

Západočeská univerzita v Plzni
Fakulta aplikovaných věd

**Studium environmentálních vlivů
na měření supravodivého
gravimetru na Geodetické
observatoři Pecný**

Miloš Vaľko

disertační práce
k získání akademického titulu doktor v oboru
Geomatika

Školitel: Prof. Ing. Pavel Novák, Ph.D.

Katedra: Katedra matematiky

Plzeň 2014

University of West Bohemia in Pilsen
Faculty of Applied Sciences

**Study of environmental effects on
superconducting gravimeter at
Geodetic observatory Pecný**

Miloš Vařko

a dissertation thesis
submitted in candidacy for the degree of Ph.D. in the field of
Geomatics

Supervisor: Prof. Ing. Pavel Novák, Ph.D.
Department: Department of Mathematics

Pilsen 2014

Poděkování

Chtěl bych na tomto místě poděkovat svému školiteli prof. Ing. Pavlu Novákovi, Ph.D. za vzorné vedení dizertační práce. Dále patří projev vděčnosti kolektivu pracovníků Geodetické observatoře Pecný, zejména Ing. Vojtechu Pálinkáši, Ph.D. z oddelení gravimetrie a vedoucímu observatoře Ing. Jakubovi Kosteckému, Ph.D. Také bych rad poděkoval pracovníkům a studentům katedry geofyziky na Matematicko-fyzikální fakultě Karlovy univerzity v Praze, hlavně vedoucímu katedry doc. RNDr. Ctiradu Matyskovi, DrSc. za naučnou a fascinující cestu do hlubin Země, RNDr. Františku Galovičovi, Ph.D. za komplexní a detailní přístup k analýze a dekompozici geofyzikálních časových řad a doc. RNDr. Ondřeji Čadkovi, Ph.D. za pochopení spektrálních metod používaných v geofyzice, pomocí nichž lze mnohdy elegantně řešit náročné úlohy. Moje poděkování též patří studentce RNDr. Elišce Zábranové, která se intenzívně a detailně věnuje studiu vlastních kmitů Země.

Nakonec též děkuji Ing. Michalu Šprlákovi, PhD., kterého negativní postoj ke gravimetrii mně přesvědčil, že tato vědná disciplína má význam.

Čestné prohlášení

Autor čestně prohlašuje, že vypracoval uvedenou práci samostatně s použitím uvedené literatury.

V Plzni, 14. dubna 2014

.....
podpis

Abstrakt

Název práce: Studium environmentálních vlivů na měření supravodivého gravimetru na Geodetické observatoři Pecný
Autor: Miloš Vařko
e-mail studenta: milos.valko@pecny.cz
Pracoviště: Katedra matematiky
Vedoucí práce: Prof. Ing. Pavel Novák, Ph.D.
e-mail vedoucího: panovak@kma.zcu.cz
Klíčová slova: supravodivý gravimetr, hydrologický signál, variace atmosférického tlaku, spektrogram, funkce hustoty rozdělení pravděpodobnosti, SGNoise.

Abstrakt: V předložené práci byly vyvíjené a dále rozšiřovány metody pro odstránění environmentálních vlivů, zejména vliv variace atmosféry a vliv variace hydrologických hmot. Tyto postupy byly vyvíjené a testovány pro Geodetickou observatoř Pecný, která je pracovištěm Výzkumného ústavu geodetického, topografického a kartografického, v.v.i. Důvod pro studium těchto vlivů je komplexní odstránění signálů z výsledků gravimetrického měření, které přímo nesouvisí s dynamikou zemského povrchu a které by mohly vést ke špatné interpretaci výsledků tíhových měření. Tyto reziduální časové řady mohou také sloužit jako vstupy pro další modelování v geofyzice nebo geodynamice. Značná část práce je taky věnována spektrálnímu studiu a vizualizaci reziduálního šumu. Za tímto účelem bylo vytvořeno webové rozhraní SGNoise.

Title: Study of environmental effects on superconducting gravimeter at Geodetic observatory Pecný
Author: Miloš Vařko
e-mail: milos.valko@pecny.cz
Department: Department of mathematics
Supervisor: Prof. Ing. Pavel Novák, Ph.D.
Supervisor's e-mail: panovak@kma.zcu.cz
Keywords: superconducting gravimeter, hydrological signal, atmospheric pressure variation, spectrogram, probability density function, SGNoise.

Abstract In the presented work methods for reduction of environmental effects were developed and improved. These algorithms were applied for Geodetic observatory Pecný, which is part of Research Institute of Geodesy, Topography and Cartography (RIGTC). Main purpose for those studies is complex removing of corresponding signals from superconducting gravimeter. Insufficient removing of environmental signals can lead to wrong interpretation of Earth's surface. Residual gravity time series can be input information for modelling in geophysics or geodynamics. Large part of work was devoted for study and visualization of residual of residual signal in time and frequency domain. For this purpose was web-based interface SGNoise developed and maintained.

Přehled zkratk

GGP	Global geodynamics project Projekt globální geodynamiky
DWD	Deutsche Wetterdienst Meteorologická služba SRN
BKG	Bundesamt für Kartografie und Geodäsie Spolkový úřad pro kartografii a geodézii
MOHO	Mohorovičićova diskontinuita
PREM	Preliminary Reference Earth Model Referenční model Země
DNM	Daily Noise Magnitude Denní hodnota šumu v seismické oblasti spektra
SNM	Seismic Noise Magnitude Hodnota šumu v seismické oblasti spektra
PSD	Power spectral density spektrální výkonová hustota
PDF	Probability density function funkce hustoty pravděpodobnosti
PQLX	Pascal Quick Look for X-Window
FFT	Fast fourier transform rychlá fourierova transformace
IRIS	Mezinárodní seismická síť

Přehled symbolů

h, k	Loveovy čísla
ϱ	geocentrický průvodič bodu hustota elementu
δV_s	změna slapového potenciálu
$\Delta\varphi$	fázový posun slapové vlny
δ	gravimetrický faktor
g_s	slapové zrychlení
\mathbf{H}	moment hybnosti
\mathbf{M}	moment vnějších sil
$\boldsymbol{\omega}$	vektor okamžité úhlové rychlosti rotace Země
δg_{res}	reziduální tíhový signál
δg_p	změna velikosti tíhového zrychlení způsobena pohybem pólu
δg_ω	změna velikosti tíhového zrychlení způsobena změnou úhlové rychlosti rotace Země
δg_{atm}	změna velikosti tíhového zrychlení způsobena variací atmosférického tlaku
p	hodnota atmosférického tlaku
p_n	nominální hodnota atmosférického tlaku
α	hodnota regresního koeficientu
Θ	fázový rozdíl
g_z	radiální složka tíhového zrychlení
ψ	sférická vzdálenost
$g(\psi)$	Greenova funkce pro tíhové zrychlení
$g^N(\psi)$	newtonovská část Greenovy funkce pro tíh. zrychlení
$g^E(\psi)$	elastická část Greenovy funkce pro tíh. zrychlení
h	konvoluční okno

Obsah

Abstrakt	5
Přehled zkratek	7
Přehled symbolů	9
Teze disertační práce	19
Úvod	21
1 Přehled současného stavu	23
1.1 Slapové variace tíhového zrychlení	23
1.2 Vliv okamžité polohy pólu Země na měřená tíhová data	30
1.3 Vliv chodu supravodivého gravimetru	31
2 Vliv variace atmosféry na měření tíhového zrychlení	33
2.1 Lokální část atmosférického účinku na tíhové zrychlení	35
2.1.1 Konstatní regresní koeficient	36
2.1.2 Frekvenčně závislý regresní koeficient	39
2.2 Globální část atmosférického účinku na tíhové zrychlení	43
2.3 Vzájemné porovnání lokálního a globálního modelování at- mosférického vlivu	48
3 Vliv variace vodních hmot na měřené tíhové zrychlení	51
3.1 Lokální hydrologický model	55
3.1.1 Výsledky modelování gravitačního účinku pro- měnných hydrologických hmot na základě analýzy vrtu	60
3.1.2 Výsledky modelování gravitačního účinku prommených hydrologických hmot na základě statistického přístupu	63
3.2 Globální hydrologický model	69
3.3 Celkový hydrologický signál	70
3.4 Ověření kvality lokálního hydrologického mo- delu pomocí radiální derivace tíhového zrych- lení	70
4 Studium statistických vlastností reziduálního šumu	75
4.1 Spektrální výkonová hustota	77
4.2 Spektrogram	78

OBSAH

4.3	Funkce hustoty pravděpodobnosti (PDF)	80
4.4	Webové nástroje pro automatickou vizualizaci šumu supravodivého gravimetru	82
5	Závěry a výhled do budoucna	91
	Seznam použité literatury	94
	Přílohy	100
A	Odhad slapových parametrů hlavních slapových vln pro GO Pecný	101
B	Analýza vrtu pro modelování hydrologických parametrů	105
C	Grafické výstupy webového rozhraní SGNoise	109

Seznam obrázků

1.1	Přehled základních geodynamických jevů, které jsou detekovatelné supravodivým gravimetrem. Převzato z Treatise of Geophysics	24
1.2	Hlavní slapové vlny (převzato z Treatise of Geophysics)	26
1.3	Porovnání výsledků absolutního a supravodivého gravimetru na GO Pecný (Vařko a kol., 2013)	32
2.1	Záznam atmosférického tlaku a korigovaného tíhového signálu na stanici GO Pecný. Převzato z (Vařko a kol., 2013).	34
2.2	Průběh hodnoty regresního koeficientu α (černá barva) vypočtené pro každý měsíc měření spolu se standardními odchylkami (modrá barva)	39
2.3	Závislost regresního koeficientu tlaku vzduchu α na frekvenci ω	40
2.4	Závislost fázového rozdílu Θ na frekvenci ω	41
2.5	Odvození pomocných veličin pro výpočet	45
2.6	Lokální, regionální, globální, zatěžovací a celkový efekt modelu ATMACS pro stanici GO Pecný.	47
2.7	Nahore: Porovnání měřené hodnoty atmosférického tlaku (červeně) a hodnoty atmosférického tlaku z modelu (modře). Dole: Hodnota rozdílu (modře)	49
2.8	Porovnání dvou metod výpočtu atmosférické korekce a jejich vzájemné porovnání (převzato z Vařko a kol., 2013)	50
2.9	Amplitudové spektrum pro reziduální časovou řadu tíhového zrychlení po aplikaci dvou metod atmosférické korekce	50
3.1	Vlevo: Velikost gravitačního signálu z působení vodních hmot, newtonovská část (červeně), zatežovací část (modře) vlivu a celkový účinek (černě) centrálního vodního kulového vrchlíku s danou úhlovou vzdáleností ψ a tlouškou 1 m . Vpravo: Pro sférickou vzdálenost byla použita logaritmická škála (převzato z Pálinkáš a kol., 2008).	54
3.2	Gravitační účinek homogenního válce poloměru r , výšky $t = 10 m$ a hustoty $\rho = 100 kg.m^{-3}$ (modře). Pro porovnání je znázorněn také gravitační účinek Bouguerovy desky (červeně). Převzato z Pálinkáš a kol., 2008	55

SEZNAM OBRÁZKŮ

3.3	Digitální model reliedu nejbližšího okolí GO Pecný od výpočtového bodu. Převzato z Pálinskáš a kol., 2008.	56
3.4	Blokový model pro modelování parametrů (převzato z Benešová, 2009)	57
3.5	Retenční křivka	58
3.6	Měření úrovně hladiny podzemní vody	59
3.7	Průběh citlivostní křivky vypočtené pro supravodivý gravimetr SG (modrá spojitá čára) a absolutního gravimetru AG (červená prerušovaná čára)	60
3.8	Parametry lokálního modelu pro popis variace vodních hmot. Vlevo profil pro porovitost (modře) a citlivostní funkci (červeně), uprostřed extrémní případy pro stupeň nasycení (modře) a hladiny podzemní vody (červeně). V pravé části obrázku pak vidíme gravitační účinek jednotlivých vrstev.	62
3.9	Grafický průběh stupně nasycení. Barva popisuje aktuální hodnotu a černá barva popisuje aktuální úroveň hladiny podzemní vody.	62
3.10	Původní reziduální tíhový signál (nahore), jeho filtrovaná vysokofrekvenční část a části 0-4 m a 4-15 m (dole).	63
3.11	Porovnání filtrovaného reziduálního signálu (červená barva) s modelovaným hydrologickým signálem (modrá barva). Dole rozdíl obou signálů.	64
3.12	Modelovaný hydrologický signál - nahore jeho celá část a dole jeho jednotlivé dvoumetrové vrstvy.	64
3.13	Vzájemné porovnání výsledků obou modelů (nahore) a rozdíl v modelovaných hodnotách hydrologického signálu (dole).	66
3.14	Porovnání výsledků obou modelů se vstupní časovou řadou a porovnání rozdílů.	66
3.15	Porovnání hydrologických modelů ve frekvenční oblasti	67
3.16	Průběh vlhkostí v zkoumaném období pomocí empirického modelu	68
3.17	Porovnání simulovaného celkového hydrologického signálu s měřeným hydrologickým signálem.	70
3.18	Závislost průběhu citlivostní funkce na poloze senzoru	71
3.19	Simulovaný hydrologický signál na různých výškových úrovních.	72
3.20	Změna vertikálního gradientu tíže způsobená gravitačním účinkem vodních zásob.	72

SEZNAM OBRÁZKŮ

4.1	Denní hodnoty SNM (červená čára) a magnitudy silných zemětřesení (černé tečky) v roce 2009.	76
4.2	Porovnání šumu na spektrografech pro OSG-050 (GO Pecný) a CSG-026 (Strasbourg) pro rok 2010.	79
4.3	Funkce hustoty pravděpodobnosti (PDF) pro rok 2010.	82
4.4	Reziduální signál za posledních 30 dní měření a průběh atmosférického tlaku.	84
4.5	Rychlý spektrogram za poslední týden měření.	84
4.6	Kalibrovaný tíhový signál a měřené hodnoty atmosférického tlaku.	85
4.7	Reziduální tíhový signál.	85
4.8	Denní spektra.	86
4.9	Spektra pro poslední 4 dny měření.	87
4.10	Měsíční spektrogram pro měsíc březen 2014.	87
4.11	Měsíční PDF pro měsíc březen 2014.	88
4.12	Roční spektrogram pro rok 2013.	88
4.13	Roční PDF pro rok 2013.	89
4.14	Grafické znázornění reziduálního tíhového signálu a atmosférického tlaku v rámci aktuálního roku.	89

Seznam tabulek

1.1	Hlavní slapové vlny (podle Burša a Pěč, 1988)	27
3.1	Ukázka několika nejpoužívanějších globálních hydrologických modelů (podle Mikolaj, 2013).	69

Teze disertační práce

Hlavním cílem disertační práce budou zejména tyto témata:

- vytvoření komplexního algoritmu pro určování úrovně residuálního šumu, který by byl co nejvíce automatický a který by umožňoval vizualizaci šumu v téměř reálném čase,
- shrnutí a testování dostupných globálních hydrologických modelů pro odstranění globálního hydrologického gravitačního signálu. Na základě získaných výsledků doporučit nejvhodnější model pro tento účel,
- analýza lokální variace hydrologických hmot. Na základě registrovaných hydrologických parametrů ze sond navrhnout efektivní způsob modelování variace měřeného tíhového signálu z důvodu variace lokálních hydrologických poměrů,
- shrnutí a testování dostupných modelů atmosférického tlaku a na základě výsledků stanovení nejvhodnějšího modelu pro tento účel,
- studium vlivu variace lokálního atmosférického tlaku a určení efektivního faktora vlivu variace atmosférického tlaku na výsledky měřeného signálu.

Úvod

Využití a výsledky supravodivých gravimetrů v gravimetrii znamenají výrazný skok v dosavadní úrovni přesnosti relativních gravimetrů. Použitím těchto přístrojů je možné v měřickém signálu monitorovat a detekovat s vysokou přesností široké spektrum geodynamických jevů, které by byly v gravimetrických přístrojích předchozí generace detekovatelné jen s velkými obtížemi.

Supravodivé gravimetry fungují na jiném principu než "klasické" pružinové gravimetry, a tedy se očekávalo, že se novým způsobem měření zbavíme některých systematických chyb, které vznikají při měření. Toto očekávání bylo do jisté míry splněno, ale také se u nového typu měření objevily nové zdroje systematických chyb. Je nutno ale konstatovat, že klady u supravodivého gravimetru výrazně převažují nad jeho případnými zápory.

Zvýšení přesnosti a dlouhodobá vnitřní homogenita přesnosti způsobily, že výsledky měření jsou ovlivňovány různými, např. lokálními jevy, které by jsme z měření chtěli odstranit nebo alespoň co nejvíce eliminovat. Dlouhá a kontinuální časová řada měření slouží k sestavení vhodného matematického modelu pro modelování a následné odstranění nežádoucího jevu. Tvorba matematického modelu je zpravidla konstruována pomocí korelační analýzy nebo pomocí impulzních odezev, proto je nezbytné spolu s měřením registrovat i externí environmentální veličiny jako je aktuální hodnota atmosférického tlaku nebo jiné hodnoty z meteorologických čidel.

Tato práce obsahuje studium dvou environmentálních vlivů na měření supravodivým gravimetrem, a to variací atmosférického tlaku a jejich vlivů na měřenou hodnotu tíhového zrychlení (kap. 2) a vliv variace vodních zásob a jejich gravitační účinek na měřenou hodnotu tíhového zrychlení (kap. 3). Cílem čtvrté kapitoly je studium statistických vlastností měřického šumu. Tato studie měla za cíl stanovit limitní hodnoty hladiny přesnosti supravodivého gravimetru ve frekvenčním spektru, což přímo souvisí se stanovením minimální amplitudy periodického nebo tlumeného periodického jevu, který jsme schopni na určité frekvenci nebo frekvenčním rozsahu spolehlivě detekovat. Dalším z argumentů pro studium statistických vlastností reziduálního šumu je stanovení jistého průběhu "standardního" šumu, který pak slouží jako referenční úroveň šumu, vůči kterému se pak porovnává aktuální průběh šumu. To umožňuje rychlou detekci výskytu abnormálních jevů nebo detekci případných instrumentálních problémů. Na základě charakteristiky a magnitudy standardního šumu pak lze porovnávat celkovou nebo frekvenčně limitovanou vhodnost daného supravodivého gravimetru pro studium geodyna-

Úvod

mických jevů (např. analýza vlastních kmitů Země).

V dizertační práci je ukázán způsob popisu magnitudy šumu dat supravodivého gravimetru, zhodnoceny výhody a nevýhody tohoto postupu a ukázány jiné, alternativní způsoby přístupu k vizualizaci reziduálního šumu supravodivého gravimetru. Nové přístupy k analýze šumu dat supravodivého gravimetru, které jsou předmětem této práce, byly prakticky aplikované pro popis úrovně šumu v téměř reálném čase pomocí webového nástroje SG-Noise, který je ve zkušebním provozu pro tři evropské supravodivé gravimetry (GWR OSG-050 na stanici Pecný, [Česká republika], gravimetr s dvěma sférami GWR OSG-030 na stanici Wettzell, [Spolková republika Německo] a gravimetr C026 na stanici Strasbourg, [Francie]). V současné době je snaha, aby se tento způsob popisu šumu (nebo jeho vhodná modifikace) použil jako standard pro popis šumu pro všechny supravodivé gravimetry spolupracující v rámci projektu Globální geodynamický projekt¹.

¹GGP (Global Geodynamics Project), www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html

Přehled současného stavu

Supravodivý gravimetr je díky svým vlastnostem unikátní přístroj pro měření dlouhoperiodických (např. ročné variace) a krátkoperiodických variací (denní a subdenní variace) tíhového zrychlení. Lze ho tedy úspěšně použít pro detekci celého spektra geofyzikálních a geodynamických procesů¹ a také pro potvrzení nebo zpřesnění strukturálních vlastností zemského tělesa. Základní přehled všech významných jevů detekovatelných supravodivým gravimetrem spolu s jejich nejvýznamnějšími periodami je na obr. 1. Na tomto obrázku jsou amplitudy jevů znázorněny pouze řádově, na každé stanici mohou dosahovat mírně odlišných hodnot, zejména u variací atmosférického tlaku a zásob vodních hmot.

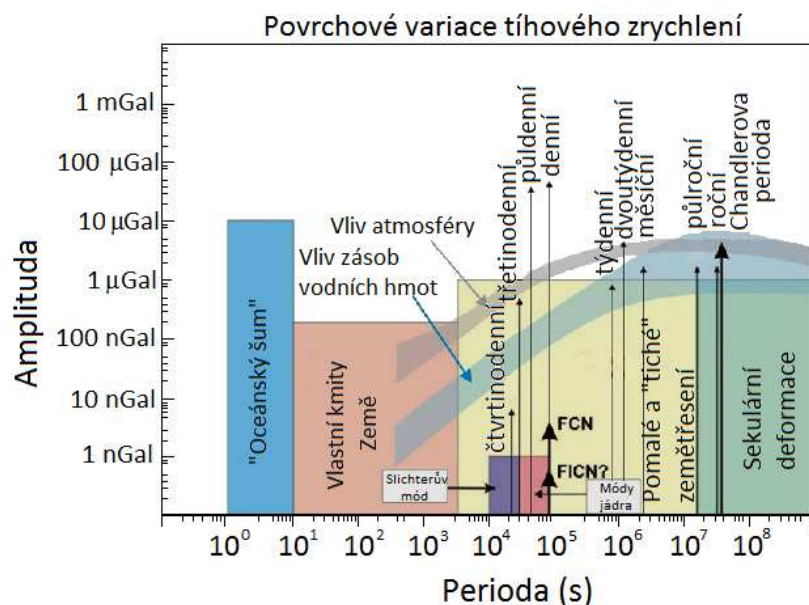
1.1 Slapové variace tíhového zrychlení

Mezi nejvýznamnější periodické změny tíhového zrychlení patří variace slapového zrychlení. Tato variace souvisí s visko-elastickými deformacemi zemského tělesa, které jsou vyvolány gravitačním působením zejména Měsíce a Slunce (Burša a Pěč, 1988). Problematika studia slapových variací je studována již téměř dvě stě let² a v současné době je možné matematický popis slapového potenciálu a zrychlení pro současné požadavky považovat za téměř dokonalý (Tamura, 1987, Wenzel, 1996). Pro popis hodnoty slapového potenciálu pro daný bod na zemském povrchu a pro daný časový okamžik se nepoužívá vyjadření, které plyne z prvního Newtonova zákona, ale harmonický rozvoj,

¹O amplitudových limitech pro nalezení periodického signálu s danou periodou lze mluvit až po spektrální analýze reziduálního šumu, kterou se zabývá kap. 4.

²Historie zemských slapů se datuje od roku 1824, kdy C. A. Peters podal správné vysvětlení časových změn tížnice (Burša a Pěč, 1988).

KAPITOLA 1. PŘEHLED SOUČASNÉHO STAVU



Obr. 1.1: Přehled základních geodynamických jevů, které jsou detekovatelné supravodivým gravimetrem. Převzato z Treatise of Geophysics

který vychází z astronomických argumentů. Pro výpočet slapového potenciálu nebo jeho odvozených veličin tedy potřebujeme co nejpřesněji znát polohu na zemském tělese a přesnou časovou informaci. Tento rozvoj nám nabízí pouze informaci o slapovém potenciálu zemského tělesa, které je dokonale tuhé (nedeformovatelné), tj. externí kosmické těleso zde svou hmotou generuje poruchu v gravitačním poli Země, ale neuvažuje skutečnost, že tato gravitační porucha působí na zemské těleso jako doplňková síla, která má za svůj následek dodatečnou deformaci tělesa, co se taky projeví jako další člen ve slapovém potenciálu. O tom, jak velká část původního slapového potenciálu připadne na deformační potenciál, je určeno Loveho čísla. Když vyjdeme z Hookova zákona (Brdička a kol., 2005), pak pro jednodimenzionální těleso platí vztahy

$$\frac{\delta V_s(\mathbf{r}, t)}{V_s(\mathbf{r}, t)} = k, \quad \frac{\delta \bar{\rho}(\mathbf{r}, t)}{\bar{\rho}(\mathbf{r}, t)} = h, \quad (1.1)$$

a vidíme, že Loveho čísla k a h jsou nezbytné pro určení správné hodnoty slapového potenciálu a z něho odvozeného slapového zrychlení. Ve vz-

1.1. SLAPOVÉ VARIACE TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

tazích (1.1) veličina δV_s představuje změnu slapového potenciálu $V_s(\mathbf{r}, t)$ generovanou deformací Země (deformační potenciál), V_s představuje slapový potenciál, \mathbf{r} představuje geocentrický polohový vektor, t představuje časovou epochu, pro kterou se vykonává výpočet, a veličiny $\delta\bar{\varrho}$ a $\delta\varrho$ představují změnu geocentrického průvodiče způsobenou deformací, resp. změnu geocentrického průvodiče ($\varrho = \|\mathbf{r}\|$). Zde bylo použito určitého zjednodušení ve formě stotožnění směru změny geocentrického průvodiče $\delta\varrho$ se směrem vnější normály k hladinové ploše, na které je gravitační potenciál Země $W = konst.$ Pokud by tato teorie byla aplikována na těleso, které nepodléhá deformaci, pak by samozřejmě muselo platit $k = h = 0$.

Fyzikální a mechanické vlastnosti zemského tělesa jsou charakterizovány jako visko-elastické, což znamená, že pokud na těleso působíme krátkodobě, nebo na něj působíme periodickou silou, která má vyšší frekvence (např. denní a polodenní slapové frekvence), lze změnu tvaru Země popsat pomocí rovnic pro elastickou deformaci tělesa. Pokud je působení na těleso dlouhodobé nebo je střídání změn pomalejší (např. zaledňování a odledňování v meziledových dobách), pak je pro popis deformací vhodnější matematický popis viskozního tělesa. Je proto nutno zdůraznit, že obecně Loveho čísla není možno brát jako univerzální konstanty, ale jedná se i o frekvenčně závislé veličiny. Pro praktické užití slapového modelu v geodézii často nepotřebujeme určit hodnoty Loveho čísel h a k , ale jejich kombinacím napr. pro gravimetrický faktor δ (Torge, 1989)

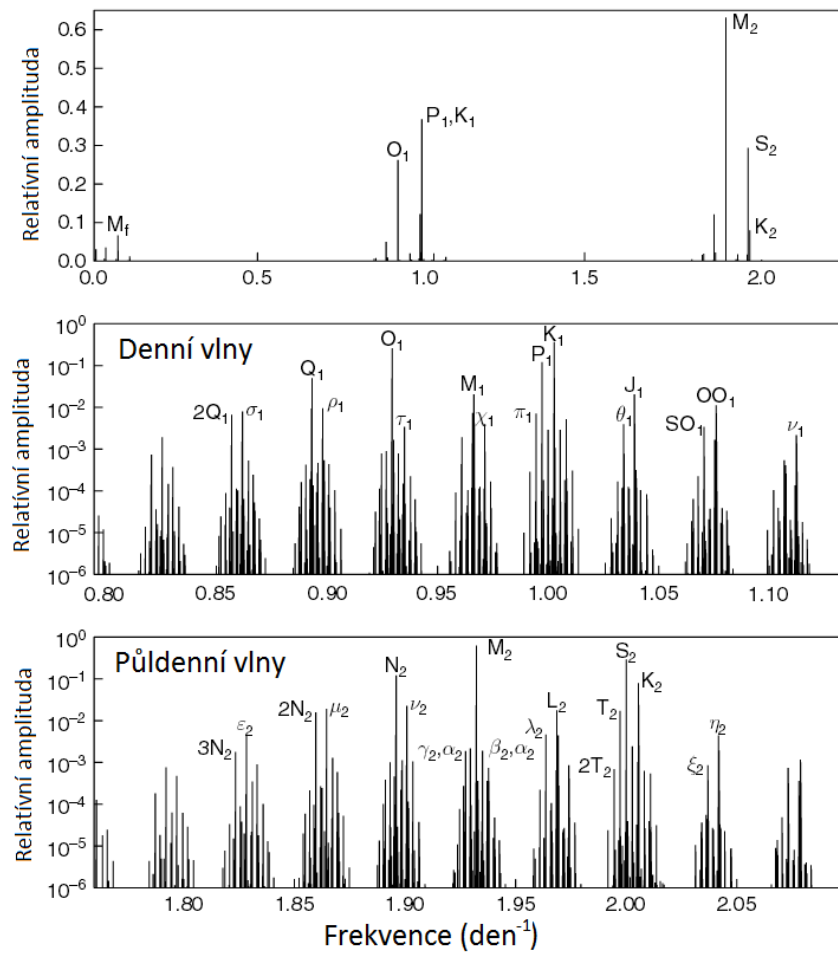
$$\delta = 1 + h - \frac{3}{2}k \quad (1.2)$$

pro všechny hlavní slapové vlny. Slapová síla představuje vektor v prostoru. V gravimetrii se zabýváme měřením pouze její komponenty, která má směr vnější normály k okamžité hladinové ploše tíhového pole Země, co představuje celou velikost vektoru. Poměrně často se tato komponenta spojuje s vertikální složkou, ale je nutno tyto dva vektory vzájemně odlišovat, i když se jedná často o vektory téměř stejného směru a velikosti.

Stručný přehled hlavních slapových vln lze nalézt v Tab. 1.1 a grafické znázornění nejvýznamnějších slapových amplitud je na obr. 1.2.

Dále je nutné připomenout, že elastická reakce Země na slapové zatížení neprobíhá okamžitě, ale dochází k určitému fázovému posunu oproti vypočtené slapové reakci tuhé Země (Bauer, 2000). Tedy pro všechny hlavní slapové skupiny vln potřebujeme na základě měření určit dvojici parametrů: amplitudový faktor δ a fázový posun $\Delta\varphi$. Na základě znalosti hodnot těchto

KAPITOLA 1. PŘEHLED SOUČASNÉHO STAVU



Obr. 1.2: Hlavní slapové vlny (převzato z Treatise of Geophysics)

1.1. SLAPOVÉ VARIACE TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

Mezinárodní označení vlny	Perioda	Charakter	Původ
není	18.6 let	zonální	Měsíc
S_a	1.0 roku	zonální	Slunce
S_{sa}	0.5 roku	zonální	Slunce
M_m	27.55 dne	zonální	Měsíc
M_f	13.66 dne	zonální	Měsíc
O_1	25.82 h	teserální	Měsíc
P_1	24.07 h	teserální	Slunce
K_1	23.93 h	teserální	Měsíc a Slunce
N_2	12.66 h	sektorální	Měsíc
M_2	12.42 h	sektorální	Měsíc
S_2	12.00 h	sektorální	Slunce
K_2	11.97 h	sektorální	Měsíc a Slunce

Tab. 1.1: Hlavní slapové vlny (podle Burša a Pěč, 1988)

parametrů pak hodnotu slapového zrychlení v libovolném časovém okamžiku určíme jako (Pick a kol., 1973)

$$g_s(t) = \sum_{i=1}^N \delta_i A_i \cos(\omega_i t + \varphi_i + \Delta\varphi_i), \quad (1.3)$$

kde A_i je amplituda příslušné slapové vlny pro pevnou Zemi a ω_i je její frekvence a φ_i teoretická fáze vzhledem k referenční epoše.

