

**Metodika detekce časových změn tíhového pole z opakovaných
terestrických gravimetrických měření**

TECHNICKÁ ZPRÁVA č. 1227/2014

Vypracoval: Ing. Vojtech Pálinkáš, Ph.D.
Ing. Miloš Vaľko, Ph.D.

Datum: 30. 11. 2014

Tato metodika byla vytvořena s finanční podporou
TA ČR v rámci projektu Beta TB01CUZ006.



Technologická agentura
České republiky



Beta



1. ÚVOD

Moderní absolutní gravimetry jsou v současnosti schopny dosahovat přesnosti na úrovni několika mikrogalů ($1 \mu\text{Gal} = 10 \text{ nm s}^{-2}$) [1, 2]. Změna tíhového zrychlení (g) o velikosti $1 \mu\text{Gal}$ může být interpretována jako změna výšky o 2-5 mm vzhledem k těžišti Země. To znamená mimo jiné, že je možné sledovat vertikální deformace zemského povrchu pomocí opakovaných absolutních tíhových měření s výjimečnou přesností. Oproti technice GNSS jsou výsledky absolutních měření nezávislé na měřeních na jiných stanicích stejně jako na definovaném referenčním rámci. Možnost transportu gravimetrů z nich tudíž vytváří velmi vhodný nástroj pro monitorování geodynamických jevů. Absolutními gravimetry byly detekovány geodynamické signály vztahující se k postglaciálnímu zdvihu [3, 4], vertikálním deformacím v důsledku tektonických pohybů [5] nebo globálním změnám tíhového pole vlivem hydrologických cyklů [6].

Při interpretaci výsledků absolutních měření, jak je ukázáno v [7], je největší nejistotou při stanovení časových změn geodynamického původu správné posouzení hydrologických vlivů a podchycení systematických chyb absolutních gravimetrů. Spolehlivé stanovení systematických chyb a jejich variací je otázkou zajištění kvality měření a musí být řešeno účastí na mezinárodních porovnáváních měření [1, 2] a opakovaným měřením na referenčních stanicích [2, 8]. Hydrologickými vlivy na tíhové zrychlení rozumíme změnu množství a rozložení podpovrchových a povrchových vod na Zemi, následkem kterých dochází ke změně gravitačního účinku vodních hmot a k tvarové deformaci Země z proměnlivého zatížení [6, 9]. Z pohledu lokalizace vodních hmot vzhledem k místu měření můžeme hydrologické vlivy rozdělit na lokální (do 1 km), regionální (1-100 km) a globální (nad 100 km). Měřená hodnota tíhového zrychlení v sobě zahrnuje integrální efekt všech vodních hmot na Zemi v daném okamžiku, počínaje velmi blízkými a konče vzdálenými. Nejproblematictější částí je signál z lokální hydrologie, který je místně velmi proměnlivý a dosahuje hodnot i $10 \mu\text{Gal}$ a přirozeně velmi záleží na samotném umístění gravimetru vzhledem k povrchu [10]. Sezónní harmonická složka signálu je také přítomna, ale jelikož efekt z lokální hydrologie je citlivý na změny zásob vodních hmot do 100 m od stanice, tak se v porovnání s globálními jevy jedná o signál méně blízký méně harmonickému. Navíc, amplituda signálu je velmi ovlivněna umístěním gravimetru vzhledem k povrchu.

Ideálním přístupem pro aplikaci absolutní gravimetrie k měření geodynamiky by bylo provádět měření například 4 krát do roka a umožnit tak kromě případného trendu v datech také sledovat zásadní část variací zrychlení hydrologického původu. Vzhledem k pracnosti absolutních měření a také k finanční náročnosti to ovšem není možné a plánování měření se jeví jako klíčové.

Cílem této práce je vypracovat takové postupy k plánování absolutních měření, které by vedly ke smysluplné detekci časových změn tíhového pole. Na základě kvalifikovaného odhadu vstupních parametrů souvisejících s jak měřením (například přesnost) tak variabilitou tíhového pole v místě měření (např. hydrologické vlivy) budou odhadnuty přesnosti hledaných parametrů (primárně přesnosti v detekci trendu). Tím bude umožněno efektivní plánování měření. Řešení této otázky bude provedeno pomocí simulace časové změny tíhového zrychlení a zároveň simulace samotných absolutních měření. Výsledky řešení budou jasně ukazovat na předpokládanou přesnost v detekci trendu.

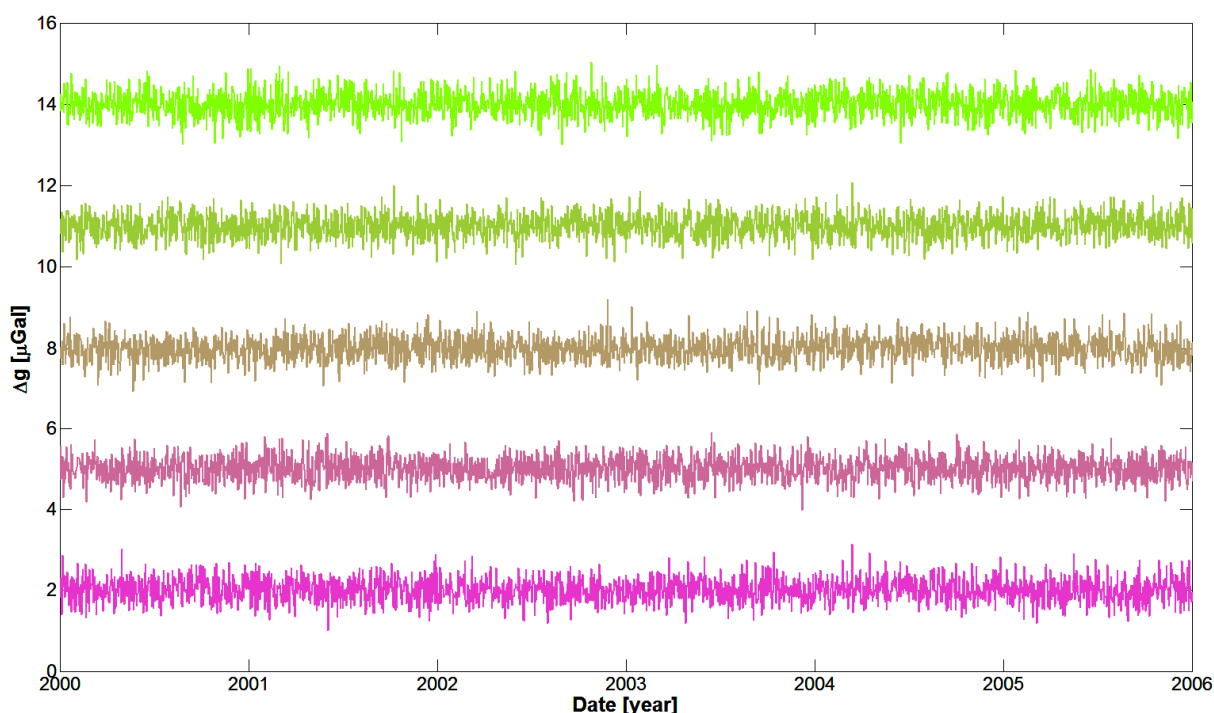
2. SIMULACE ZMĚN TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

Samotný signál změn tíhového zrychlení na fiktivním absolutním bodě bude vyjádřen denními hodnotami změn zrychlení, který bude sestávat z následujících částí:

- Hledaná změna tíhového zrychlení vyjádřená *trendovou složkou* $0.3 \mu\text{Gal}/\text{rok}$, kterou lze v geofyzice interpretovat změnou výšky (v závislosti na charakteru geodynamického jevu) asi $1 \text{ mm}/\text{rok}$.
- *Bílý šum* s normálním rozdělením pravděpodobnosti se střední hodnotou $0.0 \mu\text{Gal}$ a směrodatnou odchylkou $\sigma=0.3 \mu\text{Gal}$ (viz obr. 1) vyjadřující změnu zrychlení náhodného charakteru (např. vlivem variability atmosféry). Poznamenejme, že bílý šum je stacionární stochastický proces reprezentovaný autoregresním procesem AR(0), přičemž proces řádu p , AR(p) lze zapsat ve formě

$$x_t = \sum_{i=1}^p \phi_i x_{t-i} + \varepsilon_t,$$

kde x_t jsou hodnoty náhodného procesu, ϕ_i autoregresní koeficienty a ε_t je bílý gaussovský šum s nulovou střední hodnotou a konstantní směrodatnou odchylkou σ .



