Bilan de Masse de Surface Antarctique : Techniques de mesure et analyse critique

Olivier Magand

▶ **To cite this version:**

Olivier Magand. Bilan de Masse de Surface Antarctique : Techniques de mesure et analyse critique. Planète et Univers [physics]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2009. Français. NNT : . tel-00374371

HAL Id: tel-00374371
https://theses.hal.science/tel-00374371

Submitted on 8 Apr 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

BILAN DE MASSE DE SURFACE ANTARCTIQUE : TECHNIQUES DE MESURE ET ANALYSE CRITIQUE

Olivier MAGAND

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble 1
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Date de Soutenance : 18 mars 2009

Composition du jury :

Catherine CHAUVEL	Directrice de Recherche, CNRS/LGCA	Présidente du jury
Françoise VIMEUX	Chargée de Recherche, IRD/LSCE	Examinatrice
Paul Andrew MAYEWSKI	Professeur d'Université, Univ. Maine/CCI	Rapporteur
Eric MARTIN	Ingénieur de Recherche, Météo-France/CNRM	Rapporteur
Michel FILY	Professeur d'Université, UJF/LGGE	Co-directeur de thèse
Christophe GENTHON	Directeur de Recherche, CNRS/LGGE	Co-directeur de thèse

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de L'environnement (UMR5183)
Centre National de la Recherche Scientifique
Université Joseph Fourier
54, rue Molière – Domaine Universitaire
BP 96 – 38402 – Saint Martin d'Hères Cedex (France)

A Sophie & Inua,

« La vie polaire, et de surcroît en groupe, ne permet aucun maquillage, aucun subterfuge, aucune tricherie. On se montre tel que l'on est :
L'homme que l'on est au fond de soi, et que l'on ignore soi-même… »

Paul-Emile Victor, Préface de « Antarctique, désert de glace » de Claude Lorius

Station franco-italienne Dôme C, saison australe 2003-2004

Remerciements

Thanks, Grazie, Gracias, Danke, Obrigado, Todar Rabah, Xiexie… Après Aimer et Aider, Remercier est sans contexte le troisième plus beau verbe dans toutes les langues. Voici venu le temps des traditionnels, mais non moins mérités, remerciements qui accompagnent la fin et la validation d'un travail de doctorat, et du manuscrit qui lui est associé… Mérités, puisque la réalisation d'un doctorat n'est pas qu'un simple travail individuel, mais la résultante d'une action et d'un soutien collectifs, à la fois professionnels et personnels. L'Aventure n'est-elle pas plus belle lorsqu'elle est partagée ?

Merci tout d'abord à l'ensemble des personnels permanents du LGGE, qu'ils soient administratifs, informatiques, techniques et scientifiques, ainsi que les doctorants et stagiaires qui font la vie et les bons moments de ce laboratoire auquel je suis rattaché depuis maintenant près de sept années, et qui ont tous, à un instant donné, manifesté un soutien à mon égard dans la réalisation et finalisation de ce travail, au travers de périodes parfois délicates… Je les remercie tous très chaleureusement. Je tiens notamment à remercier plus particulièrement **Olivier A., Jérôme C., Patrick G., Emmanuel L., Bruno J.**, **Vincent F., Marie R.**, **Paul D.**, **Eric D.**, **Marie-Christine M.** (pour les conseils informatiques) et **Jean-Philippe B.** (Bonne retraite !!!), pour leur bonne humeur permanente et leur caractère entier, **Maud G.**, pour son soutien de tous les instants et les discussions sans fin autour d'un café matinal, , **Aurélien D.** et **Christophe F.**, pour leur écoute dans les périodes difficiles et tous les moments (terrain et soirées) partagés, **Gilles D.**, présent depuis peu, et **Delphine S.**, présente depuis plus longtemps, et dont les oreilles attentives s'avèrent précieuses, **Jean-Luc J.**, pour sa confiance et sa patience vis-à-vis de mes demandes (ou « exigences » ?) répétées par rapport à l'Ecole Doctorale, et **Martine De A.**, pour ses conseils avisés, son exigence et sa vision de la Science.

Un remerciement des plus appuyés à **Gerhard K.**, **Ghislain P.**, et le bientôt (futur proche) docteur **Ludovic B.**, pour leur patience, leur collaboration, leur disponibilité et leur enthousiasme dans la réalisation d'une partie des travaux présentés dans ce doctorat. Vous retrouverez leurs noms associés à la plupart des articles relatés et décrits dans ce manuscrit. Je les remercie pour le partage de leurs multiples connaissances et visions de notre domaine d'activités. Un *Special Thanks* pour **Gregory T.**, ami fidèle de tous les instants, athlète accompli et avec qui je partage cette incroyable passion des films de série B, que nous nous acharnons à visionner au cinéma, dans des salles complètement vides, tout en étant capables de philosopher sur la pauvreté de scénarii dont les écrits tiennent sur une page A4 recto-verso. Chapeau !!!

Et que dire du soutien inconditionnel de mes amis les plus proches, hors LGGE ? Un grand merci à **Xavier F.**, désormais fan de « bandits manchots » aux USA, mais peut-être prochainement de retour aux sources (hé, hé…), à **Laure A.**, **Séverine B.**, et **Mélanie B.** (Clermont forever ?) pour leur

éternelle gentillesse et attention de tous les instants, à **Angélique C.**, pour ses incroyables talents culinaires (si, si…), à **Fabien A.**, et toute la petite famille, pour toutes nos discussions transcendantales autour d'une bonne bouteille et d'un BBQ, à **Jérôme M.**, ami de la première heure, et de toute la petite famille, **Virginie**, **Joan** et **Pierre**, avec qui nous passons d'excellents moments, et enfin, à **Blandine C.**, **Christophe** et le petit « **Robin** Wood », pour leur amitié sincère et profonde, et pour tout ce qui se cache derrière ce mot…

Merci aux membres du jury, **Catherine C.**, **Françoise V.**, **Paul M.** et **Eric M.**, d'avoir accepté de consacrer une partie de leur précieux temps à la lecture et à la critique de ce travail qui me tenait tant à cœur… Petite mention spéciale à **Françoise V.**, avec qui nous partageons, hors science, l'amour du vignoble (un commentaire, Martine ?), le lèche-vitrines (courage, **Pierre**) et Pablo N..

Ce doctorat n'aurait également pas vu le jour sans l'assentiment et le soutien perpétuels de mes deux directeurs de thèse, **Michel F.** et **Christophe G.**, à qui je dois toute ma gratitude, pour m'avoir donné (quasi-) entière liberté sur la gestion de ce travail, et qui ont du (et su, avec brio) apprendre à composer avec un caractère parfois difficile et des retournements de situation parfois inattendues. Qu'ils sachent en lisant ces mots, que je les considère comme des amis, tout simplement.

Merci à **mes parents** (bientôt la Quille, alors profitez comme il se doit de cette retraite bien méritée) et **toute ma belle-famille**, pour leur présence forte même à distance, leurs encouragements constants et leur aide lors des moments difficiles, parfois nombreux ces deux dernières années… (exception faite, évidemment, de la naissance du plus beau cadeau au monde : Un petit rayon de soleil dénommé **Inua**). Merci **à mon frère**, **Alexis**, que je vois peu souvent, mais avec qui je partage bien plus que les liens du sang. Je pense qu'avec Sophie, tu es la personne qui comprend le mieux ce que ce doctorat peut représenter, au-delà de l'aspect purement scientifique. Cf. petit retour dix années en arrière… A chaque membre de cette Grande famille, profitez et jouissez tous « égoïstement et précieusement » de l'existence : **Etre Soi permet d'aider l'Autre**.

Aux deux Amours de ma vie, à **Sophie**, pour tout ce que tu représentes pour moi, et pour toutes les merveilleuses années que nous avons à vivre ensemble, jusqu'à la fin des temps, et à **Inua**, le plus beau des présents existentiels, notre petit bonheur sur pattes (à 2 comme à 4). Je vous aime…

« *L'Amour, ce n'est pas se regarder l'un l'autre,*
mais c'est regarder ensemble dans la même direction» Saint-Exupéry

« *Le couple heureux qui se reconnaît dans l'Amour défie l'Univers et le Temps,*
il se suffit, il réalise l'Absolu » Simone de Beauvoir

« *Quand un enfant naît, un père naît aussi* » Frederick Buechner

Résumé

Les zones polaires, et notamment le continent Antarctique, représentent actuellement les régions mondiales où les changements liés au réchauffement climatique se manifestent de manière particulière et souvent spectaculaire. Or, notre capacité actuelle à comprendre les modes naturels de la variabilité climatique dans ces régions, ainsi que les impacts directs ou indirects de l'activité anthropique sur ces modes, reste encore relativement limitée. Ainsi, la nappe glaciaire Antarctique et ses composantes (atmosphère, océan, glace de mer) restent encore mal connues et mal représentées dans les modèles climatiques actuels (MCGA), contribuant notamment à de fortes incertitudes sur les projections climatiques futures et l'évolution associée du niveau des océans. La poursuite des études sur l'équilibre ou non (et l'évolution future) du bilan de masse (surface et total) des différents secteurs du continent Antarctique, par rapport au réchauffement climatique actuel, s'avère donc primordiale.

Dans le cadre de ce manuscrit, je propose de contribuer à réduire les incertitudes du Bilan de Masse de Surface (BMS) Antarctique, permettant d'aborder une optimisation de la cartographie actuelle de ce dernier que ce soit avec les modèles MCGA ou les cartes d'interpolation de BMS :

En premier lieu, une revue détaillée et des exemples d'application des principales méthodes radiochimiques (principes, inconvénients et avantages) permettant les mesures indirectes du BMS dans les échantillons de neige collectés sur le terrain Antarctique sont présentés. La description de ces outils particuliers s'ajoute à celle de l'état actuel des connaissances sur l'ensemble des méthodes de mesure utilisées dans l'étude du BMS en Antarctique, qui font l'objet d'un travail conséquent évoqué dans le manuscrit ;

Dans un second temps, je présente une nouvelle base de données de BMS de terrain, focalisée sur le secteur 90-180° Est de l'Antarctique et représentative de la période 1950-2005. La nouvelle compilation, unique en son genre, est construite sur des critères restrictifs de qualité, basés à la fois (a) sur les caractéristiques, limites et qualités des différentes méthodes de mesures de BMS précédemment décrites, mais également (b) sur la disponibilité des informations (localisation précise, date de la mesure, période temporelle couverte par la valeur de BMS, etc.) associées aux données de BMS existantes. L'application du filtre de qualité sur l'ensemble des valeurs de BMS de terrain disponibles dans le secteur d'étude 90-180° Est induit une très forte réduction de la densité et de la couverture spatiale des points de mesure de BMS dans ce secteur, mais introduit en contre-partie une confiance accrue dans la fiabilité des données conservées par rapport aux compilations préalables exemptes de contrôle de la qualité. La nouvelle base de données filtrées contient également de nouvelles valeurs de BMS, issues de récentes campagnes de terrain (projets ITASE, RAE et ANARE), et qui satisfont aux critères de qualité définis. Ce travail montre que l'utilisation sans discrimination de données de BMS de terrain peu fiables peut grandement affecter la validation, au temps présent, du BMS par les modèles MCGA et par-là même entacher la fiabilité des projections climatiques futures ;

Enfin, dans un troisième et dernier temps, trois travaux dans lesquels la nouvelle base de données contrôlées de BMS a été utilisée sont présentés et montrent :

(i) que dans le secteur Antarctique 90-180° Est, l'application du filtre de qualité sur les données de BMS de terrain collectées dans les hauts plateaux Antarctique peut significativement modifier l'appréhension que la communauté glaciologique a, de la capacité des modèles climatiques à représenter les précipitations et le BMS dans ces secteurs ;
(ii) que l'utilisation des rapports normalisés des températures de brillance mesurées en polarisations verticales et horizontales du rayonnement micro-onde émis à 6.9 GHz par le manteau neigeux de surface (cf. carte interpolée de BMS par Arthern and others, 2006) est totalement inadaptée dans les secteurs Antarctique soumis à l'action des processus de fonte/regel (25% de la surface du continent) pour la représentation du BMS. Autrement dit, les travaux présentés induisent que les valeurs interpolées de BMS extraites de la carte de (Arthern and others, 2006) dans les secteurs soumis aux processus de fonte/regel ne sont pas exploitables ;
(iii) des simulations du climat Antarctique, et par-là même du BMS, pour les périodes 1981-2000 et 2081-2100 via le modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ-4, développé initialement par l'IPSL et modifié par (Krinner and others, 1997) pour les études Antarctiques. La qualité de la simulation du BMS Antarctique à l'état présent est attestée en comparant les résultats du modèle avec les données de BMS de terrain sélectionnées selon les critères restrictifs de qualité précédemment citées. En réponse au changement climatique, les résultats du modèle, en fonction des forçages de conditions océaniques appliquées (températures de surface, étendue de la glace de mer, etc.) suggèrent une augmentation du BMS Antarctique (de +32 à +44 kg m^{-2} an^{-1}) au cours des 100 prochaines années, correspondant à une contribution négative à l'évolution du niveau marin, à savoir une diminution de ce dernier comprise entre 1.05 et 1.50 mm an^{-1} à l'horizon 2100.

Abstract

The study of the cryosphere, which is one of the main active component in the global climate system, including global sea level, represents a major interest in the understanding of the current climatic changes. The polar zones are, at the moment, the world areas where the climatic changes appear in a spectacular way, and this reinforces the necessity of a better understanding of the total and surface mass balance of the ice sheets. Indeed, the Antarctic mass balance (surface and total), is not well known yet and is not correctly represented in current climatic models; this matter of fact contributes to strong uncertainties about future climate projection as well as associated potential contribution on sea level change. As a consequence, the continuation of studies on total and surface mass balance (and future change) in the different Antarctic regions, in response to the actual (and future climate), appears essential.

In the framework of the present manuscript, I propose to reduce uncertainties in the Antarctic surface mass balance (SMB) estimates, inducing the possibility to optimize the reconstruction of the accumulation parameter over the continent with atmospheric general circulation (climatic) models and interpolation maps of *in situ* observations.

Firstly, detailed descriptions (principles, advantages and problems) of radiochemical methods (radiochronology and time horizon markers) applied to SMB measurement in snow/firn/ice samples collected during field campaigns in Antarctica, as well as few concrete applications of these tools, are presented. A review, providing an overview of the other various measurement techniques used for the SMB determination in Antarctica, the related difficulties and limitation of data interpretation for each of them, is also shown in the manuscript.

Secondly, I present a new compilation of field SMB data in the 90-180° East Antarctic sector from the early 1950s to nowadays. From our knowledge, the new suggested SMB data set is unique because quality-controlled. Indeed, to build this compilation, I define quality criteria based 1) on an up-to-date review and quality rating of the various SMB measurement methods as well as 2) on essential information (location, dates of measurements, time period covered by the SMB values, primary data sources) related to each SMB data. I apply these criteria to all available SMB values in the 90-180° East Antarctic sector. This application results in a new set of observed SMB values for the 1950-2005 time period with strong reduction in density and coverage but also expectedly reduced inaccuracies and uncertainties compared to other compilations. The quality-controlled SMB data set also contains new results from recent field campaigns (ITASE, RAE and ANARE projects) which comply with the defined quality criteria. A comparative evaluation of climate model results against the quality-controlled updated SMB data set and other widely used ones illustrates that Antarctic SMB studies are significantly affected by the quality of field SMB values used as reference.

Finally, I present different works in which the new quality-controlled SMB data set has been applied and used. These studies show:

(i) that differences between model results and field SMB data in high Antarctic plateau are much reduced when the in situ SMB reports used to evaluate the models are filtered through quality control criteria and less reliable reports are subsequently left out. We thus argue that, although not necessarily unsupported, model biases and their interpretations in terms of clear-sky versus synoptic precipitation on the Antarctic plateau may have been overstated in the past. To avoid such misleading issues, it is important that in situ SMB reports of insufficient or un-assessed reliability are discarded even if this is at the cost of a strong reduction of spatial sampling and coverage;

(ii) that using a carefully screened subset of accumulation measurements in the 90°-180°E sector, we observe a reasonable agreement with microwave-based accumulation map (cf. Arthern and others, 2006) in the dry-snow regions, but large discrepancies in the coastal regions where melt occurs during summer. Using an emission microwave model, we explain the failure of microwave sensors to retrieve accumulation by the presence of layers created by melt/re-freeze cycles. We then conclude that regions potentially affected by melting should be masked-out in microwave-based interpolation schemes;

(iii) high-resolution (60 km) atmospheric general circulation model simulations of the Antarctic climate for the periods 1981-2000 and 2081-2100 realized by the LMDZ-4 model, initially developed by IPSL and modified by Krinner and others (1997) for Antarctic studies. Our analysis focuses on the surface mass balance change and its impact on global eustatic sea level. We assess the quality of the simulated present-day SMB by comparing with the new quality-controlled SMB data set in the 90-180° E sector, as well as SMB *in situ* data in other Antarctic regions complying with the defined quality criteria. Following the sea surface conditions applied in the model runs, the simulated Antarctic SMB increases between 32 and 44 mm water equivalent per year in the next century corresponding to a sea level decrease between 1.05 and 1.5 mm $year^{-1}$ by the end of the twenty-first century.

Table des matières

Liste des tableaux xiii

Liste des figures xvii

Liste des abréviations xxi

Glossaire de glaciologie et climatologie xxv

Glossaire de radiochimie xxix

1. Introduction au bilan de masse de surface en Antarctique de l'Est 1

1.1 Contexte général de l'étude 1

1.2 Bilan de masse de l'Antarctique 7

1.2.1 Caractéristiques physiques générales du continent Antarctique 7

1.2.2 Bilan de masse Antarctique (surface et net) : Théorie et méthodes d'estimation 14

1.2.2.1 Définitions et notions 14

1.2.2.2 Méthodes d'estimation 17

1.2.3 Etat et évolution actuels du bilan de masse de l'Antarctique 19

1.2.3.1 Péninsule Antarctique 19

1.2.3.2 Antarctique de l'Ouest 20

1.2.3.3 Antarctique de l'Est 21

1.3 Synthèse et objectifs de la thèse 23

1.4 Références bibliographiques 30

2. Méthodes radioactives pour la détermination du bilan de masse de surface 39

2.1 Introduction 39

2.2 Méthodes radioactives : Etat de l'art (théorie et processus) 42

2.2.1 Outils radiochimiques naturels 42

2.2.1.1 Plomb-210 42

2.2.1.2 Transport atmosphérique : De la source au continent Antarctique 45

2.2.1.3 Quelle(s) information(s) donne-t'il sur le continent Antarctique ? 47

a) Calcul du taux d'accumulation : principes de base 47

b) Modèles de calcul de taux d'accumulation sans remaniement 48

c) Limites d'utilisation et procédures de choix 51

d) Exemples de profils de ^{210}Pb à Vostok et Dôme C 53
2.2.2 Outils radiochimiques artificiels 56
2.2.2.1 Essais nucléaires atmosphériques de 1945 à nos jours 56
2.2.2.2 Historique des moratoires et traités 60
a) « Moratoire volontaire » et traité Antarctique de 1959 60
b) Traité d'interdiction partielle des essais nucléaires 60
c) Traité sur la limitation des essais souterrains d'armes nucléaires 61
d) Traité sur les explosions nucléaires à des fins pacifiques 61
e) Traité d'interdiction complète des essais nucléaires 61
2.2.2.3 Genèse des produits radioactifs artificiels 62
a) Bombe à fission où bombe A 62
b) Bombe à fission-fusion où bombe H 63
c) Particules radioactives artificielles 64
2.2.2.4 Dispersion atmosphérique et retombées 65
2.2.2.5 Quelle(s) information(s) donnent-t'ils sur le continent Antarctique ? 68
a) Radio-isotopes d'intérêt pour l'étude de l'accumulation de neige 69
b) Historique des retombées / dépôts en Antarctique : exemple de Pôle Sud 72
c) Limites d'utilisation 76
2.3 Méthodes radioactives : Principes et détection au LGGE 78
2.3.1 Préparation des échantillons et géométrie de comptage 78
2.3.2 Laboratoire semi enterré pour la mesure de la radioactivité 79
2.3.2.1 Description générale 79
2.3.2.2 Aménagements spéciaux 81
2.3.3 Spectromètre gamma co-axial à très bas niveau avec dispositif anti-Compton 82
2.3.3.1 Principes de base de la spectrométrie gamma 82
2.3.3.2 Description du spectromètre gamma coaxial HP type N 85
2.3.3.3 Performances analytiques 86
a) Bruit de fond 86
b) Calibration et efficacité(s) de comptage 87
c) Activité Minimale Détectable (AMD) 88
2.3.4 Multi compteur alpha/bêta à bas niveau 89
2.3.4.1 Principes de base du comptage à gaz de type proportionnel 89
2.3.4.2 Description du multi compteur alpha/bêta 90
2.3.4.3 Performances analytiques 91

a) Bruit de fond 92
b) Calibration et efficacité(s) de comptage 92
c) Activité Minimale Détectable (AMD) 95
2.4 Exemples d'application pour l'estimation du BMS 96
2.4.1 Application en Antarctique de l'Est avec le programme ITASE 96
2.4.2 Application dans les Andes avec le programme SanVallor 99
2.4.2.1 Forage test de 2005 100
2.4.2.2 Forage 2007 102
2.4.3 Autres utilisations : Sédiments lacustres et réservoirs atmosphériques 104
2.5 Références bibliographiques 106

3. Analyse de données de bilan de masse de surface et contrôle qualité 113
3.1 Problématique 113
3.2 Description de l'étude 120
3.2.1 Notions de contrôle qualité et base de données terrain de bilan de masse de surface 120
3.2.2 Présentation de l'article I 121
3.3 Article I 123
3.4 Informations complémentaires 137
3.4.1 Distribution en valeurs du bilan de masse de surface dans les compilations S1/S2 137
3.4.2 Sensibilité du bilan de masse de surface à l'échantillonnage spatial 141
3.4.2.1 Méthode de rééchantillonnage aléatoire 142
a) Principe et procédure 142
b) Applications, résultats et hypothèses 143
3.4.2.2 Méthode de comparaison des moyennes (test d'hypothèses) 148
a) Principe et procédure 148
b) Applications, résultats et hypothèses 151
3.4.2.3 Synthèse des méthodes 156
3.4.3 Couverture temporelle des compilations S1 et S2 158
3.5 Références bibliographiques 160

4. Applications de la compilation de données filtrées de bilan de masse de surface 163
4.1 Introduction 163
4.2 Présentation de l'article II 165

4.2.1 Résumé succinct de la problématique et principaux résultats 165
4.2.2 Article II 170
4.3 Présentation de l'article III 177
4.3.1 Résumé succinct de la problématique et principaux résultats 177
4.3.2 Article III 181
4.3.3 Travaux complémentaires dans les régions avec forte interaction atmosphère-neige 189
4.4 Présentation de l'article IV 196
4.4.1 Résumé succinct de la problématique et principaux résultats 196
4.4.2 Article IV 206
4.5 Références bibliographiques 223

5. Conclusion et perspectives 229
5.1 Synthèse des travaux 229
5.2 Perspectives 234
5.3 Références bibliographiques 237

Annexe A : **Article V** 239
Annexe B : **Article VI** 281
Annexe C : **Etude des variables quantitatives continues – cas des histogrammes** 291
Annexe D : **Article VII** 295

Liste des tableaux

Note : Seuls les titres des tableaux sont donnés dans la liste ci-dessous. Certaines explications et/ou références, parfois fournies dans le complément de la légende du tableau considéré, ne sont pas associées à cette liste afin d'alléger au mieux le document. Pour plus d'informations, se référer à la légende complète dans le corps du manuscrit.

Chapitre 1

Tableau 1.1 Synthèse et comparaison entre les taux d'élévation du niveau marin issus des observations directes (marégraphes et altimétrie) et des estimations des différentes contributions à l'évolution de ce niveau (source I.P.C.C., 2007).

Tableau 1.2 Synthèse et comparaison des estimations des différentes contributions à l'évolution du niveau marin (source Shum and others, 2008).

Chapitre 2

Tableau 2.1 Sources de ^{210}Pb dans l'atmosphère.

Tableau 2.2 Liste des 510 essais nucléaires atmosphériques et des sites de réalisation des tests pour les 5 pays ayant réalisé des essais nucléaires atmosphériques de 1945 à 1980.

Tableau 2.3 Répartition annuelle des essais nucléaires atmosphériques et estimation de la production des produits de fission et fusion pour tous les pays ayant réalisé des essais nucléaires atmosphériques de 1945 à 1980.

Tableau 2.4 Synthèse des principaux éléments radioactifs artificiels produits lors des essais nucléaires atmosphériques (bombes A et H), ainsi que l'estimation des quantités produites et re-larguées dans l'atmosphère (EBq=10^{18} Bq).

Tableau 2.5 Description des caractéristiques des blindages utilisés dans le laboratoire semi enterré au LGGE, autour des compteurs alpha/bêta et du spectromètre gamma coaxial.

Tableau 2.6 Moyenne (n=10) de valeurs de bruits de fond continu et résiduel mesurés en 2007 et 2008 sur le détecteur gamma coaxial (volume 95cm^3) pour des temps de comptage de 10^6 secondes (~ 12 jours).

Tableau 2.7 Valeurs des efficacités absolues de comptage mesurées avec les échantillons standards de géométries 25 et 50 mm calibrés par les sources étalons contenant 11 radionucléides de référence.

Tableau 2.8 Activités Minimales Détectables à 95% d'intervalle de confiance, calculées sur 30 échantillons de neige (volumes d'eau filtré entre 500 et 600 ml) sur résines échangeuses d'ions (filtre de diamètre 25 mm) avec une géométrie de 4 cm^3 et un temps de comptage de l'ordre de 10^6 secondes sur le détecteur gamma coaxial Haute Pureté.

Tableau 2.9 Moyenne (n=40) de valeurs de bruits de fond bêta mesurés en 2008 sur les compteurs proportionnels pour des temps de comptage de $2.1x10^4$ secondes (6 heures).

Tableau 2.10 Valeurs des efficacités absolues de comptage mesurées avec des échantillons étalons LEA-CERCA de géométrie 25 mm contenant du ^{90}Sr et ^{137}Cs, pour les compteurs notés C1 à C10, avec une tension de fonctionnement de 1650 V.

Tableau 2.11 Compilation de données de BMS obtenues par la détection des horizons repères radioactifs liés aux essais nucléaires atmosphériques dans 17 carottes de neige, prélevées lors de la campagne de terrain ITASE 2001-2002.

Chapitre 3

Tableau 3.1 Exemples d'estimations récentes de BMS intégrés et moyens, obtenues via des cartes interpolées.

Tableau 3.2 Nombre de données de BMS de terrain S1, S2, et de valeurs éliminées lors de l'application du filtre de contrôle qualité entre les deux compilations, en fonction du paramètre altitudinal.

Tableau 3.3 Description statistique des données de moyennes μ_{al} de BMS (méthode de rééchantillonnage aléatoire) et comparaison avec la moyenne μ_{S2} des données de BMS dans la compilation S2, entre 0 et 4000 m, par gammes d'altitude de 500 m.

Tableau 3.4 Différences entre les valeurs moyennes des données de BMS de terrain compilées dans S1 et S2, ainsi que des valeurs interpolées (A06) et simulées (LMDZ4, modèle composite et ECMWF-ERA40) de BMS échantillonnés aux sites des points de mesure compilés dans S1 et S2, en fonction du paramètre altitudinal (partie a: 0-500 m et 500-1000 m ; partie b: 1000-1500 m et 1500-2000 m ; partie c: 2000-2500 m et 2500-3000 m ; partie d: 3000-3500 m et 3500-4000 m) et résultats du test statistique de comparaison des moyennes.

Tableau 3.5 Synthèse des hypothèses formulées sur la prépondérance des critères de changement de distribution spatiale et/ou de qualité dans les variations de valeurs de moyennes de BMS entre les compilations de données terrain S1 et S2.

Tableau 3.6 Couverture temporelle des valeurs de BMS de terrain par décennie, de 1950 à 2005, pour les bases de données V99, S1 et S2.

Chapitre 4

Tableau 4.1 Changements régionaux de précipitations entre S20 et S21.

Tableau 4.2 Valeurs de BMS simulés pour les périodes 1981-2000 et 2081-2100, par trois modèles climatiques couplés (haute résolution) utilisés dans le rapport de l'I.P.C.C. (2007)

avec le scénario d'émission SRES-A1B et le modèle LMDZ-4 pour les simulations S20, S21, O20 et A21.

Tableau 4.3 Changements régionaux de précipitations entre O20 et A21.

Chapitre 5 [pas de tableau]

Liste des figures

Note : Seuls les titres des figures sont donnés dans la liste ci-dessous. Certaines explications et/ou références, parfois fournies dans le complément de la légende de la figure considérée, ne sont pas associées à cette liste afin d'alléger au mieux le document. Pour plus d'informations, se référer à la légende complète dans le corps du manuscrit.

Chapitre 1

Figure 1.1 Image radar du continent Antarctique avec les principaux secteurs géographiques [(a)] et les principales stations et bases scientifiques [(b)].

Figure 1.2 Coupe schématique de l'Antarctique de l'Est.

Figure 1.3 Topographie de la surface du continent Antarctique.

Figure 1.4 Carte de haute résolution des pentes de la surface du continent Antarctique dans le secteur des Terres de Wilkes, Adélie et Victoria.

Figure 1.5 Topographie du socle du continent Antarctique.

Figure 1.6 Coupe schématique de l'Antarctique de l'Ouest.

Figure 1.7 Les différentes composantes du bilan de masse de la nappe glaciaire Antarctique dépendantes du climat (excepté le flux géothermique) et la gamme de temps de réponse de celles-ci sous l'impulsion d'un changement climatique.

Chapitre 2

Figure 2.1 Illustrations des différentes méthodes de mesures directes et indirectes du BMS sur le terrain Antarctique (profondeur d'échantillonnage et représentativité spatiale).

Figure 2.2 Famille radioactive de l'uranium 238.

Figure 2.3 Distribution théorique du $^{210}Pb_{Excès}$ dans le manteau neigeux.

Figure 2.4 Profils du $^{210}Pb_{Excès}$ et des radioéléments ^{137}Cs et ^{241}Pu en fonction de la profondeur exprimée en cm de neige. Les échantillons sont extraits d'un forage de faible profondeur réalisé en 1998 à la station russe de Vostok.

Figure 2.5 Profils du $^{210}Pb_{Total}$ et des radioéléments ^{137}Cs et ^{241}Pu en fonction de la profondeur exprimée en cm de neige. Les échantillons sont extraits d'un forage de faible profondeur réalisé en 1998 à la station franco-italienne de Dôme C.

Figure 2.6 Histoire des essais nucléaires atmosphériques réalisées entre 1945 à 1980.

Figure 2.7 Estimation de la puissance générée annuellement (exprimée en mégatonnes total) par les explosions nucléaires atmosphériques réalisées entre 1945 à 1980.

Figure 2.8 Réaction de fission du combustible ^{235}U.

Figure 2.9 Régions atmosphériques et processus de transport atmosphériques prédominant.

Figure 2.10 Diagramme schématique des processus de transferts entre les régions atmosphériques et la surface terrestre selon le modèle empirique atmosphérique développé par

(UNSCEAR, 1993) dans le cadre de l'étude de distribution des produits de fission issus des essais nucléaires aériens.

Figure 2.11 Dépôts annuels hémisphériques de ^{90}Sr de 1958 à 1984 (PBq=10^{15} Bq).

Figure 2.12 Dépôts intégrés de ^{90}Sr tous les 10° de latitude pour les deux hémisphères (période 1958-1984) et estimation de la densité de dépôts de ce dernier par unité de dépôt intégré (PBq=10^{15} Bq).

Figure 2.13 Profil de l'activité en bêta global (^{90}Sr + ^{137}Cs) à Pôle Sud (2835 m).

Figure 2.14 **«** Champignon » atomique engendré par le test nucléaire américain (bombe H) d'une puissance de 15 Mt, daté du 28 février 1954, sur le site de Bikini (Pacifique).

Figure 2.15 Schéma simplifié (coupe verticale) du laboratoire semi enterré sur le site du LGGE.

Figure 2.16 Schéma simplifié (coupe horizontale) du laboratoire semi enterré sur le site du LGGE.

Figure 2.17 Effet photoélectrique.

Figure 2.18 Exemple de spectre gamma.

Figure 2.19 Niveaux énergétiques dans un cristal de germanium (semi-conducteur).

Figure 2.20 Dispositif détecteur germanium coaxial Haute Pureté de type N et système anti-Compton.

Figure 2.21 Courbes d'efficacité absolue de comptage obtenues sur le spectromètre gamma coaxial (volume 95 cm^3) pour l'analyse des échantillons de neige sur filtre 25 et 50 mm (~1 et ~4 cm^3 de volume de comptage).

Figure 2.22 Photo du multi compteur LB 770-2 et illustration schématique du cycle du gaz de comptage P10 argon/méthane (90/10).

Figure 2.23 Courbes de plateau obtenues pour la détermination de la tension de fonctionnement optimal pour l'ensemble des 10 compteurs proportionnels.

Figure 2.24 Efficacités absolues de comptage obtenues pour chacun des compteurs proportionnels alpha/bêta pour l'analyse des échantillons de neige sur filtre 25 mm (~1 cm^3 de volume de comptage) en comptage bêta global (soit le couple ^{137}Cs et ^{90}Sr) avec une tension de fonctionnement de 1650 V.

Figure 2.25 Carte du bassin de drainage Nord et Est de Dôme C (Antarctique de l'Est) avec les contours topographiques et visualisation des sites de carottage réalisés dans le secteur depuis 1959-1960.

Figure 2.26 Carte de localisation et photo du sommet du San Valentin dans le Nord de la Patagonie, Chili.

Figure 2.27 Profil des activités en bêta global (^{90}Sr et ^{137}Cs) et en spectrométrie gamma (^{137}Cs, ^{241}Am) obtenu pour la carotte longue CL71, prélevée au sommet du San Valentin au printemps 2007.

Chapitre 3

Figure 3.1 Carte de différence de BMS entre la simulation S20 (Krinner and others, 2006) du modèle LMDZ4 (période 1981-2000) et la carte interpolée de (Arthern and others, 2006) ([BMS S20] - [BMS A06]).

Figure 3.2 Carte de rapport relatif entre les valeurs de BMS de la simulation S20 (Krinner and others, 2006) du modèle LMDZ4 (période 1981-2000) et celles de la carte interpolée de (Arthern and others, 2006) ([BMS S20] / [BMS A06]).

Figure 3.3 Histogrammes de distribution des valeurs de BMS de terrain compilées dans S1 et S2 après application du filtre de qualité, pour le secteur Antarctique 90-180° Est.

Figure 3.4 Histogrammes de distribution des valeurs de BMS extraites de la carte interpolée de (Arthern and others, 2006) pour le continent Antarctique et pour le secteur Antarctique 90-180° Est.

Figure 3.5 Histogrammes de distribution des valeurs de BMS extraites d'une simulation du modèle LMDZ4 pour le continent Antarctique et pour le secteur Antarctique 90-180° Est (Krinner and others, 2006).

Figure 3.6 Histogrammes de distribution des valeurs de BMS de terrain compilées dans S2 (gris) pour le secteur Antarctique 90-180° Est, et visualisation de l'impact de l'élimination des valeurs de BMS de terrain dans S1 sur le schéma de distribution des données, selon les secteurs géographiques suivants : D1 (0-1000 m d'altitude), D2 (1000-2000 m), D3 (2000-3000 m) et D4 (3000-4000 m).

Figure 3.7 Histogrammes de distribution des moyennes μ_{al} (n=10000) pour les altitudes 0-500 et 500-1000m.

Figure 3.8 Histogrammes de distribution des moyennes μ_{al} (n=10000) pour les altitudes 1000-1500 et 1500-2000m.

Figure 3.9 Histogrammes de distribution des moyennes μ_{al} (n=10000) pour les altitudes 2000-2500 et 2500-3000m.

Figure 3.10 Histogrammes de distribution des moyennes μ_{al} (n=10000) pour les altitudes 3000-3500 et 3500-4000m.

Figure 3.11 Schéma illustratif du test statistique paramétrique (test d'hypothèses) de comparaison des moyennes, appliqué dans le cadre de ce travail.

Chapitre 4

Figure 4.1 Exemples de parhélies.

Figure 4.2 Représentation schématique des processus de diffusion, de réflexion et transmission de l'onde électromagnétique dans un manteau neigeux représenté par des couches individuelles avec des caractéristiques différentes (cas de l'émissivité notée *e*).

Figure 4.3 Carte de dépolarisation ($P-P_0$), telle que décrit dans les travaux de (Arthern and others, 2006), pour les micro-ondes de fréquence 6.9 GHz (4.3 cm), et réalisée par G. Picard (com. pers.).

Figure 4.4 Représentations schématiques des mégadunes extraites des travaux de (Frezzotti and others, 2002c).

Figure 4.5 Carte de différence d'émissivité (*e* [37 GHz] - *e* [19 GHz]) réalisée par G. Picard (com. pers.).

Figure 4.6 Comparaison entre les valeurs de BMS de terrain extraites de la compilation M07 et les valeurs interpolées de BMS correspondants dans la carte de (Arthern and others, 2006) dans les champs de mégadunes et les secteurs caractérisés par une signature spectrale atypique.

Figure 4.7 Résultats de la simulation S20 (1981-2000).

Figure 4.8 Rapport entre les valeurs de BMS de la simulation S20 (1981-2000) et les données de BMS de terrain issues de la compilation M07, mais également en provenance d'autres sites de mesure sur le continent Antarctique et pour lesquels le filtre de qualité a été appliqué.

Figure 4.9 **(gauche)** Emissions globales de Gaz à Effets de Serre (GES) pour 6 scénarii SRES définis par (Navicenovic and Swart, 2000) ainsi que de la gamme des émissions ($80^{ème}$ percentile) projetée par de récents scénarios post-SRES. **(droite)** Représentation des moyennes globales d'évolution de la température atmosphérique de surface de 2000 à 2100, simulées par l'ensemble des modèles MCGA utilisés (I.P.C.C., 2007) pour les scénarii d'émissions SRES-A2, -A1B et -B1 à partir de l'an 2000.

Figure 4.10 Projection des changements de températures atmosphériques de surface pour la période 2090-2099.

Figure 4.11 Changement relatif (S21/S20) des précipitations annuelles moyennes sur le continent Antarctique entre les simulations de la fin du $XX^{ème}$ et du $XXI^{ème}$ siècle.

Chapitre 5 [pas de figure]

Liste des Abréviations

A06:	Carte interpolée de bilan de masse de surface de (Arthern and others, 2006)
AE:	Antarctique de l'Est
AMAD:	*Activity Median Aerodynamic Diameter*
AMDE:	*Atmospheric Mercury Depletion Events*
AMM:	*Antarctic Mapping Mission*
AMSR-E:	*Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth observing system*
ANARE:	*Australian National Antarctic Research Expedition*
ANR:	Agence Nationale de la Recherche
AO:	Antarctique de l'Ouest
ARPEGE0 et 1:	Activité de Recherche Petite Echelle et Grande Echelle (modèle MCGA v0/1)
AVHRR:	*Advanced Very High Resolution Radiometer*
BEDMAP:	*Bed Topography Mapping Project of Antarctica*
BMS:	Bilan de Masse de Surface
CCMA CGM3:	*Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis – Coupled Global Climate Model* (modèle couplé v3)
CEA:	Commissariat à l'Energie Atomique (France)
CECS:	*Centro de Estidios Cientificos* (Chili)
CFCS:	*Constant Flux and Constant Sedimentation rate*
CHIMERPOL:	CHImie du MERcure en zone POLaire
CNRM:	Centre National de Recherches Météorologiques
CRS:	*Constant Rate of Supply*
CliC:	*Climate and Cryosphere Project* (programme mondial d'étude de la cryosphère)
DC:	Station Antarctique Franco-italienne Concordia localisée au Dôme C
DDU:	Station Antarctique Française Dumont D'Urville
DMG:	Dernier Maximum Glaciaire
ECHAM4:	*European Center HAMburg* (modèle MCGA v4)
ECMWF:	*European Centre for Medium-range Weather Forecasts–Re-analysis*
EDF/DSRE:	Direction de la Stratégie, du Développement et des Relations Extérieures (DSRE) du groupe de travail d'Electricité De France, responsable des directives pour l'étude de la radioactivité
ENSO:	*El Nino Southern Oscillation*
ERA:	*European Re-Analysis* (couplage au modèle ECMWF)
ERS:	*European Radar Satellite*

EOA: *European Operational Analysis* (couplage au modèle ECMWF)

GB85: Carte interpolée de bilan de masse de surface de (Giovinetto & Bentley, 1985)

GES: Gaz à Effets de Serre

GHG: *GreenHouse Gases*

GIEC: Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat (cf. définitions IPCC)

GLACIOCLIM: GLAciers, un Observatoire du CLIMat

GPR: *Ground Penetrating Radar*

GPS: *Global Positionning System*

GRACE: *Gravity Recovery And Climate Experiment*

GTN5: Groupe de Travail Numéro 5 du Commissariat à l'Energie Atomique pour l'étude de la radioactivité

HADAM2b: *HADley center Atmospheric Model* (modèle MCGA v2b)

HASL: *Health and SAfety Laboratory*

HFC: Hydrofluorocarbone

IAGP: *International Antarctic Glaciological Project*

ICESat: *Ice Cloud and land Elevation Satellite*

IPCC: *Intergovernmental Panel on Climate Change* (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du Climat – GIEC)

IPEV: Institut français Polaire Paul-Emile Victor

IPSL-CM4: Modèle couplé (CM – *Coupled Model*) de l'Institut Pierre Simon Laplace (v4)

IRD: Institut de Recherche pour le Développement (France)

ISMASS: *Ice Sheet MASS balance* (comité du SCAR sur l'étude du BMS Antarctique)

ITASE: *International TransAntarctic Scientific Experiment*

LEA-CERCA: Laboratoire Etalon d'Activités de la Compagnie pour l'Etude et la Réalisation de Combustibles Atomiques

LGCA: Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (France)

LGIT: Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (France)

LGGE: Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (France)

LMDZ1 et 4: Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom (modèle MCGA v1/4)

LSCE: Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (France)

LTBT: *Limited Test Ban Treaty*

M07: Compilation de données filtrées de bilan de masse de surface, dans le secteur Antarctique 90-180°Est, réalisée par (Magand and others, 2007)

MAR: Modèle Atmosphérique Régional (centré sur le continent Antarctique)

MCGA: Modèle de Circulation Générale Atmosphérique (AGCM en anglais)

MEMLS: *Microwave Emission Model of Layered Snow*

MIROC3: *Model for Interdisciplinary Research on Climate* (modèle couplé v3)

NTBT: *Nuclear Test Ban Treaty*

Polar MM5: *Polar Mesoscale Model* (modèle MCGA v5)

PFC: Hydrocarbure perfluoré

PTBT: *Partial Test Ban Treaty*

PMRC : Programme Mondial de Recherches sur le Climat

PNET: *Peaceful Nuclear Explosions Treaty*

PSCs II: *Polar Stratospheric Clouds of type II*

RACMO1 et 2: *Regional Atmospheric Climate MOdel* (modèle MCGA v1/2)

RADARSAT: *Radar satellite*

RAE: *Russian Antarctic Expedition* (programme Antarctique russe)

RAMP: RADARSAT-1 *Antarctic Mapping Project*

RMS: *Root Mean Squared*

SAM *South Annular Mode* (ou Mode Annulaire Sud – MAS-)

SAMBA: *SurfAce Mass Balance of Antarctica* (Composante Antarctique de l'observatoire GLACIOCLIM)

SCAR-IGBP: *Scientific Committee on Antarctic Research – International Geosphere Biosphere Program*

TASTE-IDEA: *TransAntarctic Scientific Traverse Expedition – Ice Divide of East Antarctica*

Tb: Température de brillance

TICE : Traité d'Interdiction Complète des Essais nucléaires

TNT: Trinitrotoluène

TTBT: *Threshold Test Ban Treaty*

UKMO - HADGEM1: *United Kingdom MOdel - HADley Centre Global Environmental Model* (modèle couplé v1)

UNSCEAR: *United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation*.

URSS: Union des Républiques Soviétiques Socialistes

V99: Carte interpolée de bilan de masse de surface de (Vaughan and others, 1999)

Glossaire de glaciologie et climatologie

Aérosols. Ensemble de particules solides ou liquides en suspension dans l'air, dont la taille varie généralement de 0.01 à 10 μm et qui séjournent dans l'atmosphère plusieurs heures à plusieurs jours. Les aérosols peuvent être d'origine naturelle ou anthropique (humaine).

Albédo. Fraction du rayonnement solaire réfléchi par une surface ou un objet, souvent exprimée en pourcentage. Les surfaces enneigées ont un albédo élevé, les sols de surface ont un albédo élevé à faible, et les surfaces couvertes de végétation et les océans ont un albédo faible. L'albédo de la terre varie principalement en fonction de la nébulosité, de l'enneigement, de l'englacement, de la surface foliaire et des variations de couvert végétal.

Altimétrie. Technique employée pour mesurer l'altitude de la surface de la mer, d'un lac ou d'un cours d'eau, du sol ou de la glace par rapport au centre de la terre dans un cadre de référence terrestre défini. Plus classiquement, l'altitude est calculée par rapport à un ellipsoïde de référence standard, presque semblable à l'ellipsoïde aplati de la terre et peut être mesurée depuis l'espace au moyen d'un radar ou d'un laser avec une précision de l'ordre du centimètre. L'altimétrie présente l'avantage d'être un mode de mesure géocentrique, et non une méthode de mesure par rapport à la croûte terrestre comme dans le cas du marégraphe, et d'offrir une couverture quasi mondiale.

Bilan de masse spécifique. Perte ou gain net de masse pendant la durée d'un cycle hydrologique en un point donné de la surface d'un glacier.

Bilan de masse totale (ou net). Bilan de masse spécifique intégré spatialement pour toute la surface du glacier ; perte ou gain total de masse d'un glacier pendant la durée d'un cycle hydrologique.

Bilan de masse de surface, bilan de masse spécifique moyen ou bilan de masse surfacique spécifique. Bilan de masse totale par unité de surface du glacier. Le bilan de masse surfacique spécifique est positif dans la zone d'accumulation et négatif dans la zone d'ablation.

Calotte glaciaire. Masse de glace en forme de dôme recouvrant une zone située en altitude, d'une superficie très inférieure à celle d'une nappe glaciaire.

Carotte de glace. Cylindre de glace prélevé par forage dans un glacier, une calotte ou une nappe glaciaire.

Catabatique (vent). Sur le continent Antarctique, le vent catabatique se produit lorsque la surface froide de la neige, dans les secteurs de haute altitude de la nappe glaciaire (plateau Antarctique), refroidit l'atmosphère de la couche limite. L'atmosphère refroidi se déplace alors dans le sens du relief, et va donc dévaler les pentes des secteurs de haute altitude jusqu'aux zones côtières. Mot d'origine grecque, catabatique signifie « aller vers le bas ».

Circulation générale. Mouvements à grande échelle de l'atmosphère et de l'océan provoqués par le réchauffement différentiel propre à une terre en rotation et visant à rétablir l'équilibre énergétique du système par transfert de chaleur et de quantités de mouvement.

Climat. Au sens étroit du terme, le climat désigne en général « le temps moyen » ou, plus précisément, se réfère à une description statistique fondée sur les moyennes et la variabilité de grandeurs pertinentes sur des périodes variant de quelques mois à des milliers, voire à des millions d'années. La période type, définie par l'Organisation Météorologique Mondiale, est de 30 années. Les grandeurs pertinentes sont les plus souvent des variables de surface telles que la température, la hauteur de précipitations et le vent. Dans un sens plus large, le climat désigne l'état du système climatique, y compris sa description statistique.

Couche limite atmosphérique. Couche limite adjacente à la surface de la terre, affectée par la friction contre cette surface limite et probablement aussi, par le transfert de chaleur et d'autres variables à travers cette surface. La partie inférieure (correspondant à une dizaine de mètres d'épaisseur) de la couche limite, ou la génération mécanique de turbulences est la plus forte, est appelée couche limite de surface ou couche de surface.

Courant de glace. Ecoulement de glace plus rapide que celui de la nappe glaciaire environnante. Se présente comme comme un glacier situé entre des murs de glace (et non de roche) qui se déplacent plus lentement que lui.

Cryosphère. Composante du système climatique constituée de la totalité de la neige, de la glace et du gélisol (+pergélisol) au dessus et au dessous de la surface des terres émergées et des océans.

Gaz à effet de serre (GES). Constituants gazeux de l'atmosphère, tant naturels qu'anthropiques, qui absorbent et émettent un rayonnement à des longueurs d'onde données du spectre du rayonnement infrarouge thermique émis par la surface de la terre, l'atmosphère et les nuages. C'est cette propriété qui est à l'origine de l'effet de serre. La vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4), l'oxyde nitreux (N_2O) et l'ozone (O_3) sont les principaux gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère terrestre. Il existe aussi des gaz à effet de serre résultant uniquement des activités humaines, tels que les hydrocarbures halogénés, et autres substances contenant du chlore et du brome, (cf. Protocole de Montréal). Le Protocole de Kyoto traite aussi d'autres gaz à effet de serre tels que l'hexafluorure de soufre (SF6), les hydrofluorocarbones (HFC) et les hydrocarbures perfluorés (PFC).

Gélisol. Sol où roche dont une partie ou la totalité de l'eau interstitielle est gelée. Ce terme englobe également le pergélisol. Un sol qui gèle et dégèle chaque année est un gélisol saisonnier.

Glace de mer. Toute forme de glace présente en mer et provenant de la congélation de l'eau de mer. Il peut s'agir de morceaux distincts qui se déplacent à la surface de l'océan sous l'effet du vent et des courants (banquise dérivante) ou d'une plate-forme immobile rattachée à la côte (banquise côtière).

Glacier. Masse de glace terrestre s'écoulant le long d'une pente (par déformation interne et / ou glissement à la base) et limitée dans ses mouvements par les contraintes internes et la friction à la base et sur les côtés. Les glaciers sont alimentés par la neige accumulée en altitude, cette accumulation étant elle-même compensée par la fonte à basse altitude, ou le déversement en mer.

Isostasie. L'isostasie se rapporte à la façon dont la lithosphère et le manteau réagissent, d'un point de vue viscoélastique, aux modifications de charge en surface. Toute modification de la charge à laquelle sont soumis la lithosphère et / ou le manteau par suite de changements de la masse de glace terrestre, de la masse de l'océan, de la sédimentation, de l'érosion ou de processus orogéniques, donne lieu à un réajustement isostatique vertical qui rétablit l'équilibre.

Modèle climatique. Représentation numérique du système climatique fondée sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques de ses composantes et leurs processus d'interaction et de rétroaction, et qui tient compte de la totalité ou d'une partie de ses propriétés connues. Le système climatique peut être représenté par des modèles de complexité variable : autrement dit, pour une composante ou une combinaison de composantes donnée, nous pouvons définir « un spectre » ou une « hiérarchie » de modèles différant par certains aspects tels que le nombre de dimensions spatiales, le degré de représentation explicite des processus, ou le degré d'inclusion de paramétrage empirique. Les modèles de la circulation générale couplés atmosphère océan (M.C.G.A.O.) fournissent une représentation d'ensemble du système climatique qui est une des plus complètes du spectre actuellement disponible.

Nappe glaciaire. Masse de glace terrestre suffisamment épaisse pour recouvrir la majeure partie des formations rocheuses sous jacentes, de sorte que sa forme est déterminée principalement par sa dynamique interne (écoulement de la glace à mesure qu'elle se déforme intérieurement et / ou qu'elle glisse à la base). Une nappe glaciaire se déplace à partir d'un haut plateau central, selon une très faible pente moyenne en surface. Ses bords sont abrupts, et la glace s'écoule par le biais de courants de glace rapides ou de glaciers émissaires, parfois dans la mer ou dans des plates-formes de glace flottant sur la mer. Il n'existe actuellement que trois nappes glaciaires, une au Groenland et deux en Antarctique. Les nappes glaciaires Antarctiques Est et Ouest, séparées par la chaîne montagneuse TransAntarctique.

Parhélie: Le mot parhélie vient du grec « hélios » (soleil) et de « par » (faux). Les parhélies sont donc des espèces de faux soleils dus à l'effet combiné ou séparé de la réflexion et de la réfraction de la lumière solaire sur des cristaux de glace en suspension dans l'atmosphère, au sein par exemple, de nuages élevés ou de très fines précipitations. Ces images de faux soleils (production d'anneaux, d'arcs, de colonnes…) se forment selon des directions particulières par rapport à l'astre solaire, et à l'œil de l'observateur ;direction qui sont en étroite corrélation avec les structures géométriques des cristaux de glace et avec le parcours de la lumière au sein de ces cristaux.

Pergélisol. Sol (sol proprement dit ou roche, y compris la glace et les substances organiques) dont la température reste égale ou inférieure à 0°C pendant au moins deux années consécutives.

Plate-forme de glace. Nappe glaciaire flottante d'une épaisseur considérable, reliée à la côte. Il s'agit souvent du prolongement d'une nappe glaciaire en mer, et est généralement d'une grande étendue.

Processus adiabatique. Processus s'effectuant sans apport ni perte de chaleur extérieure. Dans le cas contraire, nous parlons de processus diabatique.

Projection climatique. Projection de la réaction du système climatique à des scénarii d'émissions ou de concentration de gaz à effet de serre et d'aérosols ou à des scénarii de forçage radiatif, basée généralement sur des simulations par des modèles climatiques. Les projections climatiques se distinguent des prévisions climatiques par le fait qu'elles sont fonction des scénarii d'émissions, de concentration ou de forçage radiatif utilisés, qui sont basés sur des hypothèses concernant, par exemple, l'évolution socio-économique et technologique à venir. Or, ces hypothèses peuvent se réaliser ou non, et sont donc sujettes à une forte incertitude.

Réanalyse. Méthode d'analyse, pour l'atmosphère et l'océan, de la température, du vent, des courants et d'autres grandeurs météorologiques et océanographiques, fondée sur le traitement de paléodonnées météorologiques et océanographiques au moyen de variantes statiques des modèles les plus perfectionnés pour la prévision du temps et des dernières techniques d'assimilation des données. L'utilisation de telles variantes permet d'éviter les effets des systèmes dynamiques d'analyse propres aux analyses opérationnelles. Les réanalyses effectuées à l'échelle du globe pâtissent encore des irrégularités d'implantation et des imperfections des systèmes d'observations.

Système climatique. Système extrêmement complexe comprenant cinq grands éléments (l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, les terres émergées et la biosphère) et qui résulte de leurs interactions. Ce système évolue avec le temps sous l'effet de forçages externes tels que les éruptions volcaniques, les variations de l'activité solaire ou les forçages anthropiques (par exemple, évolution de la composition de l'atmosphère ou les changements d'affectation des terres).

Stratosphère. Région très stratifiée de l'atmosphère située au dessus de la troposphère et s'étendant de10 kilomètres (9 kilomètres aux hautes latitudes et 16 kilomètres en zone tropicale en moyenne) à 50 kilomètre d'altitude.

Tropopause. Limite entre la troposphère et la stratosphère.

Troposphère. Partie inférieure de l'atmosphère, s'étendant de la surface de la terre à environ 10 kilomètres d'altitude aux latitudes moyennes (cette altitude variant en moyenne de 9 kilomètres aux latitudes élevées à 16 kilomètres en zone tropicale), où se forment les nuages et se produisent les phénomènes météorologiques. Dans la troposphère, la température diminue généralement avec l'altitude.

Glossaire de radiochimie

Activité. Nombre de désintégrations nucléaires spontanées se produisant par unité de temps dans un élément de matière radioactive. Elle est aujourd'hui exprimée en Becquerel (cf. définition).

Atome. Constituant de base de la matière. Il est composé (i) d'un noyau central constitué d'un assemblage de deux types de particules, les protons et les neutrons appelés aussi nucléons, et (ii) d'un nuage électronique composé d'un cortège d'électrons, tournant à grande vitesse autour du noyau.

Becquerel (Bq). Unité de mesure équivalant à une désintégration par seconde avec émission d'un rayonnement.

Constante radioactive (λ). Probabilité pour qu'un noyau radioactif se désintègre spontanément dans l'unité de temps.

Descendant radioactif ou élément radioactif fils. Nucléide provenant de la désintégration spontanée d'un nucléide radioactif.

Désexcitation gamma (γ). Suite à une désintégration (cf. définitions suivantes), le noyau fils peut se retrouver dans un état excité. Sauf cas particulier (cas des radionucléides métastables), le noyau fils se désexcite instantanément en général par émission d'un rayonnement électromagnétique que l'on nomme rayonnement gamma (γ). Le spectre en énergie d'émission des rayonnements gamma est un spectre de raies.

Désintégration radioactive. Modification subie par un noyau instable, un radionucléide, qui désire tendre vers la stabilité. Cette modification le transforme en un ou plusieurs noyaux ou particules, avec dégagement d'énergie. Une désintégration radioactive donne naissance à un atome fils de numéro atomique Z différent de celui de l'atome père, donc appartenant à un élément chimique différent. C'est un phénomène de transmutation.

Désintégration radioactive alpha (α). Cette forme de désintégration est caractéristique des noyaux radioactifs lourds, avec un numéro atomique (Z) supérieur à 82. Pour tendre vers la stabilité, au sein de l'atome radioactif, deux protons et deux neutrons s'associent pour former un noyau d'hélium (^{4}He) qui, expulsé, constitue ce que l'on appelle le rayonnement alpha. La désintégration alpha conduit à un nouvel élément dont le numéro atomique Z est inférieur de 2 unités. Le spectre en énergie d'émission des rayonnements alpha est un spectre de raies.