Pro praktické určení slapových parametrů na příslušné slapové stanici potřebujeme co nejdříve předpřipravenou časovou řadu³ měřených hodnot tíhového zrychlení a také příslušný slapový model. Dostupnost co nejdříve časové řady je přirozenou podmínkou v teorii odhadu o nejspolehlivějším odhadu neznámé veličiny z většího množství dat (podmínka konzistence) (Kubáček a kol, 1995). Dalším důležitým a oprávněným požadavkem na délku časové řady je Rayleightovo kritérium. Toto kritérium vychází z následujícího předpokladu (Ducarme, 2009): V principu lze dvě slapové frekvence od sebe separovat na intervalu n dat s rovnoměrným vzorkováním, pokud se

³Pod předpřipravenou časovou řadou se většinou rozumí časová řada, která je zbavená projevů zemětřesení, skoků, extrémních hodnot a jiných vlivů, které se mohou v datech ze SG objevit a které nejsou projevy slapového účinku na Zemi.

KAPITOLA 1. PŘEHLED SOUČASNÉHO STAVU

jejich uhlové frekvence liší nejméně o $360^\circ/n$. Pokud chceme určit minimální délku časové řady, s jejichž pomocí jsme schopni jednoznačně rozlišit dvě slapové vlny s periodami T_1 a T_2 ($T_1 > T_2$), pak pro délku časové řady musí platit (Ducarme, 2009)

$$T \geq \frac{T_1 T_2}{T_1 - T_2}. \quad (1.4)$$

Praktická slapová analýza je založena na porovnání, kolikrát je větší skutečná amplituda slapové vlny vůči modelové pro tuhou Zemi a jaký je jejich vzájemný fázový rozdíl. V minulosti se pro tento účel hojně používal program ETERNA (Wenzel, 2000), který byl postaven na principu harmonické analýzy metodou nejmenších čtverců a který byl schopen kromě neznámých slapových parametrů odhadnout také hodnotu regresních koeficientů při uvážení lineární regrese mezi tíhovým zrychlením a zvoleným externím vlivem (primárně atmosferický tlak v místě měření). Ukázka odhadu hodnot slapových parametrů spolu s jejími standardními odchylkami pro slapovou stanici GO Pecný se nachází v příloze A.

Měření zemských slapů na GO Pecný probíhá dlouhodobě s mnoha významnými mílniky:

1969-1970 Zkoušky dvou gravimetrických slapových aparatur a vypracování technologie pro dlouhodobá měření s gravimetry Askania,

1970 Začátek soustavného registrování zemských slapů gravimetry Askania Gs11 v gravimetrické laboratoři,

1972 Zřízena slapová stanice jako specializovaná laboratoř pro registraci slapových variací,

1975

- začátek spolupráce se Stavební fakultou Českého vysokého učení technického v Praze na měření gravimetrem Askania Gs15 č. 228,
- mezinárodní srovnávací slapová měření na GO Pecný (4 měsíce). Měřeno bylo gravimetry z Německé demokratické republiky (gravimetr Gs15 č. 222), Maďarské lidové republiky (BN-07), Svazu sovětských socialistických republik (SSSR) (Gs15 č. 220) a Československé socialistické republiky (Gs15 č. 228 a Gs11 č. 131),

1976 Slapové měření v rámci spolupráce KAPG gravimetrem Gs11 č. 201 na observatořích v Pulkově a Obninsku v SSSR,

1.1. SLAPOVÉ VARIACE TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

1980-1981 Roční slapové měření v rámci spolupráce KAPG gravimetrem Gs15 č. 228 v Bulharské lidové republice na slapové stanici Sofie,

1984-1985 Roční slapové měření (opět v rámci spolupráce KAPG) gravimetrem Gs15 č. 228 v Ma'arské lidové republice na slapové stanici Budapešť,

1988-1990 Slapová měření (v rámci KAPG) gravimetrem BN-26 na bodě předpokládaného euro-asijského profilu ve Frunze v SSSR,

1994 Zapůjčen gravimetr LaCoste-Romberg G č. 137 od National Imagery and Mapping Agency (NIMA), USA pro pokusy o nezávislou registraci slapových variací,

1995 zavedena digitální registrace záznamu gravimetrů,

1997 měření variací slapů s analogovou zpětnou vazbou,

1999-2000 gravimetr LaCoste-Romberg G č. 137 zaslán výrobcí na upgrade a doplnění zpětné vazby,

2000

- zkušební měření rekonstruovaným gravimetrem LaCoste-Romberg G č. 137,
- měření slapových variací tíže gravimetrem Askania Gs15 č. 228 opatřeným digitální zpětnou vazbou

2002

- od března do července byla provedena rekonstrukce slapové stanice - byly zlepšeny izolace a zahájena regulace vlhkosti,
- po rekonstrukci pokračováno v měřeních s gravimetrem Askania Gs15 č. 228 a s gravimetrem LaCoste-Romberg G č. 137 (pokud nebyl používán na jiné práce),

2007 Po kratší rekonstrukci slapové stanice (rozdělení slapové komory na dvě části) bylo v únoru zahájeno měření se supravodivým gravimetrem GWR OSG-050.

1.2 Vliv okamžité polohy pólu Země na měřená tíhová data

Pohyb okamžitého pólu jako variace ve směru okamžitého vektoru rotace Země je pro tuhou Zemi popsán Eulerovým postulátem z roku 1752 (Burša a Kostelecký, 1994) jako

$$\frac{d\mathbf{H}}{dt} = \mathbf{M}, \quad (1.5)$$

kde \mathbf{H} je vektor popisující moment hybnosti Země, \mathbf{M} je vektor vnějších sil působících na těleso a t představuje čas.

Pokud chceme řešit úlohu v souřadnicové soustavě, která je pevně spojená se Zemí, uvedená rovnice přejde na tvar (Kvasnica a kol., 2004)

$$\frac{d\mathbf{H}}{dt'} + \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{H} = \mathbf{M}, \quad (1.6)$$

kde $\boldsymbol{\omega}$ je vektor okamžité úhlové rychlosti rotace Země. Řešení této rovnice za předpokladu, že Země je symetrická vůči rovníku, je tuhá a nepůsobí na ní žádné vnější síly⁴, vede k analytickému popisu periodického pohybu s periodou (Burša a Kostelecký, 1994)

$$T_E = \frac{2\pi}{\Omega} \frac{A}{A - C} \doteq 305 \text{ dni}$$

a fází, která vychází z počátečních podmínek. Periodě T_E se říká Eulerova perioda.

O něco více realisticější model rotace Země dostaneme, pokud pro moment hybnosti \mathbf{H} budeme uvažovat jeho malé pertubace \mathbf{h}

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_E + \mathbf{h},$$

kde \mathbf{H}_E je moment hybnosti pro tuhou Zemi a \mathbf{h} je relativní moment hybnosti. Zde již nelze najít (s výjimkou speciálních případů) řešení v uzavřeném tvaru, ale pro realistické modely Země vychází numerická hodnota periody kvaziperiodického pohybu $T_C \doteq 430$ dnů (Loyer a kol., 1999), což je hodnota Chandlerovy periody, která je mnohem blíže měřené periodě pohybu pólu.

Prakticky se účinek polohy okamžitého pólu na změnu odstředivého zrychlení nemodeluje pomocí řešení Liouvillových rovnic, ale jako vstup pro výpo-

⁴vektor vnějších sil \mathbf{M} je nulový

1.3. VLIV CHODU SUPRAVODIVÉHO GRAVIMETRU

čet se použije poloha pólu pro daný časový okamžik t pomocí pravouhlých souřadnic x_p a y_p (Wahr, 1985)

$$\delta g_p(t) = \delta_{amp} R \omega^2 \sin 2\varphi [x_p(t) \cos \lambda + y_p(t) \sin \lambda], \quad (1.7)$$

kde δ_{amp} je amplitudový faktor pro reálnou Zemi, R je střední poloměr referenční Země, φ a λ jsou sférické souřadnice bodu. Pokud by byl požadavek na velmi přesné měření, pak by bylo nutné také uvažovat vliv variace okamžité rychlosti rotace Země, který lze určit ze vztahu

$$\delta g_\omega = 2\omega R \cos^2 \varphi \delta\omega. \quad (1.8)$$

V uvedeném vztahu $\delta\omega$ představuje variaci okamžité hodnoty rychlosti zemské rotace.

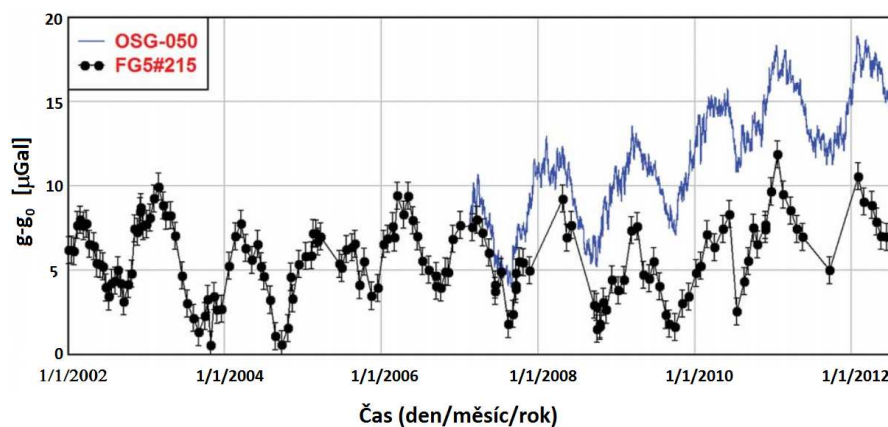
Vliv variace okamžité polohy pólu na tíhová data může dosahovat hodnot až $8 \mu Gal$.

1.3 Vliv chodu supravodivého gravimetru

Další z velice důležitých informací, které nás o supravodivém gravimetru zajímají, je jeho chod. Pod pojmem chod gravimetru rozumíme časovou rychlost změny čtení gravimetru na stejném bodě za stejných měřických postupů a podmínek, které jsou způsobeny přístrojovými efekty a nikoliv přirozenou změnou měřeného parametru. U pružinových gravimetrů se existence této systematické chyby měření připisovala časově nekonstatným elastickým vlastnostem extrémně citlivé pružiny, která byla způsobena zejména variací vnitřní teploty po dobu měření nebo externími vlivy (Torge, 1989). U supravodivého gravimetru by ovšem k chodu gravimetru dojít nemělo, protože v tomto přístroji je mechanická vlastnost pružiny nahrazená elektromagnetickým polem generovaným v cívkách v supravodivém stavu (Goodkind, 1981). K tomuto jevu bohužel u supravodivého gravimetru dochází, ale jedná se o chod, který je ve většině případů malý, lineární a velice stabilní, lze ho tedy snadno na základě delšího kontinuálního měření modelovat a eliminovat.

O přítomnosti chodu supravodivého gravimetru se můžeme snadno přesvědčit pomocí grafického znázornění reziduální časové řady z delšího období, kde jasně vidíme trend této křivky. Prokazatelným způsobem detekce a odhadu parametrů chodu supravodivého gravimetru je souběžné měření

KAPITOLA 1. PŘEHLED SOUČASNÉHO STAVU



Obr. 1.3: Porovnání výsledků absolutního a supravodivého gravimetru na GO Pecný (Vařko a kol., 2013)

supravodivého gravimetru s absolutním gravimetrem. Pak z rozdílů mezi oběma křivkami můžeme pomocí lineární regrese určit hodnotu trendu rozdílu mezi výsledky⁵.

Na obrázku 1.3 je grafické znázornění výsledků souběžného měření absolutního a supravodivého gravimetru na GO Pecný, na základě kterého byl stanoven chod supravodivého gravimetru.

⁵Tady nás zajímá pouze trend, neboli časová změna, hodnota absolutního posunu mezi výsledky není až tak zajímavá vzhledem k využití supravodivého gravimetru jako přístroje pro monitorování variací tíhového zrychlení

2

Vliv variace atmosféry na měření tíhového zrychlení

Aktuální stav atmosféry je poměrně komplikovaný a matematicky jen s velkými komplikacemi popsatelný nelineární dynamický systém. Bohužel tento složitý, téměř dlouhodobě nepredikovatelný systém ovlivňuje velkou část partikulárních geosystémů (hydrologický, dynamiku zemského povrchu, ...), ale ovlivňuje také rychlost rotace Země a polohu okamžitého pólu Země. Je proto nutno věnovat této problematice dostatečnou péči, aby výsledky tíhového měření byly redukovány na standardní hodnotu atmosférického tlaku odpovídající dané výšce bodu nad referenční hladinou (Crossley a kol., 1995).

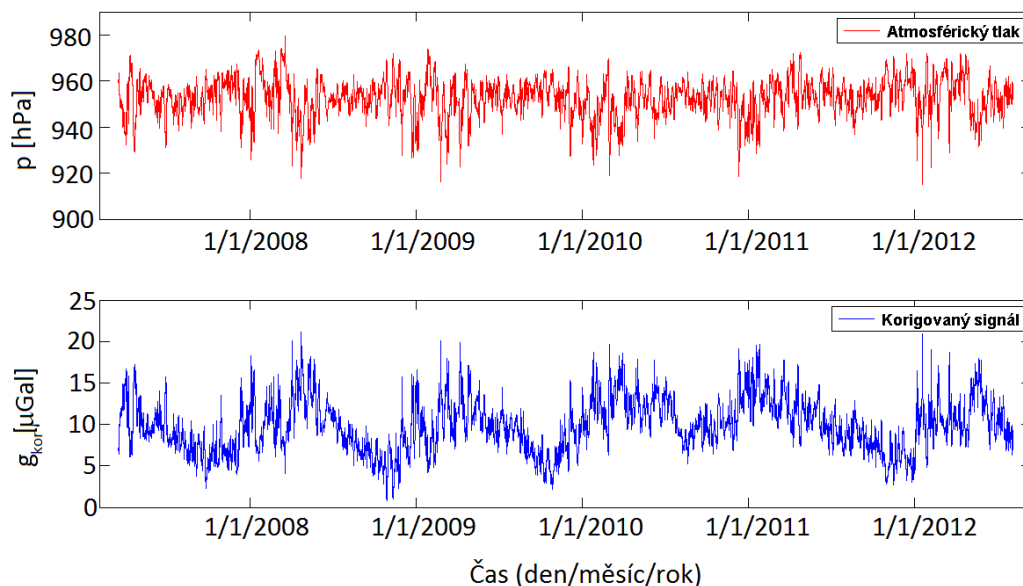
Důležitým faktorem při modelování zde hraje dynamika (rychlost variace) atmosférického tlaku, která přímo souvisí s rychlostí redistribuce hmot v atmosféře. Tyto hmoty ovlivňují výsledky tíhového měření dvojnásobným způsobem (Boy a kol., 1998):

- přímý (Newtonovský) účinek,
- nepřímý (zatěžovací, deformačný) účinek.

Pokud se snažíme pochopit a matematicky popsat stav atmosféry, zjistíme, že velice důležitou roli zde hrají zejména tyto veličiny: atmosférický tlak, aktuální teplota a vlhkost vzduchu. Hodnota atmosférického tlaku charakterizuje distribuci atmosférických hmot v okolí stanice a tedy míru gravitačního účinku těchto hmot. Ostatní dvě veličiny (aktuální teplota a vlhkost vzduchu) jsou důležité pro dynamiku atmosféry. Pro naše potřeby se tedy zaměříme pouze na modelování časových změn tíhového zrychlení pomocí variace atmosférického tlaku.

KAPITOLA 2. VLIV VARIACE ATMOSFÉRY NA MĚŘENÍ TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

Na obr. 2.1 vidíme záznam atmosférického tlaku a korigovaného tíhového signálu¹, který byl zaznamenán na stanici GO Pecný.



Obr. 2.1: Záznam atmosférického tlaku a korigovaného tíhového signálu na stanici GO Pecný. Převzato z (Vařko a kol., 2013).

Z obrázku je vidět značná variace atmosférického tlaku, která může dosahovat hodnot až 60 hPa , které souvisí se sezonními variacemi atmosférických hmot v rámci jednoho roku. Pokud se soustředíme pouze na denní variace atmosférického tlaku, tak ty dosahují hodnoty maximálně 10 hPa .

Pro přesnější modelování vlivu variace atmosférického tlaku na tíhové měření se doporučuje rozložit tento účinek na dvě samostatné části: globální a lokální (Warburton a Goodkind, 1977). Cílem globální části atmosférického účinku je výpočet tohoto efektu z globální znalosti průběhu atmosférického tlaku. Tato globální část nám lépe popíše dlouhodobé a sezónní variace tíhového zrychlení. Lokální část účinku nám lépe popíše variace v menší prostorové oblasti (lokální variace). Prakticky může dojít k obtíži při separaci globální a lokální části (Alltop, 2002), ale pro globální část je dominantní

¹Pod korigovaným tíhovým signálem se rozumí signál, který byl opraven o jevy z kap. 1, tj. o vliv slapového zrychlení, vliv pohybu pólu Země a chod gravimetru. Dále se taky odstraňuje projev zemětřesení nebo jiné jevy, jako jsou např. skoky v datech.

2.1. LOKÁLNÍ ČÁST ATMOSFÉRICKÉHO ÚČINKU NA TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ

hlavně dlouhoperiodická část spektra a pro lokální spíše ta krátkoperiodická. Pak stačí na základě spektra časové řady tíhových dat a atmosférického tlaku vhodně zvolit frekvenční hranici mezi globálním a lokálním atmosférickým účinkem na tíhové zrychlení.

V článku (Merriam, 1992) lze nalézt rozdělení vlivu variace atmosférického tlaku na lokální, regionální a globální efekt s odhadem velikosti dané části:

- přibližně 90% celkového atmosférického vlivu pochází z nejbližšího okolí stanice (z oblasti přibližně do 50 *km* od stanice), a z této části 90% efektu představuje newtonovská část a pouze 10% připadá na zatížení,
- pro regionální část od 50 *km* do 100 – 500 *km* (v závislosti na topografii) od stanice je atmosférická korekce relativně malá (dosahuje pouze několika málo procent z celkového atmosférického signálu) a primárně pochází ze zatížení,
- zbylá část atmosférického účinku pro vzdálenosti větší než 100 – 500 *km* od stanice se nazývá globální efekt a přispívá maximálně pěti procenty k celkovému atmosférickému efektu.

2.1 Lokální část atmosférického účinku na tíhové zrychlení

Co se týče modelování atmosférického účinku na tíhové zrychlení (jak lokální, tak i globální části, viz (kap. 2.2)), tak na tento problém můžeme nahlížet ze dvou principiálně odlišných pohledů: **fyzikálně**, jako výsledek rovnováhy sil přímého a nepřímého účinku a **statisticky** jako hledání regresního modelu mezi záznamem atmosférického tlaku a tíhovým záznamem. Fyzikální přístup se zde zdá vhodnější, protože by měl lépe popisovat realitu (vychází z platných fyzikálních principů). Bohužel komplexní popis problému vyžaduje detailní znalost distribuce atmosférického tlaku v prostoru, znalost elastických a strukturálních vlastností zemského tělesa a vytvoření samotného modelu; výpočet účinku bude tedy značně komplikován. Pro modelování lokálního účinku se spíše používá statistický přístup. Když se totiž zaměříme pouze na vysokofrekvenční část jevu (řekněme denní variace), pak při použití fyzikálního modelu není nutno uvažovat s viskozí částí a vystačíme si pouze s elastickou částí, a tedy existence dodatečného atmosférického tlaku se okamžitě projeví v tíhovém záznamu.

KAPITOLA 2. VLIV VARIACE ATMOSFÉRY NA MĚŘENÍ TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

Přesto ale není možno oba přístupy pro vyšší frekvence úplně ztotožňovat jako identické, protože fyzikální model vychází z fyzikálních zákonů, na základě kterých se snaží popsat gravitační účinek, zatímco statistický přístup jde spíše opačným směrem, z tíhového záznamu se snaží nalézt zákonitost nebo vhodný regresní vztah mezi aktuální hodnotou atmosférického tlaku a reziduální tíhovou hodnotou. Když se pro tento účel použije standardní metoda odhadu, která se používá v geodézii - metoda nejmenších čtverců, která není moc robustní, tak je nutno konstatovat, že pokud časová řada, která se pro výpočet použije obsahuje větší množství odlehlých pozorování, tak výsledky odhadu regresního modelu nemusí být spolehlivé. S podobným problémem se můžeme setkat i v situaci, pokud je variace atmosférického tlaku v zkoumaném období malá, tak z numerického hlediska při odhadu neznámých parametrů je numerická stabilita úlohy značně ovlivněna poměrem mezi výkonem signálu a výkonem šumu. Proto je vhodné při sestavování vhodného regresního modelu klást důraz na to, aby časová řada obsahovala období s většími variacemi atmosférického tlaku.

2.1.1 Konstatní regresní koeficient

V minulosti se pro redukci vlivu anomálního atmosférického tlaku používal jednoduchý (konstantní) regresní koeficient a samotná korekce měla jednoduchý vztah (Torge, 1989)

$$\delta g_{atm}(H, t) = \alpha [p(t) - p_{n,H}], \quad (2.1)$$

kde α je hodnota regresního koeficientu (v jednotkách $\mu Gal.hPa^{-1}$ nebo $nm.s^{-2}.hPa^{-1}$), $p(t)$ je přímo měřená hodnota atmosférického tlaku (v jednotkách hPa) a $p_{n,H}$ je standardní (nominální) hodnota atmosférického tlaku v nadmořské výšce H podle (U. S. Standard Atmosphere, 1976) ve tvaru

$$p_{n,h} = 1013,25 \left(1 - \frac{0,0065H}{288,15}\right)^{5,2559}. \quad (2.2)$$

Co se týče regresního koeficientu α , tak podle (Spratt, 1982) se doporučoval používat globální průměr $\alpha = -0,3 \mu Gal.hPa^{-1}$. Je nutno připustit, že použitím této hodnoty se zbavíme značného vlivu anomálního atmosférického tlaku na tíhová měření, ale rozhodně nemůžeme tvrdit, že se jedná o univerzální hodnotu a postup, jak se kompletně zbavit vlivu atmosféry (van Dam a Wahr, 1987). Ve skutečnosti tato hodnota závisí na

2.1. LOKÁLNÍ ČÁST ATMOSFÉRICKÉHO ÚČINKU NA TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ

mnoha jiných parametrech a může dosahovat rozdílné hodnoty z rozmezí od $0,2 \mu Gal.hPa^{-1}$ do $0,4 \mu Gal.hPa^{-1}$ v závislosti na variaci lokálních a regionálních atmosférických podmínek (Merriam, 1992).

Pokud by jsme si z našich naměřených časových řad reziduálního tíhového zrychlení² s časovou řadou atmosférického tlaku chtěli vypočítat vlastní hodnotu regresního koeficientu α , který by co nejlépe odstranil z výsledků vliv atmosféry, lze k tomuto problému přistupovat ze dvou hledisek:

- Určení parametru α pomocí metody nejmenších čtverců,
- Určení parametru α pomocí nulové statistické vazby mezi reziduální časovou řadou tíhového zrychlení a atmosférického tlaku.

První způsob odhadu numerické hodnoty parametru α je založen na hledání minima L_2 normy výrazu³

$$L(\alpha) = \|\mathbf{g}_{res} - \alpha(\mathbf{p} - \mathbf{ip}_n)\|_2 = \sum_{i=1}^N [g_{res,i} - \alpha(p_i - p_n)]^2 = min. \quad (2.3)$$

kde \mathbf{g}_{res} je vektor reziduálních tíhových dat, \mathbf{p} je vektor měřeného atmosférického tlaku na stanici a p_n je hodnota standardního atmosférického tlaku pro danou stanici (určená podle vztahu (2.2)). Řešení se nalezne standardním postupem pro hledání extrému funkce

$$\frac{dL(\alpha)}{d\alpha} = -2 \sum_{i=1}^N [g_{res,i} - \alpha(p_i - p_n)] (p_i - p_n) = 0$$

odkud

$$\alpha = \frac{\sum_{i=1}^N g_{res,i}(p_i - p_n)}{\sum_{i=1}^N (p_i - p_n)^2} \quad (2.4)$$

²Zde se pod reziduální časovou řadou rozumí měřená kalibrovaná časová řada zbavená zejména vlivu slapů, pohybu polu Země, chodu gravimetru a vlivu variace hydrologických hmot. Pak je vhodné udělat vizuální kontrolu pro zjištění skoků, neodůvodnitelných extrémů a jiných artefaktů.

³U všech odhadů regresního koeficientu α se nejdříve ze všech vstupních souborů odstraňovala průměrná hodnota. Kdyby se před samotným odhadem nevykonala tento krok, mělo by to za následek špatný výsledek odhadu zejména nejnižších frekvencí.

KAPITOLA 2. VLIV VARIACE ATMOSFÉRY NA MĚŘENÍ TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

O tom, že se jedná o minimum funkce (2.3) se můžeme přesvědčit výpočtem druhé derivace této funkce.

$$\frac{d^2 L(\alpha)}{d\alpha^2} = 2 \sum_{i=1}^N (p_i - p_n)^2 \geq 0.$$

Tento výraz by nabyl nulové hodnoty jenom v případě $p = p_n$ v rámci celého zkoumaného období. Pokud by tato situace ovšem nastala, úloha určení nejlepšího odhadu hodnoty α by ztratila na významu, protože by nedocházelo k variaci atmosférického tlaku.

Pokud by jsme úlohu chtěli řešit druhým způsobem, pak vycházíme z následujícího předpokladu: Dvě diskrétní veličiny a a b jsou na zvoleném intervalu I vzájemně statisticky nezávislé, pokud na tomto intervalu platí jejich nulový skalární součin. Když tuhle podmínku aplikujeme na náš problém vektorů $g_{res} - \alpha(p - p_n)$ a $p - p_n$, pak musí platit

$$\sum_{i=1}^N [g_{res,i} - \alpha(p_i - p_n)] (p_i - p_n) = 0,$$

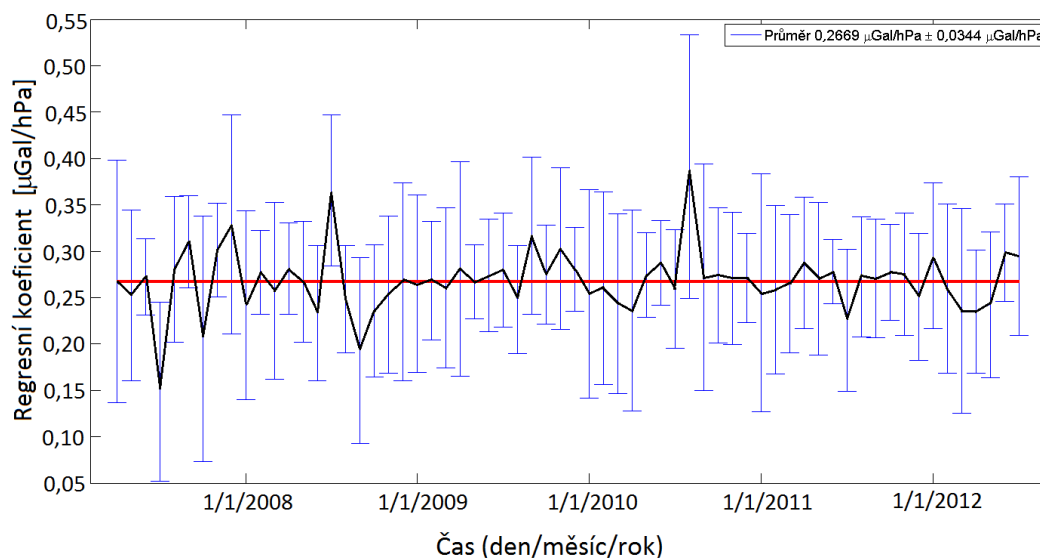
co je až na faktor -2 identická podmínka, jakou jsme kladli pro řešení v prvním přístupu. Můžeme tedy vyslovit závěr, že oba přístupy vedou k určení stejné hodnoty α , a tedy jsou ekvivalentní.

V rámci studia vhodnosti konstantního regresního koeficientu byl vykonán numerický experiment s cílem zjištění roční variace tohoto koeficientu. V časovém období duben 2007 až červenec 2012 byl pro každý měsíc měření supravodivého gravimetru experimentálně určen empirický regresní koeficient spolu s přesností jeho určení. Na obr. 2.2 můžeme vidět grafické výsledky této analýzy.

Na základě dosažených výsledků byla pak stanovena váženým aritmetickým průměrem průměrná hodnota regresního koeficientu $-0,2669 \mu Gal.hPa^{-1}$ se standardní odchylkou $0,0344 \mu Gal.hPa^{-1}$.

Výsledek experimentu ale nepřeukázal, že by byl tento regresní koeficient sezónně závislý, odhadnuté hodnoty se od průměru liší spíše náhodně a souvisí s nestandardním stavem atmosféry v daném měsíci. Pokud se snažíme interpretovat vypočtenou absolutní hodnotu regresního koeficientu $0,2669 \mu Gal.hPa^{-1}$, která je o víc než 10 % menší než doporučená hodnota $0,3 \mu Gal.hPa^{-1}$, pak musíme mít na paměti, že vypočtená hodnota se podle předpokladů MNČ snaží minimalizovat velikost vektoru reziduí, takže

2.1. LOKÁLNÍ ČÁST ATMOSFÉRICKÉHO ÚČINKU NA TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ



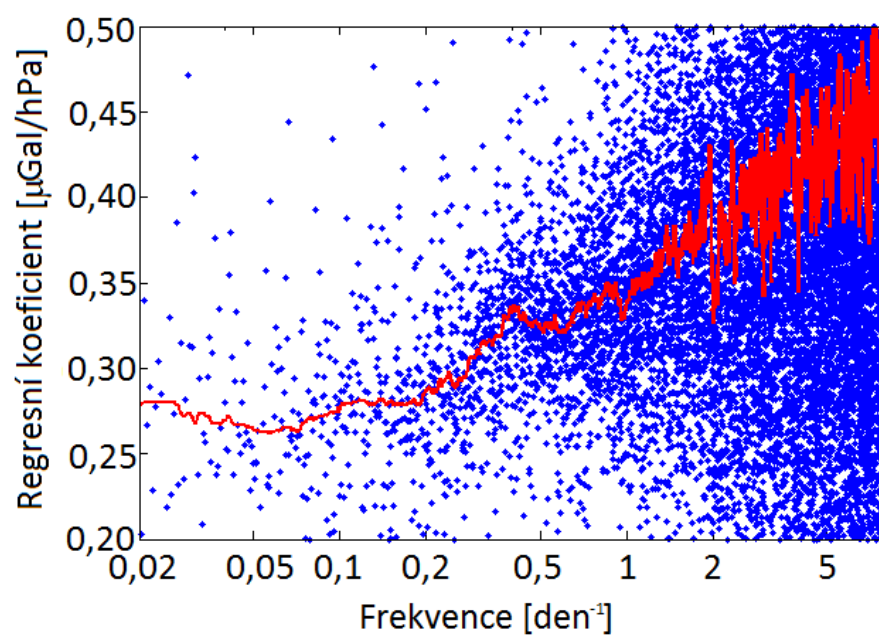
Obr. 2.2: Průběh hodnoty regresního koeficientu α (černá barva) vypočtené pro každý měsíc měření spolu se standardními odchylkami (modrá barva)

by bylo možné dojít k závěru, že tato hodnota regresního koeficientu nejépe odstraňuje vliv variace atmosférického tlaku z frekvenčního rozsahu 1 – 30 dní, na rozdíl od doporučené hodnoty, která má za cíl odstranění vlivu variace atmosférického tlaku ze slapového spektra (zejména denní a subdenní variace). Toto poznání nás dovede k myšlence, že hodnota nejvhodnějšího regresního koeficientu se může měnit v závislosti na frekvenčním rozsahu, na kterém chceme minimalizovat vliv variace atmosférického tlaku.

