdroji singulárních bodů, které odpovídají hloubce více než 3 km. Zohledňujíc informace o anomálním gravitačním poli obsažených v daném spektru je možno uvažovat o zdroji nacházejícím se v horní vrstvě zemské kůry o mocnosti asi 4 km. Střední a vysokofrekvenční část spektra popisují zdroje v horní části úseku zemského povrchu do hloubky nejméně 1,5 km ( Bloch, 2009).

## High pass Butterworth filter

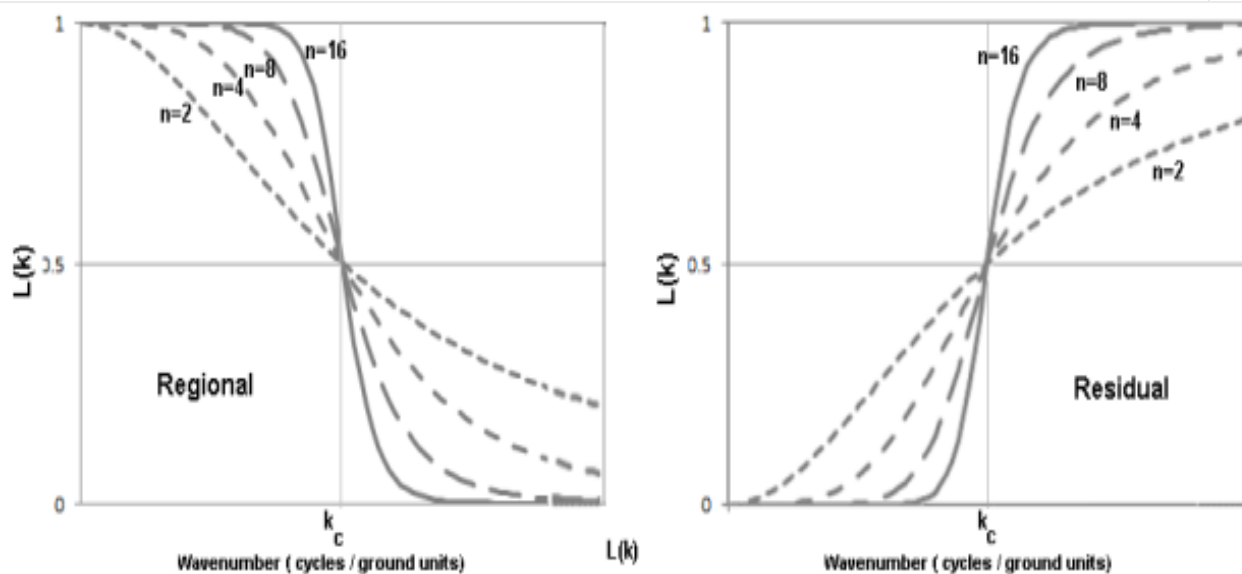
Separace pole na “regionální“ a „lokální“ anomálie byla počítána na základě „high-pass“ Butterworthova filtru (Murray A., 1998), který je obsažen v souboru modulů programu Oasis Montaj. Níže je uveden algoritmus pro jeho výpočet:

$$L(k) = \frac{\frac{k}{k_c}}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^n\right]}$$

kde:

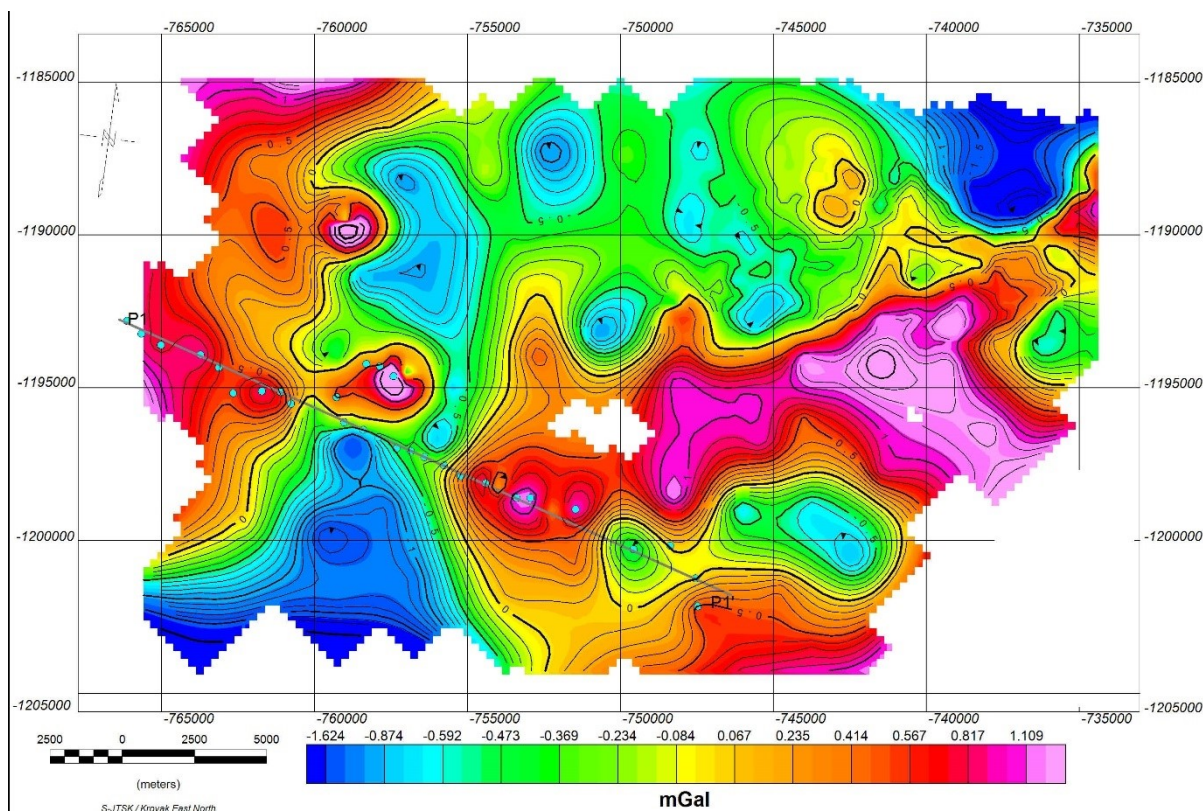
$k_c$  inflexní bod vlnového čísla

$n$  kladné celé číslo určující strmost filtru



Vlnové číslo:

<b>k</b>	Krok v oblasti vlnového čísla	$(\text{body gridu} \times \text{buňky gridu} / 2) - 1 < k < (\text{buňky gridu}) - 1$
<b>u</b>	X souřadnice v oblasti vlnových čísel	$k = 2\pi (i u + j v)$
<b>v</b>	Y souřadnice v oblasti vlnových čísel	
<b>r</b>	Radiální souřadnice v oblasti vlnových čísel	$\sqrt{u^2 + v^2}$ též $2\pi k$
<b><math>\theta</math></b>	Polární souřadnice v oblasti vlnových čísel	$\tan^{-1}\left(\frac{v}{u}\right)$



Obr. 19 – Reziduální mapa s použitím „High pass“ filtru pro oblast okolí Kaplice, sestavená z mapy úplných Bouguerových anomálií

Porovnáním všech typů tíhových map s mapou úplných Bouguerových anomálií je zřetelný projev granitové intruze, která se projevuje jako oblast záporných hodnot tíhových anomálií.