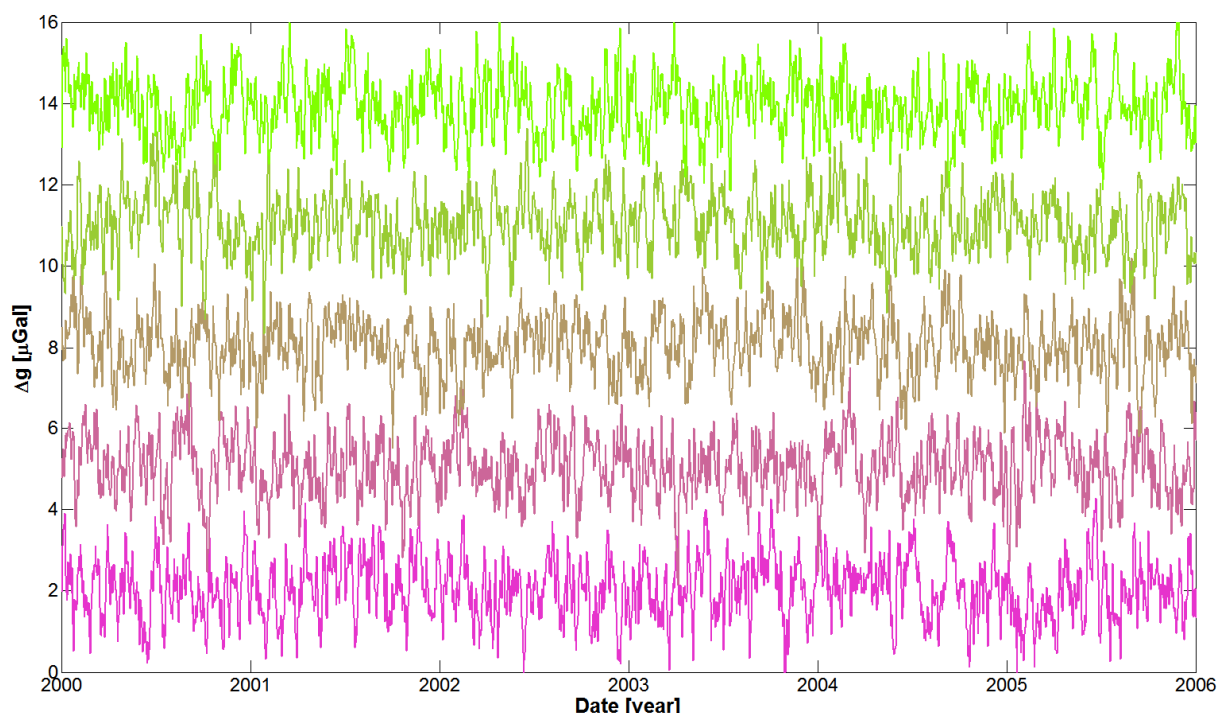
Obr. 1. Pět příkladů simulace bílého šumu s normálním rozdělením pravděpodobnosti se směrodatnou odchylkou $\sigma=0.3 \mu\text{Gal}$

- *Barevný, negaussovský šum* simulovaný autoregresním procesem řádu 2, t.j. AR(2), který je definován jako lineární kombinace dvou posunutých dat časové řady podle vztahu

$$x_t = \phi_1 x_{t-1} + \phi_2 x_{t-2} + \varepsilon_t$$

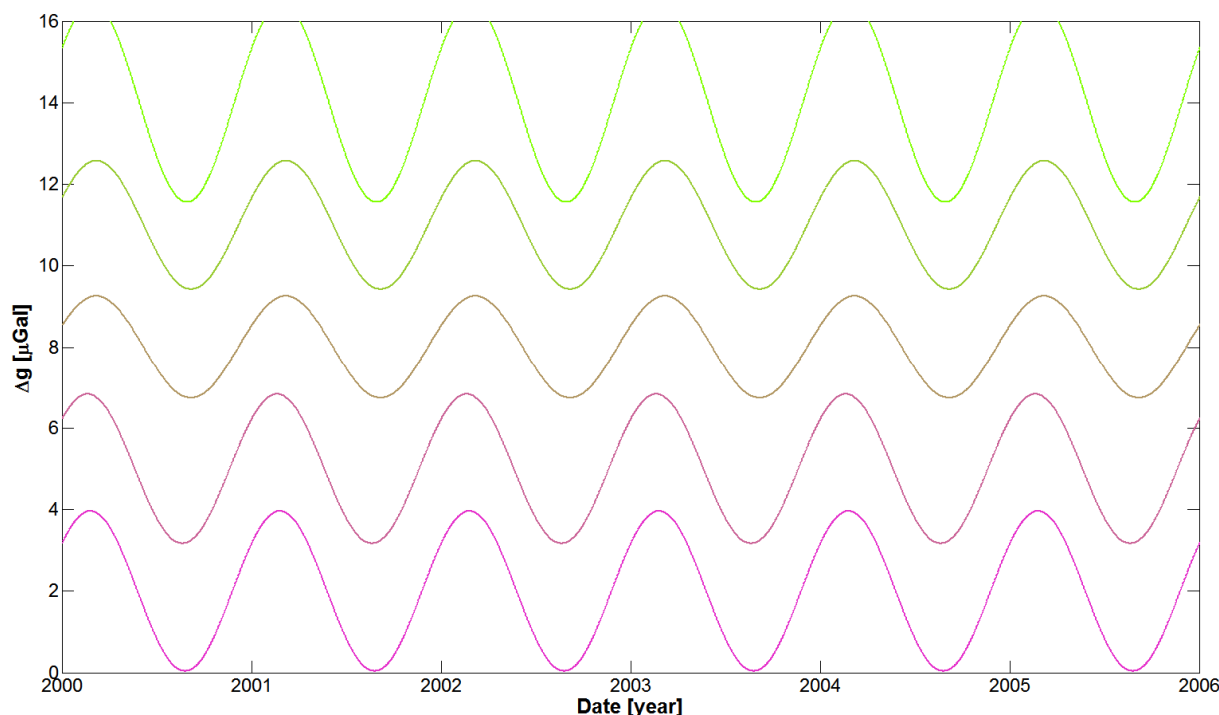
s autoregresními koeficienty $\phi_1 = 0.97, \phi_2 = -0.15$ a bílým šumem ε_t se směrodatnou odchylkou $\sigma=0.4 \mu\text{Gal}$.

Volba uvedených parametrů tohoto stochastického stacionárního procesu byla navržena na základě analýzy autokorelační funkce a parciální autokorelační funkce časové řady změn tíhového zrychlení na GO Pecný. Proces AR(2) simuluje změny g související s variabilitou atmosféry a hydrosféry, viz obr. 2.



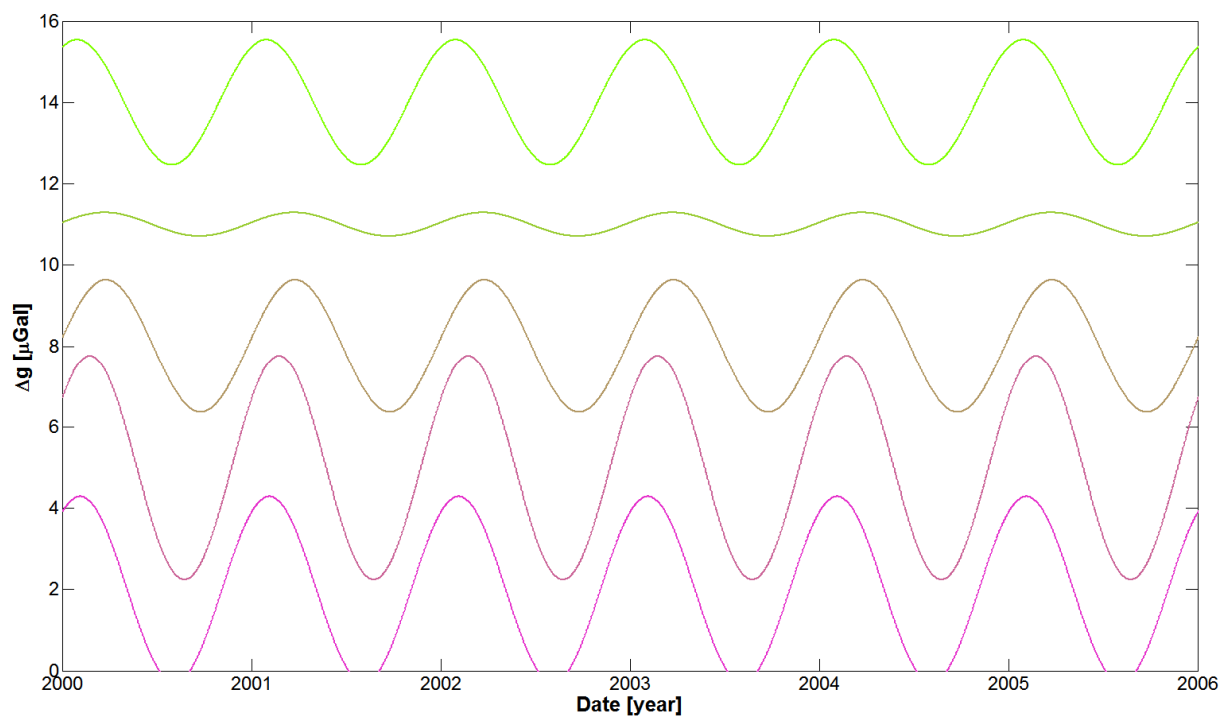
Obr. 2. Pět příkladů simulace barevného šumu charakterizovaného autoregresním procesem řádu 2. Signál má nulovou střední hodnotu. Posun jednotlivých simulací je proveden pouze z důvodu názornosti.

- Sezónní změnu tíhového zrychlení *globálního původu* (zejména vlivem variací vodních zásob na kontinentech), které byly podle modelů WGHM a LaD vyjádřeny v Evropě pomocí regresních harmonických funkcí [9]. V práci [7] byl pro výpočet korekcí tíhového zrychlení ve střední Evropě vlivem zásob kontinentálních vod použita harmonická funkce s amplitudou $1.8 \mu\text{Gal}$ a s maximem na počátku března. Při simulaci v tomto textu bude použita stejná funkce, ale jak amplituda, tak fáze bude proměnlivá s normálním rozdělením $N(1.8, 0.3)$ pro amplitudu v μGal a $N(60, 10)$ pro fázi ve dnech. Tyto změny mají vyjádřit jednak prostorovou a jednak časovou variabilitu jevu, viz obr.3.