2.1.2 Frekvenčně závislý regresní koeficient

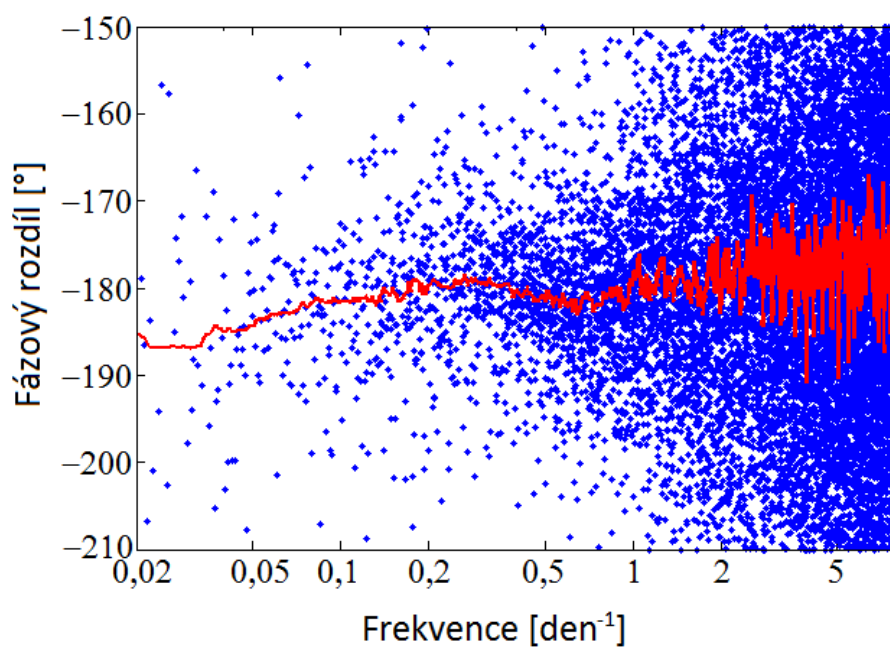
Zkusme nyní přijmout předpoklad, že regresní koeficient není konstanta, ale že se jedná o veličinu, která je závislá na rychlosti změny atmosférického tlaku. Tento předpoklad vychází z hypotézy definované v první kapitole o visko-elastických vlastnostech zemského tělesa. Tato hypotéza nám říká, že Země bude reagovat jinak pro rychlou (krátkoperiodickou) změnu a jinak pro pomalou (dlouhoperiodickou) změnu. Tohle se nebude týkat pouze amplitudové reakce Země na změnu, ale také fázové reakce ve formě fázového zpoždění (El-Gelil a kol., 2008).

KAPITOLA 2. VLIV VARIACE ATMOSFÉRY NA MĚŘENÍ TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ



Obr. 2.3: Závislost regresního koeficientu tlaku vzduchu α na frekvenci ω

2.1. LOKÁLNÍ ČÁST ATMOSFÉRICKÉHO ÚČINKU NA TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ



Obr. 2.4: Závislost fázového rozdílu Θ na frekvenci ω

KAPITOLA 2. VLIV VARIACE ATMOSFÉRY NA MĚŘENÍ TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

Rovnici (2.1) je nutno v tomto případě přepsat na tvar (El-Gelil a kol., 2008)

$$\delta g_{res}(\alpha(\omega), H) = \alpha(\omega) * (p(\omega) - p_{n,H}), \quad (2.5)$$

kde význam symbolů je stejný jako u rovnice (2.1), pouze parametry α a p jsou závislé na použité frekvenci ω a $*$ je symbol pro konvoluci.

Pro hledání výrazu $\alpha(\omega)$ nelze použít postup, který byl popsán v části 2.1.1. Zde je nutno nejdříve použít vhodnou integrální transformaci, na základě které se z podílu obrazu výstupu a obrazu vstupu stanoví přenosová funkce a funkce pro změnu fáze.

Když zavedeme označení $p' = p - p_n$, pak pro transformaci dostáváme

$$\Delta g_{res}(\omega) = a(\omega)P'(\omega), \quad (2.6)$$

kde $\Delta g_{res}(\omega) = F(\delta g_{res})$ a $P'(\omega) = F(p')$ jsou obrazy vstupních souborů po transformaci (nejčastěji po aplikaci Fourierovy transformace).

Z rovnice (2.6) pak snadno určíme hodnotu regresního koeficientu ve tvaru

$$\alpha(\omega) = \frac{\Delta g_{res}(\omega)}{P'(\omega)}, \quad (2.7)$$

nebo ve numericky vhodnějším tvaru (Ricardi a kol., 2007)

$$\alpha(\omega) = \frac{\Delta g_{res}(\omega)P'(\omega)}{(P'(\omega))^2}. \quad (2.8)$$

Fázový rozdíl

$$\Theta(\omega) = \frac{Im(\alpha(\omega))}{Re(\alpha(\omega))} \quad (2.9)$$

pak vypočteme z podílu imaginární a reální části obecně komplexního čísla α pro danou frekvenci.

Na obr. 2.3 vidíme závislost regresního koeficientu na frekvenci a na obr. 2.4 závislost fázového rozdílu na frekvenci.

Fázový rozdíl, který kolísá kolem hodnoty -180° znamená, že jev má téměř opačnou fázi, tj. pozitivní anomální tlak znamená snížení hodnoty tíhového zrychlení a negativní anomální tlak naopak zvýšení měřené hodnoty tíhového zrychlení.

2.2 Globální část atmosférického účinku na tíhové zrychlení

Současné měření tíhového signálu a měření atmosférického tlaku je velmi silným nástrojem pro odstranění významné části atmosférického signálu v tíhových datech, pro přesnější aplikace je tento přístup ale nedostatečný a je proto vhodné hledat přístup, který by lépe redukoval vliv variace atmosféry na výsledky měření supravodivého gravimetru.

Jako vhodným řešením se jeví použití některého z dostupných atmosférických modelů skutečného stavu atmosféry. Tyto modely jsou založeny na dvoudimenzionální nebo dokonce třídimenzionální znalosti globální nebo lokální distribuci atmosférických hmot, která je pak nezbytná pro další výpočet gravitačního účinku těchto hmot. Pomocí fyzikálních přístupů a pomocí empirických Greenových funkcí lze pak vypočítat přímý a nepřímý gravitační účinek atmosféry.

Z výsledků testování se ukázalo jako mimořádně vhodné použití nabízených vypočtených výsledků modelování služby ATMACS⁴, kterou provozuje Spolkový úřad pro kartografii a geodézii (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie). U této služby je atmosférická korekce počítaná na základě dostupných 2D nebo 3D dat, které produkuje Německá meteorologická služba DWD (Deutsche Wetterdienst). Pro výpočet se používá znalost aktuální distribuce a dynamiky atmosférických hmot do výšky 64 kilometrů nad zemským povrchem a výsledky, které tato služba nabízí mají časové rozlišení 6 hodin. V principu lze na základě tohoto modelu určit časovou řadu s atmosférickými korekcemi pro libovolný bod v Evropě, automatický výpočet se vykonává pro všechny evropské stanice, na kterých jsou fungující supravodivé gravimetry.

Tento model produkuje celkem 5 časových řad (Klügel a Wziontek, 2009):

- modelový tlak vzduchu na stanici,
- gravitační efekt lokálního 3D modelu atmosféry do vzdálenosti 11,7 km od stanice,
- gravitační efekt regionálního 3D modelu atmosféry pro vzdálenosti od 11,7 km až do úhlové vzdálenosti 20° (přibližně 2000 km) od stanice,

⁴<http://atmacs.bkg.bund.de>

KAPITOLA 2. VLIV VARIACE ATMOSFÉRY NA MĚŘENÍ TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

- gravitační efekt globálního modelu atmosféry od úhlové vzdálenosti 20° od stanice,
- zatěžovací efekt vypočtený z dat globálního modelu.

Popíšeme si nyní základní postupy pro výpočet jednotlivých komponent, které služba ATMACS nabízí.

Regionální 3D model atmosféry

Výpočet hodnot pro tento model se opírá o znalost atmosférického tlaku na spodní p_{bot} a vrchní ploše p_{top} každé buňky. Z těchto hodnot se pak vypočte měrná hmotnost vzduchu v dané buňce pomocí vztahu

$$\rho = \frac{p_{bot} + p_{top}}{2RT_v} \quad (2.10)$$

kde R je plynová konstanta pro suchý vzduch ($R = 287 \text{ J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$) a T_v je virtuální teplota, která odpovídá teplotě suchého vzduchu o stejné měrné hmotnosti jako vzduch specifické teploty T a specifické vlhkosti s . Samotný prepočet lze provést pomocí vztahu

$$T_v = T(1 + 0.608s). \quad (2.11)$$

Na základě předpokladu konstantní hodnoty virtuální teploty T_v lze hodnotu atmosférického tlaku na horní ploše buňky odvodit z měřené hodnoty na dolní ploše p_{bot}

$$p_{top} = p_{bot} \exp \left[\frac{-g(z_{top} - z_{bot})}{RT_v} \right], \quad (2.12)$$

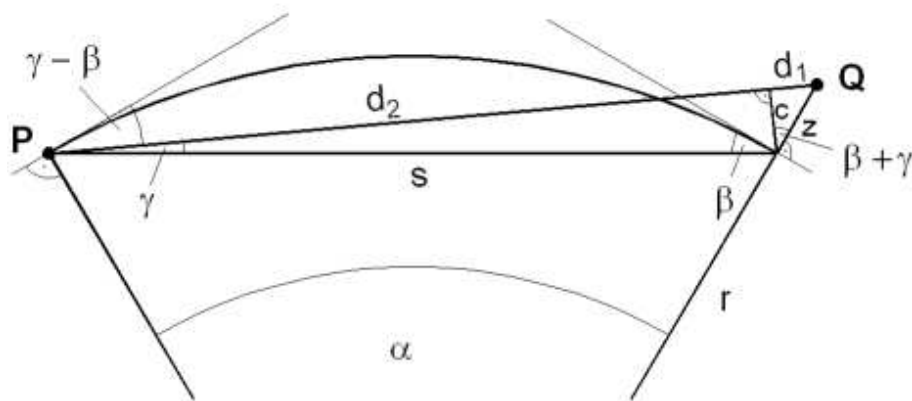
kde g je teoretická hodnota tíhového zrychlení a z_{top} a z_{bot} jsou příslušné výšky dolní a horní úrovně buňky.

V dalším kroku se na základě známe hodnoty měrné hmotnosti vzduchu v dané buňce pokousíme o odvození gravitačního účinku každé buňky a jejich součet je roven hodnotě atmosférické korekce.

Pro tento účel budeme potřebovat znát hodnotu geometrické vzdálenosti mezi výpočetním bodem P a polohou, která by charakterizovala danou buňku Q (nejlépe těžiště buňky). Pomocí obr. 2.5 si odvodíme hodnotu úhlu γ , která souvisí s výškovým vztahem mezi body P a Q

$$\tan \gamma = \frac{\cos \frac{\alpha}{2}}{\left(2\frac{r}{z} + 1\right) \sin \frac{\alpha}{2}}. \quad (2.13)$$

2.2. GLOBÁLNÍ ČÁST ATMOSFÉRICKÉHO ÚČINKU NA TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ



Obr. 2.5: Odvození pomocných veličin pro výpočet (převzato z internetových stránek služby ATMACS)

Pro hledanou délku d platí

$$d = d_1 + d_2 = 2r \sin \frac{\alpha}{2} \cos \gamma + z \sin \left(\frac{\alpha}{2} + \gamma \right), \quad (2.14)$$

kde r představuje poloměr Země a úhel α je sférická vzdálenost průmětů bodů P a Q na plochu referenční koule. Na základě známých hodnot: měrná hmotnost vzduchu dané buňky ρ a geometrická vzdálenost výpočetního P a integračního Q bodu d vypočteme gravitační účinek dané buňky

$$g_d = \frac{G\rho V}{d^2}, \quad (2.15)$$

kde G je gravitační konstanta a V je objem buňky. Pro účely korekce tíhového zrychlení z vlivu atmosféry nás nebude zajímat celkový účinek g_d , ale pouze jeho průmět do svislice g_z

$$g_z = g_d \sin \left(\gamma - \frac{\alpha}{2} \right). \quad (2.16)$$

Lokální model atmosféry

Velikost buněk v regionálním modelu neumožňuje adekvátní zachycení signálu z nejbližšího okolí stanice, proto je vhodné tuto část signálu modelovat

KAPITOLA 2. VLIV VARIACE ATMOSFÉRY NA MĚŘENÍ TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

jiným způsobem. Služba ATMACS tento signál modeluje způsobem, že nejbližší bunky (obvykle 9 buněk) kolem stanice nahradí větším počtem na sebe položených válců, které mají stejný obsah než původní oblast a pro každý válec pak vypočte z modelu virtuální teplotu T_v a měrnou hmotnost ρ . Z těchto informací pak lze pro každou vrstvu určit její gravitační účinek

$$g_z = 2\pi G \rho \left(z_{top} - z_{bot} + \sqrt{z_{bot}^2 + r^2} - \sqrt{z_{top}^2 + r^2} \right), \quad (2.17)$$

kde z_{bot} a z_{top} jsou výšky pro dolní a horní podstavu válce a r je jeho poloměr.

Globální model atmosféry

Pro modelování gravitačního účinku za hranicí regionální části modelu (obvykle 10° - 20° od bodu) se kvůli zrychlení výpočtu může použít mírné zjednodušení. Toto zjednodušení spočívá v umístění celé hmotnosti atmosféry buňky do bodu na zemský povrch. Tuto hmotnost buňky m dostaneme ze znalosti modelového atmosférického tlaku vztahem

$$m = \frac{pA}{g}, \quad (2.18)$$

kde A je plocha buňky a g představuje průměrnou hodnotu tíhového zrychlení. Pak pro gravitační účinek dané vrstvy lze napsat

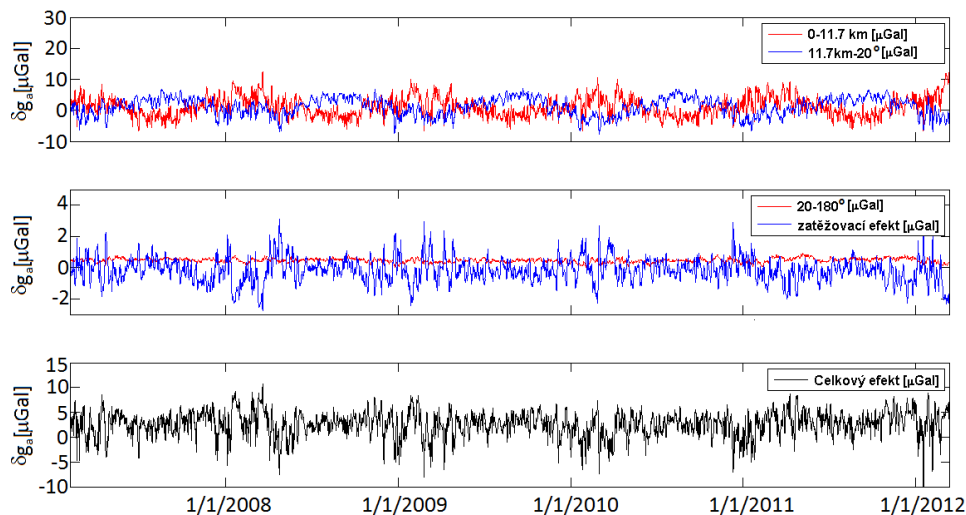
$$g_d = \frac{Gm}{d^2}, \quad (2.19)$$

kde d je vzdálenost mezi výpočetným bodem a těžištěm dané buňky.

Model pro zatížení

Pro modelování zatížení zemského povrchu atmosférou se používá přístup založený na Greenových zatěžovacích funkcích, které vychází z teorie publikované v (Farrell, 1972). Jako vstup pro model Země byl použit standardní model PREM (Preliminary Reference Earth Model) (Dziewonski a Anderson, 1981) s Moho vrstvou do hloubky 40 km podle (Jentsch, 1997). Oblast oceánů měla chování inverzních barometrů, tj. variace atmosférického tlaku na mořské hladině byly nulové.

2.2. GLOBÁLNÍ ČÁST ATMOSFÉRICKÉHO ÚČINKU NA TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ



Obr. 2.6: Lokální, regionální, globální, zatěžovací a celkový efekt modelu ATMACS pro stanici GO Pecný.

Grafický průběh jednotlivých vypočtených složek nalezneme na obr. 2.6. Vliv variace atmosférického tlaku na naše výsledky měření lze modelovat pomocí různých přístupů. Jiný způsob modelování lze nalézt např. v (Lederer a Zeman, 2003).

Celkový efekt, který nás zajímá, je součtem posledních čtyř komponent. Bohužel tento model má nevýhodu ve svém nižším časovém rozlišení (3 hodiny), které není uspokojivé pro redukci sekundových tíhových dat ze supravodivého gravimetru.

Aby bylo možné s využitím modelu ATMACS redukovat měřená tíhová data, je nezbytné vykonat několik kroků (Val'ko a kol., 2013):

- použitím regresního koeficientu a modelového tlaku vzduchu na stanici z ATMACS odstranit část celkového efektu atmosféry,
- interpolovat data na požadované časové rozlišení,
- za použití stejného regresního koeficientu jako v prvním kroku připočíst chybějící efekt atmosféry, pro který se použije měřený atmosférický tlak, který je ve vysokém časovém rozlišení.

2.3 Vzájemné porovnání lokálního a globálního modelování atmosférického vlivu

V předchozích částech kapitoly byly představeny dva přístupy, jak modelovat atmosférický účinek. První byl čistě statistický a pro výpočet používal pouze měřený atmosférický tlak a standardní nebo experimentálně odhadnutý regresní koeficient nebo frekvenčně závislý regresní koeficient. Druhý přístup, který je založen na fyzikálním principu, využívá globální atmosférické data, ze kterých jsou vypočteny příslušné korekce (např. služba ATMACS). Na první pohled se použití služby ATMACS jeví jako dokonalé řešení, nicméně pokud chceme redukovat naše sekundová data, tak se neobejdeme bez lokálně měřeného atmosférického tlaku s příslušným časovým rozlišením.

Podívejme se nyní na rozdíly mezi těmito dvěma přístupy. Pro reálnou časovou řadu byly vypočteny atmosférické korekce:

- pomocí konstantního regresního koeficientu $0,3 \mu Gal.hPa^{-1}$,
- pomocí modelu ATMACS s opravou na měřený tlak.

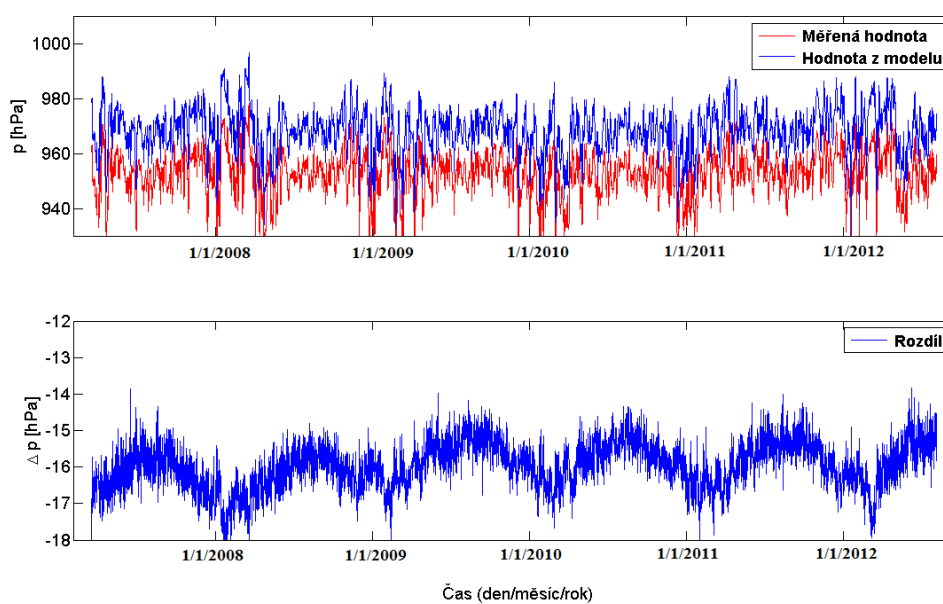
Pod opravou na měřený tlak rozumíme korekci k modelovému atmosférickému tlaku poskytovaným službou ATMACS vzhledem k měřeným hodnotám. Průběh této korekce zjistíme z porovnání modelových a měřených hodnot ze stejných časových epoch. Na obr. 2.6 můžeme nalézt grafické porovnání obou atmosférických tlaků (nahore) a v dolní části obrázku vidíme rozdíl mezi měřenou a modelovou hodnotou.

Z dolní části obr. 2.7 vidíme, že tento rozdíl je generován systematickou střední hodnotou rozdílu kolem $-16 hPa$ a pak složkou, která má sezónní charakter s amplitudou kolem $1 hPa$.

Na obr. 2.8 vidíme grafický průběh obou vypočtených korekcí a také rozdíl mezi korekcemi. Vidíme velmi těsnou vazbu mezi oběma přístupy. Střední hodnota rozdílu dosahuje téměř nulových hodnot.

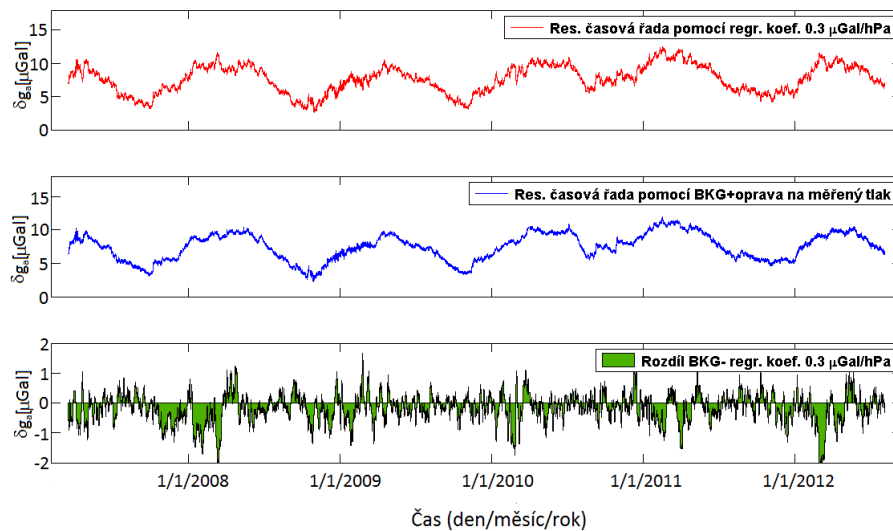
Z hlediska variace reziduálního tíhového signálu v časové oblasti po odstranění atmosférické korekce se ukazuje jako mírně lepší kombinace služby ATMACS s měřeným atmosférickým tlakem, a to z důvodu hladšího průběhu signálu. Tato skutečnost je potvrzena zobrazením časových řad ve frekvenční oblasti na obr. 2.9 znázorňující amplitudová spektra reziduálních signálů. Na tomto obrázku vidíme významné snížení úrovně reziduálního šumu pro periody 1-200 dní.

2.3. VZÁJEMNÉ POROVNÁNÍ LOKÁLNÍHO A GLOBÁLNÍHO MODELOVÁNÍ ATMOSFÉRICKÉHO VLIVU

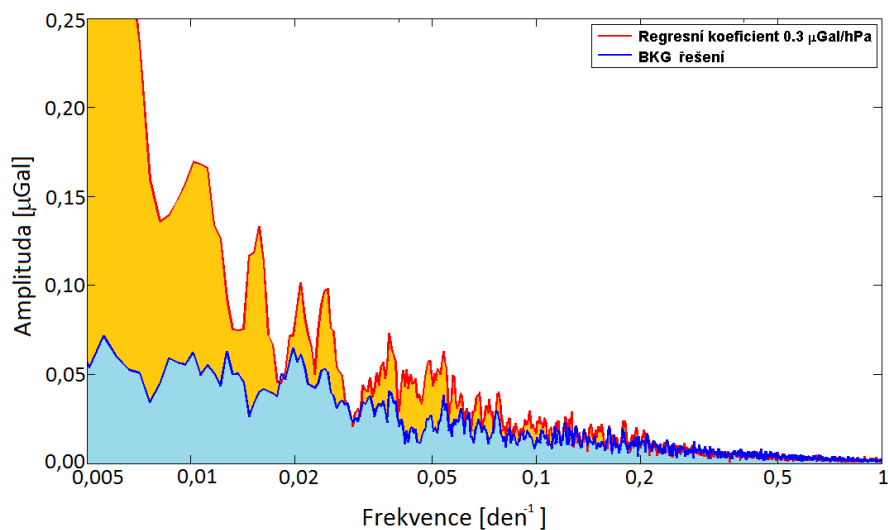


Obr. 2.7: Nahoře: Porovnání měřené hodnoty atmosférického tlaku (červeně) a hodnoty atmosférického tlaku z modelu (modře). Dole: Hodnota rozdílu (modře)

KAPITOLA 2. VLIV VARIACE ATMOSFÉRY NA MĚŘENÍ TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ



Obr. 2.8: Porovnání dvou metod vypočtu atmosférické korekce a jejich vzájemné porovnání (převzato z Vařko a kol., 2013)



Obr. 2.9: Amplitudové spektrum pro reziduální časovou řadu tíhového zrychlení po aplikaci dvou metod atmosférické korekce

3

Vliv variace vodních hmot na měření tíhové zrychlení

Dalším z jevů, které značně ovlivňují výsledky tíhových měření, je gravitační účinek všech dynamických hydrologických hmot. Variace tíhového zrychlení způsobené variací vodních zásob mohou dosahovat amplitud, které jsou porovnatelné s amplitudami způsobenými variací atmosférických hmot.

Je nutno poznamenat, že modelování lokálního hydrologického signálu je mnohem komplikovanější než v případě lokálního atmosférického vlivu, a to z důvodu potřeby znalosti hydro-geologických poměrů zejména v nejbližším okolí měřeného tíhového bodu (Creutzfeldt a kol., 2008). Tady nelze stanovit žádný "univerzální" regresní koeficient, který by byl použitelný v situaci kdy nejsou k dispozici žádné informace o lokálních hydrologických poměrech. Tato komplikace je způsobena zejména skutečností, že vertikální umístění gravimetru se liší pro každou ze stanic¹: měřící senzor některých gravimetrů je umístěn nad zemským povrchem, některé jsou umístěny přibližně v úrovni zemského povrchu a některé jsou umístěny pod zemským povrchem. Tato skutečnost způsobí rozdílnou reakci tíhového signálu na srážkovou činnost. U gravimetrů, jejichž senzor se nachází pod zemským povrchem, se tato reakce projeví nejdříve poklesem tíhového signálu a postupným nárustem, u senzoru v úrovni povrchu není okamžitá reakce žádná a později se pronikající vlhkost do hloubky projeví nárustem tíhového signálu, u senzoru nacházející se nad zemským povrchem je reakce okamžitým nárustem tíhového signálu a jeho postupným poklesem s pronikáním vlhkosti do hloubky.

Rozdílné vertikální umístění senzoru supravodivého gravimetru a odlišné

¹Nezanedbatelnou roli zde kromě vertikálního umístění senzoru gravimetru hrajou také rozdílné hydro-geologické poměry a také průběh topografie zejména v nejbližším okolí stanice.

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ

hydro-geologické podmínky vyžadují u každého lokálního hydrologického modelu unikátní přístup k řešení problému. Proto bude zbytek této kapitoly věnován způsobu modelování hydrologického signálu pro stanici GO Pecný.

Podobně jako u atmosférického modelování, lze také hydrologický signál rozdělit na lokální část, u které lze nalézt míru korelace s lokálními vstupy, a na globální část, kterou nedovedeme popsat pomocí lokálních dat. Vysokofrekvenční (krátkoperiodická) část bude popisovat lokální vliv signálu a globální část nalezne svůj význam u sezónních (nízkofrekvenčních, dlouhoperiodických) variacích hydrologického signálu.

Samotný hydrologický efekt, který je generován hydrologickými hmotami, je nutné uvažovat jako kombinaci dvou účinků (Pálinkáš a kol., 2008):

- přímý gravitační vliv,
- změna tíhového zrychlení, která vznikne deformací Země z proměnlivého zatížení hydrologickými hmotami.

Pro modelování deformací zemského povrchu ze zatížení se již po dobu nekolik desetiletí používají Greenovy zatěžovací funkce (Farrell, 1972). Příslušná Greenova funkce $g(\psi)$, která popisuje změnu tíhového signálu vyvolanou jednotkovým normálovým zatížením (bodové zatížení tělesem jednotkové hmotnosti působící ve směru vnitřní normály k ploše) ve sférické vzdálenosti ψ od pozorovaného bodu má tvar (Pálinkáš a kol., 2010)

$$g(\psi) = \frac{g}{m_e} \sum_{n=0}^{\infty} [n + 2h'_n - (n + 1)k'_n] P_n(\cos \psi), \quad (3.1)$$

kde m_e představuje hmotnost Země, g je průměrná hodnota tíhového zrychlení na zemském povrchu, h'_n a k'_n jsou zatěžovací Loveova čísla daného stupně n a $P_n(\cos \psi)$ představuje hodnotu Legendreova polynomu stupně n pro sférickou vzdálenost ψ .

Pro přímý gravitační účinek (newtonovská část) jednotkové hmotnosti platí vztah

$$g^N(\psi) = -\frac{g}{4m_e \sin \frac{\psi}{2}}, \quad (3.2)$$

kde význam použitých symbolů je stejný jako u vzorce (3.1).

Elastickou část, která souvisí se zatížením, pak vypočteme rozdílem celkové a newtonovské části (rozdílem výrazů (3.1) a (3.2))

$$g^E(\psi) = g(\psi) - g^N(\psi). \quad (3.3)$$

Numerické hodnoty pro tuto část zatížení jsou pro několik modelů Země tabelovány pro příslušnou úhlovou vzdálenost ψ (např. Farrell 1972, Pagiatakis 1985). Samotné řešení úlohy se pak změní na jednoduchou numerickou integraci součiny elementárního zatížení na dané buňce s numerickou hodnotou Greenovy funkce přes celý povrch Země (Vařko, 2008)

$$g_{celk} = \sum_{i=1}^n dg_i(\psi), \quad (3.4)$$

kde

$$dg_i(\psi) = m_i g(\psi) \quad (3.5)$$

je gravitační účinek i -tého elementu, který se nachází v úhlové vzdálenosti ψ a je zatížen hmotností m_i .

Zkusme nyní porovnat jednotlivé efekty z hlediska jejich magnitud a stanovit doporučení ohledně modelování. Velice názorným příkladem se zde jeví studia z článku (Palinkáš a kol., 2008). Představme si vodní kulový vrchlík, který má poloměr odpovídající úhlové vzdálenosti ψ od centrálního bodu a má tloušťku právě 1 m . Pomocí vztahů (3.1) - (3.3) vypočteme a graficky znázorníme velikosti vlivů jednotlivých členů. Toto porovnání je na obr. 3.1, kde na levém obrázku bylo pro úhlovou vzdálenost zvoleno lineární měřítko a na pravém obrázku je použito lineární škály pro úhlovou vzdálenost.