### Eulerova 3D dekonvoluce

Metoda Eulerovy 3D dekonvoluce je často používána pro automatickou lokalizaci a určení hloubky zdrojů z potenciálových data jako jsou magnetické a tíhové data (Fairhead, 2016). 3D Euler automatizuje 3D geologickou interpretaci magnetických a tíhových rozhraní a výpočet zdrojové hloubky. Metoda se více využívá v magnetometrii než v gravimetrii. V prvním případě se zpravidla určují rohy nebo hrany magnetických struktur, zatímco u gravimetrických dat se vymezují hlubší, kontrastní úrovně zdroje v blízkosti těžiště. Metoda je používána jak pro řešení v profilové tak i plošné verzi .

Standardní 3D Eulerova metoda je založena na řešení Eulerovy rovnice



kde  $\Delta x, \Delta y, \Delta z$  určují vzdálenosti mezi zdrojem anomálie a bodem pozorování v jednotlivých souřadnicích,  $N$  je stupeň homogenity (též tzv. strukturální index SI) a  $g$  je hodnota příslušného měřeného pole. Rovnice, určuje vztah mezi velikostí pole (magnetické nebo tíhové) a jeho přechodové součásti k umístění zdroje, s mírou homogenity  $N$ , který může být interpretován jako strukturální index (Thompson, 1982).

Předmětem Eulerova 3D rozkladu je vytvoření map, které zobrazují umístění a hloubky zdrojů anomálií potenciálního pole. Typ zdroje a strukturální index jsou velmi důležité při interpretaci. Samotná Eulerova 3D dekonvoluce nenese žádnou zvláštní vazbu na geologický model. Nicméně stupeň homogenity  $N$  může být interpretován jako strukturální index - míra rychlosti změny se vzdáleností pole. Tabulka 2 shrnuje strukturální indexy pro jednoduché modely v magnetickém poli a na gravitačním poli.

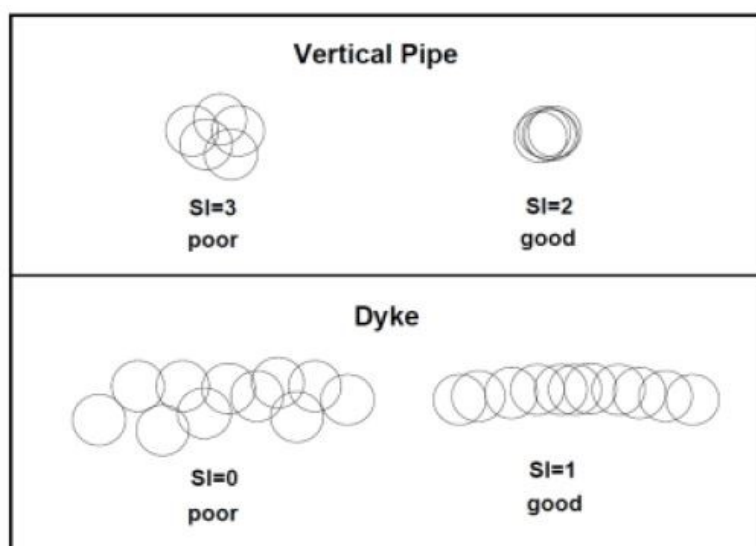
Index 0 znamená, že pole je konstantní bez ohledu na vzdálenost ze zdrojového modelu. V případě tíhového pole kontaktu by byl nekonečný. Tato situace je fyzicky nemožná a nulový index představuje fyzický limit, ke kterému lze přistupovat pouze jako k takzvané "nekonečné" dimenzí skutečného nárůstu zdroje. V praxi je pro získání rozumných výsledků místo indexu 0 používán index 0,5. To však představuje problém pokud potřebujeme z tíhových dat získat model kontaktu. Řešením je pracovat s první vertikální derivací gravitačního pole namísto původního tíhového pole.

Strukturální index můžeme rovněž považovat za jistou formu kontroly výsledků. Pro správné SI jsou ohniska nejvíce zaostřena, jak ukazuje Obr. 20.

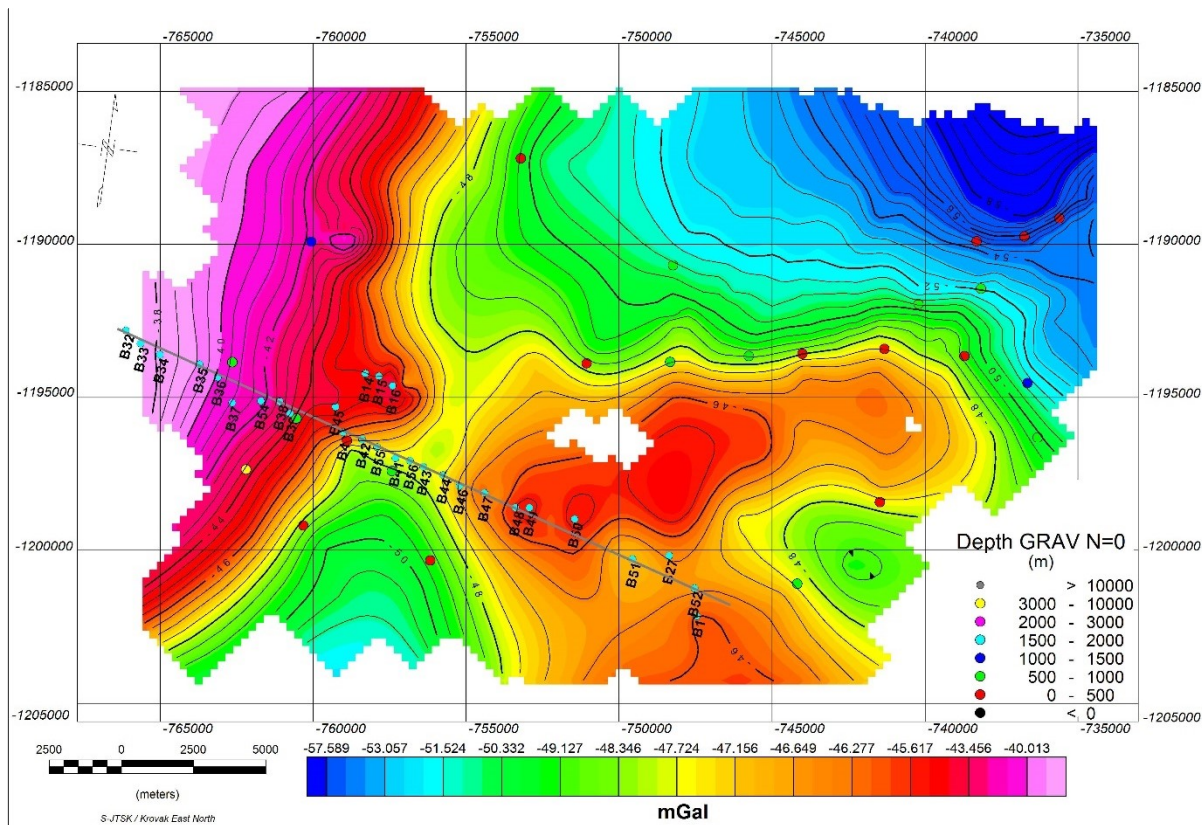
Na obrázcích 21–24 jsou uvedeny výsledky Eulerovy dekonvoluce pro různé strukturální indexy. Protože v této práci jde především o modelování zlomů a hustotních rozhraní je nejdůležitější výsledek pro  $SI = 0,5$ .

