

Univerzita Karlova v Praze
Matematicko-fyzikální fakulta

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE



Jana Lazorčáková

Analýza změn úrovně mořské hladiny z hlediska současných představ o globálním oteplování

Katedra geofyziky

Vedoucí bakalářské práce: Doc. RNDr. Ondřej Čadek, CSc.

Studijní program: Fyzika, Obecná fyzika

2007

Za trpělivost a vstřícnost během celého období psaní mé bakalářské práce musím poděkovat Doc. RNDr. Ondřeji Čadkovi, CSc., který svými pokyny a připomínkami směřoval tuto práci správným směrem.

Rovněž děkuji RNDr. Aleši Raidlovi, PhD. za poskytnutí výroční zprávy IPCC. V neposlední řadě děkuji Milanovi Roubalovi za zapůjčení notebooka pro napsání této práce a za zajištění technického zázemí.

Prohlašuji, že jsem svou bakalářskou práci napsala samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů. Souhlasím se zapůjčováním práce a jejím zveřejňováním.

V Praze dne 29.5.2007

Jana Lazorčáková

Obsah

1	Úvod	5
2	Chovanie ľadovcov	6
3	Metódy merania	7
4	Matematický popis	9
5	Antarktický ľadovec	12
5.1	EAIS	13
5.2	WAIS	14
5.2.1	Spádová oblasť Amundsenovho mora	15
5.2.2	Antarktický polostrov	16
5.3	Antarktída celkovo	17
6	Grónsky ľadovec	19
6.1	Vnútrozemie GIS	19
6.2	Pobrežné oblasti GIS	22
6.3	Výsledky pomocou metódy GRACE	23
6.4	Celková bilancia GIS	24
7	Budúce chovanie sa ľadovcov	26
8	Záver	28
	Zoznam použitej literatúry	29
A	Slovník pojmov	31

Názov práce: Analýza zmien úrovne morskej hladiny z hľadiska súčasných predstáv o globálnom otepľovaní

Autor: Jana Lazorčáková

Katedra (ústav): Katedra geofyziky

Vedúci bakalárskej práce: Doc. RNDr. Ondřej Čadek, CSc.

e-mail vedúceho: oc@karel.troja.mff.cuni.cz

Abstrakt: Predložená práca sa snaží formou rešerše priblížiť problematiku zmeny úrovne morskej hladiny v závislosti na zmenách hmoty Grónskeho a Antarktického pevninského ľadovca. Ukazuje sa, že Antarktídu i Grónsko môžeme rozdeliť na niekoľko oblastí podľa toho, ako sa mení bilancia ich hmoty. Z toho dôvodu sa venujeme každej takejto časti ľadovca samostatne. Na záver sa pokúsime zhrnúť výsledky a vysloviť predpoveď pre oba ľadovce. Súčasne sa pokúsime vysloviť predpoveď zmien úrovne morskej hladiny približne do roku 2100. Bilanciu hmoty týchto ľadovcov určujeme rôznymi metódami, podrobnejšie sa v tejto práci venujeme metóde GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), ktorá sa zdá byť veľmi perspektívna.

Kľúčové slová: ľadovec, úroveň morskej hladiny, Antarktický ľadovec, Grónsky ľadovec

Title: Sea-level changes from the viewpoint of global-warming concept

Author: Jana Lazorčáková

Department: Department of Geophysics

Supervisor: Doc. RNDr. Ondřej Čadek, CSc.

Supervisor's e-mail address: oc@karel.troja.mff.cuni.cz

Abstract: This work is trying to explain sea-level changes which depend on mass balance of the Antarctic and Greenland ice-sheet. Mass balance is different for different parts of Greenland and Antarctica so we discuss each of these parts in other section of this work. We try to summarize known results in conclusion and we describe sea-level change in 21st century. We can assess mass balance of Antarctic and Greenland ice-sheet in different ways. GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) method is described in this work more detailed.

Keywords: glacier, sea level, Antarctic ice sheet, Greenland ice sheet

Kapitola 1

Úvod

Globálne otepľovanie je téma, ktorá sa týka nás všetkých, a tak sa nemôžeme čudovať, že sa jej takmer denne venujú rôzne masovokomunikačné prostriedky.

Často sa v súvislosti s globálnym otepľovaním hovorí o topení ľadovcov, a to ako horských, tak aj ľadovcov v Antarktíde a Grónsku. Táto práca sa snaží priblížiť v súčasnosti veľmi diskutovanú tému zmeny úrovne morskej hladiny, ktorá môže nastať v prípade, že sa zmení objem vody, ktorú zadržiava svetový oceán. Keďže predpokladáme, že objem vody je na Zemi konštantný, zvýšenie úrovne morskej hladiny musí nutne spôsobovať zníženie objemu vody, ktorá je zadržovaná na pevnine. Najväčšími zásobárňami vody sú ľadovce, preto sa v tejto práci budeme venovať dvom najväčším - Antarktickému a Grónskemu. Tieto dva ľadovce spolu obsahujú asi 33 mil. km³ ľadu, čo by pri ich úplnom roztopení znamenalo zvýšenie úrovne morskej hladiny o ~70 metrov (Alley a kol., 2005).

Ak sa budeme zaoberať globálnym otepľovaním, užitočnými budú aj poznatky z geofyziky, ktorá môže pomôcť s meraním hrúbky ľadovcov, s meraním úrovne morskej hladiny či s meraním gravitačného poľa Zeme, ktoré sa mení v dôsledku reakcie viskoelastickej Zeme na zmeny rozloženia hmoty na povrchu Zeme (viac v kapitole 3).

Zmena úrovne morskej hladiny môže byť rovnako spôsobená teplotnou rozťažnosťou vody, ktorú už oceán zadržiava. Rozbor tejto problematiky však nie je predmetom tejto práce.

Kapitola 2

Chovanie ľadovcov

Vo všeobecnosti je rozšírený názor, že Antarktídu aj Grónsko pokrýva jeden veľký ľadovec. Presnejšie by však bolo vyjadrenie, že každá z týchto oblastí je pokrytá jedným pevninským ľadovcom (*ice sheet*), ktorý ale ďalej delíme na jednotlivé ľadovce (*glacier*). Podľa National Snow and Ice Data Center, University of Colorado (NSIDC) je ľadovec definovaný ako masa ľadu, ktorá vznikla na pevnine a väčšinou je jej rozloha väčšia ako $1/10 \text{ km}^2$, zatiaľ čo pevninský ľadovec je kupolovitá masa ľadovca, ktorá pokrýva okolitý terén a je väčšia ako $50\,000 \text{ km}^2$.

Ako je z definícií vidieť, rozdiel medzi pevninským ľadovcom a ľadovcom je v ich veľkosti, takže pokiaľ nebude hroziť nedorozumenie, miesto správnejšieho označenia Grónsky/Antarktický pevninský ľadovec (*Greenland/Antarctic Ice Sheet*; GIS/AIS) budeme používať bežnejšie označenie Grónsky/Antarktický ľadovec.

Zistilo sa, že chovanie ľadovcov sa do istej miery podobá vodstvu, z čoho plynie aj podobnosť terminológie. Ľadovce ležiace vo vnútrozemí a spravidla aj vo vyšších výškach napájajú okolité nižšie položené ľadovce, čo sa uskutočňuje pomalým pohybom mäs ľadu, ktorý je spôsobený hlavne zemskou príťažlivosťou - tečením (*flowing*). To ukazuje, že ľadovce nemôžeme posudzovať ako samostatné objekty, ale vždy musíme nazerať na určitú oblasť ako celok, v ktorej sú na sebe závislé jednotlivé ľadovce. Túto oblasť nazývame odtoková alebo spádová oblasť (*drainage area*).

Ľadovce môžu svoju hmotu strácať tečením, odtokom (*runoff*) roztopenej vody, avšak ľadovce končiace v mori strácajú svoju hmotu hlavne telením (*calving*). V prípade, že dôjde k teleniu, tečenie ľadovca sa ešte urýchli. K urýchlению tečenia prispieva tiež topenie ľadu v spodných častiach ľadovca, ktoré je spôsobené zvýšeným tlakom na spodné vrstvy (spôsobený váhou vyšších vrstiev), čím vznikajú pod ľadovcom mnohokrát aj celé rieky, ktoré znižujú trenie medzi ľadom a podložíom a umožňujú tak zrýchlenie pohybu ľadovcov.

Ako už bolo spomenuté, Grónsky aj Antarktický pevninský ľadovec sa delia na menšie oblasti - na jednotlivé ľadovce. Toto delenie však neznamená, že GIS/AIS netvorí jeden celok. Rozdelenie na menšie časti pomáha pri popise chovania jednotlivých oblastí pevninských ľadovcov, keďže jednotlivé ľadovce majú rozdielne vlastnosti, hlavne smer a rýchlosť tečenia, ktoré sú do istej miery dané topografickými vlastnosťami podložia.

Kapitola 3

Metódy merania

V súčasnosti sa na určovanie zmien hmoty ľadovcov používajú letecké a satelitné merania, porovnávanie celkových strát hmoty ľadovca s celkovou akumuláciou snehu a GRACE = Gravity Recovery And Climate Experiment.

Všetky využívané metódy majú, pochopiteľne, svoje výhody i nevýhody. Pri leteckých meraniach (*aircraft/airbone laser-altimetry*) sa pomocou preletov lietadla s príslušnými meracími prístrojmi na palube zisťuje výška ľadovca, nad ktorým sa uskutočňujú jednotlivé lety. Z toho plynie aj veľká nevýhoda tejto metódy, ktorou je získavanie dát len pre malé oblasti ľadovca. Zmapovanie celého ľadovca by si vyžadovalo veľké množstvo letov, čo je finančne aj časovo veľmi náročné, a preto sa mapujú len vytipované lokality. Merania je vždy nutné opakovať pre približne rovnakú ročnú dobu a pre rovnaké oblasti ľadovca, aby sme tak mali k dispozícii odpovedajúcu sadu dát, na čo sa s úspechom využíva navigácia pomocou GPS.

Hlavný nedostatok leteckých meraní odstraňujú merania satelitné (*satellite radar measurements*), pomocou ktorých rovnako zisťujeme výšku ľadovca, avšak pre celé oblasti. Hlavným zdrojom chýb pri tejto metóde je hlavne veľká nepresnosť meraní nad strmými územiaми. Merania sa uskutočňujú pomocou družíc Seasat a Geosat, neskôr aj ERS-1 a ERS-2. Nevýhodou týchto meraní je, že ľadovce monitorujú len do určitej zemepisnej šírky - nie sú schopné merať oblasti okolo pólův.

Často používanou je aj porovnávacía metóda, pri ktorej sa porovnávajú straty a akumulácia hmoty ľadovca. Straty sú spôsobené topením a odtokaním ľadu, nárast hmoty spôsobujú snehové zrážky. Akumulácia hmoty je odvodená primárne z dát získaných z vrtov, rýchlosti topenia sú obvykle odvodené z modelov. Často využívaným je tzv. positive degree-day model¹. Aj keď veľké chyby, ktoré vznikajú používaním tejto metódy, naznačujú, že presné určenie bilancie hmoty pre veľké územia je ťažké, pre malé územia môže byť s použitím nových metód (napr. GPS) dosiahnutá uspokojivá presnosť.

