

Metodika tvorby troposférického modelu s využitím dat z numerického modelu počasí a troposférických parametrů GNSS



Konečný uživatel výsledků:

Zeměměřický úřad a ČÚZK
Pod sídlištěm 1800/9
18211 Praha 8 - Kobylisy

Název projektu: Vývoj přesného troposférického modelu pro zpřesnění GNSS měření a software pro generování virtuálních GNSS dat v síti CZEPOS

Číslo projektu: TITSCUZZK703

Řešitel projektu: Výzkumný ústav geodetický, topografický a kartografický, v.v.i.

Doba řešení: 1. 8. 2018 – 30. 9. 2021

Důvěrnost a dostupnost: veřejně přístupný



Tento projekt je financován se státní podporou
Technologické agentury ČR
v rámci programu BETA2

www.tacr.cz
Výzkum užitečný pro společnost

Informace o autorském týmu:



Ing. Jan Douša, Ph.D.

Ing. Michal Eliaš, Ph.D.

Dr. Hongbo Lyu

Obsah

Seznam použitých zkratk	5
1 Úvod	7
2 GNSS a troposféra	7
3 Definice korekcí z troposférického zpoždění	9
3.1 Hydrostatická složka troposférického zpoždění (ZHD)	10
3.2 Vlhká složka troposférického zpoždění (ZWD)	12
3.3 Souvislost ZWD se sloupcem vodních par	13
3.4 Azimutálně symetrická atmosféra	14
3.5 Azimutálně asymetrická atmosféra	14
4 Odvození korekcí troposférického zpoždění z různých zdrojů	15
4.1 Klimatický model (blind)	15
4.2 Meteorologický model (augmented)	15
4.3 Staniční model (site)	16
4.4 Kombinovaný model (combined)	16
5 Návrh troposférického modelu	16
5.1 Dekódování a filtrování vstupních dat ze souborů NMP	17
5.2 Výšková interpolace meteorologických parametrů	20
5.3 Určení ortometrické a geopotenciální výšky hladin	20
5.4 Výpočet základních parametrů modelu v gridových bodech NMP	22
5.5 Výpočet doplňkových parametrů pro výškové korekce	23
5.6 Reprezentace parametrů modelu a uložení do výměnného formátu	24
6 Postup aplikování troposférického modelu uživatelem	25
6.1 Dekódování vstupních dat troposférického modelu	25
6.2 Redukce parametrů modelu do výšky uživatele	26
6.3 Interpolace parametrů do polohy uživatele	27
6.4 Časová interpolace parametrů pro požadovaný okamžik	28
7 Zpřesnění troposférického modelu pomocí ZTD z GNSS dat	28
7.1 Základní koncept zpřesnění	28
7.2 Postup kombinace dat z NWM a GNSS	30

7.3	Použitá data pro zpřesnění a evaluaci metody	31
7.4	Zhodnocení metody zpřesnění	32
7.5	Alternativní kombinace ZWD ve zpřesněném modelu	33
7.6	Zahuštění NMP dat pro zpřesněný ZWD model	34
7.7	Zahuštění GNSS dat pro zpřesněný ZWD model	36
8	Závěr	39
9	Dodatky	42
9.1	Metody odhadu neznámých parametrů	42
9.1.1	Metoda nejmenších čtverců	42
9.1.2	Levenberg-Marquardt algoritmus	42
9.2	Jednoduchý kriging	43

Seznam použitých zkratk

ECWMF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
GLONASS	Globalnaja navigacionnaja sputnikovaja systém
GNSS	Globální družicový navigační systém (Global Navigation Satellite System)
GPS	Global Positioning System
GPT	Global Pressure and Temperature model
GFS	Global Forecasting System
IGS	International GNSS Service
IWV	Integrated Water Vapour
MOPS	Minimum Operation Performance Standards
NMP	Numerický model počasí
NCEP	Národní středisko pro environmentální předpovědi (USA)
NRTK	Network RTK
PPP	Precise Point Positioning
PW	Precipitable Water
RTK	Real-Time Kinematics
WMO	World Meteorological Organization
WRF	Weather Research and Forecasting model
ZTD	Celkové troposférické zpoždění (Zenith Total Delay)
ZHD	Suchá složka troposférického zpoždění (Zenith Hydrostatic Delay)
ZWD	Mokrý složka troposférického zpoždění (Zenith Wet Delay)



Tento projekt je financován se státní podporou
Technologické agentury ČR
v rámci programu BETA2

www.tacr.cz
Výzkum užitečný pro společnost

1 Úvod

Metodika se zabývá modelováním zpoždění elektromagnetického signálu procházejícího atmosférou, které je způsobeno vlivem troposférické refrakce. Dokument popisuje podrobný návod na přípravu modelu korekcí 'troposférických' zpoždění GNSS signálu na zemském povrchu při použití aktuálních dat z numerického modelu počasí, jak odpovídá zadání projektu.

Základní definice a zavedení základních teoretických vztahů jsou uvedeny v kapitolách 2 a 3. Všechny potřebné kroky pro získání troposférického modelu včetně jeho klientského využití jsou popsány v kapitolách 4, 5 a 6, tj. jedná se o části, které přímo souvisejí s projektem a jsou použity v přípravě a implementaci modelu.

Metodika je doplněna navíc o kapitolu 7, která ve stručnosti přibližuje další možnosti zpřesnění základního (implementovaného) modelu, a to v optimální kombinaci s troposférickými parametry určenými z přesných analýz GNSS dat na permanentních stanicích, jsou-li tyto pro danou oblast k dispozici (tato část ovšem není součástí implementace v projektu).

2 GNSS a troposféra

Globální navigační družicový systém (GNSS, Global Navigation Satellite System) představuje moderní technologii určování polohy založenou na interdisciplinárním řešení. Konkrétně je GNSS systém realizován v podobě systémů - amerického GPS, ruského GLONASS, evropského Galileo či čínského BeiDou. Obecně je tento systém reprezentován observačním modelem zahrnujícím vedle polohy družic (vysílačů signálu) a přijímače signálu na povrchu či nad povrchem Země celou řadu dalších vlivů působících na elektromagnetický signál v průběhu jeho generování, vysílání, přenosu i příjmu, přičemž tyto vlivy jsou fyzikálního, instrumentálního či environmentálního původu.

Základní observační model pro GNSS kódová P_{Af}^i a fázová L_{Af}^i měření pro přijímač A , družici i a frekvenci f lze zapsat

$$P_{Af}^i = \rho_A^i + c\delta_A - c\delta^i + I_{Af}^i + T_A^i + cB_{Af} - cB_f^i \quad (1)$$

$$L_{Af}^i = \rho_A^i + c\delta_A - c\delta^i - I_A^i + T_A^i + cb_{Af} - cb_f^i + \lambda_f N_{Af}^i \quad (2)$$

kde

- ρ_A^i - geometrická vzdálenost družice a přijímače,
- δ^i, δ_A - opravy chodu hodin na družici a přijímači,
- I_{Af}^i - vliv ionosféry,
- T_A^i - vliv troposféry,
- B_f^i, B_{Af} - systematické chyby z vlivu zpracování kódového signálu daným hardware,
- b_f^i, b_{Af} - systematické chyby z vlivu zpracování fáze daným hardware,
- λ_f - vlnová délka nosné frekvence f ,
- N_{Af}^i - neznámý počet celých vln mezi družicí a přijímačem, tzv. počáteční *ambiguita*

Ačkoliv nejčastějším úkolem GNSS je určovat polohu, z výše uvedeného je zřejmé, že při zpracování observací GNSS je zapotřebí znát i řadu dalších parametrů zahrnujících vliv rušivých efektů, což platí zejména pro aplikace s vysokým požadavkem na dosaženou přesnost (při nižších požadavcích na přesnosti lze také řadu rušivých vlivů jednoduše zanedbat). V různých aplikacích využíváme dvou základních principů řešení problému: 1) použití přesných produktů a modelů, a 2) zahrnutí parametrů mezi určované neznámé jsou-li tyto řešitelné. Příkladem prvního přístupu řešení je použití přesných produktů o poloze družic, korekcí chodu hodin, vlivu ionosféry, modely systematických chyb při generování, vysílání, přijímání i zpracování signálů apod. Většinu produktů poskytuje Mezinárodní služba GNSS (IGS, *International GNSS Service*, Dow et al. 2008). Příkladem druhého přístupu je určování počátečních ambiguit a korekcí vlivu z troposféry, které buď neumíme modelovat (počáteční ambiguity) anebo přesnost modelu nedosahuje pro danou aplikaci požadované přesnosti (troposférické korekce).

Vliv troposféry na signál GNSS tak zůstává velmi specifický a řešení bývá poměrně odlišné v různých aplikacích. Korekce pro vliv troposféry lze úspěšně zahrnout do neznámých parametrů v tzv. post-processing zpracování při použití statického módu přijímače, dostatečně dlouhého intervalu zpracovaných dat (ideálně 24 hodin) a přesných produktů IGS. Opačný extrém představuje případ řešení na krátké základně v kinematickém módu (RTK), kdy tento vliv je často zcela zanedbán (základny do 10 km), případně v síťovém řešení (NRTK) je zahrnut mezi korekce observací avšak nerozlišeně od korekcí jiných rušivých vlivů. Pokud bychom vliv troposféry chtěli určovat i při RTK/NRTK, museli bychom zavést/aktualizovat v každé epoše minimálně jeden nový parametr a čelili bychom tím nejen zvýšeným nárokům na řešení, ale zejména sníženou robustnost v kvalitě řešení z důvodu vysoké korelace vlivu troposféry a určované výšky přijímače. Existuje řada aplikací, které se pohybují mezi oběma zmíněnými extrémy. V těchto případech je třeba přistupovat individuálně zejména při modelování/určování vlivu troposféry, přičemž vždy záleží na požadované přesnosti výsledných parametrů, observační době, na použití statického, rychlého statického či plně kinematického módu přijímače, a na metodě zpracování, konkrétně např. používající diferencované či nediferencované observace, autonomní či síťový mód řešení, post-processing či real-time mód atd.

Doplňme zde také, že v poslední době se velmi rychle rozšiřuje řada aplikací využívajících autonomní zpracování nediferencovaných observací, tzv. PPP (*Precise Point Positioning*, Zumberge et al, 1997), které je snadno realizovatelné přímo v přijímači uživatele, v reálném čase a zejména s optimálním využitím všech GNSS konstelací, ovšem s podmínkou že metoda je podporována přesnými produkty a modely (dráhy družic, korekce hodin na družicích, systematické chyby signálu). Tato metoda současně spočívá na optimálním modelování troposféry, protože v autonomním módu zůstává vliv troposféry v plné výši, tj. není redukován či eliminován jako při použití RTK či NRTK metod.

Tato metodika popisuje modelování externích korekcí pro troposféru s využitím dat numerického modelu počasí (NMP), které lze realizovat s pomocí volně dostupných globálních produktů z NCEP či ECMWF. V druhé části metodika doplňuje model druhou vrstvou při možné optimální kombinaci s troposférickými korekcemi určených z permanentních stanic GNSS, jsou-li k dispozici.

3 Definice korekcí z troposférického zpoždění

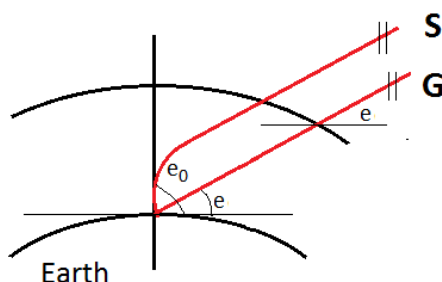
V družicové geodézii měříme čas a fázi šířeného elektromagnetického signálu mezi vysílačem na družici obíhající Zemi a přijímačem umístěným na zemském povrchu. Čas průchodu signálu od vysílače k přijímači lze konvertovat na vzdálenost s použitím konstanty rychlosti šíření světla ve vakuu. Paprsek elektromagnetického signálu šířícího se skutečnou atmosférou podél dráhy S urazí vzdálenost L , která je vyjádřena skutečným časem průchodu násobené rychlostí světla ve vakuu

$$L = \int_S n(s) ds \quad (3)$$

kde n je index lomu definován poměrem mezi fázovou rychlostí, kterou by se signál šířil ve vakuu a fázovou rychlostí, kterou se signál šíří v přirozeném prostředí. Dráha elektromagnetického signálu je delší než geometrická dráha (G), která by odpovídala přímé spojnici mezi vysílačem a přijímačem. Důvodem je nižší rychlost šířeného signálu v atmosféře než ve vakuu. Dle Fermatova principu dráha S odpovídá nejkratšímu času průchodu paprsku atmosférou a zpoždění paprsku je definováno jako přírůstek dráhy vznikající vlivem atmosféry na šíření signálu – zpomalením signálu a zakřivením jeho dráhy. Celkové zpoždění popisuje vztah (Böhm a Schuh, 2013)

$$\begin{aligned} \Delta L = L - G &= \int_S n(s) ds - G = \int_S [n(s) - 1] ds + \int_S ds - G = 10^{-6} \int_S N(s) ds + S - G \\ &= 10^{-6} \int_S N_h(s) ds + 10^{-6} \int_S N_w(s) ds + S - G = \Delta L_h + \Delta L_w + S - G \end{aligned} \quad (4)$$

kde S je délka geometrické dráhy paprsku, N je refraktivita a parametry ZHD a ZWD vyjadřují zpoždění z vlivu hydrostatické, resp. vlhké, složky atmosféry. Je běžným pravidlem, že takzvaný efekt ohybu trajektorie signálu reprezentovaný složkou $S - G$ lze zahrnout do hydrostatické části zpoždění, například prostřednictvím tzv. hydrostatické mapovací funkce. Situace je znázorněna na obrázku 1.