Tab. 2 – Strukturní index pro Euler 3D dekonvoluce

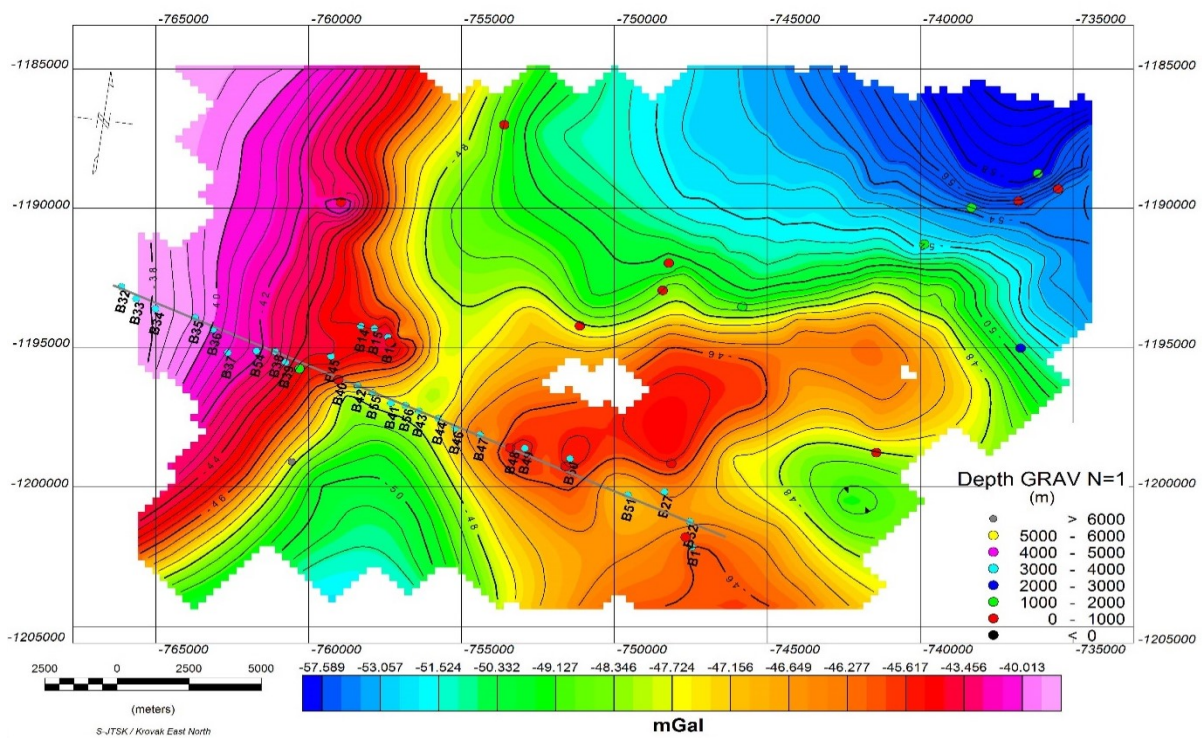
Geologic model	number of infinite dimensions	Magnetic SI	Gravity SI
sphere	0	3	2
pipe	1 (z)	2	1
horizontal cylinder	1 (x-y)	2	1
dyke	2 (z and x-y)	1	0
sill	2 (x and y)	1	0
contact	3 (x, y and z)	0	NA



Obr. 20 – Příklad Eulerovy 3d dekonvoluce pro různé strukturní indexy sestavená z mapy anomálního magnetického pole (Geosoft, 2015).



Obr. 21 – Mapa Eulerovy 3D dekonvoluce vypočtena z mapy úplných Bouguerových anomálii pro strukturní index 0.



Obr. 22 - Mapa Eulerovy 3D dekonvoluce vypočtena z mapy úplných Bouguerových anomálii pro strukturní index 1