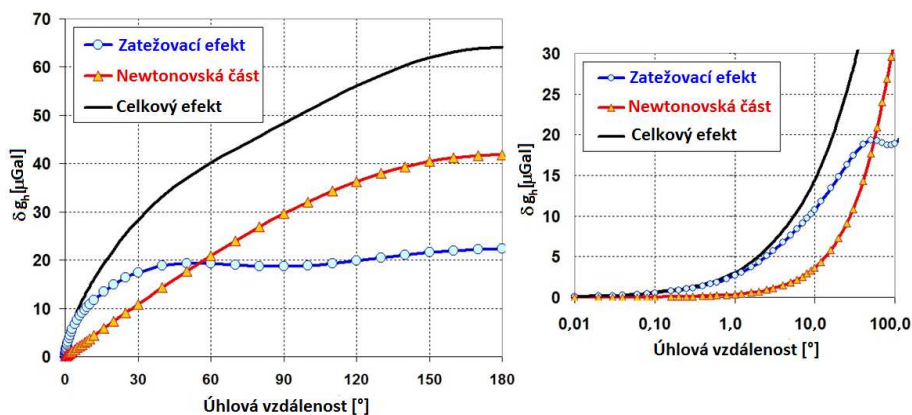
Z této studie plynou následující závěry (Palinkáš a kol., 2008):

- Největší vliv pro zatěžovací část mají úhlové vzdálenosti od 1° (přibližně 100 km) do 30° (přibližně 3000 km), pak je nárůst vlivu již nevýznamný,
- Význam modelování gravitačního vlivu je od úhlové vzdálenosti 1° (v závislosti na požadované přesnosti výsledků) a tento vliv má narůstající trend až do 180° (globální zatížení).

Pokud by jsme chtěli studovat lokální hydrologický účinek, tj. aplikovat předchozí vztahy pro vzdálenosti v metrech nebo několika málo kilometrech od stanice, pak se zdá vhodnější použití rovinného modelu. V tomto případě se těleso kulového vrchlíku nahradí tělesem homogenního válce s poloměrem r , výškou t a měrnou hmotností ρ . Modelování gravitačního účinku tohoto tělesa je identické s modelováním gravitačního účinku homogenní Bouguerovy desky. Pro malé poloměry válce platí

$$\Delta g_V = 2\pi G \rho \left(t + r - \sqrt{t^2 + r^2} \right), \quad (3.6)$$

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ



Obr. 3.1: Vlevo: Velikost gravitačního signálu z působení vodních hmot, newtonovská část (červeně), zatežovací část (modře) vlivu a celkový účinek (černě) centrálního vodního kulového vrchlíku s danou úhlovou vzdáleností ψ a tlouškou 1 m. Vpravo: Pro sférickou vzdálenost byla použita logaritmická škála (převzato z Pálinkáš a kol., 2008).

kde G je gravitační konstanta ($G = 6,673 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$). Pro narůstající poloměr r se rozdíl mezi výrazy r a $\sqrt{t^2 + r^2}$ začnou zmenšovat² a v limitním případě $r \rightarrow \infty$ dostaneme

$$\Delta g_V = 2\pi G \rho t, \tag{3.7}$$

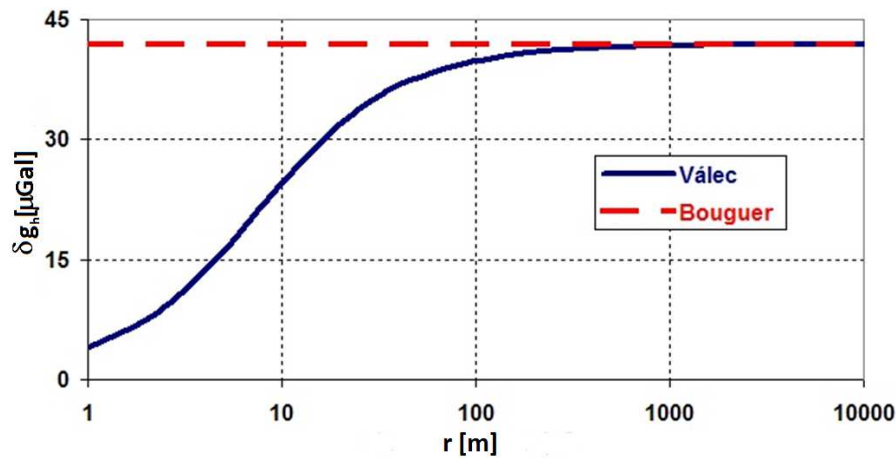
co je výraz pro gravitační účinek homogenní Bouguerovy desky s měrnou hmotností ρ a tloušťkou t .

Na obr. 3.2 vidíme gravitační účinek válce poloměru r s tloušťkou $t = 10 \text{ m}$, který má měrnou hmotnost $\rho = 100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (odpovídá vodnímu válci s výškou 1 m).

Z obr. 3.2 lze dedukovat závěr o požadavku na znalost hydrologických hmot zejména do vzdálenosti 100 m od vypočetního bodu. Tyto závěry ale nelze brát úplně univerzálně, a to z důvodu, že modelový případ byl čistě rovinný a nebral do úvahy reálnou topografii okolí vypočetního bodu. O deformacích zemského povrchu v nejbližším okolí od zatížení pojednává článek (Mojzeš a kol., 2009), ale praktické výpočty zatížení zemského povrchu malými mělkými dočasnými zdroji (vodní hladina nebo sněhová pokrývka)

²rychlost je závislá na hodnotě poměru t/r

3.1. LOKÁLNÍ HYDROLOGICKÝ MODEL



Obr. 3.2: Gravitační Δg_n účinek homogenního válce poloměru r , výšky $t = 10 \text{ m}$ a hustoty $\rho = 100 \text{ kg.m}^{-3}$ (modře). Pro porovnání je znázorněn také gravitační účinek Bouguerovy desky (červeně). Převzato z Pálinkáš a kol., 2008

generují pouze zanedbatelné deformace zemského povrchu, a tudíž nebyly pro další výpočty brány do úvahy.

Na základě závěrů k obr. 3.1 a 3.2 byly účinky hydrologických hmot rozděleny jako lokální (vliv hydrologických hmot zejména do vzdálenosti 100 m od bodu) a globální (vlivy hydrologických hmot vzdálenějších než 100 km).

3.1 Lokální hydrologický model

V této části se budeme věnovat sestavení vhodného lokálního modelu, který by pomocí lokálně měřených parametrů co nejlépe popsal hydrologický signál.

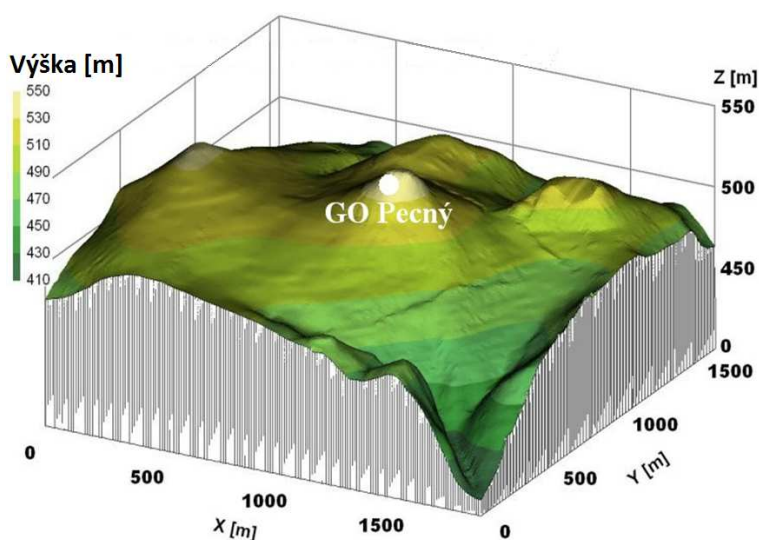
Níže popsaný lokální hydrologický model je založen na následujících předpokladech, vstupech a měření:

1. jednorozměrná distribuce vodních hmot (závislost všech modelovaných parametrů pouze na hloubce) do hloubky 15 m pod povrch Země³,

³V této hloubce jsou podle pozorování již trvale nasycené zóny, jak je to patrné z obr. 3.9.

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ

2. lokální digitální model reliefu, který pokrývá oblast $1500\text{ m} \times 1500\text{ m}$ od výpočtových bodů (poloha senzoru supravodivého a absolutního gravimetru), viz (obr. 3.3,

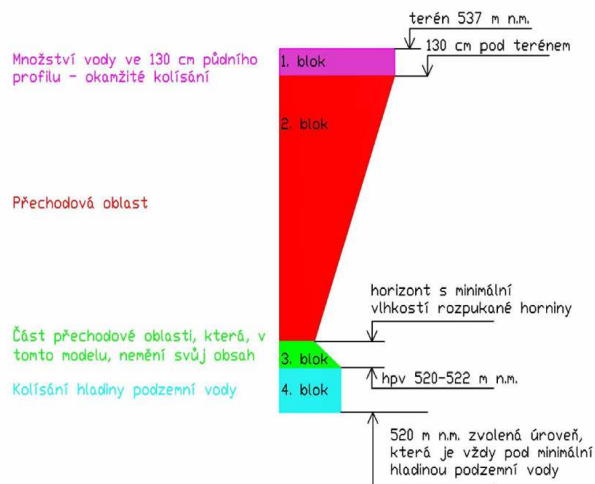


Obr. 3.3: Digitální model reliefu nejbližšího okolí GO Pecný od výpočtového bodu. Převzato z Pálinkáš a kol., 2008.

3. blokový model pro stanovení pórovitosti a stupně nasycení půdy v závislosti na hloubce, viz obr. 3.4,
4. retenční křivka, viz obr. 3.5,
5. výsledky jádrového vrtu,
6. měření úrovně hladiny podzemní vody,
7. měření vlhkosti půdy do hloubky 120 cm pod zemským povrchem a hodnoty vlhkosti virtuálního senzoru v hloubce 1 m .

Pro modelování byl zvolen jednodimenzionální model s minimálním počtem vstupních parametrů. Rozdíly mezi třírozměrným a použitým jednorozměrným modelem jsou patrné zejména v topograficky komplikovanějších lokalitách a v oblastech, kde je část území zatravněna a část zalesněna, což se projeví v odlišném hydrologickém režimu. Požadavek na minimální počet

3.1. LOKÁLNÍ HYDROLOGICKÝ MODEL



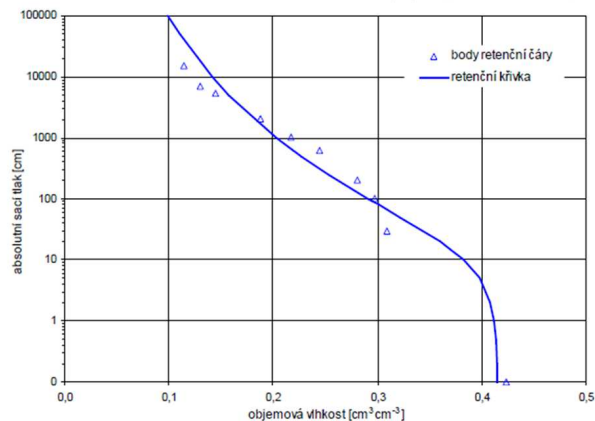
Obr. 3.4: Blokový model pro modelování parametrů (převzato z Benešová, 2009)

vstupních parametrů byl stanoven z důvodu jednoduché regulace vstupních hodnot.

Celkový digitální model reliéfu byl ještě rozdělen na vnitřní ($250\text{ m} \times 250\text{ m}$) a vnější část (zbylá oblast), a to z důvodu lepšího modelování vlivu nejbližší části hydrologického signálu. Z digitálního modelu reliéfu byl pak vypočten průběh citlivostní křivky, tj. závislost hodnoty gravitačního zrychlení generovaného vrstvou o tloušce 1 cm v dané hloubce pod digitálním modelem reliéfu s konstantní vlhkostí 1% (obr. 3.7). Digitální model reliéfu ve vnitřní oblasti je výsledkem přímého měření a výsledný model je poskytnut s krokem 1 m . Digitální model vnější oblasti je vytvořen z kombinace přímého měření (centrálních $210\text{ m} \times 210\text{ m}$) a digitalizace topografické mapy v měřítku $1:10\,000$.

Výhoda výpočtu citlivostních koeficientů je ve snadném součtu součinů těchto koeficientů s hodnotou modelované vlhkosti v příslušné hloubce. Na obr. 3.7 může vzbudit pozornost poněkud rychlý, téměř skokový nárůst obou křivek v hloubce přibližně 4.5 m . Tento jev je způsoben skutečností, že při výpočtu byl uvažováno, že pod observatoří se nachází třímetrový plný prostor, který nepodléhá variaci hydrologických hmot. Hloubka, ve které dojde k této dramatické změně v citlivostní funkci, je součtem třímetrové výšky oblasti a výšky senzoru nad podlahou (cca $1,2\text{ m}$ pro AG a $1,4\text{ m}$ pro

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ



Obr. 3.5: Retenční křivka

SG).

Pro výpočet hodnot citlivostních koeficientů v hloubce h pod zemským povrchem se používá gravitační účinek prostorového tělesa tloušky 1 cm s měrnou hmotností 10 kg.m^{-3} (odpovídá vlhkosti 1% vody s předpokládanou měrnou hmotností 1000 kg.m^{-3}), která se nachází v hloubce h

$$\Delta g(h) = G \sum_{i=1}^N \frac{\Delta m_1 \cos \alpha_{i,h}}{d_{i,h}^2} + G \sum_{j=1}^M \frac{\Delta m_2 \cos \alpha_{j,h}}{d_{j,h}^2}, \quad (3.8)$$

kde G představuje gravitační konstantu, N a M je počet elementů vnitřní a vnější oblasti, α je nadírový úhel spojnice mezi výpočtovým bodem a těžištěm elementu, který vstupuje do výpočtu a d je prostorová vzdálenost mezi výpočtovým bodem a sumačním elementem, Δm_1 a Δm_2 jsou hmotnosti, které dostaneme, když objem tělesa násobíme jeho očekávanou měrnou hmotností, konkrétně

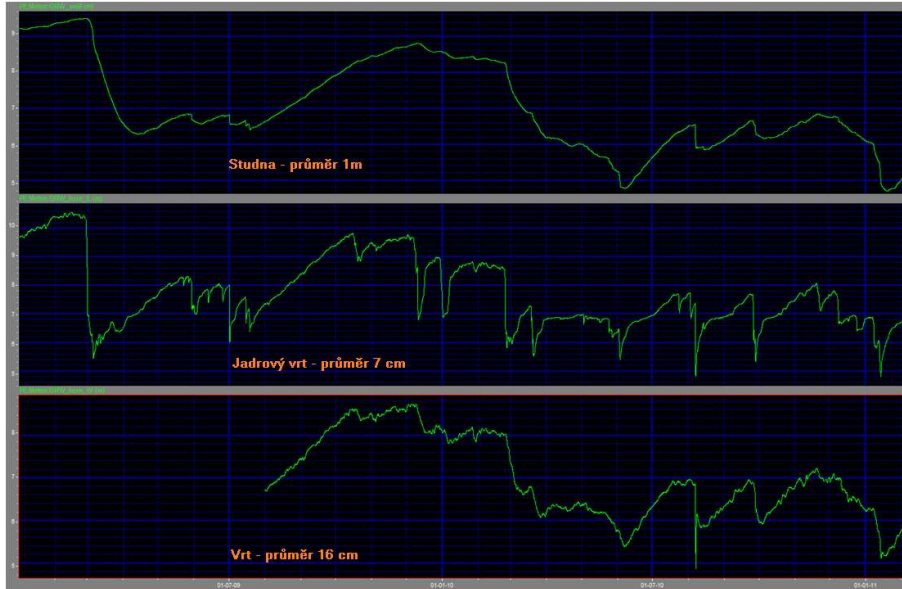
$$\Delta m_1 = 1\text{ m} \times 1\text{ m} \times 0,01\text{ m} \times 1\% \times 1000\text{ kg.m}^{-3}$$

pro element Δm_1 a

$$\Delta m_2 = 10\text{ m} \times 10\text{ m} \times 0,01\text{ m} \times 1\% \times 1000\text{ kg.m}^{-3}$$

pro element Δm_2 .

3.1. LOKÁLNÍ HYDROLOGICKÝ MODEL



Obr. 3.6: Měření úrovně hladiny podzemní vody

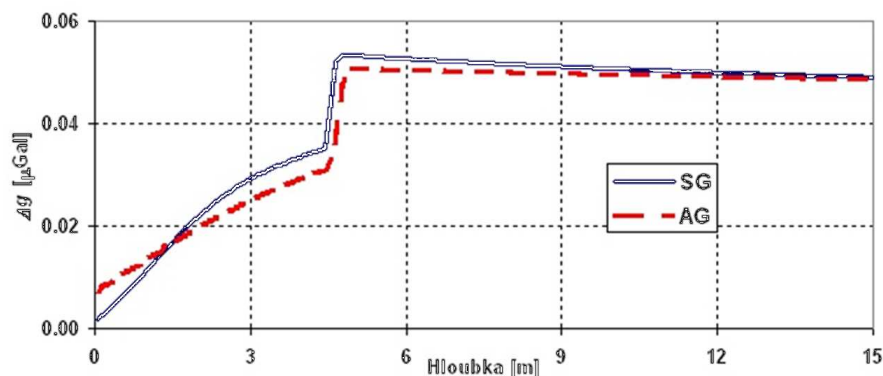
Pro modelování celkového gravitačního účinku časově proměnných hydrologických hmot se celkem použily 2 přístupy, které vedly k téměř identickým výsledkům:

- přístup na základě analýzy vrtu,
- čistě statistický přístup.

Oba přístupy mají společné modelování gravitačního vlivu do hloubky 1 m jako součin modelované vlhkosti půdy z jednotlivých vlhkostních sond VIRRIB nacházející se v hloubkách 12, 31, 60, 86 a 120 cm jednoduchou spline funkcí s příslušným citlivostním koeficientem. Aritmetický průměr hodnot měřených vlhostí v hloubkách 86 a 120 cm se pak použil jako referenční hodnota pro virtuální senzor nacházející se v referenční hloubce 1 m. Pro oba přístupy byly pak všechny modelované parametry v hloubkách 1 - 15 m modelovány pomocí hodnot vlhkostí půdy v referenčním senzoru a úrovni hladiny podzemní vody.

Z hlediska rozdělení lokální a globální části efektu proměnných hydrologických hmot byla empiricky zvolena hraniční perioda na 100 dní. Pro

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ



Obr. 3.7: Průběh citlivostní křivky vypočtené pro supravodivý gravimetr SG (modrá spojitá čára) a absolutního gravimetru AG (červená prerušovaná čára)

odhad optimálních hodnot parametrů pro lokální hydrologický model byla reziduální časová řada filtrována vysokofrekvenčním (high-pass) filtrem s hraniční periodou 100 dní. Tato perioda byla zvolena po delším analyzáce reziduálního signálu ve frekvenční oblasti a ve výsledcích se ukázal lepší popis ročních a pololetních variací z globálního hydrologického modelu a z lokálních dat se o něco lépe interpretovala část signálu, která souvisela s měsíčními variacemi vodních hmot.

3.1.1 Výsledky modelování gravitačního účinku proměnných hydrologických hmot na základě analýzy vrtu

Cílem je zde nalézt optimální dynamický průběh vlhkostí do hloubky 15 metrů, tak, aby gravitační signál, který je generován tímto průběhem co nejlépe korespondoval s měřeným signálem ve smyslu MNČ.. K tomuto účelu použijeme dvě veličiny, které s touto veličinou souvisejí:

- pórovitost prostředí a
- stupeň nasycení prostředí.

Pod pórovitostí elementu si můžeme představit podíl objemu dutin a pórů v objemové jednotce horniny. Pod stupněm nasycení elementu rozumíme

3.1. LOKÁLNÍ HYDROLOGICKÝ MODEL

míru zaplnění dutin vodou z celkového objemu dutin.

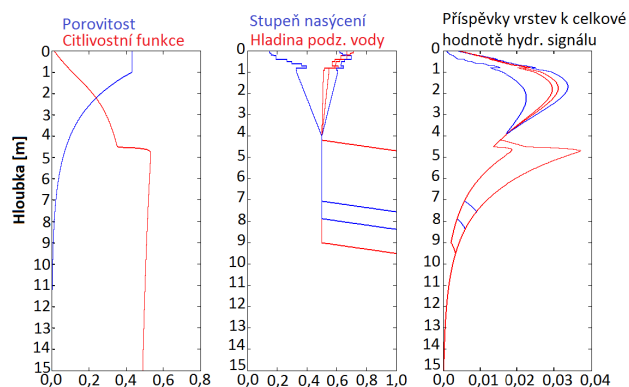
Vlhkost půdy je součinem obou veličin, tj. pórovitosti a stupně nasycení. Z analýzy vrtu vyšel závěr, že hodnota pórovitosti má s hloubkou klesající charakter. Z výsledků měření se ukázalo, že pórovitost v hloubce 1 m bude dosahovat hodnoty přibližně 40 %. O stupni nasycení zase víme, že od úrovně hladiny podzemní vody hlouběji bude mít hodnotu 100 %. Největším problémem se zdálo stanovení optimálního průběhu stupně nasycení a pórovitostí v hloubkách mezi 1 m a hladinou podzemní vody.

Na základě uvedených poznatků se iteračním způsobem pomocí metody nejmenších čtverců dospělo k následujícímu modelu:

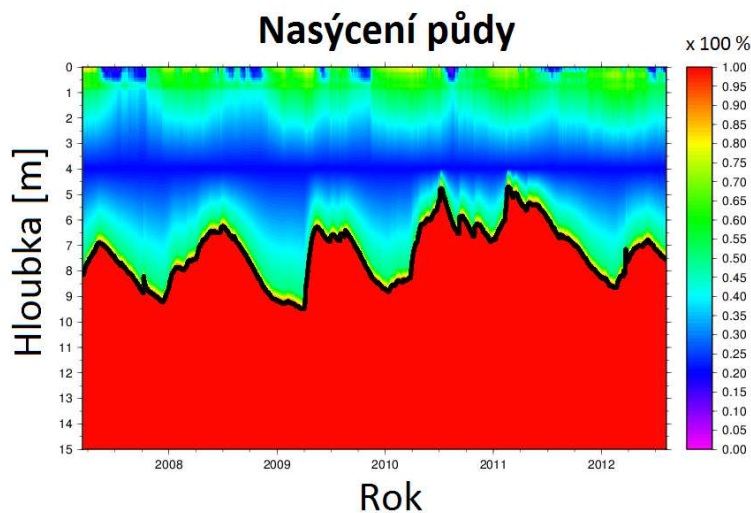
- V prvním bloku (0 - 1 m) se hydrologický signál bude modelovat pomocí měřených dat vlhkostních sond,
- V druhém bloku (1 - 4 m) bude pórovitost exponenciálně klesat od hodnoty 43 % (z retenční křivky) v jednom metru k hodnotě 10 % v hloubce čtyř metrů. Stupeň nasycení bude mít lineární průběh od hodnoty, která vznikne z vlhkosti ve virtuálním senzoru k hodnotě 50 % v hloubce čtyř metrů,
- V třetím bloku (4 - ($h_{pv} - 0.5$ m)) se stupeň nasycení nemění a pórovitost se mění exponenciálně,
- Ve čtvrtém bloku (($h_{pv} - 0.5$ m) - h_{pv}) stupeň nasycení bude narůstat z hodnoty 50 % k hodnotě 100 %) a porovitost bude nadále klesat exponenciálně,
- V posledním bloku ($h_{pv} - 15$ m) bude stupeň nasycení 100 % a pórovitost bude klesat exponenciálně.

Na následujících obrázcích pak vidíme výsledky modelování. Na obr. 3.8 vidíme v levé části pomocí modré barvy průběh pórovitosti v profilu a pomocí červené barvy průběh vypočtené citlivostní funkce, která se pro výpočty bude používat. V prostředním grafu můžeme nalézt extrémní situace, které nastali ve zkoumaném období: minimální a maximální stupeň nasycení (modře) a vypočteny extrémní hodnoty hloubky podzemní vody (červeně). Z těchto extrémních vstupních hodnot se pak vypočetly extrémní průběhy pro gravitační příspěvky jednotlivých vrstev. Zde můžeme vidět, ve kterých vrstvách dochází k největší variaci vlhkosti a také která vrstva

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ

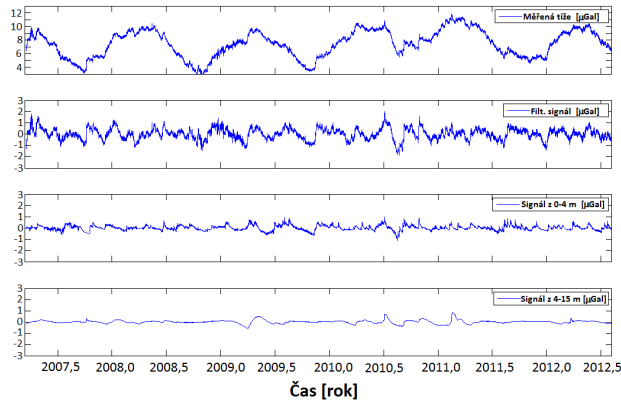


Obr. 3.8: Parametry lokálního modelu pro popis variace vodních hmot. Vlevo profil pro porovitost (modře) a citlivostní funkci (červeně), uprostřed extrémní případy pro stupeň nasycení (modře) a hladiny podzemní vody (červeně). V pravé části obrázku pak vidíme gravitační účinek jednotlivých vrstev.



Obr. 3.9: Grafický průběh stupně nasycení. Barva popisuje aktuální hodnotu a černá barva popisuje aktuální úroveň hladiny podzemní vody.

3.1. LOKÁLNÍ HYDROLOGICKÝ MODEL



Obr. 3.10: Původní reziduální tíhový signál (nahore), jeho filtrovaná vysokofrekvenční část a části 0-4 m a 4-15 m (dole).

generuje jak velký gravitační účinek. Tato znalost se pak využívá k modifikaci parametrů modelu.

Na obr. 3.9 vidíme časový vývoj stupně nasycení pro celé zkoumané období. Pomocí černé čáry je zde zobrazena hladina podzemní vody (hpv). Obrázek 3.10 graficky zobrazuje původní tíhový signál, jeho filtrovanou část, která se použila pro modelování a jeho komponenty 0-4 m a 4-15 m, které souvisejí se srážkovou činností resp. s variací hladiny podzemní vody.

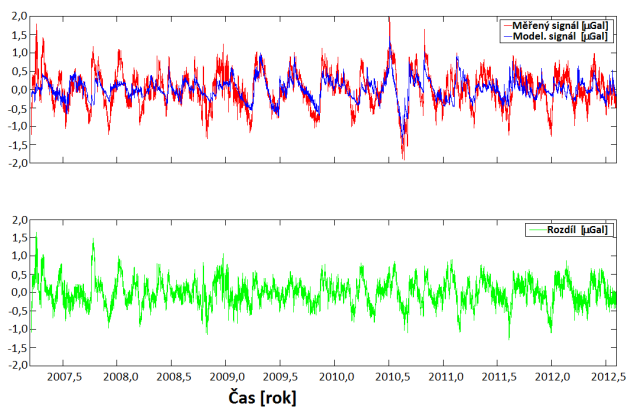
Na obrázku 3.11 vidíme výsledky modelování. V horní části je porovnán reziduální tíhový signál po filtraci (červená barva) s modelovaným hydrologickým signálem (modrá barva). V dolní části je pak grafický rozdíl obou signálů.

Obrázek 3.12 zobrazuje jednotlivé příspěvky dvoumetrových vrstev k celkovému modelovanému hydrologickému signálu.

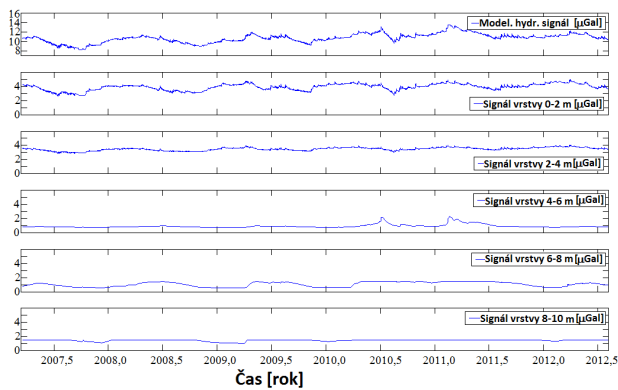
3.1.2 Výsledky modelování gravitačního účinku proměných hydrologických hmot na základě statistického přístupu

Tento přístup je v mnohém dosti podobný předchozímu přístupu, jenom se snaží odstranit problém modelování průběhu dvou veličin a snaží se pro modelování používat přímo vlhkost půdy v dané hloubce. Celé řešení vychází

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ



Obr. 3.11: Porovnání filtrovaného reziduálního signálu (červená barva) s modelovaným hydrologickým signálem (modrá barva). Dole rozdíl obou signálů.



Obr. 3.12: Modelovaný hydrologický signál - nahoře jeho celá část a dole jeho jednotlivé dvoumetrové vrstvy.

3.1. LOKÁLNÍ HYDROLOGICKÝ MODEL

z empirického poznatku, že vlhkost půdy exponenciálně klesá s hloubkou. Hledání parametrů pro nejvhodnější model bude vypadat následovně:

- Gravitační účinek vrstvy 0 - 1 m δg_1 se vypočte pomocí měřených vlhostí,

$$\delta g_1 = \sum_i v_i c_i.$$

- Gravitační účinek části, která souvisí s půdní vlhkostí virtuálního senzoru, bude mít tvar

$$\delta g_2 = \sum_i v_{vs} \exp[-\alpha(h-1)] c_i.$$

- Gravitační účinek části, která souvisí s hladinou podzemní vody, bude mít tvar

$$\delta g_3 = \begin{cases} \gamma \sum_i \exp[-\beta(hpv-h)] c_i & \text{pro } h < hpv \\ \gamma \sum_i c_i & \text{pro } h \geq hpv \end{cases},$$

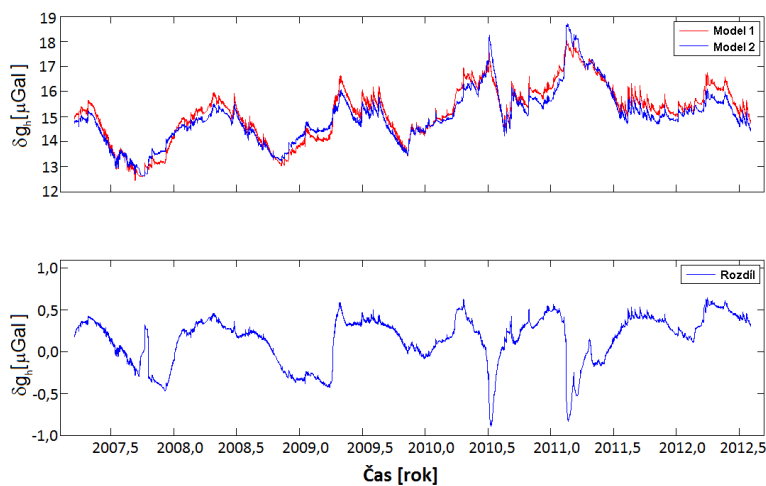
kde v_{vs} představuje vlhkost ve virtuálním senzoru, v_i představuje modelovanou vlhkost v dané hloubce a c_i hodnotu citlivostního koeficientu pro danou hloubku.