Obrázek 1: Trajektorie elektromagnetického signálu při průchodu atmosférou

Index lomu n popisující šíření signálu atmosférou dosahuje v neutrální atmosféře hodnot velmi blízkých jednotkové velikosti, pro praktické použití se proto zavádí parametr refraktivity N

$$N = (n - 1)10^6 \quad (5)$$

Refraktivita je v obecném případě vyjádřena jako komplexní číslo. Přijmeme-li ale některá zjednodušení, např. považujeme-li refraktivitu za frekvenčně nezávislou (disperzní), pak ji můžeme vyjádřit ve tvaru

$$N = k_1 \frac{P_h}{T} \frac{1}{Z_h} + k_2 \frac{e}{T} \frac{1}{Z_w} + k_3 \frac{e}{T^2} \frac{1}{Z_w} \quad (6)$$

kde

- k_i , $i = 1, 2, 3$ jsou empiricky určené konstanty [KhPa^{-1} pro $i=1,2$ a $\text{K}^2\text{hPa}^{-1}$ pro $i=3$],
- Z_h^{-1} [-] je inverzní faktor stlačitelnosti pro hydrostatickou část atmosféry,
- Z_w^{-1} [-] je inverzní faktor stlačitelnosti pro mokrou část atmosféry,
- T [K] je teplota,
- P_h [hPa] je tlak hydrostatické části atmosféry,
- e [hPa] je parciálních tlak vodních par.

Faktory stlačitelnosti reprezentují neideální vlastnosti hydrostatického vzduchu a vodních par. Za ideálních okolností, pokud vlastnosti suchého vzduchu a vodních par budou shodné s vlastnostmi ideálního plynu, se hodnoty rovnají jedné. Obecně se faktor stlačitelnosti může vyjádřit z definice stavové rovnice

$$Z_i = \frac{pM_i}{\rho_i RT} \quad \text{pro } i = h, w \quad (7)$$

kde

- p [hPa] je dílčí tlak (tlak suchého vzduchu anebo parciální tlak vodních par),
- M_i [kg mol^{-1}] je molární hmotnost,
- R [$\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$] je specifická plynová konstanta,
- ρ_i [kg m^{-3}] je hustota.

Za předpokladu $k_2' = k_2 - M_w/M_h$ a při aplikování vztahu pro faktor stlačitelnosti do rovnice refraktivity N získáme (bez kompletního odvození)

$$N_h = k_1 \frac{R}{M_h} \rho \quad (8)$$

$$N_w = k_2' \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \quad (9)$$

kde N_h nazýváme refraktivitou z hydrostatické složky a N_w refraktivitou z vlhké složky.

3.1 Hydrostatická složka troposférického zpoždění (ZHD)

Z výše uvedeného lze korekci atmosférického zpoždění z hydrostatické složky ve směru zenitu možné vyjádřit rovnicí

$$ZHD = 10^{-6} \int_{h_0}^{\infty} N_h(z) dz \quad (10)$$

kde z je vertikální souřadnice a h_0 je nadmořská výška přijímače. Doplněním rovnice (8) do rovnice (10) dostaneme

$$ZHD = 10^{-6} k_1 \frac{R}{M_h} \int_{h_0}^{\infty} \rho(z) dz \quad (11)$$

Za předpokladu zavedení podmínky hydrostatické rovnováhy, při znalosti tlaku P_0 a nadmořské výšky přijímače je možné odvodit vztah troposférického zpoždění pro hydrostatickou složku ve formě

$$ZHD = 10^{-6} k_1 \frac{R_h}{g} P_0 \quad (12)$$

kde g je gravitační zrychlení vztáhnuté k takzvané efektivní výšce, nejčastěji vyjádřené jako funkce zeměpisné šířky a nadmořské výšky přijímače

$$g = g_m \cdot f(\phi, h_0) \quad (13)$$

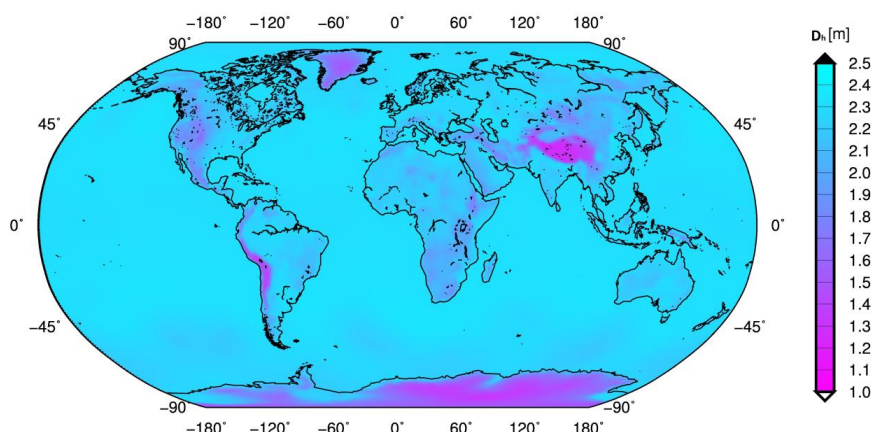
při $g_m = 9,7840 \text{ m.s}^{-2}$. Potom platí

$$f(\phi, h_0) = (1 - 0,00266 \cos(2\phi) - 0,00028 h_0) \quad (14)$$

přičemž

- ϕ [deg] je zeměpisná šířka,
- h_0 [km] je elipsoidická výška přijímače.

Na obrázku 2 je zobrazena ukázka prostorového rozdělení korekce z troposférického zpoždění hydrostatické složky, která dosahuje hodnot průměrně 2.3 m na úrovni moře a vedle atmosférického tlaku je zásadně ovlivněna také nadmořskou výškou. Mendes (1999) odhadl přesnost prezentovaného modelu pro výpočet korekce z hydrostatického zpoždění do 2 mm.



Obrázek 2: Příklad prostorového rozložení hydrostatické složky troposférického zpoždění

3.2 Vlhká složka troposférického zpoždění (ZWD)

Základní rovnici pro vlhkou složku zpoždění v zenitu ZWD vyjádříme ve tvaru podobném jako ZHD

$$ZWD = 10^{-6} \int_{h_0}^{\infty} N_w(z) dz \quad (15)$$

Doplněním rovnice (9) do rovnice (15) a po definování hodnoty střední teploty (Davis, 1985)

$$T_m = \frac{\int_{h_0}^{\infty} e/T dz}{\int_{h_0}^{\infty} e/T^2 dz} \quad (16)$$

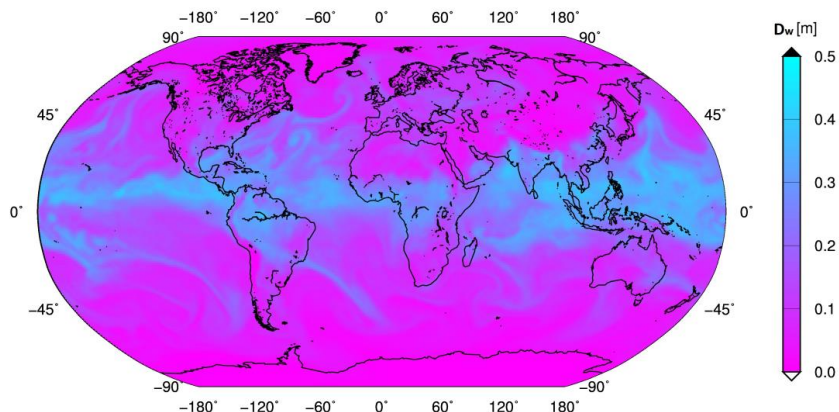
a dalších úpravách získáme vztah

$$ZWD = 10^{-6} \left(k_2' + \frac{k_3}{T_m} \right) \int_{h_0}^{\infty} \frac{e}{T} dz \quad (17)$$

Pro vyjádření vlhké složky troposférického zpoždění v zenitu proto potřebujeme znát teplotu a parciální tlak vodních par ve vertikálním profilu nad přijímačem. Askne a Nordius (1987) odvodili analytický model pro určení vlhké složky s využitím tří parametrů: parciálního tlaku vodních par v místě přijímače (e_0), střední teploty (T_m), a faktoru poklesu tlaku vodních par (λ). Model je odvozen ve tvaru

$$ZWD = 10^{-6} \left(k_2' + \frac{k_3}{T_m} \right) \frac{R_h}{(\lambda + 1) g_m} e_0 \quad (18)$$

Obrázek 3 ukazuje prostorové rozložení vlhké složky korekce troposférického zpoždění, které se pohybuje v rozmezí 0–0.5 m a mění se nejvíce v závislosti na zeměpisné šířce, ale také sezóně a výšce nad mořem. Efekt se zvyšuje zejména v souvislosti s obsahem vlhkosti v atmosféře, proto nejvýznamnější hodnoty mokré složky pozorujeme okolo rovníku, přičemž na obou polokoulích je proměnlivý v sezónních cyklech.



Obrázek 3: Příklad prostorového rozložení vlhké složky troposférického zpoždění

3.3 Souvislost ZWD se sloupcem vodních par

Hodnota celkového obsahu vodních par (IWV [$kg \cdot m^{-2}$], *Integrated Water Vapor*) obsažených v atmosférickém profilu je vyjádřena vztahem

$$IWV = \int_0^{\infty} \rho_w dz \quad (19)$$

Srovnáním s rovnicí pro ZWD (17), lze získat zjednodušený vztah mezi ZWD a IWV (Bevis et al., 1994)

$$IWV = \Pi \cdot ZWD \quad (20)$$

přičemž platí

$$\Pi = \frac{10^6 M_w}{\left[k_2' + k_3 / T_m \right] R} \quad (21)$$

Sloupec vodních par (PW [mm], *angl. precipitable water*), obsažených v profilu atmosféry, lze po kondenzaci na vodu vyjádřit jako

$$PW = \frac{IWV}{\rho_w} \quad (22)$$

kde ρ_w [$kg \cdot m^{-3}$] je hustota kapalné vody.

3.4 Azimutálně symetrická atmosféra

Za předpokladu azimutálně symetrické atmosféry kolem stanice, kdy při konstantním elevačním úhlu není zpoždění závislé na azimutálním úhlu observací, můžeme celkové troposférické zpoždění D_T v šikmém směru vyjádřit pomocí vztahu

$$D_T(e) = ZHD \cdot mf_H(e) + ZWD \cdot mf_W(e) \quad (23)$$

kde e je elevační uhel a parametry $mf_H(e)$ a $mf_W(e)$ jsou takzvané mapovací funkce definované zvlášť pro hydrostatickou a vlhkou složku troposférického zpoždění. Mapovací funkce vyjadřuje projekci zpoždění vyjádřené v zenitovém směru do libovolného elevačního úhlu ze stanice (přijímač) na družici (vysílač). Standardně používané mapovací funkce jsou odvozené ze základního modelu

$$mf(e) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\sin(e) + \frac{a}{\sin(e) + \frac{b}{\sin(e) + c}}} \quad (24)$$

kde a , b , c jsou vhodně odvozené konstanty (Marini 1972), (Herring, 1992) anebo (Niell 1996).

3.5 Azimutálně asymetrická atmosféra

Při aktuálnímu rozložení vodních par v atmosféře, ale i kvůli dalším jevům, např. vliv klimatu či orografie, není obecně celkové troposférické zpoždění konstantní v závislostech na variaci azimutu. Bez podrobného odvození, viz např. MacMillan (1995) či Böhm 2008, může být celkové troposférické zpoždění v libovolném směru D_T vyjádřené vztahem

$$D_T(a, e) = D_T(e) + mf_g(e) [G_N \cos(a) + G_E \sin(a)] \quad (25)$$

kde a je azimut směru paprsku, G_N a G_E jsou horizontální troposférické gradienty vyjádřené ve směru severním (N) a východním (E). Rovnice dále obsahuje speciální mapovací funkci pro horizontální troposférický gradient $mf_g(e)$, pro kterou bylo odvozeno několik vztahů, uvedeme pro příklad (Chen a Herring, 1997)

$$mf_g(e) = \frac{1}{\sin(e) \tan(e) + C} \quad (26)$$

Konstanta C je zde vyjádřena rovnicí

$$C = \frac{3H}{R_e} \quad (27)$$

kde H je efektivní výška a R_e je poloměr Země. Pro gradienty také platí obecné vyjádření ve formě

$$G_D = 10^{-6} \int_0^{\infty} \xi_D z dz \quad (28)$$

kde index D označuje směr gradientu (např. N anebo E) a ξ_D označuje gradient refraktivity.

4 Odvození korekcí troposférického zpoždění z různých zdrojů

Korekce pro troposférické zpoždění signálu GNSS lze odvodit z různých externích zdrojů. V této sekci uvedeme přehled základních modelů, které rozlišujeme pro potřeby analýz GNSS:

- Klimatický model
- Meteorologický model
- Staniční model
- Kombinovaný model

4.1 Klimatický model (blind)

Model je odvozen z výsledků analýzy klimatologických dat a je využíván v případě, kdy uživatel nemá k dispozici žádné informace o aktuálním stavu počasí popřípadě, pokud nemá možnost si tato data zaopatřit (bez internetového připojení apod.). Všechny použitelné informace musí mít proto k dispozici v režimu offline a odtud se odvozuje i anglický název „blind model“.