Najnovšou metódou skúmania ľadovcov je Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE), ktorá sa zdá byť veľmi perspektívna. GRACE je projekt, ktorý zastrešuje NASA a Deutsche Zestful für Luff- und Ramparts. Hlavným cieľom je mapovanie zemského gravitačného poľa s veľkou presnosťou každých 30 dní približne behom 5–10 rokov, čo je odhadovaná životnosť satelitov.

¹vysvetlenie v dodatku A

GRACE pozostáva z dvoch identických satelitov, ktoré sú od seba vzdialené asi 220 km a sú na rovnakých obežných dráhach asi 500 km nad Zemou. Tieto satelity využívajú na monitorovanie svojho odstupu mikrovlny, na palube majú akcelerometre a prijímače GPS. Detegujú zrýchlenie, ktoré nie je spôsobené gravitačným poľom, a geocentrický orbitálny pohyb. V súčasnej dobe máme k dispozícii relatívne malý objem dát (satelity boli vypustené v marci 2002). Podľa prvých výsledkov sa však zdá, že táto metóda poskytuje veľmi hodnotné dáta.

Nevýhodou je, že GRACE nemá vertikálne rozlíšenie, takže nedokáže určiť, či sú zmeny gravitačného poľa nad ľadovcami spôsobené zmenami snehu a ľadu alebo postglaciálnym výzdvihom (*post glacial rebound* = PGR). Matematické modelovanie postglaciálneho výzdvihu sa tak stáva najväčším zdrojom chýb pre metódu GRACE. Hodnoty PGR získané z týchto modelov totiž silne závisia na vstupných parametroch modelov, hlavne na viskozite Zeme.

Hlavnou výhodou tejto metódy ostáva jej citlivosť pre celú oblasť ľadovcov, a preto poskytuje odhady len s minimom ďalších predpokladov alebo iných dát, ktoré sú potrebné pri ostatných metódach.

Pri spracovaní hodnôt sú užitočným pomocníkom aj dáta získané z meteorologických staníc, hlavne záznamy o teplotách a množstve spadnutých zrážok. Rovnako sa využívajú aj vrty do jadier ľadovcov, ktoré poskytujú informácie o vlastnostiach ľadovca, hlavne o jeho hustote. Takto získané dáta však majú silne lokálny charakter a nedajú sa použiť pre väčšiu oblasť.

Neodmysliteľnou súčasťou pri spracovávaní nameraných hodnôt sú aj matematické modely. Ide hlavne o modely zrážok a postglaciálneho výzdvihu, ktoré však silne závisia na vstupných parametroch. V súčasnej dobe však aj napriek veľkej snahe stále neexistuje model, ktorý by plne vystihoval chovanie ľadovcov a predikoval tak ich správanie v budúcnosti.

Kapitola 4

Matematický popis

GRACE je projekt, ktorého úlohou je merať gravitačné pole Zeme. Zmeny gravitačného poľa Zeme spôsobuje napríklad zmena ľadovej záťaže či postglaciálny výzdvih. Z toho dôvodu sa o GRACE zaujíma aj geofyzika a z výsledkov meraní sa snaží určiť bilanciu hmoty ľadovcov.

Ekvipotenciálnym povrchom tiažového poľa Zeme je geoid, ktorý odpovedá strednej hladine svetového oceánu. Zmeny v rozložení hmoty v Zemi sú zodpovedné za časové a priestorové zmeny geoidu N , ktoré môžeme vyjadriť ako sumu príslušných normalizovaných Legendrových funkcií \tilde{P}_{lm} (Swenson a kol., 2003)

$$N(\theta, \phi) = a \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l \tilde{P}_{lm}(\cos \theta) (C_{lm} \cos(m\phi) + S_{lm} \sin(m\phi)) \quad (4.1)$$

kde θ je zem. šírka meraná od severného pólu, ϕ je zem. dĺžka, a je stredný polomer Zeme a C_{lm} a S_{lm} sú bezrozmerné Stokesove koeficienty. Indexy l a m vyjadrujú stupeň a rád sférickej harmonickej funkcie. Metódou GRACE sa približne každý mesiac získavajú práve koeficienty C_{lm} a S_{lm} do stupňa a rádu asi 100 (Velicogna a Wahr, 2002).

Predpokladajme, že existuje časovo závislá zmena geoidu ΔN . Zmena N môže byť reprezentovaná ako zmena ΔC_{lm} a ΔS_{lm} koeficientov sférickej harmonickej funkcie. Pre popis zmeny geoidu potom dostávame vzťah

$$\Delta N(\theta, \phi) = a \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l \tilde{P}_{lm}(\cos \theta) (\Delta C_{lm} \cos(m\phi) + \Delta S_{lm} \sin(m\phi)) \quad (4.2)$$

Nech $\Delta\rho(r, \theta, \phi)$ je zmena hustoty, ktorá spôsobila zmenu geoidu. Dá sa ukázať (Wahr a kol., 1998), že

$$\begin{aligned} \begin{Bmatrix} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{Bmatrix} &= \frac{3}{4\pi a \rho_p (2l+1)} \int_0^a \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \Delta\rho(r, \theta, \phi) \tilde{P}_{lm}(\cos \theta) \times \\ &\times \begin{pmatrix} r \\ a \end{pmatrix}^{l+2} \begin{Bmatrix} \cos(m\phi) \\ \sin(m\phi) \end{Bmatrix} \sin \theta \, d\theta \, d\phi \, dr \end{aligned} \quad (4.3)$$

kde ρ_p je priemerná hustota Zeme.

Predpokladajme ďalej, že $\Delta\rho$ je sústredená v tenkej vrstve s hrúbkou H na povrchu Zeme. Pre naše výpočty musí byť táto vrstva dostatočne hrubá na to, aby obsahovala tie časti atmosféry, oceánov, ľadových čiapok a podpovrchových

zásob vody, ktoré rapídne menia objem hmoty. Preto je za H väčšinou považovaná hrúbka atmosféry (asi 10–15 km) (Wahr a kol., 1998).

Definujme zmenu plošnej hustoty $\Delta\sigma$ ako integrál

$$\Delta\sigma(\theta, \phi) = \int_0^H \Delta\rho(r, \theta, \phi) dr \quad (4.4)$$

Keďže pre veľké l ($l \gg 100$) sú chyby GRACE príliš veľké a skresľujú tak výsledky, v rovnici 4.2 stačí sumovať do $l = l_{max}$ ($l_{max} \approx 100$). Predpokladajme, že H je dostatočne tenké, aby platilo $(l_{max} + 2)H/a \ll 1$. Potom $(r/a)^{l+2} \approx 1$ a rovnica 4.3 sa redukuje na

$$\begin{aligned} \left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{array} \right\}_{\substack{\text{hmota} \\ \text{na povrchu}}} &= \frac{3}{4\pi a \rho_p (2l + 1)} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \Delta\sigma(\theta, \phi) \times \\ &\times \tilde{P}_{lm}(\cos \theta) \begin{Bmatrix} \cos(m\phi) \\ \sin(m\phi) \end{Bmatrix} \sin \theta d\theta d\phi \end{aligned} \quad (4.5)$$

Rovnica 4.5 popisuje príspevok, ktorý svojou gravitáciou spôsobujú masy hmoty na povrchu Zeme. Táto hmota však súčasne zaťažuje Zem a spôsobuje tak jej deformáciu, čo spôsobuje príspevok geoidu, ktorý je popísaný rovnicami:

$$\begin{aligned} \left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{array} \right\}_{\substack{\text{tuhá} \\ \text{Zem}}} &= \frac{3k_l}{4\pi a \rho_p (2l + 1)} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \Delta\sigma(\theta, \phi) \times \\ &\times \tilde{P}_{lm}(\cos \theta) \begin{Bmatrix} \cos(m\phi) \\ \sin(m\phi) \end{Bmatrix} \sin \theta d\theta d\phi \end{aligned} \quad (4.6)$$

kde k_l je Lovove číslo stupňa l (Wahr a kol., 1998). Celková zmena geoidu bude daná ako súčet oboch príspevkov, teda

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{array} \right\} = \left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{array} \right\}_{\substack{\text{hmota} \\ \text{na povrchu}}} + \left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{array} \right\}_{\substack{\text{tuhá} \\ \text{Zem}}} \quad (4.7)$$

Pre jednoduchšiu sumáciu napíšeme $\Delta\sigma$ ako

$$\begin{aligned} \Delta\sigma(\theta, \phi) &= a\rho_w \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l \tilde{P}_{lm}(\cos \theta) (\Delta\hat{C}_{lm} \cos(m\phi) + \\ &+ \Delta\hat{S}_{lm} \sin(m\phi)) \end{aligned} \quad (4.8)$$

kde ρ_w je hustota vody, koeficienty $\Delta\hat{C}_{lm}$ a $\Delta\hat{S}_{lm}$ sú bezrozmerné. Poznamenajme, že $\Delta\sigma/\rho_w$ je zmena hmoty na povrchu vyjadrená výškou vodného stĺpca.

Z uvedeného môžeme odvodiť nasledujúce vzťahy (Wahr a kol., 1998)

$$\begin{aligned} \left\{ \begin{array}{l} \Delta\hat{C}_{lm} \\ \Delta\hat{S}_{lm} \end{array} \right\} &= \frac{1}{4\pi a \rho_w} \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^\pi \sin \theta d\theta \times \\ &\times \Delta\sigma(\theta, \phi) \tilde{P}_{lm}(\cos \theta) \begin{Bmatrix} \cos(m\phi) \\ \sin(m\phi) \end{Bmatrix} \end{aligned} \quad (4.9)$$

Aby sme zistili, aký je vzájomný vzťah medzi ΔC_{lm} a $\Delta\hat{C}_{lm}$, dosadíme rovnice 4.5 a 4.6 do rovnice 4.7 a využijeme vzťah 4.9. Dostávame

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{array} \right\} = \frac{3\rho_w}{\rho_p} \frac{1 + k_l}{2l + 1} \left\{ \begin{array}{l} \Delta\hat{C}_{lm} \\ \Delta\hat{S}_{lm} \end{array} \right\} \quad (4.10)$$

Tento vzťah prepíšeme ako

$$\begin{Bmatrix} \Delta\hat{C}_{lm} \\ \Delta\hat{S}_{lm} \end{Bmatrix} = \frac{\rho_p}{3\rho_w} \frac{2l+1}{1+k_l} \begin{Bmatrix} \Delta C_{lm} \\ \Delta S_{lm} \end{Bmatrix} \quad (4.11)$$

Konečne použitím rovnice 4.11 v 4.8 dostávame

$$\begin{aligned} \Delta\sigma(\theta, \phi) &= \frac{a \rho_p}{3} \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l \tilde{P}_{lm}(\cos\theta) \frac{2l+1}{1+k_l} \times \\ &\times (\Delta C_{lm} \cos(m\phi) + \Delta S_{lm} \sin(m\phi)) \end{aligned} \quad (4.12)$$

Tento vzťah sa používa na nájdenie zmien hustoty hmoty na povrchu zo zmien ΔC_{lm} a ΔS_{lm} . Podobne použitím rovnice 4.10 vo vzorci 4.2 dostávame vzťah

$$\begin{aligned} \Delta N(\theta, \phi) &= \frac{3 a \rho_w}{\rho_p} \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l \tilde{P}_{lm}(\cos\theta) \frac{1+k_l}{2l+1} \times \\ &\times (\Delta\hat{C}_{lm} \cos(m\phi) + \Delta\hat{S}_{lm} \sin(m\phi)) \end{aligned} \quad (4.13)$$

pomocou ktorého za použitia 4.9 môžeme zo známych hodnôt zmeny hustoty hmoty na povrchu určiť zmeny geoidu.