Opět iterační metodou pomocí metody nejmenších čtverců se hledal vektor neznámých parametrů α, β a γ , který by ve smyslu MNČ nejvhodněji popsal fitrovanou reziduální časovou řadu. Jako nevhodnější se ukázal vektor $\alpha = 0.009$, $\beta = 0.007$ a $\gamma = 1.5 \%$. Grafické porovnání výsledků dosažených oběma přístupy ukázalo velmi podobné výsledky bez výrazných rozdílů mezi přístupy.

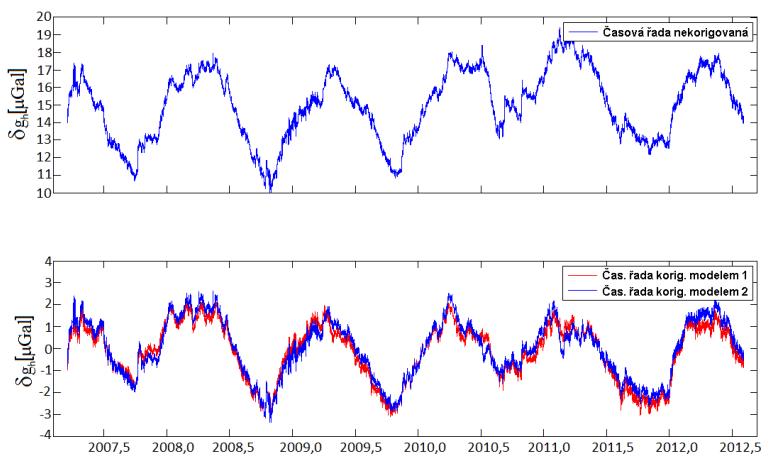
Cílem tohoto empirického přístupu byla nezávislá kontrola výsledků dosažených v prvním přístupu. I zde je taky nutné zdůraznit skutečnost, že naše řešení vychází ze dvou zdrojů dat: hodnota vlhkosti ve virtuálním senzoru a výška hladiny podzemní vody, ale v principu se nejedná o dvě veličiny, které by byly zcela nezávislé, mezi vstupy lze nalézt jistou míru stochastické vazby.

Na obr 3.13 vidíme porovnání výsledků modelování pomocí tohoto modelu a jeho vzájemné porovnání s předchozím modelem. V dolní části obrázku pak vidíme rozdíly mezi oběma modely.

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ

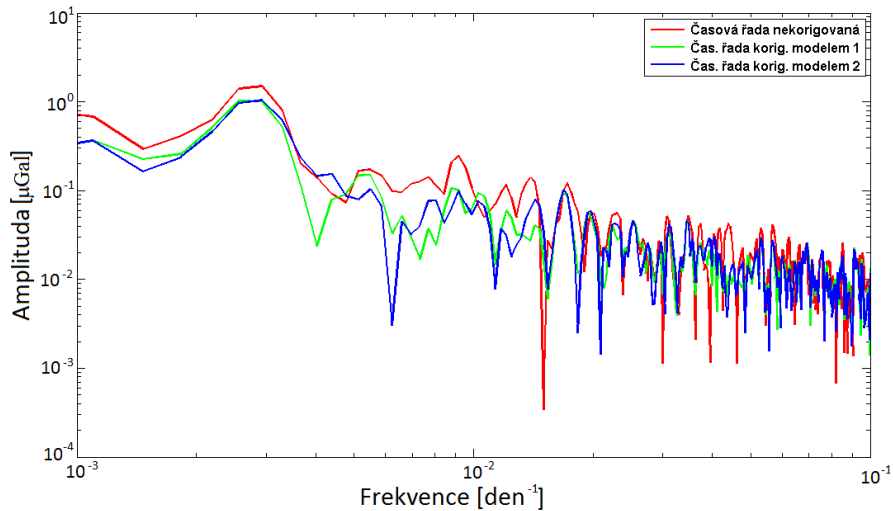


Obr. 3.13: Vzájemné porovnání výsledků obou modelů (nahore) a rozdíl v modelovaných hodnotách hydrologického signálu (dole).



Obr. 3.14: Porovnání výsledků obou modelů se vstupní časovou řadou a porovnání rozdílů.

3.1. LOKÁLNÍ HYDROLOGICKÝ MODEL

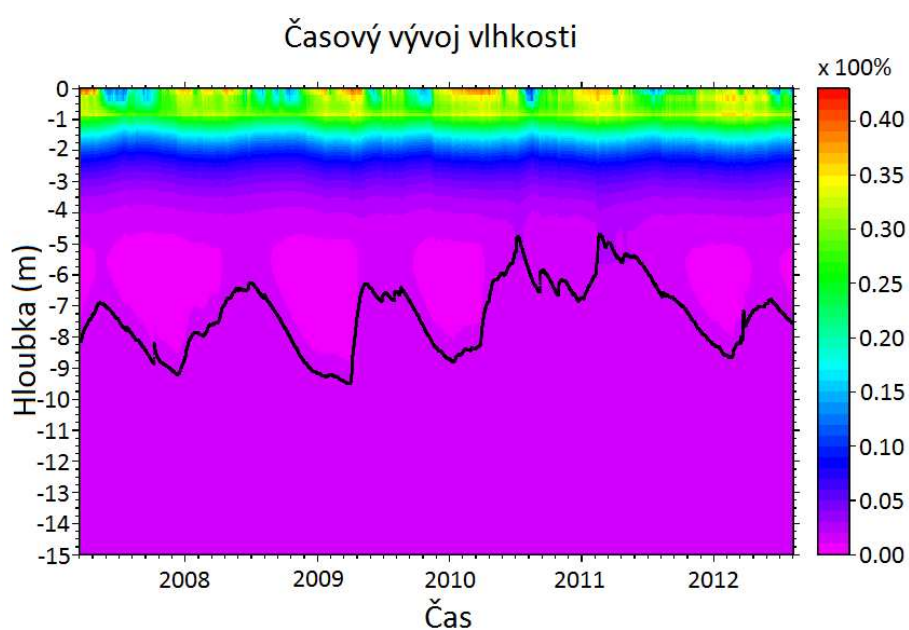


Obr. 3.15: Porovnání hydrologických modelů ve frekvenční oblasti

Na obr. 3.14 vidíme grafické porovnání výsledků z modelů s filtrovanou reziduální časovou řadou a její rozdíly. Na obr. 3.15 vidíme pro názornost grafické porovnání pro nekorigovanou časovou řadu, časovou řadu korigovanou prvním modelem a korigovanou časovou řadu korigovanou druhým modelem ve frekvenční oblasti.

Poznámka: I když se použití druhého modelu zdá jako adekvátní alternativa k prvnímu modelu bez nutnosti znalosti hydrologických poměrů pod úrovní terénu, jeho použití v praxi může vést k nesprávným hodnotám. Jako vzorový příklad může sloužit situace, kdy je extrémně nízká srážková činnost a současně je hloubka podzemní vody pod její průměrnou hodnotou. V tomto případě může dojít k situaci, že podle modelu dostaneme pro jisté hloubky nulové hodnoty pro vlhkosti, což se projeví nulovým gravitačním signálem z dané hloubky. O případech, které jsou dost podobné popisovanému jevu, se můžeme přesvědčit na obr. 3.16. Vhodnější se proto zdá použití prvního z popisovaných hydrologických modelů, pomocí kterého lze úpravou parametrů předejít těmto situacím.

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ



Obr. 3.16: Průběh vlhkostí v zkoumaném období pomocí empirického modelu

3.2 Globální hydrologický model

Problematika rozdělení celkového hydrologického signálu na lokální a globální část je obdobná jako tomu bylo u atmosférického signálu. Pomocí lokálních hydrologických měření na stanici nejsme schopni určit globální složku signálu, která se projevuje zejména zatížením zemského povrchu.

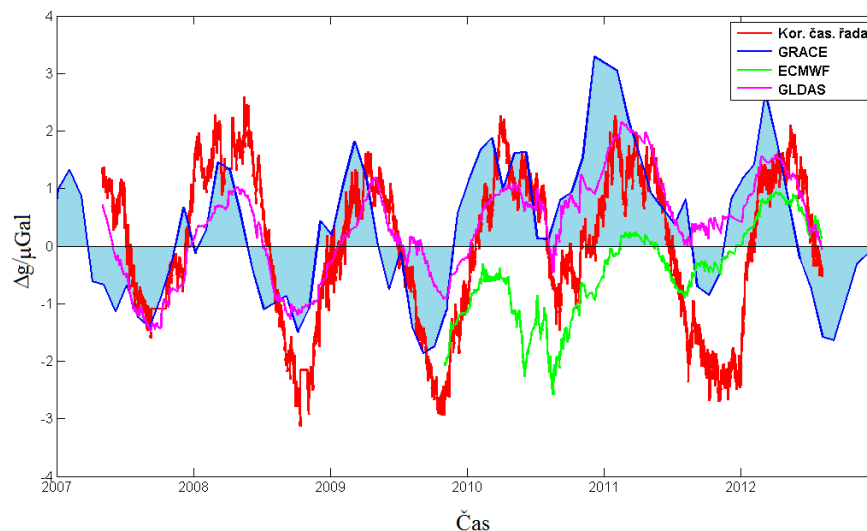
Pro výpočet tohoto efektu je nutno použít vhodného dostupného globálního hydrologického modelu. Tyto modely jsou výsledkem zpracování naměřených veličin spolu s řešením rovnic, které platí pro koloběh vody v přírodě. K dispozici je celkem několik pro účely našeho modelování vhodných modelů, které se vzájemně od sebe liší zejména mírou pokrytí Země (modely většinou nepopisují základní parametry na polích nebo v Grónsku), velikostí mřížky, ke kterému se řešení vztahuje, nebo také velikostí časového rozestupu mezi jednotlivými řešeními. Příklad několika používaných modelů nalezneme v tab. 3.1.

Model	čas. rozl. (hod)	prost. rozl. (°)	Data od	Hloubky od-do (cm)
CLM	3	1.00	01.01.1979	0-1,8; 1,8-4,5; 4,5-9,1; 9,1-16,6; 16,6-28,9; 28,9-49,3; 49,3-82,9; 82,9-138,3; 138,3-229,6; 229,6-343,3
MOS	3	1.00	01.01.1979	0-2, 2-150, 150-350
NOAH	3	1.00	01.01.1979	0-10, 10-40, 40-100, 100-200
NOAH	3	0.25	24.02.2000	0-10, 10-40, 40-100, 100-200
VIC	3	1.00	01.01.1979	0-10, 10-40, 40-100, 100-200

Tab. 3.1: Ukázka několika nejpoužívanějších globálních hydrologických modelů (podle Mikolaj, 2013).

V tabulce 3.1 jsou uvedeny parametry, které se používají pro modelování hydrologického signálu. Je nutno také zmínit, že tyto veličiny jsou pouze části z informací, které tyto modely nabízejí. Kromě uvedených veličin lze pro stejné časové a prostorové rozlišení zjistit další parametry, jako jsou např. hodnota atmosférického tlaku, pozemní teplota, výška sněhové pokrývky a jiné, což jsou vstupy/výstupy u modelování globální dynamické hydrologie.

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ



Obr. 3.17: Porovnání simulovaného celkového hydrologického signálu s měřeným hydrologickým signálem.

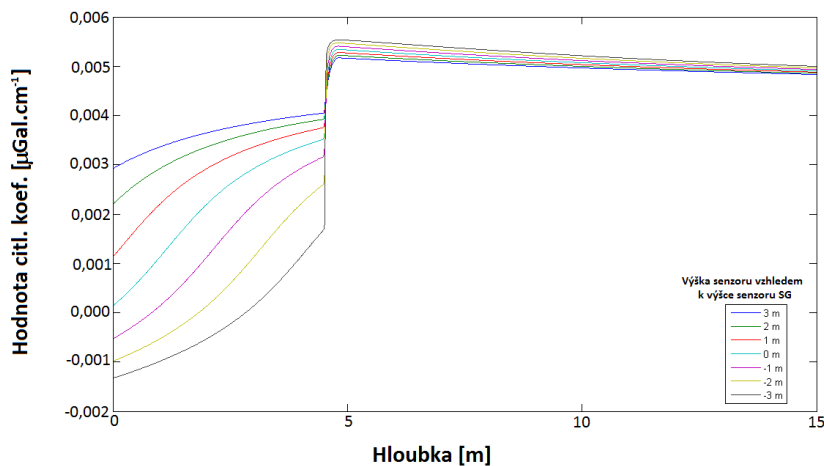
3.3 Celkový hydrologický signál

Celkový hydrologický signál dostaneme součtem lokálního hydrologického signálu s globálním hydrologickým signálem se stejným vzorkováním. Tento průběh pak porovnáme s průběhem měřeného reziduálního signálu. Na základě míry variability rozdílů pak stanovíme, jak je použitá volba lokálního hydrologického modelu vhodná pro reálný hydrologický signál nebo určit nedostatky modelu. Na obr. 3.17 vidíme porovnání simulovaného celkového hydrologického signálu s měřenou hodnotou.

3.4 Ověření kvality lokálního hydrologického modelu pomocí radiální derivace tíhového zrychlení

Pro nezávislé ověření kvality zvoleného hydrologického modelu je vhodné zvolit jinou fyzikální veličinu, pomocí které by bylo možno toto ověření

3.4. OVĚŘENÍ KVALITY LOKÁLNÍHO HYDROLOGICKÉHO MODELU POMOCÍ RADIÁLNÍ DERIVACE TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ



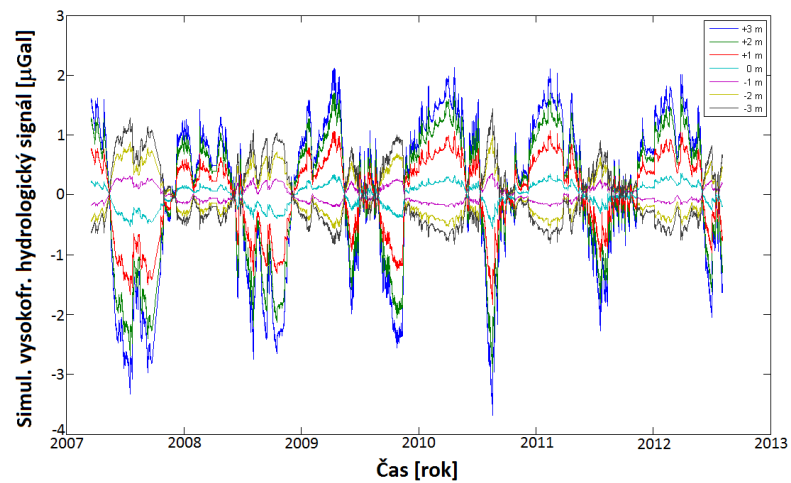
Obr. 3.18: Závislost průběhu citlivostní funkce na poloze senzoru

provést. Jako vhodným nástrojem se zdá použití variace radiální derivace tíhového zrychlení. Skutečná hodnota derivace funkce se prakticky nahradí diferencí, tj. rozdíl měření ve dvou výškových úrovních se normuje vertikální odlehlostí těchto senzorů. Zde je nutné klást důraz na vhodné stanovení nejvhodnější kombinace úrovní, z které by bylo možno z rozdílu měřených hodnot vzhledem k úrovni měřického šumu zřetelně detekovat rozdíl hydrologických signálů.

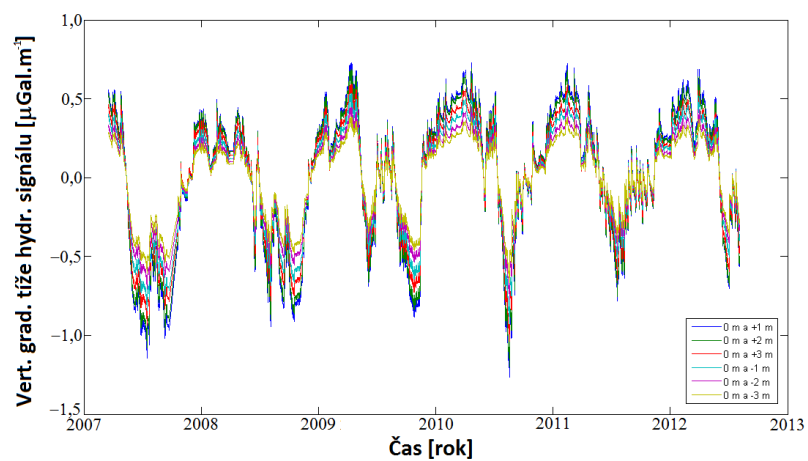
Pro praktické určení variace vertikálního gradientu tíhového zrychlení způsobeného gravitačním účinkem variace vodních zásob se ve vertikálním profilu s krokem 1 m v bodu senzoru supravodivého gravimetru určila očekávaná hodnota hydrologického signálu z daného modelu. Pro tento výpočet potřebujeme určit průběh citlivostní funkce (obr. 3.18). Jako nejvhodnější varianta se zde zdá volba jedné úrovně nad povrchem Země a druhé úrovně pod zemským povrchem, kde se očekávají rozdílné odezvy na výraznou srážkovou činnost. Na obr. 3.19 vidíme očekávané hydrologické signály pro úrovně od -3 do $+3$ m k senzoru supravodivého gravimetru a na obr. 3.20 je porovnání vertikálních gradientů tíže způsobené variací hydrologických hmot..

Z průběhu citl. koeficientů (obr. 3.18) pro různé vertikální polohy senzoru můžeme vyslovit závěr, že tímto způsobem lze detekovat zejména změnu v malých hloubkách a v těchto oblastech vylepšovat model. Z posledního

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ



Obr. 3.19: Simulovaný hydrologický signál na různých výškových úrovních.



Obr. 3.20: Změna vertikálního gradientu tíže způsobená gravitačním účinkem vodních zásob.

3.4. OVĚŘENÍ KVALITY LOKÁLNÍHO HYDROLOGICKÉHO MODELU POMOCÍ RADIÁLNÍ DERIVACE TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

obrázku (obr. 3.20) vidíme, že variace vrtikálního gradientu tíže dosahuje hodnot do $0,5 \mu Gal m^{-1}$, teda pro vylepšení modelu pomocí této metody bude nutno měřit mimořádně přesně vzhledem na hodnotu šumu výsledků tíhového měření.

KAPITOLA 3. VLIV VARIACE VODNÍCH HMOT NA MĚŘENÉ TÍHOVÉ ZRYCHLENÍ

Poznámka k modelování hydrologických časových řad Mnoho hydrologických studií, které se snaží co nejvěrněji popsat měřený signál vedou často k popisu, který je tvořen několika samostatných autoregresních modelů, které mezi sebou navazují pomocí prahové hodnoty, např. model SETAR⁴ ze dvou AR(1) (Artl a Artlová, 2009)

$$X_t = \begin{cases} \Phi_{0,1} + \Phi_{1,1}X_{t-1} + a_t & \text{jestli } X_{t-1} \leq c, \\ \Phi_{0,2} + \Phi_{1,2}X_{t-1} + a_t & \text{jestli } X_{t-1} > c \end{cases} \quad (3.9)$$

nebo model, který má více režimů nebo jinak definovány prahové hodnoty.

Jistou drobnou obměnou modelu SETAR je model STAR⁵, který se snaží modelovat více odlišných režimů, ale nepředpokládá, že přechod mezi režimem není skokový, ale spíše plynulý, např (Artl a Artlová, 2009)

$$X_t = (\Phi_{0,1} + \Phi_{1,1}X_{t-1})(1 - F(X_{t-1}, \delta, c)) + (\Phi_{0,2} + \Phi_{1,2}X_{t-1})F(X_{t-1}, \delta, c) + a_t, \quad (3.10)$$

kde pro definování funkce přechodu $F(X_{t-1}, \delta, c)$ slouží logistická funkce

$$F(X_{t-1}, \delta, c) = \frac{1}{1 + \exp(-\delta[X_{t-1} - c])}.$$

Bohužel je nutno konstatovat, že použití SETAR nebo STAR modelu pro naše účely nevedlo k významnému snížení rozptylu mezi modely a to z důvodu obtížné detekce prahové hodnoty (zatím byly testovány dva typy prahových hodnot - určitá výška *h_{pv}* a teplotní prahová hodnota - měřená teplota, kdy lze očekávat změnu vlastností podloží v důsledku její zmrznutí.

⁴SETAR- Self-Exciting Threshold Autoregressive

⁵STAR - Smooth Transition Autoregressive

4

Studium statistických vlastností reziduálního šumu

Po výpočtu všech relevantních modelovatelných gravitačních signálů můžeme jejich celkový vliv odečíst od kalibrovaného měřeného signálu, čímž vypočteme residuální tíhový signál. Vykreslením residuálního signálu pak dostáváme vizuální informaci, kterou lze pak použít pro další analýzy nebo kontrolu. Dá se zde sledovat časová závislost residuálního šumu vzhledem k nějakému parametru, např. závislost úrovně šumu na ročním období.

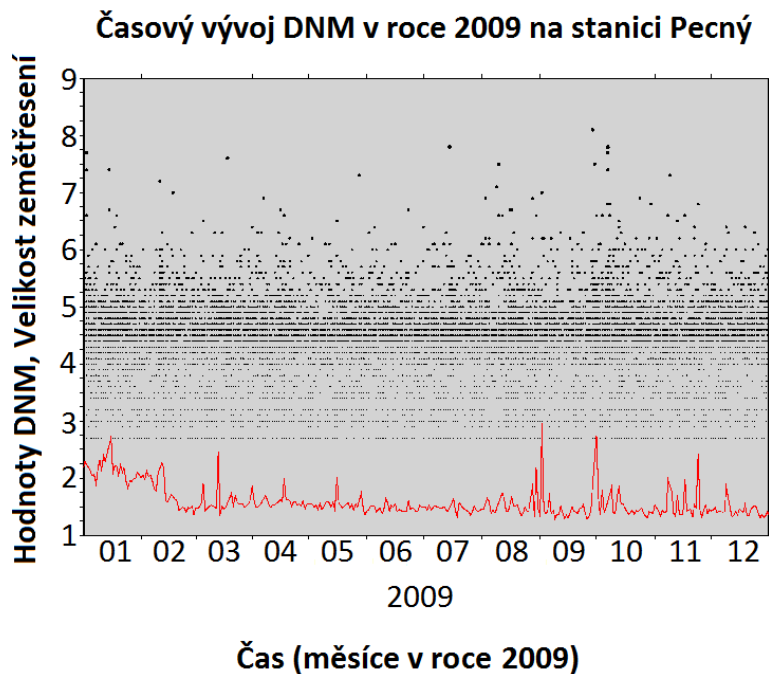
Poměrně často se pro hodnocení šumu používaly bezrozměrná čísla SNM (Seismic Noise Magnitude), jejichž hodnota se pro každý den určila jako $SNM = \log_{10}(PSD[\mu Gal^2/Hz]) + 2.5$ (Banka a Crossley, 1999), kde se za hodnotu PSD (Power spectral density) vkládá průměrná hodnota spektrální hustoty ve frekvenčním rozsahu ohraničeným krajními frekvencemi 1,667 - 5,000 mHz (periody 200 - 600 s). V tomto rozsahu je podle autorů koncepce největší zastupení seismického šumu. Na obr. 4.1 je grafické znázornění hodnot DNM (Daily Noise Magnitude)¹ pro každý den v roce 2009. Na pozadí je znázorněna magnituda velkých zemětřesení podle Americké Geologické služby². Zde můžeme pozorovat významné zvýšení hodnoty DNM při zemětřeseních intenzivnějších než je magnituda 6,5. Po takových zemětřeseních dochází k vlastním kmitům Země a zvýšená úroveň šumu se pro některé kmity projeví ještě několik dnů po zemětřesení, dokud nejsou dostatečně utlumeny všechny vlastní kmity.

Ze seznamu vypočtených DNM pro každý den se vybrala množina 5

¹Hodnota DNM je hodnota PSD pro daný den z omezeného frekvenčního rozsahu 1,667 - 5,000 mHz. Význam této hodnoty je studium citlivosti a závislosti této hodnoty na parametrech zemětřesení (zejména její intenzitě)

²U.S. Geological Survey - www.usgs.gov

KAPITOLA 4. STUDIUM STATISTICKÝCH VLASTNOSTÍ REZIDUÁLNÍHO ŠUMU



Obr. 4.1: Denní hodnoty SNM (červená čára) a magnitudy silných zemětřesení (černé tečky) v roce 2009.

dnů, u kterých byla hodnota DNM nejmenší; aritmetický průměr těchto pěti hodnot se pak prohlásil jako hodnota SNM charakterizující danou stanicí. S tímto číslem pak souvisela kvalita zaznamenávaných dat. Z aritmetického průměru 5 hustot výkonového spektra se určilo průměrné výkonové spektrum charakterizující danou stanicí.

Hlavní nevýhodou tohoto přístupu je skutečnost, že se jednalo o globální hodnocení šumu v rámci dne. V případě výskytu lokálního jevu s krátkodobou dobou působnosti se toto automaticky projevilo v zvýšené hodnotě DNM pro daný den. Další nevýhodou používání SNM byla skutečnost, že při zkoumání geodynamických jevů v jiném frekvenčním rozsahu, než je ten, který bere do úvahy SNM, je tato charakteristika téměř nepoužitelná. Proto se přistoupilo k hledání alternativních způsobů popisu šumu dat supravodivého gravimetru.

4.1 Spektrální výkonová hustota

Z kalibrovaného měřeného tlhového signálu, který jsme zbavili vlivu geodynamických jevů popsaných v druhé kapitole, určíme hodnoty výkonové spektrální hustoty. Před samotným výpočtem se doporučuje residuální signál zbavit střední hodnoty a také trendu. Trend je modelován pomocí polynomu nízkého stupně (podle povahy průběhu residuálního signálu), nejčastěji přímkou. Procedura výpočtu SNM (Banka a Crossley, 1999) doporučuje z dat odstranit polynom až devátého stupně, který má odstranit chod přístroje a jiných residuálních slapových signálů.

Pro výpočet spektrální výkonové hustoty se ve velké míře používá Fourierova transformace, zejména její modifikace ve formě rychlé Fourierovy transformace (FFT). Tento výpočet lze vykonat také pomocí Hartleyovy transformace (Jan, 2005) nebo pomocí Wiener-Chinčinova teorému (Jan, 2005), který k tomu používá autokorelační sekvencí. Nejčastější je ale použití FFT díky její jednoduchosti a nízké časové náročnosti na dobu výpočtu.

Mějme časovou řadu $x(n)$ délky N . Aplikujme na tuto řadu Fourierovou transformaci. Dostaneme tak sekvenci Fourierových koeficientů $X[k]$ podle vztahu

$$X[k] = \sum_{n=0}^{N-1} x[n] \exp(-2\pi jnk/N), \quad k = 0, 1, \dots, N-1. \quad (4.1)$$

Z těchto koeficientů pak snadno vypočteme PSD pomocí vztahu

$$PSD[k] = \frac{\|X[k]\|^2}{N}, \quad (4.2)$$

kde vztah mezi proměnnou k a frekvencí je dán $f_k = \frac{k}{N\Delta t}$, kde Δt představuje vzorkovací periodu záznamu.

Ze vztahu (4.2) vidíme, že spektrální výkonová hustota je funkce s nezápornými hodnotami. Pro každou vypočtenou frekvenci f_k nám udává čtverec normované amplitudy vstupního signálu. Jestliže je vstupním signálem residuální signál ze supravodivého gravimetru, pak pomocí PSD lze studovat statistické vlastnosti šumu nebo stanovit limity minimálně detekovatelné amplitudy.

Fourierova transformace je založena na předpokladu nekonečné délky vstupního signálu nebo alespoň na podmínce koherentního vzorkování, tj. na

KAPITOLA 4. STUDIUM STATISTICKÝCH VLASTNOSTÍ REZIDUÁLNÍHO ŠUMU

podmínce

$$NT = MT_{sig},$$

kde N je počet vzorků časové řady, T je vzorkovací interval, M je počet vzorkovaných period a T_{sig} je doba periody signálu. Tento požadavek často pochopitelně nejsme schopni splnit. Příímým důsledkem tohoto nedostatku je pak skutečnost, že namísto jedné spektrální čáry ve spektru dostáváme hned několik pro každou harmonickou složku analyzovaného signálu. V praxi se snažíme tohoto nepříjemného jevu zbavit aplikací vhodného okna na časovou řadu, který se snaží minimalizovat tento dopad "prosakování" spektra do okolních frekvencí (tzv. leakage effect).

4.2 Spektrogram

Jedním z vhodných grafických způsobů vizualizace šumu supravodivého gravimetru je použití spektrogramu. V podstatě se jedná o zobrazení většího počtu PSD vedle sebe. Tyto jednotlivé PSD mohou pocházet z po sobě následujících časových oken, nebo mohou mít vzájemný překryt. Spektrogramy nacházejí své uplatnění v detekci časově proměnných jevů, které nemusejí být vizuálně detekovatelné v jednotlivých grafech spektrální výkonové hustoty.

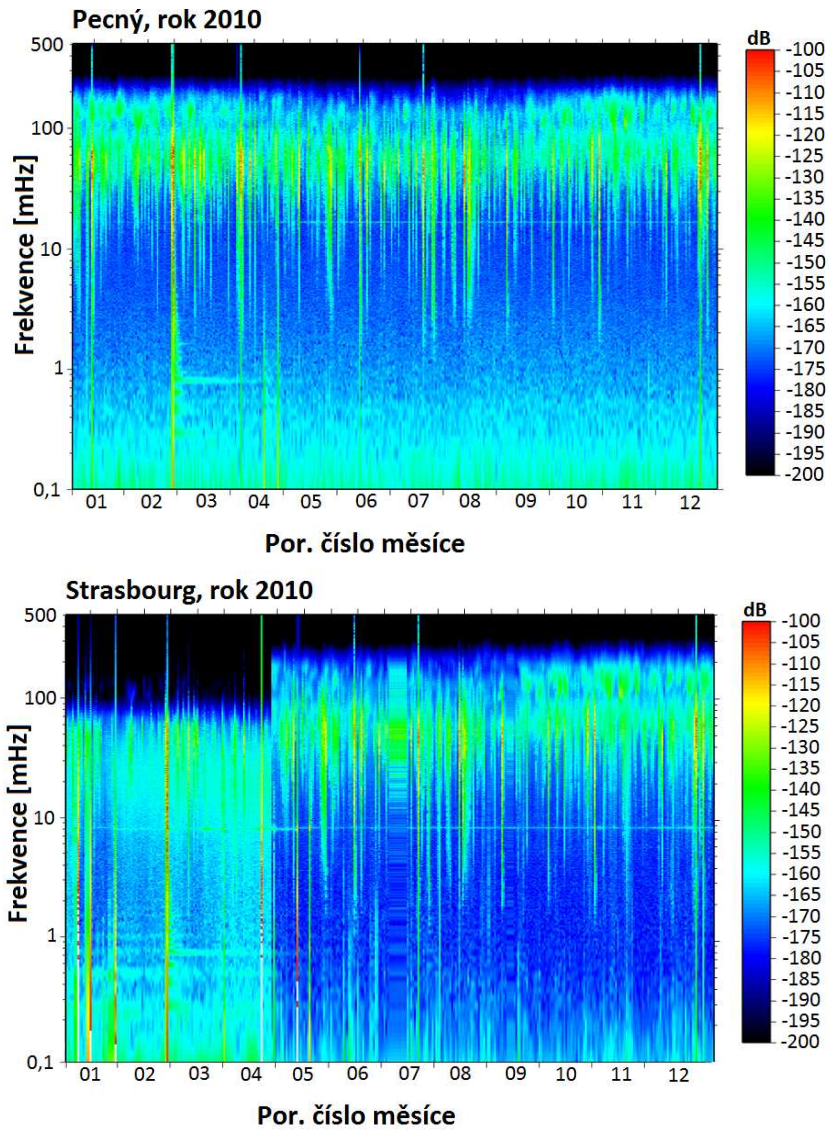
Mějme residuální tíhový signál. Z něj vypočteme spektrogram v následujících krocích (optimalizováno pro použití FFT):

1. Úprava délky časové řady na mocninu čísla 2.
2. Eliminace trendové části v datech - polynom 1. stupně odhadnut pomocí metody nejmenších čtverců.
3. Konvoluce signálu 10 % kosínovým oknem

$$h[n] = \begin{cases} \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{10\pi n}{N}\right) & n \in \langle 0, 0.1N \rangle \\ 1 & n \in \langle 0.1N, 0.9N \rangle \\ \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{10\pi n}{N}\right) & n \in \langle 0.9N, N \rangle \end{cases}$$

4. Výpočet PSD pomocí ryché Fourierovy transformace.
5. Korekce hodnot PSD vynásobením faktorem 1.142857 v důsledku použití kosínového okna.