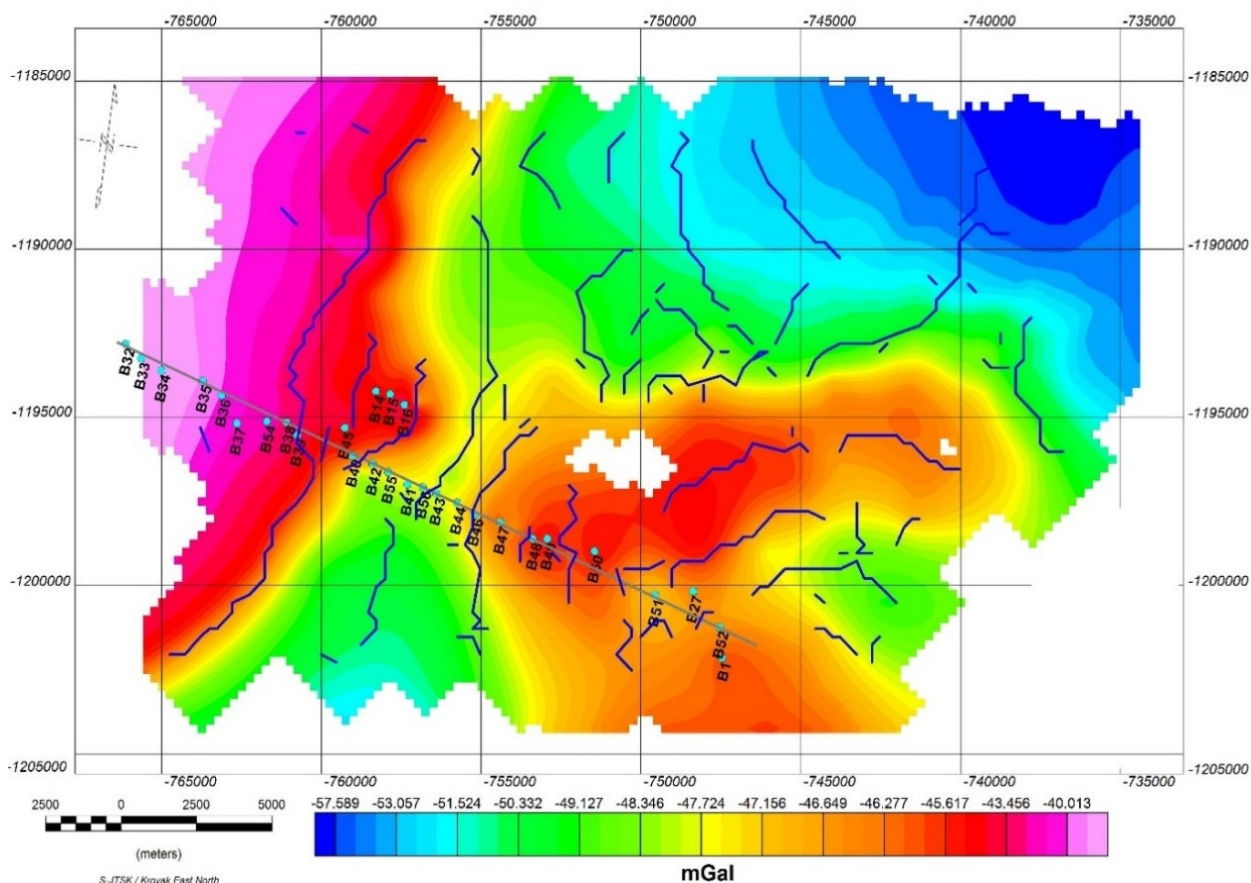




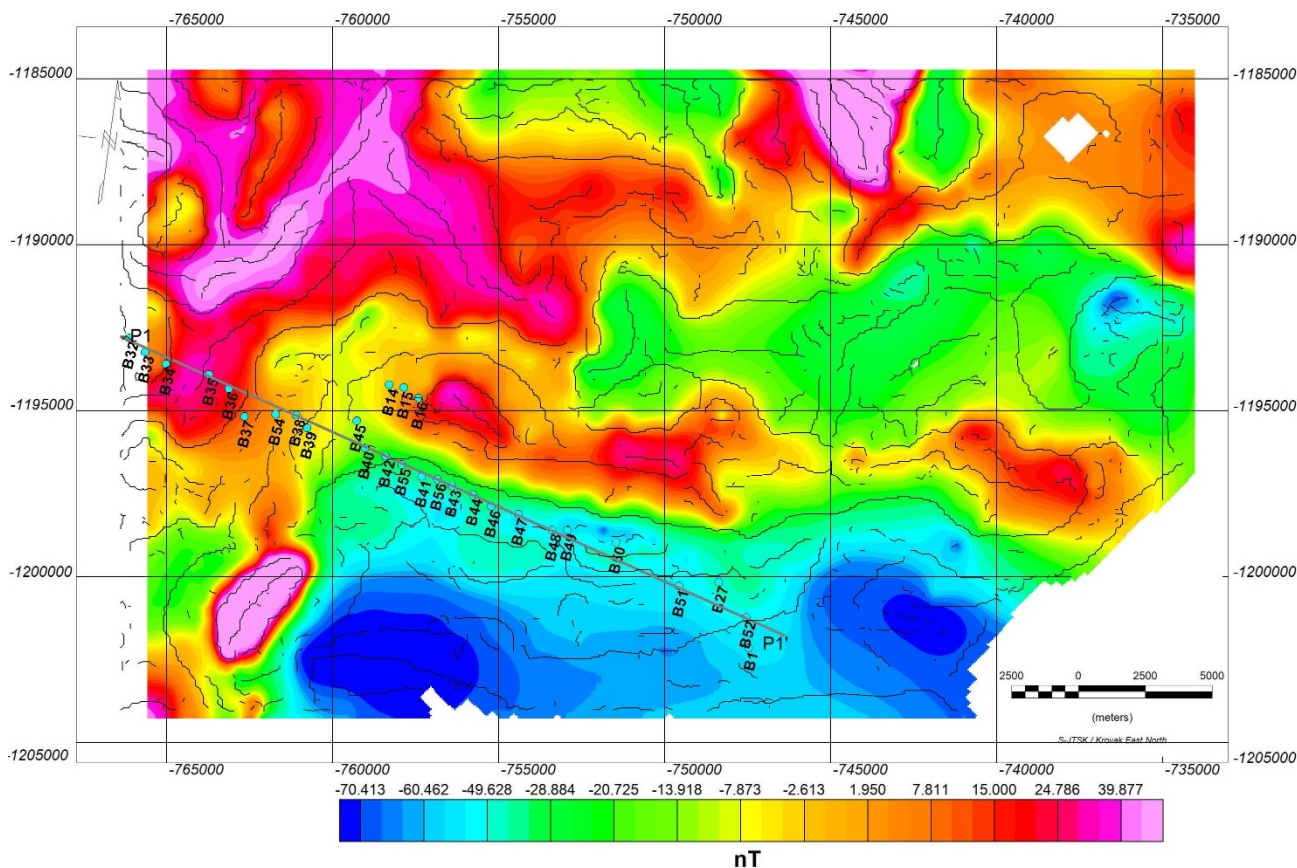
## Strukturální mapování - detekce hustotních rozhraní a kontaktů

Ve své základní podobě, gravitační a magnetická mapy zobrazují ve svém obraze i strukturální hustotní rozhraní. Je několik metod, které umožňují jejich vymezení buď aproximací modelu stupně - Linsserova metoda (Linsser, 1967) nebo s využitím matematických postupů (horizontální gradient). K těmto vymezeným rozhraním mohou být přiřazeny geologické struktury, jako je jsou kontakty - oddělující horniny s odlišnou hustotou nebo magnetizací, zlomy – prostředí s lineární změnou hustoty.

Protože k těmto bočním změnám fyzikálních vlastností může docházet v různých hloubkách, gravitační a magnetická pole mohou vytvářet komplexní soubor strukturálních rozhraní (zlomy a kontakty). Důležité faktory pro geologické lineamenty lze shrnout takto: A - hloubka struktury; B - úhel kontaktu; C - hrany násobky nebo vyzváněcí anomálie (pouze magnetická data). Analýza strukturální složitosti zahrnuje analýzu výstupu z detekce trendů k identifikaci oblastí konstrukční složitosti.



Obr. 25 – Mapa strukturálních lineamentů vymežující hustotní kontakty a zlomy vypočtené z mapy úplných Bouguerových anomálií.