Désintégration radioactive bêta moins (β-). Cette forme de désintégration est caractéristique des noyaux radioactifs ayant un excès de neutron. Pour tendre vers la stabilité, un neutron du noyau se transforme en un proton. La conservation de la charge électrique lors de la désintégration implique, qu'en plus du proton, il y a création d'un négaton (électron chargé négativement) appelé rayonnement β-. La conservation d'autres grandeurs non précisées ici engendre l'émission d'une particule

électriquement neutre et de masse infiniment petite : l'anti-neutrino. La désintégration bêta moins conduit à un nouvel élément dont le numéro atomique Z comporte une unité supplémentaire. Il convient de noter que les noyaux père et fils ont le même nombre de masse, il s'agit d'une transformation isobarique. Le spectre d'émission en énergie d'un rayonnement bêta moins est un spectre continu depuis une énergie nulle (l'énergie libérée est cédée en totalité à l'antineutrino) jusqu'à une énergie maximale (l'énergie libérée est cédée en totalité au rayonnement bêta moins).

Désintégration radioactive bêta plus (β+). Cette forme de désintégration est caractéristique des noyaux radioactifs ayant un excès de protons. Pour tendre vers la stabilité, un proton du noyau se transforme en un neutron. La conservation de la charge électrique lors de la désintégration implique, qu'en plus du neutron, il y a création d'un positon (électron chargé positivement) appelé rayonnement β+. Il est également observé l'émission d'une particule électriquement neutre et de masse infiniment petite : le neutrino. La désintégration bêta plus conduit à un nouvel élément dont le numéro atomique Z comporte une unité inférieure. Comme pour la désintégration bêta moins, les noyaux père et fils ont le même nombre de masse, il s'agit d'une transformation isobarique. Comme pour la désintégration bêta moins, le spectre d'émission en énergie d'un rayonnement bêta plus est un spectre continu, mais avec un décalage du spectre vers les fortes énergies en raison de la répulsion coulombienne du rayonnement bêta plus par rapport au proton constituant le noyau.

Electron. Particule élémentaire portant la plus petite charge électrique.

Energie nucléaire. Energie libérée dans les réactions de fission et de fusion nucléaires.

Energie de rayonnement. En physique atomique, l'énergie d'un rayonnement est exprimée en électron-volt (eV) et ses multiples. L'électron-volt correspond à l'énergie d'un électron soumis à une différence de potentiel de 1 volt, soit 1.6×10^{-19} J.

Fission nucléaire. Réaction nucléaire au cours de laquelle un noyau lourd se divise pour former deux noyaux plus légers.

Fusion nucléaire. Réaction nucléaire au cours de laquelle deux noyaux légers s'unissent pour former un noyau plus lourd. Cette union libère beaucoup d'énergie.

Isotopes. Noyaux ayant le même nombre de protons (Z identique), mais un nombre différent de neutrons.

Intensité d'émission (*I*). L'intensité d'émission est définie comme le pourcentage de rayonnements d'un type et d'une énergie déterminés, émis pour l'ensemble des transformations. Il résulte de la définition de l'intensité d'émission que la somme des intensités d'émission de tous les rayonnements nucléaires émis lors des désintégrations doit être égale à 100%. Elle est exprimée en pourcentage.

Neutron. Composant du noyau de charge nulle.

Nombre de masse. Nombre total de neutrons et protons (soit nucléons) dans le noyau. Il est égal à la masse atomique.

Nucléon. L'un ou l'autre des constituants du noyau, proton ou neutron.

Numéro atomique (Z). Numéro attribué à chaque élément dans la classification de Mendeleïev. Il est égal au nombre de charges, soit le nombre de protons ou d'électrons, dans un état neutre.

Période radioactive (T). La période radioactive d'une source est le temps au bout duquel le nombre de noyaux radioactifs présents à l'état initial aura diminué de moitié. La période radioactive est une caractéristique d'un isotope radioactif donné dont la valeur ne peut pas être modifiée.

Taux d'émission (*n*). Le taux d'émission *n* d'un rayonnement est défini comme le nombre de rayonnements d'un type et d'une énergie déterminés par unité de temps. Cette grandeur est égale au produit de l'activité par l'intensité d'émission. Elle est exprimée en coups par seconde (s^{-1}).

1

Introduction au bilan de masse de surface en Antarctique de l'Est

Sommaire

1.1 Contexte général de l'étude	1
1.2 Bilan de masse de l'Antarctique	7
1.2.1 Caractéristiques physiques générales du continent Antarctique	7
1.2.2 Bilan de masse Antarctique (surface et net) : Théorie et méthodes d'estimation	14
1.2.3 Etat et évolution actuels du bilan de masse de l'Antarctique	19
1.3 Synthèse et objectifs de la thèse	23
1.4 Références bibliographiques	30

1.1 Contexte général de l'étude

La cryosphère, composante essentielle du système climatique constituée de la totalité de la neige, de la glace et du gélisol (y compris le pergélisol) au dessus et au dessous de la surface des terres émergées et des océans (I.P.C.C., 2007) est actuellement soumise à de nombreuses perturbations liées au réchauffement climatique. En effet, aux variations naturelles du climat, sont venues se greffer, dès 1750, les perturbations anthropiques, dont l'une des conséquences est l'émission dans l'atmosphère de gaz à effet de serre (GES tels que dioxyde de carbone - CO_2 -, méthane - CH_4 -, l'oxyde nitreux -N_2O-, les hydrofluorocarbones – HFC-, et les hydrocarbures perfluorés –PFC-, entre autres) induisant une augmentation de la température moyenne de l'atmosphère et de l'océan amorcée depuis le siècle dernier (I.P.C.C., 2007).

Les zones polaires, composantes de la cryosphère avec notamment les deux nappes glaciaires que sont le Groenland et le continent Antarctique, représentent actuellement les régions mondiales où les changements climatiques se manifestent de manière relativement particulière et souvent spectaculaire. Pour autant, les évènements, causes directes de ces changements climatiques, ne se manifestent pas de manière identique selon que nous considérons l'hémisphère Nord ou Sud. Depuis les années 1970, les enregistrements satellitaires observent une tendance à la décroissance dans

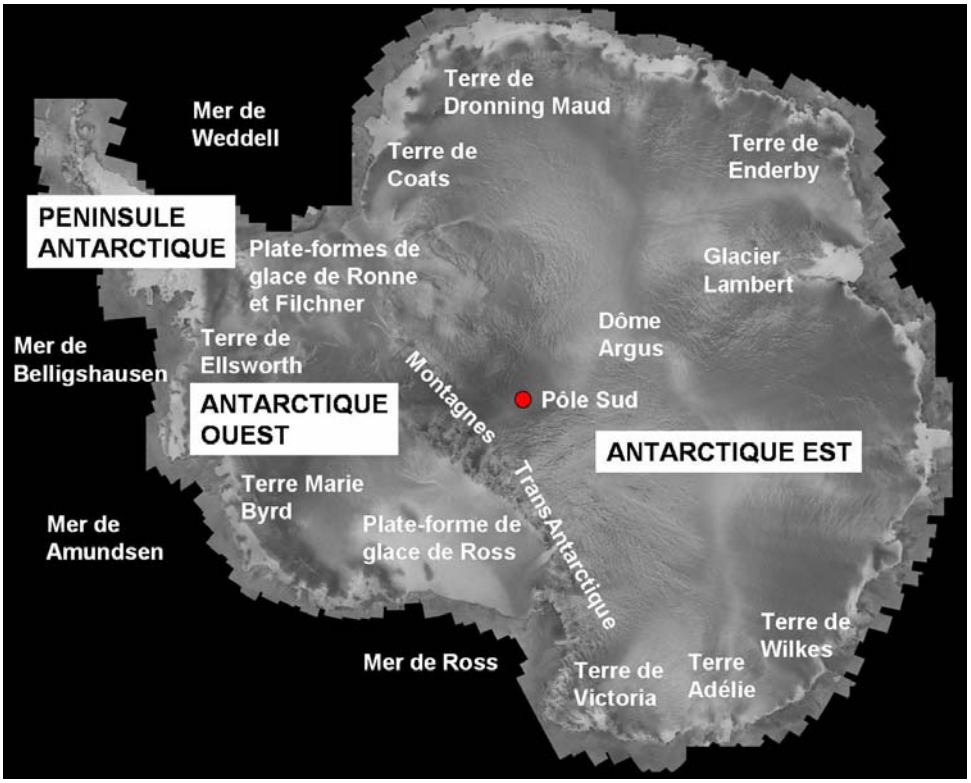
l'étendue de la glace de mer Arctique à un taux de l'ordre de $0.3x10^6$ km^2 par décennie (Cavalieri and others, 2003). De nombreuses expérimentations numériques montrent également un amincissement de la glace dans l'hémisphère Nord au cours des mêmes dernières décennies (Rothrock and others, 2003). L'augmentation de la teneur en gaz à effet de serre associée aux activités humaines est désormais considérée comme étant un des principaux responsables de cet état de fait (Vinnikov and others, 1999; Houghton and others, 2001; Johannessen and others, 2004), et ce, bien que l'action des processus de variabilité interne au système et les forçages naturels (activité solaire et éruptions volcaniques, par exemple) soit toujours en débat (Bengtsson and others, 2004; Goosse and Holland, 2005). A contrario, tandis que la glace de mer Arctique, au cours de l'été et de l'automne diminue perceptiblement (-40%) ces dernières décennies (Wadhams, 1997), les observations ne révèlent pas de diminution similaire de l'extension de la surface de la glace de mer dans l'hémisphère Sud (pourtour du continent Antarctique) sur la période 1978-2002, voire plutôt une légère augmentation de l'ordre de $0.2x10^6$ km^2 (Cavalieri and others, 2003). Les différentes observations sur les étendues de glace de mer entre les deux hémisphères sont en partie attribuées à une différence de temps de réponse du réchauffement océanique aux hautes latitudes, par rapport au réchauffement climatique global (Houghton and others, 2001; Flato and Boer, 2001; Goosse and Renssen, 2001).

De même, pour un même hémisphère (cas du continent Antarctique), les changements de température atmosphérique de surface, en réponse au réchauffement climatique, apparaissent variables selon les secteurs considérés, au cours des dernières décennies. (Vaughan and others, 2003) et (Turner and others, 2006) ont observé respectivement un réchauffement (a) rapide et important (+0.5°C par décennie) de la Péninsule Antarctique (cf. paragraphe 1.2.1 et figure 1.1) et (b) de la température troposphérique à moyenne altitude (+0.2 à +0.6°C entre 400 et 600 hPa entre 1971 et 2003) en période hivernale. L'augmentation du processus de fusion estivale, comme résultante directe de l'augmentation récente des températures atmosphériques dans la Péninsule Antarctique, a d'ailleurs été identifiée comme une des causes principales de l'effondrement catastrophique de la plate-forme de glace flottante Larsen B (3250 km^2) en 2002 (Turner and others, 2002; Van den Broeke, 2005), pourtant stable depuis plusieurs millénaires (Domack and others, 2005). Les raisons du réchauffement de la péninsule Antarctique restent aujourd'hui encore, un vaste sujet de débats scientifiques, et ce, d'autant plus que dans le même temps, de nombreuses stations implantées sur le pourtour du continent Antarctique et à l'intérieur des terres n'ont pas montré de tendance significative à l'augmentation des températures atmosphériques de surface, voire même, se sont « refroidies » lors des dernières décennies (Turner and others, 2005). (Doran and others, 2002) ont observé une tendance au refroidissement des températures dans les secteurs côtiers de l'Antarctique de l'Est (cf. sous-section 1.2.1 et figure 1.1). Par le biais d'un modèle régional de climat, (Van de Broeke and Van Lipzig, 2004) ont également montré un réchauffement de la Péninsule et un refroidissement du secteur Antarctique Est, soit un schéma bipolaire de l'évolution des températures à l'échelle du continent, sur

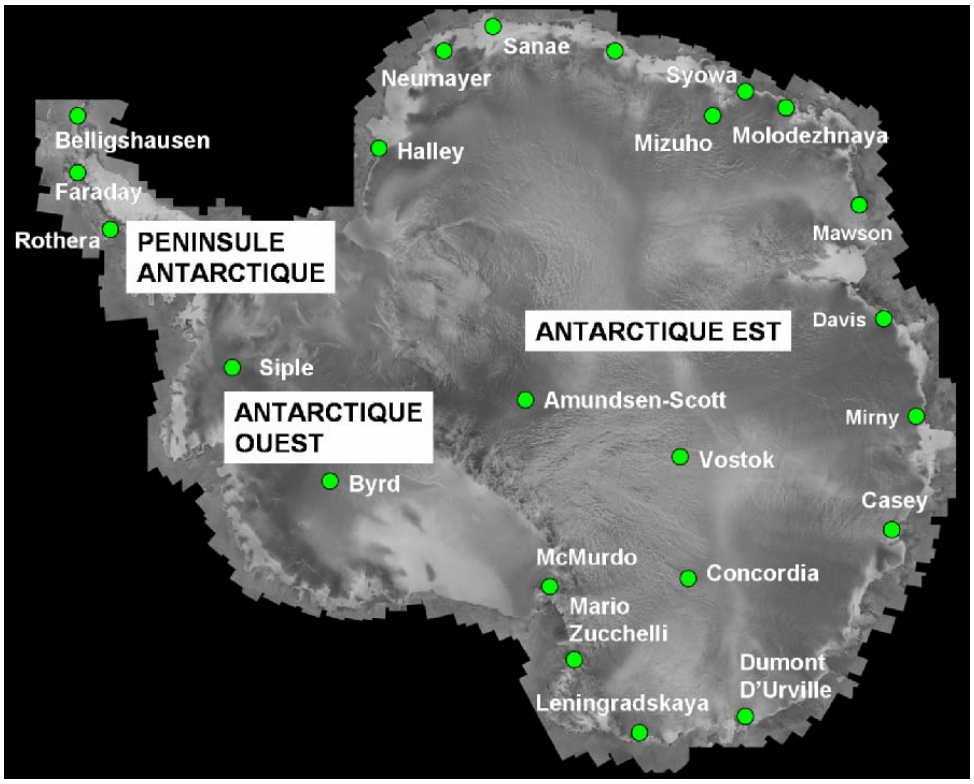
une période restreinte (1980-1993) au cours de laquelle l'index du Mode Annulaire du Sud (ou SAM, *Southern Annular Mode* [1]) était croissant. Sur la période 1995-2005, caractérisée par une décroissance de ce même index, ils ont montré une tendance inversée avec un refroidissement de la Péninsule au cours de cette période, et un réchauffement du reste du continent. (Picard and others, 2007) retrouvent ce schéma bipolaire et cette inversion sur des périodes analogues avec l'étude de la fonte en surface, sur le pourtour Antarctique. (Gillet and Thompson, 2003) et (Thompson and Solomon, 2002) ont suggéré que les tendances actuellement observées et opposées selon les secteurs géographiques Antarctiques considérés, peuvent en partie s'expliquer par les changements de la dynamique atmosphérique (basse stratosphère et haute troposphère) causés par la destruction de la couche d'ozone au-dessus du continent. En effet, les changements observés avec le SAM, processus principalement responsable de la variabilité climatique dans l'atmosphère des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère sud (Kwok and Comiso, 2002), ont été, jusqu'à maintenant, en grande partie attribués au trou d'ozone dans la stratosphère. En parallèle, de nombreux travaux récents tendent également à démontrer que les changements du SAM peuvent également s'expliquer par l'augmentation des teneurs en gaz à effets de serre (Fyfe and others, 1999; Stone and others, 2001; Cai and others, 2003; Marshall and others, 2004).

Nous comprenons, par ces quelques exemples, que notre capacité actuelle à comprendre les modes naturels de variabilité climatique, ainsi que les impacts directs ou indirects de l'activité anthropique sur ces modes, dans les zones polaires reste encore relativement limitée de nos jours. Cette « limitation » s'explique notamment par la courte existence des enregistrements instrumentaux des différents paramètres climatiques (développement depuis 4-5 décennies) dans ces secteurs géographiques (King and Turner, 1997), et ce, particulièrement sur le continent Antarctique. La nappe glaciaire Antarctique et ses composantes (atmosphère, océan, glace de mer) restent encore mal connues et mal représentées dans les modèles climatiques actuels. La méconnaissance du mode de fonctionnement global du système Antarctique, constituant essentiel de la cryosphère, contribue notamment à de fortes incertitudes sur les projections climatiques futures et l'évolution du niveau des océans, un des problèmes majeurs posés par le réchauffement climatique.

[1] Notons dès à présent que tout au long du texte, nous ferons référence aux abréviations lorsque les termes de ces dernières auront été expliqués lors de leur première apparition dans le texte. Ces abréviations représenteront des termes anglais ou français, redéfinies dans la liste des acronymes, au début du manuscrit. Cette démarche facilitera la lecture du document pour des personnes habituées à l'emploi de ces termes.



(a)



(b)

Figure 1.1 : Image radar du continent Antarctique avec les principaux secteurs géographiques [(a)] et les principales stations et bases scientifiques [(b)]. L'image est une mosaïque radiométriquement corrigée extraite de données obtenues avec le satellite canadien RADARSAT-1 lors de la première mission de cartographie AMM-1 (*Antarctic Mapping Mission*) réalisée en 1997 (programme RADARSAT-1 *Antarctic Mapping Project* - RAMP) (Jezek, 2008).

En conséquence, le Programme Mondial de Recherches sur le Climat (PMRC) a lancé le programme CliC (*Climate and Cryosphere*), dont l'objectif principal est d'établir et quantifier les effets de la variabilité et du changement climatique sur les composantes de la cryosphère, les conséquences de ces effets pour le système climatique, et de déterminer la stabilité de la cryosphère globale dont le continent Antarctique. De nombreuses questions fondamentales, relatives aux relations climat-cryosphère, dans le contexte actuel de changement climatique, sont posées :

(i) Comment exploiter les propriétés de détection et d'enregistrement des signaux de changement climatique et, en particulier, comment traduire en termes climatiques les signaux glaciologiques mesurables (relations bilans de masse – bilan d'énergie – circulation atmosphérique..) ?
(ii) Quelles sont les caractéristiques de la variabilité et du changement climatique dans les régions de cryosphère ?
(iii) Quel est le rôle de la cryosphère dans cette variabilité et ce changement ? Peut-on identifier et quantifier les rétroactions à l'œuvre et les risques climatiques qu'elles posent ?
(iv) Quelle est la réponse de la cryosphère au changement climatique en cours et à venir qui pourra avoir des conséquences sur l'environnement et les sociétés humaines ?
(v) Quelle est (sera) la contribution des calottes et nappes glaciaires polaires au niveau des mers ?

Pour ce faire, la communauté scientifique a notamment besoin de comprendre les évènements responsables des changements climatiques dans le passé, et donc de documenter la variabilité climatique (période 1 à 1000 ans) et le changement depuis le préindustriel, en exploitant les propriétés d'enregistrement de la cryosphère et les modèles. En effet, les carottes de glace et de sédiment constituent des « outils-clefs » dans l'archivage de la variabilité climatique dans le passé, sur des échelles de temps allant de l'année au millénaire. Un investissement important a déjà été réalisé dans la collecte de carottes de glace de moyennes et grandes profondeurs sur le continent Antarctique depuis plusieurs décennies. Depuis 1990, le programme ITASE (*International TransAntarctic Scientific Experiment*) (http://www2.umaine.edu/itase/) (Mayewski and Goodwin, 1997, 1999; Mayewski, 1996; Proposito and others, 2002; Frezzotti and others, 2004, 2005; Mayewski and others, 2005; Steig and others, 2005; Becagli and others, 2005), coordonné par le SCAR-IGBP (*Scientific Committee on Antarctic Research – International Geosphere Biosphere Program*) se propose notamment d'améliorer cette documentation, en « cartographiant » la variabilité spatio-temporelle des paramètres climatiques et environnementaux au cours des derniers siècles en Antarctique. Par l'intermédiaire de traverses scientifiques en Antarctique de l'Est et de l'Ouest (cf. sous-section 1.2.1 et figure 1.1), le programme ITASE contribue fortement à l'étude des bilans de masse de surface (BMS)[2]

[2] Il existe différents termes et définitions employés pour le bilan de masse. Nous suggérons au lecteur de se référer d'une part, à la liste des définitions au début du manuscrit, et d'autre part, à la lecture de la sous-section 1.2.2. Par commodité, nous emploierons dans le manuscrit indifféremment les termes BMS, BMS moyen (et parfois accumulation nette) pour évoquer le bilan de masse de surface.

sur la nappe glaciaire Antarctique, au déploiement de stations météorologiques et à la calibration et validation d'outils reliés aux mesures satellitaires. Toutefois, nous avons encore une vue et une compréhension imparfaites sur les procédés par lesquels les « signaux » des variabilités climatiques globales et régionales parviennent aux zones de forages et sont « incorporés » dans l'archive glaciaire (notion de fonction de transfert), d'où la nécessité de poursuivre les actions spécifiques de « documentation du passé », du développement technologique et technique pour les programmes de terrain et l'exploitation des données. La poursuite de ces études est d'autant plus importante que la variation du bilan de masse de l'Antarctique est, et pourrait devenir de plus en plus l'une des sources majeures de changement du niveau des mers. Or, la connaissance de l'évolution du niveau océanique apparaît comme un enjeu majeur d'un point de vue économique, sociétal, et environnemental, pour les nombreuses populations littorales, mais également à l'échelle planétaire, sur un plan géopolitique.

1.2 Bilan de masse de l'Antarctique

1.2.1 Caractéristiques physiques générales du continent Antarctique

Le continent Antarctique, d'une superficie de 14 millions de km^2 (incluant les plates-formes de glace flottantes nommées *ice shelves*) (King and Turner, 1997; Massom and Lubin, 2006; Remy and Frezzotti, 2006), est divisé en trois secteurs terrestres morphologiquement distincts (figure 1.1) : (a) l'Antarctique de l'Est, à l'Est du méridien 0°, (b) l'Antarctique de l'Ouest, un territoire beaucoup plus petit que le précédent et qui se prolonge par la (c) Péninsule Antarctique. Pendant l'hiver, la glace de mer augmente la surface englacée de plus de 15 millions de km^2 (Comiso, 2003). La superficie englacée totale peut donc représenter jusqu'à 30 millions de km^2 au plus fort de la période hivernale. L'ensemble de la glace Antarctique (hors glace de mer) représente près de 90% du volume total des glaces terrestres, avec près de 30 millions de km^3 (soit 30 millions de milliards de tonnes) et l'équivalent de 70-75% du réservoir total d'eau douce.

Le plus grand secteur est l'Antarctique de l'Est (10.3 millions de km^2), recouvert d'une couche de glace dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 2200 m. Durant l'été austral 1999-2000, une épaisseur de glace de 4804 m a été mesurée lors de campagnes scientifiques aéroportées réalisées entre la station russe de Vostok et la station franco-italienne Concordia (Rémy, 2003), battant le précédent record qui avait été observé entre les stations Dumont d'Urville (DDU) et Concordia avec une épaisseur de 4776 m (Drewry, 1983) (figure 1.1). L'élévation de la surface est telle que plus de deux tiers du secteur de l'Antarctique de l'Est est à une altitude supérieure à 1500 m par rapport au niveau de la mer (figures 1.2 et 1.3). La gamme d'altitude comprise entre 1000 et 2000 m correspond à la région de transition entre les zones côtières et le secteur que l'on appelle le plateau Antarctique[3], au-dessus de 2000 m, et qui est atteint en quelques centaines de kilomètres à partir de la côte.

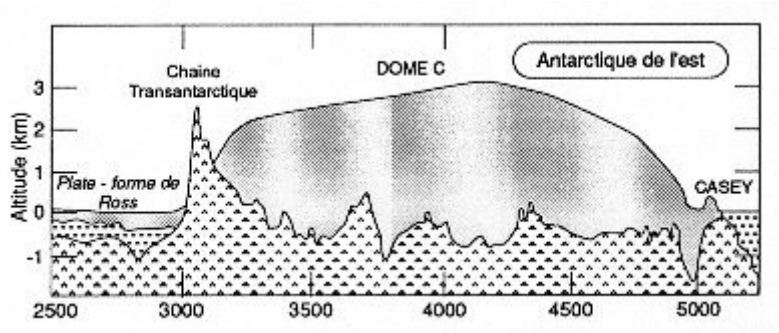


Figure 1.2 : Coupe schématique de l'Antarctique de l'Est (C. Ritz, com. Pers.).

[3] Dans le cadre de ce travail, nous ferons référence aux zones côtières comme étant les secteurs du continent Antarctique localisés à une altitude inférieure à 1000 m par rapport au niveau de la mer, par opposition aux zones du plateau Antarctique, situées au-dessus de 2000 m d'altitude.

Au centre du continent, sur le plateau Antarctique, l'altitude de la surface de la glace, par rapport au niveau marin, dépasse 3000 m, voire 4000 m dans le cas du Dôme Argus (King and Turner, 1997; Remy and Frezzotti, 2006) (figure 1.3).

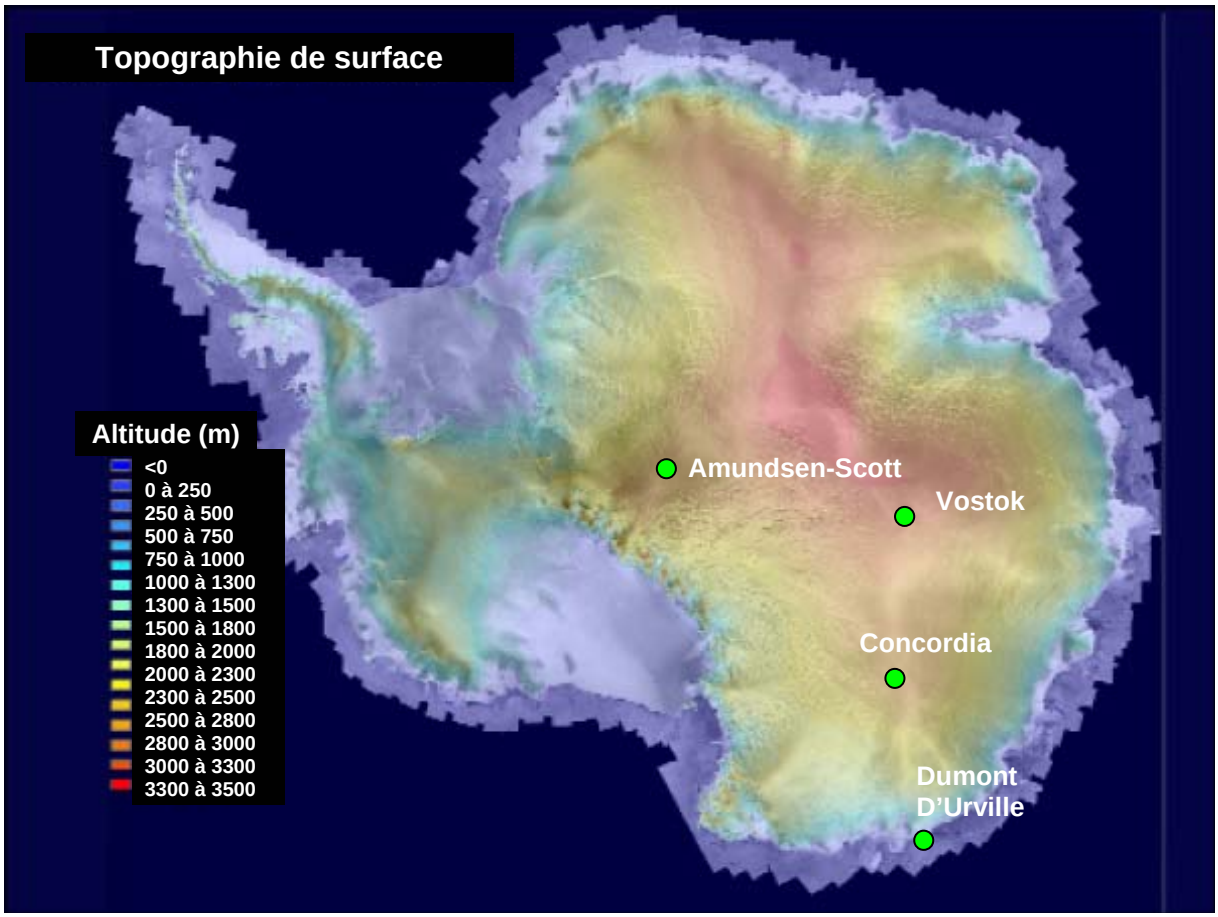


Figure 1.3 : Topographie de la surface du continent Antarctique. La figure est une superposition d'une image radar extraite de la première mission de cartographie AMM-1 réalisée en 1997, dans le cadre du programme RAMP et des données d'altitude issues du modèle OSU *Antarctic Digital Elevation Model* (Liu and others, 1999; Jezek and others, 1999).

De la zone côtière jusqu'au début du plateau Antarctique (au dessus de 2500 m), les pentes mesurées sur le terrain et par voie satellitaire peuvent atteindre jusqu'à 2.5-3.0% (Remy and others, 1999; Frezzotti and others, 2002b), mais présentent la plupart du temps des valeurs de l'ordre de 0.5 à 1% (figure 1.4). Les gammes de valeurs présentées dans cette sous-section sont bien évidemment hors considération des zones à fort relief, avec les secteurs montagneux et les zones directement adjacentes au trait de côtes parfois caractérisées par une montée rapide de l'altitude (plusieurs centaines de mètres) en quelques kilomètres d'éloignement du pourtour côtier (cas du secteur de Cap Prud'Homme en Terre Adélie). Au niveau du plateau Antarctique, la pente est extrêmement faible, et généralement comprise entre 0.1 et 0.4% (King and Turner, 1997; Remy and others, 1999; Frezzotti and others,

2002b; Bamber and Gomez-Dans, 2005). Entre les deux secteurs, il est observé une zone de rupture de pente (≈zone de transition), généralement étalée sur une centaine de kilomètres, comprenant des valeurs de pente intermédiaires (0.5-1.0%) (figure 1.4) (Remy and others, 1999; Frezzotti and others, 2002b).

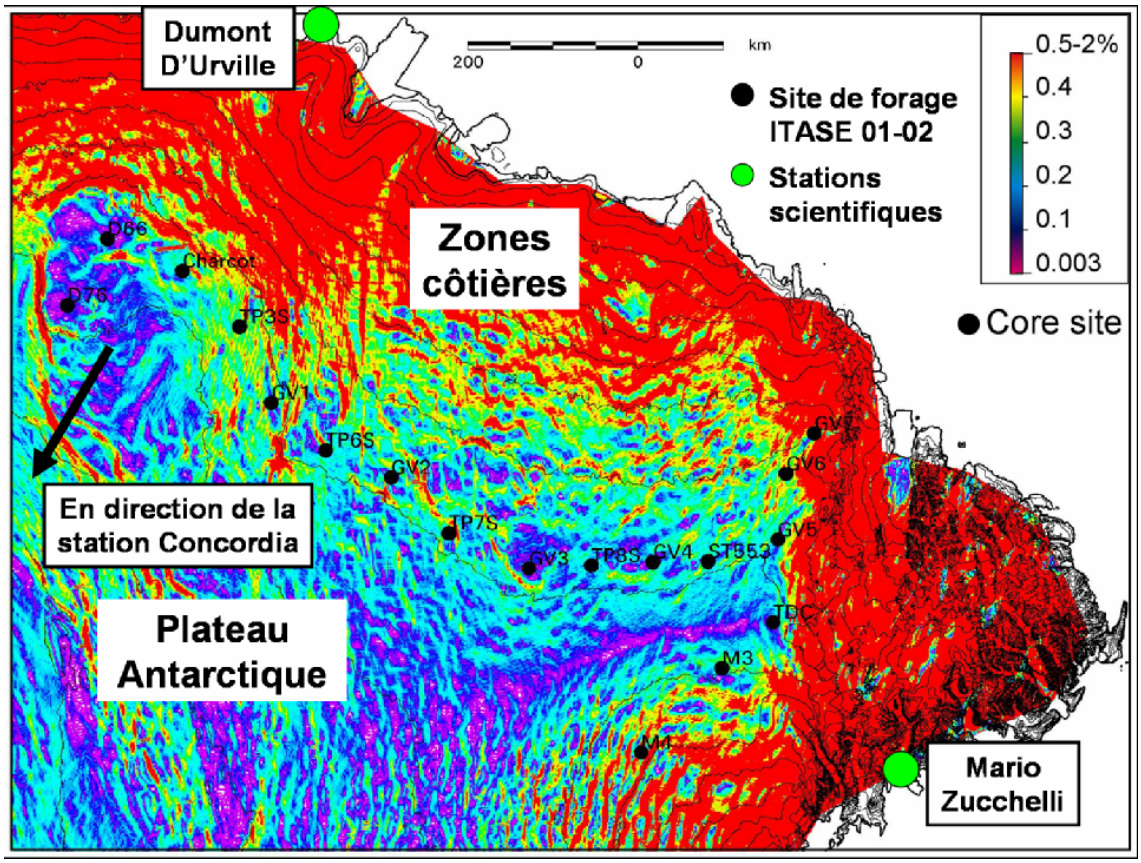


Figure 1.4 : Carte de haute résolution des pentes de la surface du continent Antarctique dans le secteur des Terres de Wilkes, Adélie et Victoria. La figure, adaptée de (Remy and others, 1999), est une image de la topographie de la surface du continent Antarctique extraite des données obtenues avec l'altimètre du satellite ERS-1 (mission de géodésie réalisée entre 1994 et 1995) sur laquelle les stations française Dumont D'Urville et italiennes Mario Zucchelli (anciennement Terra Nova Bay), ainsi que les sites de forage de la campagne franco-italienne ITASE 01-02 ont été superposés. Les valeurs de pente déduites des mesures satellitaires dans ce secteur reflètent la répartition des valeurs généralement observée sur l'ensemble du continent Antarctique (cf. figure 5 dans Remy and others, 1999), et notamment, entre les secteurs de zones côtières et les hauts plateaux Antarctique, comme précédemment définis.

Loin d'être plane, la surface de la nappe glaciaire Antarctique montre des structures morphologiques (de l'échelle centimétrique à kilométrique), reflet de la sculpture des dépôts de neige par le vent, mais également de la topographie sous-glaciaire (figure 1.5). A petite et moyenne échelle (longueur sub-kilométrique), les interactions entre le vent et la surface de la nappe génèrent des structures formées (a) par dépôts de neige friable transportée par le vent (barkhanes, dunes de neige),

(b) par redistribution de la neige comme résultante de l'érosion des précédentes structures sous l'action du vent (sastrugi) et (c) par exposition prolongée aux vents catabatiques (*glazed surfaces*) (Watanabe, 1978; Bromwich and others, 1990; Frezzotti and others, 2002b). Les macrostructures (longueur supérieure au kilomètre) également créées par l'action éolienne sur la surface, appelées mégadunes ou dunes transverses, ont été décrits pour la première fois par (Swithinbank, 1988) et observées par la suite dans de nombreux secteurs sur le Plateau de l'Antarctique de l'Est (Fahnestock and others, 2000; Frezzotti and others, 2002b; Frezzotti and others, 2002c; Anschutz and others, 2006). La fonte totale du volume de glace stocké en Antarctique de l'Est (~27 millions de km^3, soit 27 millions de milliards de tonnes) contribuerait à augmenter le niveau actuel des océans de plus de 60 m (I.P.C.C., 2001, 2007).

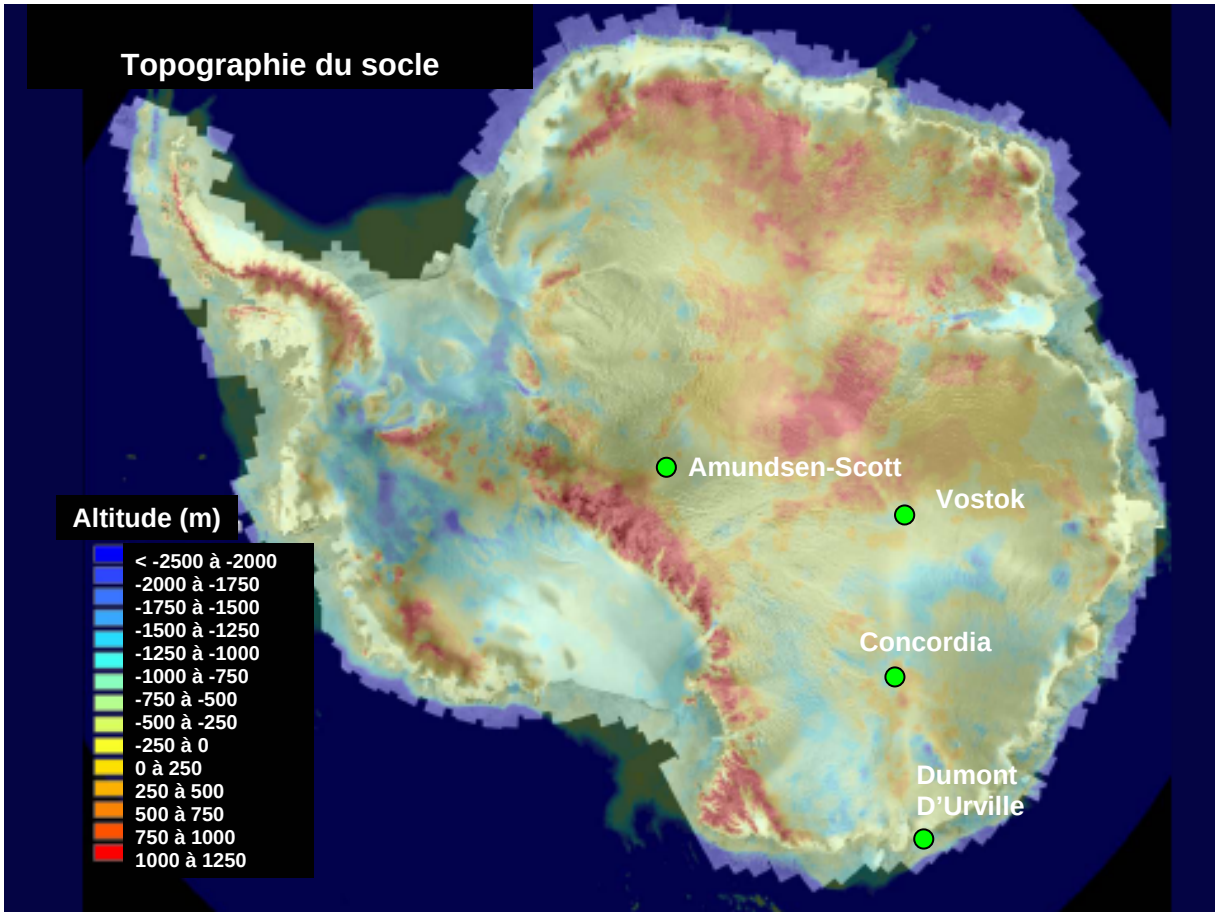


Figure 1.5 : Topographie du socle du continent Antarctique. La figure est une superposition d'une image radar et des données de topographie sous-glaciaire extraites du programme BEDMAP (*Bed Topography Mapping Project of Antarctica*) (Lythe and others, 2001).

Contrairement au secteur oriental, la surface de l'Antarctique de l'Ouest (2 millions de km^2) dépasse rarement 2000 m d'altitude (moyenne à 850 m) (King and Turner, 1997) par rapport au niveau de la mer, du fait que l'épaisseur de glace est moins importante, mais également parce que le socle est

beaucoup plus enfoncé (Rémy, 2003) (figures 1.3, 1.5 et 1.6). Cette partie de la nappe glaciaire est ainsi désignée « calotte marine » par opposition au secteur Est qualifié de « calotte terrestre » (Rémy, 2003).

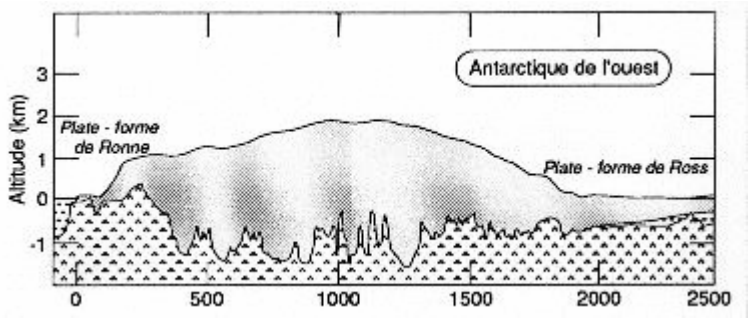


Figure 1.6 : Coupe schématique de l'Antarctique de l'Ouest (C. Ritz, com. pers.).

La fonte totale du volume de glace de l'Antarctique de l'Ouest (~3 millions de km^3) contribuerait à augmenter le niveau actuel des océans de 5 m, soit 12 fois moins par rapport à la contribution imputable à la partie orientale du continent (I.P.C.C., 2001, 2007). La partie Ouest du continent représente effectivement un volume bien moindre que la partie Est, bien que reposant sur un socle très enfoncé sous le niveau de la mer ; la moitié du socle de la surface Ouest plonge à plus de 1500 m sous la mer (Shapiro and Ritzwoller, 2004; Llubes and others, 2006). Les montagnes TransAntarctiques (figure 1.1), qui s'étalent sur plus de 4000 km de la région de Victoria Land aux plates-formes de glace flottante de Ronne et Filchner, séparent les parties Est et Ouest Antarctique, et s'élèvent jusqu'à 4528 m d'altitude avec le Mont Kirkpatrick (King and Turner, 1997).

Le troisième secteur, continuité de l'Antarctique de l'Ouest dans sa partie nord, est la péninsule Antarctique (0.5 millions de km^2). Elle constitue une étroite bande montagneuse d'une élévation moyenne de 1500 m (altitude maximale à 3000 m avec le Mont Jackson) par rapport au niveau de la mer. Cette barrière naturelle, d'orientation Nord-Sud, s'étalant jusqu'à 63°S de latitude, a un profond impact sur la circulation atmosphérique locale, et les conditions climatiques de part et d'autre de cette région.

Les plates-formes de glace flottante qui bordent les différents secteurs Antarctique préalablement décrits, complètent la superficie du continent Antarctique avec plus de 1.2 millions de km^2 (11% de la surface totale). Ces plates-formes de glace flottante, perpétuellement alimentées par des glaciers de la nappe glaciaire, sont attachées à cette dernière dans leur partie méridionale et se « cassent » dans leur partie septentrionale en de nombreux et gigantesques blocs de glace (icebergs) dérivant dans l'océan austral et au-delà. Les plates-formes de Ronne et Filchner en mer de Weddell, et

celle de Ross en mer de Ross, constituent les deux plus grandes avec des superficies de l'ordre de 0.5 millions de km^2 chacune (King and Turner, 1997; Rémy, 2003).

Outre le gigantisme de ces dimensions, l'Antarctique est le continent le plus froid, le plus venté et le plus désertique au monde. Les températures moyennes annuelles (surface) varient de -10°C dans les zones côtières à -60°C à l'intérieur des terres, par le double effet de la latitude et de l'altitude qui augmentent en parallèle (Schwerdtfeger, 1984; Allison and others, 1993; Rémy, 2003). La température terrestre la plus basse jamais enregistrée, -89°C, a été relevée le 21 juillet 1983, à la station russe de Vostok (78°15'S, 106°48'E). Si les faibles températures enregistrées s'expliquent en partie par la position latitudinale relativement basse de ce continent – les régions de hautes latitudes reçoivent moins d'énergie solaire que les secteurs de latitudes moyennes et basses -, il faut ajouter à cela la présence de la neige et de la glace dont les effets d'albédo entraînent un renvoi de plus de 80% de l'énergie solaire reçue à la surface de ce continent (King and Turner, 1997; Rémy, 2003).

De plus, des vents dits catabatiques, guidés par la gravité, se forment lorsque les masses d'air froides et denses descendent de l'intérieur du plateau Antarctique jusqu'aux zones côtières suivant l'orographie du terrain. Les forts gradients de températures entre l'intérieur du continent et la côte, couplés à l'augmentation de la pente avec la diminution de l'altitude, expliquent la montée en puissance de ces vents au fur et à mesure que l'on se rapproche des zones côtières. La force et la persistance de ces courants catabatiques sont telles que des vitesses de vents supérieures à 320 km h^{-1} ont été enregistrées en Terre Adélie, à Cap Denison. Capables de déplacer et re-mobiliser localement de grandes quantités de neige, ils contribuent également à des phénomènes d'érosion (formation de structures à la surface comme les sastrugi, zones de glace bleue, entre autres) et jouent ainsi un rôle fondamental dans l'équilibre de la surface (Melvold and others, 1998; Van den Broeke and others, 1999; Frezzotti and others, 2004, 2005).

Enfin, le continent Antarctique est un des lieux terrestres où les précipitations sont les plus faibles. Les précipitations annuelles moyennes sont ainsi inférieures à 100 mm en équivalent eau sur le plateau Antarctique au dessus de 2500 m (< 50 mm an^{-1} au dessus de 3000 m), qui représente plus de deux tiers du continent (Remy and Frezzotti, 2006; Krinner and others, 2006). Plusieurs formes de précipitations sont clairement à distinguer. Outre la possibilité de précipitations sous forme de pluie lors de la période estivale, les systèmes cycloniques, créés par plusieurs zones dépressionnaires distribuées autour du continent Antarctique, amènent de l'air chaud et humide d'origine marine, qui, par effet orographique, génèrent d'importantes et intenses précipitations de neige souvent accompagnées de vents violents, dans la bande côtière jusqu'au secteur de rupture de pente, avant le plateau Antarctique (Bromwich, 1988; King and Turner, 1997). Ces régions, qui représentent moins de 30% de la superficie du continent, reçoivent jusqu'à plus de la moitié des précipitations totales (Rémy,

2003). Sous certaines conditions atmosphériques, cette activité cyclonique pénètre parfois plus profondément à l'intérieur du continent (Bromwich, 1988; Krinner and Genthon, 1997) et peut générer d'importantes précipitations de neige dans des secteurs reculés du plateau Antarctique comme observées à la station franco-italienne Concordia durant la saison estivale 2001/2002 (Massom and others, 2004). Une autre forme de précipitations, observée sur le plateau Antarctique, est associée à un processus de subsidence des masses d'air de l'atmosphère libre à la couche limite froide et à un phénomène de refroidissement radiatif de ces masses d'air. Les précipitations engendrées par ces processus prennent la forme de petits cristaux de glace en suspension dans l'air et tombant d'un ciel clair (*clear-sky precipitation* ou *Diamond dust*). Pour de nombreux auteurs (Bromwich, 1988; Lachlan-Cope and others, 2001b; Ekaykin and others, 2005), ce mode de précipitations délivre la part majeure des précipitations totales à l'intérieur du continent, avec des retombées faibles, mais quasi-continues, tout au long de l'année. Toutefois, la contribution chiffrée de l'un et l'autre des modes de précipitations sur le plateau Antarctique reste encore actuellement difficile à évaluer, ne serait-ce que par les difficultés de mesures des précipitations. Dans tous les cas, et malgré les faibles précipitations observées sur une part importante du continent Antarctique, les dimensions de ce dernier sont telles que la masse de neige finalement accumulée [4] chaque année à sa surface (entre 1600 et 2200 km^3 ou gigatonnes, selon les auteurs), répartie à la surface de tous les océans, représente l'équivalent de 5.6 à 6.5 mm d'élévation du niveau des mers (Zwally and others, 2005; Remy and Frezzotti, 2006).

La majorité de la quantité de neige ou cristaux de glace précipitée sur le continent s'enfonce, se transforme en glace et est rejetée plusieurs dizaines à plusieurs centaines de milliers d'années plus tard vers l'océan, par écoulement, via les glaciers, fleuves (~courants) de glace et plate-forme de glace flottante en zones côtières, mais également via un drainage sous-glaciaire encore mal connu et appréhendé (cf. sous-section 1.2.2.1). Une fraction minoritaire de la masse de matière précipitée à la surface va également être « évacuée » (retour dans l'atmosphère ou l'océan) du système Antarctique via les processus de sublimation, fonte en surface ou action du vent (cf. sous-section 1.2.2.1).

L'énorme masse actuelle d'eau stockée sur ce continent résulte donc de l'équilibre entre la quantité de neige qui tombe à la surface, et principalement, la quantité de glace rejetée dans l'océan ; processus eux-mêmes dépendant des conditions atmosphériques et océaniques (principalement la température) et des modifications de ces dernières. Dans un contexte de changement climatique (exemple du réchauffement actuel des températures atmosphériques et océaniques de surface), nous comprenons aisément qu'un léger déséquilibre dans les deux processus d'entrée et de sortie de masse d'eau sur ce continent aux proportions gigantesques peut avoir d'importantes répercussions sur les caractéristiques physiques générales de ce dernier.

[4] La différence entre les notions de précipitation et accumulation sont développées dans la sous-section 1.2.2.1.

1.2.2 Bilan de masse Antarctique (surface et net) : Théorie et méthodes d'estimation

1.2.2.1 Définitions et notions

Le problème de la détermination du bilan net de masse Antarctique peut être défini par une équation simplifiée de conservation de la masse (Remy and Frezzotti, 2006) :

$$\frac{dE}{dt} = \frac{-d(E \times V)}{dx} + BMS \qquad (1.1)$$

E représente l'épaisseur de glace de la nappe glaciaire et ***V*** la vitesse d'écoulement de la nappe intégrée sur toute l'épaisseur. L'axe ***x*** est orienté des altitudes élevées (dôme, calotte) de la nappe aux zones côtières, dans la direction du flux d'écoulement de la glace et ***t*** représente le temps. Enfin, comme préalablement défini, ***BMS*** est le bilan de masse de surface.

Les précipitations de neige, la formation de givre à la surface du continent, les processus de sublimation, fonte et écoulement liquide (précipitations sous forme de pluie et ruissellement), l'action du vent sur la surface (re-mobilisation des dépôts, remise en suspension) constituent l'ensemble des évènements contribuant aux transferts (entrées et sorties) de l'eau à l'état solide, liquide et gazeux à la surface du continent Antarctique. Le BMS est défini comme étant la résultante de l'ensemble de ces composantes (Paterson, 1994; King and Turner, 1997; Vaughan and others, 1999; Krinner and others, 2006), soit la somme des « entrées » (accumulation d'eau) et des « sorties » (perte d'eau) à la surface du continent Antarctique. La formulation suivante du BMS est extraite et adaptée du travail de (Krinner and others, 2006) :

$$BMS = P_{Neige} + f \times P_{Pluie} + T - S - (1 - f) \times F \qquad (1.2)$$

$\boldsymbol{P_{neige}}$ représente les précipitations de neige. $\boldsymbol{P_{pluie}}$ représente les précipitations sous forme « liquide » (pluie). Bien que cette dernière forme de précipitation soit inexistante dans la plupart des régions Antarctiques, elle est observée dans les secteurs côtiers et représente près de 2% de l'ensemble des évènements de précipitation observés sur le continent (King and Turner, 1997; Gential, 2007). Il faut noter le cas particulier de la façade ouest de la péninsule Antarctique (secteur de la Terre de Graham) où les précipitations liquides peuvent atteindre des valeurs de l'ordre de 386 mm an^{-1} (Gential, 2007). ***f*** représente la fraction des précipitations annuelles liquides qui peut potentiellement regeler sous l'effet des températures négatives rencontrées dans les couches de surface lors des processus de percolation (voir les travaux de (Pfeffer and others, 1991) et (Thompson and Pollard, 1997) pour la paramétrisation de ce facteur). ***S*** correspond au processus de sublimation en surface et le terme est ici employé dans son sens originel. La sublimation peut être (a) positive (perte d'eau – ablation - par une phase de transformation de l'eau directement de l'état solide à l'état gazeux) ou (b) négative avec le processus de givrage de surface, forme de dépôts observé dans les conditions atmosphériques extrêmes

des régions du plateau Antarctique et qui peut représenter jusqu'à 5-6% de la précipitation totale dans ce secteur. La sublimation négative est donc une contribution à l'accumulation d'eau sur le continent. La somme des deux est ce que l'on appelle, la sublimation nette. ***F*** représente le processus de fonte de la neige de surface. Ce processus reste confiné dans les secteurs côtiers Antarctiques à faible altitude (Torinesi and others, 2003; Picard and Fily, 2006), mais constitue une composante non négligeable dans le BMS de la péninsule Antarctique (Vaughan, 2006) pour laquelle 80% de la superficie est classée comme zone de percolation (Rau and Braun, 2002). Enfin, ***T*** représente soit un transport « positif », correspondant à un dépôt (accumulation) supplémentaire de neige à la surface, ou au contraire, un transport « négatif », soit un déficit (érosion, ablation) de la neige déposée en surface sous l'action du vent. Bien que cette dernière composante (positive ou négative) contribue indéniablement au BMS (Gallée and others, 2001; Frezzotti and others, 2004; Gential, 2007), l'évaluation de l'impact du transport de la neige par le vent (≈ neige soufflée) reste toutefois extrêmement difficile à évaluer *in situ*. S'il peut être pris en compte dans les formulations, il est rarement « chiffré ». Seuls quelques rares modèles (cas du modèle atmosphérique régional, MAR) introduisent une paramétrisation du transport de neige par le vent (Gential, 2007). Les simulations extraites du modèle MAR (période 1998-2001) montrent notamment à l'échelle de l'Antarctique, des modifications importantes de la carte du BMS avec une perte nette de matière de 5.7% par les effets conjugués de la sublimation des grains de neige en suspension et l'évacuation des particules au-delà des côtes (processus de chasse-neige) sous l'effet du vent (Gential, 2007). Ces effets faisant intervenir les vents catabatiques, il apparaît normal que ces premiers soient plus marqués sur le pourtour du continent Antarctique où les vents atteignent leur amplitude maximale. Les estimations extraites des simulations de ce type de modèle restent toutefois difficilement vérifiables sur le terrain.

Considérant la formulation (1.2), les paramètres accumulation (*Ac*) et ablation (*Ab*), seuls, sont définis comme suit :

$$Ac = P_{Neige} + f \times P_{Pluie} + T - S \qquad (1.3)$$

$$Ab = (1 - f) \times F + T - S \qquad (1.4)$$

La valeur du terme accumulation dans la formulation du BMS est généralement supérieure à la valeur du terme ablation[5]. La valeur du BMS est donc généralement positive et proche de la valeur d'accumulation dans la majorité des secteurs Antarctiques. Seuls les secteurs côtiers peuvent présenter des différences de valeurs significatives entre les deux termes, en raison de températures plus élevées

[5] Dans le cadre de ce manuscrit, nous considérons effectivement l'accumulation comme étant le terme positif du BMS, par rapport à certains auteurs pour qui le terme accumulation seul (regroupant également l'ablation en temps « qu'accumulation négative ») représente le BMS. Mises à part quelques exceptions et explications données dans le texte, nous avons essayé de respecter au mieux cette représentation dans les articles et travaux présentés dans ce manuscrit.

et par conséquent, de l'action du processus de fonte dans ces régions (Picard and Fily, 2006) et d'une augmentation de la sublimation. L'ablation peut également être plus importante dans ces secteurs en raison de l'action renforcée du vent (Bintaja, 1999; Bintaja and Reijmer, 2001; Genthon and others, 2007).

Enfin, d'autres processus encore mal connus (pouvant engendrer des modifications de l'épaisseur de la nappe glaciaire, de l'écoulement de la nappe en zones côtières, etc.) devraient être ajoutés à la formulation (1.1) si nous désirons estimer le bilan net de masse du continent Antarctique : l'action de la fonte basale (au niveau du socle rocheux), de l'hydrologie sous-glaciaire ou encore des processus géodynamiques. L'accélération de l'écoulement de certaines plates-formes de glace flottante, glaciers émissaires ou fleuves de glace (cf. sous-section 1.2.3) pourrait être induite par une plus grande dynamique des lacs sous-glaciaires. Le large réseau sous-glaciaire constitué par ces lacs, pourrait actuellement introduire des quantités d'eau plus importantes à la base des glaciers émissaires en zone côtière, provoquant une fonte accélérée de cette même base, et favorisant la lubrification, donc un écoulement plus rapide des dits glaciers ainsi qu'une perte de masse d'eau conséquente (en partie issue du réseau sous-glaciaire) à partir de la ligne d'ancrage (Wingham and others, 2006; Bell and others, 2007; Fricker and others, 2007). A contrario, l'augmentation de la sédimentation au niveau de la ligne d'ancrage des glaciers et plates-formes de glace flottante, résultante de la fonte à la base de ces systèmes via l'intrusion plus importante d'eaux « chaudes » (réseau sous-glaciaire et/ou océans), pourrait agir en faveur d'une stabilisation des lignes d'ancrage et donc, un ralentissement de l'écoulement (Dupont and Alley, 2005; Alley and others, 2007; Anandakrishnan and others, 2007). Enfin, des processus géodynamiques complexes prenant naissance dans l'interaction entre la nappe glaciaire et le socle pourraient actuellement induire une déformation de la topographie sous-glaciaire et donc, agir sur l'épaisseur et l'écoulement de la nappe glaciaire (Ivins and others, 2005). Les difficultés de mise en œuvre des méthodologies employées pour la détermination de ces différentes activités, ainsi que le peu de connaissances dont la communauté dispose malgré tout au sujet de ces processus, expliquent en grande partie (a) les nombreuses incertitudes liées à leurs mesures et (b) en conséquence, les difficultés actuelles de la prise en compte de ces processus dans les formulations pour l'estimation du bilan net de masse pour l'ensemble du continent.

Afin de prendre en compte les variations de densité dans les couches de neige et glace, le bilan de masse (surface et net) ainsi que les différentes composantes positives ou négatives des équations de bilan, sont exprimés généralement comme le taux de changement de la masse d'eau liquide équivalente en kg m^{-2} an^{-1} (ou mm équivalent eau par an).