4.2. SPEKTROGRAM



Obr. 4.2: Porovnání šumu na spektrografech pro OSG-050 (GO Pecný) a CSG-026 (Strasbourg) pro rok 2010.

KAPITOLA 4. STUDIUM STATISTICKÝCH VLASTNOSTÍ REZIDUÁLNÍHO ŠUMU

6. Zhlazení PSD použitím 11-ti bodového Parzenova frekvenčního okna.

Denní hodnoty PSD jsou pak vyjádřeny v decibelech [dB] relativně k jednotce $1 \text{ m}^2/\text{s}^4/\text{Hz}$, tedy pomocí vztahu $10 \log_{10} PSD$ (PSD v $\text{m}^2/\text{s}^4/\text{Hz}$). Pro porovnání jsou na obr. 4.2 zobrazeny roční spektrogramy pro stanice Pecný (PE) a Strasbourg (ST) pro rok 2010. Zde byly jako vstup použity denní PSD s překrytem 50 %, teda vstupem je 730 PSD. Ze spektrogramů je patrná celá řada užitečných, instruktivních a pomocných informací:

- parazitní mód gravimetrů viditelných na frekvencích 17 mHz pro PE a 8 mHz pro ST,
- vlastní kmity Země vyvolané zemětřesením v Chile ze dne 27.02.2010 (magnitudo 8.8),
- velký šum gravimetru ST v první čtvrtině roku 2010 způsobený hlavně instrumentálními problémy,
- vyšší šum v pásmu 100 mHz pro obě stanice na začátku a konci roku 2010 v důsledku vyšších mikroseismů v Evropě během zimních měsíců,
- srovnání spektrogramů z obou stanic prokazatelně ukazuje na nižší úroveň šumu na stanici Strasbourg zejména pro frekvence nižší než 5 mHz (pro periody nad 200 s).

Z praktického hlediska spektrogramy poskytují přehlednou vizuální informaci o časovém vývoji úrovně reziduálního šumu pro různé frekvence. Na druhou stranu je nutno říct, že tento způsob vizualizace šumu není nejvhodnější způsob při porovnávání kvality stanic z hlediska šumu. Také tento postup selhává při kontrole dat v čase blízkém reálnému. Tyto charakteristiky je pak vhodnější řešit pomocí funkce hustoty pravděpodobnosti PDF (Probability Density Function).

4.3 Funkce hustoty pravděpodobnosti (PDF)

Série výkonových spektrálních hustot umožňuje vykonání statistické analýzy spektrálních výkonů pro jednotlivé frekvence. Pravděpodobnost rozložení spektrálních hustot je možné pro danou frekvenci vyjádřit pomocí funkce hustoty pravděpodobnosti. Procedura, která zde bude popsána, využívá

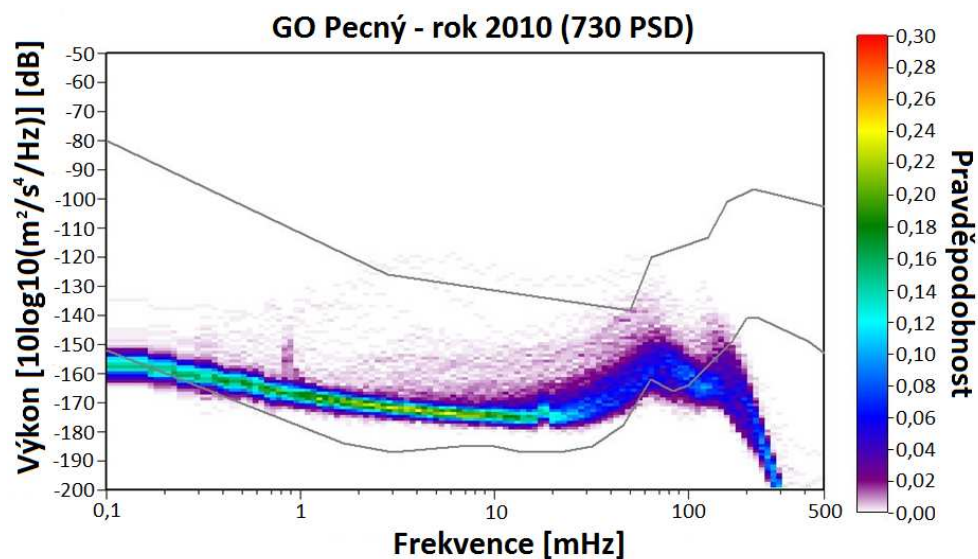
4.3. FUNKCE HUSTOTY PRAVDĚPODOBNOTI (PDF)

základní myšlenky algoritmu PQLX (McNamara a Bulland, 2003), tj. algoritmu, který je ve velké míře využíván v seismologii. Z důvodu výrazně rozdílného vzorkovacího intervalu musel být tento algoritmus pro potřeby vizualizace šumu supravodivého gravimetru modifikován. Výpočet je také založen na zpracování denních residuálních sekundových dat za účelem výpočtu PSD, které mají vzájemný překryt 50 % (vytvářejí se zde dodatečné soubory od 12:00 prvního dne do 12:00 druhého dne z důvodu statisticky významnějšího souboru dat). Denní residua jsou pak

1. délkově omezena na nejbližší nižší mocninu čísla 2 (pro pozdější aplikaci algoritmu FFT), tj. na délku 65536 vzorků (s),
2. rozděleny na 13 segmentů čtvrtinové délky (16384 s) s vzájemným překrytem 75 % z důvodu snížení variance PSD,
3. z každého segmentu je odstraněna střední hodnota a trend polynomem prvního stupně určením pomocí metody nejmenších čtverců,
4. každý segment je vynásoben 10 % kosinovým oknem,
5. jsou vypočtena 13 PSD pomocí Cooley-Tukey algoritmu (Cooley a Tukey, 1965),
6. finální PSD je nakonec získána násobením průměrného PSD získané aritmetickým průměrem 13 částečných PSD faktorem 1,142857, jakožto korekce použitého kosinového okna,
7. přepočítání na jednotku decibel pomocí vztahu $\text{dB}=10 \log_{10}(\text{PSD v jednotkách } m^2/s^4/Hz)$,
8. vykreslení výsledků do společného grafu, kde barva v daném intervalu znamená pravděpodobnost výskytu šumu dané velikosti z celkového množství šumu pro daný interval.

V případě zpracování dat v rámci jednoho kalendářního roku dostaneme 730 průběhů PSD, což už lze považovat za dostatečný počet pro relevantní pravděpodobnostní analýzu. Vhodná vizualizace průběhu funkce pravděpodobnosti hustot (obr. 4.3) pak umožní velmi komplexní přehled o kvalitě signálu ve zkoumaném časovém rozpětí. Výsledkem této analýzy je grafické rozložení pravděpodobnosti výskytu šumu daného výkonu na dané frekvenci. Kvůli porovnání jsou ještě vykreslovány průběhy NLNM (New Low Noise

KAPITOLA 4. STUDIUM STATISTICKÝCH VLASTNOSTÍ REZIDUÁLNÍHO ŠUMU



Obr. 4.3: Funkce hustoty pravděpodobnosti (PDF) pro rok 2010.

Magnitude) a NHNM (New High Noise Magnitude) definované (Peterson, 1993), které umožňují velmi rychlé a přehledné porovnání šumu se stanicemi opatřenými seismometry a také kvantifikovat šum stanice/gravimetru vzhledem k příslušným modelům. Na druhou stranu hlavní nevýhodou tohoto přístupu je skutečnost, že nejsme schopni z výsledku časově identifikovat konkrétní PSD jak se to dá v případě spektrogramu. Pro popis charakteristik šumu je tento přístup vhodný a proto se algoritmus PQLX používá v seismické síti IRIS³.

4.4 Webové nástroje pro automatickou vizualizaci šumu supravodivého gravimetru

Při hledání vhodného nástroje pro automatické generování rychlých a přehledných náhledů na měřená data bylo vytvořeno webové rozhraní SGNoise. Požadavkem byl nenáročný a zároveň komplexní nástroj na popis šumu v téměř reálném čase. Hlavní výhodou tohoto nástroje je možnost velmi rychlé

³IRIS - Incorporated research institutions for seismology

4.4. WEBOVÉ NÁSTROJE PRO AUTOMATICKOU VIZUALIZACI ŠUMU SUPRAVODIVÉHO GRAVIMETRU

kontroly operátora na nestandardní chování gravimetru resp. informace o aktuální úrovni reziduálního šumu měřených dat.

Toto prostředí bylo vytvořeno v programovacím jazyku PHP5 s použitím grafické knihovny GD pro generování grafických výstupů. Některé výstupy, které jsou výpočetně náročné (zejména měsíční a roční spektrogramy a PDF), jsou prozatím generovány ručně v programu GMT verze 4.5.9 (Wessel a Smith, 1996) a grafický výstup spektrogramu za posledních 7 dní je generován pomocí programu gnuplot verze 5.0.

Toto rozhraní, které je v testovací fázi, je dostupné na webové adrese <http://oko.pecny.cz/grav>. Poskytuje aktuální informace o supravodivých gravimetrech na stanicích Pecný, Strasbourg (Francie) a Wettzell (Spolková republika Německo). V budoucnu se uvažuje o rozšíření na další stanice se supravodivým gravimetrem. Celé rozhraní vychází z matematických základů popsaných v kapitolách 4.2 a 4.3.

Na hlavní stránce rozhraní se nachází přehled reziduálního tíhového signálu (zbaveného základních vlivů popsaných v kapitole 1 a vlivu variace atmosféry pomocí jednoduchého regresního koeficientu $-0,3 \mu\text{Gal}/h\text{Pa}$) za posledních 30 dní měření spolu s grafickým znázorněním atmosférického tlaku (obr. 4.4) a rychlý spektrogram za poslední týden měření⁴ (obr. 4.5).

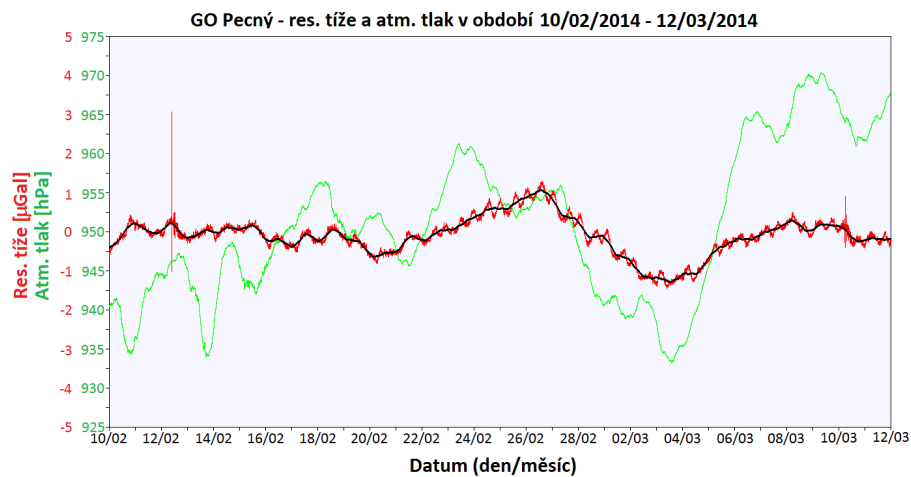
Z hlavního menu se pomocí dvou nabídek můžeme rozhodnout pro popis aktuálního šumu pro vybraný den nebo pro posledních několik dní. Druhou možností je spektrální popis šumu pro vybraný měsíc nebo rok pomocí spektrogramu nebo PDF.

Na obr. 4.6 si můžeme prohlédnout denní průběh kalibrovaného signálu a na obr. 4.7 průběh reziduálního signálu po odstranění slapového signálu.

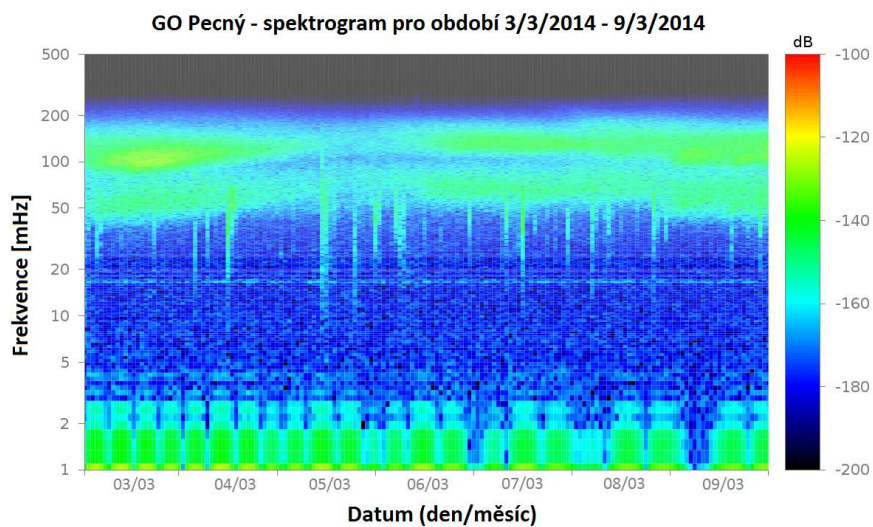
Obrázek 4.8 popisuje variaci spekter v rámci jednoho dne. Jednotlivé spektra jsou vypočteny z časových úseků $0 - 6 h$, $6 - 12 h$, $12 - 18 h$ a $18 - 24 h$. Celkem tedy dostáváme 4 spektra v rámci jednoho dne, což nám umožní lepší detekci výskytu anomálního šumu. Dále je v grafu znázorněn průměrný denní šum jako aritmetický průměr z jednotlivých spekter a také průběh standardního šumu.

⁴Pod rychlým spektrogramem se zde rozumí spektrogram, kde se spektrum počítá z kalibrovaného signálu se standardním odstraněním vlivu variace atmosférického tlaku. Spektrum se počítá z délky časové řady 3600 vzorků s doplněním nulových hodnot do délky 4096 vzorků. Z časové řady takové délky nemá smysl odstraňovat vliv pohybu pólu ani chod gravimetru, vliv slapů je poznat na nižších frekvencích, ale lze se ho poměrně dobře odstranit polynomem nižšího stupně. Před zpracováním je z časové řady odstraněna střední hodnota a lineární trend.

KAPITOLA 4. STUDIUM STATISTICKÝCH VLASTNOSTÍ REZIDUÁLNÍHO ŠUMU

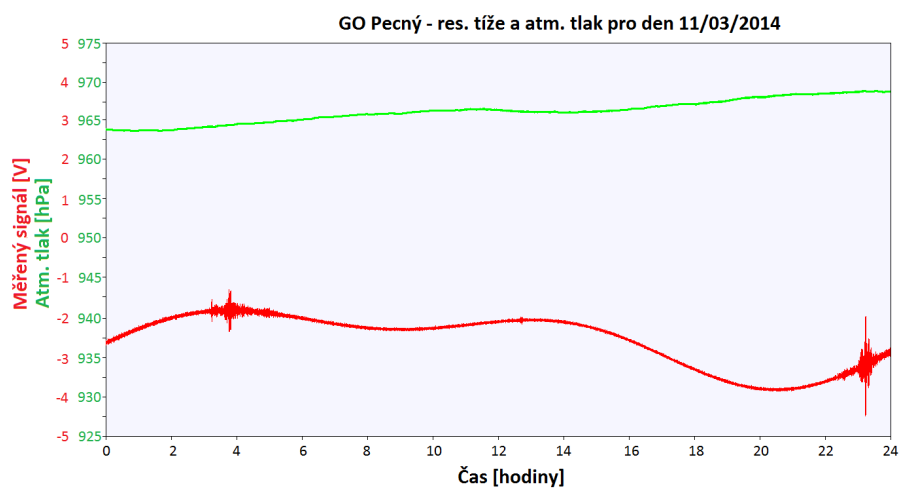


Obr. 4.4: Reziduální signál za posledních 30 dní měření a průběh atmosférického tlaku.

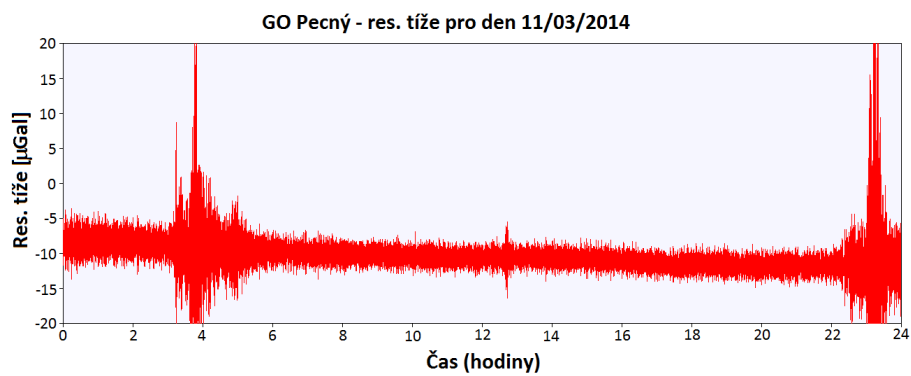


Obr. 4.5: Rychlý spektrogram za poslední týden měření.

4.4. WEBOVÉ NÁSTROJE PRO AUTOMATICKOU VIZUALIZACI ŠUMU SUPRAVODIVÉHO GRAVIMETRU

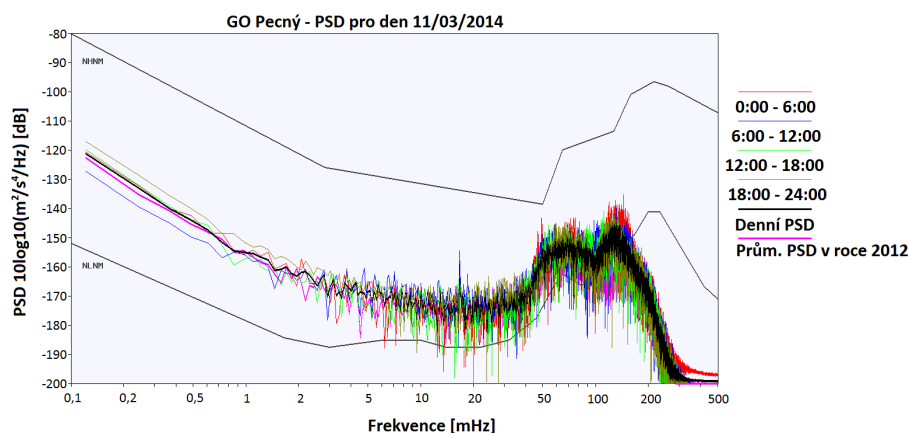


Obr. 4.6: Kalibrovaný tíhový signál a měřené hodnoty atmosférického tlaku.



Obr. 4.7: Reziduální tíhový signál.

KAPITOLA 4. STUDIUM STATISTICKÝCH VLASTNOSTÍ REZIDUÁLNÍHO ŠUMU



Obr. 4.8: Denní spektra.

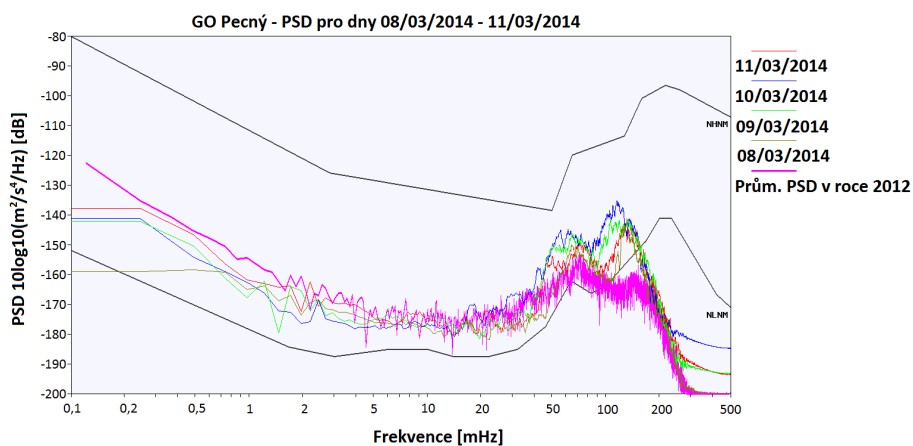
Následující výstup je značně podobný předchozímu, ale zabývá se spektrálním popisem dat z delší časové oblasti. Cílem tohoto výstupu je spektrální vývoj za poslední čtyři dny měření. Jednotlivá spektra jsou vypočtena z délky celého dne a výstup také obsahuje průměrný roční šum z roku 2012 pro porovnání se standardním průběhem.

Rozhraní také nabízí textovou informaci o stavu souboru pro daný den ve formě výpisu hlavičky souboru, počtu chybějících tíhových a atmosférických měření a průměrné hodnoty relativního tíhového zrychlení a atmosférického tlaku.

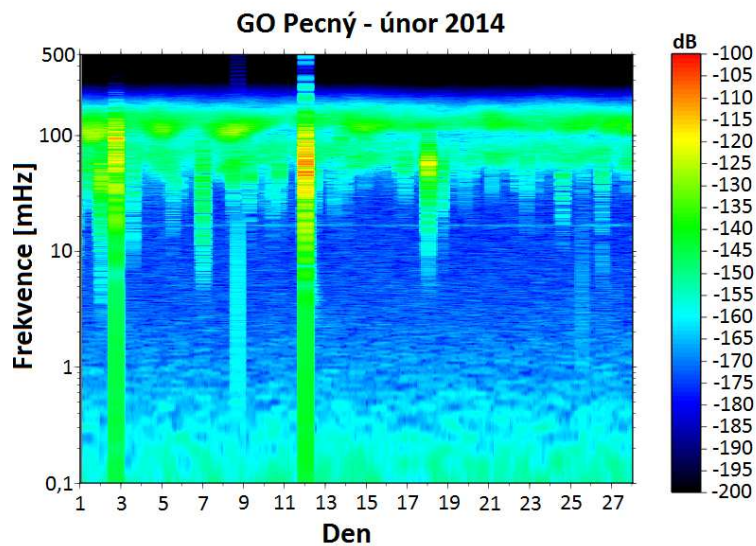
Z druhé nabídky si můžeme vybrat spektrogram nebo PDF pro zvolený měsíc nebo rok měření. Tyto grafy pro daný měsíc nebo rok jsou dostupné po ukončení příslušného období. Na obr. 4.10 - 4.13 můžeme vidět ukázkou výstupu pro jeden měsíc nebo rok. Kompletní galerie výstupu pro celou dobu měření supravodivého gravimetru na stanici Pecný se nachází v příloženém CD.

Jedním z dalších výstupů je také grafický průběh reziduálního tíhového zrychlení a atmosférického tlaku v aktuálním roce. Zde by měl být zřetelný zejména hydrologický signál. Grafický výstup můžeme vidět na obr. 4.14.

4.4. WEBOVÉ NÁSTROJE PRO AUTOMATICKOU VIZUALIZACI ŠUMU SUPRAVODIVÉHO GRAVIMETRU

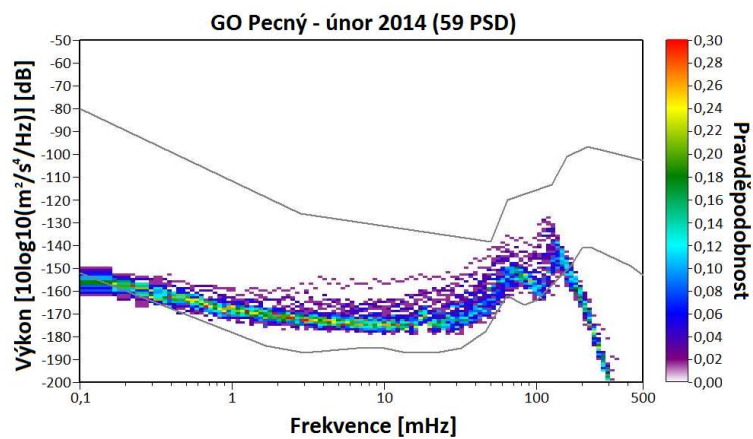


Obr. 4.9: Spektra pro poslední 4 dny měření.

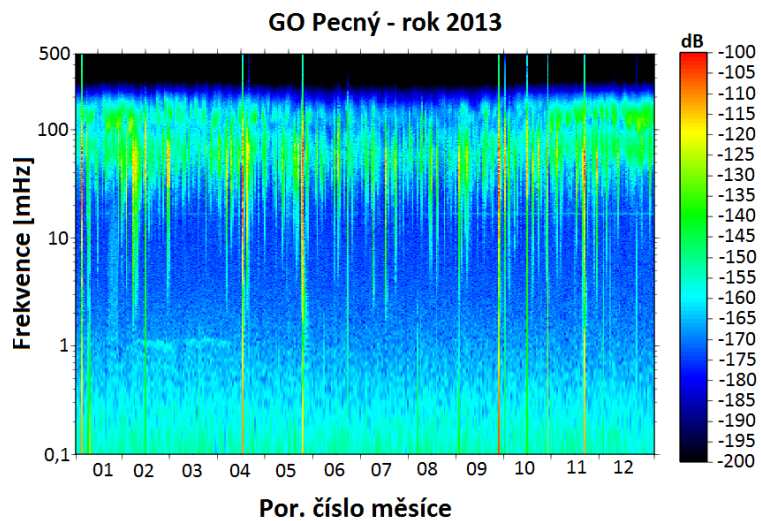


Obr. 4.10: Měsíční spektrogram pro měsíc březen 2014.

KAPITOLA 4. STUDIUM STATISTICKÝCH VLASTNOSTÍ REZIDUÁLNÍHO ŠUMU

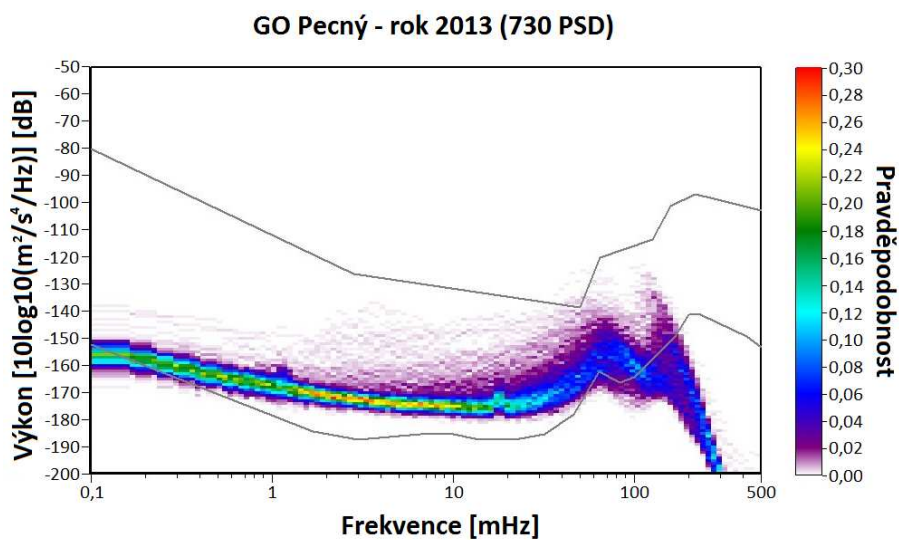


Obr. 4.11: Měsíční PDF pro měsíc březen 2014.

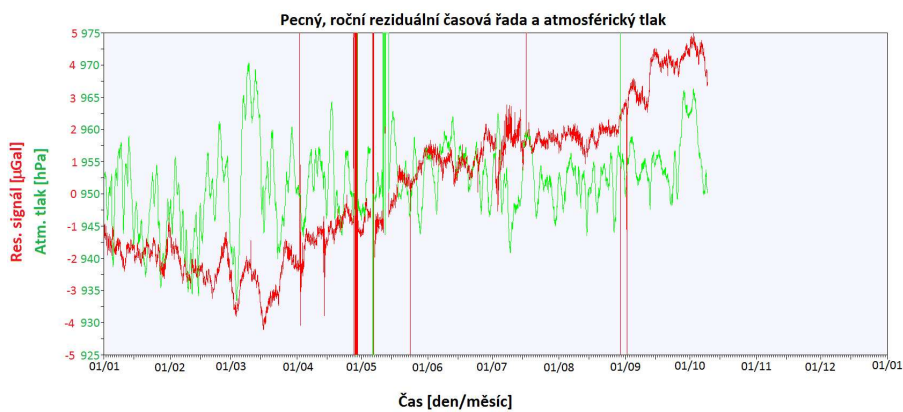


Obr. 4.12: Roční spektrogram pro rok 2013.

4.4. WEBOVÉ NÁSTROJE PRO AUTOMATICKOU VIZUALIZACI ŠUMU SUPRAVODIVÉHO GRAVIMETRU



Obr. 4.13: Roční PDF pro rok 2013.



Obr. 4.14: Grafické znázornění reziduálního tíhového signálu a atmosférického tlaku v rámci aktuálního roku.

5

Závěry a výhled do budoucna

Závěry

Cílem práce bylo studium zejména lokálních environmentálních vlivů na měřenou hodnotu tíhového zrychlení. Význam tohoto studia a následná redukce měřené hodnoty o příslušný environmentální jev má význam v lepším modelování a interpretaci jiných geofyzikálních jevů a také v menším rozptylu reziduální časové řady po odstránění všech známých a modelovatelných jevů. To se projeví ve vyšší přesnosti výsledků měřického přístroje, lepší reprodukci distribuční funkce a jejích centrálních momentů pro rezidua. S narůstající kvalitou přístroje pak můžeme např. v reziduální časové řadě detekovat mnohem slabší signály nebo zlepšovat některé používané modely pro modelování geodynamických jevů.