Aby sme z výsledkov GRACE získali skutočné hodnoty zmien hrúbky ľadovca, musíme ešte dodatočne odpočítať príspevok, ktorý vznikol postglaciálnym výzdvihom. Podrobný popis PGR nájdeme napr. v Šrámek, 2002.

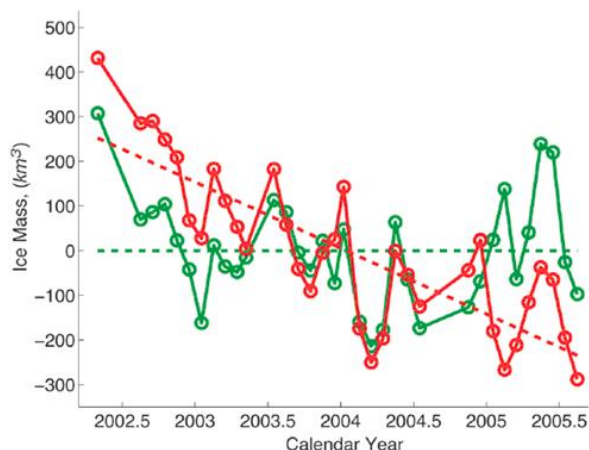
Kapitola 5

Antarktický ľadovec

Antarktída je svetadiel približne kruhového tvaru s výnimkou Weddellovho a Rossovho mora a Antarktického polostrova, ktorý vybieha smerom k Južnej Amerike. Antarktídu delíme na dve časti: Východnú a Západnú. Rovnako je z hľadiska glaciológie rozdelený aj Antarktický ľadovec - Východoantarktický ľadovec (*East Antarctica Ice Sheet* = EAIS) a Západoantarktický ľadovec (*West Antarctica Ice Sheet* = WAIS). Tieto dve časti sú od seba oddelené Transantarktickými vrchmi, ktoré sú najdlhším Antarktickým pohorím s dĺžkou asi 2800 km, a tvoria tak prirodzenú prekážku medzi WAIS a EAIS.

Aj napriek tomu, že dáta z oblasti AIS sú stále pomerne riedke, ukazuje sa, že straty z oblasti západnej Antarktídy sú ekvivalentné nárastu morskej hladiny o $\sim 0,2$ mm/rok, zatiaľ čo východná Antarktída je pravdepodobne v rovnováhe.

Výsledky získané pomocou GRACE ukazujú, že Antarktický ľadovec vykazuje isté periodické chovanie, ktoré je v pozadí celkového úbytku hmoty (Velicogna a Wahr, 2006). Na obrázku 5.1 je graf, v ktorom sú spracované výsledky GRACE pre apríl 2002 – august 2005. Červenou farbou sú znázornené dáta pre WAIS, zelenou pre EAIS. Priamky predstavujú lineárnu regresiu daných dát. Ako je z grafu vidieť, chovanie WAIS je odlišné od chovania EAIS, preto sa ďalej budeme venovať týmto dvom častiam Antarktického ľadovca samostatne.



Obr. 5.1: Mesačné zmeny hmoty pre WAIS a EAIS (Zdroj: Velicogna a Wahr, 2006)

5.1 EAIS

Ako sa v úvode k tejto kapitole píše, predpokladá sa, že EAIS je celkovo približne v rovnováhe. Výsledky sú však spravidla zaťažené veľkou chybou (napr. Alley a kol. (2005) uvádzajú bilanciu hmoty EAIS ako $+20 \pm 21$ Gt ľadu za rok (22 ± 23 km³/rok)¹, a preto sa vedecká verejnosť stále snaží analyzovať chovanie EAIS a vniesť tak trochu svetla do tejto problematiky.

Davis a kol. (2005) vo svojej práci využíva satelitné merania výšky Antarktického ľadovca v období rokov 1992–2003. Skúmanú oblasť tvorí vnútrozemie Antarktídy s pevninským ľadovcom, ktorý má podložie na pevnine. Celkovo sa skúmalo viac než 8,5 mil. km², čo je asi 70 % z celkovej rozlohy AIS.

Analýza týchto dát ukázala, že väčšina územia EAIS narastá, hlavne oblasti vo vnútrozemí. Zmeny výšky Východnej Antarktídy majú hodnoty 0 až +6 cm/rok (obrázok 5.2).

Hlavnou charakteristikou EAIS je veľké územie vo vnútrozemí, na ktorom dochádza k pomalému hrubnutiu. Pozoruhodná je oblasť juhovýchodne od Ameryho pobrežného ľadu (*Amery ice shelf*) (oblasť C–C' na obrázku 5.2), ktorá narastá v porovnaní s ostatnými pobrežnými oblasťami relatívne rýchlo (Davis a kol., 2005).

Oblasť EAIS, ktorá je skúmaná v práci Davis a kol. (2005), hrubne rýchlosťou $1,8 \pm 0,3$ cm/rok. Pokiaľ budeme uvažovať hustotu snehu blízko povrchu 350 kg/m³ a rozlohu oblasti $7,1$ mil. km², dostaneme, že EAIS narastá ročne o 45 ± 7 Gt snehu (128 ± 20 km³), čo je rovnaké ako pokles morskej hladiny o $0,12 \pm 0,02$ mm/rok (Davis a kol., 2005).

O niečo konzervatívnejší odhad nájdeme v práci Chen a kol. (2006a), kde sú spracované výsledky získané pomocou metódy GRACE. Tento odhad hovorí, že EAIS narastá rýchlosťou 80 ± 16 km³/rok, výročná správa IPCC (Meehl a kol., 2007) uvádza výsledok 67 ± 28 Gt/rok ($= 73 \pm 31$ km³/rok) a v práci Velicogna a Wahr (2006) nájdeme dokonca hodnotu 0 ± 51 Gt ľadu/rok, teda 0 ± 56 km³/rok.

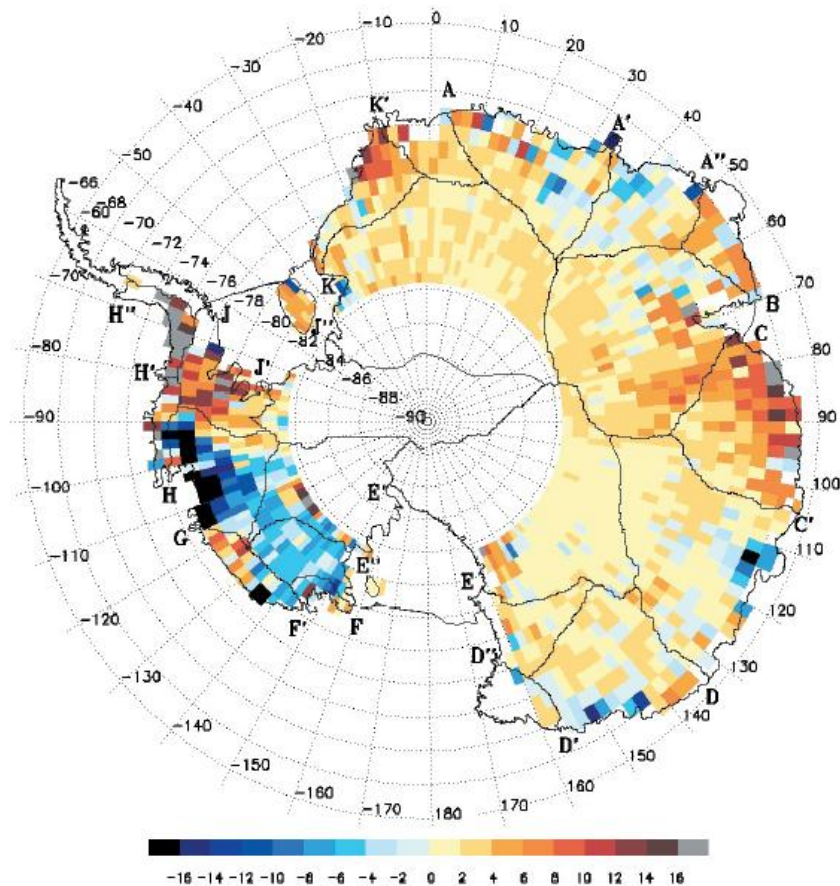
Medziročný rozdiel v spadnutých zrážkach bežne dosahuje ± 20 mm/rok, čo je ekvivalentné zmene úrovne morskej hladiny o $\pm 0,69$ mm/rok. Táto variabilita môže spôsobovať značné medziročné rozdiely vo výške ľadovca. Z toho dôvodu je veľmi dôležité ďalšie monitorovanie zrážok, ale aj vytváranie modelov, ktoré budú odrážať množstvo zrážok v minulosti (Monaghan a kol., 2006).

Tieto dáta však nemáme k dispozícii pre rovnaké oblasti a časové obdobia, počas ktorých meriame aj zmenu výšky ľadovcov, a preto sa využívajú meteorologické modely zrážok.

Pre EAIS sa charakter modelovaných zrážok zhoduje s nameranými rozdielmi výšky ľadovca, z čoho usudzujeme, že veľká časť zmien EAIS v období 1992–2003 je spojená so zmenou množstva spadnutých zrážok nad touto oblasťou.

Namerané hodnoty rýchlosti, s akou sa mení výška ľadovca, sú však väčšie ako tie, ktoré boli odvodené z matematických modelov. Vysvetlením môže byť zmena hustoty snehu, ktorá je odzvou na zmenu rýchlosti akumulácie snehu a zmenu teploty. Za hlavnú príčinu sa však pokladá podcenenie veľkosti ročných až desaťročných zmien zrážok v modeloch, ktoré boli používané (Davis a kol., 2005).