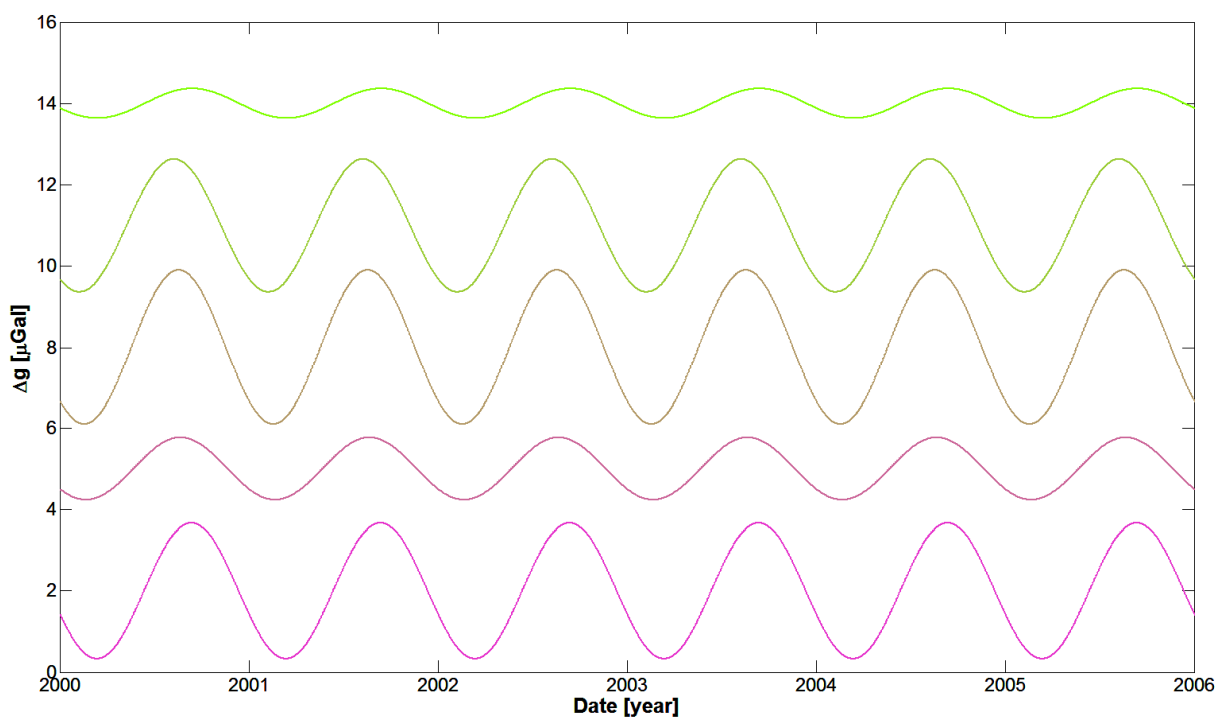


Obr. 3. Pět příkladů simulace sezónní změny tíhového zrychlení vlivem změn kontinentálních vodních zásob. Signály mají nulovou střední hodnotu. Posun jednotlivých simulací je proveden pouze z důvodu názornosti.

- *Sezónní změnu tíhového zrychlení z lokální hydrologie.* Odhad tohoto jevu je nejobtížnější, protože lokální hydrologické vlivy jsou velmi závislé na poloze gravimetru vůči terénu, topografii terénu a zejména hydro-geologických podmínkách v okolí měřeného bodu. Ze zpracování série supravodivých gravimetrů v Evropě [10] lze pozorovat proměnlivé amplitudy sezónních složek signálu (globální i lokální vlivy) až do 3 μGal (Wettzell), ale s proměnlivou fází u jednotlivých stanic až o 180 deg. Tento fakt je způsoben opačným gravitačním vlivem lokálních hydrologických hmot u povrchových a podpovrchových stanic. U povrchových stanic (Wettzell, Pecný, Medicina) je pozorovatelná větší sezónní změna g , protože signál z vlivu lokální hydrologie je ve fázi s vlivem z globální hydrologie. U podpovrchových stanic (Walferdange, Conrad, Membach) je v důsledku lokalizace blízkých vodních hmot nad gravimetrem naopak signál z lokální hydrologie v protifázi s globálním signálem. Simulaci signálu je tak potřebné rozdělit na tyto dvě charakteristické situace v poloze bodu. U povrchových stanic budeme předpokládat normální rozdělení maxim fází $N(60, 20)$ dní (viz obr. 4) a u podpovrchových stanic $N(240, 20)$ dní (viz obr. 5). Zatímco u průběhu fáze lze předpokládat normální rozdělení (pravděpodobnostní rozdělení meteorologických parametrů bude zřejmě blízké normálnímu), tak u pravděpodobnostního rozdělení amplitud tomu tak být nemusí a může se jednat o rovnoměrné rozdělení v daném intervalu. Nicméně v této simulaci budeme předpokládat normální rozdělení pravděpodobnosti $N(2, 1) \mu\text{Gal}$.



Obr. 4. Pět příkladů simulace sezónní změny tíhového zrychlení vlivem lokální hydrologie u povrchové stanice s maximem g na začátku března.



Obr. 5. Pět příkladů simulace sezónní změny tíhového zrychlení vlivem lokální hydrologie u podpovrchové stanice s maximem g na začátku září.

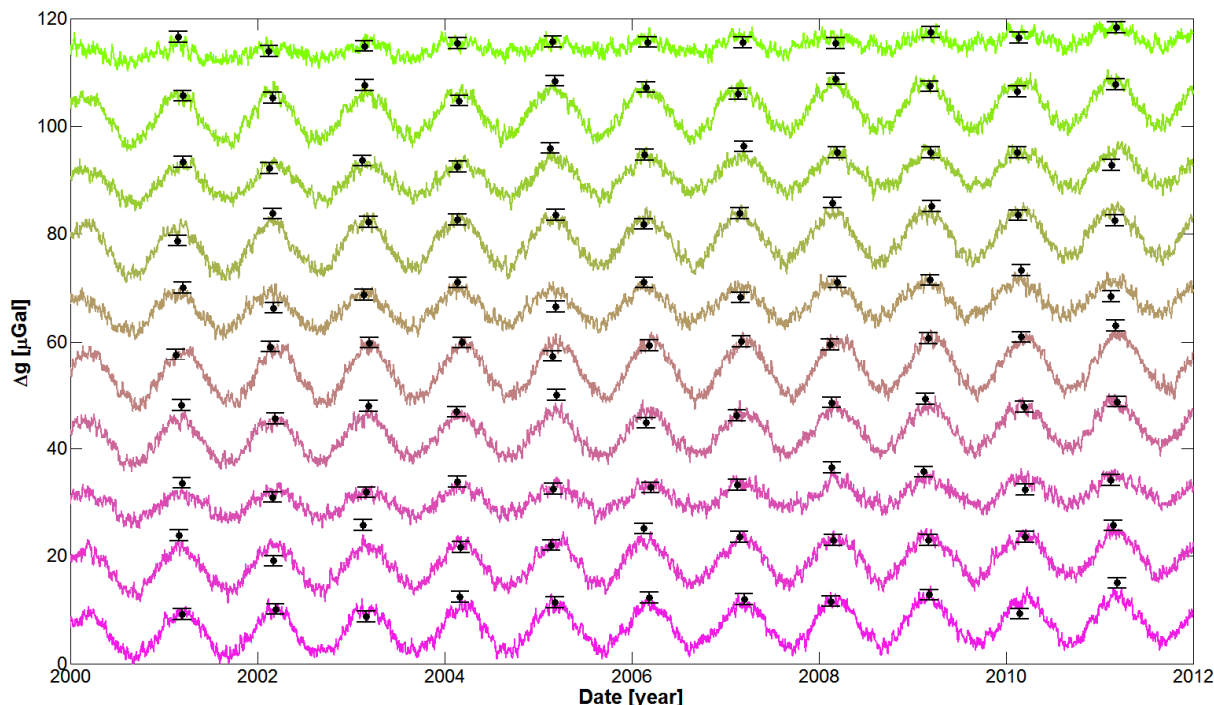
3. SIMULACE ABSOLUTNÍCH MĚŘENÍ TÍHOVÉHO ZRYCHLENÍ

Nejlepší možnou přístrojovou přesnost absolutních gravimetrů FG5 lze podle [2] charakterizovat dlouhodobou reprodukovatelností $0.8 \mu\text{Gal}$. Nicméně se jedná o hodnotu velmi unikátní a pro účely simulace bude uvažováno se dvěma možnostmi přesnosti absolutních gravimetrů: $1.0 \mu\text{Gal}$ a $2.0 \mu\text{Gal}$. Dále bude uvažováno s proměnlivou dobou trvání opakovaných absolutních měření od 2-20 let. Dalším parametrem simulace bude stanovení, počtu a rozložení absolutních měření v daném intervalu měření, přičemž základním případem budou každoroční opakovaná měření. Měření budou rozložena rovnoměrně v roce s primárním měřením začátkem března (v předpokládaném maximu g). Měření budou uskutečněna do 15 dnů od stanoveného t.j. v intervalu 30 dní, ve kterém budeme uvažovat s rovnoměrným rozdělením pravděpodobnosti uskutečnění měření.