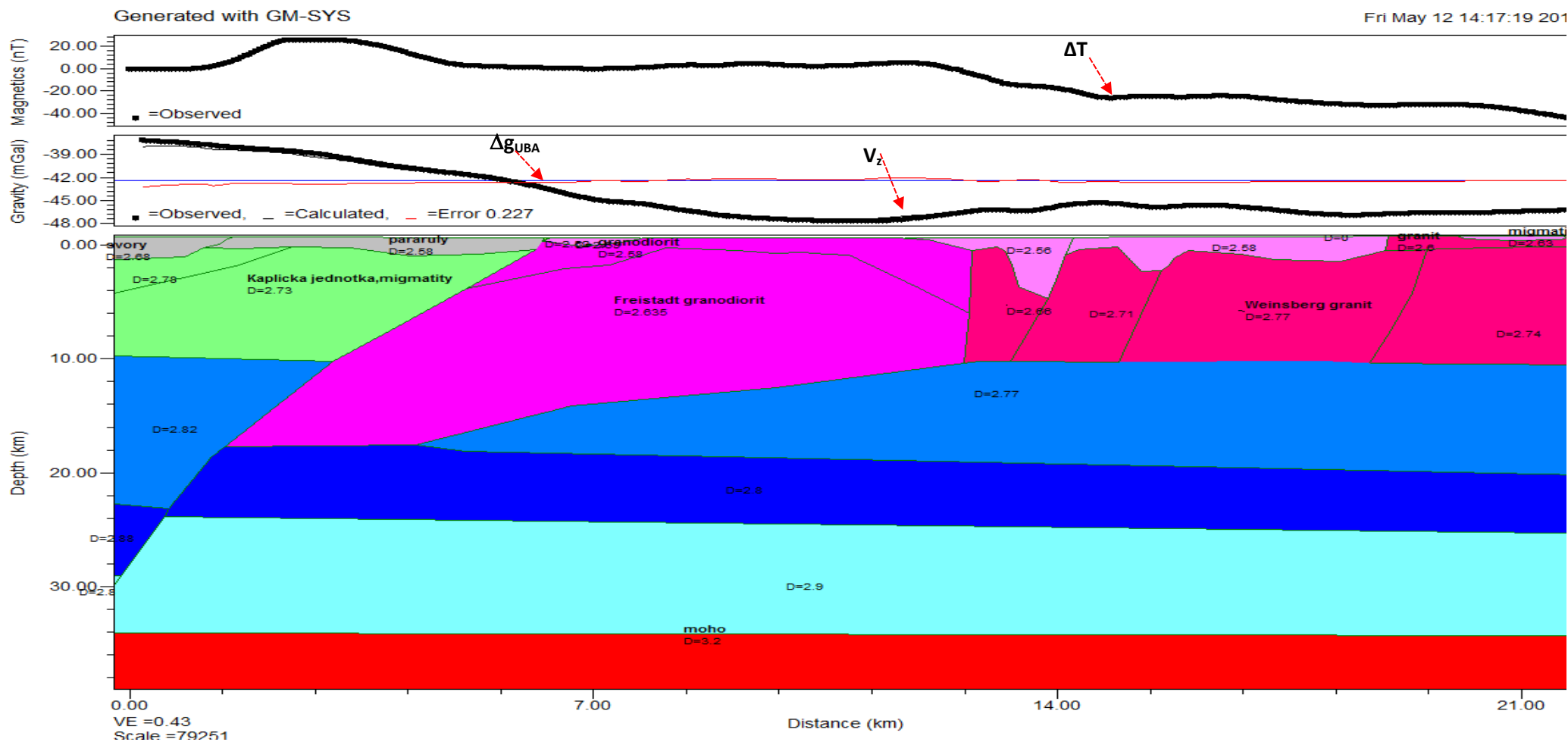
Obr. 25 – Mapa strukturních lineamentů pro hustotní kontakty a zlomy vypočtené z geomagnetické mapy  $\Delta T$  v měřítku 1:500 000.

Mapy strukturních lineamentů v souvislosti s mapami Euler 3D dekonvoluce byly sestaveny pro získání maximálního množství apriorní informace která byla dále použita pro návrh fyzikálně-geologického modelu.

### Kvantitativní interpretace

Kvantitativní interpretace probíhala za účelem sestavení hustotního modelu podél zvoleného profilu P1 – P1' a tak ověřit geologickou stavbu v blízkosti kaplické tektonické zóny. Řešení obrácené úlohy – 2D modelování podle profilu P1 vychází z předchozí studie tíhových anomálií a odhadu předpokládaného zdroje záporné tíhové anomálie. Fyzikálně-geologický model je realizován v oblasti nedostatečně geofyzikálně prozkoumané. Informace o hustotách byly čerpány z publikovaných

a archivních dat (Blížkovský et al., 1981; Ibrmajer et al., 1989) Velmi cenné informace byly získány o hustotách z prací týkajících se zpracování vrtu KTB , především Vrána, Štědrá, Éds., 1997. Model geologického prostředí na měřeném geofyzikálním profilu P1 (Obr. 26), je postaven tak, aby bylo zřejmé, že při modelování byl brán ohled i na hlubší geologickou stavbu celé oblasti.