Stručné odvození klimatického modelu lze jednoduše popsat takto: parametry získané z klimatických dat či historie numerického modelu počasí, konkrétně atmosférický tlak (P), teplota (T) a specifická vlhkost (q), jsou transformovány na vybranou referenční plochu, jsou modelovány v dostatečně dlouhých časových řadách (například 10 let) a výsledkem jsou koeficienty aproximující potřebné parametry a jejich změnu v čase. Takto odvozené koeficienty jsou potom poskytnuty ve formě blind modelu a využívány k extrapolaci pro aktuální čas uživatele. Na referenční ploše extrapolované meteorologické parametry jsou následně vertikálně transformovány do výšky stanice uživatele a jsou z nich odvozeny korekce troposférického zpoždění ZHD a ZWD. Alternativně lze i pro tento typ modelu použít přímo aproximace časových řad ZHD a ZWD.

Klimatické modely jsou i v dnešní době stále používány pro jejich praktické vlastnosti, například přímá implementace v GNSS přijímačích. Vedle tabulkových dat jsou přímo v přijímači k dispozici i algoritmy potřebné k odhadu troposférických korekcí. Základním modelem je RTCA MOPS (Collins 1999), ale z důvodu získání lepší přesnosti byla vytvořena celá řada dalších modelů, např. GalTropo model, (Martellucci 2012), GPT2 a GPT2w (Lager et al. 2013; Böhm, 2015), TropGrid2 (Schüler, 2014) a další.

4.2 Meteorologický model (augmented)

Numerický model počasí (NMP) reprezentuje časově proměnné trojdimenzionální pole fyzikálních veličin potřebných pro rekonstrukci hydrostatické i vlhké refraktivity. Díky tomu je možné vypočítat

parametry nezbytné pro určení korekcí troposférického zpoždění při průchodu elektromagnetického signálu atmosférou (GNSS signál je šířen ve frekvenční oblasti L pásma, tj. kolem frekvence 1,5 GHz).

Model je založen na meteorologických parametrech určených při dostupnosti aktuálních dat z numerického modelu počasí či jeho krátkodobých předpovědí v řádu několika hodin. V takovém případě uživatel získává buď hodnoty troposférických zpoždění (ZHD a ZWD) pro dané místo výpočtem z NMP a nebo aktuální NMP data. V prvním případě lze korekce získat posláním požadavku na polohu a čas do dedikované služby (zatím taková neexistuje), v druhém případě je model šířen v redukované formě (2D na referenční ploše) s doplňujícími parametry pro vertikální korekce parametrů. Takový model vychází z myšlenky podobné jako u klimatického modelu používající vertikálních aproximací meteorologických či troposférických parametrů, šíření redukovanych parametrů a jejich interpolace (časová a prostorová) do polohy přímo uživatelem.

4.3 Staniční model (site)

Model vychází z možnosti provedení meteorologických měření provedené přímo v místě uživatele. Z naměřených dat jsou pomocí vybraných vztahů, např. Saastamoinen (1992) a Askne Nordius (1987) odvozeny hodnoty ZHD a ZWD korekci troposférického zpoždění. Přesnost korekcí ovšem velmi závisí na kvalitě měřených parametrů, což může být ovlivněno typem měřících přístrojů, jejich pravidelnou kalibrací a nakonec i řadou aproximací. Tyto souvisejí například s možností měřit meteorologické parametry pouze na povrchu Země, a tedy nikoliv v celém vertikálním profilu atmosféry, a proto je nezbytné použití odhadů o výškovém průběhu změn jednotlivých parametrů.

4.4 Kombinovaný model (combined)

Model je založen na optimální kombinaci výše uvedených vzhledem k jejich dostupnosti či požadované přesnosti. Atmosférický tlak (je-li správně kalibrované čidlo) je snadno měřitelný parametr v místě polohy uživatele, čímž tento okamžitě získá troposférickou korekci ZHD. Na druhou stranu, ZWD je optimálně určeno pomocí numerické integraci ve výškovém profilu nad stanicí s použitím parametrů teploty a vlhkosti v celém profilu, nebo alespoň do výšky 8 km. Jelikož uživatel nemá možnost měření v celém profilu provést, musí by jejich odhad v různých výškách hrubě odhadovat. Numerický model počasí aktuální parametry poskytuje často v nejlepší možné kvalitě i rozlišení, uživatel proto může optimálně využít tohoto zdroje pro určení vlhké složky troposféry, a poté ji kombinovat s hydrostatickou složkou určenou z měření tlaku.

5 Návrh troposférického modelu

Tato metodika se zabývá primárně meteorologickým modelem pro troposférická zpoždění využívající aktuální data z NMP, který poskytuje obecně nejvyšší přesnost korekcí ze zmíněných modelů na bázi externích dat. Tato kapitola popisuje jednotlivé kroky nezbytné pro generování troposférického modelu pokryté vstupními daty NMP, které lze stručně charakterizovat následujícím výčtem:

- Dekódování a filtrování vstupních dat ze souborů NMP
- Určení geopotenciální a ortometrické výšky hladin
- Výšková interpolace meteorologických parametrů
- Výpočet základních parametrů modelu v gridových bodech NMP

- Výpočet doplňujících parametrů pro výškové korekce
- Reprezentace parametrů modelu a uložení do výměnného formátu

5.1 Dekódování a filtrování vstupních dat ze souborů NMP

V prvním kroku je třeba správně dekodovat vstupní data z originálních souborů NMP. Tyto jsou poskytovány nejčastěji ve formátu NETCDF (<https://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf>) či GRIB (www.wmo.int/pages/prog/www/DPS/FM92-GRIB2-11-2003.pdf), přičemž většinou záleží na poskytovateli dat. Formát GRIB je standardem přijatým Světovou meteorologickou organizací (WMO).

K dekodování formátů je optimálně vhodné použít některou ze standardních knihoven poskytujících rozhraní pro programování aplikací (API). Pro NETCDF či GRIB formát jsou tyto k dispozici ve většině rozšířených programovacích jazycích, pro FORTRAN a C/C++ doporučujeme například následující knihovny:

- NETCDF: <https://www.unidata.ucar.edu/downloads/netcdf/index.jsp>
- GRIB: <https://confluence.ecmwf.int/display/GRIB/Home> (*grib-api, eccodes*)

Alternativně je možné pomocí řady rozličných programových nástrojů převést soubory NMP do ASCII formátu, a nebo dokonce transformovat NETCDF do GRIB a opačně.

Při dekodování dat je třeba řešit řadu aspektů, včetně filtrování parametrů, konverze parametrů a jejich časové a prostorové reprezentace.

Soubory NMP obecně obsahují desítky či stovky parametrů, které se mohou výrazně lišit od zdroje. Pro účely určení korekcí pro GNSS troposférické parametry je obecně potřeba správně dekodovat následující parametry v jednotlivých modelových vrstvách:

- Atmosférický tlak (případně ho rekonstruovat do modelových hladin)
- Parciální tlak vodních par či alternativní parametr (např. specifická vlhkost, relativní vlhkost)
- Teplota

Ostatní parametry je vhodné ignorovat (filtrovat), abychom snížili nároky na paměť výpočetního serveru – oba vstupní formáty jsou velmi dobře uzpůsobeny k výběru parametrů podle zájmu.

Kromě výše uvedených dynamických proměnných je třeba znát také orografii daného numerického modelu počasí, kterou v každém bodě gridu charakterizuje hodnota geopotenciálu vztažená k povrchu Země. Tato hodnota se v čase nemění, a lze ji proto získat předem ze statického souboru, který je buď použit pro úpravu specifického dekodovacího programu anebo je k dispozici spolu s načítanými soubory dat proměnnými NMP daty. Podobně je zapotřebí řešit také prostorovou reprezentaci parametrů, ve které zvláště zmíníme výškovou a horizontální složku.

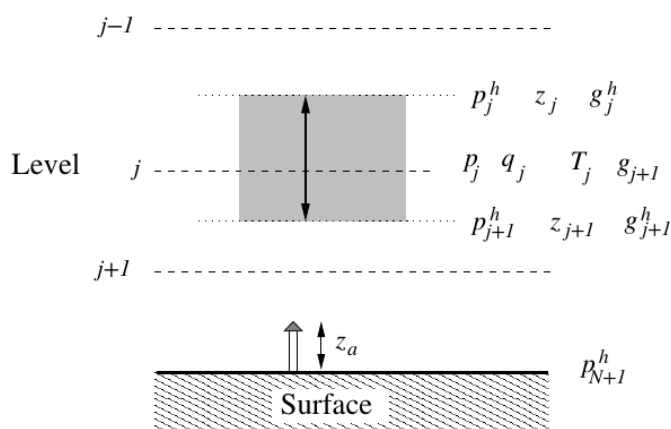
Výšková reprezentace může být u různých zdrojů velmi rozdílná. Je-li to možné, doporučili bychom používat reprezentaci meteorologických parametrů v jejich originální formě (tzv. modelové hladiny), která je optimální pro další zpracování parametrů. Modelové hladiny jsou označovány indexem *j*, který udává funkční vztah atmosférického tlaku na okrajích výškové vrstvy nejčastěji vzhledem k tlaku na

povrchu Země (ale může být definováno i pomocí jiné referenční hodnoty). V případě modelových vrstev je proto možné tlak uvádět pouze na povrchu Země a pro každou modelovou vrstvu ho rekonstruovat. Nejčastěji je použito vyjádření modelových hladin formou koeficientů a , b definujících vztah atmosférického tlaku vrstvy j vzhledem k atmosférickému tlaku na povrchu Země pro bod x, y a čas t

$$P_j(x, y, t) = a(j) + b(j) P_s(x, y, t) \quad (29)$$

Koeficienty jsou pro daný zdroj neměnné, a opět mohou být známy buď předem, s následným zavedením do dekódovacího programu, anebo je možné vyčíst je z hlavičky GRIB či NETCDF formátu. Také je třeba správně určit, zda-li jsou vrstvy indexovány vzestupně (s klesajícím tlakem) či obráceně, přičemž to lze poznat mimo jiné z definice referenčního tlaku.

Parametry v hladinových vrstvách jsou v NMP souboru vztaženy k indexu vrstvy, přičemž jejich skutečná reprezentace odpovídá střední výšce vrstvy, viz Obrázek 4. Atmosférický tlak určený s pomocí koeficientů a , b reprezentuje hodnoty tlaku na rozhraní mezi vrstvami, přičemž index p_j odpovídá atmosférickému tlaku na horní hranici vrstvy j .



Obrázek 4: Zobrazení modelových hladin NMP. Obrázek převzat z práce (de Haan 2008)

Alternativním přístupem je dostupnost dat ve výškové reprezentaci s použitím přímo tlakových hladin (využívá např. model GFS z NCEP). Tyto sice nepotřebují přepočtení výškové koeficienty, ale na druhou stranu nemají přímo vazbu na terén, jelikož data jsou k dispozici v předem definovaných hodnotách tlaku, tj. mohou být například reprezentovány i pod terénem. V takovém případě je potřeba data pro daný terén interpolovat z tlakových hladin a výpočty provádět pro takto filtrovaná data.

Také horizontální reprezentace může být u NMP modelů velmi rozdílná, například s použitím gridové sítě odpovídající geografickým souřadnicím, alternativně s použitím projekce do lokálního kartézského systému. První se nejčastěji vyskytuje u globálních modelů (ERA-Interim, GFS), druhý se používá více u regionálních modelů (např. ALADIN, WRF). Popíšeme situaci při použití konkrétní projekce pomocí Lambertova konformního kónického zobrazení pro model ALADIN. Ta je realizována

zavedením vztahu mezi indexy polohy (x_{id}, y_{id}) , reprezentující v modelu lokální pravoúhlé souřadnice, a skutečnými geografickými souřadnicemi (λ, φ) ve formě:

$$\begin{aligned} R_0 &= 6371229 \cdot \frac{\cos(\lambda_0)^{1-\sin(\lambda_0)/2} \cdot (1 + \sin(\lambda_0)/2)^{\sin(\lambda_0)}}{\sin(\lambda_0)} \\ R &= R_0 \left(\frac{1 - \sin(\varphi)}{1 + \sin(\varphi)} \right)^{\sin(\lambda_0)/2} \\ x_{id} &= 287 + \frac{R}{d} \cdot \sin \left(\sin(\lambda_0) (\lambda - \lambda_0) \cdot \frac{\Pi}{180} \right) - 1 \\ y_{id} &= 1444 + \frac{R}{d} \cdot \cos \left(\sin(\lambda_0) (\lambda - \lambda_0) \cdot \frac{\Pi}{180} \right) - 1 \end{aligned} \quad (30)$$

kde $\varphi_0 = 46,24470064^\circ$, $\lambda_0 = 17,0^\circ$ a $d = 4710,621094$ m. Obrácený vztah je definován

$$\begin{aligned} R &= d \cdot \sqrt{(1444 - (y_{id} + 1))^2 + (287 - (x_{id} + 1))^2} \\ \lambda &= \lambda_0 - \frac{180}{\Pi} \cdot \arctan \left(\frac{287 - (x_{id} + 1)}{1444 - (y_{id} + 1) / \sin(\lambda_0)} \right) \\ \varphi &= \frac{180}{\Pi} \cdot \arcsin \left(\frac{(R_0/R)^{1/\sin(\lambda_0)} - 1}{(R_0/R)^{1/\sin(\lambda_0)} + 1} \right) \end{aligned} \quad (31)$$

Parametry projekce jsou většinou také součástí NMP souborů.

Při dekódování je potřeba pečlivě dbát též na jednotky načítaných parametrů. Může být žádoucí i konverze parametrů pokud zdroje NMP poskytují různé parametry. Rozdílné parametry většinou reprezentují vlhkost v atmosféře. V tomto případě doporučujeme použít interní reprezentaci pomocí specifické vlhkosti, alternativně parciálního tlaku vodních par. Přepočet relativní vlhkosti (RH) na parciální tlak vodních par (e) provedeme např. podle de Haan (2008)

$$e = RH \cdot 6,1070 \cdot e^{(17,38 \cdot (t-273,16)/(t-34,16))} \quad (32)$$

Pro převod specifické vlhkosti na parciální tlak vodních par a obráceně lze použít vztahů

$$q = \frac{\varepsilon \cdot e}{p - e(1 - \varepsilon)}; \quad e = \frac{q \cdot p}{\varepsilon + q(1 - \varepsilon)} \quad (33)$$

kde $\varepsilon = R_d/R_v = 0.621$.