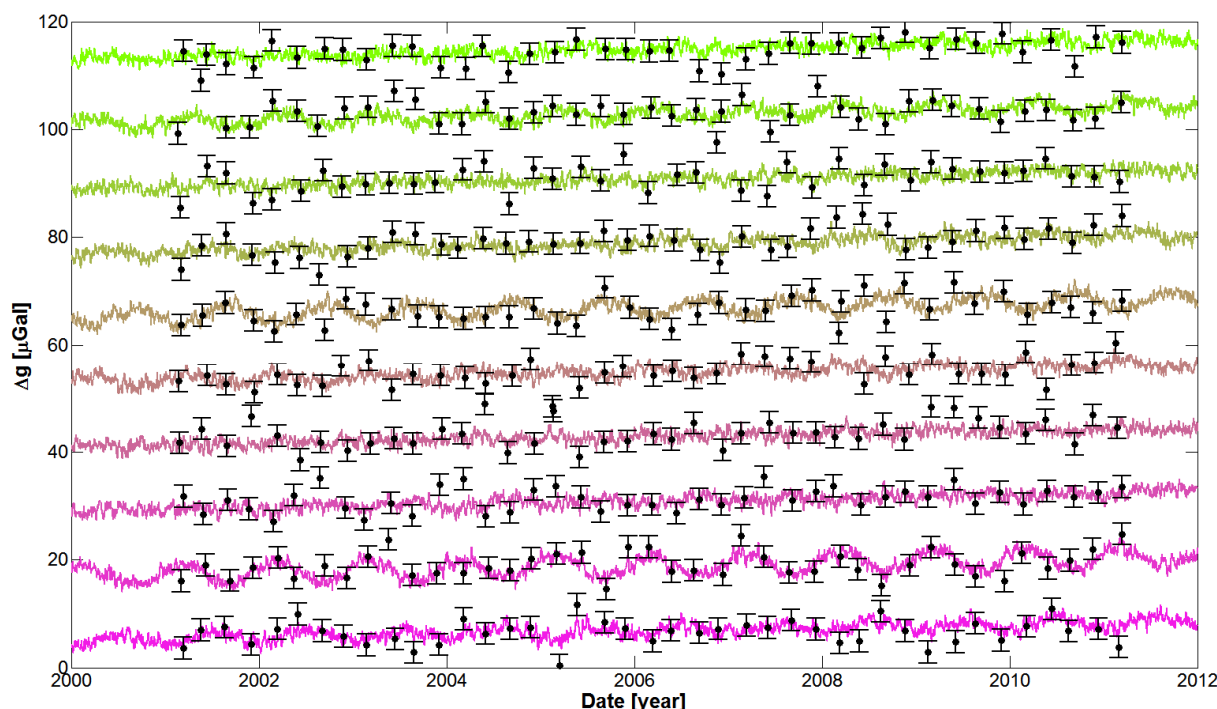
Simulace absolutních měření je složena z následujících kroků:

- simulace časové řady změn tíhového zrychlení podle kapitoly 2,
- stanovení datumů absolutních měření podle počtu opakovaných měření v roce a délky měření,
- přiřazení simulované hodnoty tíhového zrychlení v časech absolutních měření,
- simulace absolutních měření přidáním náhodné složky zrychlení podle přesnosti absolutních měření odpovídající náhodnému rozdělení pravděpodobnosti $N(0,1) \mu\text{Gal}$ nebo $N(0,2) \mu\text{Gal}$.

Pro každý uvažovaný případ (v závislosti na přesnosti absolutních měření, počtu absolutních měření během, charakteru stanice, délky měření) bude provedeno celkem 100 000 simulací k dosažení věrohodných charakteristik hledaných neznámých (trendů, přesností, atd.) Příklad desíti simulací absolutních měření je na obr. 6, 7.



Obr. 6 Deset příkladů simulace absolutních měření (přesnost $1 \mu\text{Gal}$, každoroční opakovaná měření během 10 let) na povrchové stanici



Obr. 7 Deset příkladů simulace absolutních měření (přesnost $2 \mu\text{Gal}$, každoročně 4 opakovaná měření během 10 let) na podpovrchové stanici (menší sezónní variace).

4. VÝPOČET TRENDU

Po každé simulaci absolutních měření následuje výpočet hledaného trendu v datech pomocí vyrovnání metodou nejmenších čtverců. Uvažováno bude s více druhy observačních rovnic (např. k detekci sezónních změn), ale primárně bude použit následující jednoduchý model:

$$g_{AG}(t) + v = g_0 + D t, \quad (1)$$

kde

$g_{AG}(t)$ [μGal] ... jsou simulované hodnoty absolutních měření v časech t [rok].

g_0 [μGal] ... je hledaný konstantní člen,

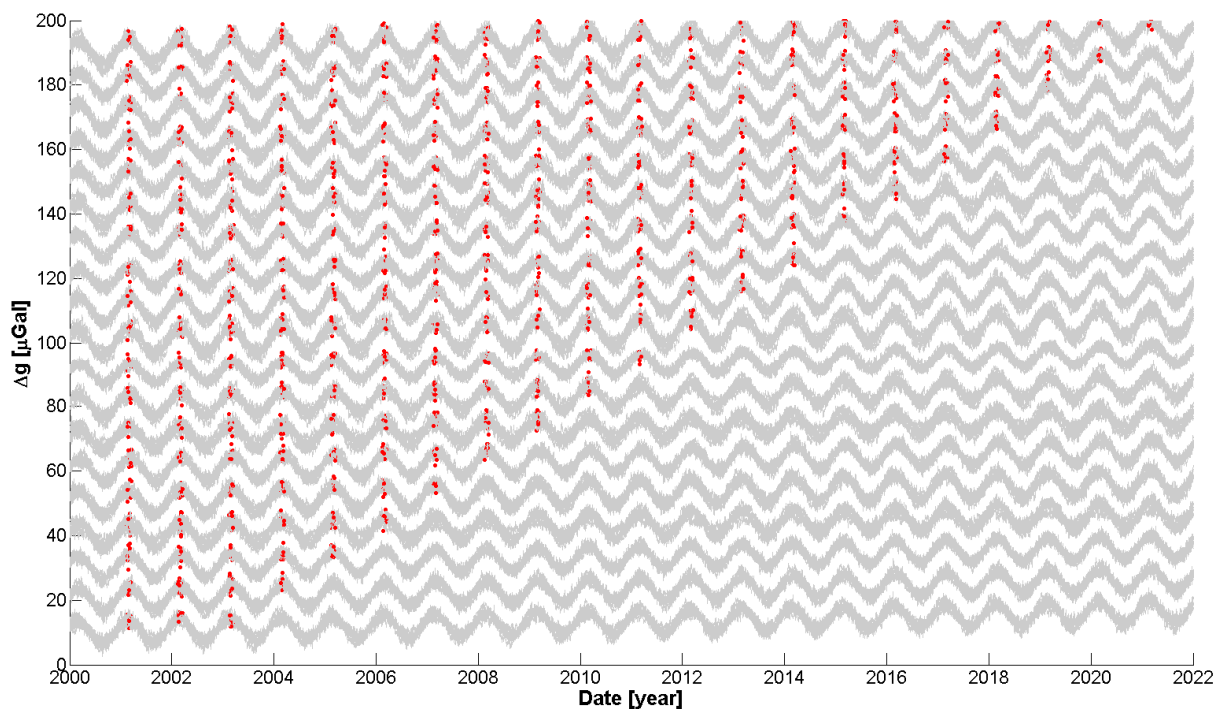
D [$\mu\text{Gal}/\text{rok}$] ... je hledaný trend.

5. VÝSLEDKY

Přesnost detekce trendu, případně sezónní variace závisí na řadě parametrů, které budou analyzovány v této kapitole.

5.1 Délka měření

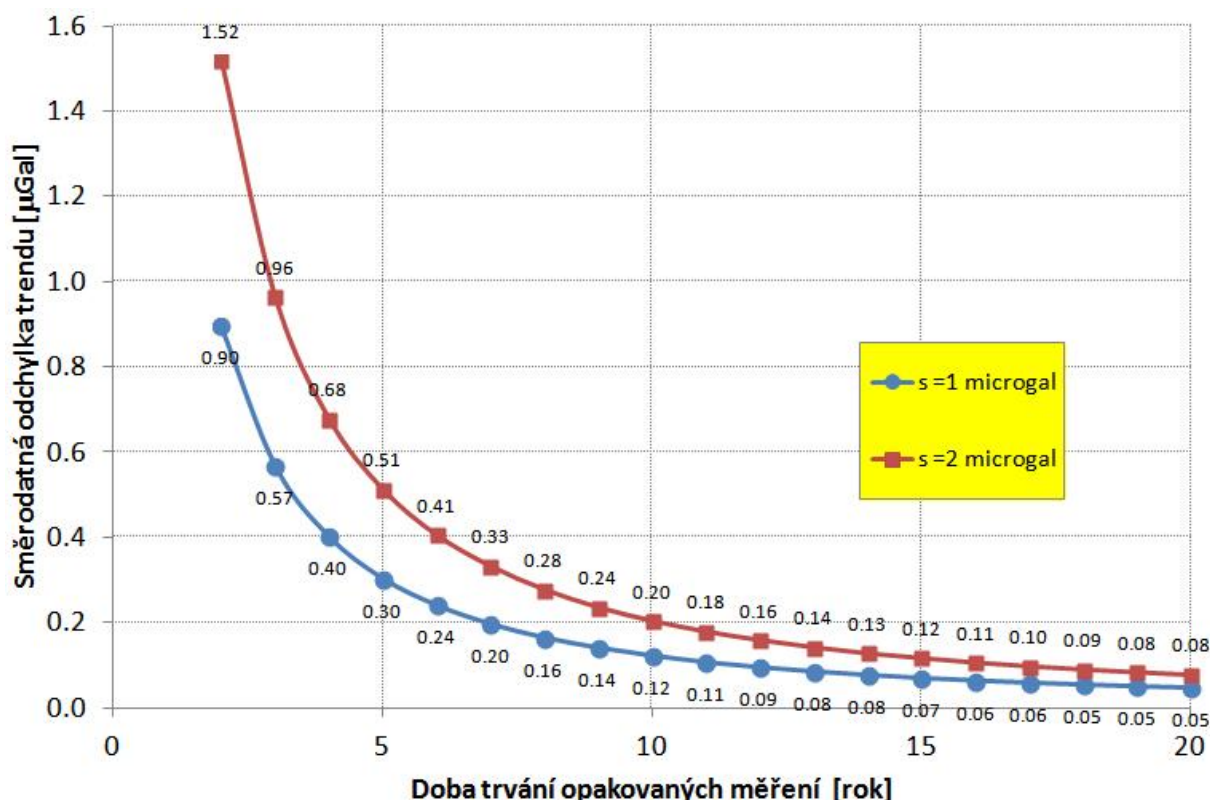
Základní otázkou při využití absolutní gravimetrie k detekci geodynamického signálu (předpokládejme, že nás zajímá trend) je, jakou přesnost v určení trendu jsme schopni prokázat pomocí každoročních opakovaných absolutních měření, viz obr. 8.