¹V odbornej literatúre uvádzajú autori výsledky v rôznych jednotkách. Tu budeme používať km³. Na prepočet z gigaton budeme využívať hustotu ľadu $\rho_i=917$ kg/m³ (napr. Velicogna a kol., 2005)



Obr. 5.2: Rýchlosť zmien výšky povrchu vnútrozemia Antarktídy (cm/rok) pre obdobie 1992–2003
(Zdroj: Davis a kol., 2005)

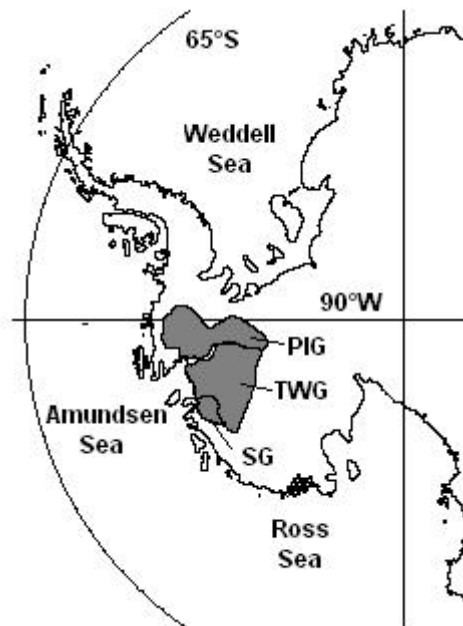
Kedže rôzni autori uvádzajú iné číselné hodnoty, nedá sa jednoznačne povedať, aká je číselná hodnota zmien bilancie hmoty EAIS. Na základe získaných informácií však môžeme tvrdiť, že Východná Antarktída hmotu získava, alebo je v rovnováhe.

5.2 WAIS

Zatiaľ čo doposiaľ známe výsledky ukazujú na rovnováhu až narastanie EAIS, Západná Antarktída vykazuje dvojaké chovanie (obr. 5.2).

V povodí Zeme Marie Byrdovej (*Marie Byrd Land*, oblasť E''–H na obr. 5.2) sa nachádzajú oblasti, kde dochádza k miernemu topeniu, ale aj oblasti, kde je pozorované rapidné stenčovanie ľadovca. Topenie v oblasti G–H súvisí s topením pobrežných odtokových ľadovcov na ostrove Pine Island a ľadovcov Thwaites (*Thwaites glaciers*).

Naopak, povodia Antarktického polostrova a pobrežného ľadu E. Ronnovej (*Antarctic peninsula*, *Ronnie ice shelf*, oblasti H–H', H'–H'', J–J' na obr. 5.2) vykazujú narastanie rýchlosťou 8–16 cm/rok. Tieto regióny však tvoria asi len 30 % rozlohy WAIS, preto je celkový trend Západnej Antarktídy $-0,9 \pm 0,3$ cm/rok



Obr. 5.3: Poloha ľadovcov Pine Island (PIG), Thwaites (TWG) a Smith (SG)
(Zdroj: Shepherd a kol., 2002)

(Davis a kol., 2005) ($-38 \pm 13 \text{ km}^3/\text{rok}$ ak uvažujeme rozlohu WAIS $4\,232\,400 \text{ km}^2$).

Aj v tomto prípade sa výsledky jednotlivých autorov líšia. Alley a kol. (2005) udáva hodnotu $-44 \pm 13 \text{ Gt}$ ľadu/rok ($= -48 \pm 14 \text{ km}^3/\text{rok}$), výročná správa IPCC (Meehl a kol., 2007) dokonca $-136 \pm 21 \text{ Gt}/\text{rok}$ ($= -148 \pm 23 \text{ km}^3/\text{rok}$).

Porovnanie výsledkov bilancie hmoty s modelom zrážok naznačuje, že časť bimodálneho chovania WAIS môže byť spôsobená zmenami v snehových zrážkach, hlavne v oblastiach $H'-H''$ a $J-J'$, kde bol pozorovaný nárast zrážok (Davis a kol., 2005).

5.2.1 Spádová oblasť Amundsenovho mora

Spádová oblasť Amundsenovho mora (*Amundsen Sea sector*) je považovaná za najcitlivejšiu časť WAIS voči zmenám na okrajoch, pretože pri pobreží sa nenachádzajú žiadne významné bariéry v podobe pobrežných ľadov a pobrežné ľadovce tak odtekajú priamo do mora.

Táto oblasť zadržiava $\sim 700\,000 \text{ km}^3$ ľadu, ktoré sú schopné dvihnúť morskú hladinu o $\sim 1,1 \text{ m}$. Prostredníctvom ľadovcov Pine Island, Thwaites a Smith (*Pine Island Glacier* (PIG), *Thwaites Glacier* (TWG), *Smith Glacier* (SG); obrázok 5.3) odteká ročne z tejto oblasti do mora $\sim 160 \text{ km}^3$ ľadu. Tieto ľadovce vysvetľujú viac ako 90 % úbytku ľadu z oblasti Amundsenovho mora (Shepherd a kol., 2002).

Časť s plochou $\sim 430\,000 \text{ km}^2$, ktorá zahŕňa aj spádové oblasti ľadovcov PIG a TWG, sa v období rokov 1992–1996 stenčovala rýchlosťou $11,7 \pm 1,0 \text{ cm}/\text{rok}$. Bližšie štúdie tejto oblasti ukázali, že terénna čiara ľadovca PIG ustupovala behom rovnakého obdobia viac ako o 5 km smerom do vnútrozemia. Naopak, terénna čiara TWG ustupovala behom spomínaného obdobia o $\sim 0,4 \text{ km}/\text{rok}$.

Veľkosť rýchlosti, s akou ľadovce ustupujú, závisí aj na geometrii ľadovca. V prípade, že by TWG ustupoval porovnateľnou rýchlosťou ako PIG, znamenalo by to obrovské straty hmoty. Navyše je možné, že ústupy PIG a TWG sú navzájom súvisiace javy a môžu odrážať rozšírené stenčovanie celej spádovej oblasti Amundsenovho mora (Shepherd a kol., 2002).

S využitím satelitných meraní bolo v oblasti Amundsenovho mora pozorované stenčovanie ľadovcov, zrýchľovanie ich pohybu a rovnako aj ich topenie, pričom rýchlosť topenia klesá smerom do vnútrozemia. Rovnako tak bolo zistené, že pobrežné ľady boli v minulosti väčšie než sú v súčasnosti (Thomas a kol., 2004).

Počas rokov 1992–2001 stratili ľadovce, patriace do spádovej oblasti Amundsenovho mora, spolu viac ako 150 km^3 ľadu a zvýšili tak úroveň morskej hladiny o $0,43 \text{ mm}$. Aj keď tento príspevok je pomerne malý, ľadovce nachádzajúce sa v tejto oblasti sú akýmsi potrubím pre odtok vody z WAIS a evolučný dopad na topenie ľadovcov v chladnom vnútrozemí ostáva neistý.

5.2.2 Antarktický polostrov

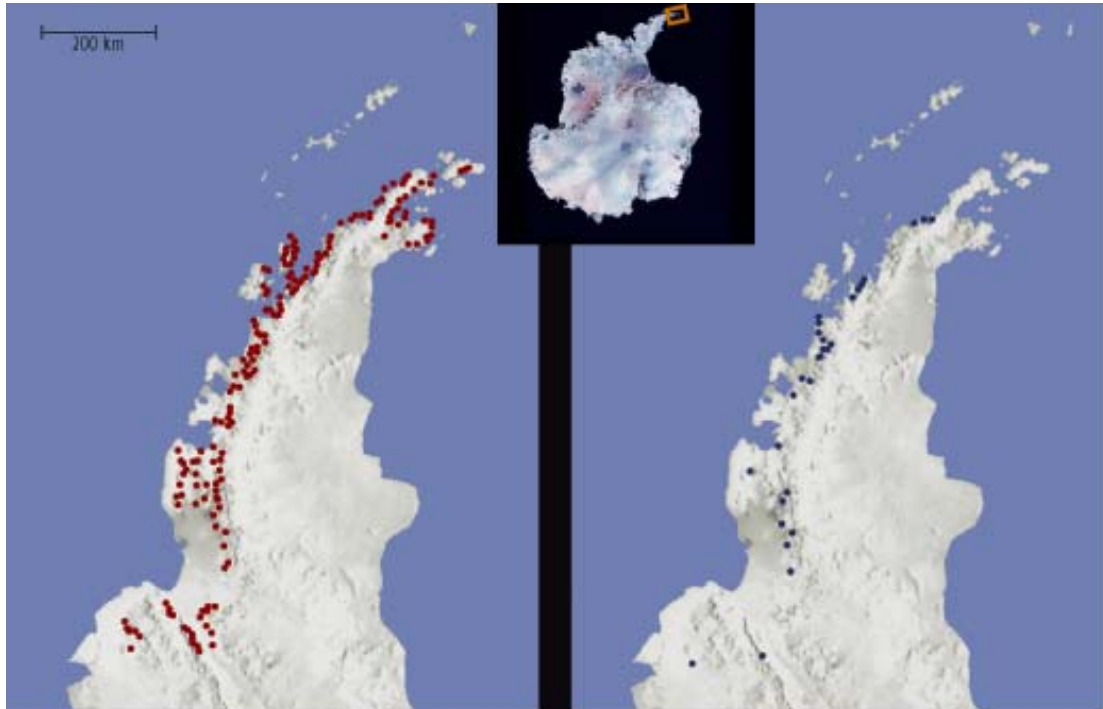
Veľmi zaujímavou časťou WAIS je Antarktický polostrov, ktorý je považovaný za najcitlivejšiu časť Antarktídy, a preto je na ňom (a v jeho okolí) sústredená väčšina Antarktických výskumných staníc. Táto oblasť sa od päťdesiatych rokov 20. storočia oteplila o 2°C (Cook a kol., 2005), čo znamená, že tamojšie ľadovce musia reagovať na rýchlejšiu zmenu teploty než v iných zaľadnených oblastiach Antarktídy, a preto sú predmetom záujmu mnohých vedeckých prác. Pozorovanie zmien ľadovcov na tomto polostrove môže priniesť užitočné informácie, ktoré bude možné uplatniť napríklad pri modelovaní správania ostatných ľadovcov.

Unikátnosť Antarktického polostrova spočíva aj v tom, že ľadovce, ktoré sa tu nachádzajú, sa od ľadovcov v iných častiach Antarktídy líšia. Sú menšie, náchylnejšie na zmeny klimatických podmienok a behom leta na nich dochádza k výraznému povrchovému topeniu. (Rignot a Thomas, 2002)

V práci Cook a kol. (2005) nájdeme spracovanie dát pre 244 ľadovcov na území Antarktického polostrova a v jeho blízkom okolí za posledných 61 rokov. Všetky tieto ľadovce sa telia priamo do mora, sú tu ale zastúpené ako pobrežné ľadovce, tak aj pobrežné ľady². Študované ľadovce strácajú veľké množstvo hmoty, ale tento odtok je do veľkej miery kompenzovaný akumuláciou nového snehu. Avšak straty pobrežných ľadovcov spôsobujú zrýchlenie pohybu ľadovcov, ktoré ich napájajú, čím na niektorých miestach vzniká veľká nerovnováha. Prípadná ďalšia strata hmoty plávajúcich ľadovcov by mohla spôsobiť zväčšovanie tejto nerovnováhy a tým aj zvýšenie úroveň morskej hladiny (Cook a kol., 2005).