1.2.2.2 Méthodes d'estimation

Trois méthodes différentes, mais néanmoins complémentaires, d'estimation du bilan net de masse du continent Antarctique (et de son évolution) sont principalement appliquées (Paterson, 1994; Remy and Frezzotti, 2006; Rignot and Thomas, 2002):

Analyse des termes ou flux – Cette méthode propose de mesurer (et calculer) individuellement chaque terme défini dans l'équation globale du bilan de masse Antarctique, à savoir l'équation du BMS telle que définie dans le paragraphe précédent, à laquelle il faut rajouter les pertes d'eau engendrées par vêlage d'icebergs et l'hydrologie sous-glaciaire. Le bilan net de masse est ainsi estimé par comparaison de la quantité équivalente en eau qui tombe, et s'accumule depuis la surface, et la quantité équivalente en eau rejetée dans l'océan. Les nombreuses incertitudes entourant l'évaluation des différents termes tendent à suggérer que la détermination précise du bilan de masse pour l'ensemble de la nappe glaciaire par cette méthode est extrêmement compliquée. L'estimation des flux de glace sortant dans chaque bassin de drainage qui composent la nappe glaciaire Antarctique (25 à 27 bassins selon les auteurs) est toutefois plus aisée aujourd'hui avec le développement de nouvelles techniques de mesures des vitesses d'écoulement et d'épaisseur de la glace via le couplage des systèmes de positionnement global (GPS) et d'interférométrie radar (InSAR). Cette méthode de détermination du bilan de masse est dite indirecte, par opposition à la méthode du suivi intégré, dite directe.

Suivi intégré – Cette méthode, dite de mesure intégrée des effets sur la surface, se propose d'estimer directement les variations potentielles de la géométrie (altitude de la calotte, volume et/ou masse de glace) du continent Antarctique, pouvant refléter une évolution du bilan net de la masse. L'observation par les différents outils satellitaires aujourd'hui existant (mesures altimétriques – Satellites Seasat, Geosat, *European Radar Satellite* ERS-1 et 2, *Ice Cloud and land Elevation Satellite* ICESat, – et mesure de la gravité – *Gravity Recovery And Climate Experiment* GRACE), et de plus en plus appliqués, permet une vision globale directe (et répétée dans le temps) de ces variations, mais nécessite (a) de nombreuses corrections et traitements particuliers en partie liés à la nature même du signal satellite, (b) ainsi qu'une validation de cette même donnée via des mesures directement réalisées sur le terrain. Il n'en reste pas moins que la diversité des observations possibles aujourd'hui utilisées permet une observation de plus en plus poussée et complète de la calotte polaire. L'étude des changements et évolutions d'altitude, et donc d'équilibre de la surface, peut également être réalisée localement, sur le terrain avec la mesure simultanée de la vitesse d'enfouissement de marqueurs enterrés à plusieurs dizaines de mètres de profondeur (*Coffee can*) et du taux d'accumulation de neige local, permettant de mesurer directement l'équilibre de la surface par comparaison. Les fortes variabilités spatiale (Frezzotti and others, 2005) et temporelle (Hulbe and Whillans, 1994; Hamilton and others, 1998; Hamilton and Whillans, 2002) des taux d'accumulation de neige au niveau local

apparaissent comme les problèmes majeurs qui se posent lors de l'interprétation des différentes observations par cette seconde méthode directe, décrite et appliquée par (Vittuari and others, 2004).

Modélisation – Ce procédé a pour objectif la simulation passée, présente et future du bilan de masse par la mise en équation des différents processus agissant dans les entrées et les sorties de neige et glace, par différence avec les trois méthodes précédentes qui sont basées sur des observations directes et/ou indirectes des différents paramètres composant le système Antarctique. La complexité des mécanismes atmosphériques et dynamiques, la connaissance imparfaite d'une partie de ces mécanismes, mais également de la plupart des valeurs des paramètres à intégrer dans le modèle, la diversité des temps de réaction des différentes composantes du système Antarctique sont autant de difficultés rencontrées dans la modélisation du bilan de masse (net et surface) de la nappe glaciaire polaire Antarctique. De plus, les modèles nécessitent une validation de l'état présent par le biais des observations et données terrain, elles-mêmes extraites des deux premières méthodes, dont la liste non exhaustive des difficultés et incertitudes d'estimation a été préalablement évoquée. Les modèles étant les seuls outils permettant une estimation de l'évolution future du BMS et du bilan net, nous comprenons d'autant plus l'importance et la nécessité d'une connaissance accrue (qualitatif) et précise (quantitatif) des différentes composantes du système actuel pour une validation correcte du temps présent. Une revue des différents modèles créés pour la simulation et prédiction (présente et future) du bilan net de masse Antarctique est proposée par (Van der Veen, 2002).

Quelque soit la méthode employée, il faut garder à l'esprit que l'estimation du bilan net de masse Antarctique reste relativement difficile à réaliser pour de nombreuses raisons (Remy and Frezzotti, 2006) dont les principales sont:

(i) La taille du continent Antarctique et sa difficulté d'accès qui expliquent l'existence de peu de données et mesures *in situ*, mais également rendent compliquées la validation et l'étalonnage des satellites ;
(ii) Les processus physiques (dont le phénomène de densification de la neige), climatologiques et dynamiques sont encore relativement peu connus et restent très complexes ;
(iii) La variabilité spatiale et temporelle des évènements et processus est extrêmement forte ;
(iv) Enfin, les temps de réaction face à un changement climatique sont très variés suivant les processus considérés (figure 1.7).

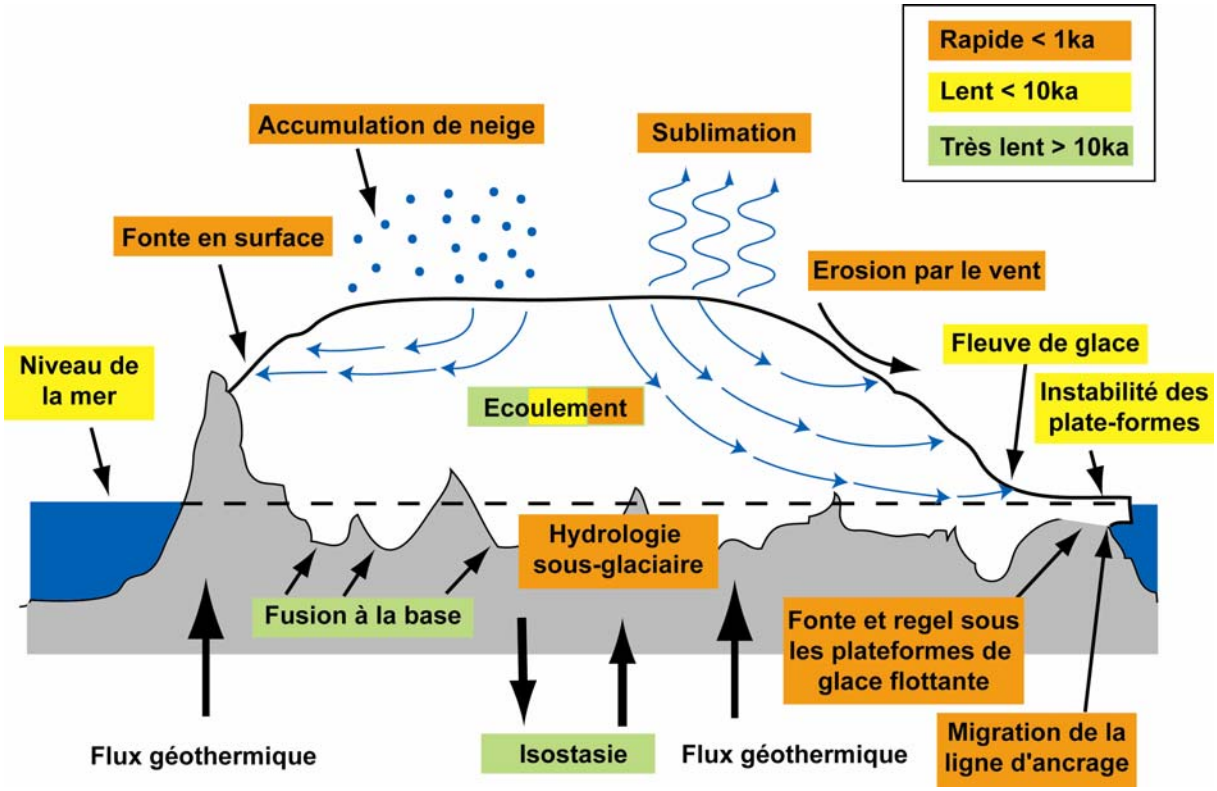


Figure 1.7 : Les différentes composantes du bilan de masse de la nappe glaciaire Antarctique dépendantes du climat (excepté le flux géothermique) et la gamme de temps de réponse de celles-ci sous l'impulsion d'un changement climatique (Rémy, 2003).

Les temps de réaction sont relativement faibles si nous considérons les phénomènes des précipitations et très longs dans le cas de l'écoulement, et à fortiori de l'évacuation, de la glace.

1.2.3 Etat et évolution actuels du bilan de masse de l'Antarctique

1.2.3.1 Péninsule Antarctique

La quasi-totalité (87% sur la période 1940-2001) des 244 glaciers « marins » qui composent le système glaciaire complexe de la péninsule Antarctique, montre actuellement un retrait significatif de leur ligne de front couplé à une accélération de l'écoulement, ainsi qu'une diminution progressive de l'épaisseur de glace (Cook and others, 2005; Ferrigno and others, 2006; Pritchard and Vaughan, 2007). L'avancée constatée de 13% des glaciers drainant la glace de la nappe glaciaire (95200 km^3 au total) de ce secteur Antarctique reste relativement faible en comparaison des retraits observés. La combinaison de l'augmentation de la température atmosphérique dans ce secteur, et de la modification des paramètres dans les systèmes océanique et sous-glaciaire (conditions basales) est en partie à l'origine du retrait quasi-généralisé des glaciers. Le retrait progressif, mais parfois ponctué d'évènements catastrophiques (Rott and others, 1996; Scambos and others, 2000; Scambos and others, 2003), de la ligne de front des plates-formes de glace flottante de ce secteur, alimentées par les glaciers

précédemment cités est également responsable de l'accélération de l'écoulement et du retrait de ces derniers (Rott and others, 1996; Rignot and others, 2004; Scambos and others, 2004; Rignot and others, 2005). Le réchauffement climatique, couplé à une augmentation du processus de fonte à la surface et au front de ces plates-formes de glace expliquent ce retrait (Scambos and others, 2000; Scambos and others, 2003). Toutefois, malgré le constat avéré de l'augmentation de perte de masse de glace aux fronts des glaciers et plates-formes de glace flottante de la péninsule Antarctique, le bilan net de masse, et en conséquence, l'observation d'un déséquilibre du bilan de ce secteur reste difficile à appréhender (Meehl and others, 2007). Il se pose la question de la possible compensation des pertes en eau de la péninsule Antarctique par une augmentation des taux d'accumulation de neige à sa surface (Morris and Mulvaney, 2004; Turner and others, 2005). Les travaux les plus récents tendent à estimer un faible taux de perte de masse de glace (-28±45 Gt an^{-1}), entaché de surcroît de grandes incertitudes, dans ce secteur de l'Antarctique (Rignot and others, 2008). L'estimation actuelle du bilan de masse de la péninsule Antarctique permet difficilement d'évaluer la contribution actuelle de ce secteur à l'élévation ou diminution du niveau marin.

1.2.3.2 Antarctique de l'Ouest

Les trois secteurs (figure 1.1) de la mer d'Amundsen, mer de Ross et mer de Weddell bordant l'Antarctique de l'Ouest montrent depuis plusieurs années, voire quelques décennies, des changements rapides dans le bilan de masse de cette région :

Secteur de la mer d'Amundsen – Ce secteur, qui draine un tiers de tout l'Antarctique occidental, présente notamment les changements les plus rapides et significatifs avec les deux principaux glaciers, Thwaites et Pine island, de la zone. De récentes études montrent (a) une accélération progressive de l'écoulement de la glace aux abords de ces glaciers (plus de 40% d'augmentation par rapport aux années 1970) liée à une augmentation de la fonte basale, (b) un retrait conséquent de la ligne d'ancrage directement couplé à cette accélération, (c) ainsi qu'une diminution importante de l'épaisseur de ces glaciers (Rignot, 1998; Joughin and others, 2003; Sheperd and others, 2004; Rignot, 2008). De nombreux autres glaciers de taille plus restreinte, et localisés dans le même secteur, montrent également des évolutions parallèles (Thomas and others, 2004). La modification des conditions océaniques (température, circulation, etc.) dans ce secteur serait en grande partie responsable de ces changements (Payne and others, 2004) ; les températures atmosphériques, les taux de fonte à la surface des couches de neige, et les taux d'accumulation à l'échelle locale ne semblant pas montrer d'évolution particulière pouvant expliquer de telles modifications du bilan de masse dans cette zone. La comparaison des taux actuels de décharge de l'ensemble des glaciers de ce secteur, aux taux d'accumulation récemment estimés sur l'ensemble du bassin alimentant ces mêmes glaciers, montre clairement une perte nette de masse (bilan de masse négatif) évaluée entre -50 et -137 Gt an^{-1} suivant

les auteurs (Lemke and others, 2007; Rignot and others, 2008) et contribuant ainsi à une augmentation de l'élévation du niveau des mers.

Secteur de la mer de Ross – Contrairement au secteur de la mer d'Amundsen, les évaluations récentes de bilan net de masse dans cette zone semblent montrer un gain de masse (bilan de masse positif). Les travaux récents dévoilent effectivement une faible croissance de la masse dans ce secteur, avec des estimations fluctuant entre +27±15 (Joughin and Tulaczyk, 2002) et +34±8 Gt an^{-1} (Rignot and others, 2008).

Secteur de la mer de Weddell – Le troisième secteur constitutif de l'Antarctique de l'Ouest, de taille égale aux deux précédents secteurs, montre pour sa part une relative stabilité, avec un bilan net de masse à l'équilibre. Ce dernier a été très récemment évalué à -4±14 Gt an^{-1} (Rignot and others, 2008) et varie relativement peu par rapport aux travaux réalisés précédemment par (Rignot and Thomas, 2002) avec +9±8 Gt an^{-1}. Il faut toutefois noter que des enregistrements satellitaires récents tendent à montrer que les taux d'accumulation de neige dans certaines parties de ce secteur pourraient avoir augmenté au cours de la dernière décennie, impliquant un léger gain de masse (Wingham et al., 2007).

1.2.3.3 Antarctique de l'Est

Les changements observés dans les différentes composantes du bilan de masse dans ce secteur Antarctique au cours des dernières années, apparaissent actuellement plus restreints, comparés à ceux, plus rapides et indéniables, décrits en péninsule et Antarctique de l'Ouest. Au niveau du BMS, les données satellites récentes (ERS-1 et 2) semblent indiquer un léger épaississement de la calotte intérieure (+1.8±0.3 cm an^{-1}) sur la période 1992-2003, potentiellement attribué à un gain de masse (+45±7 Gt an^{-1}) lié une augmentation des précipitations de neige (Davis and others, 2005). L'étude de l'évolution de la masse des différents secteurs Antarctiques par (Zwally and others, 2005), sur une période quasi-similaire (1992-2001) et avec les mêmes outils satellite, montre également un épaississement actuel de l'Antarctique de l'Est, potentiellement lié à un gain de masse, mais à un taux plus faible (+0.21±0.10 cm an^{-1}, correspondant à +16.3±10.7 Gt an^{-1}). Une meilleure prise en compte, et par là même l'application d'une correction de la variation temporelle de l'effet de compaction du névé par (Zwally and others, 2005) n'est cependant pas suffisante pour expliquer la différence d'évaluation du changement d'épaisseur et de masse, observée entre ces deux études. Sur le terrain, (Mosley-Thompson and others, 1999) constatent une augmentation de 30% de l'accumulation de neige dans la région de Pôle Sud sur la période 1992-1997 (par rapport à 1965-1997) par le biais de mesures régulières réalisées sur un important réseau de balises. Les travaux de (Frezzotti and others, 2005) tendent aussi à montrer une croissance de l'accumulation de neige dans le secteur de la station Concordia sur la période 1996-1999 (par rapport à 1865-1999). Bien que les conclusions des deux précédents travaux résultent de mesures d'accumulation de neige avec des réseaux de balises sur des périodes relativement courtes, elles semblent corroborer les observations satellitaires précédemment

citées. Cependant, l'analyse, de données d'accumulation sur les 50 dernières années (Monaghan and others, 2006), déduites de forages réalisés sur le plateau Antarctique, mais également en zones côtières (données type ITASE) ne montrent pas de changements récents, et en particulier de croissance, des valeurs des taux d'accumulation au cours des 5 dernières décennies pouvant expliquer les gains de masse déduits des données satellitaires. De même, une étude (actuellement en cours) de l'accumulation de neige sur des carottages réalisés dans le secteur de Cap Prud'Homme (station D10), en Terre Adélie, dans le cadre des programmes TASTE-IDEA (*TransAntarctic Scientific Traverse Expedition – Ice Divide of East Antarctica*) et GLACIOCLIM.-SAMBA (GLAciers, un Observatoire du CLIMat - *SurfAce Mass Balance of Antarctica*), ne semble pas montrer de tendance significative à l'augmentation des taux d'accumulation sur les 6 dernières décennies. D'autres travaux récents d'évaluation du bilan de masse de l'Antarctique de l'Est, effectués au moyen de méthodes différentes d'estimation (cf. sous-section 1.2.2.2 et chapitre 2), montrent un état proche de l'équilibre, voire un léger gain de masse de la nappe glaciaire, comme précédemment estimé par (Davis and others, 2005) et (Zwally and others, 2005) : +22±23 Gt an^{-1} (Rignot and Thomas, 2002) ; -4±61 Gt an^{-1} (Rignot and others, 2008) ; 0±56 Gt an^{-1} (Velicogna and Wahr, 2006).

La diversité des conclusions issues des différents travaux préalablement cités, montre bien la nécessité de poursuivre et intensifier l'étude du BMS dans ce secteur Antarctique, dont l'évolution actuelle reste particulièrement sujette à débat. Bien que les résultats des différents travaux semblent relativement cohérents les uns par rapport aux autres, les incertitudes restent élevées. Or, dans le contexte actuel de changement climatique, il est important de résoudre la question de l'état précis du bilan de masse de la partie orientale de l'Antarctique afin de savoir (a) si elle est réellement en équilibre ou non à l'heure actuelle, (b) si les variations d'épaisseur et de masse observées résultent d'un changement dans l'accumulation de neige de surface, ou bien, ont une origine dynamique et représentent une réponse à un changement climatique beaucoup plus ancien, et ainsi (c) mieux appréhender l'évolution future de cette partie de la nappe glaciaire. Les réponses à ces questions sont d'autant plus importantes que la « passivité » apparente de l'évolution du BMS dans cette région contraste avec l'observation d'une évolution plus importante de l'épaisseur et de la masse des plates-formes de glace flottante et glaciers dans certaines zones côtières de l'Antarctique de l'Est (Ramilien and others, 2006; Chen and others, 2008). Exceptions faites pour certains glaciers (dont les glaciers Totten et Denman), les systèmes de drainage de ce secteur Antarctique montrent clairement une augmentation moyenne significative du taux d'épaississement (+22.6±1.5 cm an^{-1}) correspondant à un gain de masse annuel de +142±10 Gt (Zwally and others, 2005). Le secteur de l'Antarctique de l'Est est-il réellement à l'équilibre ? La question reste ouverte.

1.3 Synthèse et objectifs de la thèse

En dépit des incertitudes fortes, les différents moyens d'observation du bilan de masse de l'Antarctique montrent actuellement (a) une relative stabilité de la partie orientale et (b) une légère diminution de la partie occidentale (comprenant la péninsule et l'Antarctique de l'Ouest). Ce constat a été récemment confirmé par deux années et demi d'analyse des données satellites obtenues par GRACE (Ramilien and others, 2006; Chen and others, 2008). La combinaison des résultats obtenus au cours des travaux précédemment décrits (additionnés à de nombreux autres – Cf. tables 1.1 et 1.2) implique une contribution globale actuelle de l'ensemble du continent Antarctique à une élévation du niveau marin variant de +0.14±0.41 (période 1961-2003) à +0.21±0.35 mm an^{-1} (période 1993-2003) et +0.20±0.32 mm an^{-1} (période 1992-2006).

Contributions à la montée du niveau marin (estimations)	**Taux d'élévation du niveau marin (mm an^{-1})**	
	1961-2003	**1993-2003**
Expansion thermique	0.42 ± 0.12	1.60 ± 0.50
Glaciers	0.50 ± 0.18	0.77 ± 0.22
Groenland	0.50 ± 1.20	0.21 ± 0.07
Antarctique	**0.14 ± 0.41**	**0.21 ± 0.35**
Somme des contributions individuelles estimées	**1.10 ± 0.50**	**2.80 ± 0.70**
Taux observé de l'élévation du niveau marin	**1.80 ± 0.50 [(a)]**	**3.10 ± 0.70 [(a)]**
Différence entre les observations et les estimations	**0.70 ± 0.70**	**0.30 ± 1.00**

Tableau 1.1 : Synthèse et comparaison entre les taux d'élévation du niveau marin issus des observations directes (marégraphes et altimétrie) et des estimations des différentes contributions à l'évolution de ce niveau (I.P.C.C., 2007). **[(a)]** Les données sur le niveau marin sont issues des marégraphes, avant 1993, et des mesures altimétriques par satellite après 1993 (Cf. le rapport de l'IPCC, 2007, pour les références à l'origine des données).

Il parait évident au vu des valeurs présentées dans les deux tableaux de synthèse, extraits du rapport de (I.P.C.C., 2007) et d'une revue de (Shum and others, 2008)[6], que les estimations de la contribution actuelle des nappes glaciaires Antarctique à l'élévation du niveau des mers restent encore entachées de grandes incertitudes. De nombreux auteurs s'accordent toutefois à dire qu'il existe actuellement une perte nette de masse du continent Antarctique (accélération au cours des 15 dernières années), principalement due au retrait des lignes d'ancrage des glaciers et plates-formes de glace

[6] Certaines des estimations proposées dans la synthèse de (Shum and others, 2008) ne sont pas couvertes par les travaux de (I.P.C.C., 2007).

flottante dans la zone de Pine Island (jonction entre la péninsule Antarctique et l'Antarctique de l'Ouest), causée par un réchauffement climatique local (couplage océan-atmosphère), et contribuant directement à l'élévation du niveau des mers. Cette perte pourrait être théoriquement compensée par une augmentation des taux d'accumulation de neige, entraînée par un réchauffement de l'atmosphère polaire austral, mais aucune tendance significative à une telle augmentation n'est actuellement observée.

Contributions à la montée du niveau marin (période)	**Taux d'élévation du niveau des mers (mm an^{-1}) (références)**
Expans. thermique (1950-2003)	0.4
	(Levitus and others, 2005; Ishii and others, 2006)
Glaciers (1961-2004)	0.66 ± 0.15 (0.51 à 0.80)
	(Arendt and others, 2002; Dyurgerov and Meier, 2005; Kaser and others, 2006)
Groenland (1992-2005)	0.30 ± 0.33 (-0.03 à 0.63)
	(Abdalati and others, 2001; Rignot and Thomas, 2002; Krabill and others, 2004; Zwally and others, 2005; Johannessen and others, 2005; Rignot and Kanagaratnam, 2006; Ramilien and others, 2006; Chen and others, 2006; Luthcke and others, 2006)
Antarctique (1992-2006)	**0.20 ± 0.32 (-0.12 à 0.52)**
	(Thomas and others, 2004; Davis and others, 2005; Wingham and others, 2006; Zwally and others, 2005; Ramilien and others, 2006; Velicogna and Wahr, 2006; Chen and others, 2006b)
Hydrologie surface et souterraine	0 à 0.12
	(Milly and others, 2003; Ngo-Duc and others, 2005)
Action anthropique	0.05 ??
	(Sahagian and others, 1994)
Total	**2.10 ± 0.99 (1.11 à 3.01)**

Tableau 1.2 : Synthèse et comparaison des estimations des différentes contributions à l'évolution du niveau marin (Shum and others, 2008). Les valeurs suggérées de contribution par un déséquilibre du réseau hydrologique de surface et souterrain, ainsi que de l'action anthropique dans l'évolution du niveau des mers sont entachées de nombreuses incertitudes et restent assujetties à débat (Bindoff and others, 2007).

La contribution du continent Antarctique à l'élévation du niveau marin demeure donc toujours un sujet de débat malgré presque un demi-siècle de recherche intensive sur la dynamique et le bilan de masse des deux nappes glaciaires qui la composent, depuis l'année géophysique internationale 1957-1958. La poursuite des études sur l'équilibre ou non (et l'évolution future) du bilan de masse des

différents secteurs Antarctiques, et du continent dans son ensemble, par rapport au réchauffement climatique actuel et ses incidences sur les climats et la dynamique polaires, s'avère donc primordiale.

Les récentes avancées techniques et une accélération dans la mise en application des satellites et des techniques de télédétection aéroportées sont susceptibles de réduire les incertitudes sur les estimations présentes et futures du bilan de masse de ce continent et de son implication dans le changement du niveau marin. Les altimètres rendent possible une surveillance directe des changements dans l'élévation de la surface pouvant être convertis en changements dans le bilan de masse, à condition que les variations dans la densité de la neige dues aux gradients de température dans les couches de neige, ainsi que le mouvement vertical du sol associé au rebond isostatique ou à la tectonique, soient faibles ou puissent être déterminés (Arthern and Wingham, 1998; Wingham and others, 1998; Thomas and others, 2004; Zwally and others, 2005). Cependant, il faut noter (a) que la couverture spatiale reste actuellement limitée aux régions intérieures de la calotte Antarctique au nord de 81.5°S, (b) et que les enregistrements satellites sont extrêmement sensibles à la rugosité de surface, relativement importante dans la plupart des secteurs Antarctiques notamment avec l'action du vent (cf. sous-section 1.2.1), et ce, pour la plupart des capteurs dont les performances restent encore limitées sur les terrains abrupts (Rignot and Thomas, 2002). Ces avancées, couplées aux travaux d'étude intensive de bilan de masse directement sur le terrain, et la continuité du développement des modèles de simulation, doivent permettre une meilleure appréhension de la variabilité spatiale et temporelle de ce bilan de masse, et notamment de l'accumulation de neige liée au BMS.

Dans ce contexte, le Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE – http://www-lgge.obs.ujf-grenoble.fr/), qui a bâti sa renommée scientifique sur l'étude du climat et de la composition de l'atmosphère, contribue fortement à la compréhension de l'évolution actuelle du bilan de masse du continent Antarctique, notamment par le biais de :

(i) Développement de modèles d'évolution des calottes et nappes glaciaires polaires à plusieurs échelles spatiales (global ou local), notamment avec la simulation de l'écoulement intégrant tous les processus régissant la dynamique glaciaire (rhéologie spécifique de la glace, interactions avec le substratum rocheux) permettant une meilleure compréhension des processus d'évolution des systèmes de drainage sous l'influence des changements climatiques actuels et futurs ;
(ii) Développement de modèles de simulation du climat actuel et futur de l'Antarctique (intégrant le forçage climatique), permettant l'évaluation, à l'échelle des différents secteurs Antarctiques, des différents termes du BMS et leurs possibles évolutions (cf. sous-section 1.2.2.1) ;
(iii) Développement des outils de télédétection (cf. sous-section 1.2.2.2) ;
(iv) Développement de travaux sur le BMS directement sur le terrain Antarctique, notamment en Terre Adélie, par l'intermédiaire de l'observatoire GLACIOCLIM et de sa composante SAMBA (http://www-lgge.obs.ujf-grenoble.fr/~christo/glacioclim/samba/), mais également des programmes

ITASE (http://www2.umaine.edu/itase/) et TASTE-IDEA (http://www.traverse.npolar.no/taste-idea-at-ipy-website/ et http://www-lgge.obs.ujf-grenoble.fr/axes/IPY/taste-idea/contexte.shtml) qui se proposent d'étudier le BMS récent (réalisation de forage remontant les 200 dernières années) et actuel, et ses relations avec le climat.

L'objectif principal des travaux présentés dans cette thèse est de réunir une partie des outils développés et appliqués au LGGE en vue de l'étude du BMS de la nappe glaciaire Antarctique. Nous proposons de contribuer à réduire les incertitudes résiduelles du BMS moyen, permettant d'aborder une optimisation de la cartographie actuelle de ce dernier que ce soit avec les modèles de simulation du climat ou les cartes d'interpolation utilisant les données de BMS de terrain. Dans le contexte de changement climatique global dans le cadre duquel les capacités de projection des modèles sont fortement sollicitées (I.P.C.C., 2007), il convient effectivement de mieux connaître le bilan de masse actuel moyen et sa distribution spatiale. Les désaccords régionaux persistants entre modèles climatiques (Genthon and Krinner, 2001) et les cartes les plus récentes du BMS de l'Antarctique (Vaughan and others, 1999; Arthern and others, 2006; Giovinetto and Zwally, 2000; Huybrechts and others, 2000) suggèrent, soit des déficiences systématiques des modèles, soit des erreurs dans l'utilisation des bases de données de BMS de terrain pour la construction de ces cartes. Certaines de ces erreurs pourraient avoir leur origine dans l'utilisation sans discrimination de données de BMS de terrain anciennes peu fiables ou dans la mise en oeuvre de méthodes insuffisamment contraintes d'interpolation spatiale de ces données.

J'ai choisi d'exposer mes travaux sous la forme d'une thèse comprenant 7 publications, dont 3 présentées en annexe (articles V à VII). Les articles présents dans ce document sont les suivants (par ordre d'apparition complète dans le manuscrit):

Article I: **Magand, O.**, Genthon, C., Fily, M., Krinner, G., Picard, G., Frezzotti, M., Ekaykin, A.A., 2007. An up-to-date quality controlled Surface Mass Balance data set for the 90°-180°E Antarctica sector and 1950-2005 period. *J. Geophys. Res.*, 112, D12106, doi:10.1029/2006JD007691.

Article II: Genthon, C., **Magand, O**., Krinner, G., Fily, M., 2009. Do climate models underestimate snow accumulation on the Antarctic plateau ? A re-evaluation of/from *in situ* observations in East Wilkes and Victoria Lands. *Ann. Glaciol*., 50, 61-65.

Article III: **Magand, O.**, Picard, G., Brucker, L., Fily, M., Genthon, C., 2008. Snow melting bias in microwave mapping of Antarctic snow accumulation. *The Cryosphere*, 2, 109-115 (www.the-cryosphère.net/2/109/2008/).

Article IV: Krinner, G., **Magand, O**., Simmonds, L., Genthon, Dusfrene, J.L., 2006. Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-006-0177-x.

Article V: Eisen, O., Frezzotti, M., Genthon, C., Isaksson, E., **Magand, O.**, Van Den Broeke, M.R., Dixon, D.A., Ekaykin, A., Holmlund, P., Kameda, T., Karlof, L., Kaspari, S., Lipenkov, V.Y., Oerter, H., Takahashi, S., Vaughan, D.G., 2008. Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica. *Rev. Geophys.*, 46, RG2001, doi:10.1029/2006RG000218.

Article VI: **Magand, O.**, Frezzotti, M., Pourchet, M., Stenni, B., Genoni, L., Fily, M., 2004. Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica. *Ann. Glaciol.*, 39, 351-358.

Article VII: Krinner, G., Guicherd, B., Ox, K., Genthon, C., **Magand, O.,** 2008. Influence of Oceanic Boundary conditions in simulations of Antarctic Climate and Surface Mass Balance change during the coming century. *J Climate.*, 21, 938-962, doi :10.1175/2007JCLI16901.

Comme évoqué, trois publications (articles V et VI), citées dans le document avant les articles I à IV, mais partiellement présentées dans le corps du document, sont totalement accessibles en annexes A, B et D. Pour faciliter la compréhension du manuscrit, les articles présentés dans le corps du texte sont précédés d'une présentation en français décrivant les manipulations et expériences réalisées, ainsi que les principaux résultats obtenus (exception pour les articles en annexes).

Dans un premier temps **(chapitre 2)**, nous présentons en détails les principales méthodes radiochimiques (principe, avantages et inconvénients) permettant les mesures indirectes du BMS dans les échantillons de neige collectés sur le terrain via des forages de faible profondeur ou des puits. Ces méthodes développées et appliquées dans la section radiochimie au LGGE, dont je suis responsable, en tant qu'ingénieur d'études au laboratoire depuis 2002, nous permettent de fournir des données récentes d'accumulation de neige via la détection (a) des horizons repères (chronologie absolue), qui étalonnent les retombées à dates connues des produits de fission (radioéléments artificiels) issus des tests atmosphériques thermonucléaires des années 1950 à 1980, et (b) des radioéléments naturels tels que le plomb-210 permettant de dater (chronologie relative) la neige sur une centaine d'années. La description de ces outils particuliers s'ajoute à celle de l'état actuel des connaissances sur les méthodes de mesure utilisées dans l'étude du bilan de masse en Antarctique de l'Est, qui font l'objet d'un travail conséquent, rassemblant de nombreuses personnalités de la communauté glaciologique, et édité dans la revue *Review of Geophysics* (cf. article V). Ce travail, sur lequel j'ai eu la possibilité d'intervenir, est succinctement évoqué dans le chapitre 2 et entièrement présenté en annexe A. Dans ce même chapitre, je décris succinctement quelques travaux d'applications des méthodes radioactives sur la matrice neige dans le cadre de la détermination du BMS en Antarctique (cf. article VI – annexe B), mais également dans d'autres secteurs comme dans les Andes, ainsi que sur d'autres matrices, avec la datation de sédiments, par exemple. Ces différents travaux auxquels j'ai participé sont simplement évoqués.

Dans un second temps **(chapitre 3)**, je présente une nouvelle base de données (nommée M07) des taux d'accumulation de neige, focalisée sur le secteur 90-180° Est de l'Antarctique (territoires de Victoria et Wilkes) pour la période 1950-2005. Cette nouvelle base de données, dans laquelle nous avons injecté des valeurs de BMS récentes, est construite sur des critères restrictifs de contrôle qualité basés à la fois (a) sur les caractéristiques, limites et qualités des différentes méthodes de mesures directes et indirectes du BMS sur le terrain (cf. articles I et V), mais également (b) sur la disponibilité des informations (localisation précise, date de la mesure, période temporelle couverte par la valeur de BMS) associées aux données de BMS existantes, et largement utilisées dans la communauté, et la façon dont elles ont été obtenues. L'article I, qui retrace ce travail, montre que l'utilisation sans discrimination de données BMS de terrain (anciennes ou nouvelles) peu fiables peut grandement affecter la validation, au temps présent, du BMS par les modèles de simulation du climat.

Dans un troisième temps **(chapitre 4)**, je décris trois travaux dans lesquels la nouvelle base de données de BMS proposée dans le secteur Antarctique 90-180° Est (nommée M07) a été utilisée. L'article II, en comparant la base de données BMS de (Vaughan and others, 1999) avec la base de données M07, montre que l'impact dans la validation au temps présent des modèles de circulation générale dans la zone du plateau Antarctique est loin d'être négligeable. L'article III se propose de comparer la carte la plus récente du BMS Antarctique produite par (Arthern and others, 2006) avec la nouvelle base de données. Basée sur un modèle spatial couplant des données micro-ondes (6.9 GHz), des températures moyennes annuelles et des données terrain de BMS issues des travaux de (Vaughan and others, 1999), (Arthern and others, 2006) suggèrent que cette nouvelle carte de BMS Antarctique permet d'éliminer quelques-uns des désaccords régionaux persistants entre les modèles climatiques et ce type de carte. En appliquant un modèle d'émission micro-ondes, les travaux de l'article III montrent la défaillance des capteurs hyperfréquences à représenter l'accumulation de neige en présence de couches formées par fonte/regel dans le manteau neigeux, et donc, la nécessité de ne pas inclure les régions côtières soumises au processus de fonte dans les cartes d'interpolation utilisant les micro-ondes. Enfin, l'article IV propose une validation du modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ4 (Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom), composante atmosphérique du modèle couplé océan-atmosphère IPSL-CM4 (Institut Pierre Simon Laplace - *Coupled Model*) développé par l'IPSL et utilisé dans les rapports de l'IPCC sur l'étude du changement climatique. Le modèle LMDZ4, qui présente une bonne résolution régionale (60 km) sur le climat de l'Antarctique, permet la simulation de nombreux termes rentrant en compte dans la détermination du BMS, dont les précipitations, les flux d'énergie latente de surface (soit la sublimation, évaporation, condensation) ainsi que le processus de fonte de la neige et glace. L'article IV présente donc deux longues simulations du climat Antarctique, et par la même du BMS, de 1981 à 2000, et de 2081 à 2100, avec la validation du BMS simulé au temps présent par le biais de la base M07. L'article VII, entièrement présenté en annexe D en raison d'une intervention mineure de ma part dans son élaboration et

rédaction, mais dans lequel une partie du travail présenté dans le manuscrit est utilisée, montre l'influence des conditions limites océaniques dans les simulations à l'état présent et futur (horizon 2100) du climat et du BMS Antarctique.

Une synthèse des travaux présentés ainsi que des propositions de perspectives à la fois technologiques et scientifiques, dans la continuité de la thématique abordée et au regard des nombreuses questions soulevées lors de ce travail, formeront la conclusion du manuscrit **(chapitre 5)**.

1.4. Références bibliographiques

Abdalati, W., W. Krabill, E. Frederick, S. Manizade, C. Martin, J. Sonntag, R. Swift, R. Thomas, W. Wright, and J. Yungel. 2001. Outlet glacier and margin elevation changes: near-coastal thinning of the Greenland ice sheet. *J. Geophys. Res.,* **106**(D24), 33729-33742.

Alley, R.B., S. Anandakrishnan, T. Dupont, B. Parizek, and D. Pollard. 2007. Effect of sedimentation on ice-sheet grouding-line stability. *Science,* **315**, 1838-1841, doi:1810.1126/science.1138396.

Allison, I., G. Wendler, and U. Radok. 1993. Climatology of the East Antarctic ice sheet (100°E to 140°E) derived from Automatic Weather Stations. *J. Geophys. Res.,* **98**(D5), 8815-8823.

Anandakrishnan, S., G. Catania, R.B. Alley, and H. Horgan. 2007. Discovery of till deposition at the grounding-line of Whillans Ice Stream. *Science,* **315**, 1835-1838, doi:1810.1126/science.1138393.

Anschutz, H., O. Eisen, W. Rack, and M. Scheinert. 2006. Periodic surface features in coastal East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.,* **33**(L22501), doi:10.1029/2006GL027871.

Arendt, A., K. Echelmeyer, W. Harrison, C. Lingle, and V. Valentine. 2002. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science,* **297**, 383-386.

Arthern, R.J., D.P. Winebrenner, and D.G. Vaughan. 2006. Antarctic snow accumulation mapped using polarisation of 4.3cm wavelength microwave emission. *J. Geophys. Res., 111,* **D06107**, doi:10.1029/2004JD005667.

Arthern, R.J., and D. Wingham. 1998. The natural fluctuations of firn densification and their effect on the geodetic determination of ice sheet mass balance. *Climatic Change,* **40**(4), 605-624.

Bamber, J.L., and J.L. Gomez-Dans. 2005. The accuracy of Digital Elevation Models of the Antarctic continent. *Earth Planet. Sci. Lett.,* **237**, 516-523.

Becagli, S., M. Proposito, S. Benassai, R. Gragnani, O. Magand, R. Traversi, and R. Udisti. 2005. Spatial distribution of biogenic sulphur compounds (MSA, nssSO_4^{2-}) in the northern Victoria Land - Dome C - Wilkes Land area, East Antarctica. *Ann. Glaciol.,* **41**, doi:10.3189/172756405781813285, 172756405781813223-172756405781813231.

Bell, R., M. Studinger, C.A. Shuman, M.A. Fahnestock, and I. Joughin. 2007. Large subglacial lakes in East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams. *Nature,* **445**, 904-907.

Bengtsson, L., V.A. Semenov, and O.M. Johannessen. 2004. The early twentieth-century warming in the Arctic: A possible mechanism. *J. Clim.,* **17**, 4045-4057.

Bindoff, N., J. Willebrand, V. Artable, A. Cazenave, J.M. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. Le Quere, S. Levitus, Y. Nojiri, C.K. Shum, L. Talley, and A. Unnikrishnan. 2007. Observations: Oceanic climate change and sea level. *In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., Miller, H. (eds), Climate change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of working group I to the fourth Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge and New-York.*, 385-432.

Bintaja, R. 1999. On the glaciological and meteorological significance of Antarctic blue ice areas. *Rev. Geophysics,* **37**(3).

Bintaja, R., and C. Reijmer. 2001. A simple parameterization for snowdrift sublimation over Antarctic snow surfaces. *J. Geophys. Res.,* **106**, 31739-31748.

Bromwich, D.H. 1988. Snowfall in high southern latitudes. *Rev. Geophysics,* **26**, 149-168.

Bromwich, D.H., T.R. Parish, and C.A. Zorman. 1990. The confluence zone of the intense katabatic winds at Terra Nova Bay, Antarctica, as derived from Airborne sastrugi surveys and mesoscale numerical modeling. *J. Geophys. Res.,* **95**(D5), 5495-5509.

Cai, W., P.H. Whetton, and D.J. Karoly. 2003. The response of the Antarctic oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO2. *J. Clim.,* **16**, 1525-1538.

Cavalieri, D., C.L. Parkinson, and K.Y. Vinnikov. 2003. 30-year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability. *Geophys. Res. Lett.,* **30**((18)), doi:10.1029/2003GL018931.

Chen, J.L., C.R. Wilson, D. Blankenship, and B.D. Tapley. 2006b. Antarctic mass rates from GRACE. *Geophys. Res. Lett.,* **33**(L11502), doi:10.1029/2006GL026369.

Chen, J.L., C.R. Wilson, and B.D. Tapley. 2006. Satellite gravity measurements confirm accelerated melting of Greenland ice sheet. *Science,* **313**, doi:10.1126/science.1129007.

Chen, J.L., C.R. Wilson, B.D. Tapley, D. Blankenship, and D. Young. 2008. Antarctic regional ice loss from GRACE. *Earth Planet Sci. Lett.,* **266**, 140-148.

Comiso, J. 2003. Large-scale characteristics and variability of the global sea ice cover. *In: Thomas, D., and G.S. Dieckmann, eds. Sea ice - An Introduction to its physics, biology, chemistry and geology. Blackwell Science, Oxford*.

Cook, A.J., A.J. Fox, D.G. Vaughan, and J.G. Ferrigno. 2005. Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science,* **308**, 541-544.

Davis, C.H., L. Yonghong, J.R. McConnell, M.M. Frey, and E. Hanna. 2005. Snowfall-driven growth in East Antarctic Ice Sheet mitigates recent sea-level rise. *Science,* **308**, 1898-1901.

Domack, E., D. Duran, A. Leenter, S. Ishman, S. Doane, S. McCallum, D. Amblas, J. Ring, R. Gilbert, and M. Prentice. 2005. Stability of the Larsen B ice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch. *Nature,* **436**, 681-685.

Doran, P.T., J.C. Priscu, W.B. Lyons, J.E. Walsh, A.G. Fountain, D.M. McKnight, D.L. Moorhead, R.A. Virginia, D.H. Wall, G.D. Clow, C.H. Fritsen, C.P. McKay, and A.N. Parsons. 2002. Antarctic climate cooling and terrestrial ecosystem response. *Nature,* **415**, 517-520.

Drewry, D.J. 1983. Antarctica: Glaciological and Geophysical folio. *Scott Polar Research Institute, University of Cambridge*.

Dupont, T., and R.B. Alley. 2005. Assessment of the importance of ice-shelf buttressing to ice-sheet flow. *Geophys. Res. Lett.,* **32**(L04503), doi:10.1029/2004GL022024.

Dyurgerov, M., and M. Meier. 2005. Glaciers and changing earth system: A 2004 snapshot. *INSTAAR, Boulder.*

Ekaykin, A.A., V.Y. Lipenkov, I.N. Kuzmina, J.R. Petit, V. Masson-Delmotte, and S.J. Johnsen. 2005. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station over the past 200 years. *Ann. Glaciol.,* **39**, 569-575.

Fahnestock, M.A., T.A. Scambos, C.A. Shuman, R.J. Arthern, D.P. Winebrenner, and R. Kwok. 2000. Snow megadunes fields on the East Antarctic Plateau: extreme atmosphere-ice interaction. *Geophys. Res. Lett.,* **27**((22)), 3719-3722.

Ferrigno, J.G., A.J. Cook, K.M. Foley, R.S. Jr Williams, C. Swithinbank, A.J. Fox, J.W. Thomson, and J. Sievers. 2006. Coastal-change and glaciological maps of the Trinity Peninsula area, Antarctica. *U.S.G.S. map number I-2600-A.*

Flato, G.M., and G.J. Boer. 2001. Warming asymmetry in climate change simulations. *Geophys. Res. Lett.,* **28**, 195-198.

Frezzotti, M., S. Gandolfi, F. La Marca, and S. Urbini. 2002b. Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: new field and remote-sensing data. *Ann. Glaciol.,* **34**, 81-88.

Frezzotti, M., S. Gandolfi, and S. Urbini. 2002c. Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis. *J. Geophys. Res.,* **107(D18)**(4344), doi:10.1029/2001JD000673.

Frezzotti, M., M. Pourchet, O. Flora, S. Gandolfi, M. Gay, S. Urbini, C. Vincent, S. Becagli, R. Gragnani, M. Proposito, M. Severi, R. Traversi, R. Udisti, and M. Fily. 2004. New estimations of precipitaton and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements. *Clim. Dyn.,* **23**, DOI 10.1007/s00382-00004-00462-00385, 00803-00813.

Frezzotti, M., M. Pourchet, O. Flora, S. Gandolfi, M. Gay, S. Urbini, C. Vincent, S. Becagli, R. Gragnani, M. Proposito, M. Severi, R. Traversi, R. Udisti, and M. Fily. 2005. Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. *J. Glaciol.,* **51**(172), 113-124.

Fricker, H., T.A. Scambos, R.A. Bindschaller, and L. Padman. 2007. An active subglacial water system in West Antarctic mapped from Space. *Science,* **315**, 1544-1548.

Fyfe, J.C., G.J. Boer, and G.M. Flato. 1999. The Arctic and Antarctic Oscillatons and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.,* **26**(11), 1601-1604.

Gallée, H., G. Guyomarc'h, and E. Brun. 2001. Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance: possible sensitivity to snow surface properties. *Boundary layer meteotol.,* **99**, 1-19.

Genthon, C., and G. Krinner. 2001. Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models. *J. Geophys. Res.,* **106**(D18), 20653-20664.

Genthon, C., P. Lardeux, and G. Krinner. 2007. The surface accumulation and ablation of a coastal blue-ice area near Cap Prudhomme, Terre Adelie, Antarctica. *J. Glaciol.,* **53**(183), doi:10.3189/002214307784409333, 002214307784409635-002214307784409645.

Gential, L. 2007. Modélisation du bilan de masse en surface de la calotte glaciaire antarctique. *Thèse de doctorat de l'université Joseph Fourier (Grenoble 1)*, 112 p.

Gillet, N.P., and D.W.J. Thompson. 2003. Simulation of recent southern hemisphere climate change. *Science,* **302**, 273-275.

Giovinetto, M.B., and H.J. Zwally. 2000. Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet. *Ann. Glaciol.,* **31**, 171-178.

Goosse, H., and M. Holland. 2005. Mechanisms of decadal and interdecadal Arctic variability in the community Climate System Model CCSM2. *J. Clim.,* **18**((17)), 3552-3570.

Goosse, H., and H. Renssen. 2001. A two-phase response of the Southern Ocean to an increase in greenhouse gas concentration. *Geophys. Res. Lett.,* **28**, 3469-3472.

Hamilton, G.S., and I.M. Whillans. 2002. Local rates of ice-sheet thickness change in Greenland. *Ann. Glaciol.,* **35**, 79-83.

Hamilton, G.S., I.M. Whillans, and P.J. Morgan. 1998. First point measurements of ice-sheet thickness change in Antarctica. *Ann. Glaciol.,* **27**, 125-129.

Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. Van Der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson. 2001. Climate change 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the third Assessment Report of the Intergovernemental Panel on Climate Change. *Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.*

Hulbe, C.L., and I.M. Whillans. 1994. A method for determining ice-thickness change at remote locations using GPS. *Ann. Glaciol.,* **20**, 263-268.

Huybrechts, P., D. Steinhage, F. Wilhelms, and J.L. Bamber. 2000. Balance velocities and measured properties of the Antarctic ice sheet from a new compilation of gridded data for modelling. *Ann. Glaciol.,* **30**, 52-60.

I.P.C.C. 2001. Climate change 2001: The scientific basis. *Third assessment Report, Cambridge Univ. Press, Cambridge*.

I.P.C.C. 2007. Summary for policymakers. *In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth assessment report of the Intergouvernemental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.*, 21 p.

Ishii, M., M. Kimoto, J. Sakamoto, and S.I. Iwasaki. 2006. Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.,* **62**, 155-170.

Ivins, E.R., C. Raymond, and T. James. 2005. Late-Pleistocene, Holocene and present-day ice load evolution in the Antarctic Peninsula: models and predicted vertical crustal motion. *In: Mitrovica, J.X., Vermeersen, B. (eds), Ice sheets, Sea level and the Dynamics Earth. AGU, Washington, DC.*, 133-155.

Jezek, K.C. 2008. The RADARSAT-1 Antarctic Mapping Project. *B.P.R.C. Report N°22, Byrd Polar Research Center, The Ohio State University, Columbus, Ohio*, 64 p.

Jezek, K.C., H. Liu, Z.C. Zhao, and B. Li. 1999. Improving a digital elevation model of Antarctica using radar remote sensing data and GIS techniques. *Polar Geography,* **23**(3), 185-200.

Johannessen, O.M., L. Bengtsson, M.W. Miles, S.I. Kuzmina, V.A. Semenov, G.V. Alekseev, A.P. Nargurnyi, V.F. Zakharov, L. Bobylev, L.H. Pertterson, K. Hasselmann, and H.P. Cattle. 2004. Arctic climate-change - observed and modeled temperature and sea ice variability. *Tellus,* **56A**, 328-341.

Johannessen, O.M., K. Khvorostovsky, M.W. Miles, and L. Bobylev. 2005. Recent ice-sheet growth in the interior of Greenland. *Science,* **310**, 1013-1016.

Joughin, I., E. Rignot, C. Rosanova, B. Lucchita, and J. Bohlander. 2003. Timing of recent accelerations of Pine Island Glacier, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.,* **30**(13), doi:10.1029/2003GL017609.

Joughin, I., and S. Tulaczyk. 2002. Positive mass balance of the Ross Ice Streams, West Antarctica. *Science,* **295**(5554), 476-480.

Kaser, G., J.G. Cogley, M.B. Dyugerov, M. Meier, and A. Ohmura. 2006. Mass balance of glaciers and ice caps: consensus estimates for 1961-2004. *Geophys. Res. Lett.,* **33**(L19501), doi:10.1029/2006GL027511.

King, J.C., and J. Turner. 1997. Antarctic meteorology and climatology. *In: Atmospheric and Space science series, Cambridge University Press*, 1-12.

Krabill, W., E. Hanna, P. Huybrechts, W. Abdalati, J. Cappelen, B. Csatho, E. Frederick, S. Manizade, C. Martin, J. Sonntage, R. Swift, R. Thomsa, and J. Yungel. 2004. Greenland ice sheet: increased coastal thinning. *Geophys. Res. Lett.,* **31**(L24402), doi:10.1029/2004GL021533.

Krinner, G., and C. Genthon. 1997. The Antarctic Surface Mass Balance in a stretched grid general circulation model. *Ann. Glaciol.,* **25**, 73-78.

Krinner, G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon, and J.L. Dufresne. 2006. Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the 20th and 21st centuries. *Clim. Dyn.,* **28(2-3)**, DOI:10.1007/s00382-00006-00177-x.

Kwok, R., and J.C. Comiso. 2002. Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.,* **29**(14), 10.1029/2002GL015415.

Lachlan-Cope, T.A., R. Ladkin, J. Turner, and P. Davison. 2001b. Observations of cloud and precipitation particles on the Avery Plateau, Antarctic Peninsula. *Antarct. Sci.,* **13**, 339-348.

Lemke, P., J. Ren, R.B. Alley, I. Allison, J. Canasco, G.M. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R. Thomas, and T. Zhang. 2007. Observations change in snow, ice and frozen ground.

In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergouvernemental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK., 337-384.

Levitus, S., I. Antonov, T. Boyer, H. Garcia, and R. Locarini. 2005. Linear trends of zonally averaged thermosteric, halosteric, and total steric sea level for individual ocean basins and the world ocean (1955-1959)-(1994-1998). *Geophys. Res. Lett.,* **32**(L16601), doi:10.1029/2005GL023761.

Liu, H., K.C. Jezek, and B. Li. 1999. Development of Antarctic Digital Elevation model by methods by integrating cartographic and remotely sensed data: A GIS-based approach. *J. Geophys. Res.,* **104**(B10), 23199-23213.

Llubes, M., C. Lanseau, and F. Rémy. 2006. Relation between basal condition, subglacial hydrological networks and geothermal flux in Antarctica. *Earth Planet Sci. Lett.,* **241**(3-4), 655-662.

Luthcke, S., H.J. Zwally, W. Abdalati, D. Rowlands, R. Ray, R. Nerem, F. Lemoine, J. MacCarthy, and D. Chinn. 2006. Recent Greenland ice mass loss by drainage system from satellite gravity observations. *Science*, doi:10.1126/science.1130776.

Lythe, M.B., D.G. Vaughan, and BEDMAP Consortium. 2001. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *J. Geophys. Res.,* **106**(B6), 11335-11351.

Marshall, G.J., P.A. Scott, J. Turner, W.M. Connoley, J.C. King, and T.A. Lachlan-Cope. 2004. Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the southern hemisphere. *Geophys. Res. Lett.,* **31**, L14205, doi:14210.11029/12004GL019952.

Massom, R., and D. Lubin. 2006. Polar remote sensing. Volume II: Ice sheets. *Springer Verlag, Berlin*.

Massom, R.A., M.J. Pook, J.C. Comiso, N. Adams, J. Turner, T.A. Lachlan-Cope, and T.T. Gibson. 2004. Precipitation over the interior East Antarctic Ice Sheet related to midlatitude blocking-high activity. *J. Clim.,* **17**, 1914-1928.

Mayewski, P.A. 1996. US ITASE: Science and implementation plan. *Durham, NH, University of New Hampshire.*

Mayewski, P.A., M. Frezzotti, N. Bertler, T.D. Van Ommen, G.S. Hamilton, T. Jacka, B. Welch, M.M. Frey, Q. Dahe, R. Jiawen, J. Simoes, M. Fily, H. Oerter, F. Nishio, E. Isaksson, R. Mulvaney, P. Holmlund, V.Y. Lipenkov, and I.D. Goodwin. 2005. The International TransAntarctic Scientific Expedition (ITASE): An overview. *Ann. Glaciol.,* **41**(1), doi:10.3189/172756405781813159, 172756405781813180-172756405781813185.

Mayewski, P.A., and I.D. Goodwin. 1997. International Trans Antarctic Scientific Expedition (ITASE) "200 years past Antarctic Climate and Environmental Change". In *Science and Implementation Plan, PAGES Workshop Report Series, 97-1*.

Mayewski, P.A., and I.D. Goodwin. 1999. Antarctic's role pursued in global climate change. *Eos Trans. AGU,* **80**, 398-400.

Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver, and Z.C. Zhao. 2007. Global climate projections. *In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergouvernemental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK.*, 749-845.

Melvold, K., J.O. Hagen, F. Pinglot, and N. Gundestrup. 1998. Large spatial variation in accumulation rate in Jutulstraumen ice stream, Dronning Maud Land, Antarctica. *Ann. Glaciol.,* **27**, 231-238.

Milly, P., A. Cazenave, and M. Gennero. 2003. Contribution of climate-driven change in continental water storage to recent sea-level rise. *Proc. Nat. Acad. Sci., USA,* **100**((23)), 13158-13161.

Monaghan, A.J., D.H. Bromwich, R.L. Fogt, S.H. Wang, P.A. Mayewski, K.W. Dixon, A.A. Ekaykin, M. Frezzotti, I.D. Goodwin, E. Isaksson, S. Kaspari, V.I. Morgan, H. Oerter, T.D. Van ommen, C.J. Van der Veen, and J. Wen. 2006. Insignificant change in Antarctic snowfall since the International Geophysical Year. *Science,* **313**, 827-831.

Morris, E.M., and R. Mulvaney. 2004. Recent variations in surface mass balance of the Antarctic Peninsula ice sheet. *J. Glaciol.,* **50**, 257-267.

Mosley-Thompson, E., J.F. Paskievitch, A.J. Gow, and L.G. Thompson. 1999. Late 20th Century increase in South Pole snow accumulation. *J. Geophys. Res.,* **104**(D4), 3877-3886.

Ngo-Duc, T., K. Laval, Y. Polcher, A. Lombard, and A. Cazenave. 2005. Effects of land water storage on the global mean sea level over the last half century. *Geophys. Res. Lett.,* **32**(L09704), doi:10.1029/2005GL022719.

Paterson, W.S.B. 1994. *The physics of glaciers*. Pergamon 3rd ed. Vol. Third.

Payne, A.J., A. Vieli, A. Sheperd, D. Wingham, and E. Rignot. 2004. Recent dramatic thinning of largest West Antarctic ice stream triggered by oceans. *Geophys. Res. Lett.,* **31**(L23401), doi:10.1029/2004GL02184.

Pfeffer, W.T., M.F. Meier, and H.T. Illangasekare. 1991. Retention of Greenland runoff by refreezing: implications for projected future sea level change. *J. Geophys. Res.*,(96), 22117-22124.

Picard, G., and M. Fily. 2006. Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers: Correcting 26-year time series from changes in acquisition hours. *Remote sensing of Environment,* **104**, 325-336, doi:310.1016/j.rse.2006.1005.1010.