5.2 Výšková interpolace meteorologických parametrů

Počet hladin a vertikální rozlišení parametrů může být příliš hrubé pro použití numerické integrace vybraných parametrů. V určitých případech je vhodné originální hodnoty vertikálně interpolovat pro optimální zhuštění individuálních parametrů. Tyto provedeme podle předem daných aproximačních vztahů při předpokladu charakteristického pokles jednotlivých parametrů s výškou. K zahuštění parametrů použijeme lineární či exponenciální interpolaci.

Exponenciální interpolaci aplikujeme na parciální tlak vodních par

$$x = x_0 \cdot \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{\log(x_1/x_0)}{\log(p_1/p_0)}} \quad (34)$$

Lineární interpolaci aplikujeme na atmosférickou teplotu

$$x = x_0 + (x_1 - x_0) \cdot \frac{\log(p/p_0)}{\log(p_1/p_0)} \quad (35)$$

5.3 Určení ortometrické a geopotenciální výšky hladin

V numerických modelech počasí se hodnoty meteorologických parametrů vztahují k vertikální souřadnici definované atmosférickým tlakem (nebo jeho funkcí), čemuž odpovídá i definice modelových hladin. Dále uvažujeme atmosféru ve stavu hydrostatické rovnováhy (anebo jemu blízkém), kdy vztah mezi ortometrickou výškou a atmosférickým tlakem odpovídá diferenciální rovnici

$$\delta p = -g \rho \delta h \quad (36)$$

Za předpokladu hydrostatické rovnováhy a znalosti modelových hladin s odpovídajícími hodnotami atmosférického tlaku a hodnoty geopotenciálu na povrchu Země (orografie modelu) je možné určit geopotenciální (z) i ortometrické výšky (h) jednotlivých hladin (parametrů) a rozhraní mezi nimi, viz např. Mahoney (2005).

Geopotenciální výška je vhodná při zpracování parametrů v rámci numerického modelu počasí, jelikož tato je definována jako hodnota geopotenciální energie normalizovaná hodnotou gravitačního zrychlení ve výšce střední hladiny moře, tj. konstantou $g_0 = 9,80665 \text{ m.s}^{-2}$. Vztah geopotenciální výšky k tlaku získáme náhradou skutečného gravitačního zrychlení v rovnici (36) hodnotou g_0

$$\delta p = -g_0 \rho \delta z \quad (37)$$

Při znalosti hodnoty geopotenciálu Φ na zemském povrchu určíme proto snadno i geopotenciální výšku povrchu Země v bodě (x, y)

$$z(x, y) = \frac{\Phi(x, y)}{g_0} \quad (38)$$

Na rozdíl od geopotenciální výšky, ortometrická výška je vyjádřena v délkové míře a vztahuje se ke geoidu. Je zřejmé, že změny výšek geopotenciální (dz) a ortometrické (dh) odpovídají vztahu

$$g \cdot dz = g_0 \cdot dh \quad (39)$$

kde g_0 je normální gravitační zrychlení a g aktuální gravitační zrychlení ve výšce h . Hodnota g se mění v závislosti se změnou výšky, což lze aproximovat vztahem

$$g \approx g_0 \left(\frac{R}{R+h} \right)^2 \quad (40)$$

kde R je poměr Země v dané zeměpisné šířce. Z výše uvedených lze vyjádřit zjednodušený přímý vztah mezi geopotenciální a ortometrickou výškou

$$h = \frac{g_0}{g} \cdot \frac{Rz}{R-z} \quad (41)$$

a odpovídající opačný vztah

$$z = \frac{g}{g_0} \cdot \frac{Rh}{R+h} \quad (42)$$

Ortometrické výšky jednotlivých modelových vrstev počítáme optimálně po vrstvách směrem od povrchu Země až po nejvyšší modelovou vrstvu pomocí vztahu

$$\Delta h = -\frac{R_d T_v}{g} \cdot \log \left(\frac{p_{top}}{p_{bottom}} \right) \quad (43)$$

přičemž p_{top} a p_{bottom} představují tlak na vrchní a spodní hraně modelové vrstvy, a T_v představuje virtuální teplotu vrstvy, kterou by měl mít suchý vzduch se stejnou hustotou jako daný vzorek vlhkého vzduchu o teplotě T , definovanou

$$T_v = T \cdot \left(1 + q \left(\frac{1}{\varepsilon} - 1 \right) \right) \quad (44)$$

kde q je specifická vlhkost a $R_d = 287,05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Z postupně vypočtených ortometrických výšek v jednotlivých vrstvách odvodíme i odpovídající geopotenciální výšky.

5.4 Výpočet základních parametrů modelu v gridových bodech NMP

Základní parametry navrženého troposférického modelu jsou složky hydrostatického a vlhkého troposférického zpoždění v zenitu. Jejich součtem získáme také přímo i hodnotu totálního zpoždění z vlivu troposféry, ale z hlediska přesnosti je pro uživatele vhodné získat dílčí hodnoty pro každou složku zvlášť.

Hydrostatickou složku můžeme určit s vysokou přesností přímo pomocí modelu Saastamoinen (1972) při znalosti atmosférického tlaku přímo v každé modelové vrstvě j

$$ZHD_j = \frac{0,0022767 \cdot p_j}{1 - 0,00266 \cdot \cos(2\varphi) - 0,00028 \cdot h_j}$$

kde φ je elipsoidická zeměpisná šířka, h [km] je výška nad elipsoidem a p [hPa] je atmosférický tlak. Podobně, ale tentokrát až o řád méně přesně, bychom mohli v každé modelové hladině vypočítat i hodnotu ZWD pomocí modelu Askne a Nordius (1987), viz rovnice (18).

Pro hydrostatickou i vlhkou složku troposférického zpoždění ovšem doporučujeme využít postupu vycházejícího z rovnice pro celkové troposférické zpoždění (v zenitu), který je součtem dvou integrálů charakterizujících obě základní složky troposférického zpoždění

$$ZTD = ZHD + ZWD = 10^{-6} \int_0^{p_0} k_1 \frac{R_d}{g} dp + 10^{-6} \int_0^{p_0} \frac{R_d}{\varepsilon g} \left(k_2 - \varepsilon k_1 + \frac{k_3}{T} \right) q dp \quad (45)$$

kde

- p [hPa] je tlak v místě určení hodnot ZTD, ZHD a ZWD,
- k_i [K] jsou empirické konstanty refraktivy,
- R_d [K] je plynová konstanta suchého vzduchu,
- g [K] je gravitační zrychlení,
- $\varepsilon = R_d / R_v$ a R_v je plynová konstanta vodních par,
- T [K] je teplota,
- q [kg/kg] vyjadřuje specifickou vlhkost.

Praktický výpočet ZHD a ZWD potom provedeme metodou numerické integrace přes jednotlivé modelové vrstvy (či přes zahuštěné vrstvy), kdy v každé vrstvě použijeme aktuální hodnoty teploty, specifické vlhkosti a gravitačního zrychlení

$$ZHD = \sum_{i=j}^N k_1 \frac{R_d}{g_i} \Delta p_i \quad (46)$$

$$ZWD = 10^{-6} \left(\sum_{i=j}^N \frac{R_d}{\varepsilon g_i} \left(k_2 - \varepsilon k_1 + \frac{k_3}{T_i} \right) q_i \Delta p_i \right) \quad (47)$$

a výšku modelové vrstvy definovanou rozdílem atmosférického tlaku na okrajích dané vrstvy

$$\Delta p_i = p_{i+1}^h - p_i^h.$$

Základní parametry troposférického modelu potom odpovídají hodnotám ZHD a ZWD na povrchu Země, respektive orografii, tj. aproximaci povrchu Země v numerickém modelu počasí. Parametry známé (či vypočtené) v dalších modelových vrstvách budou následně použity pro výpočet výškových korekcí, viz sekce níže.

5.5 Výpočet doplňkových parametrů pro výškové korekce

Vedle základních (uživatelských) parametrů troposférického modelu charakterizujících obě složky zpoždění je pro optimální výškové korekce vhodné z dat numerického modelu počasí určit ještě doplňkové parametry, konkrétně se jedná o faktor poklesu ZWD s výškou, výškový teplotní gradient, a případně adjustovanou referenční teplotu. Všechny doplňkové parametry jsou určeny metodou vyrovnání s použitím hodnot v celém výškovém profilu při vhodně zvolené aproximativní funkci.

Faktor poklesu ZWD (γ) určujeme podle definice Douša a Eliaš (2014), která vychází z předpokladu podobnému závislosti, v jaké klesá parciální tlak vodních par s výškou (Smith, 1996)

$$\frac{ZWD}{ZWD_0} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\gamma+1} \quad (48)$$

kde

- $ZWD [m]$ je hodnota vlhké složky troposférického zpoždění ve výšce z ,
- $ZWD_0 [m]$ je hodnota vlhké složky troposférického zpoždění v referenční výšce z_0 ,
- $P [hPa]$ je atmosférický tlak ve výšce z ,
- $P_0 [hPa]$ je atmosférický tlak v referenční výšce z_0 ,
- $\gamma [-]$ je faktor výškového poklesu ZWD.

Rovnocenně lze využít i vztahu ZWD vztažené ke geopotenciální výšce

$$ZWD = ZWD_0 \left[1 - \frac{\beta(z - z_0)}{T_0} \right]^{\frac{(\gamma+1)g_0}{R_d\beta}} \quad (49)$$

kde navíc představuje

- $z [m]$ je geopotenciální výška určovaného ZWD,
- $z_0 [m]$ je geopotenciální výška pro referenční hodnotu ZWD_0 ,
- $R_d [K]$ je plynová konstanta suchého vzduchu,
- $g_0 [ms^{-2}]$ je standardní gravitační zrychlení ($9,80665 ms^{-2}$)
- $\beta [K/m]$ je výškový teplotní gradient.
- $T_0 [K]$ je teplota v referenční výšce z_0 .

Odhad faktoru γ je realizován vhodnou metodou vyrovnání, která lze sice provést s využitím metody nejmenších čtverců, ale doporučujeme obecně robustnější Levenberg-Marquardt algoritmus (Marquardt, 1963). Obě metody jsou standardní, přesto ve stručnosti uvedeny i v příloze.

Výškový teplotní gradient (β) vyjadřuje lineární změnu v poklesu teploty s rostoucí výškou a je podle standardu US Standard Atmosphere (1976) definován vztahem

$$\beta = -\frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (50)$$

kde

- $\beta [K m^{-1}]$ je výškový teplotní gradient,
- $\Delta T [K]$ je rozdíl mezi referenční teplotou T_0 a teplotou T v libovolné výšce do tropopauzy,
- $\Delta z [m]$ je rozdíl výšek.

Odhad optimálního teplotního gradientu β je též realizován metodou vyrovnání, jelikož skutečné hodnoty ve výškovém profilu mohou nabývat rozličných odchylek od očekávaného lineárního poklesu. V krajních situacích mohou nastat i problémy s naprosto odlišným chováním změny teploty s výškou, které lze nejlépe ukázat na teplotních inverzích. Místo poklesu v nízkých vrstvách atmosféry dochází k růstu teploty a teprve později k poklesu. V takových případech může docházet k hrubým chybám v odhadu zjednodušeného teplotního gradientu. V takových případech může být teplota na povrchu Země problematická i v NMP datech, a protože nám jde především o optimální referenční teplotu (T_0) pro optimální charakteristiku teplotního spádu používanou při výpočtech s výškami, doporučujeme kromě gradientu β zahrnout do vyrovnání i hodnotu referenční teploty T_0

$$T = T_0 - \beta(z - z_0) \quad (51)$$

přičemž odhady takto optimálně určených parametrů doplňují základní parametry troposférického modelu.

5.6 Reprezentace parametrů modelu a uložení do výměnného formátu

Po ukončení všech předchozích kroků a výpočtu základních i doplňkových parametrů modelu ve všech jednotlivých bodech gridové sítě NMP (nebo pouze pro vymezené území) je možné troposférický model uložit do vhodného formátu. Předpokladem je, že celý cyklus tvorby troposférického modelu je proveden pro časový okamžik odpovídající konkrétní epoše analýzy či předpovědi numerického modelu počasí, které dnes nejčastěji bývají k dispozici každých 1-6 hodin. Konkrétní výstup troposférického modelu v takovém případě odpovídá unikátnímu souboru modelových parametrů uspořádaných v gridové síti originálního NMP a v této formě může být optimálně i k dispozici uživateli. V sekci použití modelu se budeme zabývat časovou interpolací pro konkrétní epochy požadované uživatelem.

Konečné parametry troposférického modelu jsou vztaženy k referenční ploše, kterou optimálně reprezentuje výška orografie NMP. Výška orografie musí být potom součástí výstupu troposférického modelu, není-li nezávisle a předem definována/domluvena mezi poskytovatelem a uživatelem. Formát výstupu se nabízí dvojí – buď jednoduše v ASCII formátu, alternativně ve formátu podporujícím gridová data, tj. opět NETCDF či GRIB. ASCII formát optimálně spočívá v řádkových záznamech všech hodnot parametrů v jednotlivých gridových bodech, je jednodušší a pro uživatelský software snadněji implementovatelný. Formát pro gridová data je obtížnější implementovat v koncové uživatelské aplikaci, na druhou stranu bude efektivněji šířen i prohledáván (případně filtrován) v případě specifických požadavků uživatele. Na rozdíl od ASCII formátu, nevýhodou gridových souborů je, že nejsou snadno čitelné bez pomoci dalšího programového nástroje.