Na zistenie zmien ľadovcov sa v tejto práci využívajú mapy obsahujúce cez 2000 leteckých fotografií z rokov 1940–2001 a viac ako 100 satelitných snímok, ktoré boli zhotovené v 60-tych rokoch 20. storočia a neskôr. Aby bolo možné určiť zmenu jednotlivých ľadovcov, boli vytvorené vzorkovacie čiary, ktoré boli kolmé na začiatok (čelo) každého ľadovca. Priesečnice čela ľadovca a vzorkovacích čiar sa vzali ako body pre analýzu. Meraním vzdialenosti týchto bodov pre rovnaké ľadovce v rôznych časových okamžikoch sa určoval ich ústup, prípadne nárast (Bližší popis uvádza Cook a kol., 2005).

²vysvetlenie pojmov v Dodatku A



Obr. 5.4: Narastajúce (obrázok vpravo) a ustupujúce (vľavo) ľadovce na Antarktickom polostrove
(Zdroj: Cook a kol., 2005)

Tieto analýzy ukázali, že z pozorovaných 244 ľadovcov ich 212 (87 %) vykazuje celkové straty v porovnaní s ich prvou známou polohou (čo bol v priemere rok 1953) a len 32 ľadovcov vykazuje nárast, avšak veľkosť narastania je v porovnaní s veľkosťami strát ostatných ľadovcov veľmi malá. Polohy narastajúcich aj ustupujúcich ľadovcov sú znázornené na obrázku 5.4. Ako sa ukázalo skúmaním týchto ľadovcov, v období 1945–1954 až 62 % zo skúmaných ľadovcov narastalo, zvyšok ustupoval. Po tomto období však začali ľadovce vykazovať ústup, medzi rokmi 2000 a 2004 sa zmenšovalo 75 % zo študovaných ľadovcov.

Ani v tomto prípade na záver neuvedieme číselnú hodnotu zmien WAIS, nakoľko názory jednotlivých odborníkov nie sú v tomto smere jednotné. Všetci sa však zhodujú na tom, že WAIS svoju hmotu stráca.

5.3 Antarktída celkovo

Antarktída z veľkej časti sama ovplyvňuje svoju vlastnú klímu. Počas celého roka sú tu nízke teploty, dokonca aj behom leta. Z toho dôvodu tu k stratám hmoty ľadu dochádza hlavne telením a topením v spodných častiach ľadovcov; k povrchovému topeniu dochádza len málo (Rignot a Thomas, 2002).

Konkrétne odhady bilancie hmoty AIS sa rovnako ako v prípade EAIS či WAIS v rôznych zdrojoch líšia. Nejednoznačnosť výsledkov potvrdzuje aj výročná správa IPCC (Meehl a kol., 2007), ktorá uvádza, že AIS v období 1993–2003 mohol narásť o 50 Gt/rok ($55 \text{ km}^3/\text{rok}$), ale rovnako tak mohol strácať až 200 Gt/rok

(218 km³/rok), pričom nič nám nezaručuje, že stredná hodnota tohto intervalu dáva najpravdepodobnejší výsledok. Tieto hodnoty sú ekvivalentné zmene morskej hladiny o -14 až +0,55 mm/rok.

Pre dlhšie časové obdobie 1961–2003 sa zdá, že zmeny AIS sú niekde medzi nárastom o 100 Gt/rok (109 km³/rok) a úbytkom -200 Gt/rok (218 km³/rok), tj. zmena morskej hladiny o -0,28 až +0,55 mm/rok. Odhad pre tento interval však komplikuje nedostatok dát z minulosti. Aj napriek tomu sa ale zdá, že v Antarktíde dochádza ku stratám hmoty, ktoré však nie sú až také výrazné ako v Grónsku (kapitola 6).

Veľkosť príspevku AIS ku zmene úrovne morskej hladiny ale závisí hlavne na vzájomnej rovnováhe zmien hmoty v pobrežných a vnútrozemských oblastiach Antarktídy, respektíve na rovnováhe medzi WAIS a EAIS.

Kapitola 6

Grónsky ľadovec

Grónsko je s rozlohou 2 175 600 km² najväčším ostrovom na svete, ale len 15 % jeho územia je trvale bez ľadu. Zvyšok pokrýva ľad dosahujúci miestami hrúbku až 3 000 m. Tento ľadovec pokrývajúci približne 1,8 mil. km² (*Greenland Ice Sheet* = GIS) je po Antarktickom ľadovci druhý najväčší na svete. Po úplnom roztopení tohto ľadovca by hladina svetového oceánu stúpila asi o 7 m, pričom by sa pravdepodobne zmenil aj smer Gofského prúdu. Predpokladá sa, že GIS sa postupne roztopí v prípade, že nastane oteplenie Grónskej klímy o 3°C (Johannessen a kol., 2005).

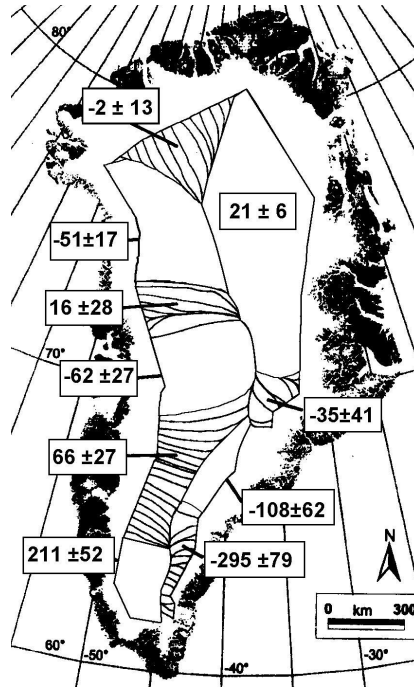
Z hľadiska glaciológie sa Grónsko spravidla rozdeľuje na pobrežné oblasti a oblasti s nadmorskou výškou nad 2 000 m. Zjednodušene môžeme povedať, že zatiaľ čo sa pobrežné oblasti topia, oblasti nad 2 000 m sú približne v rovnováhe.

6.1 Vnútrozemie GIS

Na severe územia nad 2 000 m leží väčšina ľadovcov nad oblasťou letného topenia ľadu, zatiaľ čo na juhu dochádza v lete k výraznému topeniu, ale časť vody, ktorá takto vznikne, presakuje do nižších častí ľadovca a tam opäť zamrzá. Rozdielna je aj akumulácia snehu na severnej a južnej časti GIS. Zatiaľ čo na severe je nižšia a má pomerne malú priestorovú variabilitu, na juhu je to presne naopak (Krabill a kol., 2000). S tým pravdepodobne súvisí aj rozdielne chovanie severnej a južnej časti Grónskeho ľadovca, ako uvidíme ďalej.

Ako už bolo v úvode povedané, celkovo sa zdá, že GIS je v oblasti nad 2 000 m v rovnováhe, ak sa na ňu dívame ako na celok (napr. Krabill a kol., 2000), čo ale neznamená, že tu nedochádza k žiadnym zmenám. Rovnako tak sa ukazuje, že približne v rovnováhe je aj severná a južná časť, opäť za predpokladu, že na ne nahliadame ako na jeden celok. Pri bližšom skúmaní jednotlivých oblastí však zistíme, že sa tu nachádzajú ako oblasti, kde dochádza k topeniu, tak aj narastajúce oblasti. Konkrétne výsledky sa však od autora k autorovi líšia, čo je spôsobené hlavne tým, že každý autor rozdeľuje GIS na iné oblasti a výsledky spracováva pre iné časové obdobie.

V práci Thomas a kol. (2000) nájdeme zhrnutie výsledkov porovnávacej metódy pre oblasti GIS nad 2 000 m behom posledných desaťročí. Výsledky ukazujú, že rýchlosti narastania/ubúdania jednotlivých častí GIS sa značne líšia, hlavne na juhu (konkrétne výsledky sú uvedené v obrázku 6.1). V tejto práci uvádza autor výsledky ako pre jednotlivé oblasti, tak aj pre sever a juh GIS celkovo.



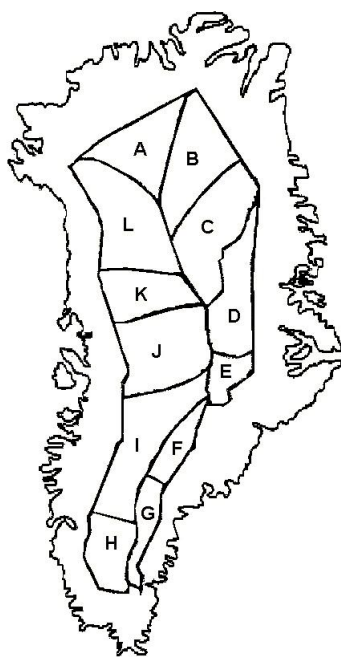
Obr. 6.1: Výsledky podľa Thomasa (Zdroj: Thomas a kol., 2000)

Hranica medzi severom a juhom bola zvolená ako $69^{\circ}S$. Časť GIS južne od $69^{\circ}S$ mala celkovo plochu $240\,000\text{ km}^2$ a podľa týchto výsledkov celkovo narastá rýchlosťou $22 \pm 23\text{ mm/rok}$ ($5,3 \pm 5,5\text{ km}^3/\text{rok}$). Naopak, územie na severe sa podľa týchto poznatkov stenčuje rýchlosťou $11 \pm 7\text{ mm/rok}$ ($8,1 \pm 5,2\text{ km}^3/\text{rok}$), pričom rozloha tohto územia je $737\,000\text{ km}^2$. Celá skúmaná oblasť sa teda behom posledných desaťročí stenčuje rýchlosťou $2 \pm 7\text{ mm/rok}$ ($1,9 \pm 6,8\text{ km}^3/\text{rok}$).

Rovnaký autor publikoval v roku 2001 prácu „Mass balance of the Greenland Ice Sheet“, v ktorej nájdeme názorné porovnanie výsledkov pre tri rôzne metódy: pre letecké a satelitné merania a pre určovanie hmoty ľadovca pomocou porovnávackej metódy. Každá z metód bola použitá pre rôzne časové obdobie; satelitné merania odrážajú priemernú rýchlosť zmeny za obdobie 1978–1988, letecké merania odpovedajú obdobiu 1993/94–1998/99 a výsledky z porovnávackej metódy sú pre dlhšie časové obdobie, ktoré je rovnaké ako doba, po ktorú sú k dispozícii merania akumulácie snehu, čo je 20–30 rokov. Rýchlosť ľadu bola zmeraná v 90-tych rokoch 20. storočia, pričom sa predpokladá, že táto rýchlosť sa s časom mení len málo.

V tejto práci Thomas a kol. rozdelili GIS na oblasti A–L (obrázok 6.2). Keďže sa tu pracuje s dátami zo satelitov Seasat a Geosat, ktoré mapujú územie GIS asi do $72^{\circ}S$, tento fakt sa stal rozhodujúcim aj pre voľbu hranice medzi severom a juhom GIS. Oblasti E, F, G, H, I, ktoré majú dobré pokrytie satelitnými meraniami, spadajú do južného regiónu a ostatné oblasti (A, B, C, D, K, L) pripadajú severu.