Picard, G., M. Fily, and H. Gallée. 2007. Surface melting derived from microwave radiometers: a climatic indicator in Antarctica. *Ann. Glaciol.,* **46**, 29-34.

Pritchard, H.D., and D.G. Vaughan. 2007. Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res.,* **112, F03829**, doi:10.1029/2006JF000597.

Proposito, M., S. Becagli, E. Castellano, O. Flora, L. Genoni, R. Gragnani, B. Stenni, R. Traversi, R. Udisti, and M. Frezzotti. 2002. Chemical and isotopic snow variability along the 1998 ITASE Traverse from Terra Nova Bay to Dome C, Antarctica. *Ann. Glaciol.,* **35**, doi:10.3189/172756402781817167, 17275640278181717187-17275640278181717194.

Ramilien, G., A. Lombard, A. Cazenave, E.R. Ivins, M. Llubes, F. Remy, and R. Biancale. 2006. Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE. *Global and Planetary Change,* **53**, 198-208.

Rau, F., and M. Braun. 2002. The regional distribution of the dry-snow zone on the Antarctic Peninsula north of 70°S. *Ann. Glaciol.,* **34**, 95-100.

Rémy, F. 2003. L'Antarctique: La mémoire de la Terre vue de l'espace. *CNRS Editions, Paris*, 180 p.

Remy, F., and M. Frezzotti. 2006. Antarctica ice sheet mass balance. *Comptes Rendus Géosciences*, doi:10.1016/j.crte.2006.1005.1009.

Remy, F., P. Schaeffer, and B. Legresy. 1999. Ice flow physical processes derived from ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheet. *Geophys. J. Int.,* **139**, 645-656.

Rignot, E. 1998. Fast recession of a west Antarctic glacier. *Science,* **281**, 549-551, doi:510.1126/science.1281.5376.1549.

Rignot, E. 2008. Changes in West Antarctic ice stream dynamics observed with ALOS PALSAR data. *Geophys. Res. Lett.,* **In press**.

Rignot, E., J.L. Bamber, M. Van den Broeke, C.H. Davis, L. Yonghong, W.J. Van de Berg, and E. Van Meijgaard. 2008. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modeling. *Nature Geoscience*, doi:10.1038/ngeo1102.

Rignot, E., G. Casassa, P. Gogineni, P. Kanagaratnam, W. Krabill, H.D. Pritchard, A. Rivera, R. Thomas, J. Turner, and D.G. Vaughan. 2005. Recent ice loss from the Fleming and other glaciers, Wordie bay, West Antarctic Peninsula. *Geophys. Res. Lett.,* **32**, doi:10.1029/2004GL021947.

Rignot, E., G. Casassa, P. Gogineni, W. Krabill, A. Rivera, and R. Thomas. 2004. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *Geophys. Res. Lett.,* **31**, doi:10.1029/2004GL020679.

Rignot, E., and P. Kanagaratnam. 2006. Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet. *Science,* **311**, 986-1016.

Rignot, E., and R.H. Thomas. 2002. Mass Balance of the polar ice sheets. *Science,* **297**, 1502-1506.

Rothrock, D.A., J. Zhang, and Y. Yu. 2003. The Arctic ice thickness anomaly of the 1990s: a consistent view from observations and models. *J. Geophys. Res.,* **108**((C3)), doi:10.1029/2001JC001208.

Rott, H., P. Skvarca, and T. Nagler. 1996. Rapid collapse of Northern Larsen ice shelf, Antarctica. *Science,* **271**, 788-792.

Sahagian, D., F. Schwartz, and D. Jacobs. 1994. Direct anthropogenic contributions to sea level rise in the twentieth century. *Nature,* **367**, 54-57.

Scambos, T.A., J. Bohlander, C.A. Shuman, and P. Skvarca. 2004. Glacier acceleration and thinner after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.,* **31**, doi:10.1029/2004GL020670.

Scambos, T.A., M. Huble, M.A. Fahnestock, and J. Bohlander. 2000. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *J. Glaciol.,* **46**, 516-530.

Scambos, T.A., C.L. Hulbe, and M.A. Fahnestock. 2003. Climate-induced ice shelf disintegration in the Antarctic Peninsula. *In: Antarctic Peninsula Climate Variability; Historical and Paleoenvironmental Perspectives (E. Domack, A. Burnett, P. Conley, M. Kirby, and R. Bindschadler, Editors), Antarctic Research Series,* **79**, 79-92.

Schwerdtfeger, W. 1984. Weather and climate of the Antarctic. Developments in Atmospheric Science. *Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam*.

Shapiro, N.M., and M.H. Ritzwoller. 2004. Inferring surface heat distribution guided by a global seismic model: particular application to Antarctica. *Earth Planet Sci. Lett.,* **223**, 213-224.

Sheperd, A., D. Wingham, and E. Rignot. 2004. Warm ocean is eroding West Antarctic ice sheet. *Geophys. Res. Lett.,* **31, L23402**, doi:10.1029/2004GL021106.

Shum, C.K., C.Y. Kuo, and J.Y. Guo. 2008. Role of Antarctic ice mass balance in present-day sea-level change. *Polar Science,* **2**, doi:10.1016/j.polar.2008.1005.1004, 1149-1161.

Steig, E.J., P.A. Mayewski, D.A. Dixon, S. Kaspari, M.M. Frey, D. Schneider, S. Arcone, G.S. Hamilton, V.B. Spikes, M. Albert, D.A. Meese, A.J. Gow, C.A. Shuman, N.J. White, S.B. Sneed, J. Flaherty, and M. Wumkes. 2005. High-resolution ice cores from US ITASE (West Antarctica): development and validation of chronologies and determination of precision and accuracy. *Ann. Glaciol.,* **41**(1), doi:10.3189/172756405781813311, 172756405781813377-172756405781813384.

Stone, D.A., A.J. Weaver, and R.J. Stouffer. 2001. Projection of climate change onto modes of atmospheric variability. *J. Clim.,* **14**, 3551-3565.

Swithinbank, C. 1988. Antarctica. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.,* **1386-B**.

Thomas, R., E. Rignot, G. Casassa, P. Kanagaratnam, C. Acuna, T. Akins, H. Brecher, E. Frederick, P. Gogineni, W. Krabill, S. Manizade, H. Ramamoorthy, A. Rivera, R. Russell, J. Sonntag, R. Swift, J. Yungel, and J. Zwally. 2004. Accelerated sea-level rise from West Antarctica. *Science,* **306**, 228-255.

Thompson, D.W.J., and S. Solomon. 2002. Interpretation of recent southern hemisphere climate change. *Science,* **296**, 895-899.

Thompson, S.L., and D. Pollard. 1997. Greenland and Antarctic mass balances for present and doubled atmospheric CO2 from the GENESIS version-2 Global Climate model. *J. Clim.,* **10**, 871-900.

Torinesi, O., M. Fily, and C. Genthon. 2003. Variability and trends of summer melt period of Antarctic ice margins since 1980 from microwave sensors. *J. Clim.,* **16**(7), 1047-1060.

Turner, J., S.R. Colwell, J.M. Gareth, T.A. Lachlan-Cope, A.M. Carleton, P.D. Jones, V. Lagun, P.A. Reid, and S. Iagovkina. 2005. Antarctic climate change during the last 50 years. *Intern. J. Clim.,* **25**, 279-294.

Turner, J., S.A. Harangozo, G.J. Marshall, J.C. King, and S.R. Colwell. 2002. Anomalous atmospheric circulation over the Weddell sea, Antarctica during the austral summer of 2001/12 resulting in extreme sea ice conditions. *Geophys. Res. Lett.,* **29**(2160), doi:10.1029/2002GL015565.

Turner, J., T.A. Lachlan-Cope, S.R. Colwell, G.J. Marshall, and W.M. Connoley. 2006. Significant warming of the Antarctic winter troposphere. *Science,* **311**, 1914-1917.

Van de Broeke, M.R., and N.P.M. Van Lipzig. 2004. Changes in Antarctic temperature, wind and precipitation in response to the Antarctic Oscillation. *Ann. Glaciol.,* **39**, 119-126.

Van den Broeke, M. 2005. Strong surface melting preceded collapse of Antarctic Peninsula ice shelf. *Geophys. Res. Lett.,* **32**, L12815.

Van den Broeke, M., J.G. Winther, E. Isaksson, F. Pinglot, L. Karlof, T. Eiken, and L. Conrads. 1999. Climate variables along a traverse line in Dronning Maud Land, East Antarctica. *J. Glaciol.,* **45**(150), 295-302.

Van der Veen, C.J. 2002. Polar ice sheets and global sea level: how well can we predict the future? *Global and Planetary Change,* **32**, 165-194.

Vaughan, D.G. 2006. Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice sheet mass balance. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research,* **38**, 147-152.

Vaughan, D.G., G.J. Marshall, W.M. Connoley, C.L. Parkinson, R. Mulvaney, D.A. Hogson, J.C. King, C.J. Pudsey, and J. Turner. 2003. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Clim. Change,* **60**, 243-274.

Vaughan, D.V., J.L. Bamber, M. Giovinetto, J. Russell, and A.P.R. Cooper. 1999. Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica. *J. Clim.,* **12**, 933-946.

Velicogna, I., and J. Wahr. 2006. Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica. *Science,* **311**, 10.1126/science.1123785, 1121754-1121756.

Vinnikov, K.Y., A. Robbock, R.J. Stouffer, J.E. Walsh, C.L. Parkinson, D. Cavalieri, J.F.B. Mitchell, D. Garrett, and V.F. Zakharov. 1999. Global warming and northern hemisphere sea ice extent. *Science,* **286**, 1934-1937.

Vittuari, L., C. Vincent, M. Frezzotti, F. Mancini, S. Gandolfi, G. Bitelli, and A. Capra. 2004. Space geodesy as a tool for measuring ice surface velocity in the Dome C region and along ITASE traverse (East Antarctica). *Ann. Glaciol.,* **39**, 402-408.

Wadhams, P. 1997. Variability of arctic sea ice thickness—statistical significance and its relationship to heat flux. *Elsevier Oceanography Series.,* **62**, doi:10.1016/S0422-9894(1097)80046-80043, 80368-80384.

Watanabe, O. 1978. Distribution of surface features of snow cover in Mizuho Plateau. *Mem. Natl. Inst. Polar Res.,* **Special issue 7**, 154-181.

Wingham, D., A.L. Ridout, R.J. Scharoo, R.J. Arthern, and C.K. Shum. 1998. Antarctic elevation change 1992 to 1996. *Science,* **282**(5388), 456-458.

Wingham, D., A. Sheperd, A. Muir, and G.J. Marshall. 2006. Mass balance of the Antarctic ice sheet. *Philos. Trans. R. Soc. A., Math. Phys. Eng. Sci.,* **364**, 1627-.

Zwally, H.J., M.B. Giovinetto, J. Li, H.G. Cornejo, M.A. Beckley, A.C. Brenner, J.L. Saba, and D. Yi. 2005. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992-2002. *J. Glaciol.,* **51**(175), 509-527.

2

Méthodes radioactives pour la détermination du bilan de masse de surface

Sommaire

2.1 Introduction 39

2.2 Méthodes radioactives : Etat de l'art (théorie et processus) 42

2.2.1 Outils radiochimiques naturels 42

2.2.2 Outils radiochimiques artificiels 56

2.3 Méthodes radioactives : Principes et détection au LGGE 78

2.3.1 Préparation des échantillons et géométrie de comptage 78

2.3.2 Laboratoire semi enterré pour la mesure de la radioactivité 79

2.3.3 Spectromètre gamma co-axial à très bas niveau avec dispositif anti-Compton 82

2.3.4 Multi compteur alpha/bêta à bas niveau 89

2.4 Exemples d'application pour l'estimation du BMS 96

2.4.1 Application en Antarctique de l'Est avec le programme ITASE 96

2.4.2 Application dans les Andes avec le programme SanVallor 99

2.4.3 Autres utilisations : Sédiments lacustres et réservoirs atmosphériques 104

2.5 Références bibliographiques 106

2.1 Introduction

Alors que la mesure de la pluie constitue une analyse de routine depuis plus d'un siècle dans les observations des différents programmes météorologiques mondiaux, il n'existe pas de méthodes et techniques simples et pratiques, permettant une mesure en temps réel des précipitations de neige, en Antarctique, et à fortiori, du BMS qui en découle. Ce constat est largement dû aux difficultés techniques rencontrées lors de la mesure de ce paramètre sur le terrain, notamment avec les perturbations liées à la présence de neige soufflée ou encore l'influence de la variabilité et des changements de densité dans le manteau neigeux. De plus, comme précédemment évoquée, la connaissance précise de la variabilité temporelle et spatiale de cette composante reste relativement limitée. La taille du continent Antarctique et sa difficulté d'accès, couplées à la faible présence de

stations et bases scientifiques sur l'ensemble de ce territoire, expliquent également le faible nombre de données de BMS sur le terrain (~2000 pour un territoire de 14 millions de km^2). En conséquence, la communauté glaciologique dépend fortement d'un ensemble de techniques permettant la mesure du BMS après-coup. Les différentes méthodes appliquées couvrent non seulement un large spectre de techniques, mais fournissent également une information du BMS sur des échelles de temps, d'espace et avec des résolutions extrêmement variables (Eisen and others, 2007). Alors que les mesures de BMS issues des réseaux de balises, de sondes ultrasons, d'analyses dans les puits de neige, carottes de névé et de glace, fournissent une information sur un point précis à la surface de la calotte, le radar à neige de surface permet l'obtention de profils longitudinaux à haute résolution via une mesure quasi-continue, donnant accès au BMS sur de longues distances (figure 2.1). De la même façon, alors que les mesures obtenues par les réseaux de balises et les sondes ultrasons doivent couvrir une période de temps suffisamment grande pour récupérer une information représentative du BMS local, les mesures de BMS obtenues avec les carottes de névé et glace, ainsi que le radar à neige, nécessitent un seul déploiement sur le terrain.

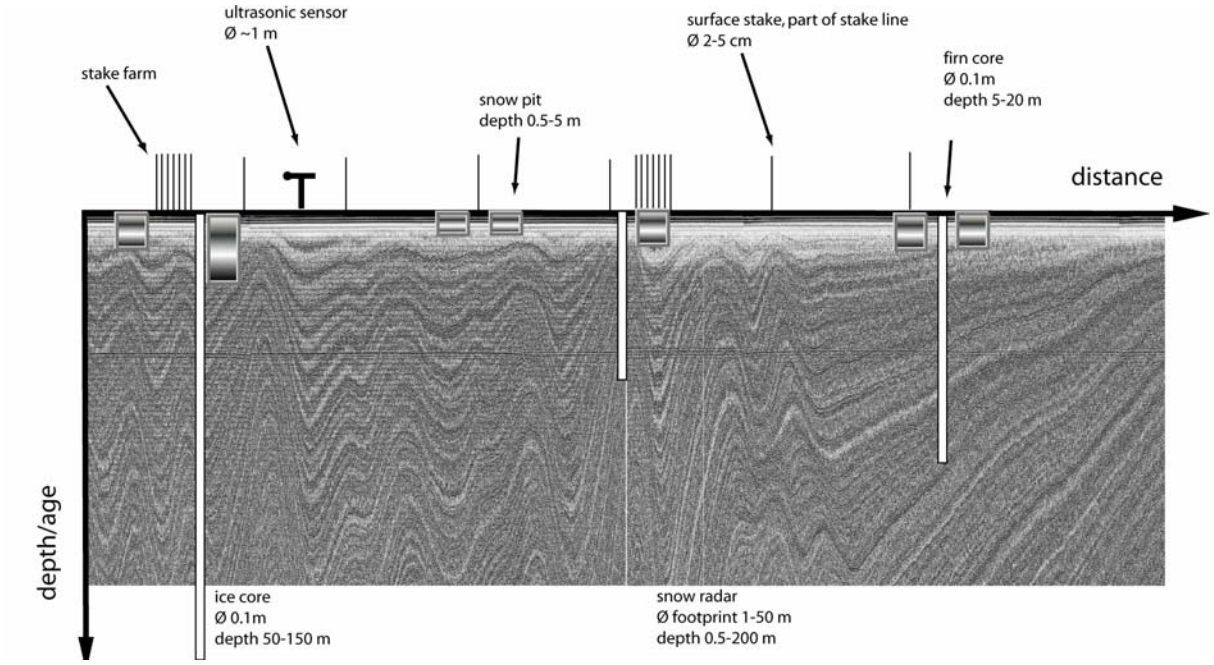


Figure 2.1 : Illustrations des différentes méthodes de mesures directes et indirectes du BMS sur le terrain Antarctique (profondeur d'échantillonnage et représentativité spatiale). Les balises et sondes ultrasons à la surface ; les puits de neige, jusqu'à quelques mètres de profondeur ; les carottes de névé et glace, respectivement de quelques dizaines à centaines de mètres ; les profils radar à neige de surface également de quelques dizaines à centaines de mètres. Le profil radar (GPR) acquis sur une distance de 50 km (Anschutz and others, 2007) est montré en arrière-plan afin de visualiser les variations spatiales des couches isochrones (même âge) permettant de suivre l'évolution du BMS, une fois ces dernières datées (figure extraite de (Eisen and others, 2007).

L'article V (Eisen and others, 2007), présenté en annexe A, expose une revue de l'ensemble des méthodes et techniques utilisées en Antarctique pour la mesure du BMS, ainsi que leurs limitations, avantages et inconvénients dans l'étude spatiale et temporelle de ce paramètre. Christophe Genthon et moi-même avons eu la chance d'être invités à participer à la rédaction de ce manuscrit. Il nous a notamment été proposé d'intervenir dans la rédaction des sections traitant des mesures de surface, avec les balises et les modèles (Genthon, C.) et en profondeur avec les échantillons de puits, carottes de névé et glace, avec l'application de l'outil radioactivité, en ce qui me concerne. Dans le contexte de la rédaction de cet article, j'ai donc contribué à l'écriture de la sous-section 2.4.2. Le chapitre suivant propose une description technique et méthodologique détaillée des principaux outils radiochimiques permettant les mesures indirectes du BMS dans les échantillons de neige collectés sur le terrain via des forages de faible profondeur ou des puits. Notre descriptif sera focalisé sur l'étude du radionucléide naturel, le plomb 210, ainsi que des radionucléides artificiels (produits de fission) couramment utilisés dans l'étude du BMS. Nous présenterons les principes, avantages et inconvénients, ainsi que des exemples d'application en Antarctique, mais également dans d'autres lieux et écosystèmes. Nous reviendrons sur une partie des autres méthodes et techniques utilisées en Antarctique de l'Est pour la mesure du BMS, et décrits dans l'article V (Eisen and others, 2007) dans le cadre des travaux présentés dans le chapitre 3 (article I).

2.2 Méthodes radioactives : Etat de l'art (théorie et processus)

2.2.1 Outils radiochimiques naturels

2.2.1.1 Plomb-210

Le plomb 210 (^{210}Pb – $T_{1/2}$ = 22.3 ans) est un radionucléide naturel émetteur bêta moins (β^- - Energie max 17 keV [1]) et gamma (γ - Energie 46.54 keV – Intensité d'émission 4.25%) qui appartient à la famille radioactive de l'uranium 238 (^{238}U - $T_{1/2} = 4.5x10^9$ ans). Ce dernier est présent à des concentrations très variables, dans les sols et les roches de la planète. Le ^{210}Pb descend plus spécifiquement du radon 222 (^{222}Rn - $T_{1/2}$ = 3.8 jours), élément fils du radium 226 (^{226}Ra - $T_{1/2}$ = 1620 ans), qui s'échappe en permanence de la croûte terrestre sous la forme d'un gaz inerte. Cet état confère au ^{222}Rn la propriété de se répartir dans l'atmosphère avec la circulation générale tout en restant chimiquement inactif (non sujet au lessivage par les précipitations, ni au dépôt sec par gravité). L'émission de ^{222}Rn dépend de la nature du sol (porosité), de la couverture végétale, de la teneur des sols en ^{226}Ra, mais également des conditions météorologiques (humidité, etc.) ce qui induit un taux d'émanation spatialement variable (Feitcher and others, 1991). Toutefois, étant donné le temps de vie limité de cet élément, seul le ^{222}Rn localisé dans les roches et sols en position superficielle peut s'échapper dans l'atmosphère en diffusant par les pores, failles et interstices présents dans le milieu, mais également à la faveur d'accidents tectoniques et d'émissions volcaniques. Les émissions de ^{222}Rn à partir des zones océaniques et lacustres représentent moins de 1% de l'ensemble des émanations de ce gaz rare, estimé sur les continents non englacés (Rastogi and Sarin, 2008). Présent dans l'atmosphère, le ^{222}Rn se désintègre en ^{210}Pb, par l'intermédiaire d'isotopes à très courtes périodes de demi-vie (figure 2.2).

Les apports directs de ^{210}Pb d'origines artificielles dans l'atmosphère telles que les essais nucléaires atmosphériques, les accidents nucléaires, les rejets par les centrales nucléaires, ou la combustion du charbon sont négligeables (< 1% du réservoir total de ^{210}Pb dans l'atmosphère) pour cet élément naturel, du moins dans la troposphère libre (Bhandari and others, 1966; Crozaz, 1967a; Feely and Seitz, 1970; Kolb, 1974; Noshkin and others, 1975; UNSCEAR, 1988; Duenas and others, 2004). Plusieurs auteurs (Jaworowski and others, 1972; Jaworowski and Kownacka, 1976; Noshkin and others, 1975; Jaworowski, 1966; Krey, 1967) estiment que les explosions nucléaires de très forte intensité (période 1961-1962) pourraient être à l'origine d'une augmentation des concentrations de ^{210}Pb dans l'atmosphère, et notamment la stratosphère au cours de cette période ; hypothèse sujet à débat selon les travaux d'autres auteurs au cours de la même période (Bhandari and others, 1966; Crozaz, 1967b; Feely and Seitz, 1970; Kolb, 1974). Il convient de garder à l'esprit que la quasi-totalité

[1] Le terme eV désigne l'électronvolt. La valeur d'un électronvolt est définie comme étant l'énergie cinétique d'un électron accéléré depuis le repos par une différence de potentiel de 1 volt et correspond à 1.602×10^{-19} J. Dans la suite du texte, les termes keV (10^3 eV) et MeV (10^6 eV) sont fréquemment employés.

du ^{210}Pb atmosphérique est d'origine naturelle, issu de la désintégration du ^{222}Rn, et que ce radionucléide est majoritairement concentré dans les couches troposphériques. D'après (Balkanski and others, 1993), seul 1% du réservoir atmosphérique total de ^{210}Pb est contenu dans la stratosphère, soit par production de ce radionucléide au-dessus de la tropopause après injection de ^{222}Rn lors de tempêtes convectives (voir aussi (Feely and Seitz, 1970; Giannakopoulos and others, 1999; Laboratory, 2000a), soit par injection directe de ^{210}Pb produit par les explosions nucléaires surpuissantes de la période 1961-1962, comme le suggèrent les auteurs précédemment cités, mais avec une contribution totale très modérée (Noshkin and others, 1975). Les sources et taux de production atmosphérique de ^{210}Pb sont récapitulés dans le tableau 2.1.

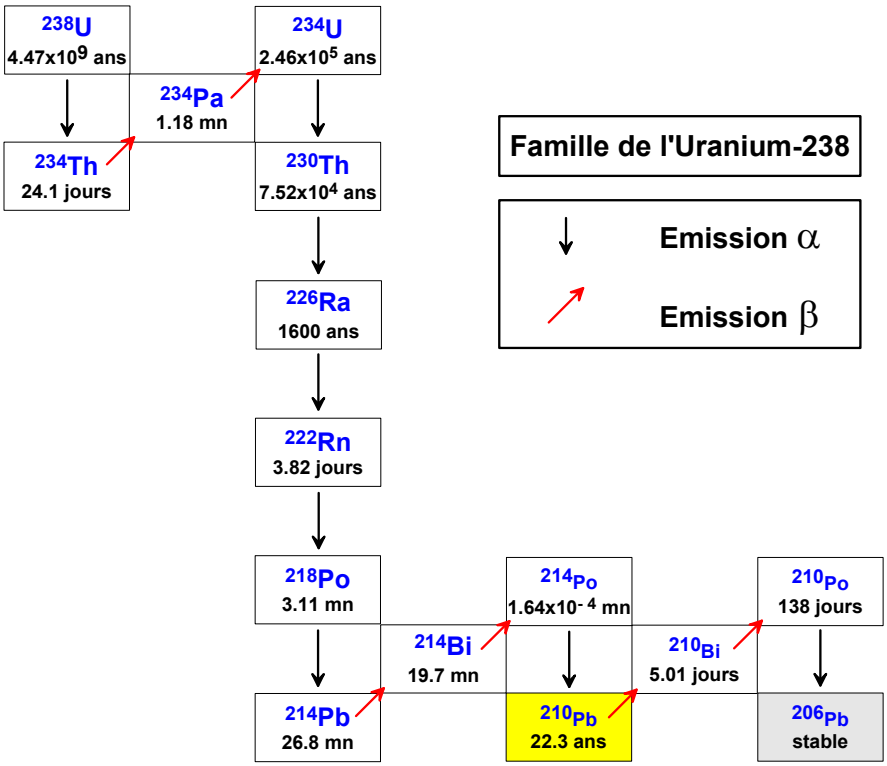


Figure 2.2 : Famille radioactive de l'uranium 238.

Une fois « produit », le ^{210}Pb montre une affinité exceptionnelle avec les particules submicroniques présentes dans la basse stratosphère et la troposphère, par attraction électrostatique (Labeyrie, 1953; Gillette and others, 1972; Sanak and others, 1981; Knuth and others, 1983). Le diamètre aérodynamique médian (AMAD – *Activity Median Aerodynamic Diameter*) des particules jouant le rôle de support du ^{210}Pb varie entre $2x10^{-2}$ et 1 µm (Turekian and others, 1977; Graustein and Turekian, 1986; El-Hussein and Ahmed, 1994; Feitcher and others, 1991; Rehfeld and Heimann, 1995). La concentration de ce radionucléide dans l'atmosphère est relativement faible et n'affecte pas les propriétés physiques et chimiques des particules atmosphériques qui les supportent (Brost and others, 1991). Malgré la faible durée de vie du ^{222}Rn et la forte variabilité spatiale d'émanation de ce

gaz rare, les vitesses de déplacement des masses d'air via la circulation atmosphérique générale, couplées à la longue période de demi-vie du ^{210}Pb permettent une répartition de ce dernier élément sur de grandes surfaces planétaires (Preiss, 1997; Eisenbud and Gesell, 1997). Le ^{210}Pb est ensuite rapidement entraîné à la surface terrestre soit par le biais de dépôts secs (poussières), soit lessivé par les précipitations (dépôt humide) ; ce dernier processus étant responsable de la majorité des dépôts de cet élément à l'échelle du globe. Les dépôts secs résultent (a) soit de processus de sédimentation gravitationnelle de particules relativement larges (> μm) préalablement formées à partir de particules plus fines par phénomènes de coagulation (El-Hussein and Ahmed, 1994), (b) soit par l'action de processus turbulent advectif entraînant les aérosols et ions radioactifs au contact des différentes surfaces terrestres auxquelles ces particules restent attachées (Robbins, 1978). Les processus incluant le cycle de l'eau et entraînant un dépôt par voie humide du ^{210}Pb sont (a) la fixation des ions radioactifs et particules associées aux gouttelettes de nuage avant précipitation, (b) le lessivage des particules submicroniques dans l'atmosphère par les précipitations et dans une moindre mesure, la condensation directe de vapeur d'eau à la surface des particules submicroniques, entraînant un processus d'accumulation et de sédimentation de ces particules (Robbins, 1978).

Origine de la source	Flux (EBq an^{-1})
Naturelle	
Emanation de ^{222}Rn des continents	25.5
Emanation de ^{222}Rn des océans	0.51
Remise en suspension de ^{210}Pb des sols	$< 3x10^{-3}$
Processus d'exsudation de ^{210}Pb par les feuillages	$< 3x10^{-3}$
Action de particules marines	$< 4x10^{-5}$
Activités volcanique et météoritique	$< 2x10^{-6}$
Artificielle	
Essais nucléaires (période 1958-59)	18.5 EBq (au total)
Essais nucléaires (période 1961-62)	33.3 EBq (au total)
Combustion d'énergies fossiles	$< 7.4x10^{-3}$
Dispersion de fertilisants Phosphate	$< 7.4x10^{-3}$

Tableau 2.1 : Sources de ^{210}Pb dans l'atmosphère. Unité en ExaBecquerel (x10^{18} Bq) (Robbins, 1978).

Le temps de résidence dans l'atmosphère de cet élément, calculé à partir des études de déséquilibre radon-plomb-polonium, mais également des modèles de circulation atmosphérique, varie de quelques jours à quelques semaines suivant les auteurs (Gavini and others, 1974; Turekian and others, 1977; Lambert and others, 1982; Lambert and others, 1990; Feitcher and others, 1991; Liu and others, 2001) et suivant l'altitude considérée dans la troposphère (Moore and others, 1973). Un réservoir de ^{210}Pb, avec un temps de résidence plus important de cet élément, existe également dans la stratosphère (Lambert and others, 1990). La disparition du ^{210}Pb par désintégration radioactive est négligeable devant les processus de dépôts préalablement cités, en raison de sa période radioactive

comparée aux temps de résidence susnommés. Le ^{210}Pb d'origine atmosphérique se dépose dans tous les milieux naturels (sols, végétation, neige, eaux superficielles, et sédiments) (Preiss and others, 1997b).

2.2.1.2 Transport atmosphérique : De la source au continent Antarctique

En raison de la glace recouvrant la quasi-totalité des nappes glaciaires polaires Antarctique, il est généralement considéré que les taux d'émanation de ^{222}Rn sont négligeables, que la glace locale ne contient quasiment pas de ^{226}Ra, et par conséquent, que la source majeure d'approvisionnement du continent Antarctique en ^{210}Pb est extérieure. La simulation des processus de transport et dépôt du ^{210}Pb en Antarctique a toujours posé de nombreux soucis (Rasch and others, 2000). Plusieurs travaux mêlant observations sur le terrain (Sanak, 1983; Polian, 1984; Polian and others, 1986; Lambert and others, 1990) et simulations tendent toutefois à montrer une double voie d'entrée du ^{210}Pb mesuré dans l'atmosphère Antarctique avec :

(i) Un transport de longue distance de ^{222}Rn et ^{210}Pb via la circulation des masses d'air dans la troposphère libre entre les moyennes latitudes et le continent Antarctique (actions conjuguées de la convection et du flux méridional). Au cours de ce transport, une fraction (variable selon les saisons et les conditions météorologiques locales) des deux composés susnommés est entraînée à la surface des océans par processus de subsidence (Merrill and others, 1985; Newell and others, 1988; Kritz and others, 1990) ou par lessivage via les précipitations (cas du ^{210}Pb) (Whelpdale and others, 1988) ;

(ii) Un transport à travers les hautes couches atmosphériques, avec l'injection de masses d'air d'origine stratosphérique, lieu de stockage de ^{210}Pb « plus ancien » (quelques années), lors de l'amincissement de la tropopause pendant les mois d'été austral.

La double origine du ^{210}Pb, détectée dans plusieurs stations autour du continent Antarctique, est « observable » au vu de l'allure des profils de ^{210}Pb et ^{222}Rn (concentrations atmosphériques) obtenus dans la couche limite et la troposphère libre, le long de profils méridiens (Tasmanie – DDU ; Afrique du Sud – Station Belge Jean Baudouin ; Nouvelle-Zélande – Mer de Ross…) effectués par des navires scientifiques des années 1960 à 1980 (Sanak, 1983; Polian and others, 1986). Ces profils montrent clairement une décroissance rapide de la concentration en ^{210}Pb du nord au sud (entre le 40ème et le 60ème degré de latitude Sud), due à la fois au lessivage par les précipitations du ^{210}Pb provenant du ^{222}Rn émané des continents localisés plus au nord, mais également de la faible production du ^{210}Pb au-dessus des zones océaniques enserrant le continent Antarctique et diminuant d'autant plus l'approvisionnement de ce radionucléide sur le continent blanc. A contrario, il a été observé une nette remontée de la concentration moyenne de cet élément aux abords directs du continent Antarctique. L'augmentation constatée des concentrations aux abords de l'Antarctique serait justement imputable à l'injection de ^{210}Pb d'origine stratosphérique au-dessus de l'Antarctique (Polian, 1984; Preiss and

others, 1996). (Sanak, 1983) estime que la fraction de ^{210}Pb d'origine stratosphérique pourrait représenter jusqu'à 50% du ^{210}Pb atmosphérique total (observations dans le secteur de Terre Adélie, à DDU), et ce, en période d'été austral. L'enrichissement relatif en ^{210}Pb dans les basses couches atmosphériques du continent Antarctique par rapport aux latitudes 40°-60°S peut également s'expliquer par une « concentration » des particules contenant ce radionucléide en leur sein dans l'atmosphère de ces régions polaires où les temps de résidence sont beaucoup plus importants (de 20 à 100 jours à comparer avec quelques jours ou semaines dans les latitudes tropicales et moyennes) en raison de la stabilité des masses d'air due aux conditions météorologiques extrêmes (Balkanski and others, 1993; Rehfeld and Heimann, 1995). Les travaux scientifiques traitant de la représentativité moyenne de l'une et l'autre des formes de transports apportant le radionucléide ^{210}Pb dans les couches atmosphériques basses du continent Antarctique restent relativement limités et ne permettent pas avec précision d'indiquer les pourcentages d'influence respective de l'un et l'autre de ces transports en fonction des saisons. Cette absence de précision est d'autant plus vraie que, bien que le couple ^{222}Rn–^{210}Pb ait une origine continentale (secteurs non englacés), il faut garder à l'esprit que (a) si le ^{222}Rn est émis à partir de la surface des continents, le ^{210}Pb troposphérique est quant à lui bien produit dans l'atmosphère même, et que (b) si ce dernier radionucléide, fixé sur les particules submicroniques, est sujet au processus de lessivage lors du transport, le gaz rare ^{222}Rn ne l'est pas. Ce constat induit que le ^{210}Pb peut être continuellement produit dans l'atmosphère par le ^{222}Rn subsistant lors du transfert méridien des masses d'air, et cette propriété peut affecter les généralités précédemment décrites et notamment les notions de gradients entre les zones de latitude moyenne et polaire. La réalité de l'évolution spatiale et temporelle des concentrations en ^{210}Pb, des apports et des dépôts de ce dernier sur le continent Antarctique apparaît donc beaucoup plus complexe que les simples descriptions évoquées ci-dessus. Ceci dit, le schéma simple qui consiste à considérer que l'origine du ^{210}Pb déposé sur le continent Antarctique n'est pas endogène, mais exogène, et que cette origine est double (troposphère et stratosphère) reste applicable.

Malgré ce « double » apport, les concentrations atmosphériques en ^{210}Pb observées en Antarctique restent très faibles au regard de celles qui sont observées au-dessus des continents non englacés (jusqu'à un rapport de 1 pour 100 entre les latitudes polaires et tropicales), avec des valeurs s'échelonnant entre 0.01 et 0.3 mBq m^{-3} (Balkanski and others, 1993; Preiss and others, 1996; Preiss, 1997; Liu and others, 2001; Arimoto and others, 2004). Les mesures effectuées respectivement dans les stations côtières et à l'intérieur du continent n'indiquent pas de gradient de concentrations atmosphériques du nord au sud, ce qui n'est pas le cas pour les flux de dépôts, décroissant au fur et à mesure que l'altitude s'élève et que l'on s'enfonce à l'intérieur du continent (Preiss and others, 1996; Preiss, 1997). Ce constat tend à indiquer que le flux et la distribution de ^{210}Pb en Antarctique semblent principalement guidés par les phénomènes de précipitations. Or, dans une région aussi sèche que peut l'être l'intérieur du continent Antarctique, le processus de dépôt sec devient prédominant par rapport

au processus de lessivage par les précipitations et peut atteindre plus de 50% du dépôt total (Rehfeld and Heimann, 1995; Preiss and others, 1996). En fait, cela induit simplement que le rendement du processus de lessivage est plus élevé dans les zones côtières où les taux de précipitations sont plus élevés, par rapport aux zones de plateaux Antarctiques. Les activités en ^{210}Pb mesurées en spectrométrie gamma (cf. sous-section 2.3.3) dans les neiges en Antarctique sont généralement bien inférieures à la centaine de millibecquerels par kilos (mBq kg^{-1})[2].

2.2.1.3 Quelle(s) information(s) donne-t'il sur le continent Antarctique ?

En absence de phénomène de fonte, les couches de neige/névé se comportent comme un système fermé (ni perte, ni apport supplémentaires une fois que la neige est déposée) pour les dépôts de ^{210}Pb d'origine atmosphérique. Les couches restent donc inchangées, c'est-à-dire que la date estimée de dépôts de cet élément correspond bien à la date de formation de la couche dans laquelle il a été analysé. En Antarctique, mis à part dans certains secteurs côtiers (Picard and Fily, 2006; Magand and others, 2008), la température du névé, en surface aussi bien qu'en profondeur, reste toujours inférieure à la température de fusion de la neige. Les particules atmosphériques déposées restent donc fixées dans les couches de névé au fur et à mesure de la formation de ce dernier. Par conséquent, l'étude de la décroissance radioactive du ^{210}Pb en fonction de la profondeur (neige ou équivalent eau) est utilisée pour la datation (et par extension, la détermination du taux d'accumulation ou BMS[3]) des couches de neige et névé.

a) Calcul du taux d'accumulation : principes de base

L'activité en ^{210}Pb total, mesurée dans les échantillons de neige et névé dans cette région polaire, se divise en deux composantes : $^{210}Pb_{\text{Supporté}}$ et $^{210}Pb_{\text{Excès}}$.

$$^{210}Pb_{Total} = {}^{210}Pb_{\text{sup porté}} + {}^{210}Pb_{Excès} \qquad (2.1)$$

Le terme $^{210}Pb_{\text{Excès}}$ correspond au ^{210}Pb atmosphérique précédemment décrit, et dont, les sources principales d'approvisionnement pour le continent Antarctique constituent les continents non englacés (situés plus au nord) ainsi que les régions périphériques subantarctiques, via un transport troposphérique (circulation méridienne) mais également des injections d'air stratosphérique dans lequel le ^{210}Pb est en partie stocké (Sanak, 1983) (cf. sous-section 2.2.1.2). Le $^{210}Pb_{\text{Excès}}$ est la composante qui nous intéresse pour la géochronologie récente.

[2] **Rappel** : 1 becquerel = 1 désintégration par seconde.

[3] Nous rappelons que, comme défini dans le chapitre 1, le terme accumulation peut être utilisé en lieu et place du terme BMS, considérant que nous ne pouvons appliquer cette méthode radioactive de mesure que dans des secteurs ou le BMS est positif, donc, sujet à une accumulation de neige. L'un et l'autre des deux termes peuvent donc être utilisés dans ce chapitre.

Le $^{210}Pb_{Supporté}$ est, comme son nom l'indique, le ^{210}Pb supporté par les parents radioactifs, issus de la chaîne de désintégration de l'uranium 238, et potentiellement présent dans les poussières déposées dans les couches de neige. En première approximation, l'activité de $^{210}Pb_{Supporté}$ est considérée constante dans le manteau neigeux sur la période de temps qui nous intéresse. La production *in situ* est effectivement minoritaire en surface (par rapport au $^{210}Pb_{Excès}$ qui prédomine), mais sa contribution devient rapidement essentielle en profondeur, lorsque le déséquilibre provoqué par le $^{210}Pb_{Excès}$ a progressivement disparu. En effet, l'activité en $^{210}Pb_{Excès}$ décroît suivant la loi de désintégration :

$$^{210}Pb_{Excès}(x) = {}^{210}Pb_{0\,Excès} \times e^{-\lambda \times t} \qquad (2.2)$$

Où $^{210}Pb_{0\ Excès}$ est l'activité en $^{210}Pb_{Excès}$ au moment du dépôt, $^{210}Pb_{Excès}\ (x)$ est l'activité à la profondeur x, t le temps écoulé depuis le dépôt de la couche de neige correspondante à la profondeur x, et λ la constante de désintégration radioactive (λ = 0.03114 an^{-1} pour le ^{210}Pb).

b) Modèles de calcul de taux d'accumulation sans remaniement

En faisant l'hypothèse classique que le dépôt annuel de ^{210}Pb atmosphérique est relativement constant sur la zone d'étude et qu'il n'y a pas de migration de $^{210}Pb_{Excès}$ dans la couche de neige déposée, nous devons obtenir une décroissance en profondeur du $^{210}Pb_{Excès}$ gouvernée par sa période de demi-vie, et par la vitesse d'enfouissement où taux d'accumulation des couches de neige. La relation (2.2) implique alors que la distribution du $^{210}Pb_{Excès}$ le long de la colonne de neige suit une décroissance logarithmique. Le déséquilibre entre le $^{210}Pb_{Excès}$ et le $^{210}Pb_{Supporté}$ disparaît au bout de 5-6 périodes radioactives, soit entre 100 et 130 ans. La connaissance des paramètres de décroissance permet donc une datation, et une potentielle estimation des taux d'accumulation sur un site donné, sur un siècle. Soit F_0 le flux de ^{210}Pb délivré à la surface de la calotte (exprimé en Bq m^{-2} an^{-1}) au temps t_0, l'activité à l'interface atmosphère – neige correspond à :

$$^{210}Pb_{0\,Excès} = \frac{F_0}{r_0} \qquad (2.3)$$

Où r_0 est le taux d'accumulation massique (ou équivalent eau) exprimé en kg m^{-2} an^{-1}. L'équation (2.2) devient :

$$^{210}Pb_{Excès}(x) = \frac{F_t \times e^{-\lambda \times t}}{r_t} \qquad (2.4)$$

Il existe plusieurs modèles simples mathématiques pour dater les couches de neige ; modèles basés sur des hypothèses initiales sensiblement différentes. Les deux modèles décrits ci-dessous supposent que

le $^{210}Pb_{Excès}$ n'est soumis à aucune migration (exemple de la percolation) à la suite de son dépôt dans la couche de neige et qu'aucune perturbation physique ne modifie ce dépôt.

Modèle CFCS - Le modèle le plus simple est nommé CFCS (*Constant Flux and Constant Sedimentation Rate*). Développé par (Goldberg, 1963) et (Krishnaswami and others, 1971), Il suppose le respect des conditions suivantes : Flux atmosphérique en ^{210}Pb constant et taux d'accumulation de neige constant sur le site considéré. Selon ce modèle, l'activité en $^{210}Pb_{0\ Excès}$ au moment du dépôt est toujours constante et l'équation (2.3) devient:

$$^{210}Pb_{0Excès} = \frac{F}{r} \qquad (2.5)$$

Ou F et r sont respectivement le flux (considéré) constant de ^{210}Pb délivré à la surface de la calotte (exprimé en Bq m^{-2} an^{-1}) et le taux d'accumulation constant (kg m^{-2} an^{-1}) sur le site d'étude considéré. Soit m la masse de neige par unité de surface (kg m^{-2}), nous obtenons:

$$r = \frac{m}{t} \text{ soit } t = \frac{m}{r} \qquad (2.6)$$

L'équation (2.2) devient alors:

$$^{210}Pb_{Excès}(x) = {}^{210}Pb_{0Excès} \times e^{-\lambda \times \frac{m}{r}} \qquad (2.7)$$

Représenté dans un diagramme semi-logarithmique (log $^{210}Pb_{Excès}$ *versus* profondeur massique ou équivalent eau), la décroissance exponentielle du $^{210}Pb_{Excès}$ devient une droite de pente égale à $-\lambda/r$, calculée par régression linéaire, et permettant ainsi de déterminer le taux d'accumulation de neige r (figure 2.3).

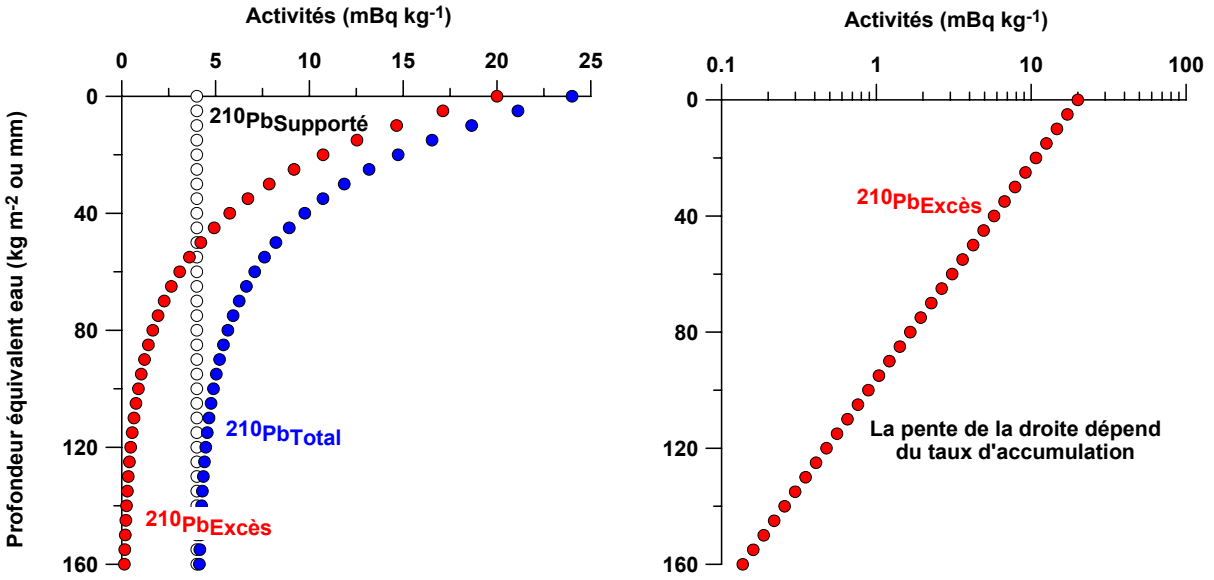


Figure 2.3 : Distribution théorique du $^{210}Pb_{Excès}$ dans le manteau neigeux.

Par le biais de ce modèle, l'âge d'une couche est donnée par:

$$t = \frac{1}{\lambda} \times \ln \frac{^{210}Pb_{0\,Excès}}{^{210}Pb_{Excès}(x)} \qquad (2.8)$$

Si, en un site d'étude donné, la concentration spécifique du ^{210}Pb diminue régulièrement en fonction de la profondeur sans présenter de fluctuations à long terme trop importantes, nous pouvons admettre que les hypothèses de base de cette méthode sont approximativement respectées. Ce modèle, facile d'application, présente justement le désavantage d'être parfois « trop » simple par rapport à la réalité de fonctionnement du système, comme discuté à la fin de ce paragraphe.

Modèle CRS – Fondé sur l'hypothèse de (Goldberg, 1963) d'un flux constant (*Constant Rate of Supply* appelé aussi CF ou *Constant Flux*), ce modèle a été complété et défini par Appleby et Oldfield (1978), puis Robbins et al. (1978). Une seule hypothèse est requise : l'apport de ^{210}Pb d'origine atmosphérique est constant ($^{210}Pb_{0\ Excès}$ constant) à la surface du site d'étude, quelles que soient les variations du taux d'accumulation de neige. Le taux d'accumulation est calculé pour chaque intervalle d'échantillonnage, ce qui permet d'étudier les variations éventuelles (et souvent réelles pour un site donné) de ce taux. Ce modèle est ainsi particulièrement approprié pour dater un niveau particulier ou pour donner un taux d'accumulation sur une période de temps donnée. Ce modèle permet notamment de comparer les valeurs de taux d'accumulation obtenues avec le $^{210}Pb_{Excès}$ sur les 50 dernières années avec celles obtenues via les produits de fission issus des essais nucléaires atmosphériques (cf. sous-section 2.2.2). En vue de l'application du modèle CRS, nous considérons d'abord l'inventaire I (exprimé en activité – Bq – par unité de surface) du $^{210}Pb_{Excès}$ présent sous la profondeur x :

$$I = \int_{m}^{m=\infty} {}^{210}Pb_{Excès(m)} \times dm = \int_{x}^{x=\infty} \rho_{(x)} \times {}^{210}Pb_{Excès(x)} \times dx \qquad (2.9)$$

L'inventaire total I_0 sur la colonne de neige est :

$$I_0 = \int_{x=0}^{x=\infty} \rho_{(x)} \times {}^{210}Pb_{Excès(x)} \times dx \qquad (2.10)$$

Etant donné l'hypothèse de départ, l'inventaire satisfait à l'équation suivante :

$$I(x) = I_0 \times e^{-\lambda \times t} \qquad (2.11)$$

Par analogie avec l'équation (2.8) pour le modèle CFCS, l'âge d'une couche par le biais du modèle CRS est donné par :

$$t = \frac{1}{\lambda} \times \ln \frac{I_0}{I(x)} \qquad (2.12)$$

Le taux d'accumulation massique (ou équivalent eau) r et le flux atmosphérique local de ^{210}Pb F (considéré constant) sont respectivement donnés par :

$$r = \frac{\lambda \times I}{^{210}Pb_{Excès}} \qquad (2.13)$$

$$F = \lambda \times I_0 \qquad (2.14)$$

Bien que potentiellement plus précis que le modèle CFCS, le modèle CRS présente plusieurs inconvénients dont le premier est la nécessité absolue d'avoir une longueur de carotte suffisante pour remonter jusqu'aux valeurs de $^{210}Pb_{Supporté}$. Etant donné que l'objectif de l'application de ce modèle est justement la détermination des taux d'accumulation de neige dans le secteur d'étude, certains prélèvements ne permettent pas de remonter suffisamment loin dans le temps (profil incomplet de $^{210}Pb_{Excès}$) pour appliquer ce modèle. Seul le modèle CFCS est alors potentiellement applicable, encore faut-il que la concentration spécifique du $^{210}Pb_{Excès}$ en fonction de la profondeur ne présente pas de fluctuations trop importantes. Un autre problème majeur est l'augmentation rapide des incertitudes (erreurs) sur les dates établies pour les différentes couches (ou intervalles d'échantillonnage) au fur et à mesure que nous nous rapprochons des échantillons âgés de plus de 60-80 ans (soit 3-4 demi-vies du ^{210}Pb). Ces erreurs s'expliquent en partie par le fait qu'au-delà de 3-4 demi-vies du ^{210}Pb, les activités en $^{210}Pb_{Excès}$ détectées sont relativement faibles (notamment en Antarctique) et entachées d'erreurs importantes liées à la mesure. Le calcul des inventaires sur les couches profondes est par conséquent soumis à d'importantes incertitudes, entachant par là même, les résultats extraits de l'équation (2.12). Cet inconvénient semble expliquer en partie les différences parfois observées sur les taux d'accumulation estimés sur les 40-50 ou les 100 dernières années avec ce modèle, impliquant que les différences ne sont pas forcément réelles, mais peuvent résulter de la limite mathématique d'application de ce modèle.

c) Limites d'utilisation et procédures de choix

Les deux modèles CFCS et CRS considèrent une constance des flux de dépôts du ^{210}Pb d'origine atmosphérique à la surface et/ou des taux d'accumulation de neige pour un site donné. Or, de nombreuses études ont montré (et montrent encore) que les concentrations et les flux de dépôt annuel de ^{210}Pb atmosphérique (et par conséquent, les concentrations de $^{210}Pb_{Excès}$ en surface) en Antarctique peuvent varier (Sanak and Lambert, 1977; Sanak, 1983; Lambert and others, 1990; Pourchet and others, 2003; Arimoto and others, 2004) :

(i) d'une saison et/ou d'une année à l'autre en raison de la variabilité naturelle locale à court terme des dépôts secs et humides du ^{210}Pb atmosphérique, et également du taux d'accumulation de la neige. Ces

deux paramètres varient rapidement d'un jour à l'autre avec la circulation des masses d'air et les lessivages discontinus auxquels ces masses d'air sont soumises. Le facteur saisonnier joue effectivement un rôle prépondérant tenant compte que la concentration spécifique atmosphérique du ^{210}Pb est généralement maximale en période estivale ;

(ii) Sur des échelles de temps de l'ordre de la décennie voire plus (variation à long terme type périodicité liée à des changements de la circulation atmosphérique autour du site d'étude avec le changement de position du vortex polaire, déplacement(s) des cellules anticycloniques, etc.).

Pour ces raisons, les profils d'évolution des concentrations en $^{210}Pb_{Excès}$ en fonction de la profondeur ne montrent pas une diminution régulière des concentrations spécifiques avec la profondeur, mais plutôt des variations de ces concentrations autour d'une valeur moyenne qui diminue exponentiellement avec l'âge des couches (figure 2.4). Diverses études (dont Pourchet and others, 2003 et références précédemment citées) montrent bien les limites de validité de la méthode de datation par le ^{210}Pb. Les variabilités à court et moyen terme (< 10 ans) de la concentration spécifique mesurée dans les couches de neige/névé, d'un échantillon à l'autre ne permettent donc pas une détermination précise du taux d'accumulation moyen de la neige à l'échelle de 2-3 dizaines d'années en raison des incertitudes trop élevées, et les variabilités à long terme, dont les causes sont complexes à identifier ne permettent pas non plus une estimation précise du taux d'accumulation moyen de la neige à l'échelle du siècle. Ces travaux montrent également clairement que la détermination de l'âge d'une couche par le biais des deux modèles CFCS et CRS ne peut être significative que si l'épaisseur de la neige/névé échantillonnée et analysée est suffisante afin que la valeur moyenne de l'échantillon puisse atténuer la variabilité naturelle locale à court terme des dépôts secs et humides du ^{210}Pb atmosphérique (figure 2.4).

Un autre facteur limitant dans l'emploi de l'outil de datation ^{210}Pb concerne l'estimation de la valeur du $^{210}Pb_{Supporté}$ dans les couches profondes des carottes de neige/névé. Cette estimation est d'autant plus délicate que les concentrations ($^{210}Pb_{Total}$, donc $^{210}Pb_{Excès}$ et $^{210}Pb_{Supporté}$) sont extrêmement faibles (proche des limites de détection des appareillages d'analyse) et que les dépôts de poussières contenant les radionucléides de longue vie (^{226}Ra) à l'origine du $^{210}Pb_{Supporté}$ dans la neige, peuvent être également fluctuant (Pourchet and others, 2003). La difficulté d'estimation de la valeur du $^{210}Pb_{Supporté}$ pour un site donné induit par conséquent une difficulté supplémentaire dans l'estimation des valeurs de $^{210}Pb_{Excès}$, et la datation associée (figure 2.5).

Enfin, il faut également garder à l'esprit que ces deux modèles ne tiennent pas compte de bouleversements physiques (processus de fonte, re-mobilisation par le vent, etc.) qui peuvent être par ailleurs estimés à l'aide de formulation mathématique bien plus complexe, généralement appliquée

dans le domaine des études sédimentaires (modèles biodiffusifs, modèles non locaux, etc.) (Radakovitch, 1995). La non prise en compte de perturbations physiques après dépôt fait partie intégrante des hypothèses d'application de départ, comme citées en préambule de la description des modèles. Or, l'action de processus physiques, tels que la re-mobilisation/redistribution des couches de neige de surface par le vent, n'est parfois pas négligeable localement (Fahnestock and others, 2000; Frezzotti and others, 2002b; Anschutz and others, 2006) et peut amener à une modification des profils originaux de $^{210}Pb_{Excès}$ et en conséquence, de la datation qui en découle. Seule une étude précise de terrain peut permettre d'appréhender ce problème et d'en tenir compte.

d) Exemples de profils de ^{210}Pb à Vostok et Dôme C

Les figures 2.4 et 2.5 représentent les profils du $^{210}Pb_{Excès}$ et des radioéléments césium 137 (^{137}Cs) et plutonium 241[4] (^{241}Pu), obtenus après analyse (comptage spectrométrie gamma) d'échantillons de neige collectés dans les stations russe et franco-italienne de Vostok et de Dôme C, respectivement. Les échantillons proviennent de forages de faible profondeur. Les données représentées sont extraites d'un article publié en 2003 dans *Journal of Environmental Radioactivity* :

> Pourchet, M., **Magand, O.,** Frezzotti, M., Ekaykin, A., Winther, J.G., 2003. *Radionuclides deposition over Antarctica*. J. Environ. Radioactivity, 68 (2), 137-158.

Dans le cas de la station russe de Vostok, la figure 2.4 montre clairement la variation du profil réel des concentrations en $^{210}Pb_{Excès}$ en fonction de la profondeur autour d'une valeur moyenne « idéale », représentée par le modèle CFCS, et qui diminue exponentiellement avec l'âge des couches. Ceci dit, même si la diminution des concentrations spécifiques n'est pas régulière avec la profondeur, nous observons que la valeur de BMS déduite des données de $^{210}Pb_{Excès}$ avec l'application du modèle d'âge CFCS est relativement proche de l'estimation de BMS via les dépôts de produits de fission ^{137}Cs et ^{241}Pu pour la même période 1955-1998 (~2.0 cm eq. eau an^{-1} *versus* ~2.1 cm q. eau an^{-1}). Alors que les retombées maximales des radioéléments artificiels (dont ^{137}Cs et ^{241}Pu) sur le continent Antarctique sont datées avec précision (1955±1 et 1965±1) et constituent donc des outils chronologiques absolus indépendants (cf. sous-section 2.2.2), les données déduites du modèle d'âge CFCS montre un décalage temporel de 3 années (1952) par rapport à la date estimée de 1955 via le ^{137}Cs et le ^{241}Pu, sur une période d'étude de 43 années.

[4] Le profil du radioélément ^{241}Pu est déduit de l'analyse de l'américium 241 (^{241}Am) en spectrométrie gamma (cf. sous-section 2.2.2 et Pourchet and others, 2003).