Obr. 8 Příklad simulace signálu a opakovaných měření pro proměnlivou délku intervalu absolutních měření 2-20 let. Pro každý z 19 délek měření je na obrázku znázorněno 10 simulací (kontinuálního signálu g na povrchové stanici, absolutních měření s přesností $1 \mu\text{Gal}$ jeden krát za rok)

Na obr. 9 je znázorněna závislost směrodatné odchylky v určení trendu na přesnosti absolutních měření a době trvání opakovaných měření. Závislost na čase je zřejmá a odpovídá funkčnímu vztahu $1/L$, kde L je doba trvání měření. Bylo by možné předpokládat, že přesnost v určení trendu bude přímo úměrná přesnosti absolutních měření. Z hodnot na obr.9 je ovšem patrné, že hodnoty směrodatných odchylek nejsou v poměru 2:1 (jako uvažované přesnosti), ale v poměru 1.7:1. To je dáno skutečností, že k nejistotě absolutních měření je ještě potřebné připočíst nejistotu související se šumem simulovaného signálu (asi $1 \mu\text{Gal}$).

Chceme-li detekovat signál o velikosti $0.3 \mu\text{Gal/rok}$ (asi 1 mm/rok) na hladině významnosti 1%, tak je potřebné dosáhnout přesnosti v určení trendu $0.12 \mu\text{Gal/rok}$. To znamená minimálně 10 let opakovaných měření jeden krát za rok s přesností $1 \mu\text{Gal}$, anebo alespoň 15 let měření s přesností $2 \mu\text{Gal}$, viz obr. 9.



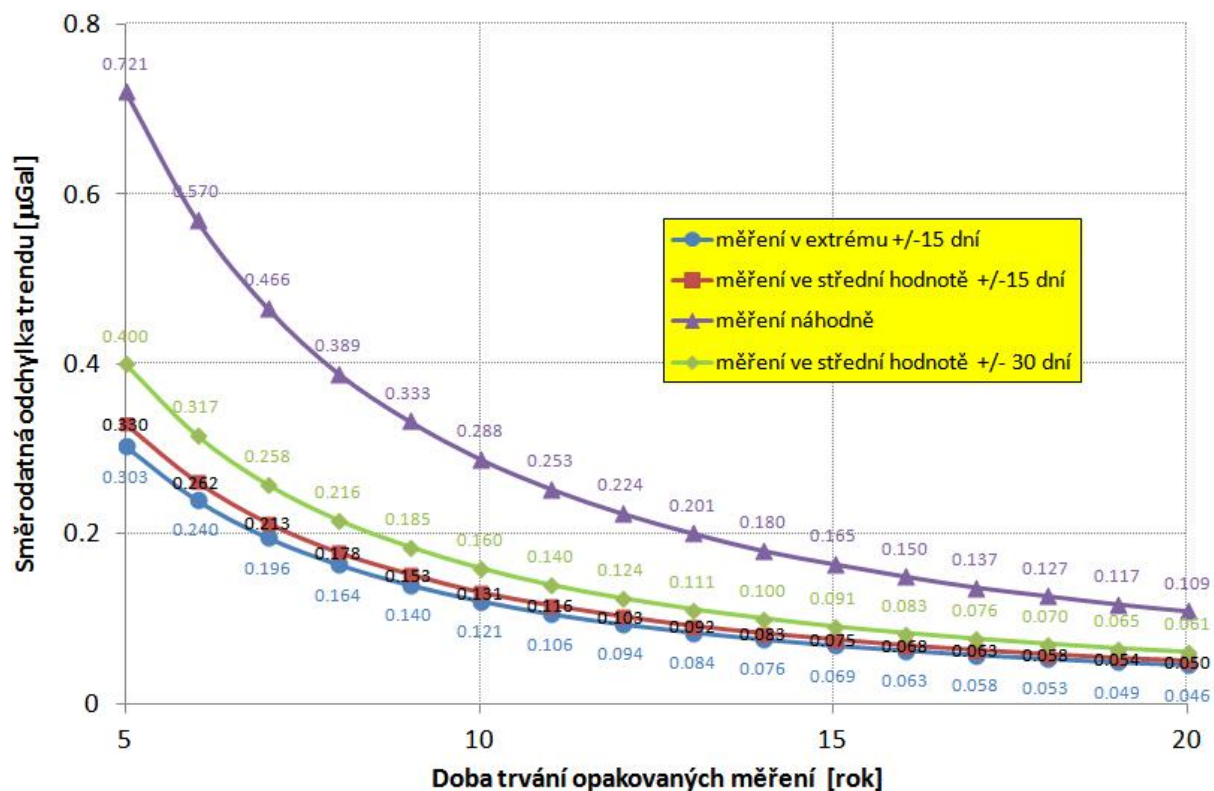
Obr. 9. Směrodatná odchylka v určení trendu v závislosti na přesnosti absolutních měření (1 krát za rok) a době trvání opakovaných měření.

5.2 Plánování měření

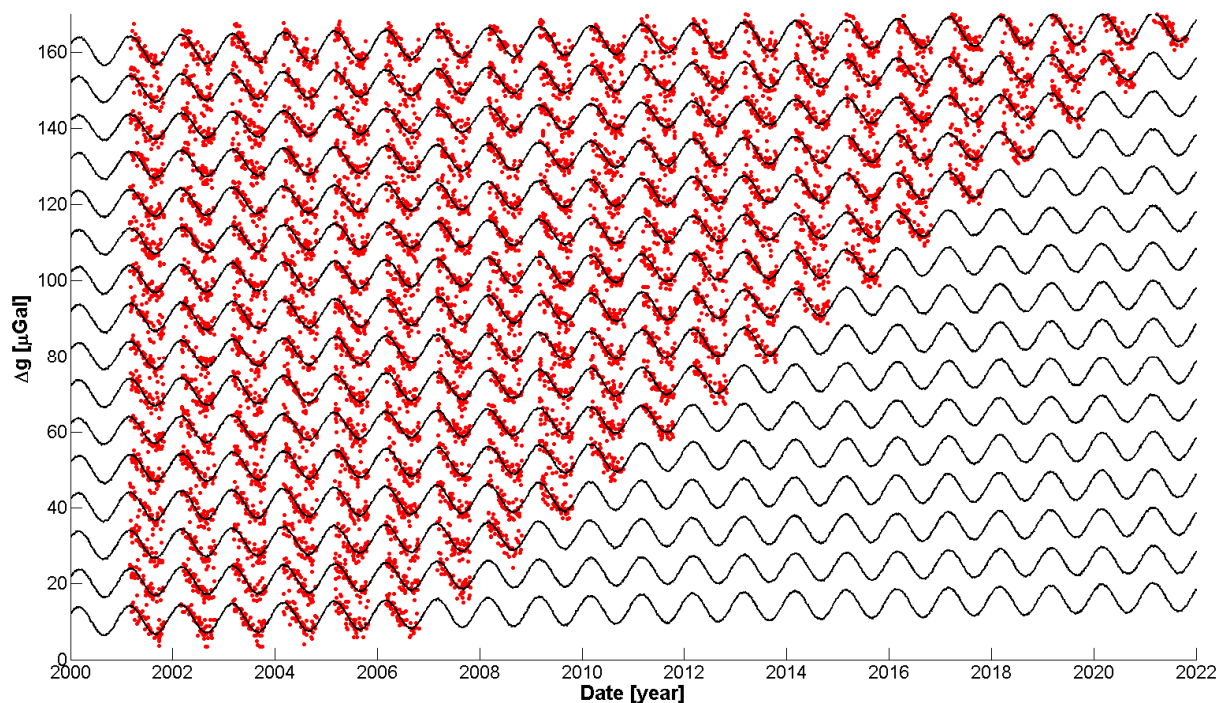
Výše uvedený scénář opakovaných měření na povrchových stanicích s přesností 1 μGal jednou za rok, předpokládá pokaždé realizaci měření v intervalu jednoho měsíce okolo předpokládaného maxima g (pro opakovaná měření okolo minima g by byly výsledky stejné). Pokud toto přísné kritérium rozšíříme na dvojnásobek (měsíc před nebo po maximu), tak se dosažená přesnost zhorší o pouhých 2%.