Všetky použité metódy dávajú po zohľadnení chýb zhodné výsledky pre oblasti A, B, C, D, E a K, všetky na severe a severovýchode GIS. Navyiac, v oblastiach A, B, C, D je veľmi nízka rýchlosť akumulácie snehu, čo naznačuje, že táto oblasť behom posledných desaťročí veľmi nezmenila objem hmoty, ktorú zadržiava.



Obr. 6.2: Regióny podľa Thomasa; (Zdroj: Thomas a kol., 2001)

Výsledky práce Thomas a kol. (2001) sú zhrnuté v tabuľke 6.1. Chyba pre letecké merania je odhadovaná ako $\pm 30 \text{ mm rok}^{-1}$, pre satelitné merania je to $\pm 25 \text{ mm rok}^{-1}$. Z tabuľky je rovnako vidieť, že hodnoty ΔA sú menšie než odpovedajúce hodnoty σ , z čoho usudzujeme, že väčšina pozorovaných zmien by mohla byť spôsobená časovou variabilitou zmien rýchlosti akumulácie.

Ako zistíme porovnaním práce Thomas a kol., 2000 a Thomas a kol., 2001, aj napriek tomu, že obe práce sú dielom jedného autora, výsledky sa mierne líšia. Rozdiely sú však malé (výnimkou je zóna H, kde sa hodnoty líšia o 50 mm/rok), v priemere len o 2 mm/rok . Ako sám autor v práci Thomas a kol., 2001 zdôvodňuje, je to spôsobené posunutím hranice medzi severom a juhom a tiež stále sa zlepšujúcou analýzou nameraných dát. Celkovo však z týchto dvoch prác plynie, že vnútrozemie GIS je približne v rovnováhe.

K inému výsledku však dospel vo svojej práci Johannessen (2005), ktorý analyzuje dáta zo satelitov ERS-1 a ERS-2 pre obdobie 1992–2003. Aj napriek tomu, že v tejto práci je hranica medzi pobrežím a vnútrozemím zvolená ako $1\,500 \text{ m}$, bolo odvodené narastanie vnútrozemských oblastí Grónskeho ľadovca a to rýchlosťou $6,4 \pm 0,2 \text{ cm/rok}$. Po započítaní izostatického výzdvihu, ktorý je odhadovaný ako $\sim 0,5 \text{ cm/rok}$, bude táto hodnota približne 6 cm/rok , čo znamená nárast oblastí GIS nad $1\,500 \text{ m}$ behom 11 rokov o 65 cm .

		Letecké merania		Satelitné merania		Porovnávací metóda		Celková akumulácia	
Oblasť	Rozloha	dH/dt	$\Delta A(\Delta t)$	dH/dt	$\Delta A(\Delta t)$	dH/dt	$\Delta A(\Delta t)$	A	σ_{25}
A	84.463	+12	+4	...		0 ± 13	0 ± 5	160	± 8
B	105.541	-1	0	...		$+25 \pm 9$	$+13 \pm 4$	126	± 7
C	117.372	+16	+5	...		$+20 \pm 8$	$+10 \pm 3$	142	± 7
D	83.680	-3	-1	-26	-12	$+33 \pm 15$	$+16 \pm 8$	194	± 10
E	30.687	-30	-12	-37	-16	-16 ± 41	-8 ± 22	358	± 20
F	33.809	+14	+6	+5	+2	-106 ± 62	-54 ± 34	515	± 40
G	34.061	-68	-27	-100	-44	-285 ± 79	-144 ± 45	670	± 60
H	52.957	+51	+21	+30	+13	$+261 \pm 52$	$+131 \pm 29$	597	± 60
I	118.917	+26	+11	+88	+39	$+77 \pm 27$	$+39 \pm 14$	399	± 50
J	116.401	0	0	-32	-14	-65 ± 27	-33 ± 14	382	± 15
K	67.387	+34	+14	...		-15 ± 28	-8 ± 15	299	± 17
L	131.774	+16	+6	...		-64 ± 17	-32 ± 8	273	± 15
Sever	590.217	$+18 \pm 7$...		-3 ± 6			
Juh	386.832	$+8 \pm 7$		$+10 \pm (10-20)$		$+4 \pm 17$			
Celkovo	977.049	$+10 \pm 5$...		0 ± 7			

Tabuľka 6.1: **Výsledky podľa Thomasa**; Priemerná rýchlosť narastania (dH/dt), $\Delta A/\Delta t$ je priemerná rýchlosť akumulácie behom periódy Δt mínus dlhodobý priemer rýchlosti akumulácie, 25-ročný priemer rýchlosti akumulácie (A) a jeho štandardná odchýlka (σ_{25}); Rozloha je uvedená v km^2 , všetky ostatné údaje sú v mm/rok .

(Zdroj: Thomas a kol., 2001)

6.2 Pobrežné oblasti GIS

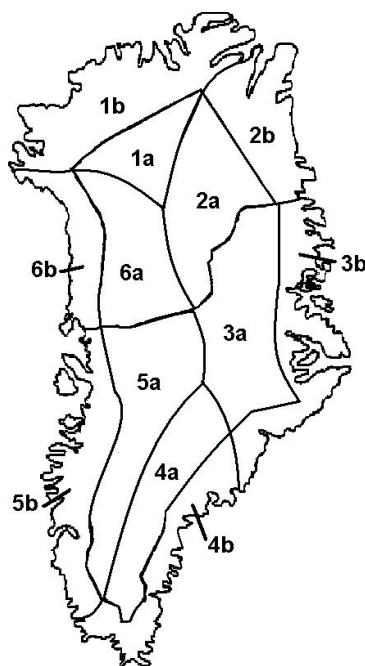
GIS mizne prevažne v nižších nadmorských výškach a to hlavne v okolí odtokových ľadovcov. Merania ukazujú, že rýchlosť, s akou svoju hmotu strácajú okrajové oblasti GIS, sa zvyšuje, pričom na tomto zvyšovaní stráta sa rovnakou mierou podpisuje zvýšený odtok vody a rýchlejšie tečenie ľadu (Rignot a Kanagaratnam, 2006).

V pobrežných oblastiach sa rovnako prejavuje silná sezónna zmena výšky, ktorá je spájaná s krátkymi obdobiami intenzívneho letného topenia, ktoré bolo nasledované pomalým hrubnutím spôsobeným akumuláciou snehu a pohybom ľadu smerom k moru (Krabill a kol., 2004). Ako sa v citovanej práci ďalej uvádza, v nižšie položených pobrežných oblastiach rýchlosť stenčovania narastala. Výnimkou bol juhovýchod GIS, kde ľad v období máj 2002 – máj 2003 narástol o viac ako jeden meter.

Jediným vysvetlením takéhoto chovania je takmer zdvojnásobenie množstva spadnutých zrážok v tejto oblasti, ktorá sa vyznačuje najväčším množstvom spadnutých zrážok v Grónsku, čo je spôsobené prevládajúcim východným vetrom a vysokou vlhkosťou, ktorú spôsobuje blízkosť a často teplý oceán.

Toto vysvetlenie podporuje aj akumulácia model, ktorý ukazuje, že v danej oblasti boli počas tohto obdobia nezvyčajne vysoké zrážky (75 % nad dlhodobým priemerom). Ide o ojedinelý jav, ktorý nebol pozorovaný za posledných 46 rokov, avšak môže byť znakom nastávajúcich klimatických zmien.

Pobrežné oblasti GIS sú, v porovnaní s vnútrozemím, zmapované málo, a tak sa ich bilancia hmoty počíta hlavne s použitím rôznych modelov. Zdá sa však, že v tejto oblasti prevláda topenie a to asi na 70 % pobrežia. Interpolácia výsledkov ukazuje na straty asi 51 km^3 ľadu/rok, čo je ekvivalentné prírastku morskej hladiny o $0,13 \text{ mm/rok}$. Vzhľadom na to, že v tomto odhade nie sú zohľadnené



Obr. 6.3: Rozdelenie GIS na spádové oblasti podľa Luthckeho
(Zdroj: Luthcke a kol., 2006)

dynamické straty ľadovca, predpokladáme, že ide o minimálny odhad a to aj napriek tomu, že nedokážeme určiť chybu tejto hodnoty (Krabill a kol., 2000).

6.3 Výsledky pomocou metódy GRACE

Ako je už v úvode spomínané, GRACE je relatívne nová metóda, preto zverejnené výsledky vychádzajú z pomerne malého počtu dát. Spracovaniu týchto poznatkov sa v súčasnosti venuje veľká pozornosť. Velicogna a Wahr (2005) spracovali v tejto práci dáta z GRACE pre prvé dva roky existencie týchto satelitov, teda pre obdobie medzi letom 2002 a 2004.

Z ich poznatkov plynie, že GIS vykazuje vždy v lete veľké straty, v zime zase naopak narastá. Celkovo však GIS vykazuje straty $82 \pm 28 \text{ km}^3/\text{rok}$. Výsledná chyba pri tomto výpočte je približne rovnakým dielom spôsobená nepresnosťou merania GRACE a odhadmi PGR, bližší popis odvodenia chýb je uvedený v samotnej práci Velicogna a Wahr (2005). Ako sa v citovanom článku ďalej uvádza, táto zmena nemôže byť interpretovaná ako dlhotrvajúci trend, nakoľko sa tu spracovávajú dáta len pre obdobie dvoch rokov. Avšak konečný záver, že GIS svoju hmotu stráca, je rovnaký ako výsledky iných, nezávislých meraní, z čoho usudzujeme, že Grónsky ľadovec postupne stráca na svojom objeme.

Ďalšie spracovanie dát získaných pomocou GRACE nájdeme v práci Luthcke a kol. (2006), kde sú odvodené straty GIS pre obdobie 2003–2005. V tejto práci zvolil autor odlišný prístup ako Velicogna. GIS rozdelil na jednotlivé spádové oblasti (*drainage systems* = DSs), ktoré sú znázornené na obrázku 6.3.

Spádová oblasť	Zmena hmoty [km ³ /rok]	
	> 2 000 m	< 2 000 m
1	14 ± 2	-4 ± 4
2	44 ± 2	-35 ± 2
3	55 ± 3	-82 ± 2
4	-41 ± 12	-36 ± 3
5	3 ± 3	-3 ± 14
6	-29 ± 3	7 ± 5
Celkovo	45 ± 9	-153 ± 26

Tabuľka 6.2: Výsledky podľa Luthckeho prepočítané na km³/rok
(Zdroj: Luthcke a kol., 2006)

Tieto oblasti sú označené 1a až 6a a 1b až 6b, pričom označenie „a“ znamená oblasť nad 2 000 m, územia pod 2 000 m sú označené ako „b“. Jednu spádovú oblasť tvoria obe územia, teda nad aj pod 2 000 m. Vo svojej práci spracoval Luthcke ako dáta pre jednotlivé DSs, tak aj pre celý GIS. Jeho výsledky sú zhrnuté v tabuľke 6.2. Bilancia hmoty pre celé územie GIS pre obdobie 2003–2005 bola stanovená ako -110 ± 17 km³/rok, teda oproti hodnotám uvedeným v práci Velicogna a kol. (2005) je to zvýšenie strát o 34 %.