6 Postup aplikování troposférického modelu uživatelem

Ačkoliv můžeme uvažovat o odděleném i společném generování/použití troposférického modelu jediným poskytovatelem/uživatelem, nemá tato volba v zásadní vliv na definici posloupnosti kroků, které popisujeme v předchozí a této kapitole, tj. kroky spojené s generováním modelu poskytovatelem služby a kroky spojené s použitím modelu uživatelem.

Tato kapitola popisuje jednotlivé kroky použití troposférického modelu pro dané místo a čas uživatele, má-li k dispozici data ve formě 2D gridu na referenční ploše pro všechny potřebné parametry. Potřebné kroky použití modelu lze potom charakterizovat:

- Dekódování vstupních dat troposférického modelu
- Redukce parametrů modelu do výšky uživatele
- Interpolace parametrů do polohy uživatele
- Časová interpolace parametrů pro požadovaný okamžik

Jednotlivým krokům se podrobněji budeme věnovat v následujících sekcích.

6.1 Dekódování vstupních dat troposférického modelu

Předpokládáme, že uživatel získal vstupní soubory s parametry troposférického modelu pro vybraný časový interval. Jednotlivé soubory obsahují prostorovou sadu modelových parametrů v okamžiku jejich platnosti z analýzy/předpovědi NMP. Při dekódování dat z ASCII formátu (či jiného zvoleného formátu) můžeme filtrovat načítané body gridové sítě modelu pouze na oblasti, které jsou pro uživatele zajímavé. V případě jedné konkrétní stanice stačí získat například pouze data ze čtyř nejbližších bodů gridové sítě troposférického modelu, k čemuž lze využít znalost polohy uživatele při dekódování (s cca metrovou přesností).

Ze vstupních dat získáme parametry troposférického modelu na referenční ploše:

- P [hPa] - atmosférický tlak (volitelně, pokud je k dispozici referenční hodnota ZHD_0),
- ZHD_0 [mm] – korekci pro hydrostatické zpoždění na referenční ploše,
- ZWD_0 [mm] – korekci pro vlhké zpoždění na referenční ploše,
- T_0 [K] – teplota na referenční ploše,

- $\beta [K/m]$ – výškový teplotní gradient,
- $\gamma [-]$ – faktor výškového poklesu ZWD.

6.2 Redukce parametrů modelu do výšky uživatele

Parametry troposférického modelu jsou platné pro referenční plochu troposférického modelu. Každý bod gridové sítě má ovšem obecně jinou výšku. Podobně i výška uživatele bude odlišná od blízkých gridových bodů. Uživatel proto musí pomocí prostorové interpolace získat hodnoty ZHD a ZWD ze čtyř nejbližších bodů pro požadované umístění.

Na tomto místě musíme upozornit na důležitý ale snadno opomenutelný fakt: GNSS uživatel zná většinou svoji polohu v globálním kartézském systému (např. ITRS či WGS84). Převodem X, Y, Z souřadnic na geografické souřadnice získáme elipsoidickou výšku h_{el} , tj. výšku vztaženou k referenčnímu elipsoidu. Na rozdíl od této je model vyjádřen v ortometrických výškách h vztažených ke geoidu. Je proto v každém místě třeba znát hodnotu odlehlosti geoidu (n) od referenčního elipsoidu cca s přesností 1m. Výšky geoidu lze distribuovat spolu s ortometrickými výškami referenční plochy modelu, protože obě hodnoty jsou v čase konstantní pro daný troposférický model. Musíme je ovšem znát odděleně, protože výšku referenční plochy modelu potřebujeme pro správnou reprezentaci modelových parametrů, zatímco výšku geoidu potřebujeme pro převod elipsoidické výšky uživatele na výšku ortometrickou

$$h_{geom} = h_{el} + n \quad (52)$$

Za druhé musíme převést ortometrickou výšku na geopotenciální, kterou optimálně využijeme pro přímý výpočet vertikálních korekcí parametrů.

Prostorovou interpolaci provedeme optimálně ve dvou nezávislých krocích – 1) výškové korekci parametrů z referenční plochy modelu do výšky uživatele a 2) bilineární interpolaci do polohy uživatele. Na uživatelem vybraných nejbližších bodech gridové sítě provedeme redukci referenčních hodnot ZHD_0 a ZWD_0 z troposférického modelu na výšku uživatele h .

Redukci ZHD z referenční výšky z_0 na výšku uživatele z provedeme pomocí vztahu

$$ZHD = ZHD_0 \left[1 - \frac{\beta(z - z_0)}{T_0} \right]^{R_d \beta \frac{g_0}{\beta}} \quad (53)$$

přičemž použijeme v gridovém bodě dostupnou referenční hodnotu teploty (T_0) a teplotního gradientu (β). Podobně provedeme i redukci ZWD do výšky uživatele s pomocí vztahu

$$ZWD = ZWD_0 \left[1 - \frac{\beta(z - z_0)}{T_0} \right]^{\frac{(\gamma+1)g_0}{R_d\beta}} \quad (54)$$

kde navíc použijeme také hodnotu faktoru poklesu ZWD (γ).

Redukci provedeme pro všechny referenční okamžiky v rámci časového intervalu, v kterém uživatel potřebuje určit troposférické korekce.

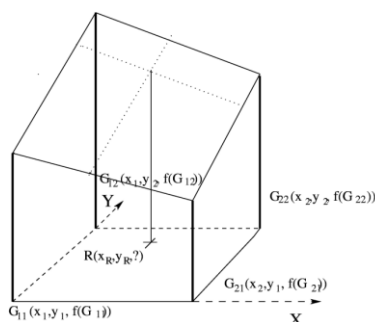
6.3 Interpolace parametrů do polohy uživatele

V předchozím kroku jsme získali hodnoty ZHD a ZWD ve čtyřech nejbližších bodech gridové sítě troposférického modelu ve výšce uživatele. V dalším kroku použijeme metodu bilineární interpolace k určení obou parametrů v poloze uživatele. Provedeme lineární interpolaci ve dvou směrech, viz obrázek 5, podle rovnice

$$f_R(x_R, y_R) = A + B + C + D \quad (55)$$

a

$$\begin{aligned} A &= \frac{f_{G11}}{(x_2 - x_1) - (y_2 - y_1)} (x_2 - x_R) - (y_2 - y_R) \\ B &= \frac{f_{G21}}{(x_2 - x_1) - (y_2 - y_1)} (x_R - x_1) - (y_2 - y_R) \\ C &= \frac{f_{G12}}{(x_2 - x_1) - (y_2 - y_1)} (x_2 - x_R) - (y_R - y_1) \\ D &= \frac{f_{G22}}{(x_2 - x_1) - (y_2 - y_1)} (x_R - x_1) - (y_R - y_1) \end{aligned} \quad (56)$$



Obrázek 5: K interpretaci bilineární interpolační metody

6.4 Časová interpolace parametrů pro požadovaný okamžik

V tomto okamžiku máme jednotlivé hodnoty ZHD a ZWD ve výšce a bodě umístění uživatele, zatím ale pouze v hrubém časovém rozlišení (originálním rozlišení NMP). V posledním kroku použijeme časovou aproximaci pro určení hodnot ZHD a ZWD ve všech okamžicích požadovaném uživatelem, např. až 5min či 30s. Optimální metoda závisí na počtu dostupných uzlových okamžiků, z nichž interpolujeme v čase. Pokud jsou k dispozici maximálně tři hodnoty pro jeden gridový bod, použijeme jednoduchou lineární interpolaci

$$f(x) = \frac{x - x_1}{x_0 - x_1} f(x_0) + \frac{x - x_0}{x_1 - x_0} f(x_1) \quad (57)$$

Pokud jsou k dispozici čtyři a více uzlových okamžiků, využijeme optimálně interpolační metodu se spline funkcemi. Tato interval $\langle a, b \rangle$ rozdělujeme na N subintervalů body x_1, \dots, x_{N-1} takovými, že

$$a = x_0 < x_1 < \dots < x_{N-1} < x_N = b \quad (58)$$

Na daných intervalech potom aproximujeme data kubickou spline funkcí φ , která má vlastnosti:

- první dvě derivace jsou spojité funkce definované na intervalu $\langle a, b \rangle$,
- na každém subintervalu $\langle x_i, x_{i+1} \rangle, i = 0, \dots, N-1$, splývá φ s polynomem třetího stupně.

V tomto okamžiku získal uživatel hodnoty troposférických korekcí ZHD a ZWD pro všechny časové okamžiky (jsou-li v celém intervalu pokryty vstupními daty z NMP) pro požadované umístění bodu.

7 Zpřesnění troposférického modelu pomocí ZTD z GNSS dat

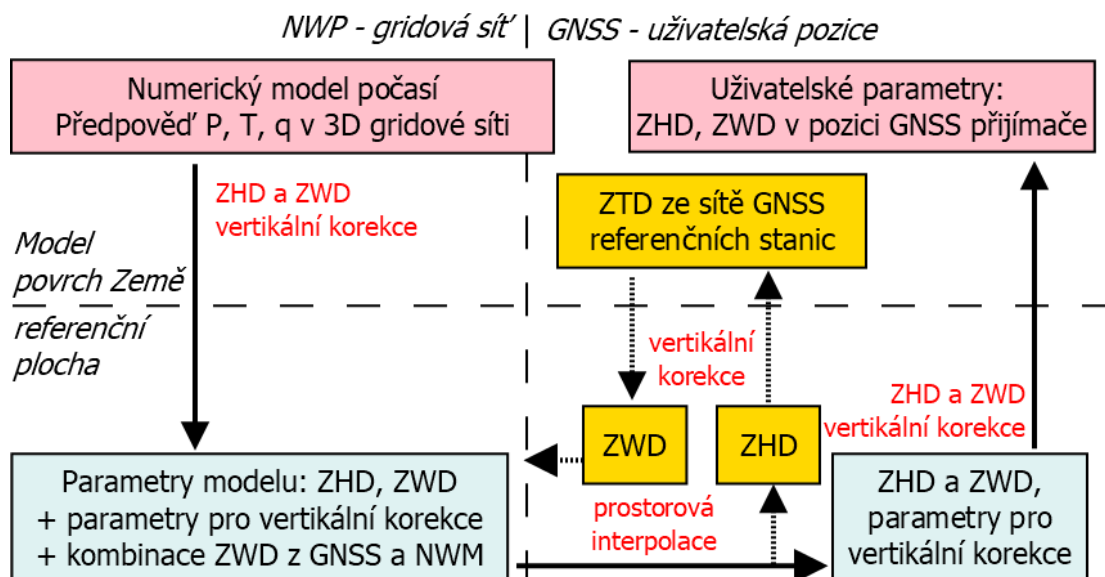
Tato kapitola shrnuje nejnovější poznatky ohledně možností dalšího zpřesnění základního implementovaného modelu (tato část ovšem není zahrnuta v implementaci projektu TITSCUZK703). Zpřesnění se zakládá na optimální kombinaci základního modelu s troposférickými parametry určenými z přesných analýz GNSS dat na permanentních stanicích.

Kapitola popisuje velmi zjednodušeně kroky generování zpřesněného („kombinovaného“) troposférického modelu. Věnuje se také možným alternativám optimální kombinace ZWD hodnot, charakterizuje vliv případného zahuštění gridu původního modelu a možnosti případného zahuštění GNSS troposférických produktů při využití horizontálních troposférických gradientů.

7.1 Základní koncept zpřesnění

Výše uvedený model uvažuje pouze data z NMP a koncept zpřesnění lze aplikovat v oblastech, kde je dostupný také přesný troposférický produkt určený z GNSS permanentních stanic. Princip zpřesnění spočívá potom v optimální kombinaci dat (především se jedná o ZWD) dostupných z analýz NMP a

GNSS. Koncept lze obecně realizovat formou dodatečné vrstvy k předchozímu modelu, viz Obrázek 6 (žluté rámečky zahrnují zpřesňující proces modelu), ve výsledku zahrnují navíc i kombinované hodnoty ZWD, případně odhady jejich přesnosti.



Obrázek 6: Schéma dvouvrstvého troposférického modelu (žluté rámečky znázorňují přidanou vrstvu zpřesnění modelu pro ZWD)

Jelikož zpřesněný model je plně kompatibilní s modelem původním, bude i jeho klientské použití v daném místě a čase zcela shodné. Ve skutečnosti to znamená, že uživatel má k dispozici data ve formě 2D gridu na referenční ploše pro všechny potřebné parametry, navíc se zpřesněnými hodnotami ZWD.

Zpřesnění základního modelu vychází z předpokladu, že nehydrostatická složka troposféry, která je velmi obtížně modelována a předpovídána v NMP, může být velmi přesně určována z analýz permanentních GNSS stanic, a to například i v reálném čase. Situaci podobně využívá i EUMETNET program E-GVAP (EUMETNET EIG GNSS Water Vapour Programme, <http://egvap.dmi.dk>), který kontroluje a šíří GNSS troposférické produkty pro asimilaci do numerických modelů počasí pro předpovědi počasí.

Na tomto místě je vhodné doplnit i informace o optimální synergii dat a produktů určených z NMP a GNSS:

1. NMP poskytuje předpovědi ZHD, a případně troposférické horizontální gradienty a tzv. mapovací faktory pro hydrostatickou i nehydrostatickou složku, jako a priori informace pro přesnou analýzu GNSS v reálném čase.
2. NMP poskytuje také faktor vertikálního poklesu ZWD, γ (48) a teplotní gradient β (50) pro výškové korekce, a hodnotu střední teploty T_m , které je zapotřebí pro převod ZWD na IWV, viz (20) a (21).
3. GNSS poskytuje přesné hodnoty ZTD (= ZHD + ZWD), a případně troposférické horizontální gradienty, které se vztahují k a priori hodnotám z bodu výše.