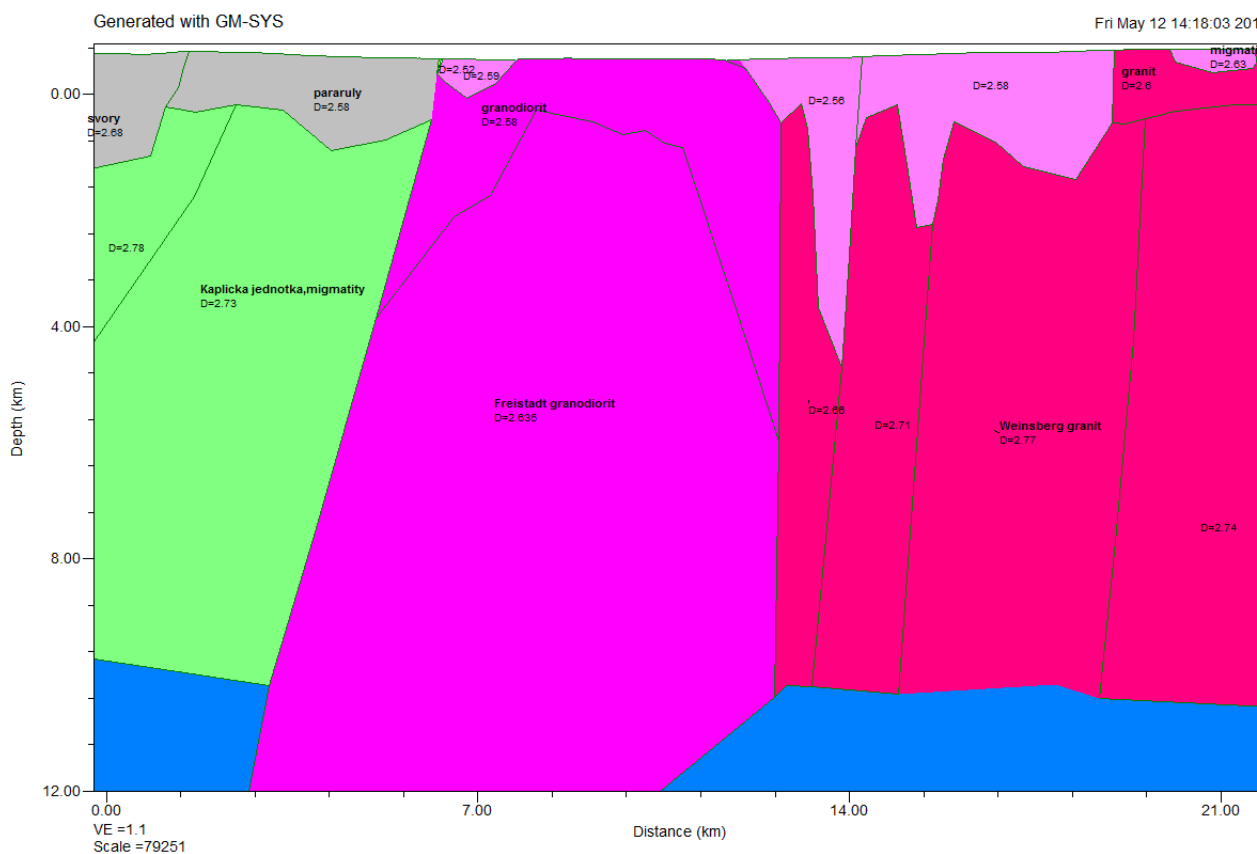
Obr. 26 – Kvantitativní interpretace gravimetrického měření na profilu P1; hustoty  $D$  jsou uvedeny v  $[g \cdot cm^{-3}]$ . Modelové granitové těleso o hustotě  $2,635 g \cdot cm^{-3}$  je omezeno výraznou kaplickou tektonickou zónou a má charakter normálního zlomu. Poměrně dobrý fit naměřené a vypočítané tíhové křivky nevyklučují po doplnění o magnetickou křivku řešit detailněji západní část profilu. Naznačují to výrazné změny na úrovni spodní kůry až úrobně MOHO diskontinuity. Křivka  $Dg$  – anomálie UBA,  $V_z$  – vypočítaný účinek hustotního modelu.  $DT$  - magnetická anomálie.

## 9. Závěry

Cílem geofyzikální prací prováděných v rámci diplomové práce bylo zpracování archivních tíhových dat, jejich doplnění vlastním měřením a provedení geologické interpretace získaných dat, včetně sestavení geofyzikálně – geologického modelu. Zhodnocení odvozených tíhových dat ukázalo, že místa zvýšeného gradientu tíhového pole zhruba odpovídají mapovaným geologickým rozhraním. Pro sestavení nové strukturní mapy ve větším měřítku je potřeba v budoucnosti provádět další zahušťovací gravimetrická měření.

Jednotlivé horninové typy lze pomocí gravimetrie dobře odlišit, byť rozdíly hustot měřené na vzorcích jednotlivých typů hornin (Blížkovský et al., 1981) jsou jen velmi malé. Bude dobré v budoucnu doplnit a provést odběry a analýzu jak hustotních parametrů tak i susceptibilit pro jednotlivě zastoupené horniny. Na základě kvalitativní interpretace tíhových dat, která spočívalo v sestavení map UBA, THD a VD, map Eulerovy 3D dekonvoluce pro různé strukturní indexy a filtrace, byly nalezeny základní projevy a vztahy jednotlivých typů hornin k jejich typickým projevům v tíhovém a magnetickém poli. To umožnilo poměrně korektně prověřit kvantitativní řešení v programu GM – SYS, vytvořit hustotní varianty modelu na profilu P1 a sestavit reálný geofyzikálně-geologický model.

Při sestavení geologického řezu ( Obr.27), jsem vycházela z geologických map a literatury relevantních pro daný s interpretační model. Na území studia dominuje poklesová složka, v západní části je dominantním pohybem strmý pokles. Granity jsou ze západu ohraničeny kaplickou jednotkou která má střední sklony k severozápadu, a obsahuje reliktní strmé struktury a bloky svorů, rul a migmatitů. Freistadtský granit je uložen diskordantně a vystupuje podél kaplické zlomové zóny. Je nejmladší intruzí oblasti. Kontakty migmatizovaných pararul a okolních hornin jsou strmé až střední. stejně tak kontakty weinsberských granitů. Stáří weinsberského granitu je 327 Ma, freistadtského 319 Ma.



Obr. 27 – Geologický řez po profilu P1.

Kaplická jednotka v levé části profilu se projevuje pozitivní gravitační anomálií která je způsobena relativně těžkými migmatity podloží pararul. Kaplická jednotka je poklesovým zlomem oddělena od freistadtského granodioritu (Vrana a kol., 2005). Lehký ( $2.63 \text{ g/cm}^3$ ) freistadtský granodiorit způsobuje gravitační minimum v středně části profilu. Geofyzikální modelování naznačuje snížení hustot v povrchových zónách to může být důsledkem zvětrání. Z ohledu na model možné říct že weinsberský granit je těžší než freistadtský a v místě levostranného zlomu jsou hustoty menší a můžou být zdůvodněny poruchou granitu. V rámci cele jednotky weinsberského granitu se hustoty průběžně mění co může být s působeno tektonickým porušením, zvětralosti hornin a nebo jejich magmatickou aktivitou.

Výsledek je možné hodnotit jako splnění účelu daného tématu diplomové práce – prokázání možnosti rozlišení granitoidních intruzí v Moldanubickem plutonu pomocí tíhových dat.

## 10. Seznam použité literatury

Aichroth, B., Prodehl, C., and Thybo, H., 1992: Crustal structure along the central segment of the EGT from seismic-refraction studies: *Tectonophysics*, v. 207, p. 43–64.

Beránek B. et al., 1971: Geologická interpretace seizmického hlubinného sondování v ČSSR. – *Geol. Průzk.*, 13,12, 353-357. Praha.

Beránek B., Dudek A. 1972: The results of deep seismic sounding in Czechoslovakia. – *Z. Geoph.*, 38,415 *Physica-Verlag.Wurzburg*.

Beránek B., Zátopek A., 1975:Regional result on the crustal structure in Czechoslovakia and the East-Alpine region.- The XIII General Assembly of the European Seismological Commission (Part III), Brasov, 1972.- *Geophys. Prospect.* D.Ser. 10,187-206. Bucuresti.

Beránek B., 1978: Výzkum stavby zemské kůry na území ČSSR metodami explozivní seizmologie a transformovaných tíhových polí.- *Disert. práce, autoreferát, Geofyzika.* Brno.

Blížkovský M., Čejchanová B., Friáková O., Hanák J., Kadlec E., Mitrautoreferenga P., Novák M., Novotný A., Ondra P., Švancara J., 1981: Sestavení odkryté tíhové mapy Českého masívu na základě revize hustotních dat, Díl II Hustoty hornin Českého masívu na území ČSR, *GEOFYZIKA* n.p. Brno.