Naopak, ke zhoršení až o 10% (viz obr. 10) dojde v situaci, kdy se měření přesunou o 3 nebo 9 měsíců (červen, prosinec) do období v roce, kdy je sice g nejbližší své střední hodnotě, ale zároveň dochází k největší změně v čase. Kombinace takového plánu měření s rozšířením intervalu měření na dva měsíce může zhoršit výsledky v určení trendu až o 30% (viz obr. 10). Pokud budou měření v každém roce prováděna zcela náhodně od března do října (viz obr. 11), pak lze očekávat zhoršení detekce trendu na více než dvojnásobek, viz obr. 10 a výsledky budou tedy horší než při měření s přesností 2 μGal .

Výše uvedené samozřejmě neplatí u podpovrchových stanic, u kterých je sezónní změna g podstatně menší a tím pádem i závislost na rozložení měření v čase není výrazná.



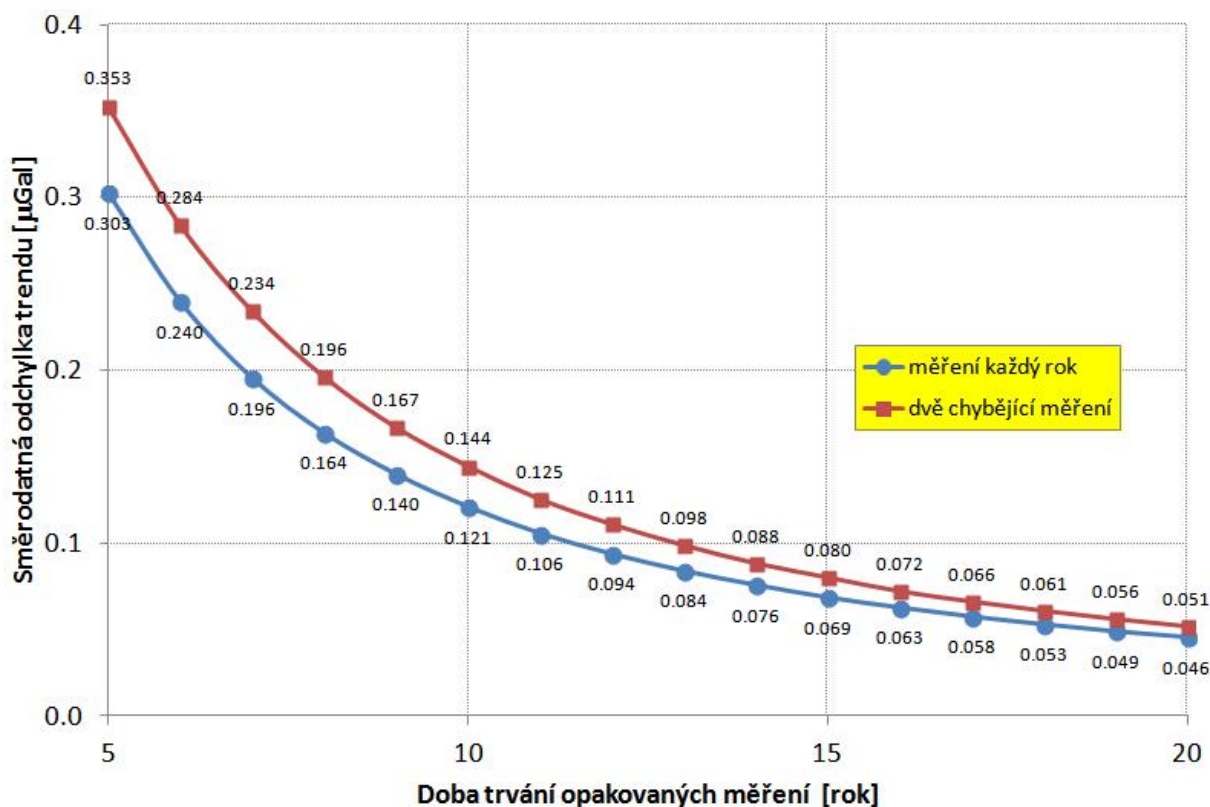
Obr. 10. Směrodatná odchylka v určení trendu v závislosti na přesnosti absolutních měření (1 krát za rok) a době trvání opakovaných měření.



Obr. 11. Příklad simulace signálu a opakovaných měření pro proměnlivou dobu trvání absolutních měření 6-21 let. Pro každý z těchto případů je na obrázku znázorněno 50 simulací absolutních měření s přesností 1 μGal jeden krát za rok, které jsou uskutečněny náhodně v průběhu roku. Znáznorněný tíhový signál je průměrem z 50 simulací.

5.3 Neuskutečněná měření

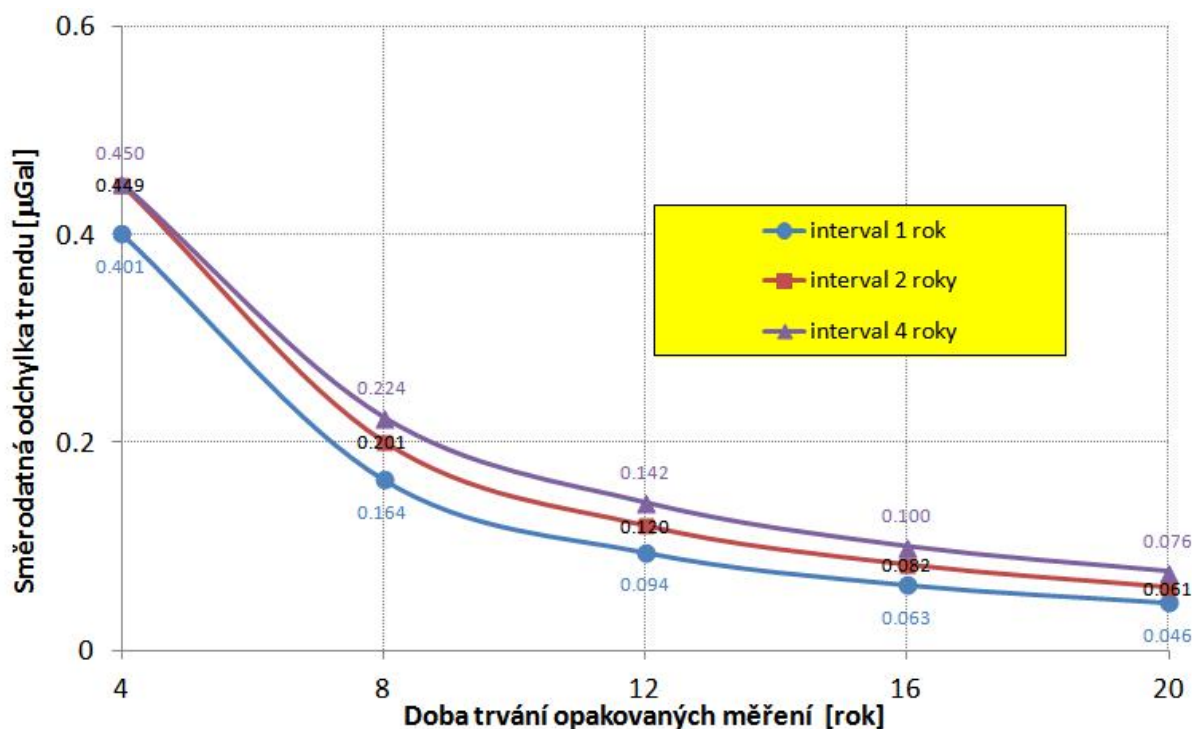
U absolutních gravimetrů dochází k technickým problémům, které mohou způsobit výpadek při realizaci plánované kampaně. Předpokládejme trvání absolutních měření v délce do 20 let s přesností 1 μGal t.j. v ideálním případě 21 měření okolo maxima (březen) (případně vždy minima v září). Předpokládejme, že se nepodaří realizovat vždy 2 kampaně. Z hlediska určení trendu bude nejhorší, pokud se bude jednat o druhou a předposlední kampaň. V takovém případě dojde k poklesu přesnosti v určení trendu od 12% do 19%, viz obr. 12.



Obr. 12. Změna směrodatné odchylky v určení trendu v případě chybějících dvou absolutních měření (druhého a předposledního) při přesnosti 1 μGal .

5.4 Interval měření

Zásadním parametrem z hlediska pracnosti je stanovení intervalu měření. Na obr. 13 je znázorněna změna směrodatné odchylky v určení trendu na volbě intervalu měření: 1 rok, 2 roky a 4 roky. Zajímavá je skutečnost, že přesnost trendu při každoročních měřeních po dobu 12 let (13 měření) je téměř totožná s přesností, kterou lze dosáhnout během 16 let, ale pomocí měření s intervalem až 4 let (celkem tedy 5 měření).



Obr. 13. Změna směrodatné odchylky v určení trendu v závislosti na intervalu opakovaných absolutních měření s přesností 1 μGal .