4. NMP asimiluje ZTD (či ZWD/IWV), a případně troposférické horizontální gradienty, obojí určené v reálném čase z GNSS analýzy, pro zpřesnění předpovědi počasí.
5. GNSS pak ve specifických režimech určování polohy může využít troposférický model určený buď pouze z NMP dat či z optimální kombinace NMP a troposférických produktů GNSS určených s použitím permanentních stanic.

7.2 Postup kombinace dat z NWM a GNSS

Předpokladem kombinace dat je dostupnost GNSS přesných troposférických parametrů (ZTD, případně i gradientů) v dané lokalitě určených optimálně z rovnoměrné sítě permanentní stanic.

V prvním kroku je třeba transformovat diskrétně určené GNSS ZTD na permanentních stanicích do pravidelné sítě bodů (gridu) základního troposférického modelu, který v principu odpovídá gridu výchozího NMP. Transformaci provedeme v následujících krocích:

1. Interpolace hodnot původního troposférického modelu (tj. z NMP dat pouze) na umístění GNSS stanic. Tento krok je proveden stejným postupem jako v případě uživatelského přístupu, který byl popsán v Sekcích 6.2 a 6.3, tj. nejdříve redukuje parametry do dané výšky a následně interpolujeme pomocí bilineární transformace do polohy stanice. Krok uskutečníme v referenčním čase originálního troposférického modelu, tj. původního NMP (např. každých 1-6 hodin). Je-li třeba, interpolaci GNSS parametrů do referenčního času navíc provedeme podle návodu uvedeném v Sekci 6.4.
2. S pomocí interpolovaných hodnot $ZHD_{NMP|site}$ převedeme $ZTD_{GNSS|site}$ na $ZWD_{GNSS|site}$:

$$ZWD_{GNSS|site} = ZTD_{GNSS|site} - ZHD_{NMP|site} \quad (59)$$

3. Výše určené $ZWD_{GNSS|site}$ redukuje na $ZWD_{GNSS|site|geoid}$ zvolenou hladkou referenční plochu (v našem případě geoid) za pomoci faktoru poklesu ZWD (γ) interpolovaného z troposférického modelu (tj. z NMP dat):

$$ZWD_{GNSS|site|geoid} = ZWD_{GNSS|site} \left[1 + \frac{\beta H_{site|geoid}}{T_{GNSS|site}} \right]^{\frac{(\gamma+1)g_m}{R_d\beta}}, \quad (60)$$

kde $H_{site|geoid}$ je výška stanice nad geoidem [m], T je teplota [K] a β je výškový teplotní gradient [K/km].

4. Horizontální interpolaci $ZWD_{GNSS|site|geoid}$ do gridové sítě troposférického modelu ($ZWD_{GNSS|grid|geoid}$) provedeme např. s použitím metody kriging (Cressie 1993).

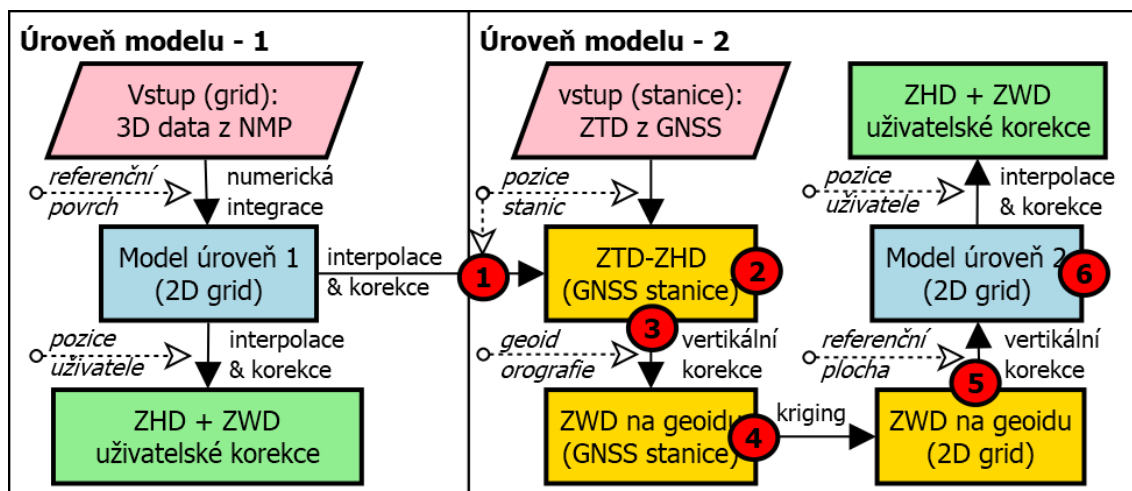
5. Redukujeme ZWD z geoidu ($ZWD_{GNSS|grid|geoid}$) na referenční plochu troposférického modelu ($ZWD_{GNSS|grid}$), který v našem případě odpovídá orografii NMP,

$$ZWD_{GNSS|grid} = ZWD_{GNSS|grid|geoid} \left[1 + \frac{\beta H_{grid|geoid}}{T_{NMP|grid}} \right]^{\frac{R_d \beta}{(\gamma+1)g_m}}. \quad (61)$$

6. Nakonec kombinujeme ZWD z NMP a GNSS, a to přímo v gridových bodech modelu.

Jak je uvedeno v prvním bodě, pokud jsou GNSS produkty k dispozici ve vyšším časovém rozlišení, tj. typicky 5-60 min pro GNSS při 1-6 hod pro NMP, potom navíc realizujeme interpolaci v čase.

Obrázek 7 ukazuje proces generování zpřesněného modelu (Model 2), který vychází z modelu původního (Model 1). Vstupní data pro oba modely jsou zobrazena v růžových rámcích, výstupní modely v modrých, a výsledné uživatelské korekce v zelených. Vlastní proces generování zpřesněných ZWD je zobrazen rámci žlutými.



Obrázek 7: Schéma generování zpřesněné vrstvy modelu (Model 2) s využitím originálního modelu (Model 1)

7.3 Použitá data pro zpřesnění a evaluaci metody

Ke zhodnocení metody zpřesnění troposférického modelu jsme použili data z Benchmark kampaně, v jejímž rámci byla ve střední Evropě shromážděna sada GNSS dat (cca 400), meteorologických dat (synoptická a radiosondážní data), numerických modelů počasí (globálních i regionálních), radiometrů vodních par, a zejména kompletní sada příslušných metadat. Data kampaně byla kvalitativně i kvantitativně kontrolována, nezávisle analyzována více skupinami při použití různých programových nástrojů, byly vytvořeny a sdíleny (nejpřesnější) referenční produkty jak pro GNSS, tak pro NMP analýzy. Data kampaně prostorově pokrývala celé Německo a přilehlé části České Republiky,

Rakouska, Polska, přičemž časově zahrnovala počasí jak v klidných, tak i v extrémních podmínkách (květen–červen 2013), jelikož se jednalo o období předcházející, provázející a následující záplavám na začátku června 2013.

Celá kampaň byla organizována v průběhu Evropské spolupráce v projektu COST ES1206 – GNSS4SWEC (Advanced Global Navigation Satellite System tropospheric products for monitoring severe weather event and climate). Detailní informace o kampani jsou podány v Douša et al. (2016).

V tomto případě jsme z kampaně využili tato data:

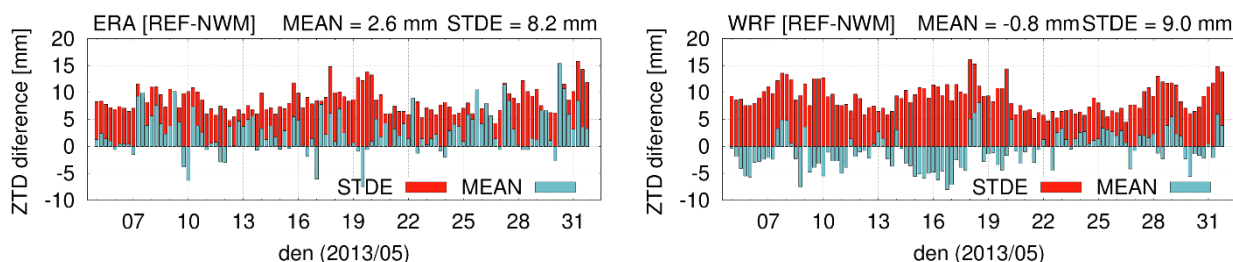
- GNSS přesný produkt ZTD a horizontálních gradientů s rozlišením 1 hod (GOP analýza)
- Regionální NMP 9×9 km (WRF)
- Globální NMP 1×1° (ERA-Interim)

7.4 Zhodnocení metody zpřesnění

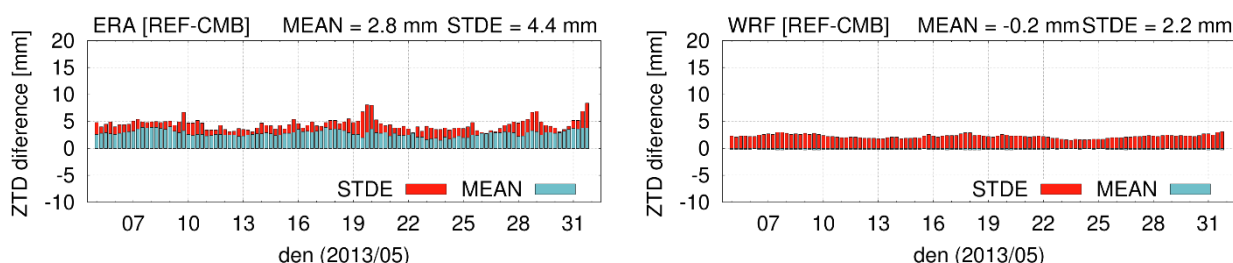
Pro zhodnocení vlastní metody byla data z GNSS troposférického produktu použita jak pro vstupní, tak i kontrolní data (ZTD). Jedná se o modelovou situaci, kdy hodnotíme pouze dopad aproximací v dané metodě použitých, přičemž očekáváme velmi malé (optimálně zcela nulové) systematické i náhodné chyby v kontrolní statistice. Jde nám především o určení spodní hranice chyb způsobených vlastní metodou a všech použitých aproximací v naší kombinační metodě.

Obrázek 8 ukazuje denní systematické (MEAN) a směrodatné (STDE) odchylky charakterizující přesnost obou původních NMP dat. Tento výsledek tak reprezentuje přesnost původního modelu (Model 1), přičemž při zhodnocení jsme použili zcela nezávislých dat, v tomto případě z GNSS produktů. V případě globálního modelu se jedná o střední systematickou (směrodatnou) odchylku +2.6 mm (8.2 mm), v případě regionálního modelu jsme získali hodnoty velmi dobře srovnatelné -0.8 mm (9.0 mm).

Obrázek 9 ukazuje potom zhodnocení metody zpřesnění modelu, provedený se závislými GNSS daty (vstupu × kontrola). V případě globálního modelu jsme získali střední systematickou (směrodatnou) odchylku na +2.8 mm (4.4 mm); v případě regionálního modelu -0.2 mm (2.2 mm). Vyšší zpřesnění (cca dvakrát) jsme dosáhli u regionálního modelu, jelikož tento je schopen lépe asimilovat data z GNSS. Lze také konstatovat, že vlastní metoda nepřináší významné systematické chyby a v optimálním případě dosahuje přesnosti cca 2 mm, což lze nadále považovat za „chybu metody“.



Obrázek 8: Denní systematické (MEAN) a směrodatné (STDE) odchylky pro ERA-Interim (vlevo) a WRF (vpravo) model a WRF (vpravo) model



Obrázek 9: Kontrolní zhodnocení metody zpřesnění modelu - denní systematické (MEAN) a směrodatné (STDE) odchylky pro model na základě dat z ERA-Interim (vlevo) a WRF (vpravo)

Skutečné zhodnocení zpřesněného modelu posoudíme ovšem až v dalších sekcích, a pro ten účel musíme vstupní GNSS data zredukovat o 33%, abychom je mohli použít k nezávislému posouzení. Tohoto postupu použijeme níže při zhodnocení všech dalších alternativních variant.

7.5 Alternativní kombinace ZWD ve zpřesněném modelu

Po získání zpřesněných hodnot ZWD na gridových bodech původního troposférického modelu máme k dispozici dvě ZWD hodnoty – 1) z NMP (původní model) a 2) z GNSS (zpřesněný model). Můžeme se tedy zabývat otázkou, zda je vhodné tyto optimálně kombinovat, např. v nejjednodušším případě s použitím váhového průměru:

$$ZWD = \frac{ZWD_{GNSS} \cdot w_{GNSS} + ZWD_{NMP} \cdot w_{NMP}}{w_{GNSS} + w_{NMP}}; \quad w_{NMP} = \frac{1}{\sigma_{NMP}^2}; \quad w_{GNSS} = \frac{1}{\sigma_{GNSS}^2}, \quad (62)$$

kde σ_{GNSS} a σ_{NMP} jsou odhadované střední chyby ZWD. Tabulka 1 uvádí varianty zjednodušené kombinace ZWD z GNSS a NMP, které lze případně použít pro zpřesněný model. Připomeňme zde, že první varianta odpovídá modelu původnímu (Model 1) a poslední varianta odpovídá modelu zpřesněnému (Model 2), jak byl uveden v předchozí sekci.