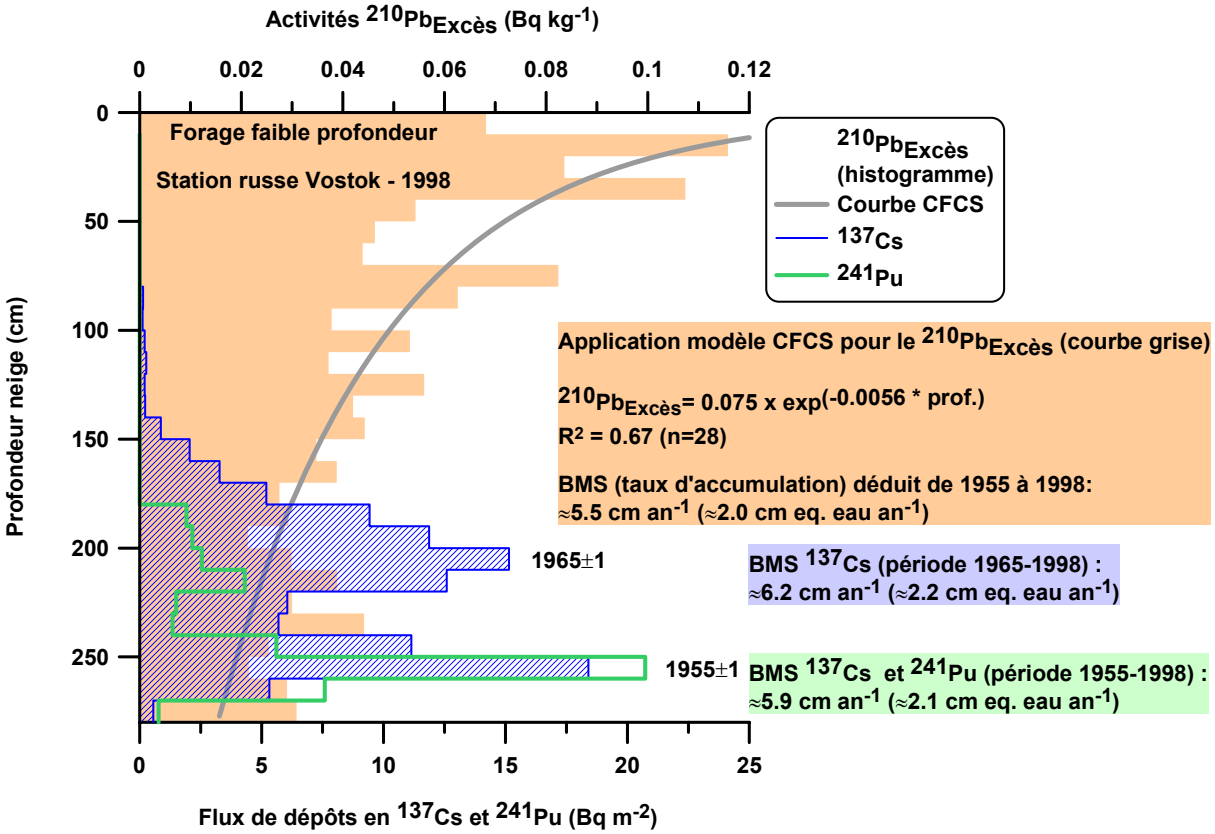


Figure 2.4 : Profils du $^{210}Pb_{Excès}$ et des radioéléments ^{137}Cs et ^{241}Pu en fonction de la profondeur exprimée en cm de neige. Les échantillons sont extraits d'un forage de faible profondeur réalisé en 1998 à la station russe de Vostok. Les dates 1955±1 et 1965±1 indiquent les périodes de retombées maximales de produits de fission issus des essais thermonucléaires atmosphériques des années 50 et 60 (cf. explications détaillées dans la section 2.2.2). Les activités de $^{210}Pb_{Excès}$ sont exprimées en Bq kg^{-1}, tandis que les flux de dépôts des radioéléments ^{137}Cs et ^{241}Pu sont exprimés en Bq m^{-2}. Les données sont extraites des travaux de (Pourchet and others, 2003).

Même si le décalage temporel observé n'est évidemment pas souhaitable, ces travaux montrent, à notre sens et dans le cas de l'étude réalisée à Vostok, la faisabilité de l'application de modèle d'âge de ^{210}Pb (cas du CFCS) dans le manteau neigeux Antarctique, en vue d'une estimation du BMS local.

A l'inverse, la figure 2.5 montre clairement la difficulté d'application des modèles type CFCS (et à fortiori CRS) en raison (a) d'un profil initial de $^{210}Pb_{Total}$ relativement perturbé (cf. sous-section précédente pour interprétation des raisons éventuelles), et (b) pour lequel les valeurs de $^{210}Pb_{Supporté}$ n'ont pu être estimées. En conséquence, dans le cas des résultats analytiques obtenues sur la carotte de faible profondeur collectée en 1998 sur le site de Dôme C, le BMS ne peut pas être estimé via les modèles d'âge de ^{210}Pb, alors que les marqueurs chronologiques en lien avec les retombées maximales de produits de fission issus des essais thermonucléaires permettent d'y accéder (du moins sur les périodes 1955- et 1965-1998).

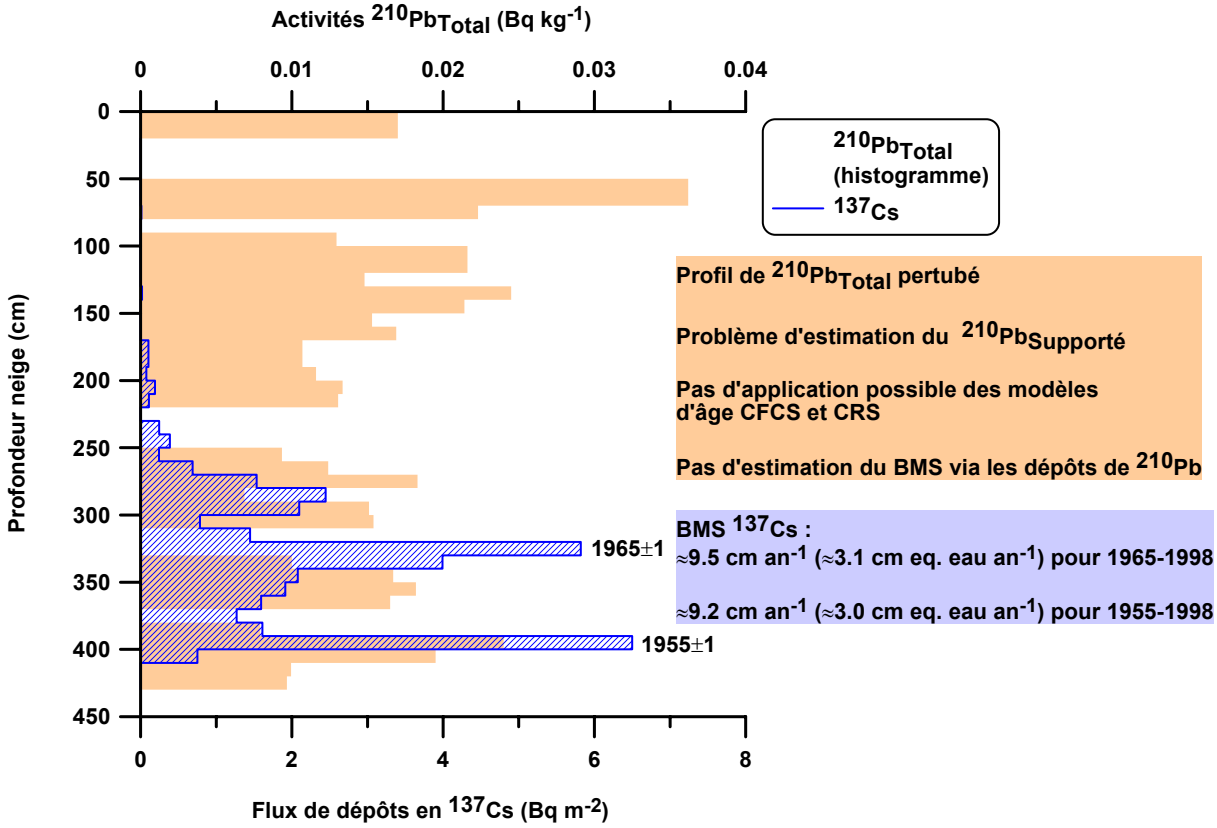


Figure 2.5 : Profils du $^{210}Pb_{Total}$ et des radioéléments ^{137}Cs et ^{241}Pu en fonction de la profondeur exprimée en cm de neige. Les échantillons sont extraits d'un forage de faible profondeur réalisé en 1998 à la station franco-italienne de Dôme C. Les dates 1955±1 et 1965±1 indiquent les périodes de retombées maximales de produits de fission issus des essais thermonucléaires atmosphériques des années 50 et 60 (cf. explications détaillées dans la section 2.2.2). Les activités de $^{210}Pb_{Total}$ sont exprimées en Bq kg^{-1}, et les flux de dépôts des radioéléments ^{137}Cs sont exprimés en Bq m^{-2}. Les données sont extraites des travaux de (Pourchet and others, 2003).

En conclusion, les profils de $^{210}Pb_{Excès}$ et les modèles associés fournissent une base de chronologie relative qui doit être confrontée avec d'autres indices indépendants, susceptibles d'amener des éléments chronologiques (Eisen and others, 2007).

2.2.2 Outils radiochimiques artificiels

2.2.2.1 Essais nucléaires atmosphériques de 1945 à nos jours

Depuis le début de « l'ère du nucléaire » dans les années 1940, les essais nucléaires (principalement atmosphériques) constituent les sources principales d'introduction de radionucléides artificiels dans l'environnement à l'échelle planétaire. Semipalatinsk et Novaya Zemlya (Russie), Mururoa et Fangataufa (Polynésie française), sites du Nevada et les îles Bikini et Enewetak (Etats-Unis), atoll Christmas (île britannique du Pacifique central), région du Lop nor (Chine)... autant de noms connus de sites d'explosions nucléaires à l'origine de la contamination radioactive atmosphérique, à l'échelle planétaire (UNSCEAR, 1993)[5]. Depuis l'explosion de la première bombe nucléaire le 16 juillet 1945 à Alamogordo (Test de puissance 19 kt équivalent TNT[6] - Etats-Unis), 2051 tests (souterrains et atmosphériques) ont été réalisés. Un chiffre auquel il convient de rajouter les bombardements des villes de Hiroshima et de Nagasaki (6 et 9 août 1945, respectivement) portant ainsi le nombre d'explosions nucléaires à 2053, dont 1543 souterraines et 510 atmosphériques[7] soit une explosion nucléaire tous les 11 jours depuis 64 ans (UNSCEAR, 1993). Les Etats-Unis (1050 essais), la Russie (ou ex-URSS) (715), la France (210), la Chine (45), le Royaume-Uni (45), l'Inde (4), le Pakistan (2) ont été – ou sont actuellement - les acteurs de ces politiques de tests militaires (figure 2.6). Le nombre et la puissance annuels des essais nucléaires atmosphériques par l'ensemble des pays concernés sont présentés dans les tableaux 2.2 et 2.3, et illustrés dans les figures 2.6 et 2.7.

Nous pouvons distinguer trois phases successives dans l'histoire des essais nucléaires atmosphériques:

(i – **1951 à 1958**) Cette première phase est dominée par des explosions nucléaires de puissance croissante (quelques kt à plusieurs Mt), principalement effectuées par les Etats-Unis. Cette première série de tests est suivie d'un moratoire sur les essais nucléaires dans le secteur Antarctique en 1959, entraînant une baisse des tests la même année et en 1960, avant que ne débute la seconde phase ;

(ii – **1961 à 1962**) Cette phase représente les deux années au cours desquelles le nombre et la puissance des tests nucléaires atmosphériques (principalement conduits par l'ex-URSS) apparaissent les plus élevés. Plus de 57% de l'ensemble des puissances des détonations atmosphériques réalisées de 1945 à 1980 (440 Mt) est contenu dans cette période (UNSCEAR, 1993). Cette seconde phase est

[5] Le terme UNSCEAR correspond à *United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation*.
[6] La puissance des bombes, en particulier des bombes atomiques, est souvent désignée par un équivalent en Trinitrotoluène (TNT), exprimé en kilotonnes – kt – ou mégatonnes – Mt).
[7] Les informations sur le nombre et la puissance des essais nucléaires réalisés ont été reportées par les différents pays conducteurs des essais, et compilées par le Comité Scientifique des Nations Unis sur les effets des rayonnements ionisants (UNSCEAR). Depuis 1993, date du dernier rapport de l'UNSCEAR, il semble que les chiffres avancés, notamment dans la présente thèse, soient validés et acceptés par la communauté internationale.

suivie, en 1963, du traité d'interdiction partielle des essais nucléaires, entraînant la fin des essais atmosphériques nucléaires américains, russes et britanniques.

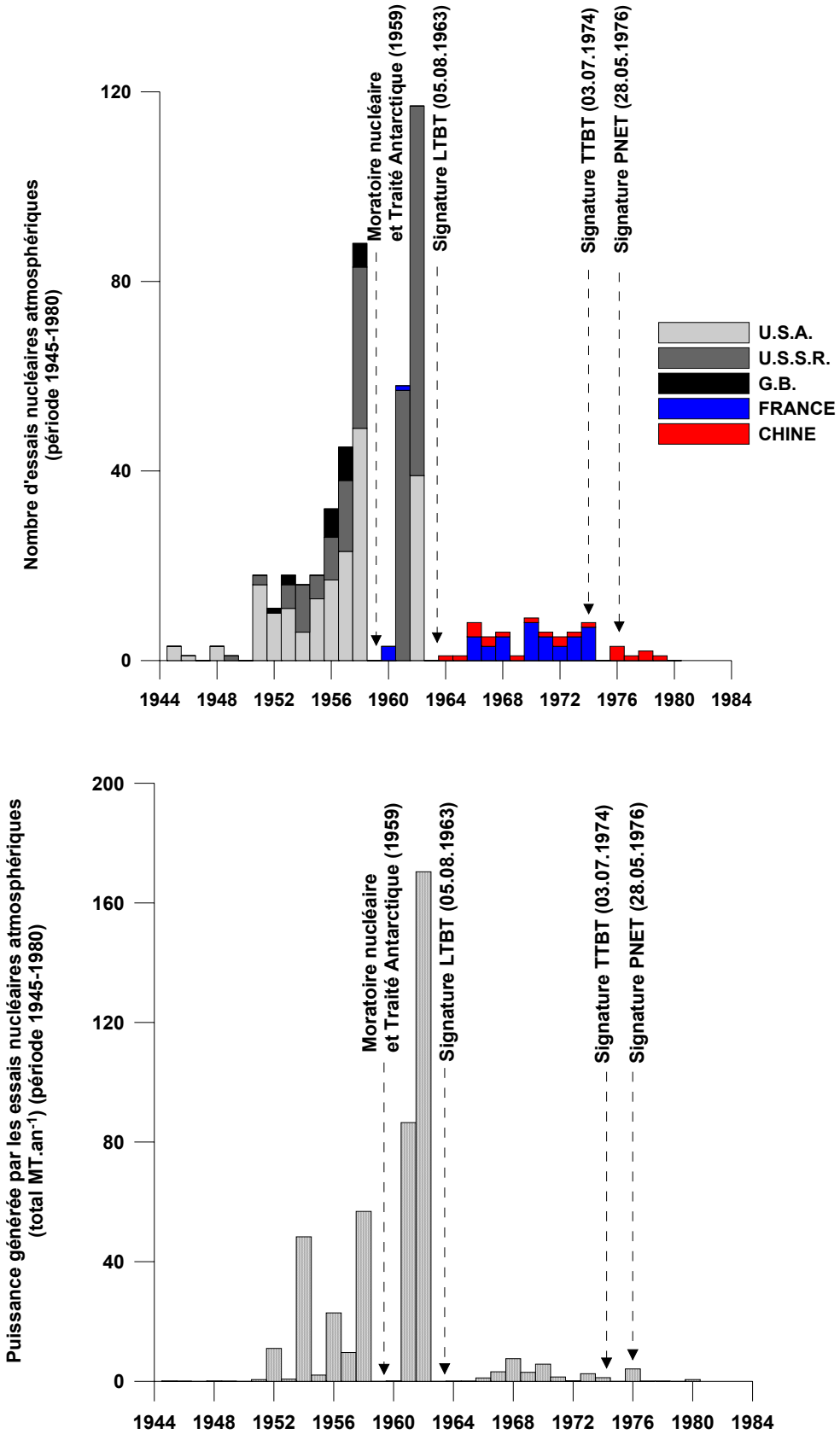
(iii – **1964 à 1980**) A la suite de cette période « d'apogée », un nombre limité de tests atmosphériques sera réalisé principalement par la France, la Chine et l'Inde. Postérieurement à l'arrêt des essais aériens par la France en 1974, les tests atmosphériques ont définitivement cessé en 1980 avec le renoncement de ce mode de mise au point par la Chine.

Etat	Nombre d'essais	Début	Fin	Sites
Etats-Unis	210 [(a, b)]	1945	1962	Alamogordo (Nouveau-Mexique), Atolls de Bikini (23 tests) et de Enewetak (42) (îles Marshall), Nevada, Atoll de Johnston (10), Iles Christmas (26), Site inconnu dans l'Atlantique Sud (6).
Russie (ex-URSS)	216	1949	1962	Polygone nucléaire de Semipalatinsk (Kazakhstan) (125), Archipel de Nouvelle-Zemble (océan Arctique) (91).
Royaume-Uni	21 [(b)]	1952	1958	Iles Monte Bello (3), Emu Field (2) Maralinga (7) (Australie), Ile Malden (3), Ile Christmas (6)
France	50 [(b)]	1960	1974	Reggane (Sahara algérien) (4), Atolls de Mururoa (41) Fangataufa (5) (Archipel de Tuamotu dans le pacifique).
Chine	23	1964	1980	Lop Nor (Xinjiang)

Tableau 2.2 : Liste des 510 essais nucléaires atmosphériques et des sites de réalisation des tests pour les 5 pays ayant réalisé des essais nucléaires atmosphériques de 1945 à 1980. [(a)] Incluant les bombes d'Hiroshima et Nagasaki ; [(b)] Le total inclut 39 tests de sécurité (*safety tests*) additionnels (22 pour les Etats-Unis, 12 pour la Grande Bretagne, et 5 pour la France) (UNSCEAR, 1993).

Année	Nombre de tests	Partition débris radioactifs (Mt)			Distribution spatiale des produits de fission (Mt)		
		Fission	Fusion	Total	Locale et Régionale	Troposphère	Fission
1945	3 [(a)]	0.057	/	0.057	0.011	0.046	/
1946	2	0.042	/	0.042	0.011	0.031	/
1947							
1948	3	0.100	/	0.100	0.053	0.051	/
1949	1	0.022	/	0.022	0.011	0.011	/
1950							
1951	18	0.510	0.080	0.590	0.180	0.320	0.014
1952	11	6.080	4.950	11.00	2.890	0.280	2.910
1953	18	0.350	0.360	0.710	0.099	0.240	0.013
1954	16	30.90	17.40	48.30	15.40	0.310	15.20
1955	20	1.180	0.880	2.060	0.100	0.220	0.860
1956	32	10.00	12.90	22.90	3.680	0.990	5.310
1957	46	5.250	4.370	9.640	0.140	1.610	3.500
1958	91	26.50	30.30	56.80	5.860	3.310	17.30
1959							
1960	3	0.072	/	0.072	0.036	0.035	< 0.001
1961	59	18.20	68.30	86.50	0.011	1.150	17.10
1962	118	71.80	98.50	170.4	0.052	5.770	66.00
1963							
1964	1	0.020	/	0.020	0.010	0.010	/
1965	1	0.040	/	0.040	/	0.037	0.003
1966	8	0.940	0.200	1.140	0.280	0.410	0.250
1967	5	1.880	1.300	3.180	0.011	0.046	1.820
1968	6	4.160	3.440	7.600	/	/	4.160
1969	1	1.900	1.100	3.000	/	/	1.900
1970	9	3.380	2.400	5.780	/	0.095	3.280
1971	6	0.840	0.620	1.460	0.010	0.057	0.770
1972	5	0.130	/	0.130	/	0.110	0.020
1973	6	1.420	1.100	2.520	/	0.021	1.400
1974	8	0.750	0.460	1.210	/	0.190	0.560
1975							
1976	3	2.320	1.800	4.120	0.010	0.090	2.220
1977	1	0.020	/	0.020	/	0.020	/
1978	2	0.040	/	0.040	0.020	0.020	/
1979							
1980	1	0.500	0.100	0.600	/	0.110	0.390
Total	**510 [(b)]**	**189**	**251**	**440**	**29**	**16**	**145**
Quantité totale estimée (Mt) de produits de fission dispersée à l'échelle planétaire (via troposphère et stratosphère)						**160.5**	
Quantité totale mesurée (Mt) de produits de fission dispersée à l'échelle planétaire, via les mesures atmosphériques et dépôts de ^{90}Sr						**155.0**	

Tableau 2.3 : Répartition annuelle des essais nucléaires atmosphériques et estimation de la production des produits de fission et fusion pour tous les pays ayant réalisé des essais nucléaires atmosphériques de 1945 à 1980. [(a)] Incluant les bombes d'Hiroshima et Nagasaki ; [(b)] Le total inclut 39 tests de sécurité (*safety tests*) additionnels (22 pour les Etats-Unis, 12 pour la Grande Bretagne, et 5 pour la France) (UNSCEAR, 1993). Mt signifie Mégatonnes (équivalent TNT).



Figures 2.6 et 2.7 : Histoire des essais nucléaires atmosphériques (HASL, 1977; Carter and Moghissi, 1977; UNSCEAR, 1993) et estimation de la puissance générée annuellement (exprimée en mégatonnes total) par les explosions réalisées entre 1945 à 1980 (UNSCEAR, 2000) (cf. sous-section suivante pour les acronymes).

Les années de tests atmosphériques les plus actives, et donc les plus productives en termes d'émission de produits de fission au niveau atmosphérique, sont 1954, 1958, 1961 et 1962 (figures 2.6 et 2.7). La presque totalité des essais nucléaires atmosphériques a eu lieu avant 1963 (en nombre et en puissance). Il est ainsi estimé qu'à l'échelle des deux hémisphères, une majeure partie des radionucléides produits lors des explosions s'est déposée avant 1970. Les flux actuels de retombées sont extrêmement faibles.

2.2.2.2 Historique des moratoires et traités

a) « Moratoire volontaire » et traité Antarctique de 1959

En 1959, sous l'impulsion initiale de l'Argentine, les soviétiques suggèrent, lors de la conférence sur la rédaction du traité Antarctique à Washington, que le continent Antarctique soit totalement exempt de réalisation d'essais nucléaires de toutes formes (atmosphériques, souterrains). En pleine période de guerre froide, avec la montée en puissance de construction de missiles nucléaires, les USA se réservent en effet le droit d'effectuer une partie de leurs tests sur ce continent vierge. Facilitée par la réalisation en 1957-58 de l'Année Géophysique Internationale et des coopérations scientifiques internationales qui en ont découlé, ainsi que par le développement d'un mouvement mondial anti-nucléaire à la suite de l'augmentation des niveaux atmosphériques en radiation, la proposition de ce « moratoire volontaire » est acceptée et validée par 12 pays, dont l'ex-URSS et les USA, lors de la signature du traité Antarctique (Moore, 2008). Même si la mise en oeuvre de cet accord n'a pas empêché les deux grandes puissances politiques de l'époque de poursuivre des tests nucléaires sur leurs propres sites, les historiens s'accordent à dire que ce « moratoire volontaire », et par là même le traité Antarctique, a permis une réduction des essais de 1959 à 1960, et surtout, est à l'origine des longues négociations ayant conduit aux accords et traités suivants.

b) Traité d'interdiction partielle des essais nucléaires

Le traité d'interdiction partielle des essais nucléaires (nommé *Limited Test Ban Treaty* – LTBT, *Partial Test Ban Treaty* – PTBT, ou encore *Nuclear Test Ban Treaty* – NTBT), signé le 5 août 1963 à Moscou par les Etats-Unis, l'Union soviétique (désormais Russie) et le Royaume-Uni est le premier des traités en rapport avec la limitation de la prolifération nucléaire à l'échelle planétaire. Entré en vigueur le 10 octobre 1963, il vise à interdire tout essai nucléaire dans l'atmosphère, dans l'espace extra atmosphérique et sous l'eau. Les raisons de cette initiative résultent d'un constat par les puissances nucléaires de l'époque de l'importance des retombées radioactives à la suite des essais aériens effectués les années précédentes, et notamment, une prise de conscience par les Etats-Unis des répercussions des retombées de particules radioactives sur les populations à la suite d'essais de bombes thermonucléaires réalisés dans les îles Marshall à la fin des années 1950. Il est notamment observé une forte augmentation des taux de radiation dans l'atmosphère, jusqu'à un facteur 10 par

rapport au bruit de fond naturel (UNSCEAR, 1982), et ce, notamment à la suite de la période apogée (1961-62) de réalisation de ces tests (cf. sous-section 2.2.2.1).

Ce traité a pour objectif de limiter la dispersion des matières irradiées à la suite d'une explosion nucléaire atmosphérique. C'est pour cette raison que les essais souterrains ne sont pas interdits dans ce traité, le confinement des éléments radioactifs étant considéré possible. La République Populaire de Chine et la France n'ont pas participé à ce traité et ont poursuivi le développement de leur arsenal nucléaire au moyen de tests atmosphériques.

c) Traité sur la limitation des essais souterrains d'armes nucléaires

Le traité sur la limitation des essais souterrains d'armes nucléaires (*Threshold Test Ban Treaty* ou TTBT) interdit les essais d'armes nucléaires dont la puissance est supérieure à 150 kt. Ce traité a été signé le 3 juillet 1974 par les Etats-Unis et l'Union soviétique.

d) Traité sur les explosions nucléaires à des fins pacifiques

Le traité sur les explosions nucléaires à des fins pacifiques (PNET pour *Peaceful Nuclear Explosions Treaty*) est dans la continuité du précédent traité et vise à interdire les explosions individuelles supérieures à 150 kt, et multiples de Mt. Le traité a été signé par les Etats-Unis et l'Union soviétique le 28 mai 1976, mais n'a jamais été ratifié. Cependant, les deux états se sont engagés à respecter ses termes.

e) Traité d'interdiction complète des essais nucléaires

Les états ayant ratifié le Traité d'interdiction complète des essais nucléaires (TICE), signé à New York le 24 septembre 1996, s'engagent « à ne pas effectuer d'explosion expérimentale d'arme nucléaire, ou d'autre explosion nucléaire, et à interdire et empêcher toute explosion de cette nature en tout lieu placé sous sa juridiction ou son contrôle ». Ils s'engagent en outre « à s'abstenir de provoquer ou d'encourager l'exécution – ou de participer de quelque manière que ce soit à l'exécution – de toute explosion expérimentale d'arme nucléaire ou de toute autre explosion nucléaire ». Ce traité prévoit des inspections ainsi que l'établissement de capteurs de différents types (sismique, hydroacoustique, etc.) pour vérifier que les Etats parties au traité soient en conformité avec ce dernier. En décembre 2005, 65% des capteurs étaient opérationnels. Cependant, pour des raisons d'économie, les évènements sismiques d'une magnitude inférieure à 3 sur l'échelle de Richter ne sont pas vérifiés. Or, les techniques de découplage d'essais souterrains permettent aujourd'hui d'atténuer l'onde de choc d'une explosion souterraine d'une puissance hectotonnique de telle manière que le séisme ne dépasse pas cette valeur de 3 sur Richter. Dans le cadre de la révision future des doctrines nucléaires des Etats-Unis, de la Russie et de la France depuis la fin de la Guerre Froide, c'est précisément ce type d'armes nucléaires de puissance hectotonnique qui est développé. Il est important de noter que certains pays

possèdent l'arme nucléaire et n'ont pas ratifié le TICE : la République Populaire de Chine, la Corée du Nord, les Etats-Unis, l'Inde, le Pakistan et Israël.

2.2.2.3 Genèse des produits radioactifs artificiels

Lors de l'explosion d'une bombe nucléaire, plusieurs processus et réactions en chaîne sont à l'origine de la génération de produits radioactifs « artificiels », dits produits de fission et/ou fusion.

a) Bombe à fission ou bombe A

Le premier processus est une réaction de fission primaire du combustible fissile, uranium 235 (^{235}U) ou plutonium 239 (^{239}Pu) enrichis présents dans l'engin explosif. Le combustible fissile dispersé à la périphérie d'une sphère est brusquement condensé en un bloc d'une taille supérieure à la masse critique, par le biais d'un combustible conventionnel, provoquant ainsi la première réaction de fission. Celle-ci correspond à l'interaction d'un des noyaux du combustible fissile avec un neutron produit par l'amorce du combustible conventionnel (figure 2.8). En accord avec la loi d'équivalence d'Einstein ($E = mc^2$), l'énergie libérée par la fission d'un seul noyau d'uranium 235 libère environ 200 MeV, et environ 210 MeV pour le plutonium 239 (1 MeV = 1.609 x 10^{-13} J). Etant donné que les neutrons émis par la première réaction de fission vont frapper chacun un autre noyau d'uranium qui a son tour va émettre deux neutrons, et ainsi de suite jusqu'à épuisement de tous les noyaux. Il va se produire une réaction en chaîne qui concerne des milliards de milliards de milliards de nucléides d'uranium (10^{27} nucléides pour 50 kg d'uranium, masse de combustible fissile généralement utilisé). Nous comprenons aisément que dans ces conditions, la quantité d'énergie libérée soit phénoménale. L'énergie produite par les bombes à fission est limitée à l'équivalent de quelques milliers de tonnes de TNT (kt).

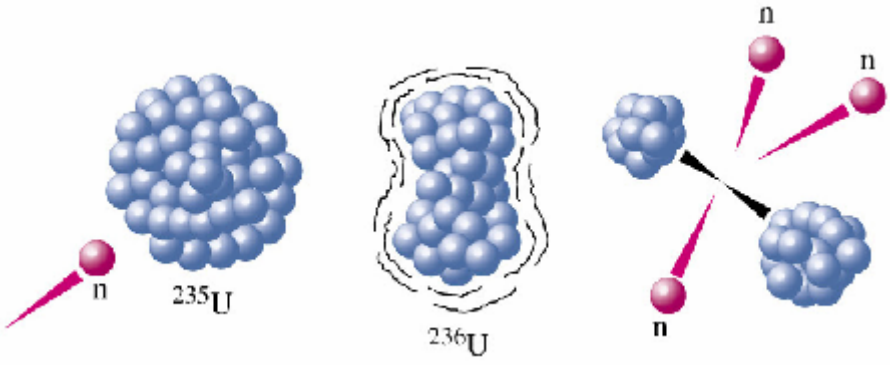


Figure 2.8 : Réaction de fission du combustible ^{235}U.

La fission de l'uranium 235 conduit à la formation de plus de 400 éléments radioactifs principalement émetteurs bêta qui représentent les isotopes de 36 éléments de numéro atomique variant de 30 à 65, et un nombre de masse allant de 72 à 161. Les produits de fission sont notamment le strontium (Sr) et le xénon (Xe) suivant la réaction suivante :

$$^{235}U + neutron \rightarrow {}^{94}Sr + {}^{140}Xe + 2\ neutrons + hv \qquad (2.15)$$

Outre la réaction 2.15 citée à titre d'exemple, des centaines d'autres combinaisons sont possibles. L'essentiel est de savoir que dans chacune de ces réactions, le nombre total de nucléons (protons + neutrons) est conservé. La période de demi-vie, ainsi que les taux de production (ou rendement de production de fission) de chacun de ces éléments est extrêmement variable (tableau 2.4).

Eléments radioactifs produits par les essais nucléaires	Demi-vie	Rendement de production (%)	Production estimée par les essais (EBq)
^{3}**H** (tritium)	12.32 années		240
^{14}**C** (carbone)	5730 années		0.22
^{54}**Mn** (manganèse)	312.5 jours		5.2
^{55}**Fe** (fer)	2.74 années		2
^{89}**Sr** (strontium)	50.55 jours	3.17	91.4
^{90}**Sr** (strontium)	28.78 années	3.50	0.604
^{91}**Y** (yttrium)	58.5 jours	3.76	116
^{95}**Zr** (zirconium)	64.0 jours	5.07	143
^{103}**Ru** (ruthénium)	39.3 jours	5.20	238
^{106}**Ru** (ruthénium)	371.6 jours	2.44	11.8
^{125}**Sb** (antimoine)	2.73 années	0.40	0.524
^{131}**I** (iode)	8.0 jours	2.90	651
^{137}**Cs** (césium)	30.07 années	5.57	0.912
^{140}**Ba** (baryum)	12.8 jours	5.18	732
^{141}**Ce** (cérium)	32.5 jours	4.58	254
^{144}**Ce** (cérium)	284.9 jours	4.69	29.6
^{239}**Pu** (plutonium)	2.41×10^{4} années		0.00652
^{240}**Pu** (plutonium)	6.56×10^{3} années		0.00435
^{241}**Pu** (plutonium)	14.4 années		0.142
^{241}**Am** (américium)	432.7 années		0.038 [(a)]

Tableau 2.4 : Synthèse des principaux éléments radioactifs artificiels produits lors des essais nucléaires atmosphériques (bombes A et H), ainsi que l'estimation des quantités produites et re-larguées dans l'atmosphère (EBq=10^{18} Bq). [(a)] Dans le présent tableau, l'activité de production du ^{241}Am est estimée pour la période 1963-2000 (UNSCEAR, 1993; MacKenzie, 2000). La production directe de ^{241}Am lors des essais nucléaires est relativement faible (Holm and Persson, 1977). L'américium 241 détecté dans les échantillons est principalement issu de la désintégration radioactive du ^{241}Pu, produit lors des essais (cf. (Pourchet and others, 2003)).

b) Bombe à fission-fusion où bombe H

La bombe H (hydrogène) ou thermonucléaire explose en trois étapes. La première étape correspond à une réaction de fission primaire, en tout point similaire à celle précédemment décrite. Elle est utilisée pour amorcer la seconde étape, qui correspond à une réaction de fusion qui ne peut se produire qu'à de très hautes pressions et à des températures proches de la centaine de millions de degrés dans le noyau afin de vaincre la répulsion atomique. La seconde étape est donc la fusion thermonucléaire d'atomes légers comme les isotopes de l'hydrogène, présents au centre de l'engin nucléaire sous forme d'un second matériau combustible, mélange solide de deutéride de lithium (DLi)

et de tritium (^{3}H) confiné dans un volume très restreint. La fusion thermonucléaire d'un seul atome d'hydrogène produit 24.7 MeV d'énergie. La réaction de fusion la plus commune est celle impliquant du deutérium (D ou ^{2}H), isotope stable naturel ayant un neutron supplémentaire et du tritium (^{3}H), réaction dans laquelle le neutron produit présente une énergie de 14 MeV. Cette étape, identique à celle qui se produit dans les étoiles, engendre la production d'une grande quantité de tritium en libérant une gigantesque quantité d'énergie. La troisième étape se produit au cours de la réaction durant laquelle les neutrons très rapides, produits par la seconde étape, sont libérés avec une telle énergie qu'ils sont capables de fissionner les atomes d'uranium 235 restant après la première étape, et donc, de réduire très rapidement leur concentration jusqu'à épuisement. Cette troisième étape fait plus que doubler la puissance de l'explosion et produit l'essentiel des retombées radioactives de la bombe H (tableau 2.4). L'énergie des bombes H est exprimée en mégatonnes (Mt).

En résumé, les éléments radioactifs artificiels ainsi créés lors des essais atmosphériques de bombes A ou H sont le résultat des réactions de fission, de fusion, ainsi que des interactions entre les neutrons et les atomes des différents alliages constitutifs de la bombe (MacKenzie, 2000). Le tableau 2.4 donne un aperçu des principaux éléments radioactifs artificiels produits par ces processus lors des essais, leur période de demi-vie, ainsi que l'estimation des quantités libérées dans l'atmosphère. Dans le cadre de ce travail, même si les produits de fusion (^{3}H) pourront être évoqués, nous considérerons principalement la classe des produits nés de la fission des combustibles ^{235}U et ^{239}Pu, en raison de la capacité d'analyse de certains de ses produits au sein du Laboratoire de Glaciologie.

c) Particules radioactives artificielles

Les débris radioactifs produits (tableau 2.4) lors des essais nucléaires sont fixés sur les poussières existantes à toutes les altitudes dans l'atmosphère pour créer ce que l'on appelle les particules (ou poussières) radioactives artificielles. La taille de ces particules varie fortement d'un produit de fission à un autre, et chaque produit de fission possède un spectre relativement large de tailles de particules sur lesquelles il se fixe (Baklanov and Sorensen, 2001). Les processus de formation, et en conséquence, la structure, les teneurs et autres caractéristiques particulaires varient naturellement d'un essai nucléaire à un autre, tenant compte des conditions environnementales (physiques et chimiques) dans lesquelles sont générées les particules, mais également en raison des différences de structure du matériel utilisé lors des essais (Crandall and others, 1973). Toutefois, les données collectées par les différents pays responsables de tests sur les principaux sites d'essais sont concordants sur la description des particules radioactives (Libby, 1956; Adams and others, 1958; Salbu and Lind, 2005; Picciotto and others, 1971):

(i) De tailles variant d'une dizaine à une centaine de microns (voir quelques millimètres) pour les dépôts locaux, directement sur le site de l'explosion (principalement composées de plutonium et d'uranium) et ce, avec une sédimentation rapide de l'ordre de la journée ;

(ii) De tailles variant de 1 à 10 μm pour les retombées atmosphériques régionales (jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres autour de la zone de test nucléaire, via la troposphère, dans la bande de latitude de l'essai) avec un temps de résidence atmosphérique de l'ordre de 1-2 mois (Machta and List, 1959). Des aérosols de cette gamme de tailles ont également franchi la tropopause et ont été observés dans la basse stratosphère à la suite des essais, mais seulement sur une durée de temps limitée, de quelques semaines, avant de subir un processus rapide de sédimentation (Sisefsky, 1960) ;

(iii) De tailles sub-microniques (20 à 150-200 nm) pour les retombées atmosphériques à l'échelle hémisphérique, voire mondiale (distribution dans les différentes bandes latitudinales via la stratosphère) (Junge, 1963; Feely and others, 1966; Rehfeld and Heimann, 1995) avec des temps de résidence plus importants.

2.2.2.4 Dispersion atmosphérique et retombées

Les essais nucléaires atmosphériques de faible puissance (< 100 kt) ont principalement émis des débris radioactifs dans la troposphère (pénétration inférieure à 10 kilomètres en altitude), tandis que les appareils explosifs de plus grande puissance (> 200-500 kt) ont injecté des poussières radioactives jusque dans la stratosphère, à plusieurs dizaines de kilomètres d'altitude (Kellogg, 1956; Miralles, 2004). Les retombées atmosphériques engendrées, dans le cas des produits de fission, ont ainsi été locales et régionales pour les essais de « faibles » déflagrations, et hémisphériques, voire mondiales pour les fortes déflagrations. Il faut évidemment garder à l'esprit que les essais de très forte intensité ont également engendré de nombreuses retombées au niveau local et régional. L'intensité de ces fractions (locales, régionales ou mondiales) de dépôts de débris radioactifs varie également d'un test à un autre en fonction des conditions météorologiques prévalant le jour du test, de la hauteur de l'explosion, du type de surface et du matériel de support des bombes (sols, tour, eau, etc.), et enfin du type d'éléments radioactifs considérés, produits lors de l'explosion. Par exemple, pour des produits de fission comme le ^{90}Sr et le ^{137}Cs, il est estimé que plus de 50% de la quantité produite lors d'un essai est déposée localement et régionalement ; le reste des débris étant distribué dans l'atmosphère et déposé plus tardivement lors du lessivage (pluie, neige) de cette dernière. Considérant l'ensemble des débris radioactifs produits par les 510 essais nucléaires atmosphériques de 1945 à 1980, il est estimé que 12% des retombées radioactives ont été locales, 10% issues d'une distribution régionale via la circulation troposphérique et plus de 78% via la stratosphère, à l'échelle planétaire (Eisenbud, 1987; UNSCEAR, 1993). L'influence sur l'environnement est variable selon la puissance de l'engin explosif considéré et les conditions météorologiques et environnementales prédominantes lors de la réalisation des tests. Il est important de garder à l'esprit que les retombées de particules radioactives artificielles initialement injectées dans le réservoir stratosphérique via les essais nucléaires atmosphériques constituent l'essentiel de la contamination radioactive mondiale, et nous concerne en premier lieu dans le cadre des présents travaux.

Les particules radioactives artificielles projetées dans la stratosphère (devenu alors un véritable réservoir radioactif) lors des essais ont circulé plusieurs mois, voire plusieurs années avant de repasser dans la troposphère et se déposer au sol. Le temps de résidence moyen des particules dans la basse stratosphère varie de 3 à 12 mois dans les régions polaires, et de 8 à 36 mois dans les régions équatoriales (Moore and others, 1972; Junge, 1963; UNSCEAR, 1993; Kuroda, 1982) (figures 2.9 et 2.10). Les deux figures sont extraites d'un modèle atmosphérique initialement développé par (Bennett, 1978), et adapté par la communauté scientifique de l'UNSCEAR (UNSCEAR, 1982) pour décrire spécifiquement la dispersion et la redistribution des débris radioactifs produits lors des essais nucléaires atmosphériques. Le séjour dans la basse stratosphère est donc d'autant plus court que l'on se rapproche des zones polaires. Plusieurs théories sont émises sur la dynamique des échanges atmosphériques des débris radioactifs artificiels de la stratosphère à la troposphère (Todorovic, 1997). Une première théorie considère que les échanges stratosphère troposphère se font par le biais d'une « cassure » de la tropopause à certaines périodes de l'année, permettant l'injection directe de masses d'air d'origine stratosphérique en basse altitude. La seconde stipule des variations saisonnières dans les échanges entre la stratosphère et la troposphère en lien avec les variations saisonnières de l'altitude de la tropopause. L'altitude de la tropopause est alors considérée comme un paramètre atmosphérique pouvant influencer les variations de concentrations des radionucléides artificiels de longue période de demi-vie dans la basse atmosphère.

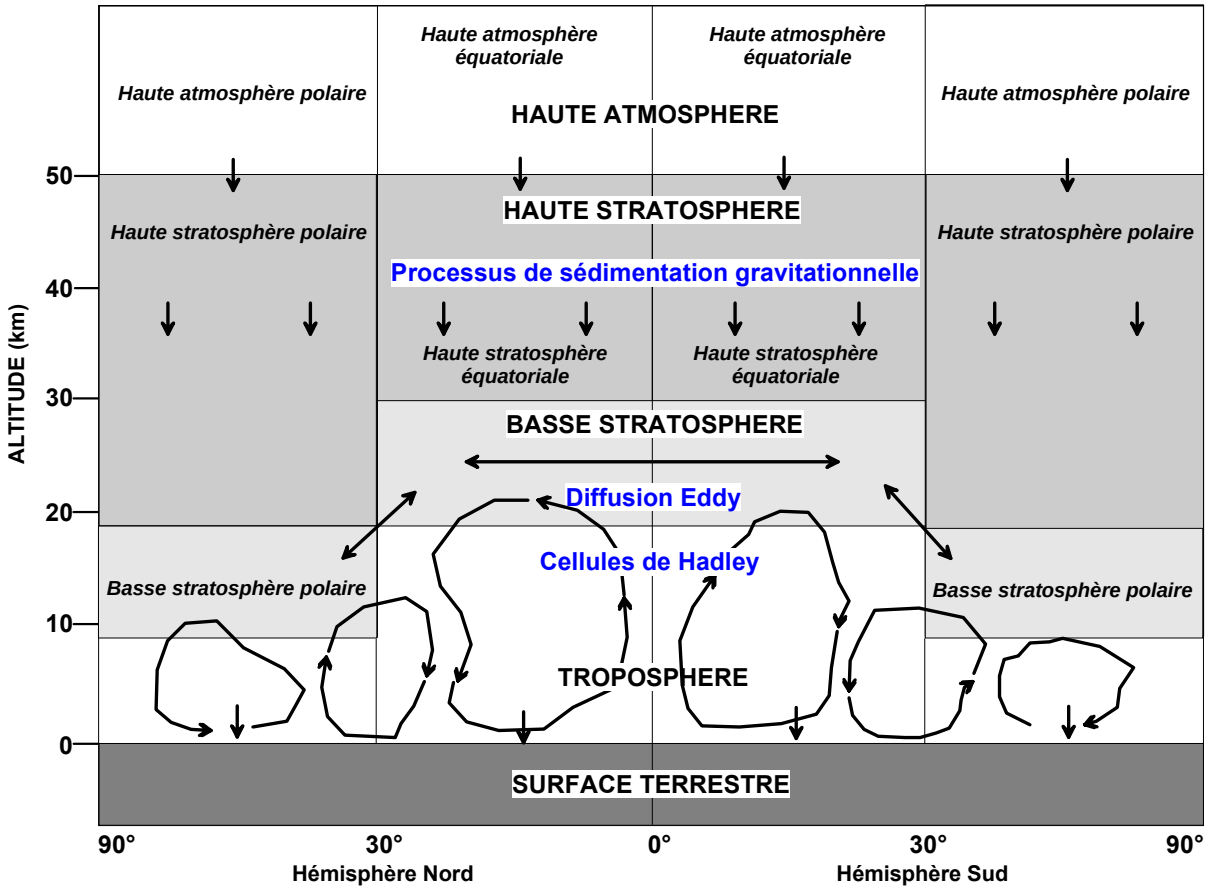


Figure 2.9 : Régions atmosphériques et processus de transport atmosphériques prédominant (UNSCEAR, 1993).

Quel que soit le mode d'échange privilégié entre ces deux compartiments, les particules radioactives redescendent par gravitation et par diffusion turbulente dans les basses altitudes de la troposphère, et sont alors pris en charge par la circulation atmosphérique générale (UNSCEAR, 1993). Le temps de séjour moyen de ces particules dans la troposphère est en moyenne de l'ordre de la semaine en raison des processus de lessivage et les précipitations (Papastefanou and Bondietti, 1991; Papastefanou and Ioannidou, 1995); certaines études montrant des temps de résidence allant jusqu'au 1-2 mois (Machta and List, 1959; Picciotto and others, 1971) (figures 2.9 et 2.10). Dans les paragraphes suivants, nous ne traiterons que des retombées des particules radioactives d'origine artificielle ayant transité par le réservoir stratosphérique en raison de leur implication dans la contamination radioactive à l'échelle planétaire, et notamment le continent Antarctique, par rapport aux dépôts locaux et régionaux.

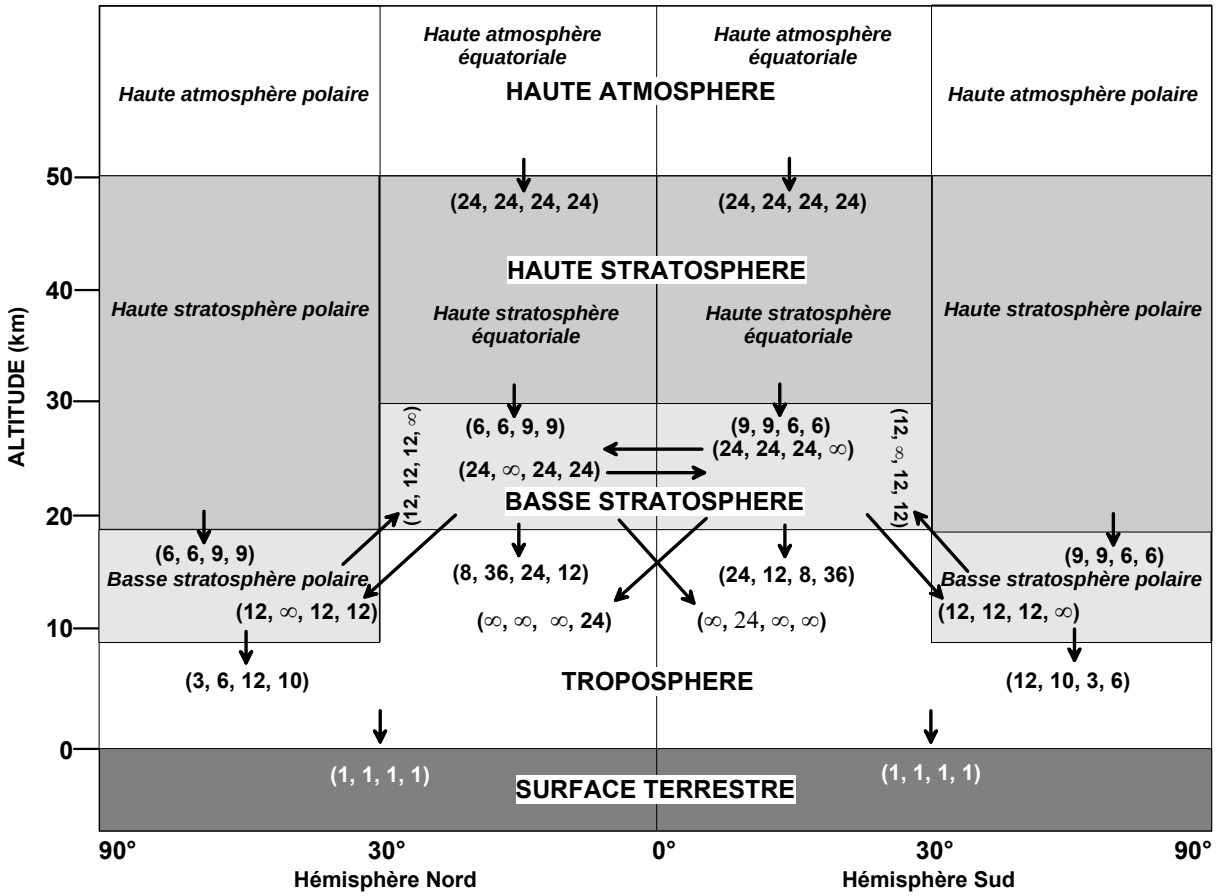


Figure 2.10 : Diagramme schématique des processus de transferts entre les régions atmosphériques et la surface terrestre selon le modèle empirique atmosphérique développé par (UNSCEAR, 1993) dans le cadre de l'étude de distribution des produits de fission issus des essais nucléaires aériens. Entre parenthèses, sont indiqués les temps de transfert (exprimés en mois) pour chaque saison, avec dans l'ordre d'apparition: Mars-Avril-Mai, Juin-Juillet-Août, Septembre-Octobre-Novembre, Décembre-Janvier-Février. Le signe ∞ indique qu'il n'y a pas de transfert à la saison considérée entre les deux compartiments atmosphériques concernés.

2.2.2.5 Quelle(s) information(s) donnent-ils sur le continent Antarctique ?

La production et les émissions atmosphériques des produits radioactifs artificiels ont été ponctuelles et sont désormais bien documentées pour la période 1958-1980 avec les rapports UNSCEAR (données historiques) édités au cours de la même période (éditions 1958, 1962, 1964, 1966, 1969, 1972, 1977 et 1982) et les compilations de nombreux travaux scientifiques (observations et modèles). La connaissance précise des dates d'arrivée dans la basse atmosphère et de dépôt de ces produits à la surface des nappes glaciaires ou des glaciers dans les régions polaires et notamment en Antarctique permet d'utiliser ces dépôts comme marqueurs stratigraphiques, impliquant de nombreuses applications dans le domaine glaciologique (datation absolue des couches de neige, estimation de taux d'accumulation et inventaire des dépôts) (Picciotto and Wilgain, 1963; Wilgain and others, 1965; Feely and others, 1966; Lambert and others, 1977; Pourchet and others, 1983; Pourchet and others, 1997; Pourchet and others, 2003).

a) Radio-isotopes d'intérêt pour l'étude de l'accumulation de neige

Les éléments radioactifs artificiels produits lors des essais atmosphériques et dont la période de demi-vie est inférieure à l'année (tableau 2.4) sont de faible importance vis-à-vis de la dispersion de la pollution radioactive et des retombées atmosphériques au niveau mondial, étant donné les temps de résidence observés dans le réservoir stratosphérique. Si les premières semaines qui suivent un test nucléaire atmosphérique, les processus de désintégrations radioactives ont principalement été dominés par des éléments de courte période radioactive, tels ^{143}Pr, ^{140}Ba, ^{147}Nd ou ^{131}Ir, ces derniers ont rapidement disparu par désintégration et les isotopes radioactifs d'intérêt subsistant actuellement sont principalement le ^{3}H (produit de fusion), le ^{14}C, ^{90}Sr, ^{137}Cs, les isotopes du plutonium, ainsi que l'américium 241 (^{241}Am) en tant que produits de fission (en jaune, tableau 2.4) (Hallden and others, 1961; Picciotto and others, 1971). Dans le cadre du présent document, nous ne discuterons que des isotopes ^{90}Sr, ^{137}Cs et dans une moindre mesure, de l'^{241}Am ; principaux radionucléides artificiels utilisés dans les études de terrain en Antarctique pour la datation absolue des couches de neige et l'estimation de taux d'accumulation (BMS) à partir de la seconde moitié du XX^{ème} siècle, et pour lesquels le Laboratoire de Glaciologie dispose des capacités d'analyse (cf. sous-section 2.3).

Strontium 90 – Le strontium 90 (^{90}Sr – $T_{1/2}$ = 28.78 ans) est un radionucléide artificiel émetteur bêta moins pur (β^- - Energie max 546 keV), résultant de la fission des noyaux d'uranium 235 et plutonium 239, et dont la désintégration conduit à la production d'yttrium 90 (^{90}Y), également émetteur bêta moins pur de courte période radioactive (^{90}Y – $T_{1/2}$ = 64 heures). Etant donné les grandes différences de périodes radioactives entre les deux éléments, ils atteignent un équilibre séculaire en moins de trois semaines ; leurs activités respectives sont donc égales. La filiation et l'équilibre séculaire entre ces deux radionucléides sont l'une des raisons de leur forte radiotoxicité au niveau cellulaire puisqu'il faut tenir compte de l'énergie libérée par le strontium et l'yttrium. C'est justement la forte radiotoxicité de ce couple de radionucléides (capacité de remplacement du calcium) qui explique l'importante documentation et l'imposant suivi environnemental dont le ^{90}Sr a fait l'objet (surveillance des concentrations de l'air de surface entre 1957 et 1985 et des flux de dépôts sur une période quasi-similaire), à la suite des émissions par les essais nucléaires (Lockhart and others, 1962; HASL, 1977; Feely and others, 1985; Playford and others, 1993). Après 1983, les niveaux de concentration atmosphérique de ^{90}Sr étaient en dessous des limites de détection des appareillages ; observations reflétant une vidange quasi-complète du réservoir stratosphérique en l'absence de nouveaux essais atmosphériques, et à la suite de la fin du programme nucléaire chinois (UNSCEAR, 1993). Les dépôts annuels hémisphériques de ^{90}Sr de 1958 à 1985, ainsi que les dépôts intégrés sur la même période par bande latitudinale sont respectivement représentés dans les figures 2.11 et 2.12.

Césium 137 - Issu également de la fission des noyaux d'uranium 235 et plutonium 239, le césium 137 (^{137}Cs – $T_{1/2}$ = 30.07 ans) est un radionucléide artificiel émetteur bêta moins (β^- - Energie max 514 keV) dont la désintégration, dans 94.6% des cas, conduit à la production de baryum 137 (^{137}Ba) par l'émission d'un photon gamma (γ - Energie 661.66 keV – Intensité d'émission 84.99%). Dans 5.4% des cas, le ^{137}Cs peut se désintégrer directement en ^{137}Ba stable sans émission de photon gamma, mais par émission d'une particule bêta moins très énergétique (β^- - Energie max 1176 keV). La distribution et dispersion du ^{137}Cs et ^{90}Sr dans l'atmosphère, les processus de dépôts ainsi que les périodes de demi-vie de ces deux radionucléides sont sensiblement similaires. Ces similitudes impliquent que les dépôts annuels hémisphériques autant que les dépôts intégrés par bande latitudinale, sur la période 1958-1984, du ^{137}Cs sont estimés à partir des observations réalisées sur le ^{90}Sr, et tenant compte du rapport moyen de rendement de production de ces deux radionucléides (tableau 2.4): $^{137}Cs/^{90}Sr = 1.5$.

Américium 241 - L'américium 241 (^{241}Am – $T_{1/2}$ = 432.2 ans) est un transuranien d'origine anthropique, émetteur alpha (α - Energie 5.44 MeV à 12.8% et 5.49 MeV à 85.2%) se désintégrant en neptunium 237 (^{237}Np), via l'émission d'un photon gamma de faible énergie (γ - Energie 59.6 keV – Intensité d'émission 36%). La production directe de ce transuranien lors des essais nucléaires atmosphériques est extrêmement faible. Il est formé par la désintégration radioactive du plutonium 241 (^{241}Pu - $T_{1/2}$ = 14.35 ans), un isotope émetteur alpha pur produit en quantité lors des essais nucléaires. Considérant une production initiale nulle de ^{241}Am dans les années 1950 et 1960 (périodes intenses de tests nucléaires atmosphériques) (tableau 2.4), l'activité maximale de ce radionucléide est atteint 32 ans après la production de ^{241}Pu (cf. (Pourchet and others, 2003) pour les formules). L'américium 241 est donc un excellent traceur pour l'estimation de l'activité initiale de son élément père, le ^{241}Pu.