V práci se pozornost soustředila na dva základní jevy: variace atmosférických hmot a variace vodních zásob. V minulosti se tyto vlivy odstraňovali pomocí relativně zjednodušených modelů vycházejících z jednoduchých předpokladů. Nyní, když je k dispozici více informací o místních poměrech, máme měření zprostředkujících meteorologických a hydrologických veličin a máme poměrně dlouhé kontinuální měření, můžeme doposud používané modely adekvátně upravit a vylepšovat. Bohužel situace ze statistického a interpretačního hlediska je mírně komplikovanější, než by se mohlo na první pohled zdát. Mnohé geofyzikální a geodynamické jevy totiž působí na frekvenčních rozsazích, které se vzájemně překrývají, jak se to patrně z obr. 1.1. Pak může dojít k nepříjemné situaci, že se nedostatečně odstráněn vliv jednoho jevu snažíme odstránit pomocí jiného jevu. Pokud je ale model pro odstránění některého z jevů stanoven fyzikálně korektně, pak by k těmto situacím nemělo docházet.

Závěrem možno konstatovat, že v práci popisované modely pro redukcii gravitačního vlivu variace atmosférického tlaku a variace vodních zásob odpo-

KAPITOLA 5. ZÁVĚRY A VÝHLED DO BUDOUCNA

vídají v současnost známým poznatkům, dostupným lokálním měřením a dostupných globálním modelům. V budoucnu, pokud přibudou nové poznatky, nové nebo kvalitnější informace, může dojít k vybudování komplexnějších modelů, které budou lépe odstraňovat vliv proměnných zdrojů v měřeném tíhovém signále. K tomuto účelu je nutnost pravidelně a pečlivě studovat reziduální tíhový signál jak v časové tak i ve frekvenční oblasti, aby výsledky nebyly zatíženy případnými vlivy, které mohou negativně ovlivňovat výsledky analýzy signálu a následnou interpretaci výsledků.

Zhodnocení výsledků a přínos práce

V práci se zájem soustředil pouze na dva časově proměnné jevy: vliv variace atmosférického tlaku na výsledky tíhových měření a vliv variace hydrologických hmot. Periodické a sekulární jevy popsány v první kapitole práce považujeme dostatečně fyzikálně popsány a matematicky modelovány, že v době psaní práce nebyl požadavek na další studium nebo zpřesnění hodnot veličin. Pro zkoumané jevy můžeme vyslovit závěr, že uvážením uvedených postupů pro korekci výrazně klesl její vliv, o čemž se můžeme přesvědčit ze spektrální analýzy reziduálního signálu po aplikování příslušné korekce. Opět je nutno připomenout, že v obou případech modelovaných jevů se jedná o projev širokospektrálního komplexního nelineárního frekvenčně závislého systému Země na měřenu hodnotu tíhového zrychlení a teda aplikaci statistického přístupu můžeme jenom stěží mluvit o úplném odstránění jevu z výsledků měření supravodivého gravimetru. Dále je nutné také zdůraznit, že analýzy používané v práci se věnují pouze měřeným datům ze stanice Pecný a tedy není možno tento postup úplně přebrat na libovolnou stanici na které je umístěn supravodivý gravimetr. Převzat lze pouze principy, na kterých byly vybudovány modely redukci. Zejména u hydrologického signálu může být modelování pro jinou stanici úplně odlišné vycházejíc hlavně z vertikálního umístění senzoru vůči zemskému povrchu (kde je projev hydrologického signálu po zrážkové činnosti pro senzory nad a pod zemským povrchem opačný) a končíc nehomogenitou hydro-geologické stavby podloží v nejbližším okolí stanice.

Možno ale říct, že pro modelování hydrologického a atmosférického signálu byly použité všechny dostupné zdroje dat a pro odhad byla použita optimální metoda (metoda nejmenších čtverců), která zabezpečuje minimální hodnotu variační funkce odhadu. Lze tedy mluvit o nejlepším současném modelu pro redukci uvedených jevů. Jenom v případě doplnění nebo zpřesnění vs-

tupných dat může dojít ke zlepšení modelů redukce. Tyto výsledky, které jsou primárně aplikovány pro výsledky měření supravodivého gravimetru lze také použít pro libovolné jiné tíhové měření, zejména své uplatnění nalezne u absolutního tíhového měření nebo gravimetrické mapování v nejbližším okolí stanice. V obou případech lze mluvit o vlastním přínosu k problematice. V případě webového nástroje SGNoise se přínos ukazuje jak v monitorování aktuálního stavu hladiny šumu supravodivého gravimetru, tak i v detekci měřických a instrumentálních problémů přístroje v téměř reálném čase, což je také velice důležité pro zajištění poskytování kvalitních časových řad. V případě současného zpracování více geograficky blízkých stanic supravodivých gravimetrů lze přítomnost výskytu anomálního chování reziduálních dat kontrolovat na jiných stanicích, což může také ve významné míře přispět k detekci instrumentálních problémů gravimetru.

Výhledy do budoucna

Jak již bylo zmíněno dříve, modely pro redukci environmentálních vlivů vycházejí ze všech dostupných zdrojů dat a pro modelování byly použité moderní postupy odhadu neznámých parametrů, tedy o zlepšení modelu pro redukci můžeme mluvit jenom přidáním dalších měřených dat, přidáním jiného kanálu měřených veličin nebo zlepšením informací o hydro-geologických nebo elastických parametru podloží zejména v nejbližším okolí observatoře. V budoucnu se předpokládá pokračování analýzy a budování komplexnějších modelů pro redukci tíhových dat.

Veliká pozornost se věnuje také výsledkům, které poskytuje webový nástroj SGNoise. Ze spektrogramů a PDF můžeme pozorovat časový vývoj a sezónnost šumu pro jednotlivé měsíce v roce. Předpokládá se další vývoj v metodách analýzy, popisu a vizualizace reziduálního šumu. Velikou snahou je vytvoření efektivního nástroje pro multikanálovou spektrální a korelační analýzu šumu, která by spolehlivě popsala společnou a anomální část reziduálního signálu pro jednotlivé analyzované stanice. To si vyžaduje dlouhodobou analýzu stability časových řad. Dále se očekává studium a zavedení výsledků z odlišných přístupů k analýze signálu, zejména analýza pomocí waveletů.

Samozřejmě s dostatečným časovým odstupem, kdy je k dispozici delší korigovaná časová řada, se doporučuje opakovaná analýza modelů již známých jevů, tedy se očekává opakování slapové analýzy (kde se v blízké budoucnosti plánuje detailnější analýza pro krátkoperiodické vlny, zejména třetinodenní

KAPITOLA 5. ZÁVĚRY A VÝHLED DO BUDOUCNA

a čtvrtinodenní vlny, kterým se v minulosti doposud nedostalo dostatečné péče), nový odhad chodu a stability chodu supravodivého gravimetru, nový odhad kalibračního faktoru a časové stálosti kalibračního faktoru.

Seznam použité literatury

- Alltop, J.** Effects of Atmospheric Pressure Loading on GPS Measurements. Diplomová práce. Oddělení Země, atmosféry a planetárních věd, Univerzita ve Virginii, 2002.
- Artl, J., Artlová, M.** Ekonomické časové řady. Proffesional Publishing, Praha, 2009.
- Banka, D., Crossley, D.** Noise level of superconducting gravimeters at seismic frequencies. Geoph. Jour. Int. sv. 1. str. 87-97. 1999
- Bauer, J.** Mechanika 2. Nakladatelství RNDr. Vladimír Chlup, Olomouc 2008.
- Bauer, J.** Mechanika 3. Nakladatelství RNDr. Vladimír Chlup, Olomouc 2012.
- Benešová, V.** Modelování lokálního hydrologického efektu na gravimetrická měření. Diplomová práce České vysoké učení technické v Praze, Fakulta stavební, katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, 2009.
- Boy, J.-P., Hinderer, J., Gegout, P.** Global atmospheric loading and gravity. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 109, str. 161-177. 1998.
- Boy, J.-P., Hinderer, J.** Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data. Journal of Geodynamics 41 (2006), str. 227-233.
- Brdička, M., Samek, L., Sopko, B.** Mechanika kontinua. Academia Praha, (2005).
- Burša, M., Pěč, K.** Tíhové pole a dynamika Země. Academia. Praha 1988.
- Burša, M., Kostecký, J.** Kosmická geodezie a kosmická geodynamika. Ministerstvo obrany ČR, Praha, 1993.
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Klügel, T., Wziontek, H.** Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter on the Geodetic Observatory Wettzell, Germany. Geophysics 73 (6), 2008.

Seznam použité literatury

- Chen, F., Wu, S., Fan, S., Luo, J.** Determining the phases of the semi-diurnal temperature and pressure oscillations by the cross-correlation equilibrium method. *Meas. Sci. Technol.* 14 (2003), str. 619-624.
- Crossley, D., Jensen, O.G., Hinderer, J.** Effective barometric admittance and gravity residuals. *Phys. Earth Planet. Inter.* 90, 221-241. 1995.
- Crossley, D., Linage, C., Boy, J.-P., Hinderer, J., Chang, J.** Validation of GRACE data using GGP stations from Europe and Asia. *J. Geodyn.* vol. 73, číslo 4, (2003)
- Crossley, D.** Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines. *EOS, Transactions americal geophysical union*, sv. 80, číslo 11, str. 121-132 (1999).
- Crossley, D., Hinderer, J.** A review of the GGP network and scientific challenges. *Journal of Geodynamics*, sv. 48, str. 299-304 (2009).
- Cupillard, P., Stehly, L., Romanowitz, B.** The one-bit noise correlation: a theory based on the concepts of coherent and incoherent noise. *Geophys. J. Int.* (2011) sv. 184, str. 1397-1414.
- Ducarme B.** Introduction to modern tidal analysis methods. International Centre for Earth Tides. Online na <http://www.upf.pf>
- Dziewonski, A.M., Anderson, D.L.** Preliminary Reference Earth Model. *Phys. Earth. Phys. Earth. Planet Inter.* sv.25 (1981), str.297-341.
- El-Gelil, M.A., Pagiatakis, S., El-Rabbany, A.** Frequency-dependent atmospheric admittance of superconducting gravimeter using least squares response method. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 170, 24-33, 2008.
- Farrell, W.E.** Deformation of the Earth by surface loads. *Reviews of Geophysics*, 1972.
- Goodkind, J.M.** Precision of the superconducting gravimeters determined by simultaneous measurements with two instruments, *Bulletin d'Information - Bureau Gravimetrique International*, sv. 49, str. 128-140, (1981).
- Hebák, P. a kol.** Statistické myšlení a nástroje analýzy dat. *Informatorium*, spol. s r.o., 2013.

- Herring T.** Treatise of Geophysics, vol. 3 - Geodesy. Elsevier, 2007.
- Hu, J.Q., Sun, H.P., Yang, X.F.** A study of gravity variations caused by polar motion using superconducting gravimeter data from GGP network. *Journal of Geodesy*, sv. 78, str. 201-209, 2004.
- Hu, X.-G., Liu, L.-T., Hinderer, J., Hsu, H.-T., Sun, H.-P.** Wavelet filter analysis of atmospheric pressure effects in the long-period seismic mode band. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, sv. 154, str. 70-84, (2006).
- Imanishi, Y.** On the possible cause of long period instrumental noise (parasitic mode) of superconducting gravimeter. *J. Geod.* (2005), sv. 78, str. 683-690.
- Jan, J.** Číslíková filtrace, analýza a restaurace signálů. Vysoké učení technické v Brně, 2005.
- Kollar, P., Mojzeš, M., Vaľko, M.** Deformation of Earth's surface caused loading of tall building. *Slovak Journal of Civil Engineering*. číslo 2, str. 1-7, 2010.
- Klügel, T., Wziontek, H.** Correcting gravimeters and tiltmeters for atmospheric mass attraction using operational weather models, *Journal of Geodynamics*, sv. 48, číslo 3-5, 2009..
- Kroner, C., Dierks, O., Neumeyer, J., Wilmes, H.** Analysis of observations with dual sensors superconducting gravimeters. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, sv. 153, str. 210-219, (2005).
- Kubáček, L., Kubáčková, L., Volaufová, J.** Statistical models with linear structure. Veda, publishing house of Slovak Academy of Sciences, Bratislava 1995.
- Kvasnica, J., a kol.** *Mechanika* (2. vydání), Akademia, Praha (2004).
- Larose, E., Margerin, L., Derode, A., Tiggelen, B., Campillo,**
- Leiriao, S.** Hydrological model calibration using ground-based and spaceborne time-lapse gravity surveys, Diplomová práce, Dánská Technická univerzita, Kodaň, 2007.

Seznam použité literatury

- Loyer, S., Hinderer, J., Boy, J.-P.** Determination of the gravimetric factor at the Chandler period from Earth's orientation data and superconducting gravimetry observation. *Geophys. J. Int.*, sv. 136, str. 1-7, (1999)
- Shapiro, M., Paul, A., Stehly, L., Tanter, M.** Correlation of random wavefields: An interdisciplinary review. *Geophysics*, sv. 70, číslo 4, str. 111-121 (2006).
- Lederer, M, Zeman, A** Modelling of gravitational effects due to nonstandard atmospheric conditions. *BIM* 104. 2003.
- Leiriao, S.** Hydrological model calibration using ground-based and airborne time-lapse gravity surveys. Diplomová práce. Technical University of Denmark, Kodaň, 2007.
- Lowrie, W.** *Fundamentals of Geophysics*, second edition. Cambridge University Press, 2007.
- Melchior, P.** *Earth tides*. Oxford Pergamon press, 1966.
- Meriam, J.** Atmospheric pressure and gravity. *Geophysical Journal International* 109: str. 488-500, 1992.
- Mikolaj, M.** Vplyv variácie hydrologických hmot na gravimetrické merania. Disertační práce, Slovenská Technická Univerzita v Bratislave, Stavebná fakulta, 2013.
- Pagiatakis, S.D.** Ocean loading on a self-gravitating, compressible, layered, anisotropic, viscoelastic and rotating Earth with solid inner core and fluid outer core. Technical Report 139, University of New Brunswick, 1985.
- Pálinkáš, V., Kostecký, J., Dohnal, M., Šanda, M.** Analýza hydrologických variácií na Geodetické observatoři Pecný. *Geodetický a kartografický obzor*, 56/98, č. 5, s. 93-103, 2010.
- Pálinkáš, V., Kostecký, J., Šimek, J.** A feasibility of absolute gravity measurements in geodynamics. *Acta Geodyn, Geomater.*, sv. 7, číslo 1 (157), str. 61-69 (2010).

- Peterson, J.** Observations and modeling of seismic background noise. U.S. Department of Interior Geological Survey, Open-File Report 93-322, Albuquerque, New Mexico, 1993.
- Pick M., Pícha J., Vyskočil, V.** Úvod ke studiu tíhového pole Země, Academia Praha, 1973.
- Riccardi, U., Hinderer, J., Boy, J.-P.** On the efficiency of barometric arrays to improve the reduction of atmospheric effects on gravity data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 161, 224-242. 2007.
- Rosat, S., Hinderer, J.** Noise level of superconducting gravimeters: updated comparison and time stability. *Bulletin of the Seism. Society of Am.*, sv. 101, číslo 3, str. 1233-1241, (2011).
- Roult, G., Crawford, W.** Analysis of 'background' free oscillations and how to improve resolution by subtracting the atmospheric pressure signal. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, sv. 121, str. 325-338, (2000).
- Spratt, R.S.** Modelling the effect of atmospheric pressure variations on gravity. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 71, str. 173-186, 1982.
- Sun, H., Ducarme, B., Xu, H., Vandercoilden, L., Xu, J., Zhou, J.** Adaptability of the ocean and earth tides models based on global observations of the superconducting gravimeters. *Science in China Ser. D Earth Sciences* (2005), sv. 48, číslo 11, str. 1859-1869.
- Tamura, Y.** A harmonic development of the tide-generating potential. *Bull. Inf; Marées Terrestres*, sv. 99, str. 6813-6855, (1987).
- Torge W.** Gravimetry. Walter de Gruyter. Berlin, New York 1989.
- Vaľko, M.** Interpretácia variácie geometrických a fyzikálných parametrov Zeme. Disertační práce. Stavebná fakulta STU v Bratislave. Bratislava, 2008.
- Vaľko, M., Pálinkáš, V., Kostelecký, J.** Korekce absolutních tíhových měření z atmosférických vlivů. *Geodetický a kartografický obzor. Ročník* 59/101, číslo 4 (2013).

KAPITOLA 5. ZÁVĚRY A VÝHLED DO BUDOUCNA

- van Camp, M., Viron, O., Wartburton, R.** Improving the determination of the gravity rate of change by combining superconducting with absolute gravimeter data. *Computer&Geosciences*, sv. 51, str. 49-55, (2013).
- van Dam, T.M., Wahr, J.** Displacements of the Earth's surface due to atmospheric loading: Effects on gravity and baseline measurements. *Journal of Geophysical Research* 92(82), str. 1281-1286, 1987.
- Xu, J.-Q., Sun, H.-P., Yang, X.-F.** A study of gravity variations caused by polar motion using superconducting gravimeter data from the GGP network. *Journal of Geodesy*, sv. 78, str. 201-209, (2004).
- Wahr, J.** Deformation induced by polar motion. *Journal of Geophysical Research* 90, str. 963-968. 1985.
- Warburton, R.J., Goodkind, J.M.** The influence of barometric pressure variations on gravity. *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 48, str. 281-292, 1977.
- Wenzel, H.-G.** The nanogal software: Earth tide data processing package: ETERNA 3.3. *Marees Terrestres Bulletin d'Informations* (124) str. 9425-9439, 1996.
- Zeman, A.** *Fyzikální geodézie* 10. Vydavatelství ČVUT, 1998.
- Zhou, J., Sun, H., Xu, J.** Validating global hydrological models by ground and space gravimetry. *Chinese Sci. Bull.*, sv. 54, číslo 9, str. 1534-1542, (2009).
- U.S. Standard Atmosphere** U.S. Standard Atmosphere, National Oceanic and atmospheric administration, United States Air Force, Washington, 1976.

A

Odhad slapových parametrů hlavních
slapových vln pro GO Pecný

APPENDIX A. ODHAD SLAPOVÝCH PARAMETRŮ HLAVNÝCH SLAPOVÝCH VLN PRO GO PECNÝ

```

Program ANALYZE, version 3.40 970921                               File: 10MIN_KL
#####
# GRAVIMETRIC EARTH TIDE STATION PECNY No.930 CZECH REPUBLIC.      #
# GEODETIC OBSERVATORY PECNY, VUGTK                               #
# OSG-50                                                           #
# INSTALLATION           R.Reineman, E.Brinton                    #
# MAINTENANCE            J.Kostelecky, V. Palinkas                #
# -733.5 nm/s^2/V, CALIBRATION WITH THE FG5 No. 215             #
# TIME LAG = 8.86 sec.                                           #
# 10 MIN DECIMATION, LSQ cutoff=48cpd, w/2=120                   #
#                                                                   #
#                                                                   #
#####
Latitude: 49.9137 deg, longitude: 14.7856 deg, azimuth: 0.0000 deg.
20070403...20110207      1 blocks. Recorded days in total: 1406.917
Hartmann+Wenzel (1995) TGP, threshold: 0.100E-09      12011 waves.
WAHR-DEHANT-ZSCHAU inelastic Earth model used.
UNITY window used for least squares adjustment.
Sampling interval:      600. s
Numerical filter is    N10M10M2    with 1001 coefficients.

Average noise level at frequency bands in nm/s**2
0.1 cpd*****          1.0 cpd   0.019765          2.0 cpd   0.011111
3.0 cpd   0.007395      4.0 cpd   0.005667      white noise  0.002485

adjusted tidal parameters :

                                theor.
from      to      wave  ampl. ampl.fac.  stdv. ph. lead  stdv.
[cpd]     [cpd]     [nm/s**2 ]          [deg]          [deg]

0.501370 0.842147 SGQ1   2.2608   1.16273  0.00492  -0.4495  0.2426
0.842148 0.860293 2Q1    7.7597   1.14909  0.00159  -0.3875  0.0790
0.860294 0.878675 SGM1   9.3573   1.14931  0.00139  -0.4372  0.0692
0.878676 0.896968 Q1    58.6386  1.14768  0.00023  -0.0762  0.0113
0.896969 0.911390 R01   11.1301  1.14575  0.00124  -0.1167  0.0620
0.911391 0.931206 O1    306.2634 1.15005  0.00005  0.1229  0.0023
0.931207 0.947991 TAU1   3.9920   1.15096  0.00459  0.2048  0.2286

```

0.947992	0.967660	N01	24.0737	1.15218	0.00065	0.2275	0.0321
0.967661	0.981854	CHI1	4.6066	1.14693	0.00321	0.0386	0.1605
0.981855	0.996055	PI1	8.3296	1.15220	0.00203	0.1143	0.1007
0.996056	0.998631	P1	142.4799	1.14992	0.00012	0.1137	0.0059
0.998632	1.001369	S1	3.3684	1.19527	0.00732	7.6198	0.3499
1.001370	1.004107	K1	430.5435	1.13684	0.00004	0.1940	0.0018
1.004108	1.006845	PSI1	3.3700	1.26197	0.00484	0.4109	0.2196
1.006846	1.023622	PHI1	6.1312	1.16905	0.00284	0.0117	0.1392
1.023623	1.035379	TET1	4.6052	1.15810	0.00324	0.0166	0.1601
1.035380	1.057485	J1	24.0825	1.15760	0.00056	0.1120	0.0278
1.057486	1.071833	S01	3.9939	1.15373	0.00344	0.3708	0.1709
1.071834	1.090052	001	13.1736	1.15507	0.00083	0.0951	0.0412
1.090053	1.470243	NU1	2.5227	1.15654	0.00386	0.3559	0.1915
1.470244	1.845944	EPS2	2.3036	1.14876	0.00321	1.5364	0.1601
1.845945	1.863026	2N2	7.8991	1.16304	0.00100	1.8956	0.0494
1.863027	1.880264	MU2	9.5336	1.16372	0.00094	1.8121	0.0462
1.880265	1.897351	N2	59.6922	1.17640	0.00014	1.6562	0.0070
1.897352	1.914128	NU2	11.3390	1.18007	0.00081	1.6052	0.0391
1.914129	1.950419	M2	311.7637	1.18507	0.00003	1.2384	0.0014
1.950420	1.964767	LAM2	2.2989	1.18825	0.00397	0.7102	0.1914
1.964768	1.984282	L2	8.8129	1.19227	0.00153	1.3366	0.0737
1.984283	1.998996	T2	8.4789	1.18521	0.00104	0.1539	0.0503
1.998997	2.002736	S2	145.0355	1.18217	0.00006	0.1599	0.0030
2.002737	2.022488	K2	39.4110	1.18345	0.00019	0.3943	0.0091
2.022489	2.057484	ETA2	2.2046	1.17877	0.00259	0.0720	0.1258
2.057485	2.451943	2K2	0.5768	1.17178	0.00840	-0.4908	0.4110
2.451944	2.881176	MN3	1.0820	1.06447	0.00505	0.3127	0.2717
2.881177	3.381378	M3	3.9484	1.07384	0.00151	0.2896	0.0803
3.381379	4.347615	M4	0.0464	0.32439	0.09154	43.0536	16.1691
4.347616	7.000000	M5M6	0.0005	1.48133	7.83868	-59.5876	303.1907

Adjusted meteorological or hydrological parameters:

no. regr. coeff.	stdv.	parameter	unit
1	-3.37354	0.00195	airpress. nm/s**2 / hPa
Standard deviation:		0.629	nm/s**2
Degree of freedom:		201521	
Maximum residual:		6.952	nm/s**2

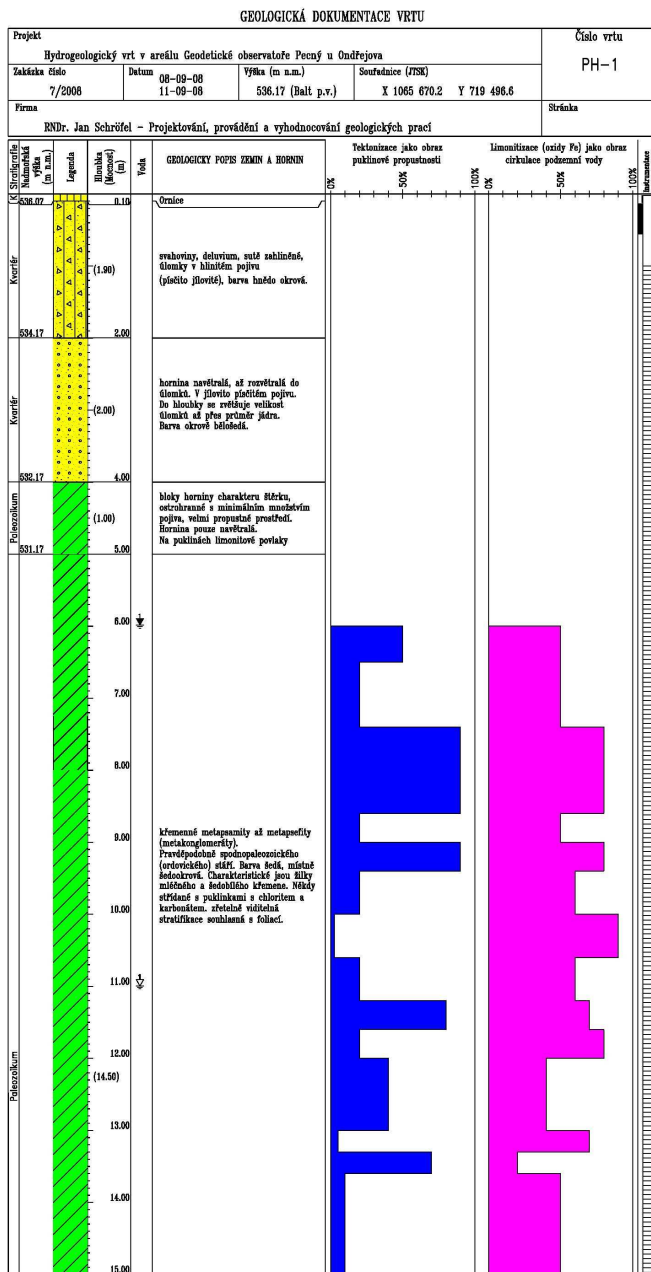
APPENDIX A. ODHAD SLAPOVÝCH PARAMETRŮ HLAVNÝCH SLAPOVÝCH VLN PRO GO PECNÝ

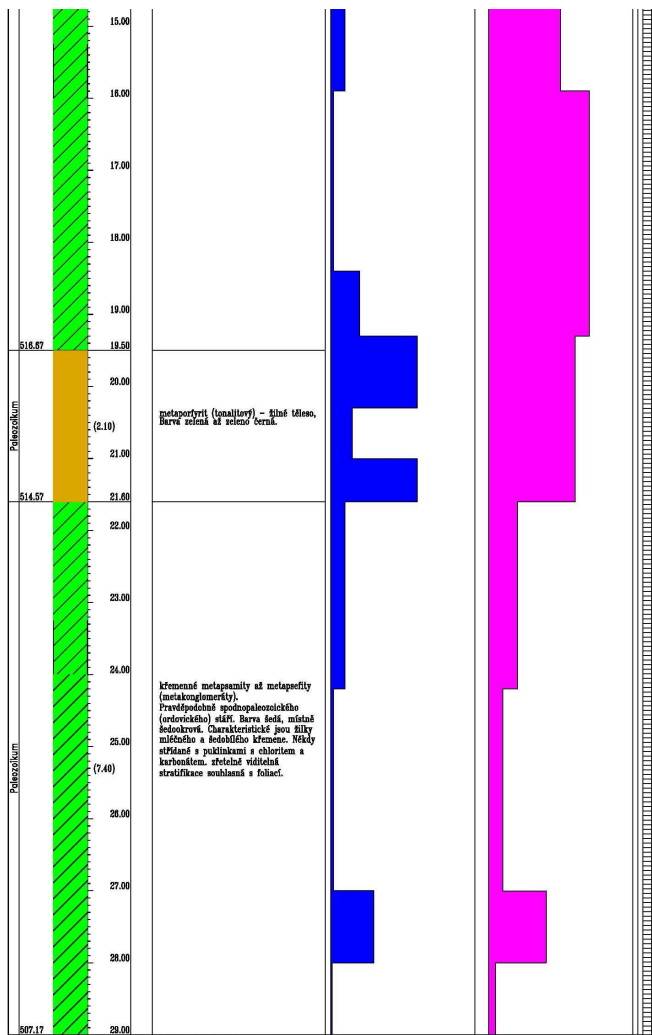
Maximum correlation: -0.256 airpress. with Y-wave-S2
Condition number of normal equ. 2.189
Routine GEOEXT. Execution time= 57.790 sec

B

Analýza vrtu pro modelování hydrologických parametrů

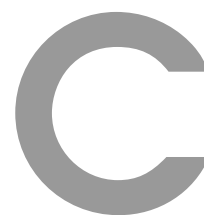
APPENDIX B. ANALÝZA VRTU PRO MODELOVÁNÍ HYDROLOGICKÝCH PARAMETRŮ





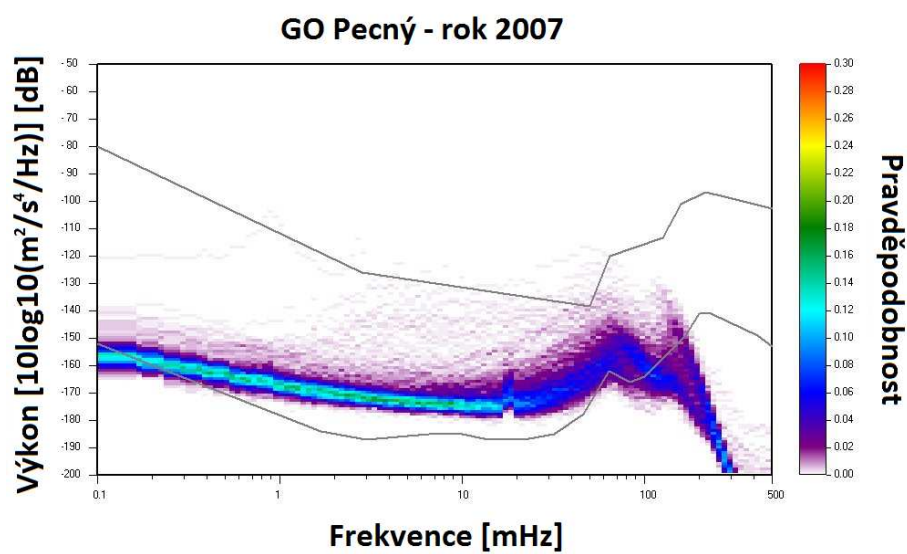
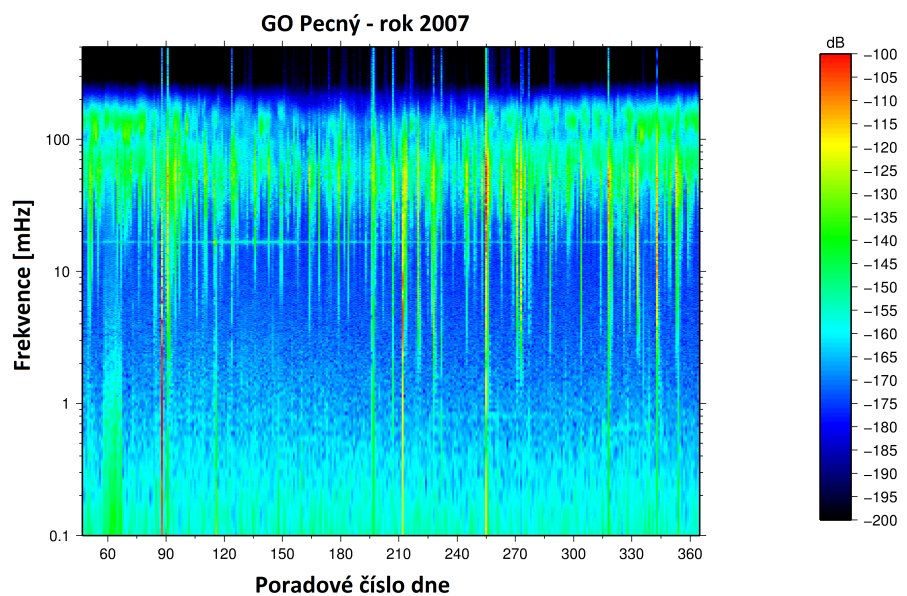
Průběh vrtání				Výškové údaje		Legenda:		POZNÁMKA
Datum	Čas	Fečerný vrt Hloubka, m Prům. mm	Průběh vrtu Hloubka, m Prům. mm	Nejvyšší pozorovaná hladina	Nejnižší pozorovaná hladina			
		5.00 29.00	191 nepařeno	5.00 29.00	195 76	↓		