Tabulka 1: Varianty jednoduché kombinace ZWD z GNSS a NMP

	ZWD střední chyba [mm]	Popis varianty
A	$\sigma_{GNSS} = 10$; $\sigma_{NWM} \rightarrow \infty$	ZWD z GNSS (= Model 2)
B	$\sigma_{GNSS} = 5$; $\sigma_{NWM} = 10$	ZWD z GNSS je 2× přesnější než z NMP
C	$\sigma_{GNSS} = \sigma_{KRIG}$; $\sigma_{NWM} = 10$	ZWD z GNSS se střední chybou určenou z kriging interpolace
D	$\sigma_{GNSS} = 10$; $\sigma_{NWM} = 10$	ZWD z GNSS a z NMP stejné přesnosti
E	$\sigma_{GNSS} \rightarrow \infty$; $\sigma_{NWM} = 10$	NMP ZWD (= Model 1)

Tabulka 2 shrnuje výsledky zhodnocení variant použití různých vah pro ZWD u globálního i regionálního troposférického modelu při neredukovaném (závislém) a redukovaném (33%, nezávislém) počtu vstupních stanic. Obecně platí, že všechny varianty využívající data z GNSS stanic vykazují lepší výsledky než originální model z NMP (Model 1). Nejlepší výsledky evidentně poskytuje varianta s plnou váhou GNSS ZTD (Model 2). Přínos GNSS v kombinovaném modelu pak dosahuje zpřesnění ZTD o 36%, resp. 46%, pro globální, resp. regionální, model a při použití nezávislé evaluace při redukci vstupních dat. Průměrná střední chyba ZTD u kontrolní (závislé) evaluace potom klesla z 8.2 mm na 4.3 mm (tj. redukována o 48%) u globálního NMP, a z 8.9 mm na 2.2 mm (redukována o 75%) u regionálního NMP, což poukazuje na schopnost druhého NMP s řádově vyšším prostorovým rozlišením využít přesná data z GNSS v kombinaci ZWD optimálně.

Tabulka 2: Výsledky kombinace ZWD (ERA-Interim a WRF) bez redukce a při 33% redukci vstupních dat z GNSS stanic.

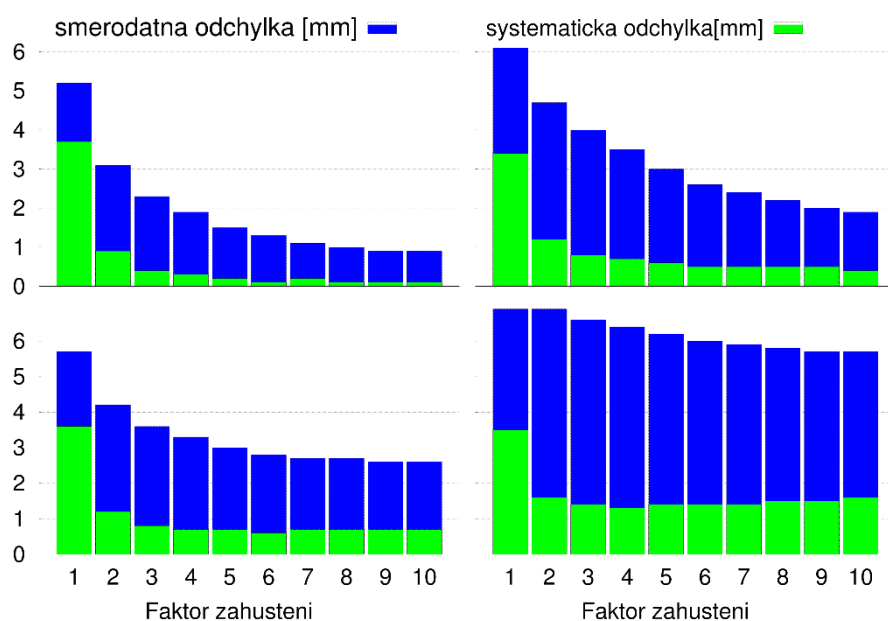
Numerický model počasí	ERA-Interim		WRF	
Redukce dat z GNSS stanic	0 %	33 %	0 %	33 %
Statistické výsledky (ZTD)	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
Varianta A (Model 2)	+2.8 ± 4.3	+2.4 ± 4.7	-0.2 ± 2.2	-0.5 ± 4.4
Varianta B	+2.8 ± 4.7	+2.5 ± 5.0	-0.3 ± 2.7	-0.5 ± 4.4
Varianta C	+2.8 ± 5.0	+2.4 ± 5.6	-0.3 ± 2.7	-0.8 ± 5.3
Varianta D	+2.8 ± 5.9	+2.5 ± 6.0	-0.6 ± 4.7	-0.6 ± 5.4
Varianta E (Model 1)	+2.6 ± 8.2	+2.5 ± 8.3	-0.9 ± 8.9	-0.8 ± 8.7

7.6 Zahuštění NMP dat pro zpřesněný ZWD model

V předchozí sekci jsme viděli, že regionální model s vyšším prostorovým rozlišením mnohem lépe asimiluje přesná GNSS data v kombinovaném Modelu 2. Za použití primitivního zahuštění originálních dat z NMP u globálního modelu, např. pomocí bilineární interpolace (viz Sekce 6.3), lze simulovat vlastní přínos GNSS dat v metodě zpřesnění.

Obrázek 10 ukazuje statistiky pro varianty A až D. Je zřejmé, že naše „primitivní“ zahuštění NMP dat nemůže vlastní model zpřesnit, a proto varianta E ani není zobrazena. Jak je však patrné, dokonce ani varianta D nepřináší znatelné zpřesnění - kromě snížení systematické odchylky. U ostatních variant je naopak vidět rychlý pokles jak systematické, tak směrodatné odchylky.

Podle očekávání poskytuje největší přínos varianta A, využívající právě a jen ZWD data určená z GNSS (Model 2). Tato varianta dosáhla nejen výrazného snížení výsledné směrodatné odchylky, ale téměř i úplnou redukci průměrné systematické odchylky. Značný pokles pozorujeme již v druhém sloupci v grafech, který odpovídá faktoru zahuštění 2 (v jedné souřadnici), tj. pokles horizontální vzdálenosti mezi body gridové sítě u globálního modelu z původních 111 km na cca 55 km. Tím lze demonstrovat, že velmi dobrých výsledků kombinovaného modelu lze dosáhnout i v případě globálního modelu (tj. s poměrně nízkým původním rozlišením), pokud jeho horizontální gridovou síť uměle zahustíme, a ke zpřesnění využijeme přesná data z GNSS analýz na permanentních stanicích.



Obrázek 10: Statistika diferencí NMP a GNSS ZTD při použití různých variant kombinace ZWD (zleva-shora vpravo-dolu):
1) Varianta A, 2) Varianta B, 3) Varianta C, 4) Varianta D.

Tabulka 3 shrnuje výsledky statistického zhodnocení přínosu zhuštění globálního modelu s použitím faktorů 1× až 4× pro různé varianty kombinovaného modelu. Z posledního sloupce je navíc patrné, že zvýšením horizontálního rozlišení lze dosáhnout podobných výsledků jako u regionálního modelu bez zahuštění, což se týká především Modelu 2 (varianta A).

Tabulka 3: Statistické výsledky použití faktoru (1-4×) zhuštění u globálního modelu, porovnání s regionálním modelem

Faktor zhuštění gridové sítě	F=1	F=2	F=3	F=4	WRF
v jednom směru	(žádné)	(2×)	(3×)	(4×)	(žádné)
Statistické výsledky (ZTD)	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
Varianta A (Model 2)	+2.8 ± 4.3	+0.6 ± 2.7	+0.3 ± 2.0	+0.2 ± 1.6	-0.2 ± 2.2
Varianta B	+2.8 ± 4.7	+0.9 ± 3.7	+0.7 ± 3.2	+0.6 ± 2.9	-0.3 ± 2.7
Varianta C	+2.8 ± 5.0	+1.0 ± 4.2	+0.8 ± 3.6	+0.6 ± 3.1	-0.3 ± 2.7
Varianta D	+2.7 ± 5.9	+1.4 ± 6.2	+1.3 ± 6.0	+1.2 ± 5.7	-0.6 ± 4.7
Varianta E (Model 1)	+2.6 ± 8.2	+2.2 ± 10.5	+2.2 ± 10.7	+2.2 ± 10.6	-0.9 ± 8.9

7.7 Zahuštění GNSS dat pro zpřesněný ZWD model

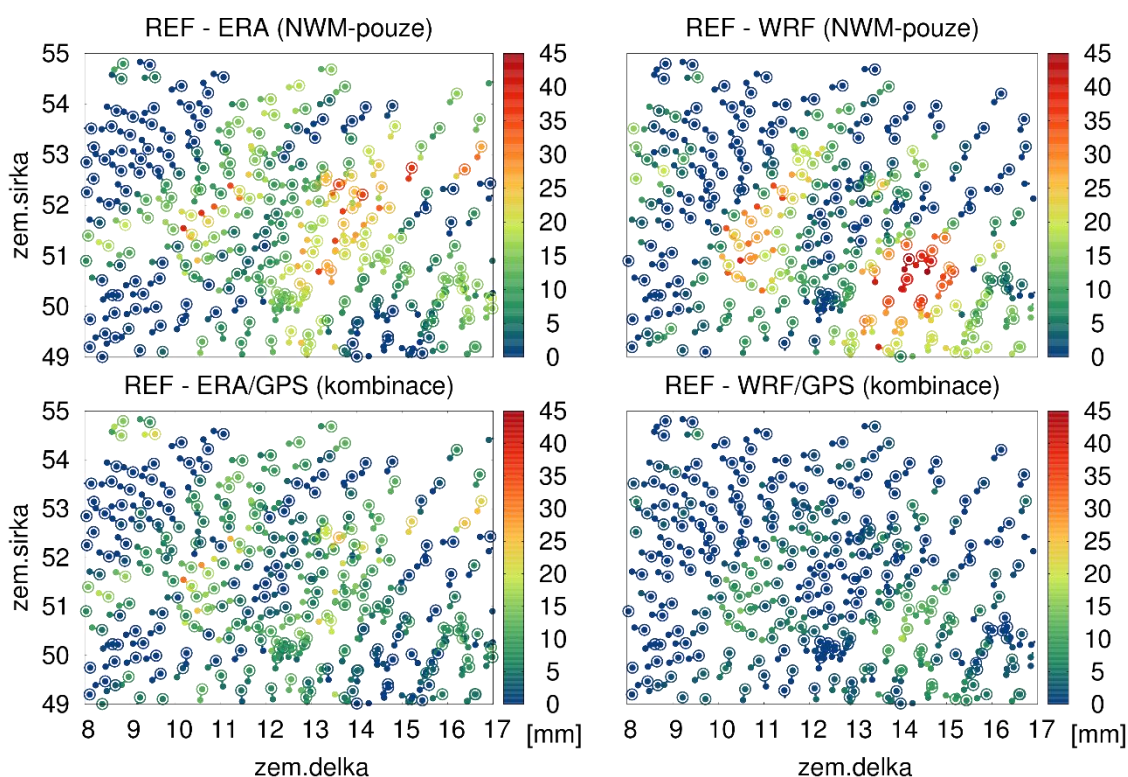
Pokud jsou k dispozici kromě ZTD z GNSS také kvalitně určené troposférické horizontální gradienty z GNSS, viz Sekce 3.5 a rovnice (25), lze tyto využít k zahuštění GNSS dat vstupujících do zpřesněného ZWD modelu a dále tak efektivněji zhodnotit přínos GNSS produktu. Toto se může dobře hodit obzvláště při sníženém počtu permanentních stanic v dané lokalitě.

Zahuštění je také vhodné při vyšším prostorovém rozlišení NMP dat, např. u regionálního modelu, ale teoreticky lze použít i u zahuštěného globálního modelu. V našem příkladu použijeme dvojí prostorové rozlišení dat s původním gridovou sítí: a) regionální model WRF s rozlišením 9×9 km a b) globální model ERA-Interim s rozlišením (1×1°). Pro zahuštění využijeme metodu modelování tzv. pseudo-ZTD, které lze spočítat z GNSS ZTD a horizontálních gradientů pro vhodně zvolenou (virtuální) polohu „pseudo-stanice“ v blízkosti skutečné permanentní GNSS stanice:

$$\overline{ZTD} = ZTD + 1/\tan(e) \cdot [G_N \cos(A) + G_E \sin(A)] \quad (63)$$

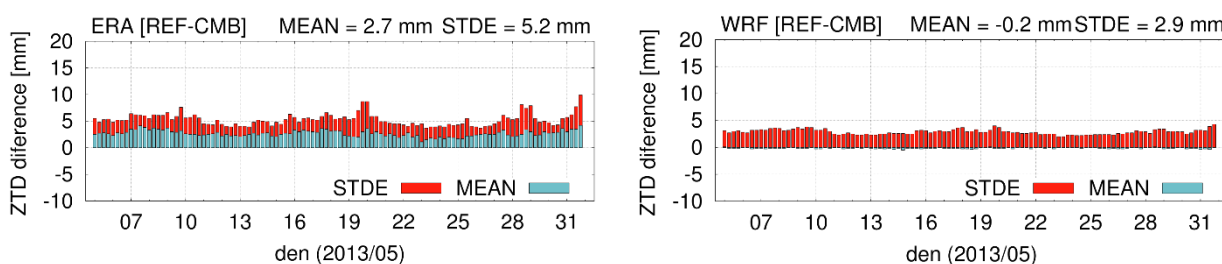
Pro každé ZTD takto spočítáme hodnotu pseudo-ZTD – v našem případě jsme tak provedli pro pseudo-stanici ve vzdálenosti 25 km od stanice ve směru azimutu maximálního horizontálního gradientu. Tímto procesem dvojnásobně zvýšíme počet vstupních dat z GNSS.