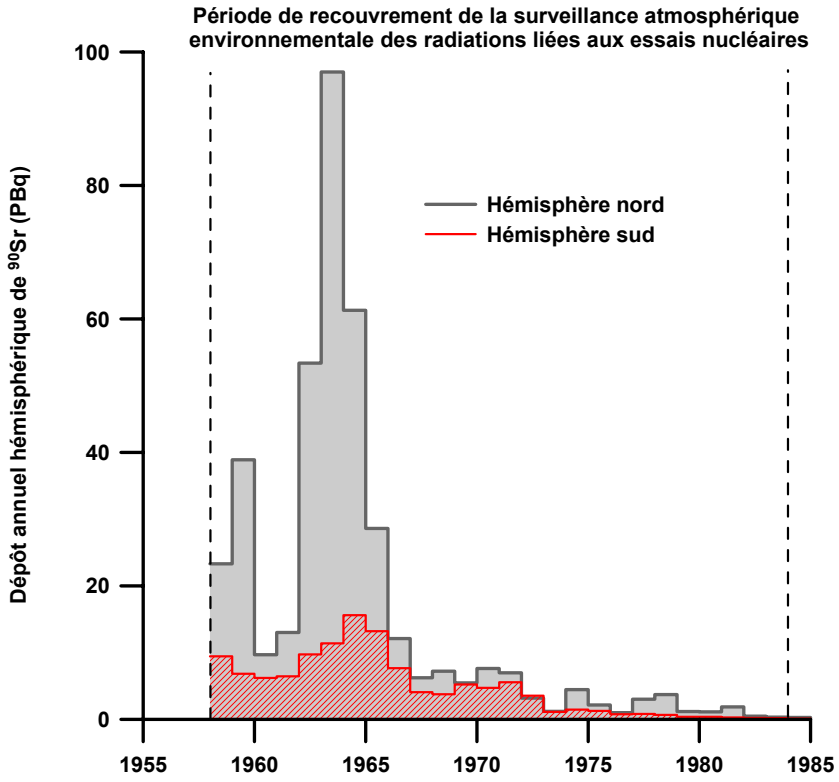


Figure 2.11 : Dépôts annuels hémisphériques de ^{90}Sr de 1958 à 1984 (PBq=10^{15} Bq) (UNSCEAR, 1993).

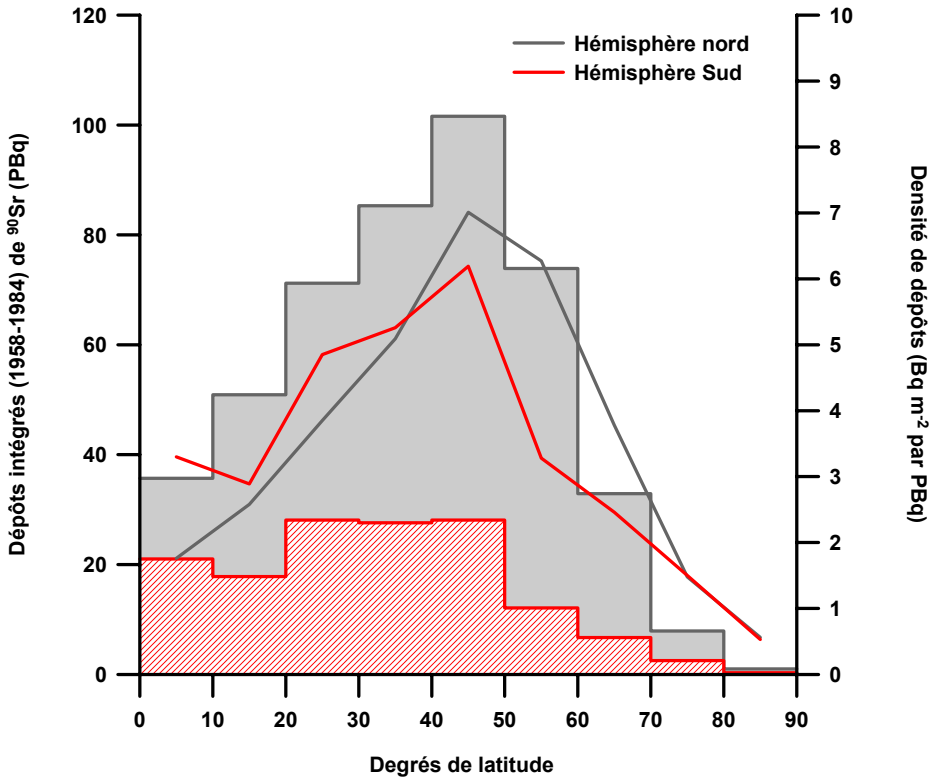


Figure 2.12 : Dépôts intégrés de ^{90}Sr tous les 10° de latitude pour les deux hémisphères (période 1958-1984) et estimation de la densité de dépôts de ce dernier par unité de dépôt intégré (PBq=10^{15} Bq) (UNSCEAR, 1993).

b) Historique des retombées / dépôts en Antarctique : exemple de Pôle Sud

La mise en place de réseaux d'observation et de mesure de la radioactivité atmosphérique dans cinq stations en Antarctique a permis, à partir de 1956, de suivre l'évolution des teneurs en radionucléides d'origine anthropique liés aux essais nucléaires, et ainsi de connaître avec précision les dates d'arrivée et de dépôts de ces éléments sur le continent. Les mesures ont débuté à la station *Little America* en 1956 jusqu'en 1958, avant d'être délocalisées au Pôle Sud (*Amundsen Scott Station*) au début de l'année 1959. Les bases Roi Baudoin, DDU, *Mc Murdo* et *New Byrd station* ont permis la réalisation de prélèvements atmosphériques respectivement à partir de 1958, 1960, 1961 et 1962. Complétées par de nombreuses mesures dans les couches de neige, la chronologie simplifiée des dépôts des radionucléides artificiels sur le continent Antarctique peut être établie comme suit (cf. travaux de (Picciotto and others, 1971; Koide and others, 1979; Jouzel and others, 1979; Pourchet and others, 2003; Pourchet and others, 1983; Pourchet and others, 1997) (illustration dans un site localisé à l'intérieur du continent Antarctique – Pôle Sud - figure 2.13[8]).

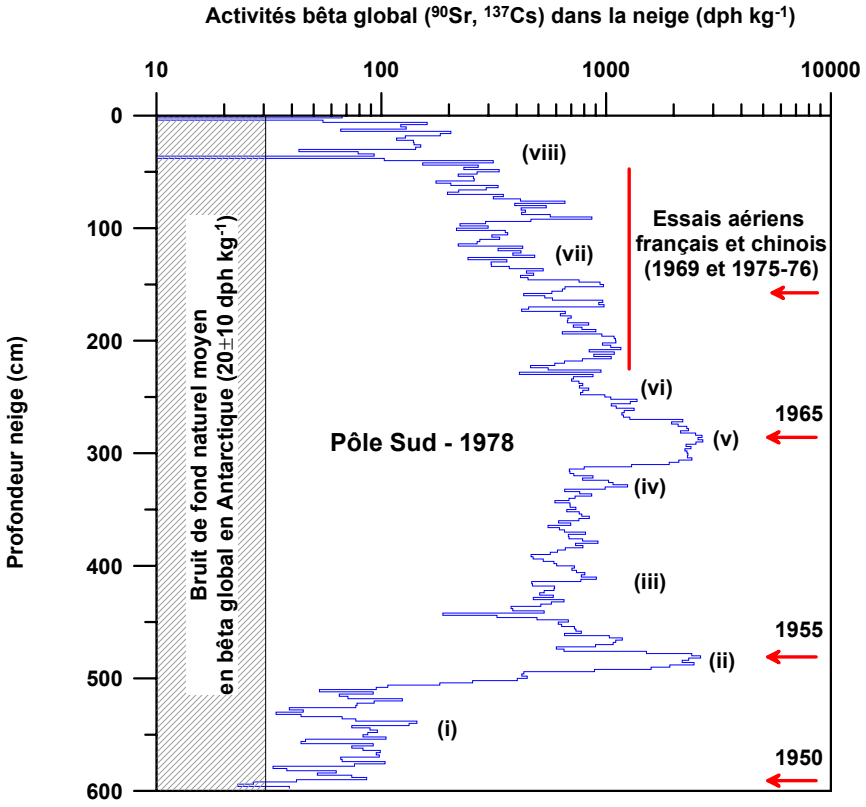


Figure 2.13 : Profil de l'activité en bêta Global (^{90}Sr + ^{137}Cs) à Pôle Sud (2835 m) (Pourchet and others, 1983). Les étapes de la chronologie simplifiée (cf. texte pour explications) sont reportées sur la figure, et numérotées de (i) à (viii). Le profil n'est pas corrigé de la décroissance radioactive des radionucléides ^{90}Sr et ^{137}Cs depuis leur dépôt.

[8] Les activités en produits de fission (^{90}Sr + ^{137}Cs) mesurées, par comptage bêta global (cf. sous-section 2.3.4), sont généralement comprises entre quelques dizaines à quelques milliers de désintégrations par heure par kilos (dph kg^{-1}). Les activités mesurées en spectrométrie gamma (cf. sous-section 2.3.3), sont généralement inférieures à la centaine de mBq kg^{-1}, pour le ^{137}Cs, et à quelques dizaines de mBq kg^{-1} pour l'^{241}Am.

(i – **fin 1952 à 1954**) Apparition/détection notable des débris radioactifs artificiels[9] (^{90}Sr, ^{137}Cs, et ^{241}Pu) avec une augmentation soudaine du bruit de fond naturel (x3 à x5) de radiations dans l'atmosphère (mesures par comptage bêta global et spectrométrie gamma – cf. sous-section 2.3). La date d'apparition de ces radionucléides sur le continent Antarctique est généralement estimée en 1953 (1952 pour certains sites) avec le dépôt de produits de fission issus du premier test thermonucléaire (puissance supérieure à 1 Mt) réalisé sur le site américain de Enewetak, Pacifique (*Mike Ivy test series*). Ce test est le premier dont la puissance a entraîné l'injection de produits de fission dans la stratosphère. Nous rappelons que les mesures atmosphériques directes sur le continent Antarctique n'ont débuté qu'en 1956 et que les dates de dépôts préalables à cette date sont donc estimées à partir des travaux sur échantillons de neige (puits et carottes) ;

(ii - **1955**) Observation du premier pic de concentrations maximales de produits de fission (alias ^{137}Cs et ^{90}Sr) et du ^{241}Pu centré sur la date de 1955 (incertitude inférieure à 1 année) principalement attribuable aux retombées des débris issus des essais nucléaires atmosphériques de forte puissance (supérieure à 15 Mt) de *Castle Hill series* (site américain de Bikini, Pacifique), réalisés en 1954. Il faut noter que l'intensité du pic daté à 1955 dans le manteau neigeux Antarctique est due à une combinaison de plusieurs facteurs :

- La puissance colossale générée par les bombes testées sur le site de Bikini (figure 2.14) couplée à un taux de rendement très élevé de production d'éléments de fission par rapport aux produits de fusion ;
- La localisation du site d'expérimentation, proche de l'équateur, permettant une injection d'une quantité importante des débris générés par les tests ;
- Enfin, la période de l'année au cours de laquelle les tests ont été effectués (de fin février à mai 1954), permettant à une fraction significative des produits de fission formés le temps d'être transférée dans la basse couche stratosphérique polaire de l'hémisphère sud avant la saison estivale suivante (décembre 1954 à février 1955), et permettre ainsi un transfert rapide et conséquent de ces produits dans la troposphère polaire et à la surface de la calotte ;

Figure 2.14 : « Champignon » atomique engendré par le test nucléaire américain (bombe H) d'une puissance de 15 Mt, daté du 28 février 1954, sur le site de Bikini (Pacifique).

[9] Comme précédemment expliqué, nous nous limitons dans le présent document à l'historique des retombées pour les isotopes ^{90}Sr, ^{137}Cs et du ^{241}Pu (par le biais de l'^{241}Am). Pour connaître l'historique des retombées pour les autres isotopes du plutonium ($^{238, 239, 240}$Pu) ou le tritium (^{3}H), se reporter aux références suivantes (Koide et al., 1979 ; Jouzel et al., 1979).

(iii – **1956 à 1961**[10]) Diminution parfois faible, mais observable, des concentrations des trois radionucléides de 1956 à 1960-1961. Cette diminution n'est pas en adéquation avec les augmentations du nombre des essais et de la puissance totale générés au niveau mondial au cours de la période 1956-1958, comme décrit dans les figures 2.6 et 2.7. Il faut en fait garder à l'esprit que la puissance générée par les essais américains, russes et britanniques entre 1956 et 1958, était « relativement » faible d'un point de vue individuel (et par rapport aux essais de *Castle Hill series*) et que la plupart de ces essais était localisée dans l'hémisphère nord. Ces deux composantes ont ainsi limité la dispersion des particules radioactives, ou du moins restreint l'arrivée de ces particules en quantité importante au niveau du continent Antarctique par rapport aux essais de *Castle Hill,* et ce, même en tenant compte du décalage temporel entre l'explosion des bombes et la retombée des particules radioactives au niveau du continent Antarctique (délai moyen de 1.5 à 2 ans). Il s'agit donc d'une baisse « relative » des concentrations dans la neige par rapport aux puissantes détonations des tests de *Castle Hill series*. De plus, l'année 1959 est marquée par la signature du « moratoire volontaire » entraînant l'arrêt temporaire des essais par les américains et les russes en 1959 et 1960. Ces arrêts induisent, au niveau du manteau neigeux, un minimum de concentration des radionucléides artificiels en 1961 appelé « minimum du moratoire », qui n'est d'ailleurs pas toujours identifié ;

(iv –**1962 à 1964**) Observation d'une nouvelle augmentation, progressive et régulière, de la concentration des débris radioactifs dans le manteau neigeux, avec la reprise des essais nucléaires en 1961 ;

(v - **1965**) Observation du second pic de concentrations maximales du ^{90}Sr, ^{137}Cs, et ^{241}Pu centré sur la date de 1965 (incertitude de l'ordre de quelques mois), attribuable à l'apogée de la période de tests aériens (en terme de puissance et de nombre) entre 1961 et 1962, essentiellement réalisés dans l'hémisphère nord. Les concentrations en ^{137}Cs et ^{90}Sr sont beaucoup plus intenses que celles observées dans le pic de 1955. A contrario, les concentrations en ^{241}Pu sont généralement plus faibles (mais pas systématiquement), en raison de la plus forte production de ce radionucléide au début des années 1950, que lors des séries de tests réalisés en 1961-62 ;

(vi – **1966 à 1968**) Nouvelle diminution des concentrations de 1966 à 1968 (effet du second moratoire – LTBT - signé en 1963) ;

(vii – **1969 à 1980**) Observation de multiples pics de concentrations du ^{137}Cs et du ^{90}Sr (de niveaux généralement plus faibles que ceux observés en 1955 et 1965), correspondant à la période de

[10] Pour la période 1956-1964, deux points importants sont à noter :
- De multiples petits pics de concentrations (valeurs largement inférieures aux pics de 1955 et 1965) peuvent être observés dans le manteau neigeux. Il est complexe de donner une datation précise à chacun des petits pics de concentrations observés au cours de cette période. Les concentrations et rapports des isotopes du plutonium ($^{238}Pu/^{239+240}Pu$) sont nécessaires pour attribuer les pics à des essais spécifiques, et pouvoir ainsi les dater.
- Les valeurs de concentrations des débris radioactifs dans la neige au cours de cette période restent tout de même supérieures de 10 fois le bruit de fond naturel pré-1952, et ce, malgré le « moratoire volontaire » de 1959.

réalisation des essais atmosphériques de forte intensité par les français et les chinois, respectivement jusqu'en 1974 et 1980. Les retombées de ^{241}Pu attribuables à ces essais sont difficiles à évaluer, de la même façon qu'il est complexe de donner une datation précise à chacun des petits pics de concentrations observés au cours de cette période. Par analogie avec la période 1956-1964, les concentrations et rapports des isotopes du plutonium (^{238}Pu/$^{239+240}$Pu) s'avèrent nécessaires pour attribuer les pics à des essais spécifiques, et pouvoir ainsi les dater précisément. De plus, il faut comprendre que, d'un site à un autre sur le continent Antarctique, (a) les pics de concentrations liés aux essais français et chinois ne sont pas observables partout, et que (b) l'intensité de ces pics, si observés, est également très variable ;

(viii – **1980 et après**) Diminution progressive et régulière des concentrations des différents débris radioactifs avec un retour à des concentrations proches des teneurs naturelles observées avant 1952. Cette diminution reflète la « vidange » du réservoir stratosphérique en contenu radioactif artificiel.

Dans le cadre de l'étude chronologique des dépôts de radioéléments artificiels sur le continent Antarctique, il faut également noter les travaux de (Dibb and others, 1990) sur l'étude de la radioactivité bêta dans un puits de neige collecté à 38 km au nord-est de Pôle Sud, en 1988. Outre les pics associés aux retombées des essais nucléaires atmosphériques, les auteurs ont montré la présence d'un pic de radioactivité bêta global visiblement daté de l'année de collecte, soit 1988. Ils suggèrent, avec précaution, l'hypothèse de la détection possible de débris radioactifs issus de l'accident de la centrale nucléaire de Tchernobyl (Ukraine) en avril 1986 en raison de la correspondance de la datation du pic avec l'accident (décalage de 20 mois du au transport et temps de résidence stratosphérique) et de la présence de ^{137}Cs. Ils émettent toutefois eux-mêmes certains doutes sur l'origine de ce pic, et ce, notamment en raison de la non détection du radioélément ^{134}Cs ($T_{1/2}$ = 2.1 ans), émis en quantité importante dans l'atmosphère lors de cet accident. Nous émettons également de profondes réserves quant à la détection de ^{137}Cs issu de l'accident de Tchernobyl sur le continent Antarctique étant donné que ce pic de radioactivité n'a pas été détecté dans les stations du plateau Antarctique de Vostok (Delmas and others, 2004) et Dôme C (cf. figures 2.4 et 2.5 dans le manuscrit – Pourchet and others, 2003), mais également à Pôle Sud même (Mosley-Thompson and others, 1999) dans des forages réalisés après 1986. De plus, les stations de surveillance de la radioactivité atmosphérique localisées dans l'hémisphère sud n'ont pas observé d'augmentation des radiations à l'époque de l'accident (UNSCEAR, 2000). Enfin, des études réalisées sur des carottes de sols ou de sédiments confirment également l'absence de pics de radioactivité liés à cet évènement dans l'hémisphère sud (Jia and others, 2000; Ribeiro and Arribere, 2002; Arnaud and others, 2006). Ces précédents travaux semblent montrer que le pic de radioactivité daté à 1988 par (Dibb and others, 1990) est difficilement associable à l'accident de Tchernobyl, bien qu'il faille reconnaître que nous ne pouvons formellement définir la véritable origine de ce pic. Dans tous les cas, nous ne considérons, en terme de marqueurs

chronologiques radioactifs artificiels pour l'estimation du BMS en Antarctique, que les retombées de produits de fission liées aux débris radioactifs formés lors des essais nucléaires atmosphériques.

c) Limites d'utilisation

A contrario de l'emploi du radionucléide naturel qu'est le ^{210}Pb, les deux principaux horizons repères (1955±1 et 1965±1) formés lors des périodes de retombées maximales des produits de fission constituent des marqueurs stratigraphiques fiables pour la datation, et par-là même, l'estimation du BMS moyen sur les différents sites d'étude du continent Antarctique exempts de fonte. Même s'il ne constitue pas un pic, l'horizon repère correspondant à l'apparition (détection notable) des débris radioactifs artificiels est également relativement bien daté (1953±1), et il peut être potentiellement utilisé comme marqueur supplémentaire. L'emploi des radionucléides artificiels comme outils de datation présente toutefois plusieurs inconvénients :

(i) Le premier est évidemment la nécessité absolue d'avoir une longueur de carotte suffisante pour remonter jusqu'à la période pré-1953 (nécessité d'un profil complet pour l'interprétation), ce qui, aujourd'hui, plus de 60 ans après les premiers essais nucléaires atmosphériques, implique des forages d'une trentaine voire quarantaine de mètres dans certains secteurs côtiers du continent Antarctique caractérisés par un BMS élevé ;

(ii) Les pics de concentrations des produits de fission observés entre 1956 et 1964, ainsi que de 1969 à 1980, restent difficilement datable avec précision, si ce n'est l'emploi des rapports des isotopes du plutonium (^{238}Pu/$^{239+240}$Pu) pour attribuer les pics à des essais nucléaires atmosphériques spécifiques, et pouvoir ainsi les dater. Cet état de fait limite fortement l'emploi de ces pics comme marqueurs stratigraphiques précis d'autant que l'intensité de ces derniers varie fortement d'un site à un autre ;

(iii) L'estimation du BMS est limitée à une évaluation moyenne sur les périodes comprises entre 1953- (applicable en fonction des sites), 1955- et 1965- et la date de prélèvement, et entre les périodes de retombées maximales (1955-1965). L'utilisation des pics de retombées mineures comme précédemment évoquées en (ii) pour l'étude du BMS est potentiellement faisable, mais reste très limitée ;

(iv) Les activités des produits de fission majeurs que sont le ^{90}Sr et le ^{137}Cs diminuent progressivement du fait de leur désintégration radioactive. Depuis leur premier dépôt au début des années 1950, près de deux périodes de demi-vie se sont écoulées (^{137}Cs – $T_{1/2}$ = 30.07 ans ; ^{90}Sr – $T_{1/2}$ = 28.78 ans), entraînant une diminution des activités d'un facteur 2 pour ces deux produits de fission si ils sont localisés dans les retombées des années 1970 à un facteur 4 pour ceux liés aux dépôts des années 1950. La diminution des activités de ces deux éléments dans le manteau neigeux nécessite d'une part l'emploi de méthodes de détection en laboratoire très sensibles pour distinguer les pics de retombées radioactives du bruit de fond naturel, et ce, d'autant plus pour la période 1952-1953, et d'autre part,

l'utilisation plus fréquente dans un futur proche de méthodes parallèles de détection des isotopes du plutonium et des éléments produits par ces derniers (cas de l'^{241}Am), avec des périodes de demi-vie bien supérieures au millier d'années (exception pour l'isotope ^{241}Pu – cf. sous-section 2.2.2.5 a).

Les quatre points susnommés n'empêchent pas l'utilisation des retombées maximales des produits de fission comme marqueurs stratigraphiques d'être reconnue comme l'une, voire la méthode la plus fiable, pour la datation et l'estimation du BMS sur le continent Antarctique, et ce, sous la condition évidente, (a) d'un manteau neigeux présentant un faciès non soumis à la fonte et au processus de percolation et également (b) d'une bonne connaissance de la courbe de densification de la neige ou du névé étudié.

2.3 Méthodes radioactives : Principes et détection au LGGE

Compte tenu des faibles concentrations en radioactivité dans les échantillons de neige Antarctique analysés, et des rayonnements parasites pouvant interférer sur les mesures réalisées, il est nécessaire de mettre en place des dispositifs d'analyses à bas bruit de fond dans un local de mesure spécifique, en partie protégé de l'interaction des rayonnements cosmiques. Les différents types de détecteurs utilisés pour ces études sont localisés dans un laboratoire semi enterré, entièrement dévolu aux analyses de radioactivité, et construit en 1973 sur le site du Laboratoire de Glaciologie du CNRS à Saint Martin d'Hères. Outre une description sommaire de ce laboratoire, nous limiterons notre description aux deux types de détecteurs dont les capacités actuelles permettent l'analyse des échantillons de neige collectés en Antarctique, et qui sont quasi-exclusivement dévolus à la mesure de ces échantillons: le spectromètre gamma co-axial pour la mesure simultanée et individualisée des isotopes ^{210}Pb, ^{137}Cs et ^{241}Am, et les compteurs alpha/bêta pour le comptage du couple ^{90}Sr et ^{137}Cs (comptage bêta global).

2.3.1 Préparation des échantillons et géométrie de comptage

Les échantillons de neige/névé (puits, carottes) sont d'abord fondus, par section de volume suffisant afin que, considérant la densité, la masse minimale d'eau filtrée soit de l'ordre de 150-200 g (soit 150-200 ml). En dessous de cette masse, la quantité de radionucléides (naturels et artificiels) contenue dans les échantillons est trop faible pour permettre leurs détections. L'eau de fonte des échantillons est recyclée sur des filtres échangeurs d'ions (cations et anions) à l'aide d'une pompe péristaltique, en milieu acide (pH de l'ordre de 2.4-2.5). La surface utile de filtration est de l'ordre de 4.9 ou 19.6 cm^2 en fonction des diamètres de filtres utilisés, soit 2.5 ou 5.0 cm respectivement. Une dizaine de recyclage de l'eau de fonte sur les filtres suffit pour récupérer plus de 99% des radionucléides contenus initialement dans l'échantillon de neige/névé. La filtration des échantillons est réalisée dans un milieu propre sous sorbonne afin d'éviter toute contamination extérieure des échantillons par les apports potentiels d'aérosols porteurs d'éléments fils radioactifs issus de la désintégration du ^{222}Rn ; les sources de contamination des échantillons en radionucléides artificiels restant relativement restreintes. Ces précautions sont d'autant plus importantes pour les échantillons collectés en profondeur dans lesquels les activités en radionucléides naturels sont d'autant plus faibles avec la désintégration de ces derniers au cours du temps. Après séchage à l'étuve (conditionnement propre), les échantillons sont placés sur un support en papier mylar, et stockés dans des boites de Pétri (BP de diamètre 5.0 cm, épaisseur 0.5 cm, soit ~10 cm^3) avant introduction dans les détecteurs. La masse spécifique de l'ensemble filtres résines + papier mylar ne dépasse pas 12 mg cm^{-2} et implique une atténuation préalable quasi-nulle des photons gamma ou des électrons bêta émis par l'échantillon lors de la détection par les appareils de mesure. La géométrie de comptage des échantillons correspond donc à une surface circulaire plane de 4.9 ou 19.6 cm^2 pour une épaisseur de 2 mm, soit un faible

volume oscillant entre ~1 et ~4 cm^3. Les caractéristiques des filtres échangeurs d'ions, ainsi que la description de la mise au point du protocole de préparation des échantillons sont décrits par (Delmas and Pourchet, 1977) et restent d'actualité. Ce procédé (absence de traitement chimique particulier) nous permet ainsi de récupérer l'ensemble des radionucléides présents dans l'échantillon sur un même filtre et ainsi d'analyser ce dernier à la fois en spectrométrie gamma et en comptage bêta sur le multi compteur alpha/bêta, s'agissant de mode analytique non destructif.

2.3.2 Laboratoire semi enterré pour la mesure de la radioactivité

2.3.2.1 Description générale

La fonction principale du laboratoire semi enterré (figure 2.15) dans lequel se déroulent les comptages radioactifs, consiste à atténuer le rayonnement cosmique (rayonnement corpusculaire complexe constitué par des électrons, positrons, mésons, mésotrons - des particules chargés électriquement – ainsi que des neutrons). Le choix et l'épaisseur des matériaux employés pour sa construction (3 m de terre + 0.3 m de béton correspondent à une hauteur de 6 m d'eau équivalente en atténuation) conduisent à un facteur d'atténuation de l'ordre de 2 des rayonnements cosmiques entre l'extérieur et l'intérieur du bâtiment (Pinglot, 1978). Le laboratoire comporte trois pièces distinctes : un sas d'entrée, une pièce de mesures (matériel informatique, dispositif de mise en haute tension, amplificateur, convertisseur analogique-digital, etc.) et une pièce de comptages des échantillons (figure 2.16). Cette dernière comporte en plus un revêtement de calcaire et de marbre peu radioactifs atténuant notamment la radioactivité parasite du béton (famille radioactive de l'^{238}U conduisant à des émanations de ^{222}Rn).

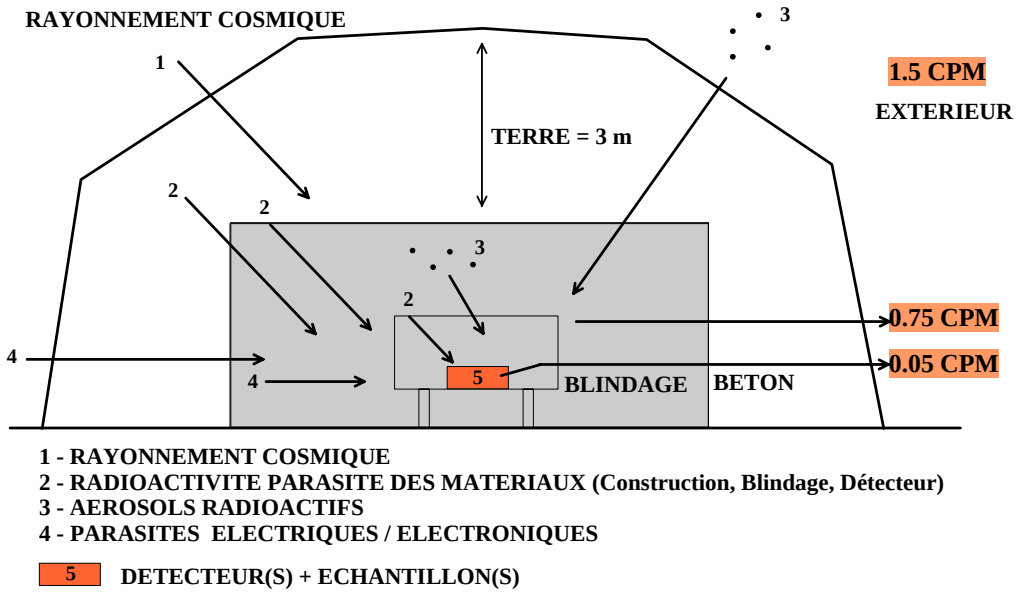


Figure 2.15 : Schéma simplifié (coupe verticale) du laboratoire semi enterré sur le site du LGGE.

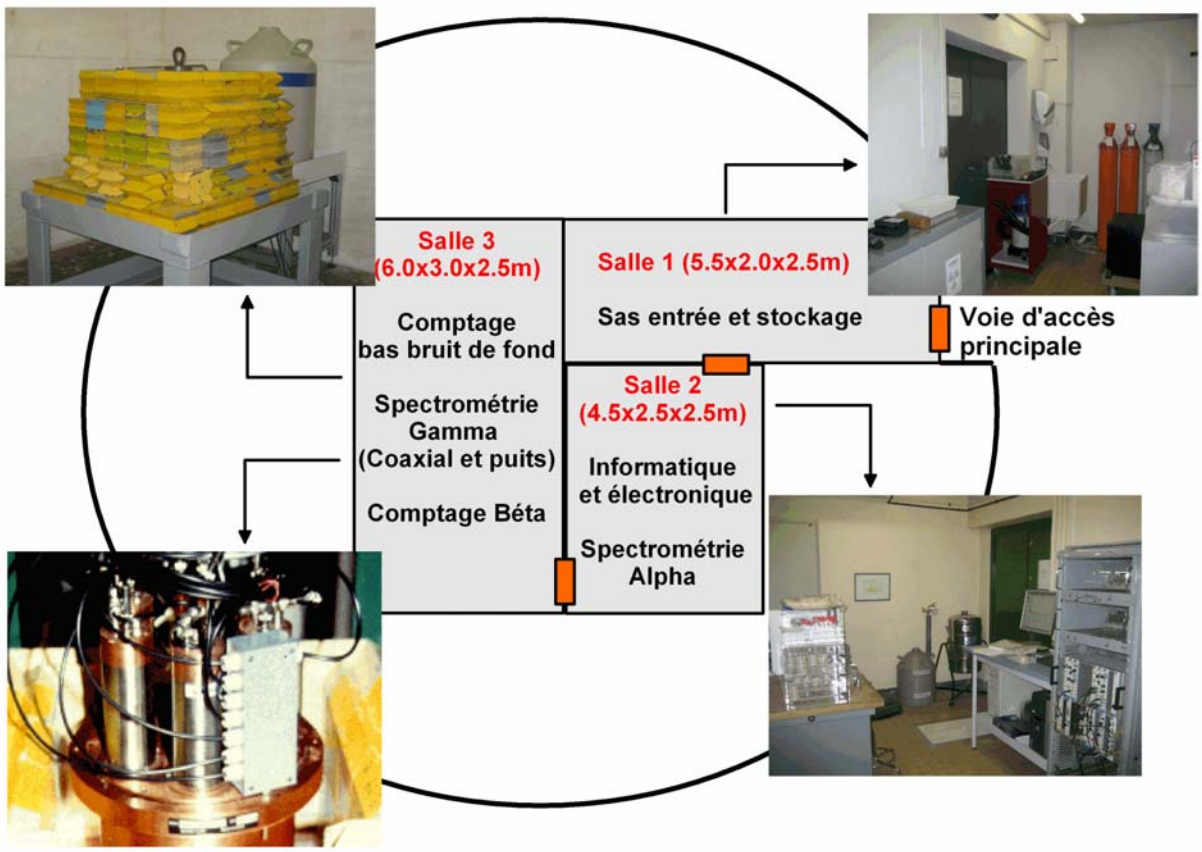


Figure 2.16 : Schéma simplifié (coupe horizontale) du laboratoire semi enterré sur le site du LGGE (photos prises par J.F. Pinglot – bas gauche – et O. Magand).

A l'intérieur de la salle de comptage, les détecteurs (spectrométrie gamma et compteurs alpha/bêta) sont également entourés de divers matériaux (tableau 2.5) protégeant le dispositif de mesure contre les rayonnements associés aux radiations cosmiques résiduels ainsi que les rayonnements gamma externes au dispositif et provenant notamment du béton précédemment cité (cas du ^{40}K ou ^{214}Bi et ^{214}Pb issus du ^{222}Rn). Le spectromètre gamma co-axial est au cœur d'un blindage composé, de l'extérieur à l'intérieur, de paraffine borée, de plomb et de cuivre, trois écrans certifiés à bas bruit de fond, et dont les propriétés respectives sont principalement l'atténuation des neutrons cosmiques, des radiations gamma environnantes et des rayonnements gamma générés par le plomb. La plaque de cuivre joue également le rôle d'anti-parasite pour le matériel électronique. Les compteurs alpha/bêta sont quant à eux au centre d'un blindage unique de plomb. Outre l'atténuation de moitié du flux des rayonnements cosmiques par le blindage du bâtiment lui-même, les matériaux utilisés pour protéger directement les détecteurs permettent d'atteindre des facteurs d'atténuation de 20 à plus de 100 selon les diverses contributions et intensité des rayonnements cosmiques et les radionucléides considérés lors des comptages et analyses.

Matériau	Epaisseur (cm)	Densité	Masse équivalente (g cm^{-2})	Fonction
Terre	300	~ 2,5	750	Atténuation cosmique
Béton	30	~ 2,8	84	Atténuation cosmique
Calcaire	10	~ 2,0	20	Atténuation cosmique
Autour des détecteurs (cf. description appareils de mesure)				
Plomb	10 - 20	11	110 - 220	Atténuation rayonnements γ
Cuivre [(a)]	0.5	8,8	~ 5	Anti-parasite électrique et Atténuation rayonnements γ générés par le Plomb
Paraffine borée [(a)]	25	9	225	Atténuation neutrons cosmiques

Tableau 2.5 : Description des caractéristiques des blindages utilisés dans le laboratoire semi enterré au LGGE, autour des compteurs alpha/bêta et du spectromètre gamma coaxial (adapté de (Pinglot, 1978). [(a)] Les blindages cuivre et paraffine borée ne concernent que le spectromètre gamma coaxial.

2.3.2.2 Aménagements spéciaux

Le laboratoire est équipé d'un dispositif de conditionnement d'air afin de s'affranchir au maximum des aérosols radioactifs provenant de l'extérieur. L'air ambiant de la pièce de comptage est recyclé sur lui-même, avec passage sur deux ultrafiltres (diamètre particules < 0.8 µm), et par conséquent, un faible apport d'air neuf est introduit.

Le laboratoire dispose d'un système de régulation de la température ambiante de la salle de comptage (ainsi que la salle informatique) maintenant cette dernière à 17±0.5 °C. La stabilisation de la température est notamment importante pour le bon fonctionnement des compteurs alpha/bêta. Ces derniers sont effectivement sensibles au bruit électronique dont la « nocivité » croît avec la température ambiante, tout en diminuant les performances de l'appareillage (augmentation du bruit de fond). Le système de climatisation présent dans la salle de comptage et la salle informatique permet ainsi de « limiter l'action » du paramètre température dans la variabilité des valeurs de bruit de fond.

Les échantillons dont les teneurs en radioactivité sont relativement faibles nécessitent des temps de comptage supérieurs à la journée. Il est donc apparu nécessaire de disposer d'un système d'alimentation électrique autonome en cas de coupure de courant. Placé dans la première salle, un onduleur (APC 3000 kVA) fournit une tension électrique ininterrompue, exempte de parasites électriques et se comportant à la manière d'un filtre secteur idéal. Il permet, en cas de coupure de

courant, de bénéficier d'une autonomie supérieure à 10h ; délai largement supérieur au temps nécessaire d'intervention des services compétents pour rétablir le courant.

2.3.3 Spectromètre gamma co-axial à très bas niveau avec dispositif anti-Compton

2.3.3.1 Principes de base de la spectrométrie gamma

L'objectif de la spectrométrie gamma est la connaissance de la distribution en énergie des photons émis par des radionucléides émetteurs gamma potentiellement contenus dans un échantillon. Le spectre de distribution traduit les différentes interactions élémentaires des rayonnements gamma avec le cristal de détection que sont l'effet photoélectrique, l'effet Compton et la création de paires. L'effet photoélectrique (figure 2.17) est très important dans le cadre de la détection des rayonnements gamma en spectrométrie. Lorsqu'un photon (émission γ) rencontre un atome, la totalité de son énergie est cédée à un électron de l'atome, qui se trouve projeté avec une énergie cinétique égale à la différence entre l'énergie du photon et son énergie propre. Cet électron, une fois éjecté, va percuter d'autres atomes jusqu'à ne plus avoir assez d'énergie pour pouvoir arracher l'électron percuté de son atome. La résultante de l'effet photoélectrique, prédominant dans les basses énergies (en dessous d'une centaine de keV), est que toute l'énergie du photon incident est déposée dans le cristal. Cet effet crée donc dans le spectre gamma le signal utilisé pour l'identification et la quantification des radionucléides : il s'agit du pic d'absorption totale. L'effet Compton et la création de paires (non décrits dans ce document) constituent des processus parasites dans le spectre de distribution des photons ; « parasitage » qu'il est possible d'atténuer dans le cas de l'effet Compton (cf. sous-section suivante). Au final, le spectre gamma correspond à un fond continu décroissant avec l'énergie et caractérisé par la présence de nombreuses raies, représentatives d'un rayonnement gamma issu de la désexcitation des noyaux instables d'atomes radioactifs présent dans l'échantillon et que l'on cherche à détecter (figure 2.18).

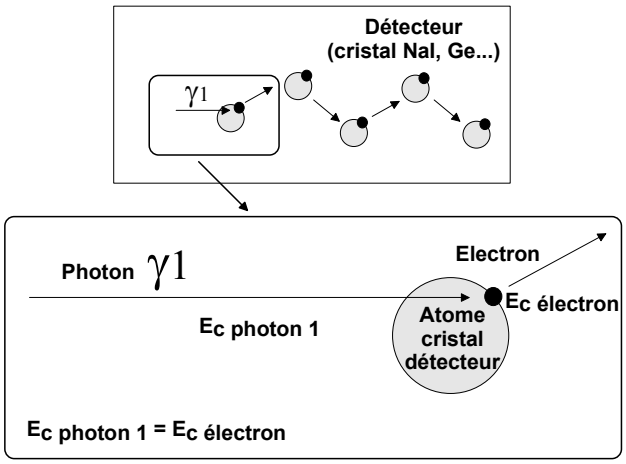


Figure 2.17 : Effet photoélectrique.

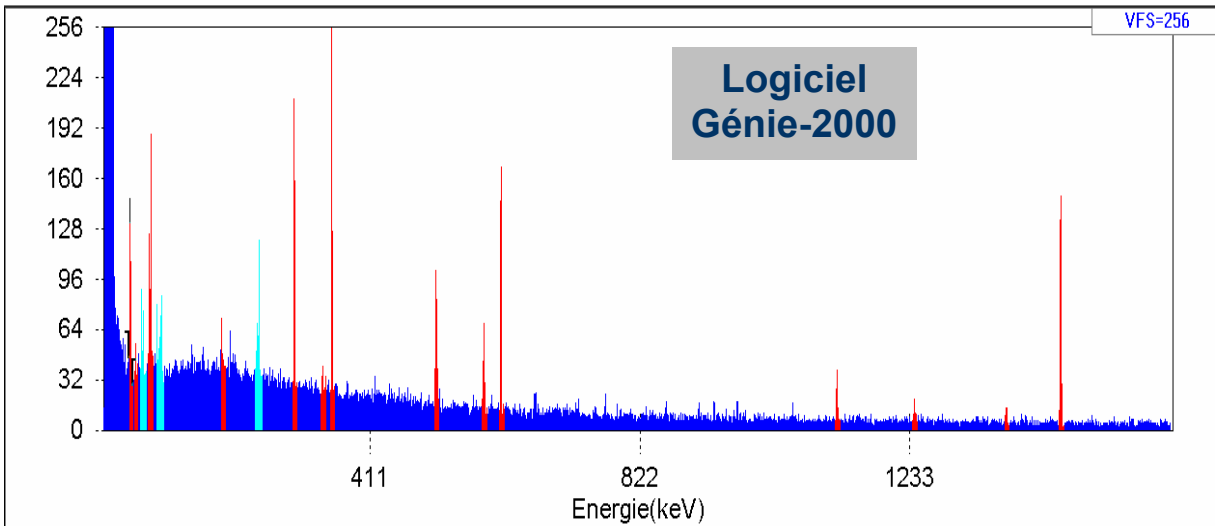


Figure 2.18 : Exemple de spectre gamma (logiciel GENIE2000 – Canberra).

Au niveau du détecteur (semi-conducteur germanium dans le cas du spectromètre gamma coaxial du laboratoire), le phénomène physique exploité est l'ionisation. Sur le plan théorique, le principe de fonctionnement de ce type de détecteur est simple. Les électrons des couches externes dans un cristal parfait se répartissent dans deux bandes continues d'énergie appelées bandes permises, et limitées par des bandes interdites (figure 2.19). La bande ayant l'énergie la plus basse est la bande de valence (avant-dernière bande ou orbite périphérique avec 4 électrons dans le cas du germanium), l'autre étant la bande de conduction (dernière bande). La conductibilité électrique résulte de la présence d'électrons dans la bande de conduction. Or, selon l'amplitude de la bande interdite dans la matière cristalline considérée, nous obtenons soit un composant isolant, conducteur ou semi-conducteur. Dans le cas du germanium, la bande interdite a une valeur énergétique de l'ordre de 0.75 eV pour une température proche du zéro absolu, et de 3 eV dans des conditions normales d'utilisation (refroidissement à l'azote liquide). Cette valeur énergétique correspond à l'énergie moyenne nécessaire pour créer une paire électron-trou. En fait, pour un semi-conducteur (cas du germanium) à très basses températures, la bande de valence est pleine et la bande de conduction est vide : il se comporte alors comme un isolant puisque les bandes n'autorisent alors aucun transport d'électrons. Par contre, si la température augmente, par le fait de l'agitation thermique, et que celle-ci est suffisante pour conférer à un électron ~3 eV, celui-ci va sauter dans la bande de conduction, laissant un trou dans la bande de valence. Le semi-conducteur se comporte alors comme un conducteur. Le « trou » formé peut se déplacer dans la bande de valence ; un électron comblant le trou et laissant derrière lui un autre trou, et ainsi de suite. Ce déplacement électron-trou produit un courant qui peut être mesuré. Lorsqu'un rayonnement gamma, issu de l'échantillon, frappe un atome du cristal, il se produit une ionisation qui libère un électron (qui saute dans la bande de conduction) et un ion positif (« trou ») dans la bande de valence. L'application d'une différence de potentiel entre deux des faces du semi-conducteur produit un courant (collecte des électrons et migration des trous de proche en proche), qui

sera alors transformé en impulsion électrique (pic de tension). L'amplitude du pic de tension mesuré est proportionnelle à l'énergie du photon gamma incident.

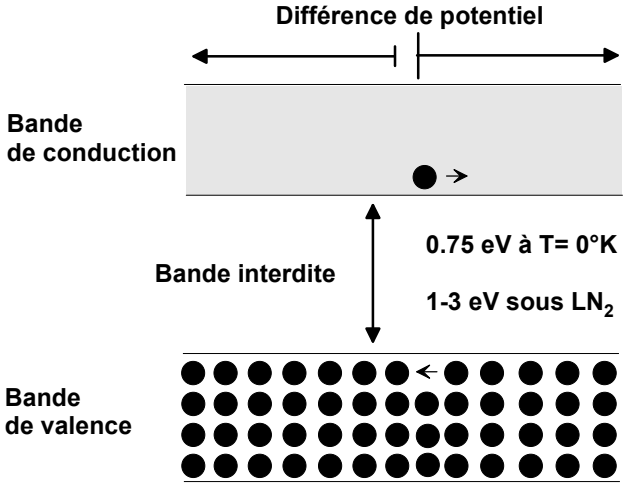


Figure 2.19 : Niveaux énergétiques dans un cristal de germanium (semi-conducteur). LN_2 signifie azote liquide.

Dans la réalité, les semi-conducteurs ne sont pas parfaitement purs. Selon la nature de l'impureté majoritaire, nous avons des semi-conducteurs de type N (impuretés donneuses d'électrons, avec 5 électrons périphériques dans la bande de valence), cas du germanium dopé au lithium, et des semi-conducteurs de type P (impuretés avides d'électrons). Ces semi-conducteurs sont appelés extrinsèques. Si deux semi-conducteurs extrinsèques sont accolés, l'un de type P et l'autre de type N, nous formons ce que nous appelons une jonction. La mise en contact de chaque semi-conducteur, initialement électriquement neutre, a provoqué la diffusion des électrons majoritaires de la région N vers la région P, et réciproquement, des « trous » majoritaires de la région P à la région N. Dans la zone de contact, électrons et trous se recombinent, laissant derrière eux des ions positifs côté N et des ions négatifs côté P, ce qui provoque l'apparition d'un potentiel. Cette jonction ou zone de contact est la partie de la diode cristalline qui joue le rôle de détecteur, et sur laquelle la percussion des rayonnements gamma de l'échantillon, va entraîner la détection de ces derniers. Le semi-conducteur germanium utilisé dans notre cas est dopé N (dopage au lithium), c'est-à-dire qu'il constitue la forme de dopage majoritaire sur l'ensemble de la diode. Or, ces diodes ne conservent leurs propriétés que si le lithium ne « migre » pas. Cette absence de migration, et donc la conservation de performances optimales, sont rendues possible par le biais d'un refroidissement du système de détection avec des cryostats comprenant un réservoir de froid rempli d'azote liquide. Les calories à enlever au détecteur sont conduites par une « canne » bonne conductrice de chaleur qui supporte le détecteur, et trempe de l'autre côté dans l'azote liquide.

2.3.3.2 Description du spectromètre gamma coaxial HP type N

Le détecteur (germanium Haute Pureté type N, spécifié à bas niveau, avec capot en aluminium, d'efficacité relative 20.6%, source Canberra) présente une configuration en U. Mis en place au début des années 90 dans le laboratoire semi-enterré par J.F. Pinglot et M. Pourchet (Pinglot and Pourchet, 1994; Pinglot and Pourchet, 1995), le détecteur est entouré par un dispositif anti-Compton, le détecteur est au centre d'un blindage (10 cm de plomb LEMER[11] spécifié à faible activité, 25 cm de paraffine borée et 5 mm de cuivre) balayé par un gaz neutre (azote type I) (figure 2.20). Le détecteur (volume 95 cm^3) présente les résolutions suivantes: 0,847 ; 1,36 et 1,75 keV respectivement à 122, 662 et 1332 keV. Après amplification (préamplificateur 2002 C, amplificateur 2020 – Canberra), le convertisseur analogique – digital (Wilkinson à 100 MHz, ADC 8075) est connecté à une carte analyseur multicanaux (4000 canaux – carte CIC-PC) associée à un logiciel d'analyse quantitative comportant la table d'isotopes LARA-LAMRI (logiciel GENIE-2000 – Canberra).

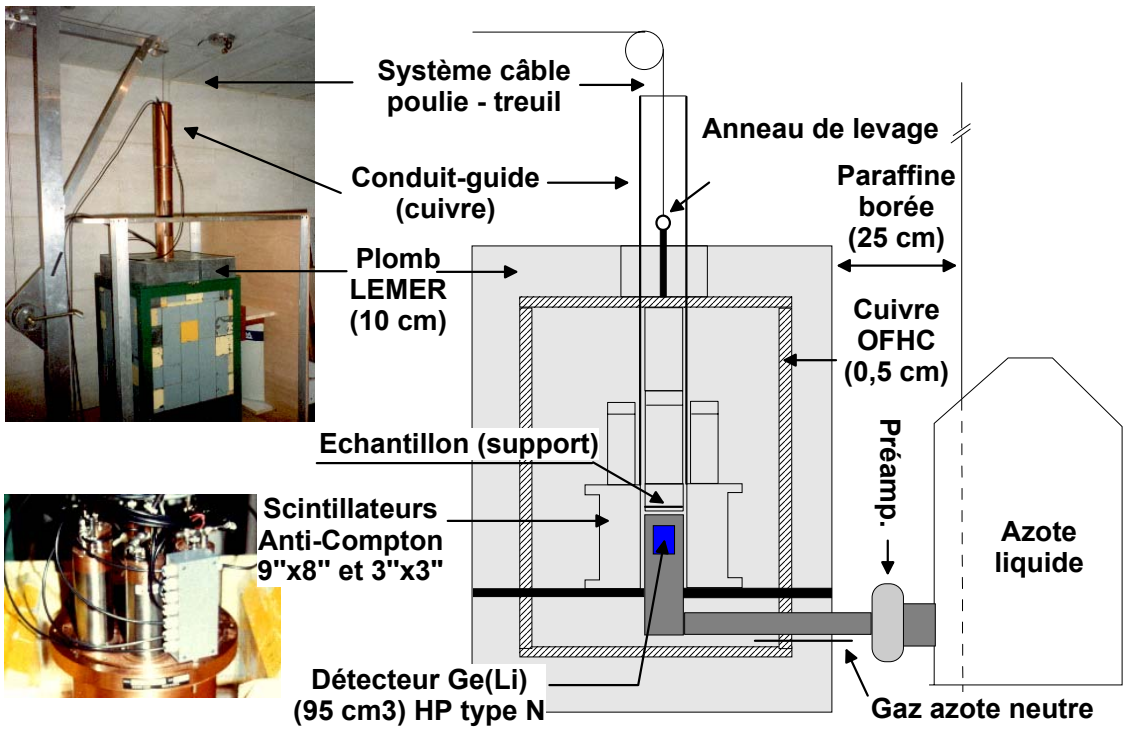


Figure 2.20 : Dispositif détecteur germanium coaxial Haute Pureté de type N et système anti-Compton (photos prises par J.F. Pinglot – com. pers.).

Le dispositif anti-Compton comporte deux scintillateurs NaI(Ti) (marque BICRON) spécifiés à très bas niveau de radioactivité : un scintillateur annulaire (9'' x 8'') associé à 6 photomultiplicateurs (EMI type 9250 QA de 2'') et un scintillateur bouchon (3'' x 3'' et P.M. EMI type 9265). L'ensemble présente une résolution de l'ordre de 8.3% (considération du ^{137}Cs à 662 keV). Le détecteur à

[11] Les acronymes des différentes marques de matériel de détection ne sont pas détaillés dans la liste des abréviations au début du manuscrit.

scintillation 3'' x 3'' fait également office de support d'échantillons (boites de Pétri). Ce détecteur supporte également la partie du blindage amovible assurant ainsi la continuité de ce dernier (10 cm de plomb et 5 mm de cuivre). L'ensemble coulisse dans un guide cylindrique en cuivre. Il est équipé d'un anneau de levage, un câble, deux poulies de renvoi et un treuil. L'électronique associée au dispositif anti-Compton comporte un système d'anti-coïncidence. Le circuit de coïncidence analyse la durée entre les flancs de montée des signaux provenant respectivement de la diode germanium Haute Pureté et des scintillateurs. Le temps d'analyse des coïncidences est réglé à 0.7 µs. Ce système permet de diminuer l'intégrale totale du spectre (10-1500 keV) d'un facteur 10 (0.05 coups s^{-1} au lieu de 0.5).

2.3.3.3 Performances analytiques

a) Bruit de fond

Les origines des bruits parasites (ou bruits de fond) enregistrés par les détecteurs en général peuvent se grouper en deux catégories : d'une part, la radioactivité parasite (ou mouvement propre de l'installation) issue des matériaux utilisés, et d'autre part, le bruit de fond d'origine électronique. Comme précédemment explicité, l'emploi du dispositif anti-Compton permet une diminution du mouvement propre du spectromètre gamma coaxial d'un facteur 10 sur l'ensemble du spectre. Les moyennes de valeurs de bruits de fond mesurés, par gamme d'énergie, sur une longue période de comptage (10^6 secondes) entre 2007 et 2008 sont présentées dans le tableau 2.6. Le bruit de fond moyen sur l'ensemble du spectre (40-1500 keV) est de l'ordre de 0.114 coups h^{-1} keV^{-2} (correspondant à 179 coups h^{-1} ou 0.049 coups s^{-1}). En dessous de 40 keV, le signal devient progressivement fortement perturbé, d'où la considération des mesures de bruit de fond seulement à partir de 40 keV.

Gamme énergie considérée (keV)	**Bruit de fond continu (coups h^{-1} keV^{-2})**	**Pics résiduels (keV)**	**Origine**	**Bruit de fond résiduel (coups h^{-1})**
40 – 100	0,418±0,036	45,6	^{210}Pb	0,566±0,040
100 – 200	0,313±0,005	/	/	/
200 – 300	0,285±0,007	295	^{214}Pb	0,479±0,028
300 – 400	0,214±0,006	352	^{214}Pb	0,688±0,047
400 – 500	0,140±0,003	/	/	/
500 – 600	0,130±0,002	512	Pic annihilation	0,453±0,023
600 – 700	0,098±0,003	609	^{214}Bi	0,385±0,029
700 – 1000	0,052±0,001	/	/	/
1000 – 1500	0,035±0,001	1118	^{214}Bi	0,135±0,012
1300 – 1500	0,032±0,001	1455	^{40}K	0,471±0,010

Tableau 2.6 : Moyenne (n=10) de valeurs de bruits de fond continu et résiduel mesurés en 2007 et 2008 sur le détecteur gamma coaxial (volume 95cm^3) pour des temps de comptage de 10^6 secondes (~ 12 jours).

b) Calibration et efficacité(s) de comptage

La courbe d'efficacité absolue de comptage en fonction de l'énergie (40 à 1500 keV) (figure 2.21) est déterminée à l'aide d'échantillons standard calibrés par des solutions étalons de radioactivité de type LEA-CERCA[12], et Amersham. Les échantillons standard correspondent à des filtres en tout point identiques à ceux utilisés pour la préparation des « vrais » échantillons, afin de conserver la même géométrie de comptage. Les volumes de solutions étalons injectés sur ces échantillons sont tels que les activités ajoutées sont proches de celles généralement observées dans les neiges Antarctique. Les radionucléides utilisés pour la calibration du détecteur, ainsi que les valeurs d'efficacité absolue de comptage correspondantes, sont reportés dans le tableau 2.7 et pointés dans la figure 2.21. Les efficacités absolues de comptage sont mesurées pour les diverses géométries d'échantillons analysés, soit dans le cas de la neige, une géométrie plane de 4.9 (filtre de diamètre 25 mm noté fil25) ou 19.6 cm^2 (filtre de diamètre 50 mm noté fil50) pour une épaisseur de 2 mm, soit un volume oscillant entre ~1 et ~4 cm^3, respectivement.

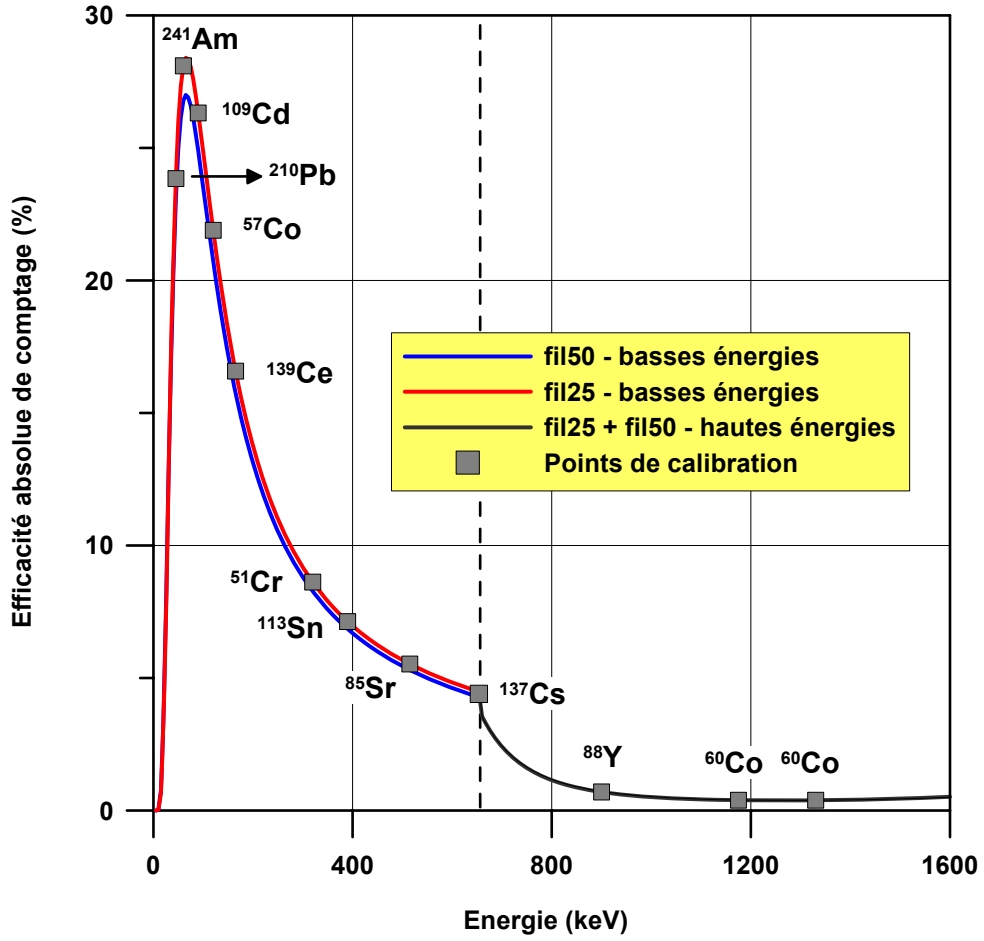


Figure 2.21 : Courbes d'efficacité absolue de comptage obtenues sur le spectromètre gamma coaxial (volume 95cm^3) pour l'analyse des échantillons de neige sur filtre 25 et 50 mm (~1 et ~4 cm^3 de volume de comptage).