5.5 Určení sezónních variací g

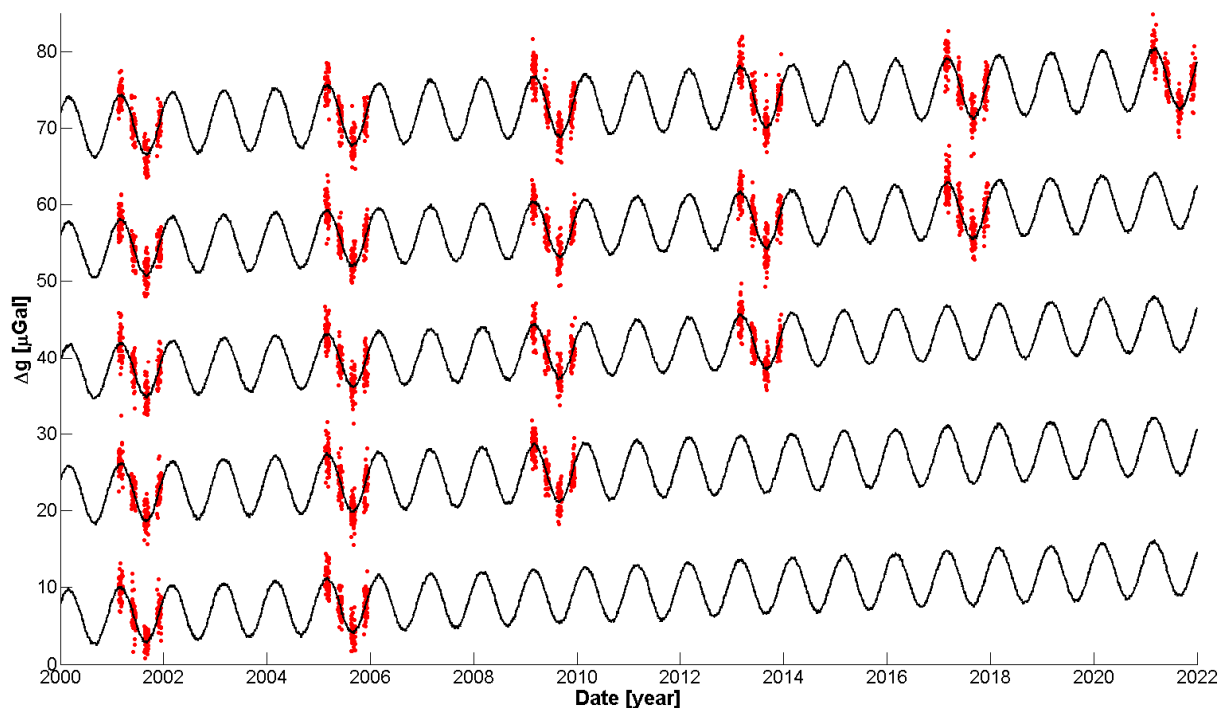
Aby bylo možné rozšířit znalosti o variaci tíhového zrychlení na bodě a tím jednoznačněji popsat měřený signál, tak je potřebné zajistit odhad sezónních variací tíhového zrychlení. Měření v hydrologických extrémech, jak bylo dosud předpokládáno, neumožňuje odhad střední hodnoty tíhového zrychlení na bodě. Pomocí opakovaných měření 1 krát za rok není reálné zjištění jakýchkoliv dalších parametrů změn g na bodě. V případě dvou měření za rok je možné například zafixovat fázi sezónního signálu a určovat případně pouze amplitudu. Každoroční opakovaná měření vícekrát za rok jsou sice dlouhodobě časově i finančně nereálná, ale můžou přinést zajímavé poznatky. Pro měření alespoň třikrát za rok použijeme k výpočtu parametrů metody nejmenších čtverců s následující modifikací observační rovnice (1)

$$g_{AG}(t) + v = g_0 + D t + S_1 \cos(\omega t) + S_2 \sin(\omega t), \quad (2)$$

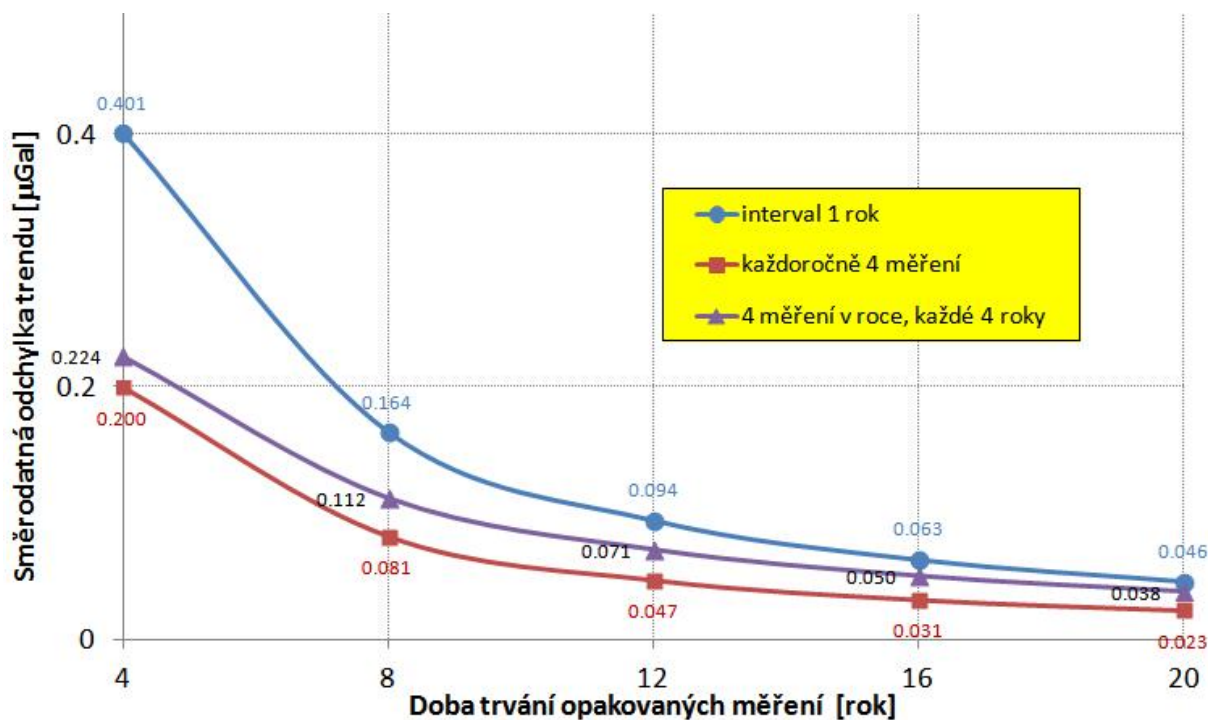
kde

$S_1, S_2 \dots$ jsou složky sezónního signálu jehož perioda je 1 rok a úhlová rychlost tedy $\omega = 2\pi$.

Nyní uvažujme s naprosto extrémním schématem měření 4 krát do roka, jednak každoročně a jednak každé 4 roky (obr. 14). Přesnosti trendů jsou na obr. 15 porovnány s klasickým každoročním měřením v extrému g. Dostáváme na první pohled překvapivé výsledky, kdy měření po čtyřech letech zajišťuje při podobném počtu měření výrazně lepší výsledky. Je to dáno zejména skutečností zmíněnou v kapitole 5.1, že přesnost trendu je úměrná délce měření a ta je při konfiguraci z obr. 14 v průměru lepší než u každoročního měření. Toto schéma měření umožňuje detekovat signál trendu o velikosti 0.3 $\mu\text{Gal}/\text{rok}$ (asi 1 mm/rok) na hladině významnosti 1% již během 8 let.



Obr. 14. Příklad simulace signálu a opakovaných absolutních měření pro proměnlivou dobu trvání absolutních měření 5-21 let. Pro každý z těchto případů je na obrázku znázorněno 50 simulací absolutních měření s přesností $1 \mu\text{Gal}$ čtyři krát za rok s intervalem 4 let. Znáznorněný tíhový signál je průměrem z 50 simulací.



Obr. 15. Změna směrodatné odchylky v určení trendu v závislosti na rozložení opakovaných absolutních měření s přesností $1 \mu\text{Gal}$.

Poznamenejme, že amplituda sezónního signálu byla ve všech případech 4 měření v roce určena s přesností asi $1 \mu\text{Gal}$, což znamená velmi důležitou přidanou hodnotu k

uskutečněným měřením. Dále uvedme, že při použití schématu měření vícekrát v roce je zcela nevhodné používat observační rovnici (1), jejíž použití může způsobit odchylku od skutečného trendu.

5.6 Určení rozsahu variací g

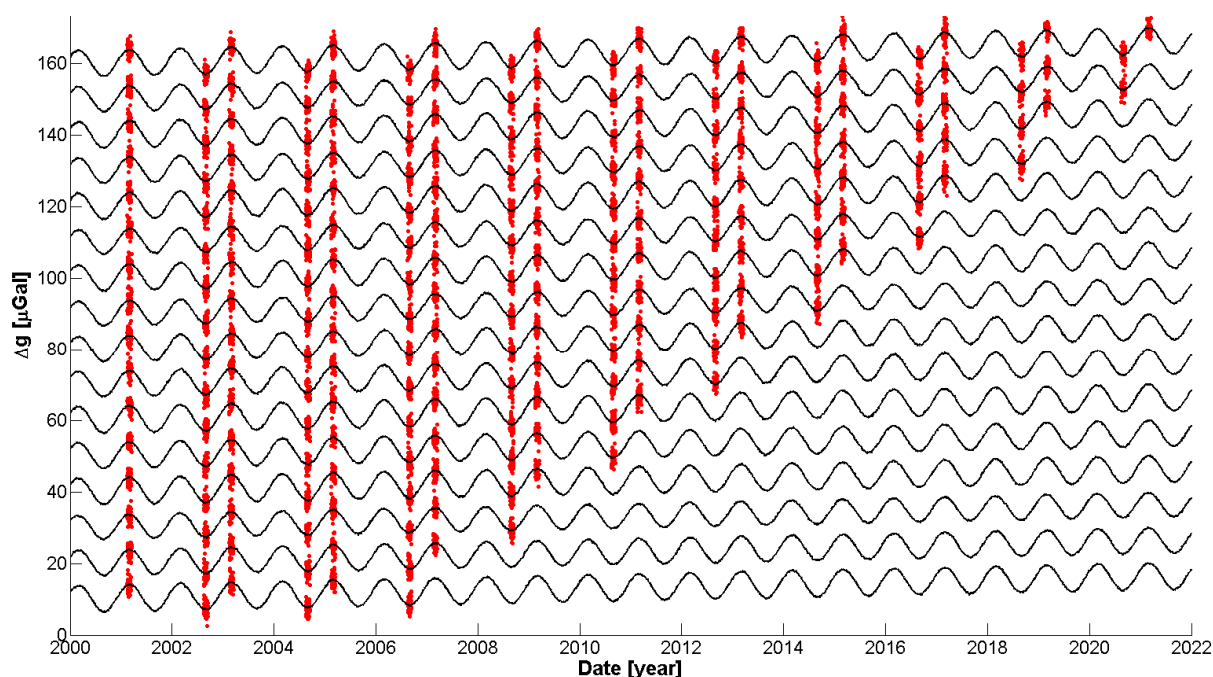
Další možností jak provádět absolutní měření je v každém druhém roce provést měření v maximu (březen) a minimu (září) g , viz obr. 16. Takovýto postup nám sice nedá kompletní informaci o sezónní změně g , ale umožní odhadnout alespoň předpokládaný rozsah variací g na stanici. Observační rovnice bude následující