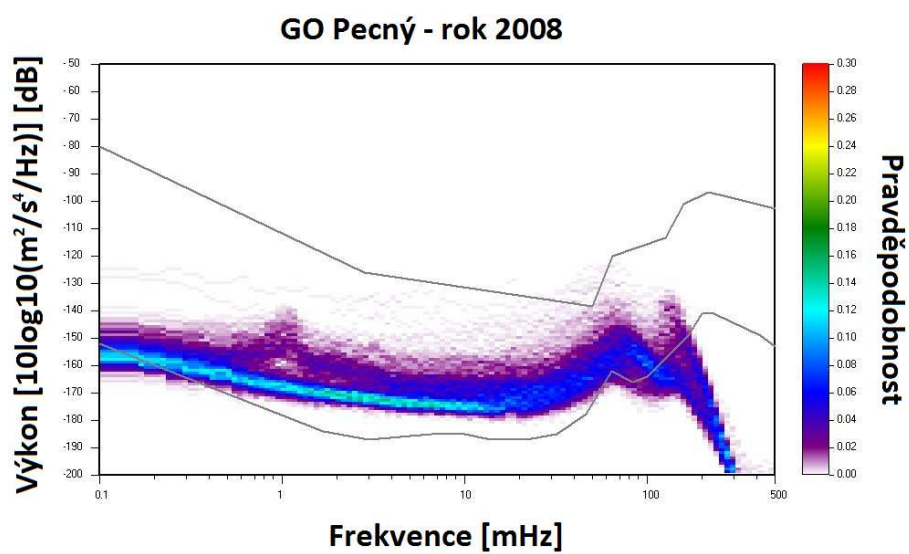
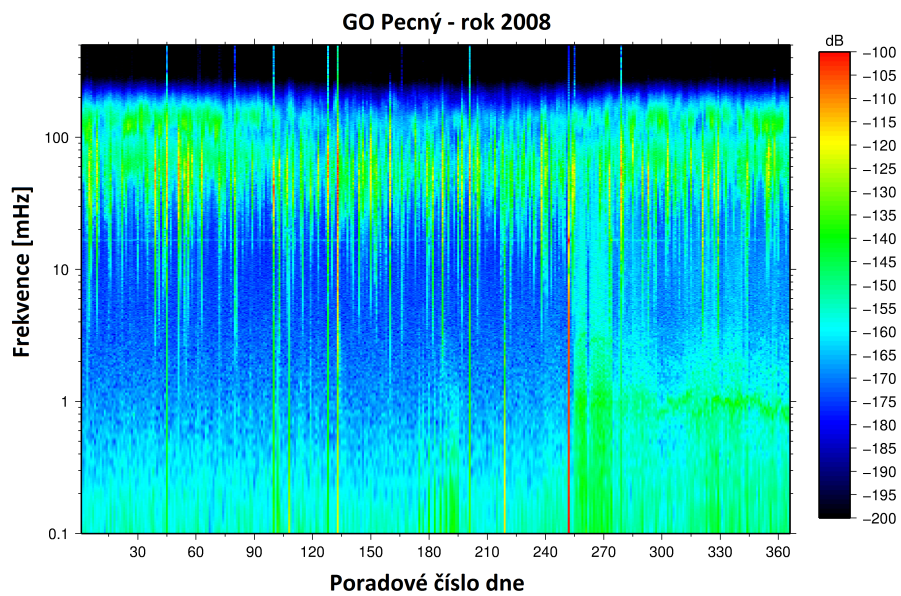
Všechny rozměry jsou v metrech Měřítko 1:50	Objekt: Výzkumný ústav geodetický, topografický a kartografický	Metoda/ Typ sondu: ADIS/Mercedes Atego	Dokumentoval RNDr. Jan Schrefel
--	--	---	------------------------------------



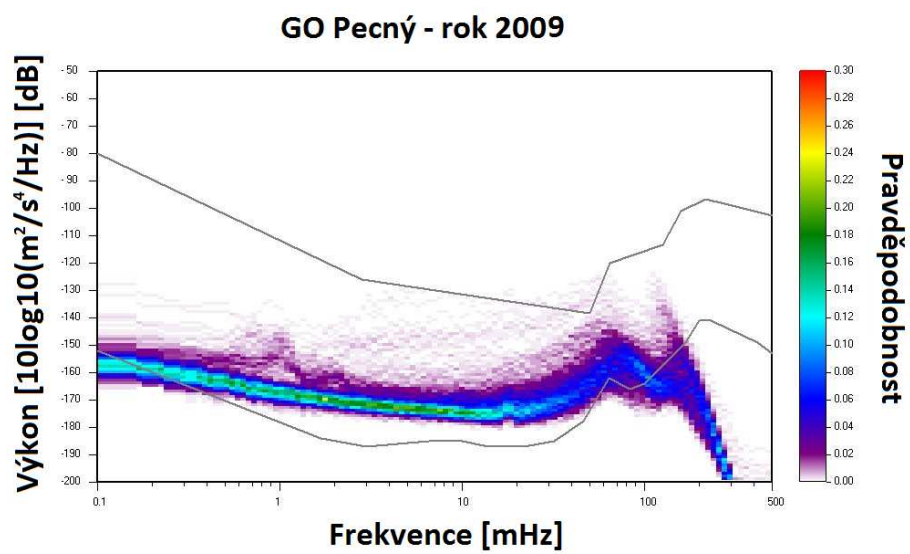
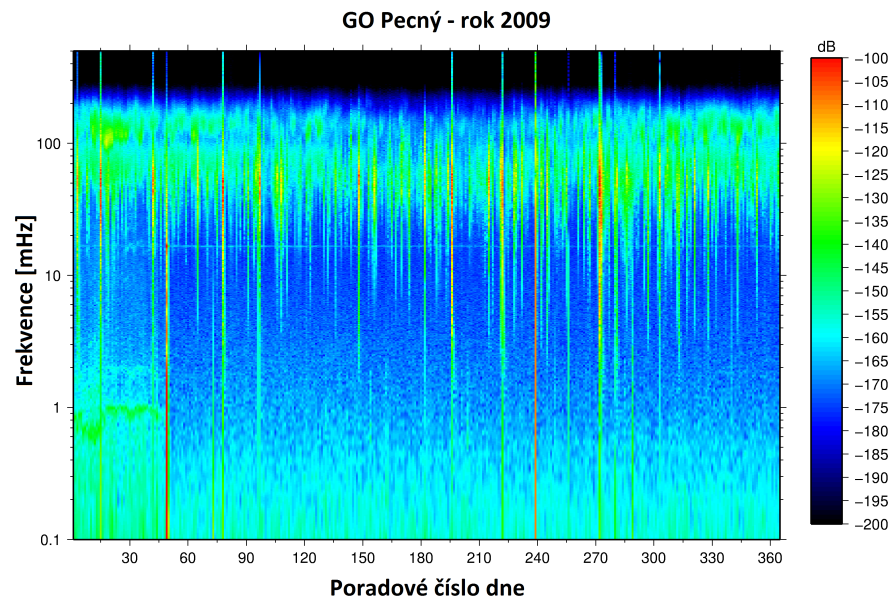
Grafické výstupy webového rozhraní
SGNoise

APPENDIX C. GRAFICKÉ VÝSTUPY WEBOVÉHO ROZHRAŇÍ SGNOISE

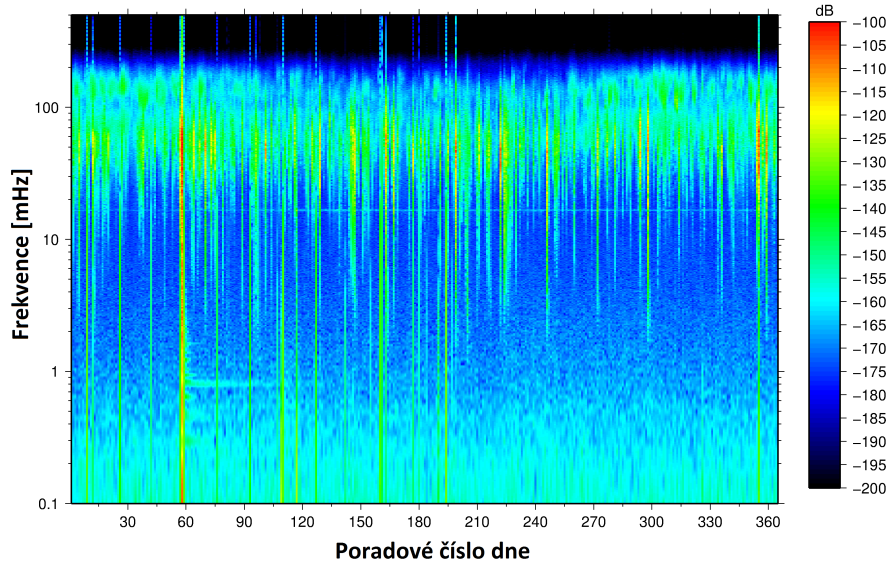




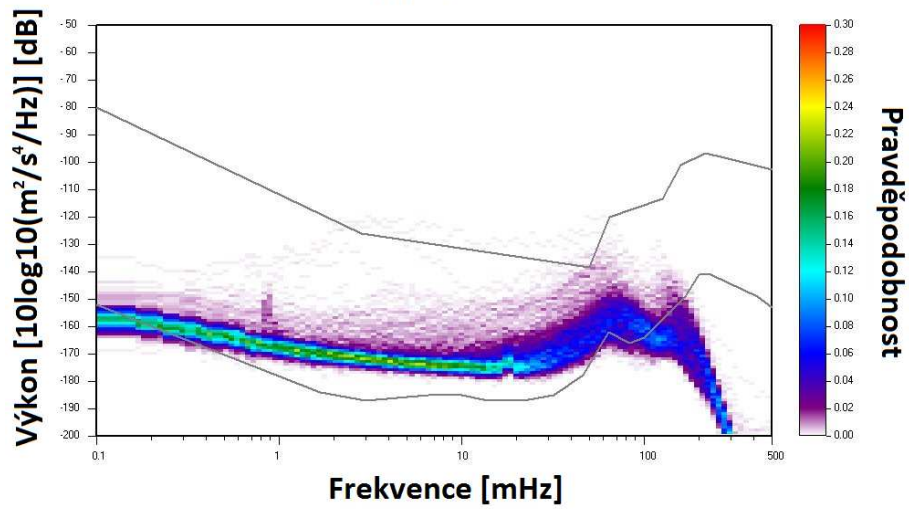
APPENDIX C. GRAFICKÉ VÝSTUPY WEBOVÉHO ROZHRAŇÍ SGNOISE



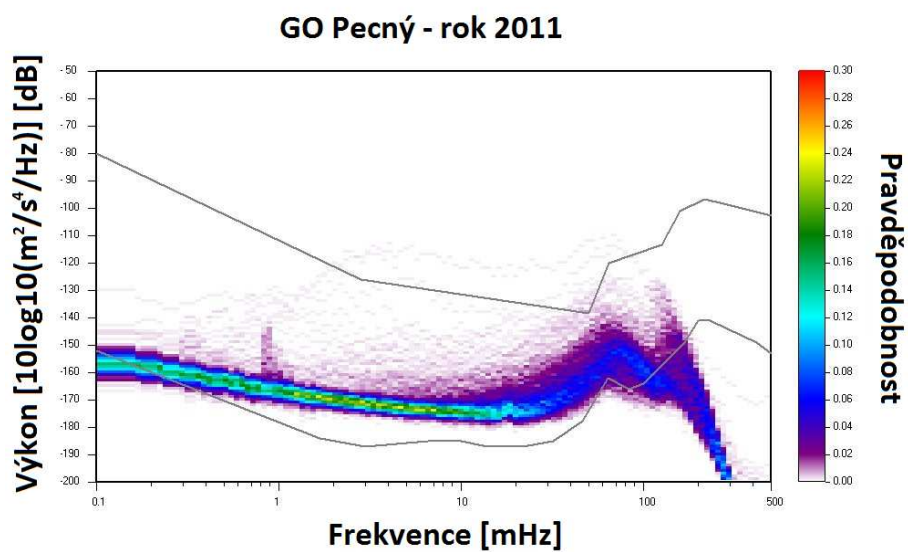
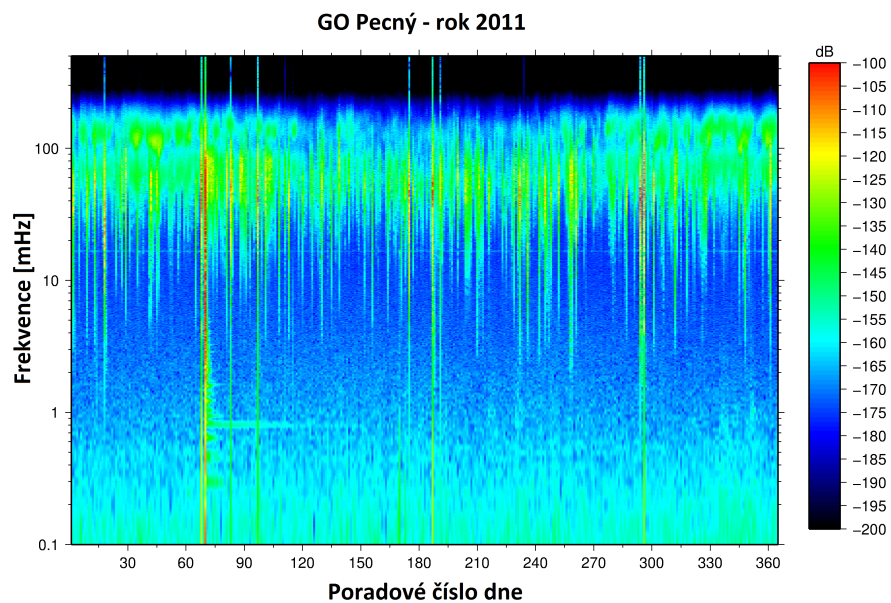
GO Pecný - rok 2010



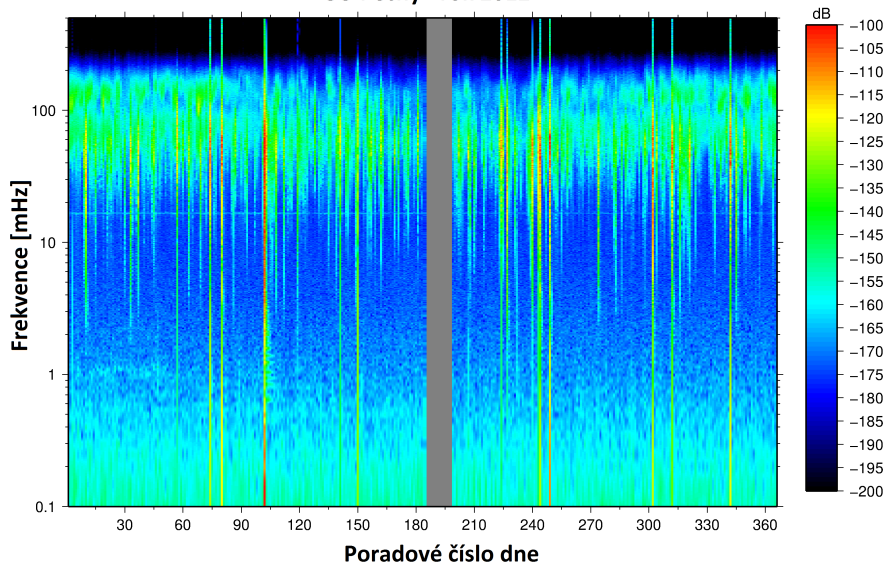
GO Pecný - rok 2010



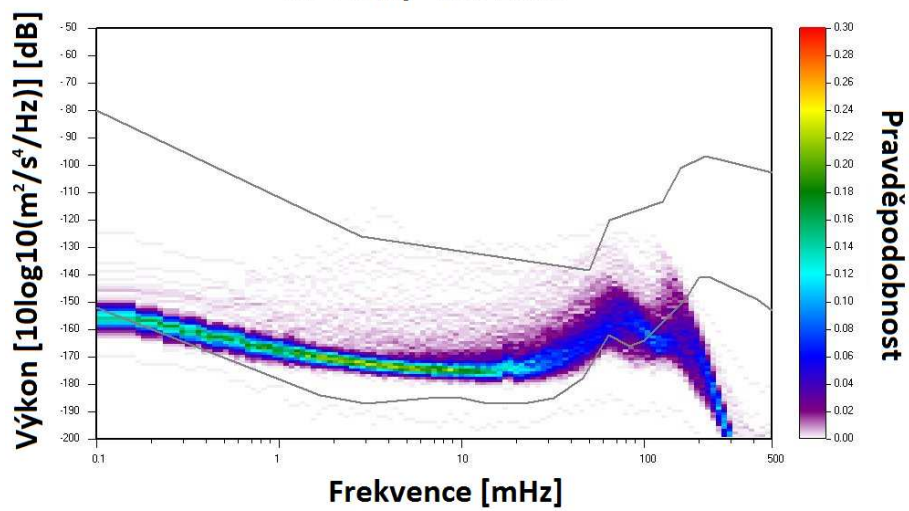
APPENDIX C. GRAFICKÉ VÝSTUPY WEBOVÉHO ROZHRAŇÍ SGNOISE



GO Pecný - rok 2012

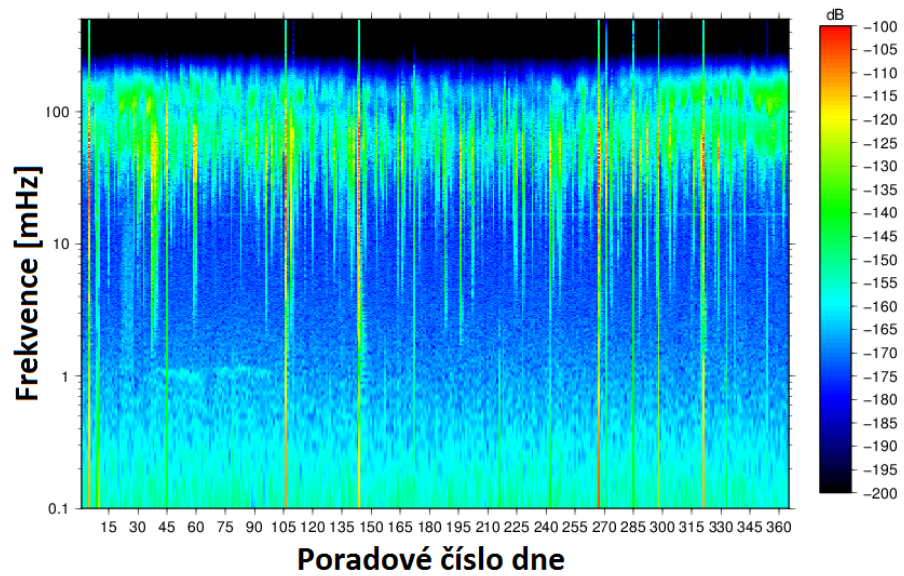


GO Pecný - rok 2012

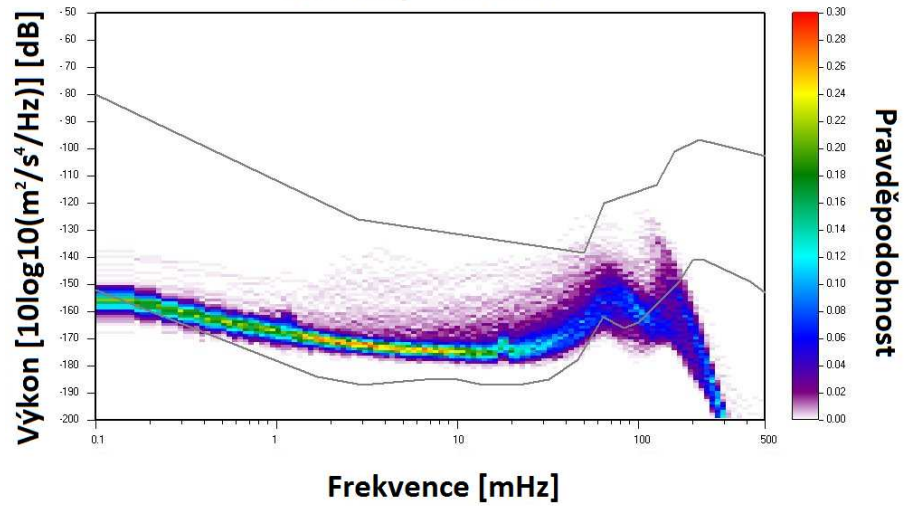


APPENDIX C. GRAFICKÉ VÝSTUPY WEBOVÉHO ROZHRANÍ SGNOISE

GO Pecný - rok 2013



GO Pecný - rok 2013



Seznam publikační činnosti

Publikace

- Vaľko, M., Pálinkáš, V. (2014) *SGNoise - a tool for the noise level analysis of superconducting gravimeters*, *Studia geoph. et geodaetica*, v tisku,
- Sebera, J., Šprlák, M., Novák, P., Bezděk, A., Vaľko, M. (2014) *Iterative spherical downward continuation applied to magnetic and gravitational data from satellite*. *Surveys in geophysics*, ročník 35, číslo 2,
- Ducarme, B., Pálinkáš, V., Meurers, B., Cui Xiaming, Vaľko, M. (2014) *On the comparison of tidal gravity parameters with tidal models in Central Europe*, *Journal of geodynamics*, ročník 80, strany 12-19,
- Šprlák, M., Sebera, J., Vaľko, M., Novák, P. (2014) *Spherical integral formulas for upward/downward continuation of gravitational gradients onto gravitational gradients*, *Journal of geodesy*, ročník 88, číslo 2, str. 179-197,
- Novák, P., Sebera, J., Vaľko, M., Šprlák, M., Baur, O., Tsoulis, D., Martinec, Z., Sneeuw, N., Vermeesen, B., van der Wal, W. (2013) *Toward a better understanding of the Earth's interior and geophysical exploration research*, Plzeň: Evropská kosmická agentura (ESA), 239 str.
- Pálinkáš, V., Kostecký, J., Vaľko, M. (2012) *Charakteristiky přesnosti absolutního gravimetru FG5 č. 215*. *Geodetický a kartografický obzor* 05/2012.
- Mojzeš, M., Papčo, J., Vaľko, M. (2012) *Repeated Geodetic Measurements in the Tatra Mountain*. VII Hotine-Marussi Symposium on Mathematical Geodesy. IAG Symposia Volume 137.
- Novák, P., Vaľko, M., Šuba, R. (2011) *Gravimetrické zaměření odvalu bývalého dolu Krimich*. Technická zpráva. Plzeň, listopad 2011.

APPENDIX C. GRAFICKÉ VÝSTUPY WEBOVÉHO ROZHRANÍ SGNOISE

- **Vaľko, M.** (2011). *Vzájemné porovnání algoritmů pro transformaci souřadnic mezi souřadnicovými systémy*. Kartografické listy, 19, 124-130.
- **Mojzeš, M., Kollár, P., Vaľko, M.** (2011) *Deformation of the Earth's Surface by Local Mass Loading*. 5th International conference on engineering surveying. Brijuni. Croatia, 2011.
- **Mojzeš, M., Vaľko, M.** (2010) *Physical Heights Determination Using Modified Second Boundary Value Problem*, Gravity, Geoid and Earth Observation International Association of Geodesy Symposia Volume 135, 2010, pp 333-338
- **Kollár, P., Mojzeš, M., Vaľko, M.** (2010) *Deformation of Earth's surface caused by loading of tall building*. Slovak journal of Civil Engineering, vol. 18 (2), 34-40
- **Novák, P., Kadlec, M., Hájková, J., Vaľko, M.** (2010) *Gravimetrické zaměření odvalu bývalého dolu Krimich*. Technická zpráva. Plzeň, 2010.

Postery

- **Pálinkáš, V., Vaľko, M., Kostecký, J.** (2013) *On the combination of absolute and superconducting gravimeters*, 17th International Symposium on Earth Tides, Varšava, Polsko,
- **Vaľko, M., Pálinkáš, V.** (2013) *SGNoise, a tool for the noise level analysis of superconducting gravimeters*, 17th International Symposium on Earth Tides, Varšava, Polsko,
- **Vaľko, M., Pálinkáš, V.** (2013) *SGNoise - tool for the noise level analysis of superconducting gravimeters*, EGU 2013, Vídeň, Rakousko,
- **Novák, P., Baur, O., Martinec, Z., Sneeuw, N., Tsoulis, D., Vermeersen, B., van der Wal, W., Roth, M., Sebera, J., Vaľko, M., Hoeck, F.** (2012) *Towards a better understanding of the Earth's interior and geophysical exploration research "GOCE-GDC"*. EGU General Assembly 2012. Vienna 2012

- **Vařko, M., Pálinkáš, V.** (2011) *Improved Data Quality Control and Calibration of the Superconducting Gravimeter OSG-050 at the Station Pecný*. EGU General Assembly 2011. Vienna 2011.
- **Vařko, M., Pálinkáš, V.** (2010) *Analysis of noise levels of the superconducting gravimeter at the station Pecny (Czech Republic)*. EGU General Assembly 2010. Vienna 2010.
- **Mojzeř, M., Kollár, P., Vařko, M.** (2010) *Deformation of the Earths Surface by Local Mass Loading*. EGU General Assembly 2010. Vienna 2010.

Prezentace

- **Vařko, M., Pálinkáš, V.** (2013) *Vliv environmentálních jevů na tíhová měření*, Přednáška v rámci geodynamického semináře, Katedra geofyziky MFF UK v Praze,
- **Vařko, M., Pálinkáš, V.** (2013) *Vliv variace vodních zásob na gravimetrické měření* Přednáška v rámci hydrologického semináře pořádaného katedrou hydrauliky a hydrologie, Fakulta stavební, ČVUT,
- **Šprlák, M., Novák, P., Vařko, M., Sebera, J.** (2013) *Comparison of three methods for the downward continuation of the gravitattional gradients*, ESA Living Planet, Edingburgh 2013,
- **Novák, P., Sebera, J., Šprlák, M., Vařko, M., Haagmans, R.** (2013) *Downward continuation and prediction of GOCE gravitational gradients*, Potsdam 2013,
- **Sebera, J., Novák, P., Vařko, M., Šprlák, M., Bezděk, A., Bouman, J., Fuchs, M.** (2013) *Downward continuation of gridded and reprocessed GOCE gravitational gradients*, Vídeň, EGU 2013,
- **Novák, P., Sebera, J., Šprlák, M., Vařko, M.** (2013) *Downward continuation and combination of GOCE gravitational gradients for geophysical modelling*, San Francisco, AGU 2013,

APPENDIX C. GRAFICKÉ VÝSTUPY WEBOVÉHO ROZHRANÍ SGNOISE

- Novák, P., Sebera, J., Vařko, M., Šprlák, M., Baur, O., Tsoulis, D., Martinec, Z., Sneeuw, N., Vermeesen, B., van der Wal, W. (2013) *High-resolution grids of gravitational gradients from GOCE*, ESA Living Planet, Edinbought 2013,
- Šprlák, M., Novák, P., Vařko, M., Sebera, J. (2013) *Spherical integral formulas for upward/downward continuation of gravitational gradients onto gravitational gradients*, VIII. Hotine-Marussi symposium, Řím, 2013,
- Novák, P., Sebera, J., Vařko, M., Šprlák, M., Baur, O., Tsoulis, D., Martinec, Z., Sneeuw, N., Vermeesen, B., van der Wal, W. (2013) *Toward a better understanding of the Earth's interior and geophysical exploration research*, Edinburgh 2013,
- Novák, P., Sebera, J., Vařko, M. (2012) *On the downward continuation of gravitational gradients*. International Symposium on Gravity, Geoid and Height Systems GGHS2012. Venice 2012.
- Ducarme, B., Pálinkáš, V., Meurers, B., Cui Xiaoming, Vařko, M. (2013) *On the comparison of observed tidal parameters with tidal models in central Europe*, 17th International Symposium on Earth Tides, Varšava, Polsko,
- Pálinkáš, V., Vařko, M., Šanda, M., Dohnal, M., Kostelecký, J. (2013) *On the estimation of local hydrological effects on gravity - case study at the Pecný station*, 17th International Symposium on Earth Tides, Varšava, Polsko,
- Pálinkáš, V., Vařko, M., Kostelecký, J. (2012) *On the accuracy of absolute gravity measurements*. International Symposium on Gravity, Geoid and Height Systems GGHS2012. Venice 2012.
- Pálinkáš, V., Vařko, M. (2012) *Přesná terestrická měření tíhového zrychlení v souvislosti s proměnlivými zásobami vodních hmot*. Přednáška pořádaná Katedrou hydrauliky a hydrologie Fakulty stavební, ČVUT v Praze. Praha 2012
- Mojzeš, M., Kollár, P., Vařko, M. *Deformation of The Earth's Surface by Local Mass Loading*. INGENIO 2011 , 5th International Conference on Engineering Surveying September 22-24, 2011, Brijuni, Croatia

- Novák, P., Douša, J., Filler, V., Kostelecký, J., Kostelecký, J(jr.), Pálinkáš, V., Plicka, V., Štěpánek, P., Vaňko, M. (2011). *Contributions of an integrated geodetic infrastructure to current geodetic projects: Geodetic Observatory Pecny, Czech Republic*. 25th General Assembly of IUGG, Melbourne, July 2011.
- Čada, V., Čepičková, M., Čerba, O., Fiala, R., Hájková, J., Janečka, K., Jedlička, K., Ježek, J., Šilhavý, J., Vaňko, M., Vichrová, M. (2011) *Geomatika multimediálně*. Geomatika v projektech. Zámek Kozel 2011.
- Šimek, J., Filler, V., Kostelecký, J., Kostelecký, J., Novák, P., Pálinkáš, V., Plicka, V., Vaňko, M. (2010). *A possible contribution of an integrated geodetic infrastructure to EPOS: case study the Czech Republic*. 7th EGU General Assembly, Vienna, May 2010.
- Vaňko, M. (2011) *O hledání Slichterova tripletu*. Přednáška pořádaná Katedrou geofyziky MFF UK v rámci geodynamického semináře. Praha 2011.
- Mojzeš, M., Kalafut, M., Pánisová, J., Papčo, J., Vajda, P., Vaňko, M. (2009) *Testing of Point Gravity Mapping by GNSS and Gravity Measurements 8*. Geofyzikální konference, Bratislava 2009.