Obrázek 11 zobrazuje rozdíly v ZTD a v pseudo-ZTD pomocí barevné škály (0-45 mm pro ZTD). Horní panely ukazují rozdíly vůči modelu původnímu (Model 1), dolní panely vůči modelu zpřesněnému (Model 2), přičemž jsou zobrazeny výsledky jak pro ERA-Interim (vlevo) i WRF (vpravo). Obecně lze konstatovat, že zahuštění originálních ZTD s pomocí pseudo-ZTD funguje dobře, jsou-li troposférické gradienty určeny spolehlivě. Je také zřejmé, že regionální model (vpravo) poskytuje vyšší soulad s referenčním produktem při srovnání kombinovaného modelu (dole), což lze přičíst na úkor nižšího prostorového rozlišení globálního modelu.



Obrázek 11: Rozdíly ZTD (body s okružím) a pseudo-ZTD (body bez okružím) určené ve vzdálenosti 25 km od referenční stanice. Horní panely ukazují rozdíly vůči původnímu modelu, dolní panely vůči zpřesněnému modelu, přičemž je použit ERA-Interim model (vlevo) a WRF model (vpravo).

Obrázek 12 ukazuje časovou posloupnost průměrných denních statistik v rámci jednoho měsíce pro globální a regionální model, a to s použitím 33% redukce vstupních dat. Výsledky jsou obecně velmi blízké kombinovanému modelu bez použití pseudo-ZTD. Při závislém porovnání dochází u varianty A ke zpřesnění ZTD o 43% (pokles z 9.3 na 5.3 mm) pro globální model, a ke zpřesnění o 76% (pokles z 9.6 na 2.3 mm) pro model regionální. Výsledky poukazují na možné výsledky zpřesnění, které se blíží kvalitě vlastní metody (viz Sekce 7.4; Obrázek 9).



Obrázek 12: Průměrné denní statistiky – systematické (MEAN) a směrodatné (STDE) odchylky přes všechny epochy a stanice zpřesněného modelu vůči GNSS ZTD, při 33% redukci vstupních GNSS dat pro nezávislé zhodnocení původního a zpřesněného modelu; ERA-Interim (vlevo), WRF (vpravo).

Tabulka 4 shrnuje výsledky statistického zhodnocení vlivu zhuštění GNSS dat pro globální (ERA-Interim) a regionální (WRF) model pro varianty A (Model 2) a E (Model 1) bez/s využitím pseudo-ZTD odvozených z troposférických gradientů pro zhuštění GNSS dat. Nezávislé zhodnocení poukazuje na pokles směrodatné odchylky ZTD ze 4.4 mm na 2.9 mm pro regionální model.

Kontrolní výsledky pro Model 1 ukazují slabý nárůst směrodatných odchylek pro oba modely při zahuštění GNSS dat. Toto evidentně souvisí s faktem, že v evaluaci nejsou pro referenční řešení oddělena ZTD od pseudo-ZTD, přičemž jejich kvalita není stejná (u pseudo-ZTD používáme určitou aproximaci při určení). Pseudo-ZTD z referenčního produktu (GNSS) tak způsobují celkové zhoršení výsledků, aniž bychom je použili při zpřesnění (týká se pouze kombinovaného Modelu 2).

Tabulka 4: Statistické zhodnocení vlivu zhuštění GNSS dat pro globální (ERA-Interim) a regionální (WRF) model.

Numerický model počasí	ERA-Interim		WRF	
	0 %	33 %	0 %	33 %
Redukce GNSS dat				
Statistické výsledky (ZTD)	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
Model 2 (ZTD)	+2.8 ± 4.3	+2.4 ± 4.7	-0.2 ± 2.2	-0.5 ± 4.4
Model 2 (ZTD+pseudo-ZTD)	+2.8 ± 5.3	+2.7 ± 5.2	-0.2 ± 2.4	-0.2 ± 2.9
Model 1 (ZTD)	+2.6 ± 8.2	+2.5 ± 8.3	-0.9 ± 8.9	-0.8 ± 8.7
Model 1 (ZTD+pseudo-ZTD)	+2.6 ± 9.3	+2.6 ± 9.3	-0.8 ± 9.6	-0.7 ± 9.5

8 Závěr

Metodika popisuje tvorbu troposférického modelu korekcí pro GNSS signál s využitím dat z numerických modelů počasí.

V první části jsou definovány teoretické vztahy pro modelování troposférického zpoždění u GNSS signálů a jejich vztah k meteorologickým veličinám.

V druhé části jsou podrobně popsány kroky tvorby troposférického modelu, který byl navržen ve dvou variantách (případně vrstvách):

- Model 1 – založený pouze na datech z numerických modelů počasí (či předpovědí)
- Model 2 – zpřesněný model, který vychází z prvního, ale využívá kombinaci GNSS produkty, jsou-li tyto v lokalitě k dispozici.

Při zpřesnění modelu je stručně popsáno a zhodnoceno i několik alternativních variant, které poukazují na možný přínos z dalších zajímavých hledisek:

- optimální kombinace NMP a GNSS dat (jmenovitě ZWD),
- vlivu zahuštění globálního modelu s nízkým prostorovým rozlišením,
- vlivu zahuštění GNSS s využitím nejen určených ZTD, ale i troposférických gradientů.

Reference

- Askne J, Nordius H (1987) Estimation of Tropospheric Delay for Microwaves from Surface Weather Data. *Radio Science*, vol. 22, No. 3, Pp. 379-386.
- Bevis M, Businger S, Chiswell S, Herring TA, Anthes RA, Rocken CH, Ware RH (1994), GPS Meteorology: Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water. *Journal of Applied Meteorology*, pp.379-386. Vol. 33, 1994.
- Böhlm J, Schuh H (2013) *Atmospheric Effects in Space Geodesy*, Springer
- Böhlm J, Möller G, Schindelegger M, Pain G, Weber R (2015) Development of an improved empirical model for slant delays in the troposphere (GPT2w). *GPS Solutions*, vol. 19, no. 3, pages 433–441
- Chen G, Herring TA (1997) Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data, *J. Geophys. Res.*, 102(B9), 20489–20502, doi: 10.1029/97JB01739.
- Collins JP (1999) Assessment and Development of a Tropospheric Delay Model for Aircraft users of the Global Positioning System. *Rapport technique*
- Cressie N.A.C. (1993) *Statistics for Spatial Data*. Wiley series in probability and mathematical statistics: Applied probability and statistics. John Wiley & Sons, 928 pp
- Davis JL, Herring TA, Shapiro II, Rogers AEE, Elgered G (1985) Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio Science*, vol. 20, no. 6, Pp. 1593–1607
- de Haan S (2008) *Meteorological Applications of a Surface Network of Global Positioning System Receivers*. PhD thesis, Wageningen University
- Dee DP and 35 co-authors (2011) The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137(656), 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Dow JM, Neilan RE, Rizos C (2009) The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems, *Journal of Geodesy*, 83:191–198, doi: 10.1007/s00190-008-0300-3,
- Douša J, Eliaš M (2014) An improved model for calculating tropospheric wet delay. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 41, no. 12, pages 4389–4397.
- Douša J, Dick G, Kačmařík M, Brožková R, Zus F, Brenot H, Stoycheva A, Möller G, Kaplon, J (2016) Benchmark campaign and case study episode in central Europe for development and assessment of advanced GNSS tropospheric models and products. *Atmos Meas Tech* 9:2989-3008, doi:10.5194/amt-9-2989-2016
- Douša J, Eliaš M, Václavovic P, Eben K, Krc P, (2018) A two-stage tropospheric correction combining data from GNSS and numerical weather model, *GPS Solut* (2018) 22: 77.
- Herring T (1992) Modeling Atmospheric Delays in the Analysis of Space Geodetic Data. In: De Munck JC, Spoelstra TA (Eds), *Proceedings of Refraction of Transatmospheric Simals in Geodesy*, Geodetic Commission Publications on Geodesy, Netherlands.
- Lagler K, Schindelegger M, Böhlm J, Krásná H, Nilsson T (2013) GPT2: Empirical slant delay model for radio space geodetic techniques. *Geophysical Research Letters*, vol. 40, no. 6, pages 1069–1073, 2013

- Li W, Yuan YB, Ou JK, Li H, Li YS (2012) A new global zenith tropospheric delay model IGGtrop for GNSS applications. Chinese Science Bulletin, vol. 57, no. 17, pages 2132–2139
- Mahoney MJ (2001) A discussion of various measures of altitude. (Available at <http://mtp.mjmahoney.net/www/notes/altitude/altitude.>)
- Marini JW (1972) Correction of Satellite Tracking Data for an Arbitrary Tropospheric Profile, *Radio Sci.*, 7(2), 223–231, doi: 10.1029/RS007i002p00223.
- Martellucci A (2012) Galileo reference troposphere model for the user receive. Rapport technique ESA-APPNG-REF/00621-AM v2.7, European Space Agency.
- Marquardt D (1963) An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. SIAM Journal on Applied Mathematics, 11(2), pp. 431–441. DOI:10.1137/0111030
- MacMillan DS (1995) Atmospheric gradients from very long baseline interferometry. *Geophys. Res. Lett.* 22:1041–44
- Mendes VB (1999) Modeling the Neutral Atmospheric Propagation Delay in Radiometric Space Techniques. PhD thesis, Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of Brunswick, Fredericton, New Brunswick.
- Niell AE (1996) Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 101(B2), 3227–3246, doi: 10.1029/95JB03048.
- Saastamoinen J (1972) Atmospheric Correction for Troposphere and Stratosphere in Radio Ranging of Satellites. In S. W. Henriksen, A. Mancini and B. H. Chovitz, editors, The Use of Artificial Satellites for Geodesy, volume 15 of Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series.
- RTCA SC-159 (2006) Minimum operational performance standards for global positioning system/wide area augmentation system airborne equipment. RTCA, 2006.
- Smith WL (1966) Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point, *J. Appl. Meteorol.*, 5, 726–727.
- Schüller T (2014) The TropGrid2 standard tropospheric correction model. In: GPS Solutions, vol. 18, no. 1, pages 123–131, 2014.
- The U.S. Standard Atmosphere (1976) Sponsorship of National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautics and Space Administration, U.S. Air Force, U.S. Government Printing Office, Washington, D. C.
- Zumberge JF, Heflin MB, Jefferson DC, Watkins MM, Webb FH (1997) Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysics Research*. Vol. 102, 1997, pp. 5005–5018.

9 Dodatky

9.1 Metody odhadu neznámých parametrů

9.1.1 Metoda nejmenších čtverců

Metoda nejmenších čtverců je využívána pro řešení soustav lineárních rovnic. Je založená na myšlence najít takový vektor \mathbf{x} , který má minimalizovat součet čtverců residuů ε . To vede k definici podmínky dané úlohy a to v tvaru

$$\varepsilon^T \varepsilon \rightarrow \min \quad (64)$$

Pokud platí $\varepsilon = \mathbf{y} - \mathbf{y} = \mathbf{Ax} - \mathbf{y}$, kde \mathbf{y} je vektor závislých měření, \mathbf{y} je vektor vyrovnaných hodnot, \mathbf{A} je matice plánu, \mathbf{x} je vektor neznámých parametrů, pak doplněním této podmínky do rovnice (64) dostaneme

$$\Omega = \mathbf{x}^T \mathbf{A}^T \mathbf{Ax} - 2\mathbf{x}^T \mathbf{A}^T \mathbf{y} + \mathbf{y}^T \mathbf{y} \rightarrow \min \quad (65)$$

Pro minimalizaci Ω musí platit $\frac{\partial \Omega}{\partial \mathbf{x}} = \mathbf{0}$, což vede k soustavě normálních lineárních rovnic

$$\mathbf{A}^T \mathbf{Ax} = \mathbf{A}^T \mathbf{y} \quad (66)$$

a odhadu neznámých parametrů

$$\mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{y} \quad (67)$$

9.1.2 Levenberg-Marquardt algoritmus

Algoritmus Levenberg-Marquardt (1963) patří do skupiny optimalizačních metod typicky využívaná při řešení nelineárních regresních úloh. Princip algoritmu je založen na kombinaci Gauss-Newtonovy metody s metodou největšího spádu, tak aby eliminoval možné problémy těchto metod. Bez podrobného odvození algoritmu, řešení vychází ze soustavy rovnic

$$(\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \lambda^{(r)} \mathbf{I}) \mathbf{x}^{(r)} = \mathbf{Ay} \quad (68)$$

kde \mathbf{A} je matice plánu a λ je Lagrangův multiplikátor. Ze zápisu rovnice je vidět, že odhad neznámých parametrů \mathbf{x} probíhá v r iteracích.

9.2 Jednoduchý kriging

Kriging patří mezi interpolační metody používané ve statistice, kde prostorová predikce proměnných je počítána jako váhovaný aritmetický průměr z nepravidelně rozmístěných diskrétních vzorků dat. Váhy jsou optimalizovány vzhledem k minimální chybě v interpolované hodnotě.

Jednoduchý kriging (Webster 2007) je nejjednodušší z metod krigingu, která předpokládá široce stacionární pole určované veličiny, přičemž je známa kovarianční funkce pole. V takovém případě lze váhy určovat podobně jako při lineární regresi:

$$\hat{z}(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i) + \left(1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i\right) \mu \quad (69)$$

kde n je počet diskrétních vzorků dat, $z(x_i)$ a $\hat{z}(x)$ jsou vstupní a výstupní parametry (v našem případě se jedná o ZWD), λ_i je váha krigingu a μ je známý stacionární průměr, který se předpokládá konstantní v celé doméně, byl napočítán průměrný z předchozích dat.

T A
Č R

Tento projekt je financován se státní podporou
Technologické agentury ČR
v rámci programu BETA2

www.tacr.cz
Výzkum užitečný pro společnost



[poslední strana]