$$g_{AG}(t) + v = g_0 + D t + A, \quad (3)$$

kde

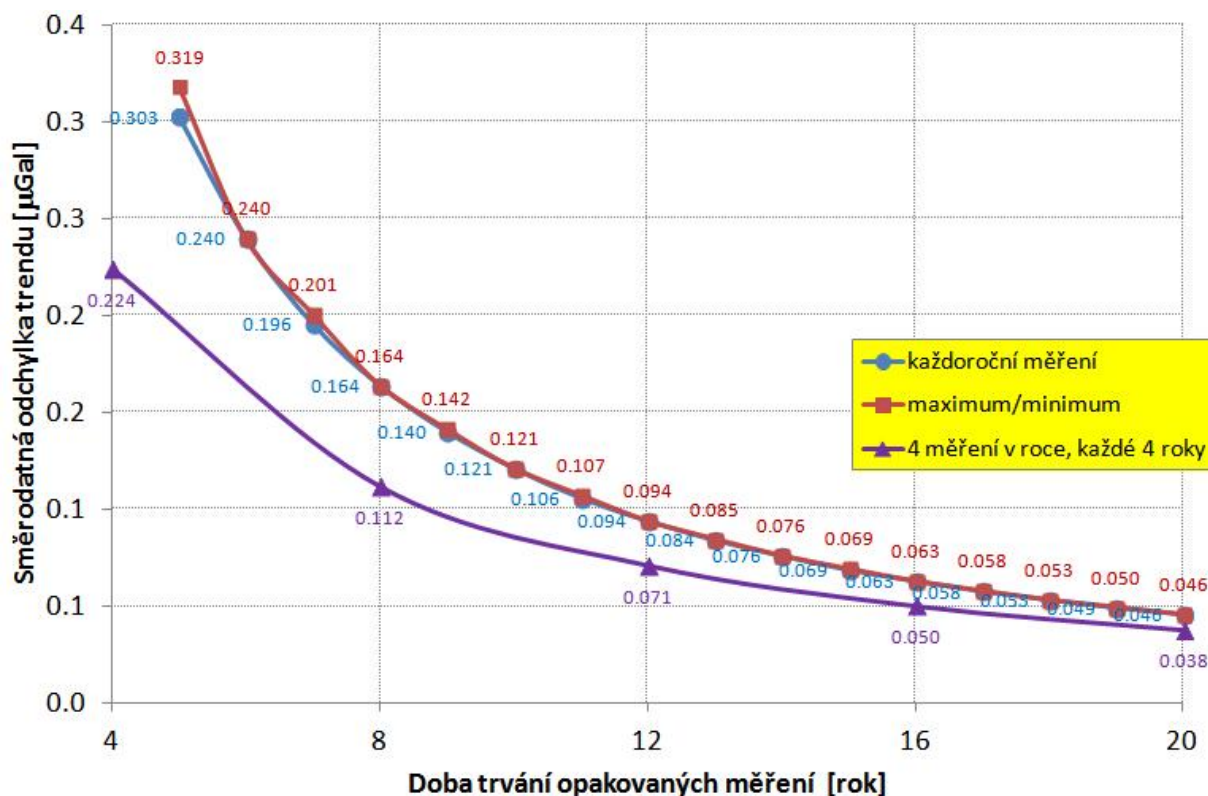
g_0 [μGal] ... je hodnota tíhového zrychlení v březnu,

A ... je rozdíl zrychlení mezi měřeními v březnu a září. V matici plánu tak budou u této neznámé střídavě hodnoty "0" a "1".



Obr. 16. Příklad simulace signálu a opakovaných měření pro proměnlivou dobu trvání absolutních měření 5-20 let. Pro každý z těchto případů je na obrázku znázorněno 50 simulací absolutních měření s přesností 1 μGal , které jsou uskutečňovány průměrně jeden krát za rok, kdy je např. v každém druhém roce provedeno měření v maximu a minimu g . Znázorněný tíhový signál je průměrem z 50 simulací.

Výsledky detekce trendu z výše popsaného schématu měření jsou na obr. 17. Přesnost detekce trendu je podle očekávání stejná jako u klasického každoročního měření v extrému. Výhodou je ovšem skutečnost, že dostaneme reálnou představu o rozsahu variací g na bodě a tím pádem lze vypočítat i střední hodnotu tíže. Na obr. 17 je konečně pro názorné porovnání zakreslena i křivka přesnosti ze schématu popsaného v kapitole 5.5 (čtyři měření v roce, každé 4 roky) pro který bylo dosaženo vynikajících výsledků.



Obr. 17. Změna směrodatné odchylky v určení trendu v závislosti na rozložení opakovaných absolutních měření s přesností 1 μGal .

6. ZÁVĚR

Tato metodika obsahuje názorný simulace tíhového signálu za účelem odhadu přesnosti v určení časových změn tíhového zrychlení pomocí opakovaných absolutních tíhových měření. Cílem bylo poukázat na některé vlivy v plánování měření, které v konečném důsledku znamenají snížení přesnosti při detekci trendu v datech. Tyto výstupy jsou použitelné pro efektivní plánování absolutních měření v geodynamice. Bylo prokázáno, že schéma každoročních měření ve stejném období roku není nejsprávnějším, jelikož je u takového přístupu ztracena jistá část informace o hledaném signálu. Vhodnějším přístupem je provádět měření např. každé dva roky, ve kterých jsou provedena měření v očekávaném maximu a minimu (březen/září) tíhového zrychlení. Přesnost v detekci trendu zůstane zachována a dosáhne se potřebná informace o variabilitě zrychlení na bodě. Ještě vhodnějším schématem je ale provádět měření ve větších intervalech (např. po 4 letech), ve kterých se ale provede více měření za účelem spolehlivého odhadu sezónní složky signálu.

LITERATURA

- [1] JIANG, Z.–PÁLINKÁŠ, V. –aj.: The 8th International Comparison of Absolute Gravimeters 2009: the first Key Comparison (CCM.G-K1) in the field of absolute gravimetry, *Metrologia*, 49, 2012, 666-684.
- [2] PÁLINKÁŠ, V.–KOSTELECKÝ, J.(ml.)–VALKO, M.: Charakteristiky přesnosti absolutního gravimetru FG5 č. 215. *Geodetický a kartografický obzor*, ročník 58/100, 2012, číslo 5, 97-102.
- [3] LAMBERT, A.–COURTIER, N.–SASAGAWA, G.–aj.: New constraints on Laurentide postglacial rebound from absolute gravity measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 28(10), 2001, 2109-2112.
- [4] TIMMEN, L.–GITLEIN, O.–aj.: Observing Gravity Change in the Fennoscandian Uplift Area with the Hanover Absolute Gravimeter. *Pure and Applied Geophysics*, 2011, DOI 10.1007/s00024-011-0397-9.
- [5] VAN CAMP, M.–DE VIRON, O.–SCHERNECK, H.–aj.: Repeated absolute gravity measurements for monitoring slow intraplate vertical deformation in Western Europe. *J Geophys Res* 116, 2011, doi:10.1029/2010JB008174.
- [6] HINDERER, J.–DE LINAGE, C.–BOY, J.–aj.: The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment: Description and first results. *Journal of Geodynamics*, Volume 48, Issues 3-5, 2009, 172-181.
- [7] PÁLINKÁŠ, V.–LEDERER, M.–KOSTELECKÝ, J.(jr.)–ŠIMEK, J.–MOJZEŠ, M.–FERIANEC, D.–CSAPO, G.: Analysis of the repeated absolute gravity measurements in the Czech Republic, Slovakia and Hungary from the period 1991–2010 considering instrumental and hydrological effects. *Journal of Geodesy*, 2012, 10.1007/s00190-012-0576-1.
- [8] VAN CAMP, M.: Uncertainty of absolute gravity measurements. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, 2005, B05406.
- [9] PÁLINKÁŠ, V.–KOSTELECKÝ, J.–DOHNAL, M.–ŠANDA, M.: Analýza hydrologických variací na Geodetické observatoři Pecný. *Geodetický a kartografický obzor*, ročník 56/98, 2010, číslo 5, 73-78.
- [10] VAN CAMP, M. – DE VIRON, O. – METIVIER, L – MEURERS, B. – FRANCIS O.: The quest for a consistent signal in ground and GRACE gravity time -series, *Geophys. J. Int.* (2014), doi: 10.1093/gji/ggt52.