Bloch U. 2009: Interpretacija gravitacionych i magnitnych anomalij. Moskva RGGRU- 232s, ( v ruštině).

Buday T., Dudek A., Ibrmajer J. 1969: Některé výsledky interpretace gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1:500 000. *Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz.*, 8, 7-35.Praha.

Breiter K., Scharbert S., 1998: Latest intrusions of the Eisgarn Pluton (South Bohemia – Northern Waldviertel). – *Jb. Geol. B.-A. Band, Hf. 1*, 25-37.



Breiter K., Scharbert S., 2006: Two-mica and biotite granites in the Weitra-Nové Hradý area, Austria – Czech Republic. – J. Czech Geol. Soc. 51, 217–229.

Čekan V., Šalanský K., 1983: Deset let edice geofyzikálních map 1:25000, Geol.Průzk.,10,295-297.

Dallmeyer R., Franke W., Weber K. (eds), 1995: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer-Verlag, Berlin, pp 1–593.

Finger F., Roberts M., Haunschmid B., Schermaier A., Steyrer H., 1997: Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations, Mineral. Petrol. 61 (1997) 67–96.

Franke W., Hammer S., Popp F., Scharbert S., 1990: Isotopen-geologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse ± Proterozoische Gesteinsserien und variszische Hauptorogenese. Österreichische Beiträge Meteorologie Geophysik, 3, 185-228.

Franke W., 2000: The Middle-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke W., Haak U., Oncken O., Tanner D. (eds), 2000: Orogenic Processes: quantification and Modelling in the Variscan belt. Geol. Soc. London Spec. Publ. 179: 35–61.

Friedl G., von Quadt A., and Finger F., 1996: Timing der Intrusionstätigkeit Im Sudbohmischen Batholith. 6 Symposium. Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie, Erweiterte Kurzfassungen (G. Amann, R. Handler, W. Kurz, H.P. Streyer, eds, 1996), pp. 127-130. Facultas-Universitätsverlag, Wien.

Gerdes A., 2001: Magma homogenization during anatexis, ascent and/or emplacement Constraints from the Variscan Weinsberg Granites, Terra Nova, 13, 305-312.

Gerdes A., Friedl G., Parrish R.R., Finger F. 2003: High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement –the South Bohemian Batholith. *J Czech Geol. Soc.*, 48: 53–54.

Geissler A., et al., 2002: The mitochondrial presequence translocase: an essential role of Tim50 in directing preproteins to the import channel. *Cell* Volume 111, Issue 4.

Guterch A., Grad M., Materzok R., Perchuc E., 1986: Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre Zone). *Tectonophysics*, 128 (3–4): 251–279.

Guterch, A., Grad, M., Materzok, R., Perchuc', E., Janik, T., Gaczyn'ski, E., Doan, T.T., BialCek, T., Gadomski, D., MlCynarski, S., Toporkiewicz, S., 1992: Laminated structure of the lower crust in the fore-Sudetic region in Poland, derived from seismic data. *Phys. Earth Planet. Inter.* 69, 217 – 223.

Guterch A., Majdanski M., Grad M., SUDETES 2003 Working Group, 2006: 2-D seismic tomographic and ray tracing modelling of the crustal structure across the Sudetes Mountains basing on SUDETES 2003 experiment data, *Tectonophysics* 413, 249-269.

Grad M., Guterch A., Mazur S., 2002a: Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland. In: *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (eds. J. A. Winchester, T. C. Pharaoh and J. Verniers). *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 201: 295–309.

Grad M., et. al., 2003a: Crustal Structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. *J. Geoph. Res.*, 108 (B11).

Hrubcova P., P. Sroda, A. Špičák, A. Guterch, M. Grad, R. Keller, E. Bruckl, Thybo H., 2005: Crustal and uppermost mantle structure of the Bohemian Massif based on CELEBRATION 2000 data, *J. Geophys. Res.*, 110, B11305.

Cháb J., Breitr K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J., 2008: Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu, ČGS, Praha, 2008.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z., 2002: Geologická minulost České republiky, Academia Praha.

Ibrmajer J., Suk M., et al., 1989: Geofyzikální obraz ČSSR., Ústřední ústav geologický, Praha.

Kachlík V., 2003: Geologický vývoj území České republiky, Přírodovědecká fakulta UK, SÚRAO, Praha.

Klotzli Urs., Wovlgong F., Scharbert s., Thoni M., 1999: Evolution of the SE bohemian Massif Based on Geochronological Data -A Review., Jb. Geol., B.-A, Band 141, s.377-394

Kröner, A., Wendt, I., Liew, T., Compston, W., Todt, W., Fiala, J., Vaňková, V., Vaněk, J., 1988: U-Pb zircons and Sm-Nd model ages of high grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. Contributions to mineralogy and petrology, 99: 257-266.

Kroner U., Hahn T., Romer R.L. and Linnemann U., 2007. The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone-Heterogenous overprint of Cadomian/Paleozoic Peri-Gondwana crust. In: Linnemann U., Nance R.D., Kraft P. and Zulauf G., (Eds.), *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision. Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **423**, 153–172.

Liew T., Finger F., Hock V., 1989: The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their enviromental setting. Chem. Geol., 76, 41-55.

Linsser H., 1967: Integration of Tectonics by Gravity Detailing. Geophysical Prospecting, Vol. XV, No. 3. pp.480-516.

Losertová L., 2015: Přehled wolframitové mineralizace vázané na centrální moldanubický pluton a na ortorulová tělesa v moldanubiku. *acta mus. moraviae, sci. geol.*, Moravské zemské muzeum, č. 2, s. 45-67.

Majdanski M., Grad M., 2005. Application of second arrivals in seismic tomography inversion for the crustal structure study. *Acta Geophys. Pol.* 53 (1), 13–26.

Mayerová, M., Nakládalová, M., Ibrmajer, I., Fejfar, M., 1994: Construction of the Moho Discontinuity Map. In: *Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians*, edited by Bucha, V. and Blížkovský, M. Academia, Praha, 20 – 21.

Murray A., 1998: High Precision Gridding of Gravity Data, ASEG.

Neunhöfer, H., Marillier F. Panza G. F., 1981: Crust and upper mantle structure in the Bohemian Massif from the dispersion of Rayleigh waves, *Gerlands Beitr. Geophys.*, 90, 514–520.

Novotný, O., Proskuryakova T. A., Shilov A. V., 1995: Dispersion of Rayleigh waves along the Prague-Warsaw profile, *Stud. Geophys. Geod.*, 39, 138–147.

Novotný, O., Grad, M., Lund, C.-E., Urban L., 1997; Verification of the lithospheric structure along profile Uppsala—Prague using surface wave dispersion, *Stud. Geophys. Geod.*, 41, 15–28.