[12] LEA-CERCA signifie Laboratoire Etalon d'Activités de la Compagnie pour l'Etude et la Réalisation de Combustibles Atomiques.

Les courbes d'efficacité absolue de comptage montrent de légères différences entre les géométries de filtre 25 et 50 mm, dans les basses énergies (< 662 keV), avec un rendement de comptage plus faible pour la géométrie 50 mm. Au-dessus de 662 keV, la courbe d'efficacité absolue de comptage est commune aux deux types de géométrie.

	^{210}Pb	^{241}Am	^{109}Cd	^{57}Co	^{139}Ce	^{51}Cr	^{113}Sn	^{85}Sr	^{137}Cs	^{88}Y	^{60}Co	^{60}Co
Energie (keV)	45.6	59.6	88.0	122.0	165.9	320.1	391.7	514.0	661.6	898.0	1173	1332
Efficacité fil25 (%)	23.7	25.6	23.7	21.2	13.3	7.4	5.9	4.6	3.5	0.7	0.4	0.4
Efficacité fil50 (%)	22.9	24.3	22.9	20.5	12.9	7.5	5.9	4.5	Idem à partir du ^{137}Cs			

Tableau 2.7 : Valeurs des efficacités absolues de comptage mesurées avec les échantillons standards de géométries 25 et 50 mm (cf. explications dans le texte) calibrés par les sources étalons contenant 11 radionucléides de référence.

c) Activité Minimale Détectable (AMD)

Les activités minimales détectables (AMD) sont estimées à partir des limites de détection (LD) calculées pour le(s) raie(s) émises par les différents radionucléides d'intérêt sur l'ensemble du spectre (40-1500 keV). Les AMD varient avec le type d'échantillon analysé (homogénéité, densité, dimensions...), le type de radionucléide considéré (énergie d'émission, embranchement…) et les conditions de mesures (temps de comptage, efficacité des détecteurs...). Dans le tableau 2.8 ci-dessous, les valeurs moyennes de AMD pour trois isotopes d'intérêt (^{137}Cs, ^{210}Pb, ^{241}Am) dans le cadre de ce travail, obtenues sur 30 échantillons de neige collectés en Antarctique avec des temps de comptage long (10^6 secondes) sont définis d'après les valeurs de LD calculées selon les méthodes développées et proposées (a) par EDF/DSRE et (b) par le Groupe de Travail Numéro 5 (GTN 5) du Commissariat à l'Energie Atomique (CEA) ; méthodes de détermination proposée par le logiciel GENIE-PC (Canberra) utilisé au LGGE (formules non présentées dans le document). Le volume d'échantillon filtré, la surface et le volume de comptage, ainsi que le temps de comptage évoqués dans la légende du tableau 2.7 correspondent aux paramètres généralement appliqués lors de la réalisation des comptages des échantillons de neige par spectrométrie gamma. En fonction de la concentration des radionucléides recherchés dans l'échantillon, les temps de comptage peuvent toutefois être plus courts, et varier de 3-4x10^5 à 10^6 secondes. Les temps de comptage observés sont relativement longs en raison des faibles activités observées dans les neiges Antarctique, comme préalablement évoqué.

Isotopes	Energie γ (keV)	AMD EDF/DSRE (mBq)	AMD EDF/DSRE (mBq kg^{-1})	AMD GTN 5 (mBq)	AMD GTN 5 (mBq kg^{-1})
^{137}Cs	661.6	3±1	6±2	3±1	5±2
^{210}Pb	45.6	16±5	28±8	22±5	31±17
^{241}Am	59.6	5±2	8±3	6±3	10±5

Tableau 2.8 : Activités minimales détectables à 95% d'intervalle de confiance, calculées sur 30 échantillons de neige (volumes d'eau filtré entre 500 et 600 ml) sur résines échangeuses d'ions (filtre de diamètre 25 mm) avec une géométrie de 4 cm^3 et un temps de comptage de l'ordre de 10^6 secondes sur le détecteur gamma coaxial Haute Pureté. Le dispositif anti-Compton est opérationnel lors de la réalisation des comptages.

2.3.4 Multi compteur alpha/bêta à bas niveau

De 1977 à 2003, les comptages en radioactivité bêta au LGGE ont été réalisés par le biais de détecteurs à semi-conducteurs type barrière de surface, connectés en coïncidence avec un détecteur plat à circulation de gaz et détectant le rayonnement cosmique (Pinglot, 1978; Pinglot and Pourchet, 1979). L'ensemble du système était doté d'un passeur automatique d'échantillons inclus dans une cellule de blindage au plus près des détecteurs. Ce dispositif a permis l'analyse, en 25 années, de plusieurs dizaines de milliers d'échantillons de neige d'origine polaire et alpine. A la fin de l'année 2004, et dans le cadre de la poursuite de la rénovation du matériel de comptage, j'ai mis en place un nouveau système de comptage à gaz de type proportionnel, dont les détails de fonctionnement et quelques-unes des performances sont décrits ci-dessous.

2.3.4.1 Principes de base du comptage à gaz de type proportionnel

Le multi compteur alpha/bêta utilise le phénomène physique de l'ionisation. Lorsque les particules alpha et/ou bêta interagissent avec un gaz soumis à un champ électrique statique obtenu par application d'une tension continue entre deux électrodes, les ions positifs sont attirés par la cathode, et les ions négatifs par l'anode. Les électrodes recueillent donc des charges qui vont s'écouler dans une résistance, et il en résulte un courant d'ionisation dont l'intensité sera proportionnelle au nombre total de paires d'ions créées. A toute particule ionisante absorbée par le gaz contenu dans l'enceinte du détecteur, correspond une impulsion de tension ou de courant. Le choix des gaz généralement utilisés dans ce type de détecteur s'oriente vers ceux qui n'ont pas d'affinité pour les électrons, évitant ainsi que ces derniers soient perdus pour le signal par recombinaison. C'est pourquoi les gaz rares (argon, xénon, krypton, etc.) sont préférés aux gaz moléculaires, lesquels tendent à re-capturer les électrons et diminuer le processus d'amplification. Pour un gaz, l'énergie moyenne pour créer une paire d'ions est de l'ordre de 30 à 35 eV (à comparer avec 3 eV nécessaires à la création d'un couple électron-trou avec les semi-conducteurs utilisés en spectrométrie gamma), et est indépendante de la particule

incidente à l'origine de l'ionisation et de son énergie, et dépend très faiblement du type de gaz de remplissage.

En fonction de la tension appliquée aux bornes du détecteur à gaz, le régime de fonctionnement varie. Le multi compteur utilisé au LGGE travaille dans la région dite de régime de compteurs proportionnels. Le champ électrique appliqué est suffisamment important pour communiquer aux électrons primaires (formés lors de l'interaction de la particule initiale avec le gaz) une énergie leur permettant d'ioniser à leur tour d'autres atomes du gaz. Le processus de multiplication prend alors la forme d'une cascade, connu sous le nom « d'avalanche » dans laquelle chaque électron libre créé peut engendrer plusieurs électrons libres par le même processus. Le nombre d'électrons collectés est donc proportionnel au nombre d'électrons primaires, avec un certain coefficient de multiplication gazeux. Ce dernier est uniquement fonction de la tension appliquée, et croît rapidement lorsque la tension augmente, d'où la nécessité de posséder une alimentation haute tension très stable afin d'éviter des variations de tension lors de la mesure ; des petites variations de tension entraînant de grandes variations du coefficient de multiplication gazeux.

2.3.4.2 Description du multi compteur alpha/bêta

Récemment installé (fin 2004) dans le laboratoire semi enterré du LGGE, le multi compteur bas bruit de fond alpha/bêta LB 770-2 (source Berthold) se compose de dix tubes compteurs à gaz proportionnels, permettant la mesure simultanée de dix échantillons, dont le diamètre peut atteindre 60 mm. Deux canaux de mesure, séparés pour les activités alpha et bêta sont prévus pour chaque échantillon.

Les échantillons sont placés directement au centre d'une coupelle en inox, elle-même disposée dans un tiroir en cuivre bas bruit de fond, comportant deux rangées de cinq unités faisant office de réceptacle des coupelles, sur une profondeur de 3 mm. Les dix compteurs proportionnels sont situés directement au-dessus des échantillons, une fois le tiroir fermé. De longueur 8 mm pour un diamètre de 60 mm (surface active de détection de 28 cm^2), les compteurs proportionnels présentent, face aux échantillons, une fenêtre de détection en aluminium de très faible épaisseur massique (0.4 mg cm^{-2}), indispensables pour la détection des particules alpha et bêta dont le trajet (essentiellement les particules alpha) dans l'air ambiant est faible. La face arrière de chacun des dix compteurs de mesure est recouverte d'une plaque de cuivre bas bruit de fond de 2 mm d'épaisseur, les séparant d'un compteur de grande surface faisant office de compteur de garde commun à l'ensemble de la structure de détection. La plaque de cuivre empêche ainsi la détection des particules alpha et bêta présentes dans les échantillons par le compteur de garde ; ce dernier éliminant les neutrons cosmiques et radiations gamma résiduels par anti-coïncidence. Le tiroir et les tubes compteurs sont entourés d'un blindage composé de 10 cm de plomb bas niveau. Le processus de multiplication des charges (processus

d'avalanche – cf. sous-section précédente) est initié par un mélange de gaz argon/méthane 90/10, c'est-à-dire composé à 90% d'argon et 10% de méthane, délivré dans les compteurs proportionnels à un débit variant entre 60 et 100 cm^3 mn^{-1} selon l'analyse effectuée (mesures de bruit de fond, échantillons) (figure 2.22). L'électronique associée au système de détection est composée d'un préamplificateur à 11 voies (LB 2025), jouant le rôle de discriminateur alpha/bêta (fonctionnement basé sur les différences d'amplitude de réponse entre les deux types de particules), installé à l'extérieur du blindage de plomb. Cette unité regroupe dans un boîtier commun les discriminateurs préamplificateurs d'impulsions (canaux alpha et bêta) avec un raccordement direct aux tubes compteurs de mesure et au compteur de garde. Elle délivre les impulsions reçues et amplifiées à une interface de traitement (LB 530), elle-même reliée au logiciel d'analyse et traitement des données. Les hautes tensions de service nécessaires aux dix compteurs de mesure et compteur de garde sont fournies par deux unités haute tension séparées et localisées à l'intérieur de l'interface de traitement.

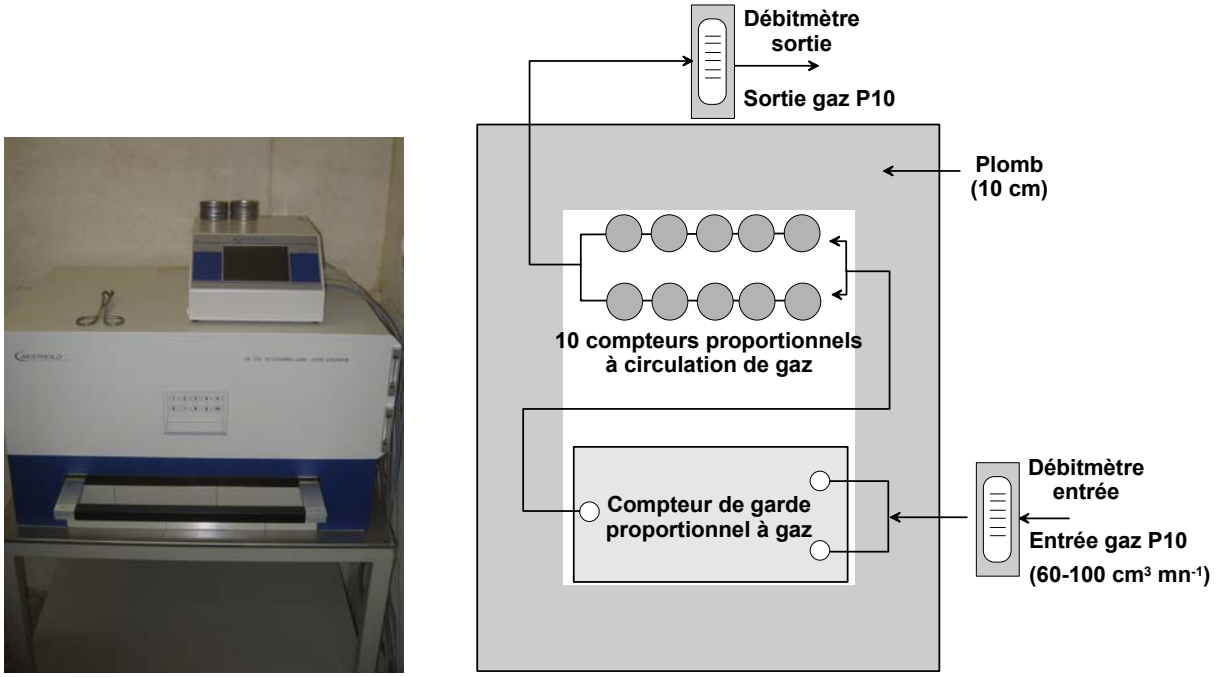


Figure 2.22 : Photo du multi compteur LB 770-2 et illustration schématique du cycle du gaz de comptage P10 argon/méthane (90/10). Note importante : Pour faciliter la compréhension du schéma, le compteur de garde est disposé à la marge des dix compteurs proportionnels, alors que, comme décrit dans le texte, le compteur de garde est bien localisé au-dessus de ces compteurs, et les recouvre complètement (photo prise par O. Magand).

2.3.4.3 Performances analytiques

Dans la suite descriptive des performances analytiques du multi compteur alpha/bêta, nous nous focaliserons sur le comptage bêta, principalement utilisé dans la thématique qui nous concerne, et plus précisément le comptage bêta global du couple de produits de fission ^{90}Sr et ^{137}Cs.

a) Bruit de fond

Les moyennes de valeurs de bruits de fond bêta mesurés, par compteur proportionnel, réalisées sur 40 cycles de comptage de $2.1x10^4$ secondes chacun (6 heures) en 2008, sont présentées dans le tableau 2.9. Le temps de comptage précité est généralement celui appliqué lors de l'analyse des échantillons de neige en bêta global, sur 4 cycles, soit 24 heures au total. Les compteurs numérotés 2, 3, 5, 6, 7, 8 et 9 présentent des valeurs de bruit de fond suffisamment bas pour l'analyse d'échantillons de neige contenant de faibles activités en émetteurs bêta que sont le ^{90}Sr et le ^{137}Cs. Mis à part le compteur 4, dont les données ne sont pas exploitables en raison de problèmes avec la fenêtre de détection, les compteurs 1 et 10, respectivement localisés à la sortie et l'entrée du circuit de circulation du gaz de comptage, présentent des valeurs de bruit de fond bêta trop élevées pour des comptages à bas niveau. La réalisation de tests de bruit de fond sur des temps de comptage plus longs n'améliore pas réellement les performances des compteurs, si ce n'est une statistique de comptage permettant la diminution de la valeur de la déviation standard.

N° compteur	Bruits de fond bêta (coups h^{-1})
1	21.8±1.3
2	10.2±0.9
3	12.0±1.1
4	Non exploitable
5	14.8±1.8
6	12.7±1.5
7	12.9±1.0
8	12.3±1.0
9	14.5±1.1
10	29.7±1.5

Tableau 2.9 : Moyenne (n=40) de valeurs de bruits de fond bêta mesurés en 2008 sur les compteurs proportionnels pour des temps de comptage de $2.1x10^4$ secondes (6 heures).

b) Calibration et efficacité(s) de comptage

L'efficacité absolue de comptage de chaque compteur proportionnel pour le couple de produits de fission ^{90}Sr-^{137}Cs contenu dans les échantillons est déterminée à l'aide d'échantillons standard fabriqués par le LEA-CERCA. Les échantillons standard utilisés correspondent à des pastilles dont les caractéristiques (épaisseur massique, dimensions) sont identiques à celles des échantillons analysés, afin de conserver la même géométrie de comptage. Dans le cas présent, nous présentons les efficacités

absolues de comptage pour la géométrie la plus communément appliquée, à savoir les filtres de diamètre 25 mm pour un volume de comptage de l'ordre de 1 cm^3. Il faut également savoir que les radionucléides émetteurs bêta possèdent des spectres d'énergie différents (distribution d'énergie différente avec décroissance bêta, énergie moyenne et maximale différentes), et donc, n'ont pas tous la même réponse à la détection aux bornes d'un compteur en fonction de la tension appliquée à ces bornes et également du type de gaz de comptage utilisé. Préalablement à la détermination de l'efficacité absolue de comptage, il faut définir le point (à savoir la tension) de fonctionnement optimal pour lequel les compteurs bêta présents, fonctionnant avec le gaz P10, montrent justement une efficacité de comptage optimale. Il s'agit de la détermination du plateau de fonctionnement des compteurs. Dans notre cas, ^{90}Sr et ^{137}Cs présentent un spectre en énergie relativement similaire, et donc, des courbes de plateau identiques (figure 2.23). La tension de fonctionnement optimal est de l'ordre de 1650 V.

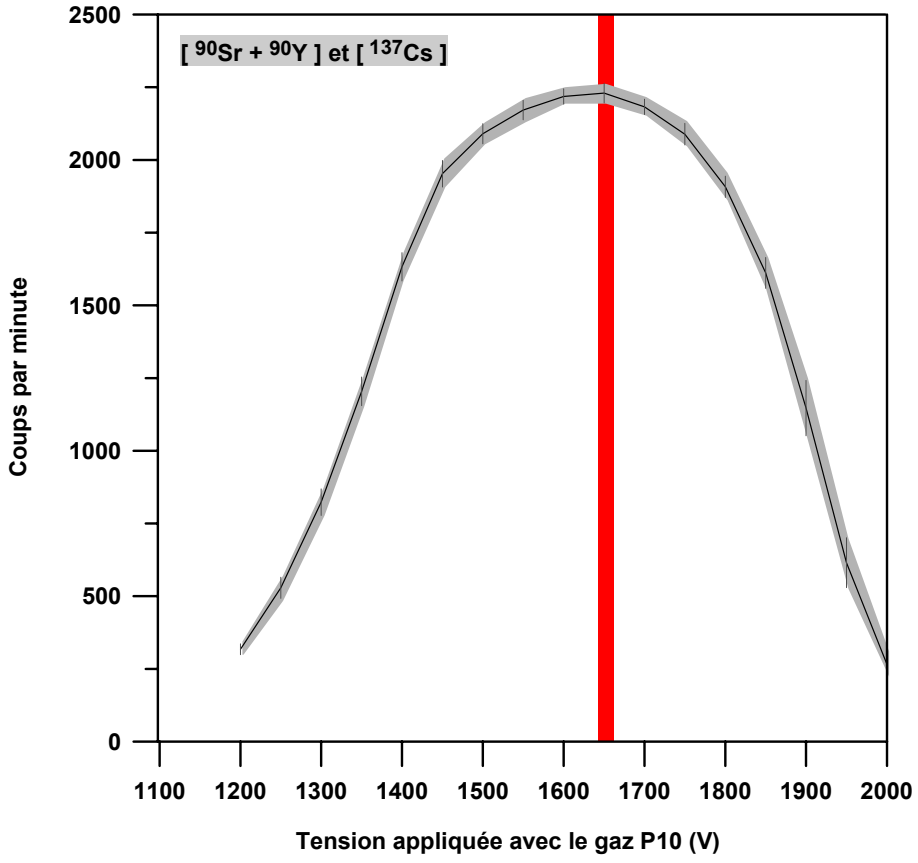


Figure 2.23 : Courbes de plateau obtenues pour la détermination de la tension de fonctionnement optimal (trait rouge) pour l'ensemble des 10 compteurs proportionnels (zone ombragée grise).

Les radionucléides utilisés pour la calibration des compteurs, ainsi que les valeurs des efficacités absolues de comptage correspondantes, sont reportés dans le tableau 2.10 et la figure 2.24. Les efficacités absolues de comptage sont déterminées séparément pour le ^{137}Cs et le ^{90}Sr, directement par analyse du rendement de comptage sur chaque compteur. Pour le couple [^{137}Cs+^{90}Sr], le rendement

est calculé, en tenant compte de l'évolution du rapport de production de ces derniers, estimé en 2008 à 1.598 (^{137}Cs/^{90}Sr) contre 1.524 en 1965 (périodes de demi-vie différentes).

	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10
Efficacité ^{137}Cs (%)	41.7	41.3	42.7	41.0	39.1	42.6	40.6	42.9	41.4	41.2
Efficacité ^{90}Sr (%)	45.9	44.6	45.5	44.8	43.4	46.7	43.9	45.6	44.9	43.0
Efficacité P.F. (%)	**43.3**	**42.6**	**43.8**	**42.4**	**40.7**	**44.1**	**41.8**	**43.9**	**42.7**	**41.9**

Tableau 2.10 : Valeurs des efficacités absolues de comptage mesurées avec des échantillons étalons LEA-CERCA de géométrie 25 mm contenant du ^{90}Sr et ^{137}Cs, pour les compteurs notés C1 à C10, avec une tension de fonctionnement de 1650 V. **PF** correspond à Produits de Fission, soit le couple [^{137}Cs + ^{90}Sr] dans notre cas. En gras, les efficacités absolues de comptage appliquées dans les calculs de correction d'activités des produits de fission contenus dans les échantillons. Les incertitudes sur la détermination des efficacités sont inférieures à 1%.

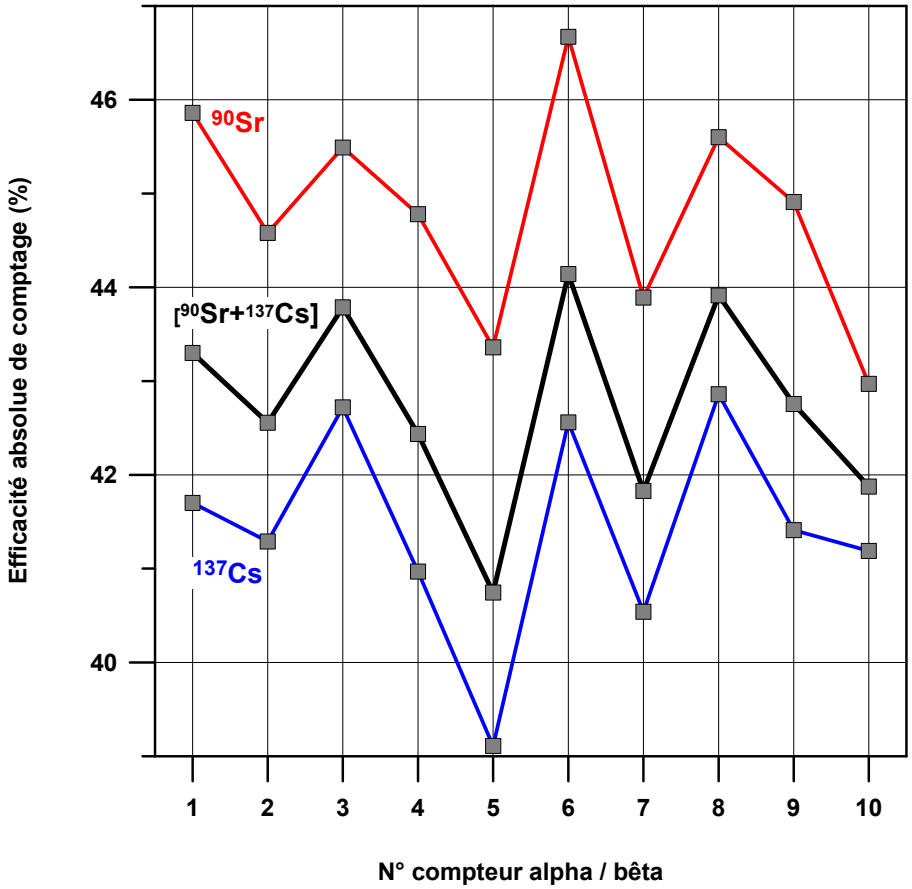


Figure 2.24 : Efficacités absolues de comptage obtenues pour chacun des compteurs proportionnels alpha/bêta pour l'analyse des échantillons de neige sur filtre 25 mm (~1 cm^3 de volume de comptage) en comptage bêta global (soit le couple ^{137}Cs et ^{90}Sr) avec une tension de fonctionnement de 1650 V. Les incertitudes sur la détermination des efficacités sont inférieures à 1%.

c) Activité Minimale Détectable (AMD)

Les valeurs d'activités minimales détectables (AMD) en comptage bêta sont calculées à partir des méthodes développées et proposées par le groupe de travail de l'Institution allemande en charge de la normalisation pour la détermination des limites de détection dans les mesures de rayonnements nucléaires (groupe de travail DIN n°25482 – formule non présentée dans le document). Le temps de comptage (bruit de fond et échantillons), l'efficacité absolue de comptage, le facteur de recouvrement (rapport entre la réponse – activités de comptage - du canal bêta et alpha pour un radionucléide considéré) sont les paramètres utilisés pour la détermination de l'AMD. Les valeurs d'AMD pour les deux isotopes d'intérêt (^{137}Cs, ^{90}Sr) dans le cadre de ce travail, obtenues avec des temps de comptage de 6 heures (2.16×10^4 secondes) sont de l'ordre 3 ± 0.2 mBq kg^{-1}.

2.4 Exemples d'application pour l'estimation du BMS

Dans la section qui suit, deux exemples d'application des méthodes radioactives pour la détermination du BMS, dans le cadre de mon activité au sein du LGGE, vont être succinctement présentés : l'un concerne l'implication forte et historique de l'activité radiochimique dans la thématique polaire (section 2.4.1) et l'autre montre une application dans les glaciers andins (section 2.4.2). Outre la détermination du BMS, qui nous concerne en premier lieu dans le cadre de ce manuscrit, les applications liées au radionucléide naturel qu'est le ^{210}Pb, et les produits de fission sont extrêmement variées et concernent diverses matrices autres que la neige et la glace (section 2.4.3).

2.4.1 Application en Antarctique de l'Est avec le programme ITASE

Dans le cadre du programme ITASE, l'Italie et la France ont réalisé deux raids scientifiques, au cours de cette dernière décennie, sur le continent Antarctique, (a) entre la station italienne Mario Zuchelli, à Terra Nova Bay et la station franco-italienne Concordia en 1998-1999 (ronds blancs – figure 2.25), et (b) le long d'un trajet principalement Ouest - Est en 2001-2002 (ronds noirs - figure 2.25). Ce dernier raid suit plus exactement la ligne d'altitude 2150 m d'Ouest en Est, à 400 km des côtes de Terre Adélie, Georges V et Oates, avec un premier petit trajet Nord – Sud du point D58 à D66 au départ, et un second petit trajet Nord – Sud à la fin de la traverse entre les points GV7 et M4, en passant par le Dôme Talos (figure 2.25).

L'objectif principal de ces raids est une meilleure compréhension des processus à l'origine des gradients climatiques et environnementaux latitudinaux et longitudinaux dans ce secteur du continent Antarctique, et la documentation des conditions climatiques et atmosphériques de surface sur les 200 dernières années dans le bassin versant de Dôme C et de la terre Victoria. De nombreuses expériences scientifiques (topographie de surface, météorologie, etc.) et prélèvements ont été réalisés au cours de ces traverses, et notamment plusieurs dizaines de forages de faible profondeur (entre 25 et 55 m) pour l'étude de la composition chimique du manteau neigeux et du BMS. La détermination de ce dernier paramètre a été dévolue au LGGE en raison de sa capacité analytique et expertise dans ce domaine via les outils radiochimiques ; des mesures complémentaires de BMS ayant été réalisées par nos collègues italiens via des réseaux de balises.

Dans ce contexte, j'ai analysé 17 carottes de neige/névé entre 2002 et 2004, prélevées lors de la seconde campagne de terrain, en comptage bêta global et spectrométrie gamma (détecteur germanium HP coaxial type N) pour la détermination du BMS moyen, via la datation absolue avec les horizons repères radioactifs liés aux essais nucléaires. Pour chaque forage, un tiers de la carotte a été utilisé pour les analyses radiochimiques ; les deux autres tiers étant dévolus aux analyses d'espèces chimiques et d'isotopes stables. Chaque « tiers » de carotte a été découpé en chambre froide à Rome,

puis rapatrié à Grenoble, au LGGE, (a) pour la découpe des échantillons (longueur standard 15 cm), (b) suivie de la préparation et de l'analyse de ces derniers (cf. travaux décrits dans ce chapitre). Etant donné les faibles activités observées sur le plateau Antarctique autant pour les produits de fission que pour le ^{210}Pb, conjuguées aux faibles quantités de matière analysées, les temps de comptage par échantillon en spectrométrie gamma ont été relativement longs, de l'ordre de 4.3×10^5 secondes (5 jours). Les temps de comptage en bêta global sont beaucoup plus courts (6h / échantillon). Le tableau 2.11 récapitule les valeurs de BMS sur la période 1965-2001 déduites de ces mesures, dans les différents sites de forage, ainsi que les données de BMS obtenues avec les balises, les températures à 15 m de profondeur dans le manteau neigeux, et les valeurs moyennes de l'isotope δ^{18}O mesuré dans des puits aux abords des points de forage.

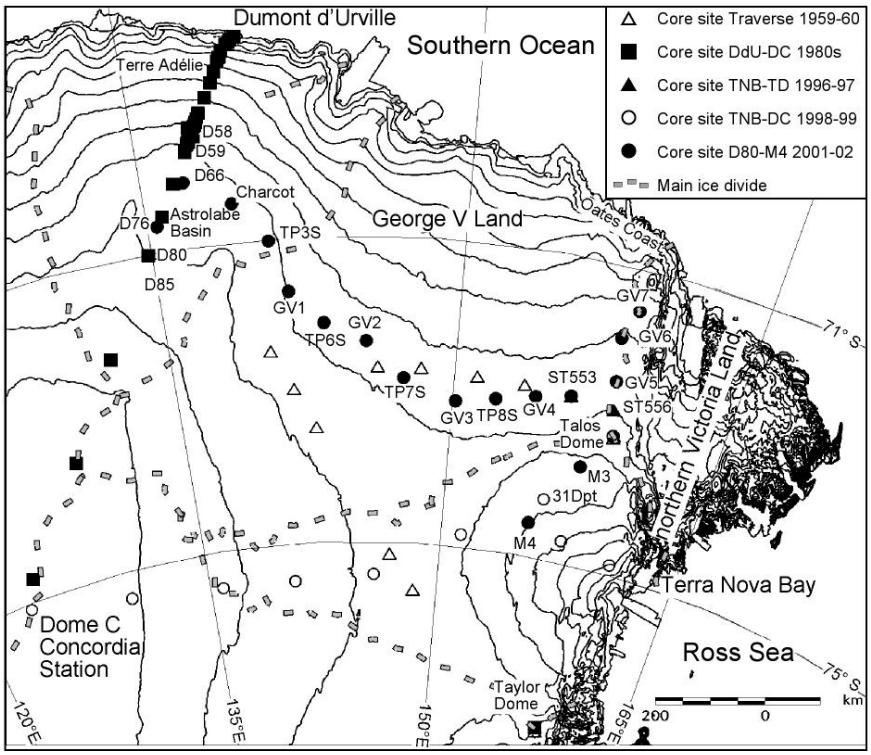


Figure 2.25 : Carte du bassin de drainage Nord et Est de Dôme C (Antarctique de l'Est) avec les contours topographiques et visualisation des sites de carottage réalisés dans le secteur depuis 1959-1960 (image extraite de (Magand and others, 2004).

Dans le tableau 2.11, l'incertitude associée à la valeur de BMS est déterminée selon la formule suivante (cf. article V – annexe A) :

$$\frac{\delta(BMS)}{BMS} \leq \sqrt{2 \times \left(\frac{< 0.5 \times l}{\Delta z}\right)^2 + \left(\frac{\delta(\Delta t)}{\Delta t}\right)^2 + \left(\frac{\delta(\Delta m)}{\Delta m}\right)^2} \qquad (2.16)$$

avec *l* qui correspond à la longueur de l'échantillon, Δz et Δt représentent respectivement la différence de profondeur et d'âge entre les horizons datés considérés (dans notre cas, 1965 et l'âge de la surface lors du prélèvement, soit 2001), et Δm est la différence de masse entre les deux colonnes de neige localisées au-dessus de chacun des horizons datés. Les paramètres *l,* Δz et Δm sont exprimés en mètre équivalent eau. $\delta(\ )$ est l'incertitude de la variable considérée dans la parenthèse, comme par exemple l'erreur considérée dans la date de dépôt de 1965 (±1 année – cf. sous-section 2.2.2). Dans le cadre de notre étude, l'erreur associée à la valeur de BMS est inférieure à 6%.

Site	Longitude Est	Latitude Sud	Altitude WGS84	T. -15 m (°C)	β, γ 1965-2001 (kg m^2 yr^{-1})	Balises 2001-02 (kg m^2 yr^{-1})	δ^{18} O
D76	135°27.211'	69°34.977'	2417	-41.7	218 ± 13	---------	
D66	136°56.112'	68°56.378'	2333	-38.5	213 ± 13	242 (44%)	-36.85
Charcot	139°00.883'	69°22.483'	2348	-38.3	45 ± 3	---------	
TP3S	140°34.539'	70°01.747'	2302	-39.8	142 ± 9	---------	
GV1	141°23.00'	70°52.266'	2244	-42.3	117 ± 7	---------	-38.76
TP6S	143°04.92'	71°24.502'	2160	-41.6	96 ± 7	---------	
GV2	145°15.786'	71°42.702'	2143	-42.3	112 ± 7	139 (103%)	-38.43
TP7S	147°17.244'	72°18.114'	2176	-43.0	94 ± 6	---------	
GV3	150°10.433'	72°37.7'	2137	-42.8	84 ± 5	95 (74%)	-38.78
TP8S	152°21.430'	72°31.252'	2154	-41.4	82 ± 5	---------	
GV4	154°29.049'	72°23.317'	2126	-41.5	100 ± 6	106 (43%)	
St553	156°22.093'	72°16.675'	2169	-39.9	113 ± 7	---------	
GV5	158°32.216'	71°53.22'	2184	-36.9	129 ± 7	145 (57%)	-35.61
GV6	158°16.975'	71°10.622'	2048	-34.4	153 ± 8	---------	
GV7	158°51.749'	70°41.052'	1947	-31.8	241 ± 13	290 (31%)	-31.23
M3	157°39.699'	73°22.916'	2203	-43.2	101 ± 6	---------	
M4	155°17.99'	74°26.935'	2013	-40.8	251 ±13	---------	

Tableau 2.11 : Compilation de données de BMS obtenues par la détection des horizons repères radioactifs liés aux essais nucléaires atmosphériques dans 17 carottes de neige, prélevées lors de la campagne de terrain ITASE 2001-2002. Les valeurs de BMS obtenues par des mesures sur des réseaux de balises, les données de températures et d'oxygène, et la localisation des sites sont également reportées (Magand and others, 2004).

Les nouvelles données BMS obtenues par analyse de la radioactivité permettent en premier lieu d'incrémenter les bases de données de BMS obtenues sur le terrain au niveau du continent Antarctique depuis les années 1950 (cf. chapitre 3), et surtout de bénéficier d'un nombre conséquent de valeurs d'accumulation dans un secteur ou la couverture spatiale, pour l'étude de ce paramètre, était jusque-là relativement restreinte. Ces nouvelles données de BMS, comparées aux valeurs interpolées des cartes de BMS réalisées par (Vaughan and others, 1999) et (Giovinetto and Zwally, 2000), révèlent notamment une surestimation (de l'ordre de 33% en moyenne) des cartes interpolées vis-à-vis

des données terrain dans ce secteur de l'Antarctique. Ces différences sont largement dues à la faible couverture spatiale des données de BMS dans ce secteur, comme préalablement cité.

L'intégration des données présentées dans le tableau 2.11, couplées à des données satellite sur le paramètre vent, obtenues lors de ces traverses, montre :

(i) Un gradient thermique adiabatique sec, couplé à des valeurs isotopiques, de BMS et de températures plus faibles dans le bassin versant de Dôme C (Terre de Georges V, entre les sites D66 et GV5 – figure 2.25) ;

(ii) Des gradients thermiques adiabatiques humides le long de la ligne de crête entre le Dôme Talos et la côte océanique (entre les sites M4 et GV7) et dans le bassin de l'Astrolabe (entre les sites D58 et D66), dans des secteurs plutôt caractérisés par des valeurs isotopiques, de températures et de BMS plus élevées.

La persistance de pressions atmosphériques plus élevées, dans le bassin versant de Dôme C, liées à la présence plus soutenue des vents catabatiques dans ce secteur, pourrait être à l'origine de ce constat et s'expliquerait par la limitation, dans ce secteur, de l'intrusion des masses d'air humides en provenance de l'océan en raison de l'action du vent sec d'origine continentale.

L'ensemble de ces nouvelles données de BMS, ainsi qu'une partie des données géophysiques et météorologiques, font l'objet d'un article (VI) publié dans *Annals of Glaciology* en 2004, présenté en annexe B :

Magand, O., Frezzotti, M., Pourchet, M., Stenni, B., Genoni, L., Fily, M., 2004. Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica. *Annals of Glaciology*, 39, 351-358.

2.4.2 Application dans les Andes avec le programme SanVallor

L'étude de la variabilité climatique passée à partir des archives glaciaires a été largement développée au cours de ces dernières décennies dans les régions polaires et dans les régions tropicales, et plus particulièrement dans la région des Andes centrales, entre 0° et 20° de latitude Sud. Ces enregistrements couvrent une période de temps plus courte (~20 000 ans) que les carottes prélevées sur le continent Antarctique, mais offrent une haute résolution temporelle permettant d'aborder l'étude de la variabilité climatique de l'échelle saisonnière à décennale. Pourtant, il subsiste un « trou » important dans la couverture spatiale des archives climatiques passées dans les moyennes latitudes de l'Amérique du Sud, le long du transect Equateur – Pôle, afin de faire le lien entre les deux systèmes. De façon plus générale, il existe peu d'enregistrements continentaux dans l'hémisphère Sud à ces latitudes. Ce manque est d'autant plus important que les travaux récents extraits de modèles suggèrent

des liens étroits entre les variabilités climatiques observées sur le continent Antarctique, et le phénomène ENSO (*El Nino Southern Oscillation*), par exemple (Ichiyanagi and others, 2002; Werner and Heimann, 2002). La compréhension de l'influence de tels modes climatiques sur la variabilité locale (température, précipitations, circulation atmosphérique) est donc fortement limitée par l'absence de disponibilité d'observations longues et fiables, notamment en haute altitude, au sud de l'Amérique du Sud. Dans ce contexte, les glaciers de Patagonie apparaissent dès lors comme d'excellents sites de forage pour accéder à de telles archives climatiques. Dans le cadre du projet ANR (Agence Nationale de la Recherche) SanVallor, il a été proposé de "combler" ce manque de documentation en effectuant des forages sur un sommet émergeant de la calotte patagonienne : Le San Valentin, localisé sur le versant humide de la cordillère (figure 2.26).

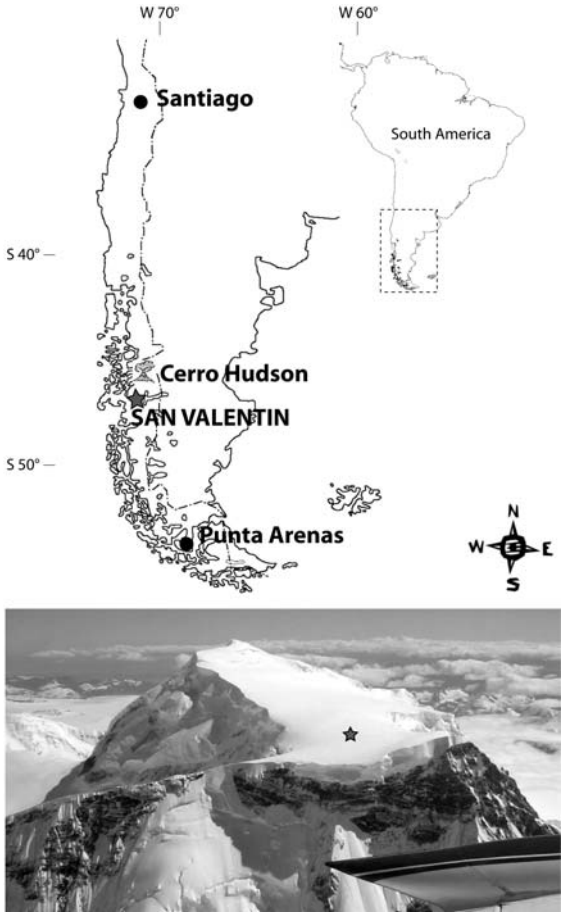


Figure 2.26 : Carte de localisation et photo du sommet du San Valentin dans le Nord de la Patagonie, Chili. L'étoile montre la position du site de forage (46°35'19''S, 73°19'39''W, 3747 m). La localisation du volcan Hudson, à 80 km au Nord – Nord Est du San Valentin, est également pointée (extraite de Vimeux et al., 2008).

2.4.2.1 Forage test de 2005

Un forage test a été réalisé sur le sommet du San Valentin, en mars 2005, par des membres français de l'Unité de Recherche IRD (Institut de Recherche pour le Développement) Great Ice, du

LGGE, ainsi que des partenaires chiliens, du CECS (Centro de Estidios Cientificos). L'objectif de ce forage test (carotte de névé de longueur 15.3 m) était de tester les potentialités de reconstructions paléo environnementales et paléoclimatiques de ce site, par l'analyse et la vérification de la préservation des signaux isotopiques et chimiques, et l'estimation du taux moyen d'accumulation. Le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) a eu en charge l'analyse des isotopes de l'eau en collaboration avec l'université de Copenhague, et le LGGE, en parallèle, a étudié la composition chimique du manteau neigeux, ainsi que les espèces radiochimiques pour la datation et la détermination du BMS.

Dans ce contexte, j'ai analysé la carotte test (23 échantillons – découpe tous les 60 cm), en comptage bêta global et spectrométrie gamma (détecteur germanium HP coaxial type N). Par analogie avec la description de l'étude précédente (travaux ITASE), les temps de comptage par échantillon en spectrométrie gamma ont été relativement longs, entre $4.3x10^5$ et $9x10^5$ secondes (5 à 10 jours), en comparaison des analyses en bêta global (6h / échantillon). Les quantités de matière analysées, 2 à 3 fois plus importantes que dans le cadre du programme ITASE, n'ont pas été suffisantes pour « compenser » les très faibles activités (profils des radioéléments naturels et artificiels non exposés dans le manuscrit) observées au sommet du San Valentin. J'ai également fortement contribué à l'interprétation de la datation, étant donné que celle-ci s'est appuyée à la fois sur les profils radiochimiques obtenus (identification des horizons repères et désintégration du ^{210}Pb), mais également sur le comptage de cycles saisonniers d'espèces chimiques d'origine continentale ($_{nss}Ca^{2+}$ ou *non sea salt Calcium* en tant que marqueurs de dépôts de poussières) et la détection de possibles marqueurs (pic de halite) d'origine volcanique (cas de l'éruption du volcan Hudson en 1991). Basée sur cette approche multi paramètres, la datation de la carotte test montre la possibilité de reconstruire les évènements climatiques passés sur une quarantaine d'années pour les 15 premiers mètres. La consistance des différentes approches dans cette estimation permet ainsi de dater le fond de la carotte test (15.3 m) à 1965 avec une incertitude de l'ordre de 1 à 5 années. Le taux d'accumulation net moyen annuel sur le site du San Valentin est estimé à 36±3 cm de neige par an (190±2 kg m^{-2} an^{-1}). Cette valeur de taux d'accumulation net est la plus faible jamais observée dans cette région (Patagonie Nord et Sud) ou des forages de faible profondeur avait jusque-là été réalisés. Les données publiées jusqu'à présent montraient des taux d'accumulation nette pouvant atteindre plusieurs mètres de neige par an, avec par exemple, plus de 1200 kg m^{-2} an^{-1} sur le site de Moreno (Patagonie Sud) à 2000 m d'altitude, ou ~1000 kg m^{-2} an^{-1} sur le Gorra Blanca Norte, à 2300 m d'altitude. Comparé à ces valeurs, le BMS moyen annuel du San Valentin parait relativement faible, mais n'apparaît pas aberrant si nous prenons en compte l'altitude du site (1000 à 2000 m plus haut que les précédents forages dans la région), d'une part, et l'effet érosif du vent sur les dépôts de neige, d'autre part.

Outre une accumulation moyenne relativement faible, les résultats de ce forage test ont montrés (a) que les enregistrements chimiques et isotopiques sont correctement préservés dans la neige et glace de ce site, avec une température à 10 m de l'ordre de -11.9 °C, (b) que le site du San Valentin n'est pas seulement influencé par les arrivées de masses d'air originaires du Pacifique Sud et directement transportées par les vents d'Ouest dominant, mais aussi par des apports potentiels de source continentale d'Amérique du Sud amenée par des vents de Nord – Nord Est et parfois mélangée avec des masses d'air plus âgées d'origine circumpolaire. L'influence relative de ces sources d'apports atmosphériques semble varier à l'échelle interannuelle. Le site du San Valentin offre donc une quantité importante d'informations sur le Pacifique Sud, les régions argentines localisées au Nord Est du site, ainsi que sur la variabilité du climat Antarctique. De plus, l'épaisseur de la glace (profils radar) est comparable à celle mesurée sur d'autres glaciers andins, c'est à dire supérieure à 150 m. En conséquence, cette étude préliminaire indiquait que le site du San Valentin peut permettre d'obtenir (a) des enregistrements climatiques sur les 1000 dernières années avec une résolution saisonnière sur les derniers siècles et (b) un enregistrement potentiel de la dernière transition glaciaire-interglaciaire, voire le DMG (Dernier Maximum Glaciaire) par analogie avec les résultats obtenus sur les autres glaciers andins où l'épaisseur de glace est similaire mais l'accumulation annuelle plus forte. L'ensemble des travaux réalisés sur le forage test de 2005, et les résultats associés, sont synthétisés dans un article récemment publié dans *Journal of Geophysical Research* en 2008 :

Vimeux, F., De Angelis, M., Ginot, P., **Magand, O.**, Casassa, G., Pouyaud, B., Falourd, S., Johnsen, S., 2008. A promising location in Patagonia for paleoclimate and paleoenvironmental reconstructions revealed by a shallow firn core from Monte San Valentin (Northern Patagonia Icefield, Chile). *Journal of Geophysical Research*, 113, D16118, doi:10.1029/2007JD009502

2.4.2.2 Forages 2007

Au vu de ces premiers résultats encourageant, une seconde campagne de terrain a permis au cours du printemps 2007, la collecte de neuf carottes supplémentaires, dont six carottes courtes de 20 m, deux carottes de moyenne profondeur (58 et 71 m) et une carotte longue de 122 m, qui a permis d'accéder au socle. Par analogie avec les travaux réalisés dans la carotte test de 2005, les analyses isotopiques, chimiques et radiochimiques ont été entreprises sur certaines de ces carottes, et j'ai analysé la carotte de 71 m en vue de vérifier la cohérence de la datation précédemment proposée, d'une part, et affiner cette dernière d'autre part, avec une série plus longue en ce qui concerne le profil de ^{210}Pb (profil non exposé dans le manuscrit). La figure 2.27 montre le profil complet des produits de fission, ^{90}Sr et ^{137}Cs, obtenu en comptage bêta et spectrométrie gamma (données non publiées). Le profil bêta global met en évidence deux pics importants de concentrations entre 21.62 et 22.00 m, et 24.64 et 25.02 m pouvant correspondre respectivement aux retombées de 1970±1 (forte présomption – essais chinois et français) et 1965±1 (très forte présomption – période apogée des essais

atmosphériques entre 1961 et 1962). Le profil bêta global complet tend à estimer également l'atteinte de valeurs de bruit de fond naturel en dessous de 32 m, suggérant la séparation des périodes pré- et post-ère nucléaire (pré-1952±1) à cette profondeur. En spectrométrie gamma, les profils de ^{137}Cs et ^{241}Am tendent à confirmer le précédent résultat. Il faut noter l'absence de détection du pic de retombée de 1955 (tests de *Castle Hill series*) dans ce secteur. Cette absence n'implique pas forcément que les retombées de produits de fission liés à ces séries d'essais nucléaires atmosphériques n'ont jamais eu lieu, mais que, si retombées il y a eues, les couches de neige dans lesquelles les radioéléments étaient incorporés ont été partiellement ou complètement érodées (action éolienne possible ?). Dans tous les cas, ces résultats, encore préliminaires, tendent à indiquer que le taux d'accumulation net moyen annuel déduit de ces profils, serait plus élevé que celui précédemment décrit dans l'article récapitulant les résultats de la campagne 2005, avec une valeur préliminaire de l'ordre de 55±2 cm de neige par an, ou 310±20 kg m^{-2} an^{-1} pour la période 1952-2007. Ces valeurs restent toutefois toujours faibles par rapport aux forages réalisés dans ce secteur d'Amérique du Sud. De nombreuses autres analyses (espèces chimiques, isotopes stables) sont actuellement en cours, et devraient nous permettre d'affiner l'ensemble de la datation.

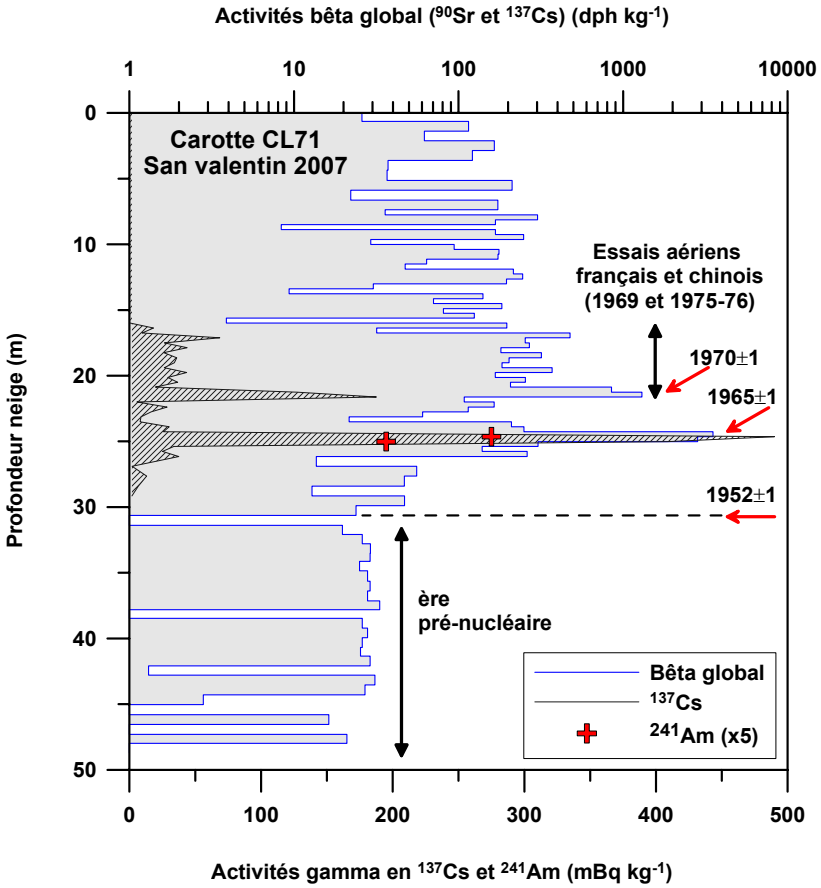


Figure 2.27 : Profil des activités en bêta global (^{90}Sr et ^{137}Cs) et en spectrométrie gamma (^{137}Cs, ^{241}Am) obtenu pour la carotte longue CL71, prélevée au sommet du San Valentin au printemps 2007. Les profils ne sont pas corrigés de la décroissance radioactive des radionucléides ^{90}Sr, ^{137}Cs et ^{241}Am depuis leur dépôt et/ou formation. Les activités sont exprimées en désintégration par heure (dph kg^{-1}) et en millibecquerels par kilos (mBq kg^{-1}).

2.4.3 Autres utilisations : Sédiments lacustres et réservoirs atmosphériques

Au sein du LGGE, la thématique radiochimie, dont je suis responsable depuis 2002, intervient également dans des programmes nationaux et internationaux dont les objectifs sont liés à l'étude des sédiments lacustres, mais aussi du réservoir atmosphérique. Dans le cadre des sédiments lacustres, l'intervention de l'activité radiochimie est sensiblement analogue à celle développée dans la matrice neige, à savoir la datation (chronologie absolue et relative) et l'estimation de taux de sédimentation (soit interprétation des spectres et profils obtenus). Dans le cadre des programmes basés sur l'étude du réservoir atmosphérique, les outils radiochimiques sont utilisés en tant que traceurs pour étudier le temps de résidence des aérosols, mais également aider à estimer l'origine lointaine ou non de ces mêmes aérosols. Enfin, l'estimation des flux de dépôts atmosphériques des radionucléides naturels et artificiels via l'ensemble des mesures réalisées dans les trois types de collecteurs naturels que sont la neige, les sédiments et le sol continental, et l'étude de leurs variations spatiales et temporelles permettent de reconstruire les évolutions passées des différents milieux environnementaux. Trois exemples de ces différents travaux sont simplement cités ci-dessous:

Etude des sédiments lacustres :

(i) Chapron, E., Fain, X., **Magand, O.**, Charlet, L., Debret, M., Mélières, M.A., 2007. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lac Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeecology*, 252, 586-600, doi:10.1016/j.palaeo.2007.05.015.

La publication ci-dessus fait suite à l'analyse fine (tous les 0.5 cm depuis l'interface eau-sédiment) en spectrométrie gamma (détecteur germanium HP Puits type P – non décrit dans le manuscrit) au LGGE de 40 échantillons extraits d'une carotte de sédiment collectée dans le lac Blanc, Massif des Grandes Rousses, France. Ces analyses, réalisées en 2006, ont permis d'établir une datation précise (via les radioéléments ^{210}Pb, ^{137}Cs et ^{241}Am), supportée par des études complémentaires basées sur la détection d'évènements chronologiques (type tremblement de terre…) via l'étude minéralogique et granulométrique. Le modèle d'âge obtenu a permis de reconstruire les évolutions environnementales récentes dans ce secteur, et plus précisément, les fluctuations continues des glaciers (avancées et reculs) de 1820 à 1880, date estimée de la fin du Petit Age Glaciaire dans cette région. Cette étude a été réalisée dans le cadre d'une collaboration avec des collègues du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT) à Grenoble, et de l'Institut Géologique de l'ETH, à Zurich, Suisse.

(ii) Arnaud, F., **Magand, O.,** Chapron, E., Boes, X., Bertrand, S., Mélières, M.A., 2006. Radionuclide profiles (^{210}Pb, ^{137}Cs, ^{241}Am) as a help for dating recent sediments in highly active geodynamic setting (lakes Puyehue and Icalma, Chilean Lake District). *The Science of the Total Environment*, 366, 837-850**.**

L'objectif premier de cet article a été la reconstitution de la chronologie de dépôts sédimentaires récents collectés dans deux lacs chiliens (Lacs Puyhue et Icalma), localisés dans des secteurs soumis à de très fortes perturbations d'ordre géodynamique (tremblements de terre, éruptions volcaniques). Le challenge de cette publication a consisté à développer une méthode permettant d'utiliser les profils de radioéléments naturels (^{210}Pb) et artificiels (^{137}Cs, ^{241}Am) en vue d'une datation précise, dans un secteur où les dépôts de ces isotopes se sont avérés relativement faibles d'une part, et fortement perturbés d'autre part par les évènements suscités. Au cours de ce travail, effectué entre 2004 et 2005, plus de 80 échantillons ont été comptés en spectrométrie gamma au LGGE (détecteur germanium HP Puits type P – non décrit dans le manuscrit). Cette étude s'inscrit dans le cadre d'une collaboration avec des collègues du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) à Chambéry, et du Centre Renard de Géologie Marine (Université de Gent, Gent) et de l'Unité de Recherche sur les argiles et paléoclimats de l'Université de Liège, Belgique.

Etude du réservoir atmosphérique :

(i) **Magand, O.,** Ferrari, C., Gauchard, P.A., Amato, P., Fain, X., 2006. Analysis of ^{7}Be and ^{210}Pb air concentrations in Ny-Alesund, Svalbard (CHIMERPOL II project): preliminary results. *Mem. Natl. Inst. Polar Res.*, 59, 96-115.

Le travail présenté dans l'article ci-dessus s'inscrit dans le cadre du programme CHIMERPOL II (CHImie du MERcure du zone POLaire), soutenu par l'Institut Polaire Paul Emile Victor (IPEV), et réalisé sur le terrain entre 2004 et 2006 (campagnes mensuelles au printemps) dans l'archipel du Svalbard. Un des objectifs de ce programme, axé sur l'étude du mercure, a été la caractérisation des aérosols (origine, taille, etc.) présent lors de la manifestation des évènements de pluies de mercure atmosphérique (*Atmospheric Mercury Depletion Events* – AMDE). Pour ce faire, nous avons notamment utilisé les outils radiochimiques, largement utilisés dans les études de surveillance des nuages de pollution par exemple (type *Arctic haze*), pour la caractérisation des masses d'air et particules atmosphériques. L'article relate les résultats préliminaires des variations journalières des concentrations atmosphériques en ^{7}Be et ^{210}Pb dans des échantillons d'aérosols prélevés à Ny-Alesund, Svalbard, du 14 avril au 7 mai 2004. Ces travaux ont permis d'introduire de nouvelles valeurs dans les compilations de données de radioactivité atmosphérique en zones polaires. Dans le cadre de ce projet, outre la préparation et l'analyse en spectrométrie gamma (détecteur germanium HP coaxial type N) des filtres collectés à Ny-Alesund, mon implication a également concerné la préparation et la participation à 3 campagnes de terrain où cours desquelles l'outil radiochimique a également été appliqué sur la matrice neige pour la datation.