Pri spracovaní hodnôt pre obdobie Apríl 2002–November 2005 v práci Chen a kol. (2006b) už dostávame straty 239 ± 24 km³/rok, čo je podstatne väčšia hodnota než uvádza Velicogna a kol. (2005). Rozdiel sa pripisuje rovnakou mierou zvýšenému topeniu behom posledného roka a pol, zlepšenému filtrovaniu dát a vylepšeným technikám, vrátane lepších numerických modelov. Zvýšené topenie môže znamenať medziročnú variabilitu chovania, ale rovnako aj zrýchlenie topenia, ktoré je spôsobené otepľovaním Arktických oblastí (Chen a kol., 2006b).

Aj napriek tomu, že výsledok práce Chen a kol. (2006b) sa približne zhoduje s výsledkom uvedeným v Rignot a Kanagaratnam (2006), kde sa celková bilancia hmoty GIS stanovila pomocou satelitných meraní a bola určená ako -224 ± 41 km³/rok, zostáva otázka presnej bilancie hmoty GIS aj naďalej veľkou výzvou. Tomu nasvedčuje aj fakt, že výsledky prác Velicogna a kol. (2005) a Luthcke a kol. (2006) sa podstatne líšia od hodnoty, ku ktorej dospel Chen a kol. (2006b).

6.4 Celková bilancia GIS

Na rozdiel od Antarktídy je grónska klíma silno ovplyvnená prítomnosťou blízkych pevnín a okolitým oceánom, v ktorom prúdia morské prúdy. Priemerná rýchlosť akumulácie je asi dvojnásobná oproti Antarktíde, avšak letnému topeniu podlieha asi polovica GIS, pričom väčšina vody, ktorá takto vznikne, odtieká do oceánu. GIS svoju hmotu stráca primárne povrchovým odtokom roztopenej vody a telením, okrem severu, kde prevláda topenie v spodných častiach ľadovca (Rignot a Thomas, 2002).

Zdroj	Straty GIS [km ³ /rok]	Obdobie	ZUMH [mm/rok]
Rignot a Kanagaratnam, 2006	91 ± 31	1996	0,23 ± 0,08
Krabill a kol., 2004	59 ± 15	1993/4–1998/9	0,15 ± 0,04
Krabill a kol., 2004	80 ± 12	1997–2003	0,20 ± 0,03
Rignot a Kanagaratnam, 2006	138 ± 31	2000	0,35 ± 0,08
Velicogna a kol., 2005	82 ± 28	2002–2004	0,21 ± 0,07
Chen a kol., 2006b	239 ± 23	2002–2005	0,61 ± 0,06
Luthcke a kol., 2006	110 ± 17	2003–2005	0,28 ± 0,04
Rignot a Kanagaratnam, 2006	224 ± 41	2005	0,57 ± 0,10

Tabuľka 6.3: Zhrnutie celkovej bilancie GIS; ZUMH = zmena úrovne morskej hladiny

Ako plynie z tejto kapitoly, GIS stráca svoju hmotu hlavne v pobrežných oblastiach, zatiaľ čo vnútrozemie je v rovnováhe až mierne narastá. V tabuľke 6.3 sú zhrnuté názory na bilanciu hmoty Grónskeho ľadovca pre rôzne obdobia. Hodnoty uvedené v tabuľke naznačujú, že straty GIS sa s postupujúcim časom zväčšujú.

Tento názor podporujú aj informácie uvedené vo výročnej správe IPCC (Meehl a kol., 2007), ktorá tvrdí, že v období 1961–2003 bola bilancia hmoty GIS niekde medzi nárastom o 25 Gt/rok (27 km³/rok) a úbytkom 60 Gt/rok (65 km³/rok). Uvedené hodnoty by spôsobili pokles úrovne morskej hladiny o 0,07 mm/rok, resp. nárast o 0,17 mm/rok.

Pre obdobie 1993–2003 udáva správa IPCC (Meehl a kol., 2007) bilanciu hmoty Grónskeho ľadovca -50 až -100 Gt/rok (-55 až -109 km³/rok), teda zvýšenie morskej hladiny o 0,14–0,28 mm/rok. Pre obdobie 2003–2005 boli podľa výročnej správy IPCC (Meehl a kol., 2007) straty GIS ešte väčšie.

Kapitola 7

Budúce chovanie sa ľadovcov

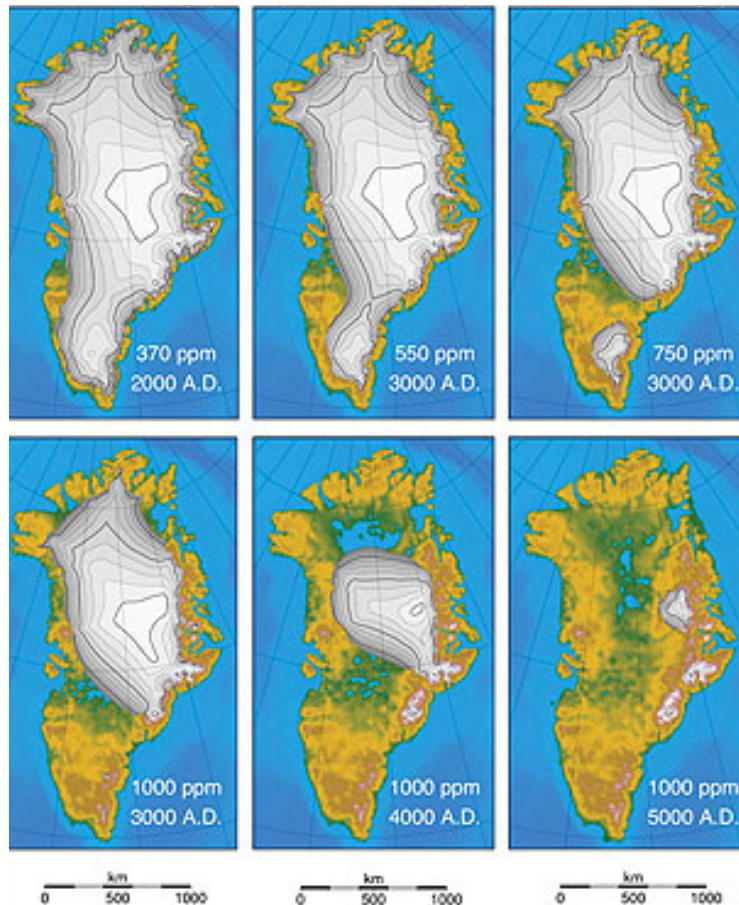
Predpovede príspevkov ľadovcov ku zmene úrovne morskej hladiny sa zakladajú na spojení rôznych modelov správania sa ľadovcov v 21. storočí a ďalej. Tieto modely predpovedajú, že do roku 2100 bude narastanie Antarktídy vyrovnávať zrýchlené topenie GIS. Narastanie AIS bude spôsobené zvýšenými zrážkami v Antarktckej oblasti, ktoré vzrastú v dôsledku oteplenia.

Väčšina predpovedí pre Grónsko tvrdí, že GIS bude behom 21. storočia prispievať ku zvyšovaniu úrovne morskej hladiny, pretože zvýšenie strát bude väčšie ako zvýšenie zrážok. Existuje však aj model, ktorý predpokladá, že dôjde ku zmenšeniu oblasti, kde dochádza k ablácii, a tak bude GIS znižovať morskú hladinu (Meehl a kol., 2007). Toto však nie je v súlade s pozorovanými zmenami GIS, a preto sa uznáva názor, že GIS svoju hmotu bude aj v budúcnosti naďalej strácať.

Huybrechts a kol. (2004) vo svojej práci uvádza, že GIS bude rovnako ako behom minulého storočia, tak aj behom 21. storočia strácať svoju hmotu a zvyšovať tak úroveň morskej hladiny. Naopak, Antarktída bude pravdepodobne narastať a tým spôsobovať pokles morskej hladiny. V tejto práci sa uvádza, že príspevok GIS ku zmene morskej hladiny bude v období 1975–2100 činiť +2 až +7 cm, zatiaľ čo Antarktída behom tohto obdobia zníži úroveň morskej hladiny o 2 až 14 cm. Keďže podľa týchto výsledkov sa očakáva väčší nárast Antarktídy ako topenie Grónska, behom 21. storočia by malo predikované chovanie týchto dvoch ľadovcov spôsobovať pokles morskej hladiny (Huybrechts a kol., 2004).

Ak sa budeme zaujímať o GIS vo vzdialenejšej budúcnosti, zistíme, že ak sa nad Gónskom oteplí o viac ako 3°C, povrchové topenie bude väčšie ako akumulácia snehu a GIS sa zmenší, alebo dokonca úplne zmizne (obr. 7.1). Extrémnejšie predpovede predpokladajú, že GIS prispeje ku zvýšeniu úrovne morskej hladiny o 7 m behom asi 1000 rokov. Táto strata hmoty bude nevratná a voda, ktorá sa takto dostane do oceánu, môže zmeniť cirkuláciu vody v oceáne, a tým spôsobiť lokálne ochladenie, napr. v severnej Európe (Alley a kol., 2005).

Všetky známe modely pre 21. storočie predpokladajú, že zmena bilancie hmoty v Antarktíde bude mať za následok zníženie úrovne morskej hladiny ako následok zvýšených zrážok v tejto oblasti. Štatistické spracovanie dát za posledných 20 rokov však neukazuje, že by dochádzalo k podobným javom, avšak počas tohto obdobia sa Antarktída ako celok neoteplila. Lokálne oteplenie bolo pozorované na Antarktckom polostrove, kde bolo rovnako pozorované aj zvýšenie zrážok (Meehl a kol., 2007).



Obr. 7.1: Vývoj GIS podľa Alleyho (Zdroj: Alley a kol., 2005)

Kedže modely, na základe ktorých boli vyslovené vyššie uvedené tvrdenia, nepočítajú s niektorými fyzikálnymi javmi ani s oceánskymi silami, ktoré môžu spôsobovať popísané zmeny, môžu byť uvedené hodnoty spodnou hranicou skutočných. Aj napriek tomu, že numerické modely sa stále zlepšujú, v súčasnej dobe nie je známy žiadny model, ktorý by uspokojivo popisoval chovanie ľadovcov v budúcnosti. Avšak na základe už získaných poznatkov predpokladáme, že dynamické zmeny môžu byť dôležité, dokonca ich príspevok ku zvýšeniu morskej hladiny môže byť väčší ako príspevok povrchového topenia (Alley a kol., 2005).

Výročná správa IPCC (Meehl a kol., 2007) uvádza, že ak sa nad oboma pevninskými ľadovcami oteplí o 3°C , GIS bude zvyšovať úroveň morskej hladiny o $0,3 \pm 0,3$ mm/rok a AIS bude spôsobovať pokles hladiny o $0,9 \pm 0,5$ mm/rok, to znamená zmenu úrovne morskej hladiny $0,11 \pm 0,09$ mm rok⁻¹ °C⁻¹ pre Grónsko, pre Antarktídu je táto hodnota $-0,29 \pm 0,18$ mm rok⁻¹ °C⁻¹.