Paclíková J., 2012: Geodynamické aspekty umístění granitoidů typu Eisgarn (Moldanubický batolit), diplomová práce, , Univerzita Karlova v Praze, 2012.

Petránek J., 2015: Encyklopedie geologie, ČGS., Praha, 2015.

Pour O., 2012: Stavby a mechanismy umístění granitoidů typu Weinsberg (Moldanubický batolit), diplomová práce, , Univerzita Karlova v Praze, 2012.

René M., Matějka D., Klečka M., 1999: Petrogenesis of granites of the Klenov massif, *Acta Montana, Ser. AB* 113: 107-134.

René M., Holtz F., Luo C., Beermann O., Stelling J., 2008: Biotite stability in peraluminous granitic melts: compositional dependence and application to the

generation of two-mica granites in the South Bohemian batholith (Bohemian Massif, Czech Republic). *Lithos* 102, 538–553.

Scharbert S., 1987: Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. *Mitt Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 132, 21-37

Šamalíková, M., Locker, J., Pospíšil., 1995: *Geologie pro stavební inženýry*, CERM Brno, 1995

Šalanský K., 1967: Regionální magnetické zony v jihočeském moldanubiku., *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 42,435-442., Praha, 1967.

Šalanský K., 1983: Regionální magnetické struktury Českého masívu na území ČSR., - *Věst. Ústř. Úst. geol.*,58,5,275-286., Praha, 1983.

Thompson, D., 1982,: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data.*Geophysics*, Vol.47, pp.31-37 EULDPH, 1982.

Vrána S., Slabý J., Bendl J. (2005) The Kaplice dyke swarm of biotite granodiorite porphyry and its relationship to the Freistadt granodiorite, Moldanubian Batholith, *J Czech Geol Soc* 50: 1–2

Vrána S., Štědrá V., (Eds) 1997: Geological model of weatern Bohemian related to the KTB borehole in German., *Sbor., geol. Věd., Geol.*, 47,5-240, Praha, 1997

Wielandt, E., Sigg, A. Plešinger, A., Horálek, J., 1987: Deep structure of the Bohemian Massif from phase velocities of Rayleigh and Love waves, *Stud. Geophys. Geod.*, 31, 1–7.

Wilde-Piórko, M., Saul, J., Grad, M., 2005: Differences in the crustal and uppermost mantle structure of the Bohemian Massif from teleseismic receiver functions, *Stud. Geophys. Geod.*, 49, 85–107.

Internetové portály a mapy:

ČUZK(2016): Základní mapa ČR1:25000[online]. Dostupné z [www: geoportal.cuzk.cz](http://www.geoportal.cuzk.cz)

ČGS(2016): Geologická mapa ČR1:25000[online]. Dostupné: z www:  
[http://mapy.geology.cz/geocr\\_25/](http://mapy.geology.cz/geocr_25/)

Geofyzikální ústav Akademie věd ČR (2016): Vývoj Českého masívu[online].  
Dostupné: <https://www.ig.cas.cz/popularizace/geopark-sporilov/vyvoj-ceskeho-masivu/vyvoj-ceskeho-masivu-obrazek-01/>

Štelcl, Vavrá, 2007: Geologický průvodce [online]. Dostupné:  
z [http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/regionalni\\_geol/geologie\\_CM.htm#kap3](http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/regionalni_geol/geologie_CM.htm#kap3).

1

## 11. Přílohy

### Měření daty

Bod	Y,km	X,km	Z,m	abs_grav,mGal	Topo, mGal	Bouguer, mGal
Hubenov	-1189649	-758962	595,097	980798,6	0,335979	-43,4987
B32	-1192811	-766127	712,879	980777,4	1,012149	-37,437
B33	-1193232	-765647	689,833	980781,2	1,167564	-37,7188
B34	-1193599	-765013	774,676	980763,7	1,154156	-38,3652
B35	-1193915	-763720	717,718	980774,3	0,743854	-39,2559
B36	-1194336	-763122	675,439	980781,4	0,647408	-40,3221
B37	-1195174	-762655	645,182	980786	0,420015	-41,2199
B39	-1195520	-760761	609,6	980790,6	0,3568	-43,5985
B38	-1195137	-761095	626,74	980788,3	0,346075	-42,8218
B54	-1195110	-761714	630,094	980788,6	0,359956	-41,8634
B45	-1195304	-759273	583,216	980795,1	0,367397	-44,6436
Hubenov	-1189649	-758962	595,097	980798,6	0,335979	-43,496
Kaplice	-1189649	-758962	595,097	980804,8	0,403111	-35,1197
B1	-1202149	-747468	795,917	980746,8	1,116084	-46,1731
B52	-1201235	-747537	779,945	980750,1	1,023972	-46,8121
B27	-1200169	-748367	781,836	980750,7	0,968919	-46,6322
B51	-1200281	-749565	751,678	980756,1	0,774594	-47,2075
B50	-1198975	-751461	710,56	980767	0,663997	-45,3427
B49	-1198601	-752933	667,445	980775,7	0,497645	-45,414
B48	-1198601	-753389	649,553	980779	0,441063	-45,5648
B49-1	-1198601	-752933	667,445	980775,7	0,497645	-45,4023
B48-1	-1198601	-753389	649,553	980779,1	0,441063	-45,5552
B47	-1198122	-754401	629,137	980782,7	0,369493	-46,2478
Kaplice	-1192364	-757676	537,48	980804,8	0,403111	-46,4624
B14	-1194217	-758298	591,198	980794,2	0,330621	-45,0453
B15	-1194302	-757855	547,484	980801,8	0,690358	-45,5507
Kaplice	-1192364	-757676	537,48	980804,8	0,403111	-46,449
Kaplice	-1192364	-757676	537,48	980804,8	0,403111	-46,2704
B40	-1196128	-759024	611,555	980787,4	0,364743	-46,1233
B42	-1196372	-758406	623,567	980784,2	0,390939	-46,801
B55	-1196624	-757913	612,468	980785,7	0,355804	-47,461
Kaplice	-1192364	-757676	537,48	980804,8	0,403111	-46,4523
B41	-1196982	-757315	618,782	980783,9	0,314745	-47,8012
B43	-1197267	-756405	616,273	980784,1	0,400863	-47,8409
B56	-1197066	-756843	611,684	980785,2	0,359142	-47,8397
B44	-1197536	-755764	597,698	980787,8	0,51724	-47,6604
B46	-1197886	-755216	607,741	980786,3	0,430249	-47,0566

B46-1	-1197886	-755216	607,741	980786,3	0,430249	-47,0491
B44-1	-1197536	-755764	597,698	980787,8	0,51724	-47,6628
Kaplice	-1192364	-757676	537,48	980804,8	0,403111	-46,4568
B16	-1194618	-757411	599,484	980791,5	0,371098	-45,8293
B16-1	-1194617	-757411	599,484	980796,7	0,371304	-40,6008
Kaplice	-1192364	-757676	537,48	980804,8	0,403111	-46,461