Kapitola 8

Záver

V súčasnej dobe sa ľadovce monitorujú rôznymi technikami. Ako sa uvádza v kapitole 3, všetky metódy majú svoje výhody i nedostatky. Optimálne výsledky by prinieslo vyvážené spojenie všetkých postupov, čo však ani zďaleka nie je jednoduché.

Zdá sa, že najefektívnejšia metóda monitorovania ľadovcov v Antarktíde a Grónsku je GRACE. Pomocou tejto metódy síce presne meriame gravitačné pole Zeme, avšak vďaka nepresným modelom postglaciálneho výzdvihu sú odhady zmien ľadovcov určované týmto postupom stále zaťažené veľkými chybami.

V súčasnosti však nie je verejne známy matematický model, ktorý by s uspokojivou presnosťou popisoval viskoelastickú Zem a poskytoval tak dobrý základ pre využitie výsledkov GRACE. Rovnako tak nie je známy ani model, ktorý dostatočne presne popisuje chovanie ľadovcov a to ako v minulosti, tak aj v súčasnosti respektíve v budúcnosti.

Zlepšenie výsledkov tak do veľkej miery závisí na zlepšení matematických modelov, hlavne na zlepšení modelov postglaciálneho výzdvihu, ktoré závisia na modeloch viskoelastickej Zeme. Dôležité však je aj ďalšie monitorovanie ľadovcov, ktoré bude zväčšovať súbor dát a umožní nám tak následne zistiť, či je súčasné chovanie ľadovcov reakciou na zmenu klimatických podmienok, alebo či ide o isté periodické zmeny.

Zatiaľ čo doposiaľ známe modely budúceho chovania ľadovcov ukazujú na budúci nárast AIS, čo bude mať za následok pokles morskej hladiny, prognózy pre GIS sú opačné.

Ku zvyšovaniu úrovne morskej hladiny však okrem pevninských ľadovcov v Antarktíde a Grónsku prispievajú aj horské ľadovce a ľadové čiapky v ostatných častiach sveta a hlavne teplotná rozťažnosť vody, ktorá má najväčší vplyv na zmenu morskej hladiny. Podľa výročnej správy IPCC (Meehl a kol., 2007) sa v dôsledku globálneho otepľovania bude úroveň morskej hladiny v období 2090–2099 aj napriek narastaniu Antarktídy zvyšovať o 3,8 mm/rok (v období 1993–2003 sa morská hladina zvyšovala o 0,8–1,6 mm/rok, v období 1961–2003 to bolo 0,2–1,2 mm/rok).

Použitá literatura

ABDALATI W. ET AL.: *Elevation Changes of Ice Caps in the Canadian Arctic Archipelago*, J. Geophys. Res. **109** (2004), F04007.

ALLEY R. B. ET AL.: *Ice-Sheet and Sea-Level Changes*, Science **310** (2005), 456–460.

COOK A. J. ET AL.: *Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century*, Science **308** (2005), 541–544.

CHEN J. L. ET AL.: *Antarctic Mass Rates from GRACE*, Geophys. Res. Lett. **33** (2006b), L11502.

CHEN J. L., WILSON C. R., TAPLEY B. D.: *Satellite Gravity Measurements Confirm Accelerated Melting of Greenland Ice Sheet*, Science **313** (2006b), 1958–1960.

DAVIS C. H. ET AL.: *Snowfall-Driven Growth in East Antarctic Ice Sheet Mitigates Recent Sea-Level Rise*, Science **308** (2005), 1898–1901.

DOWDESWELL J. A.: *The Greenland Ice Sheet and Global Sea-Level Rise*, Science **311** (2006), 963–964.

HUYBRECHTS P. ET AL.: *Modelling Antarctic and Greenland Volume Changes During the 20th and 21st Centuries Forced by GCM Time Slice Integrations*, Global and Planetary Change **42** (2004), 83–105.

JOHANNESSEN O. M. ET AL.: *Recent Ice-Sheet Growth in the Interior of Greenland*, Science **310** (2005), 1013–1016.

KRABILL W. ET AL.: *Greenland Ice Sheet High-Elevation Balance and Peripheral Thinning*, Science **289** (2000), 428–430.

KRABILL W. ET AL.: *Greenland Ice Sheet: Increased Coastal Thinning*, Geophys. Res. Lett. **31** (2004), L24402.

LUTHCKE S. B. ET AL.: *Recent Greenland Ice Mass Loss by Drainage System from Satellite Gravity Observations*, Science **314** (2006), 1286–1289.

MEEHL, G.A. ET AL.: *Global Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (2007), 339–343, 361–368, 812–822.

Text je dostupný na <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>

MONAGHAN A. J. ET AL.: *Insignificant Change in Antarctic Snowfall Since the International Geophysical Year*, *Science* **313** (2006), 827–830.

RIGNOT E. AND KANAGARATNAM P.: *Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet*, *Science* **311** (2006), 986–990.

RIGNOT E. AND THOMAS R.H.: *Mass Balance of Polar Ice Sheets*, *Science* **297** (2002), 1502–1506.

SWENSON S., WAHR J. AND MILLY P. C. D.: *Estimated Accuracies of Regional Water Storage Variations Inferred from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE)*, *Water Resour. Res.*, **39** (2003), 1223.

STEPHERD A., WINGHAM D. J. AND MANSLEY J. A. D.: *Inland Thinning of the Amundsen Sea Sector, West Antarctica*, *Geophys. Res. Lett.*, **29** (2002), GL014183.

ŠRÁMEK, O.: *Modelování dynamického geoidu*, diplomová práce, UK v Praze, MFF, (2002).

THOMAS R. ET AL.: *Mass Balance of the Greenland Ice Sheet at High Elevations*, *Science* **289** (2000), 426–427.

THOMAS R. ET AL.: *Mass Balance of Higher-Elevation Parts of the Greenland Ice Sheet*, *J. Geophys. Res.* **106** (2001), 33,707–33,716.

THOMAS R. ET AL.: *Accelerated Sea-Level Rise from West Antarctica*, *Science* **306** (2004), 255–258.

VELICOGNA I. AND WAHR J.: *Postglacial Rebound and Earths Viscosity Structure from GRACE*, *J. Geophys. Res.* **107** (2002), 10.1029/2001JB001735.

VELICOGNA I. AND WAHR J.: *Greenland Mass Balance from GRACE*, *Geophys. Res. Lett.* **32** (2005), L18505.

VELICOGNA I. AND WAHR J.: *Measurements of Time-Variable Gravity Show Mass Loss in Antarctica*, *Science* **311** (2006), 1754–1756.

WAHR J. ET AL.: *Time Variability of the Earth's Gravity Field: Hydrological and Oceanic Effects and Their Possible Detection Using GRACE*, *J. Geophys. Res.* **103** (1998), 30.205–30.229.

Dodatok A

Slovník pojmov

Čelo ľadu (Ice front): útes pobrežného ľadu alebo plávajúceho ľadovca, ktorý stojí pred oceánom a vyčnieva 2-50 metrov nad hladinu mora

Firn (Firn): oblý, dobre ohraničený sneh, ktorý je starší ako jeden rok; firn má hustotu väčšiu ako 550 kg/m^3 ; počas prvého roku sa nazýva *névé* (z franc. *névé*)

Kryha (Iceberg): masa ľadu, ktorá bola odlomená z pobrežného ľadu alebo ľadovca a pláva na oceáne; kryha pozostáva zo sladkej vody a môže mať zelenú alebo modrú farbu, ktorá závisí na tom, ako kryha absorbuje a rozptyľuje svetlo; v prípade, že kryha vystupuje viac ako 5 metrov nad oceán a pokrýva plochu aspoň 500 m^2 , ide o *rýdzu kryhu*

Ľadovec (Glacier): masa ľadu a snehu, ktorá vznikla na pevnine a väčšinou je jej rozloha väčšia ako $1/10 \text{ km}^2$

- **Horský (alpínsky) ľadovec (Mountain glacier):** ľadovec, ktorý je obmedzený okolitým horským terénom
- **Karový (cirkulárny) ľadovec (Cirque glacier):** ľadovec formovaný na hlbších svahových depresiách
- **Odtokový ľadovec (Outlet glacier):** údolný ľadovec, ktorý odteká z pevninského ľadovca alebo ľadovej čiapky a tečie cez priepasť v obvodových vrchoch (do mora)
- **Pobrežný ľadovec (Tidewater glacier):** horský ľadovec, ktorý končí v oceáne
- **Prítokový ľadovec (Tributary glacier):** malý ľadovec, ktorý vteká do väčšieho ľadovca
- **Teliaci sa ľadovec (Calving glacier):** ľadovec, ktorý stráca hmotu teléním, väčšinou sú to ľadovce končiace v mori, jazerách alebo riekach
- **Údolný ľadovec (Valley glacier):** ľadovec, ktorý steká dole po strane hory

Ľadová čiapka (pokrývka) (Ice cap): kupolovitá masa pevninského ľadu, ktorý je formovaný na pevnine a má menej ako 50 000 km²

Ľadové jadro (Ice core): vertikálna časť ľadovca, obvykle získaná z hrubého ľadovca (napr. z Antarktického ľadovca), ktorej skúmanie môže poskytnúť informácie o minulých klimatických podmienkach

Ľadový /ľadovcový jazyk (Ice /Glacier tongue): časť ľadovca alebo pobrežného ľadu, ktorá vyčnieva do oceánu, pričom ľad za touto časťou je na pevnine

Morský ľad (Sea ice): ľad, ktorý obklopuje pevninu a formuje sa na oceáne pri teplote -2°C, veľká časť z morského ľadu okolo Antarktídy sa v lete topí a znovu sa obnovuje na jeseň a v zime

Pevninský ľadovec (Ice sheet): kupolovitá masa ľadovca, ktorá pokrýva okolitý terén a je väčšia ako 50 000 km²

Pobrežný ľad (Ice shelf): hrubá vrstva ľadu na mori spojená s pevninou; väčšinou vyčnieva viac ako 20 metrov nad hladinu vody. Pobrežný ľad má hrúbku 10–1 500 metrov a horizontálny okraj má desať až stovky km

Polynya (aj polynia): oblasť trvalo voľnej vody nepravidelného tvaru v ľadovom poli

Positive degree day (PDD) model: je založený na štatistických vzťahoch medzi nameranými teplotami vzduchu na ľadovci a rýchlosťou topenia snehu alebo ľadu na jeho povrchu. Používané koeficienty sú -3 mm vody za jeden deň s teplotou väčšou ako 0° C (PDD) pre sneh a -8 mm vody/PDD pre ľad. Po zohľadnení hustoty dávajú obe hodnoty zmenu výšky povrchu -9 mm/PDD

Telenie ľadovcov (Calving): proces, pri ktorom sa odlamuje ľad z ľadovcov a formuje tak kryhy, ľadovcové kusy a úlomky

Terénna čiara (Grounding line): prechod medzi ľadom na pevnine a pobrežným ľadom alebo miesto, kde ľad začína plávať