2.5 Références bibliographiques

Adams, C.E., N.H. Farlow, and W.R. Schell. 1958. Compositions, structure and origins of radioactive fallout particles. *U.S. Naval Radiological Defense Laboratory Technical Report USNRDL-TR-209.*

Anschutz, H., O. Eisen, H. Oerter, D. Steinhage, and M. Scheinert. 2007. Investigating small-scale variations of the recent accumulation rate in Central Dronning Maud Land, East Antarctica. *Ann. Glaciol.,* **46**, 14-21.

Anschutz, H., O. Eisen, W. Rack, and M. Scheinert. 2006. Periodic surface features in coastal East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.,* **33**(L22501), doi:10.1029/2006GL027871.

Arimoto, R., A. Hogan, P. Grube, D. Davis, J. Webb, C. Schloesslin, S. Sage, and F. Raccah. 2004. Major ions and radionuclides in aerosol particles from the South Pole during ISCAT-2000. *Atmos. Environ.,* **38**, 5473-5484.

Arnaud, F., O. Magand, E. Chapron, S. Bertrand, X. Boes, F. Charlet, and M.A. Mélières. 2006. Radionuclide dating (210Pb, 137Cs, 241Am) of recent lake sediments in a highly active geodynamic setting (lakes Puyhue and Icalma - Chilean lake district). *The Science of the Total Environment,* **366**, 837-850.

Baklanov, A., and J.H. Sorensen. 2001. Parameterisation of radionuclide deposition in atmospheric long-range transport modelling. *Phys. Chem. Earth (B),* **26**((10)), 787-799.

Balkanski, Y., D.J. Jacob, G.M. Gardner, W.C. Graustein, and K.K. Turekian. 1993. Transport and residence time of tropospheric aerosols inferred from a global three-dimensional simulation of 210Pb. *J. Geophys. Res.,* **98**(D11), 20573-20586.

Bennett, B.G. 1978. Environmental aspects of americium. *EML-348*.

Bhandari, N., D. Lal, and D. Rama. 1966. Stratospheric circulation studies based on natural and artificial radioactive tracer elements. *Tellus,* **18**, 391-405.

Brost, R.A., J. Feitcher, and M. Heimann. 1991. Three-dimensional simulation of 7Be in a global climate model. *J. Geophys. Res.,* **96**(22), 22423-22445.

Carter, M.W., and A.A. Moghissi. 1977. Three decades of nuclear testing. *Health Physics,* **33**, 55-71.

Crandall, W.K., C.R. Molenkamp, A.L. Williams, M.M. Fulk, and R. Lange. 1973. An investigation of scavenging of radioactivity from nuclear debris clouds: research in progress. *Report UCRL-51328, Lawrence Livermore National Laboratory, California, USA.*

Crozaz, G. 1967a. Mise au point d'une méthode de datation des glaciers basée sur la radioactivité du Plomb-210. *Thesis, Université Libre de Bruxelles*.

Crozaz, G. 1967b. Datation des glaciers par le Plomb-210. *In: Radioactive Dating and Methods of Low-level Counting, IAEA, Vienna*, 385-393.

Delmas, R., J. Beer, H.A. Synal, R. Muscheler, J.R. Petit, and M. Pourchet. 2004. Bomb-test 36Cl measurements in Vostok snow (Antarctica) and the use of 36Cl as a dating tool for deep ice cores. *Tellus,* **Series B, 56**(5), 492-498.

Delmas, R., and M. Pourchet. 1977. Utilisation de filtres échangeurs d'ions pour l'étude de l'activité Béta globale d'un carottage glaciologique. *International Association of Hydrological Sciences Publication,* **118**, 159-163.

Dibb, J.E., P.A. Mayewski, C.S. Buck, and S.M. Drummey. 1990. Beta radiation from snow. *Nature,* **345**, 25-25, doi:10.1038/345025ao.

Duenas, C., M.C. Fernandez, J. Carretero, E. Liger, and S. Canete. 2004. Long-term variation of the concentrations of long-lived Rn descendants and cosmogenic 7Be and determination of the MRT of aerosols. *Atmos. Environ.,* **38**, 1291-1301.

Eisen, O., M. Frezzotti, C. Genthon, E. Isaksson, O. Magand, M.R. Van den Broeke, D.A. Dixon, A.A. Ekaykin, P. Holmlund, T. Kameda, L. Karlof, S. Kaspari, V.Y. Lipenkov, H. Oerter, S. Takahashi, and D.G. Vaughan. 2007. Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica. *Rev. Geophysics,* **46**, RG2001, doi:2010.1029/2006RG000218.

Eisenbud, M. 1987. Environmental radioactivity from natural and military sources. *3rd Ed., New York Academy Press*, 152.

Eisenbud, M., and T. Gesell. 1997. Environmental radioactivity (from Natural, Industrial and Military Sources). *In 4th Edition, Academic Press (Chapter 6, Natural Radioactivity)*, 135-201.

El-Hussein, A., and A.A. Ahmed. 1994. Activity size distribution of natural radionuclides. *Radiat. Phys. Chem.,* **44**(2), 99-101.

Fahnestock, M.A., T.A. Scambos, C.A. Shuman, R.J. Arthern, D.P. Winebrenner, and R. Kwok. 2000. Snow megadunes fields on the East Antarctic Plateau: extreme atmosphere-ice interaction. *Geophys. Res. Lett.,* **27**((22)), 3719-3722.

Feely, H.W., R. Larsen, and C. Sanderson. 1985. Annual report of the surface air sampling program. *EML-440*.

Feely, H.W., and H. Seitz. 1970. Use of lead-210 as a tracer of transport processes in the stratosphere. *J. Geophys. Res.,*(75), 2885-2894.

Feely, H.W., H. Seitz, R.J. Lagomarsino, and P.E. Biscaye. 1966. Transport and fallout of stratospheric radioactive debris. *Tellus,* **18**(2-3), 316-328.

Feitcher, J., R.A. Brost, and M. Heimann. 1991. Three-dimensional modeling of the concentration and deposition of 210Pb aerosols. *J. Geophys. Res.,* **96**, 22447-22460.

Frezzotti, M., S. Gandolfi, F. La Marca, and S. Urbini. 2002b. Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: new field and remote-sensing data. *Ann. Glaciol.,* **34**, 81-88.

Gavini, M.B., J.N. Beck, and P.K. Kuroda. 1974. Mean residence times of the long-lived radon daughters in the atmosphere. *J. Geophys. Res.,* **79**, 4447-4459.

Giannakopoulos, C., M.P. Chipperfield, K.S. Law, and J.A. Pyle. 1999. Validation and intercomparison of wet and dru deposition schemes using 210Pb in a global three-dimensional off-line chemical transport model. *J. Geophys. Res.,* **104**, 23761-23784.

Gillette, D.A., I.H. Blifford, and C.R. Fenster. 1972. Measurements of the aerosols size distribution and vertical fluxes of aerosols on land subject to wind erosion. *J. Applied Meteorology,* **11**, 977-987.

Giovinetto, M.B., and H.J. Zwally. 2000. Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet. *Ann. Glaciol.,* **31**, 171-178.

Goldberg, E.D. 1963. Geochronology with Lead-210. *In Radioactive Dating. Proceedings of a Symposium, Athens, 19-23 November 1962, jointly sponsored by the IAEA and ICSU, Vienna, International Atomic Energy Agency*, 121-131.

Graustein, W.C., and K.K. Turekian. 1986. 210Pb and 137Cs in air and soils mesure the rate and vertical profile of aerosol scavenging. *J. Geophys. Res.,* **91**(D13), 14355-14366.

Hallden, N.A., I.M. Fisenne, D.Y. Ong, and J.H. Harley. 1961. Radioactive decay of weapons debris. *U.S. Atomic Energy Comm., HASL Rep. 117*, 194-199.

HASL, Health and Safety Laboratory. 1977. Final tabulation of monthly 90Sr fallout data: 1954-1976. *HASL-329*.

Holm, E., and R.B.R. Persson. 1977. Radiochemical studies of ^{241}Pu in Swedish reindeer lichens. *Health Physics,* **33**, 471-473.

Ichiyanagi, K., A. Numaguti, and K. Kato. 2002. Interannual variations of stable isotopes in Antarctic precipitation in response to El Nino Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.,* **29**((1)), 1001, doi:1010.1029/2000GL012815.

Jaworowski, Z. 1966. Temporal and geographical distribution of Radium D (lead-210). *Nature,* **212**, 886-889.

Jaworowski, Z., J. Bilkiewicz, L. Kownacka, and S. Wlodec. 1972. Artificial sources of natural radionuclides in the environment. In: "The natural Radiation environment II", compte-rendu d'un symposium international tenu à Houston, Texas, U.S.A., 7-11 avril 1972. Ed. John, A.S. Adams, Wayne M. lowder, Thomas F. Gesell. 809-818.

Jaworowski, Z., and L. Kownacka. 1976. Lead and radium in the lower stratosphere. *Nature,* **263**, 303-304.

Jia, G., C. Triulzi, F. Nonnis Marzano, M. Belli, and M. Vaghi. 2000. The fate of Plutonium, 241Am, 90Sr and 137Cs in the Antarctic ecosystem. *Antarct. Sci.,* **12**(2), 141-148.

Jouzel, J., L. Merlivat, M. Pourchet, and C. Lorius. 1979. A continuous record of artificial tritium fallout at the South Pole (1954-1978). *Earth Planet. Sci. Lett.,* **45**(1), 188-200.

Junge, C.E. 1963. Atmospheric radioactivity. In: Air Chemistry and Radioactivity (International Geosphysics). *Academic Press Inc, U.S.*, 209-287.

Kellogg, W.W. 1956. Atomic cloud height as a function of yield and meteorology. *U.S. Atomic Energy Comm., AECU-3403.*

Knuth, R.H., E.O. Knutson, H.W. Feely, and H.L. Volchok. 1983. Size distributions of atmospheric Pb and Pb-210 in rural New Jersey: Implications for wet and dry deposition. *In: H.R. Pruppacher, R.G. Semonin, and W.G.N. Slinn (Editors), Precipitation scavenging, Dry Deposition and Resuspension, Elsevier, N.Y.*, 1325-1334.

Koide, M., R. Michel, E.D. Goldberg, M.M. Herron, and C.C. jr Langway. 1979. Depositional history of artificial radionuclides in the Ross ice Shelf, Antarctica. *Earth Planet Sci. Lett.,* **44**, 205-223.

Kolb, W. 1974. The concentration of fission products and other radionuclides in the surface air between 1971 and 1973. *In: Radiation Protection and Environmental Protection, AED-CONF-74-725-000,* **1**, 227-245.

Krey, P.W. 1967. 90Sr, 144Ce, and 210Pb in the upper stratosphere. *Health and Safety Lab, U.S.A.E.C., New York, HASL-181*, 31-49.

Krishnaswami, S., D. Lal, J.M. Martin, and M. Meybeck. 1971. Geochronology of lake sediments. *Earth Planet Sci. Lett.,* **11**, 407-414.

Kritz, M.A., J.C. Leroulley, and E.F. Danielsen. 1990. The China Clipper-Fast advective transport of radon rich air from the asian boundary layer to the upper troposphere near California. *Tellus,* **42B**, 46-61.

Kuroda, P.K. 1982. Use of radioactive isotopes as atmospheric tracers. *In: Lambrecht, Richard M.M., Nabil (Eds). Applications of Nuclear and Radiochemistry. Pergamon Press*, 457-481.

Labeyrie, J. 1953. Mesure de la concentration des aérosols radioactifs émetteurs alpha. *Thèse de doctorat, Université de Paris*.

Laboratory, Environmental Measurements. 2000a. *High Altitude Sampling Program Database, http:/www.eml.doe.gov/, Dep. of energy, New York*.

Lambert, G., B. Ardouin, and J. Sanak. 1990. Atmospheric transport of trace elements toward Antarctica. *Tellus,* **42B**, 76-82.

Lambert, G., B. Ardouin, J. Sanak, C. Lorius, and M. Pourchet. 1977. Accumulation of snow and radioactive debris in Antarctica: a possible refined radiochronology beyond reference levels. *Union Géodésique et Géophysique Internationale, Association Internationale des Sciences Hydrologiques, Commission des Neiges et Glaces, Symposium Isotopes et Impuretés dans les neiges et glaces, Colloque de Grenoble,* **118**, 146-158.

Lambert, G., G. Polian, J. Sanak, B. Ardouin, A. Buisson, A. Jegou, and J.C. Le Roulley. 1982. Cycle du radon et de ses descendants: application à l'étude des échanges troposphère-stratosphère. *Ann. de Geophys.,* **38**(4), 497-531.

Libby, W.F. 1956. Current research findings on radioactive fallout. *Proc. Nat. Acad. Sci.,* **42**, 945-962.

Liu, H., D.J. Jacob, I. Bey, and R.M. Yantosca. 2001. Constraints from 210Pb and 7Be on wet deposition and transport in a global three-dimensional chemical tracer model driven by assimilated meteorological fields. *J. Geophys. Res.,* **106**, 12109-12128.

Lockhart, L.B., R.L. Patterson, A.W. Saunders, and et al. 1962. Summary report on fission products radioactivity in the air along the 80th meridian (West) 1957-1962. *NRL-6104 (1964), NRL-5869 (1963), NRL-5692 (1961), NRL-5528 (1960), NRL-5390 (1959).*

Machta, L., and R.J. List. 1959. Analysis of stratospheric strontium-90 measurements. *J. Geophys. Res.,* **64**(D9), 1267-1276.

MacKenzie, A.B. 2000. Environmental radioactivity: experience from the 20th century - trends and issues for the 21st century. *The Science of the Total Environment,* **249**, 313-329.

Magand, O., M. Frezzotti, M. Pourchet, B. Stenni, L. Genoni, and M. Fily. 2004. Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica. *Ann. Glaciol.,* **39**, 351-358.

Magand, O., G. Picard, L. Brucker, M. FIly, and C. Genthon. 2008. Snow melting bias in microwave mapping of Antarctic snow accumulation. *The Cryosphere,* **2**, 109-115 (www.the-cryosphere.net/102/109/2008/).

Merrill, T.J., R. Bleck, and A. Lixion. 1985. Modeling atmospheric transport to the Marshall islands. *J. Geophys. Res.,* **90**, 12927-12936.

Miralles, J. 2004. Etude couplée des radionucléides et des isotopes stables du plomb en Méditerranée Occidentale. *Thèse de doctorat, Université P. Cézanne, Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme*, 117.

Moore, H.E., S.E. Poet, and E.A. Martell. 1972. Tropospheric aerosol residence times indicated by radon and radon-daughter concentrations. *In: Adams, J.A.S., Lowder, Wayne M., Gesell, Thomas, F. (Eds), Natural Radiation Environment II. University of Texas, Houston, Tx.,* **CONF-720805-P2**, 775-786.

Moore, H.E., S.E. Poet, and E.A. Martell. 1973. 222Rn, 210Pb, 210Bi and 210Po profiles and aerosol residence times versus altitude. *J. Geophys. Res.,* **78**, 7065-7075.

Moore, J.K. 2008. Particular generalisation: The Antarctic treaty of 1959 in relation to the anti-nuclear movement. *Polar Record,* **44**(229), 115-125.

Mosley-Thompson, E., J.F. Paskievitch, A.J. Gow, and L.G. Thompson. 1999. Late 20th Century increase in South Pole snow accumulation. *J. Geophys. Res.,* **104**(D4), 3877-3886.

Newell, R.E., S.T. Shipley, V.S. Connors, and H.G. Reichle. 1988. Regional studies of potential carbon monoxide sources based on space shuttle and aircraft measurements. *J. Atmos. Chem.,* **6**, 61-81.

Noshkin, V.E., K.M. Wong, R.J. Eagle, and C. Gatrousis. 1975. Transuranics and other radionuclides in Bikini Lagoon: Concentration data retrieved from aged coral sections. *Limnol. Oceanogr.,* **20**, 729-742.

Papastefanou, C., and E.A. Bondietti. 1991. Mean residence times of atmospheric aerosols in the boundary layer as determined from 210Bi/210Pb activity ratios. *Journal of Aerosol Science,* **22**, 927-931.

Papastefanou, C., and A. Ioannidou. 1995. Aerodynamic size association of 7Be in ambient aerosols. *J. Environ. Radioactivity,* **26**(3), 273-282.

Picard, G., and M. Fily. 2006. Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers: Correcting 26-year time series from changes in acquisition hours. *Remote sensing of Environment,* **104**, 325-336, doi:310.1016/j.rse.2006.1005.1010.

Picciotto, E., G. Crozaz, and W. De Breuck. 1971. Accumulation on the South Pole-Queen Maud Land traverse, 1964-1968. *Antarctic Research Series, Antarctic Snow and Ice Studies II, edited by A.P. Crary, Am. Geophys. Union,* **16**, 257-315.

Picciotto, E., and S. Wilgain. 1963. Fission products in Antarctic snow, a reference level for measuring accumulation. *J. Geophys. Res.,* **68**(21), 5965-5972.

Pinglot, F. 1978. Dispositif automatique de mesure de la radioactivité Béta à bas-niveau d'échantillons de neige. *Thèse de doctorat, Institut National Politechnique de Grenoble*, 103.

Pinglot, F., and M. Pourchet. 1979. Low-level beta counting with an automatic sample changer. *Nucl. Instrum. Methods,* **166**(3), 483-490.

Pinglot, F., and M. Pourchet. 1994. Spectrométrie Gamma à très bas niveau avec anti-compton NaI (T1) pour l'étude des glaciers et des sédiments. *Journées des Spectrométries Gamma et X 93, CEA note 2756*, 291-296.

Pinglot, J.F., and M. Pourchet. 1995. Radioactivity measurements applied to glaciers and lake sediments. *The Science of the Total Environment,* **173/174**, 211-223.

Playford, K., J. Toole, and I. Adsley. 1993. Radioactive fallout in air and rain: results to the end of 1991. *AEA-EE-0498 DOE/RAS/93.003*.

Polian, G. 1984. Radioactivité naturelle atmosphérique dans l'hémisphère sud (natural radioactivity of the atmosphere in the southern hemisphere). *Thèse de doctorat, Université de Paris VI*.

Polian, G., G. Lambert, B. Ardouin, and A. Jegou. 1986. Long-range transport of continental radon in subantarctic areas. *Tellus,* **38B**, 178-189.

Pourchet, M., S.K. Bartarya, M. Maignan, J. Jouzel, F. Pinglot, A.J. Aristarain, G. Furdada, V.M. Kotlyakov, E. Mosley-Thompson, N. Preiss, and N.W. Young. 1997. Distribution and fall-out of 137Cs and other radionuclides over Antarctica. *J. Glaciol.,* **43**(145), 435-445.

Pourchet, M., O. Magand, M. Frezzotti, A.A. Ekaykin, and J.G. Winter. 2003. Radionuclides deposition over Antarctica. *J. Environ. Radioactivity,* **68**, 137-158.

Pourchet, M., F. Pinglot, and C. Lorius. 1983. Some meteorological applications of radioactive fallout measurements in Antarctic snows. *J. Geophys. Res.,* **88**(C10), 6013-6020.

Preiss, N. 1997. Etude du 210Pb d'origine atmosphérique dans l'air, la neige, les sols et les sédiments: Mesures, inventaires et interprétation à l'échelle globale. *Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble 1*, 345.

Preiss, N., M.A. Mélières, and M. Pourchet. 1996. A compilation of data on lead 210 concentration in surface air and fluxes at the air-surface and water-sediment interfaces. *J. Geophys. Res.,* **101(D22)**(D22), 28,847-828,862.

Preiss, N., M.A. Mélières, and M. Pourchet. 1997b. A compilation of data on lead 210 concentration in surface air and fluxes at the air-surface and water-sediment interfaces. *J. Geophys. Res.,* **101(D22)**(D22), 28,847-828,862.

Radakovitch, O. 1995. Etude du transfert et du dépôt du matériel particulaire par le 210Po et le 210Pb. Application aux marges continentales du golfe de Gascogne (NE Atlantique) et du golfe du Lion (NW Méditerranée). *Thèse de doctorat, Université de Perpignan*, 185 p.

Rasch, P.J., J. Feichter, K.S. Law, N. Mahowald, J. Penner, C. Benkovitz, C. Genthon, C. Giannakopoulos, P. Kasibhatla, D. Koch, H. Levy, T. Maki, M. Prather, D.L. Roberts, G.-J. Roelofs, D. Stevenson, Z. Stockwell, S. Taguchi, M. Kritz, M.P. Chipperfield, D.

Baldocchi, P. McMurry, L. Barrie, Y. Balkanski, R. Chatfield, E. Kjellstrom, M. Lawrence, H.N. Lee, J. Levieveld, K.J. Noone, J. Seinfeld, G. Stenchikov, S. Schwartz, C. Walcek, and D. Williamson. 2000. A comparison of scavenging and deposition processes in global models: results from the WCRP Cambridge Workshop of 1995. *Tellus,* **52B**(4), 1025-1056.

Rastogi, N., and M.M. Sarin. 2008. Atmospheric 210Pb and 7Be in ambient aerosols over low- and high-altitude sites in semi-arid region: Temporal variability and transport processes. *J. Geophys. Res.,* **113**(D11103), doi:10.1029/2007JD009298.

Rehfeld, S., and M. Heimann. 1995. Three dimensional atmospheric transport simulation of the radioactive tracers 210Pb, 7Be, 10Be and 90Sr. *J. Geophys. Res.,* **100**(D12), 26141-26161.

Ribeiro, S.G., and M. Arribere. 2002. 137Cs dating of lake cores from the Nahuel Huapi National Park, Patagonia, Argentina: historical records and profile measurements. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry,* **252**(1), 37-45.

Robbins, J.A. 1978. Geochemical and geophysical applications of radioactive lead. *In: The biogeochemistry of lead in the environment. Ed: NRIAGU, North-Holland Biomedical Press, Elsevier*, Chap. 9, 285-387.

Salbu, B., and O.C. Lind. 2005. Radioactive particles released from various nuclear sources. *Radioprotection,* **40**((1)), S27-S32, doi:10.1051/radiopro:2005s1051-1005.

Sanak, J. 1983. Contribution à l'étude du transport des aérosols d'origine continentale vers l'Antarctique (Origin and transport processes of the aerosols present in Antarctica). *Thèse de doctorat, Université de Picardie*, 250 p.

Sanak, J., A. Gaudry, and G. Lambert. 1981. Size distribution of 210Pb aerosols over oceans. *Geophys. Res. Lett.,* **8**, 1067-1069.

Sanak, J., and G. Lambert. 1977. Lead 210 or climatic changes at South Pole? *Geophys. Res. Lett.,* **4**, 357-359.

Sisefsky, J. 1960. Autoradiographic and microscopic examination of nuclear-weapon debris particles. *Forsvarets Forskningsanstalt, Stockholm, FOA 4 rapport A 4130-456.*, 1-37.

Todorovic, D. 1997. The effect of tropopause height on the content of radioactive debris in surface atmosphere. *Environment International,* **23**(6), 815-818.

Turekian, K.K., Y. Nozaki, and L.K. Benninger. 1977. Geochemistry of atmospheric radon and radon products. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.,* **5**, 227-255.

UNSCEAR. 1982. Ionizing radiation: Sources and Biological Effects. *United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Report to the General Assembly with scientific annexes.,* **United Nations sales publication E.82.IX.8.**

UNSCEAR. 1988. Ionizing radiation: Sources and Biological Effects. *United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation,* **United Nations sales publication E.88.IX.7.**, 674 p.

UNSCEAR. 1993. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Sources and Effects of Ionizing Radiation, Annex C. *United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Report to the General Assembly with scientific annexes.,* **United Nations sales publication E.94.IX.2.**, 158-291.

UNSCEAR. 2000. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Sources and Effects of Ionizing Radiation. *Report to the General Assembly, United Nations, New York*.

Vaughan, D.V., J.L. Bamber, M. Giovinetto, J. Russell, and A.P.R. Cooper. 1999. Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica. *J. Clim.,* **12**, 933-946.

Werner, M., and M. Heimann. 2002. Modelling interannual variability of water isotopes in Greenland and Antarctica. *J. Geophys. Res.,* **107**(D1), 4001, doi:4010.1029/2001JD900253.

Whelpdale, P.M., A. Eliassen, J.N. Galloway, H. Douland, and J.M. Miller. 1988. The TransAtlantic transport of sulfur. *Tellus,* **40B**, 1-15.

Wilgain, S., E. Picciotto, and W. De Breuck. 1965. Strontium 90 fallout in Antarctica. *J. Geophys. Res.,* **70**(24), 6023-6032.

3

Analyse de données de bilan de masse de surface et contrôle qualité

Sommaire

3.1 Problématique 113
3.2 Description de l'étude 120
3.2.1 Notions de contrôle qualité et base de données de bilan de masse de surface 120
3.2.2 Présentation de l'article I 121
3.3 Article I 123
3.4 Informations complémentaires 137
3.4.1 Distribution en valeurs du bilan de masse de surface dans les compilations S1/S2 137
3.4.2 Sensibilité du bilan de masse de surface à l'échantillonnage spatial 141
3.4.3 Couverture temporelle des compilations S1/S2 158
3.5 Références bibliographiques 160

3.1 Problématique

Les cartes interpolées du BMS à l'échelle du continent Antarctique résultent traditionnellement de la compilation des données de BMS obtenues sur le terrain, via l'ensemble des méthodes et techniques préalablement décrites dans (Eisen and others, 2007) et le chapitre 2. Les bases de données de terrain de BMS à l'origine de ces cartes ont été incrémentées au fur et à mesure de la réalisation des campagnes et traverses en Antarctique depuis les années 1950, impliquant la construction de cartes progressivement plus détaillées et en principe plus précises dans des secteurs préalablement dépourvus de données. La considération d'une meilleure précision des cartes plus récentes de BMS est réaliste à partir du moment où nous acceptons le postulat que les données nouvellement ajoutées de BMS sont estimées avec des méthodes de mesure plus précises, et sur des périodes temporelles progressivement plus significatives, donc en moyenne plus représentatives du secteur considéré. Au cours des 5 dernières décennies, un minimum de 26 compilations de données de

terrain de BMS a été recensé et présenté à la communauté glaciologique internationale. Les cartes les plus significatives, du point de vue de leur impact et utilisation, sont celles proposées par (Kotlyakov, 1961d), (Bull, 1971), (Giovinetto and Bentley, 1985), (Vaughan and others, 1999), (Giovinetto and Zwally, 2000) et (Arthern and others, 2006). (Giovinetto and Bull, 1987) ont montré que le BMS moyen calculé pour l'ensemble du continent Antarctique dans les compilations pré-1985 étaient globalement convergent, malgré les persistances de biais considérables entre elles dans certains secteurs. Ce constat reste d'actualité lorsque nous étudions en détail les résultats des travaux les plus récents en terme de réalisation de cartes interpolées.

Le tableau 3.1 décrit succinctement quatre exemples récents d'estimations de BMS (intégré et moyen) à l'échelle du continent Antarctique, obtenues par la réalisation de cartes interpolées, à partir des compilations de base de données de terrain. Ces quatre études donnent une idée des gammes de valeurs actuellement rencontrées dans la littérature pour la mesure du BMS Antarctique. Les valeurs présentées sont sensiblement proches les unes des autres et semblent montrer une certaine cohérence d'ensemble.

Pourtant, de nombreuses différences sont observables si nous nous focalisons sur les différents secteurs Antarctique. La carte de BMS de (Vaughan and others, 1999), construite avec une méthode d'interpolation utilisant les données de radiomètres micro-ondes (37 GHz) embarqués par satellite, suggèrent un BMS moyen, supérieur de plus de 15% par rapport à celui précédemment défini par (Giovinetto and Bentley, 1985), avec des différences de plus de 50% à l'échelle de certains bassins de drainage (cas de l'Antarctique de l'Est avec les Terres de la Reine Maud, de Enderby et le secteur du glacier Lambert). Reprenant la base de données terrain éditée par (Vaughan and others, 1999) et en l'incrémentant de 140 nouvelles données, (Giovinetto and Zwally, 2000) ont réalisé une carte de BMS basée sur une interpolation visuelle des données. Leur évaluation du BMS apparaît plus en accord avec la carte de (Vaughan and others, 1999) que celle de (Giovinetto and Bentley, 1985). Pourtant, les valeurs de BMS diffèrent toujours dans certains bassins de drainage (jusqu'à 30% en Terre de Wilkes et Adélie) et varient de 15% en moyenne à l'échelle de l'Antarctique de l'Est.

Références - Descriptif travaux	Remarques	BMS [(a)] (Gt an^{-1}) (kg m^{-2} an^{-1})	BMS [(b)] (Gt an^{-1}) (kg m^{-2} an^{-1})
1 (Vaughan and others, 1999) **Interpolation µondes**	1860 points terrain	1811 **(149)**	2288 **(166)**
2 – (Giovinetto and Zwally, 2000) **Interpolation visuelle**	2000 points terrain	/	2151 **(159)** 2020 **(149)**
3 – (Huybrechts and other, 2000) **Interpolation visuelle**	1560 points terrain	1924 **(149)**	2344 **(161)**
4 – (Arthern and others, 2006) **Interpolation µondes**	1860 points terrain	1730±22 **(143±4)**	/

Tableau 3.1 : Exemples d'estimations récentes de BMS intégrés et moyens, obtenues via des cartes interpolées. Le BMS est intégré sur le continent englacé seul (12 à 13x10^6 km^2 selon les auteurs) [(a)], ou sur le couple continent englacé et plates-formes de glace flottante (13.8 à 14.6x10^6 km^2 selon les auteurs) [(b)].

1 (Vaughan and others, 1999) – Cartographie du BMS via une interpolation spatiale des données de BMS de terrain, contrainte par des données de radiomètres micro-ondes (37 GHz) embarqués sur satellite (continent : 12.15x10^6 km^2 ; Continent + plates-formes de glace flottante : 13.78x10^6 km^2).

2 (Giovinetto and Zwally, 2000) - Cartographie du BMS via une interpolation visuelle des données de BMS de terrain compilées (continent + plates-formes de glace flottante : 13.55x10^6 km^2).

3 (Huybrechts and others, 2000) - Cartographie du BMS via une interpolation visuelle des données BMS terrain compilées (continent : 12.97x10^6 km^2 ; Continent + plates-formes de glace flottante : 14.62x10^6 km^2).

4 (Arthern and others, 2006) - Cartographie du BMS via une interpolation spatiale des données de BMS de terrain, contrainte par des données de radiomètres micro-ondes (6.9 GHz) embarqués sur satellite (continent : 12.10x10^6 km^2).

Sur la base de simulations de modèles climatiques (modèles de circulation générale atmosphérique - MCGA) et de ré-analyses de données météorologiques (ECMWF-ERA), (Genthon and Krinner, 2001) ont également montré la persistance de biais systématiques entre les cartes de BMS calculées par les modèles de simulation climatiques et météorologiques (ARPEGE0 et 1, ECHAM4, HADAM2b, LMDZ1, ECMWF-EOA et ERA – cf. Genthon and Krinner, 2001 pour le descriptif des caractéristiques)[1] et les cartes interpolées de (Vaughan and others, 1999) et (Giovinetto and Bentley,

[1] Période de simulation (a) pour les modèles ARPEGE, ECHAM et HADAM : 1979-1988 ; (b) pour le modèle LMDZ : 1987-1991 ; (c) pour les ré-analyses ECMWF-EOA : 1985-1991 ; (d) pour les ré-analyses ECMWF-ERA : 1979-1993.

1985). Malgré les différences propres préalablement décrites entre les deux cartes interpolées, la majorité des secteurs Antarctiques montrent des biais relativement similaires entre ces deux cartes et les modèles. Il est notamment constaté une tendance forte des modèles à calculer des valeurs de BMS relativement « sèches » dans les zones de plateau Antarctique, et « humides » dans les zones côtières, par rapport aux cartes de BMS. Ayant constaté que l'amplitude des biais systématiques observés ne pouvait s'expliquer par un simple décalage temporel entre les périodes de simulation (généralement courtes et récentes) et les périodes d'échantillonnage considérées pour les données de BMS de terrain utilisées pour la construction des cartes (Smith and others, 1998; Mosley-Thompson and others, 1999), (Genthon and Krinner, 2001) ont questionné l'exactitude et la précision de la carte interpolée de BMS de (Vaughan and others, 1999) en particulier, et plus généralement des cartes interpolées. Dans le cas de (Vaughan and others, 1999), ils ont notamment émis l'hypothèse d'imprécisions dans certaines valeurs de BMS de la carte, et plus particulièrement dans les secteurs du continent Antarctique dépourvus en données de BMS de terrain, et pour lesquelles les biais systématiques entre la dite carte et les modèles sont parmi les plus élevés. Ils suggèrent ainsi que les forts biais observés dans ces secteurs peuvent être imputés au critère d'extrapolation appliqué. Dans les secteurs dépourvus en données de BMS de terrain, (Genthon and Krinner, 2001) préconisent notamment une prise en considération préférentielle des données de BMS simulées et/ou extraites d'analyses météorologiques par rapport aux valeurs suggérées par les cartes interpolées. Les travaux de (Genthon and Krinner, 2001) ont eu l'intérêt de mettre en exergue l'existence des biais systématiques entre modèles et cartes, mais sans pouvoir conclure sur la ou les cause(s) responsables de ces biais, et notamment savoir si les modèles élaborés partagent entre eux des erreurs systématiques, ou si les critères d'interpolation utilisés lors de la construction des cartes de BMS sont inadaptés et entraînent d'importantes imprécisions dans les estimations finales. L'application récente de modèles climatiques améliorés du type RACMO1 et 2, ou *Polar* MM5 (Van Lipzig and others, 2002; Bromwich and others, 2004; Van de Berg and others, 2006) n'empêchent pas l'observation de ces biais lorsque les résultats de simulation sont comparés aux cartes interpolées, et notamment celle de (Vaughan and others, 1999).

(Arthern and others, 2006) ont récemment publié une nouvelle carte interpolée du BMS Antarctique, en utilisant un jeu de données de BMS de terrain similaire à (Vaughan and others, 1999), mais en appliquant un nouveau critère d'interpolation basé sur une relation empirique entre la température moyenne annuelle, les données de BMS et un rapport de polarisation du rayonnement micro-ondes émis à 6.9 GHz par le manteau neigeux de surface. Les auteurs estiment que l'application de leur relation pour la construction de la nouvelle carte d'interpolation de BMS est susceptible d'éliminer quelques-uns des biais systématiques existant entre les modèles climatiques, les compilations et cartes interpolées préalablement créées. Selon (Arthern and others, 2006), la nouvelle carte d'interpolation décrit le BMS du continent Antarctique avec une précision de l'ordre de 10%, pour une résolution spatiale effective de l'ordre de 100 km. Ils jugent le BMS intégré et moyen défini

par leur nouvelle carte (1730±22 Gt an^{-1} ou 143±4 kg m^{-2} an^{-1}, respectivement), comme étant représentatif de la seconde moitié du $XX^{ème}$ siècle. L'application de ce nouveau critère d'interpolation est-il suffisant pour éliminer les biais systématiques entre les modèles climatiques et la nouvelle carte de BMS ? En comparant leur nouvelle carte à celles de (Vaughan and others, 1999) et (Giovinetto and Zwally, 2000), (Arthern and others, 2006) montrent des différences importantes dans certains secteurs pour lesquels (Genthon and Krinner, 2001) avaient observé des biais conséquents entre les modèles et la carte de (Vaughan and others, 1999). D'après (Arthern and others, 2006), la carte interpolée de (Vaughan and others, 1999) tend à surestimer le BMS dans le secteur 90-120° Est, et le sous-estimer dans les Terres de *Marie Byrd* (210-250° Ouest) et à l'Est de la plate-forme de glace flottante *Amery* (entre 70 et 90° Est). Ils observent le même constat entre la nouvelle carte et celle de (Giovinetto and Zwally, 2000). Ces comparaisons tendent (Arthern and others, 2006) à suggérer que leur nouvelle carte, et par là même le nouveau critère d'interpolation appliqué, peuvent réduire quelques-uns des biais systématiques observés par (Genthon and Krinner, 2001).

Les figures 3.1 et 3.2 comparent la carte des données de BMS simulées (simulation notée S20) par le modèle LMDZ4 (Krinner and others, 2006) (cf. article IV, chapitre 4) à celle des données de BMS extraites de la carte interpolée construite par (Arthern and others, 2006) et notée A06. Les figures montrent la différence des valeurs de BMS sur l'ensemble du continent Antarctique **([BMS S20] - [BMS A06])**, ainsi que le rapport relatif entre les deux séries de données **([BMS S20] / [BMS A06])**, respectivement. Comme observé dans les travaux de (Genthon and Krinner, 2001) entre les cartes interpolées de (Giovinetto and Bentley, 1985) (notée GB85), (Vaughan and others, 1999) (notée V99) et les modèles climatiques et météorologiques, les figures 3.1 et 3.2 montrent une tendance de la carte de (Arthern and others, 2006) à être plus humide en terme d'accumulation à l'intérieur du continent Antarctique par rapport au modèle LMDZ4, et l'inverse, c'est à dire plus sec en zones côtières. En conséquence, même si, comme suggéré par (Arthern and others, 2006), les biais très importants observés entre V99 et les modèles, dans les secteurs 70 et 90° Est, 90-120° Est, et 210-250° Ouest, ont diminué dans la nouvelle carte éditée, il n'en reste pas moins que la majorité des biais observés par (Genthon and Krinner, 2001), même moins intenses, subsistent toujours. Je tiens à souligner que, comme présenté dans l'article I (cf. sous-section 3.3), je ne considère dans notre travail, ni les cartes d'interpolation, ni les modèles de simulation comme référant pour la représentativité du BMS Antarctique ; les uns et les autres possédant leurs qualités et défauts. Il est important de rappeler que, dans l'ensemble du manuscrit, je considère les données de BMS de terrain comme étant, en principe et sauf éviction pour les raisons évoquées dans l'article I, la réalité et donc la référence du BMS Antarctique.

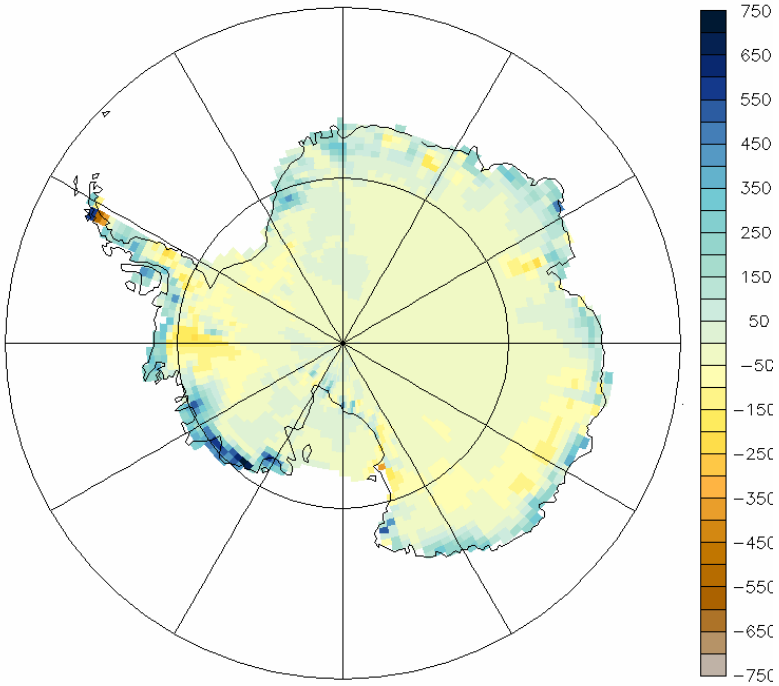


Figure 3.1 : Carte de différence de BMS entre la simulation S20 (Krinner and others, 2006) du modèle LMDZ4 (période 1981-2000) et la carte interpolée de (Arthern and others, 2006) **([BMS S20] - [BMS A06])**. Les différences de valeurs de BMS sont exprimées en kg m^{-2} an^{-1} (Krinner, com. Pers.)

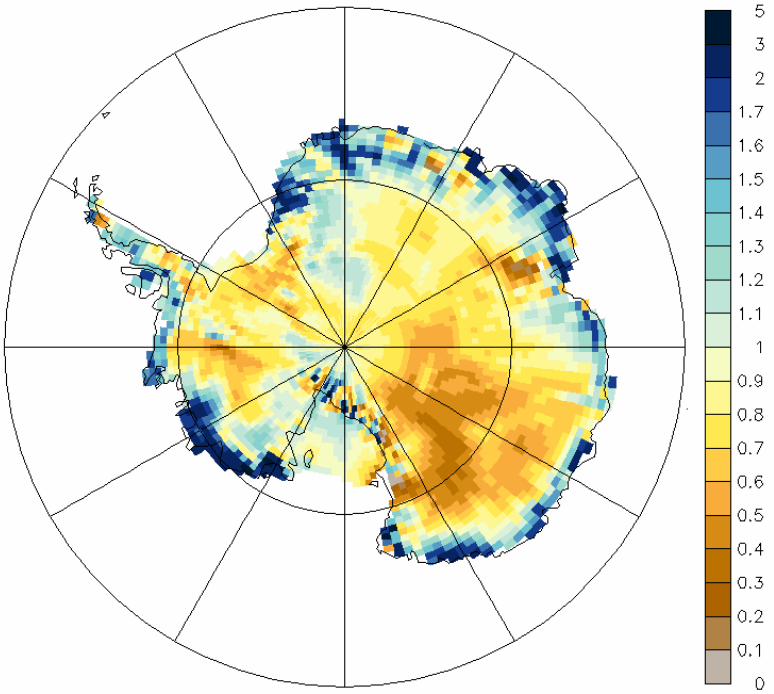


Figure 3.2 : Carte de rapport relatif entre les valeurs de BMS de la simulation S20 (Krinner and others, 2006) du modèle LMDZ4 (période 1981-2000) et celles de la carte interpolée de (Arthern and others, 2006) **([BMS S20] / [BMS A06])** (Krinner, com. Pers.).

L'amélioration des critères d'interpolation pour l'édition de cartes de BMS sur le continent Antarctique permet donc de diminuer, en partie, les biais systématiquement observés entre les cartes interpolées et les modèles. Il n'en reste pas moins que de nombreux autres paramètres peuvent être à l'origine de ces biais. Les modèles climatiques présentent notamment des difficultés dans la paramétrisation des processus physiques tels que l'action du vent sur la re-mobilisation des précipitations, ou encore la représentation des précipitations des cristaux de glace dans les secteurs du plateau Antarctique. De leur côté, les cartes interpolées utilisent des bases de données de BMS de terrain dont la couverture spatiale du continent Antarctique reste extrêmement faible, notamment dans le secteur central de l'Antarctique de l'Est, au vu de la taille du continent d'une part, et de la variabilité spatiale du BMS, d'autre part. Les bases de données actuelles recensent seulement un peu plus de 2000 données de BMS, collectées sur le terrain de 1950 à nos jours, ce qui représente en moyenne une mesure de BMS pour 6500 km^2 de surface sur l'ensemble du continent Antarctique ($14x10^6$ km^2). Etant donné la variabilité spatiale du BMS dans certains secteurs Antarctique, nous comprenons aisément que les cartes interpolées puissent « souffrir » d'un certain degré d'incertitude dans la représentativité spatiale des différents points d'observation de BMS listés dans les bases de données.

Une autre source d'erreur dans la constitution des cartes interpolées de BMS peut être tout simplement due à la « mauvaise » qualité de la mesure de terrain elle-même. Je me suis penché ainsi plus spécifiquement sur l'évaluation (a) de la fiabilité et robustesse des différents types de méthodologie appliqués sur le terrain pour l'obtention des données de BMS, et (b) de la fiabilité et validité des données de BMS de terrain (indépendamment de la méthodologie appliquée) en fonction de la qualité et quantité d'informations associées aux données dans la littérature (cf. détails dans la sous-section suivante), et sur l'impact possible de ces sources potentielles d'erreurs dans la construction des cartes interpolées. Ces travaux ont donné lieu à la rédaction d'un article que je présente dans la section 3.3.

3.2 Description de l'étude

3.2.1 Notions de contrôle qualité et base de données de bilan de masse de surface

Comme décrit dans le chapitre 2 avec les méthodes radioactives, mais également dans l'article de (Eisen and others, 2007), toutes les méthodes de détermination du BMS sur le terrain ne présentent pas le même degré de fiabilité, et par-là même, ne « fournissent » pas des données de qualité égale. J'entends par qualité le degré de confiance que nous pouvons accorder à la valeur de BMS de terrain obtenue. Mais la notion de qualité d'une donnée de BMS de terrain englobe également l'ensemble des informations associées à cette valeur. En effet, indépendamment du type de méthodologie de mesure du BMS utilisée qu'il est fondamentalement nécessaire de connaître, une donnée de BMS de terrain dont la valeur n'est pas reliée à des informations aussi essentielles que la localisation précise du point de mesure ou la période temporelle couverte par la dite valeur, ou pour laquelle nous ne pouvons pas vérifier ces informations dans la littérature (références sources), n'a pas la même qualité qu'une valeur pour laquelle nous disposons de l'ensemble de ces paramètres que nous noterons aussi de « primaires ».

Actuellement, malgré la connaissance de l'hétérogénéité de la qualité des données de BMS obtenues sur le terrain, les constructions des bases de données de BMS sont réalisés sans application de critères restrictifs (≈ contrôle qualité) permettant la limitation voire l'élimination d'une partie des données de BMS de terrain parce qu'elles ne respectent pas les dits critères. (Vaughan and others, 1999) affirment eux-mêmes que sur les 1860 points de mesure de BMS de terrain compilés, (a) 365 d'entre eux ne correspondent pas à des mesures directes ou indirectes de BMS sur le terrain, mais sont des valeurs interpolées de BMS extraites de la carte fabriquée par (Bull, 1971) et pour lesquelles la valeur source dans la littérature n'a pas été vérifiée, (b) et que les périodes temporelles de couverture des données de BMS sont seulement connues pour 30% des valeurs. Pour autant, l'ensemble des 1860 données de BMS a été utilisé pour construire la carte. (Huybrechts and others, 2000) utilisent la même base de données que (Giovinetto and Bentley, 1985), complétée par une cinquantaine de données de terrain supplémentaires, sans application d'un contrôle qualité. Seuls (Giovinetto and Zwally, 2000) procèdent à un tri préalable des données de BMS de terrain, basé sur un seul critère de qualité. Ils procèdent à l'exclusion de 60 données (3% du total des données utilisées) de BMS obtenues sur le terrain par la seule méthode de stratigraphie visuelle, en raison de la non fiabilité généralement admise pour cette méthode dans l'estimation du BMS. Ils ont par contre conservé les données de BMS obtenues par cette méthode si elles étaient compatibles avec les valeurs suggérées par d'autres méthodes sur les mêmes sites, et n'ont pas appliqué de critère supplémentaire de qualité. Enfin, la carte interpolée construite par (Arthern and others, 2006), basée sur une approche géostatistique combinant les données micro-ondes à 6.9 GHz (source satellite), les températures moyennes annuelles

(sources satellite et terrain) et les données de BMS de terrain, utilise l'ensemble des valeurs de BMS compilées par (Vaughan and others, 1999) sans réaliser de tri préalable.

Tout en reconnaissant l'énorme investissement et travail de compilation réalisés par les auteurs précédemment cités et notamment (Vaughan and others, 1999), il apparaît à la lumière de l'étude des bases de données de BMS résultantes, que le contrôle de la qualité éventuellement effectué pour chacune des données de BMS de terrain s'avère insuffisant. Dès lors, la compilation des valeurs de BMS disponibles dans la littérature, sans l'application d'un filtre de contrôle, comportant plusieurs critères de qualité, induit la construction de bases de données de BMS de qualité hétérogène avec les données de qualité médiocre « contaminant » les informations issues de données de meilleure qualité. Ce faisant, la qualité hétérogène des bases de données de BMS, telles qu'elles existent et sont construites actuellement, peut poser le problème de l'interpolation de ces dernières à grande échelle pour établir les cartes, et leur utilisation pour la validation et calibration des modèles climatiques. En effet, comment peut-on certifier la fiabilité et la précision d'une carte interpolée de BMS si les données de BMS utilisées pour son élaboration, sont elles-mêmes entachées d'un certain degré d'erreur(s) ou d'imprécision(s) ? Quel est l'impact des données de qualité médiocre par rapport aux données de meilleure qualité dans les bases de données actuelles, sur l'élaboration de cartes interpolées ou sur la validation des modèles climatiques ? Cette dernière question a motivé la réalisation des travaux qui sont présentés dans l'article ci-après.

3.2.2 Présentation de l'article I

Pour répondre, en partie, aux questions précédemment posées, j'ai préalablement défini un filtre de contrôle qualité basé (a) sur une revue des différentes méthodes de mesures du BMS sur le terrain et (b) sur la disponibilité des informations essentielles ou primaires (localisation géographique précise, date de la mesure, période temporelle de couverture par la valeur de BMS, et références sources) reliées à chaque valeur de BMS obtenue sur le terrain. Avant de s'investir dans une opération d'application de filtre de contrôle qualité sur l'ensemble des données de BMS de terrain disponibles pour l'ensemble du continent Antarctique, j'ai appliqué le filtre dans le secteur d'étude 90° à 180° Est (Terres de Victoria, de *Queen Mary*, Adélie) dans lequel les activités françaises de terrain ont fourni un nombre considérable de données de BMS depuis l'Année Géophysique Internationale de 1957-1958. J'ai travaillé sur les données de BMS de terrain compilées par (Vaughan and Russell, 1997) dans ce secteur, auxquelles j'ai rajouté des valeurs de BMS issues des travaux de (Lorius and others, 1968; Pourchet and others, 1983; Pourchet and others, 1997; Lipenkov and others, 1998; Stenni and others, 2000; Pourchet and others, 2003), le long des axes Dumont d'Urville-Dôme C et Mirny-Vostok (stations russes) entre la côte et le plateau Antarctique, et qui n'avaient pas été incluses dans la compilation de (Vaughan and Russell, 1997). La compilation des données de BMS extraites de (Vaughan and Russell, 1997) est notée V99 dans l'article I, en référence à l'article de (Vaughan and

others, 1999). J'ai également ajouté de nouvelles mesures de BMS obtenues lors de récentes campagnes et traverses sur le terrain depuis 1998 (ITASE 2001-2002, projets ANARE et RAE[2]). L'ensemble des données récoltées représente 652 données (pour 558 sites) de BMS sur la période 1950-2005 et représente la compilation de données notée S1. Je reconnais que des critères de qualité pleinement objectifs ne peuvent pas être appliqués judicieusement à chaque donnée individuelle, étant donné le nombre important et parfois méconnu des paramètres locaux (topographie de surface, environnement météorologique, saisonnalité, etc.) pouvant agir sur le BMS. Le filtre créé et appliqué est un ensemble de critères restrictifs qui sont probablement « extrêmes » dans certains cas, et ont entraîné une mise à l'écart parfois « exagérée » de certaines données de BMS de terrain. De même, je pars, dans le cadre de ce travail, du postulat que les valeurs de BMS, si elles « respectent » les critères de contrôle qualité préalablement définis, sont spatialement et temporellement représentatives du BMS dans le site considéré. Toutefois, au regard des compilations existantes de données de BMS de qualité très hétérogène, le résultat de l'application de ces critères restrictifs uniformes est un nouvel ensemble de données (compilation de données notée S2) de nature très différente qu'il nous semble intéressant de considérer. Je tiens à insister sur le fait que la nouvelle base de données de BMS obtenue pour le secteur 90-180° Est n'est pas créée pour concurrencer les bases de données existantes et les remplacer, mais bien pour fournir aux utilisateurs une vue complémentaire et nouvelle sur le traitement des données de BMS de terrain, et fondamentalement pour évaluer la sensibilité de l'évaluation des modèles climatiques à la base des données de BMS (filtrées ou pas) utilisées comme références. Dans le cadre de ce travail, j'ai comparé les compilations V99, S1 (base de données plus complète que V99, mais non filtrée) et la nouvelle base de données (filtrée) à différents modèles de circulation générale atmosphérique et de ré-analyses (ARPEGE0 et 1, ECHAM4, HADAM2b, LMDZ1 et 4, ECMWF-EOA et ERA – cf. Genthon and Krinner, 2001 et (Hourdin and others, 2006) pour le descriptif des caractéristiques) et montré que les études du BMS en Antarctique peuvent être significativement affectées par la qualité des données de BMS terrain utilisées comme références dans la construction des cartes interpolées et la validation des modèles climatiques. La lecture de l'article I explicitera en détail les résultats.

[2] ANARE et RAE correspondent respectivement à Australian National Antarctic Research Expedition et Russian Antarctic Expedition.

3.3 Article I

(cf. pages 124 à 136 inclus)

Une liste restreinte (a) soit d'erreurs de typographie subsistantes, (b) soit de succinctes remarques complémentaires initialement omises dans la version finale publiée est proposée ci-dessous. Les sections dans lesquelles il apparaît nécessaire d'apporter les corrections sont les suivantes :

(i) **Page 124 – *Abstract* – ligne 2** : « *more than 2000 Gt* » à la place de « *more than 2 Gt* » ;

(ii) **Page 126 – Figure 1 – Légende** : Remplacer Dôme Concordia par Concordia. De plus, la station Terra Nova Bay se nomme désormais Mario Zucchelli Station ;

(iii) **Page 129 – Figures 2 et 3 – Légende** : Les cercles bleus dans les deux figures représentent également des données anciennes non initialement compilées par (Vaughan and others, 1999), comme décrit dans le corps de l'article (cf. introduction) ;

(iv) **Page 129 – paragraphe 21** : La parenthèse « *50 km^2 areas* » doit être supprimée. La résolution horizontale de la représentativité spatiale des valeurs de BMS déduites par la carte de (Bull, 1971) n'est pas constante, et extrêmement variable d'un secteur à l'autre ;

(v) **Page 132 – Tableau 6** : Pour la compilation S1, dans la gamme altitudinale 3000-3500 m, remplacer « *+51 (±26)* » par « *+56 (±21)* ».

(v) **Page 132 – paragraphe 35** : Dans le cadre de l'article I, nous n'avons pas intégré les données montrant clairement que le changement de distribution spatiale des données filtrées, après application du filtre, n'est ni le seul, ni le principal paramètre responsable des différences de valeurs de BMS observées entre les compilations S1 et S2 dans et les modèles de simulation, et ainsi confirmer l'action propre des critères de qualité appliqués dans les variations de valeurs constatées. Une partie de ces données complémentaires à l'article I est présentée dans la sous-section 3.4.

(vi) **Page 132 – paragraphe 36** : La sous-estimation générale des valeurs moyennes simulées de BMS par le modèle LMDZ4, lorsque comparées aux valeurs moyennes des compilations de base de données de BMS terrain V99, S1 et S2, est constatée dans notre secteur d'étude, lorsque nous considérons SEULEMENT la moyenne des valeurs du modèle LMDZ4 échantillonnées dans les sites correspondant aux données de BMS de terrain compilées dans V99, S1 et S2. La comparaison individuelle (donnée à donnée) des valeurs simulées du LMDZ4 aux valeurs des compilations de base de données de BMS terrain V99, S1 et S2 ne montre pas systématiquement une valeur plus faible de la carte simulée du BMS par le LMDZ4 (Krinner and others, 2006). Pour plus de précisions, lire l'article IV (cf. chapitre 4). De même, la comparaison des valeurs de la carte simulée du BMS par ce modèle MCGA avec une carte interpolée du type de celles construites par (Arthern and others, 2006) montre de fortes disparités régionales dans la distribution du BMS (cf. figures 3.1 et 3.2 dans ce chapitre).

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 112, D12106, doi:10.1029/2006JD007691, 2007

Click Here for Full Article

An up-to-date quality-controlled surface mass balance data set for the 90°–180°E Antarctica sector and 1950–2005 period

O. Magand,[1] C. Genthon,[1] M. Fily,[1] G. Krinner,[1] G. Picard,[1] M. Frezzotti,[2] and A. A. Ekaykin[3]

Received 23 June 2006; revised 16 November 2006; accepted 14 December 2006; published 19 June 2007.

[1] On the basis of thousands of surface mass balance (SMB) field measurements over the entire Antarctic ice sheet it is currently estimated that more than 2 Gt of ice accumulate each year at the surface of Antarctica. However, these estimates suffer from large uncertainties. Various problems affect Antarctic SMB measurements, in particular, limited or unwarranted spatial and temporal representativeness, measurement inaccuracy, and lack of quality control. We define quality criteria on the basis of (1) an up-to-date review and quality rating of the various SMB measurement methods and (2) essential information (location, dates of measurements, time period covered by the SMB values, and primary data sources) related to each SMB data. We apply these criteria to available SMB values from Queen Mary to Victoria lands (90°–180°E Antarctic sector) from the early 1950s to present. This results in a new set of observed SMB values for the 1950–2005 time period with strong reduction in density and coverage but also expectedly reduced inaccuracies and uncertainties compared to other compilations. The quality-controlled SMB data set also contains new results from recent field campaigns (International Trans-Antarctic Scientific Expedition (ITASE), Russian Antarctic Expedition (RAE), and Australian National Antarctic Research Expeditions (ANARE) projects) which comply with the defined quality criteria. A comparative evaluation of climate model results against the quality-controlled updated SMB data set and other widely used ones illustrates that such Antarctic SMB studies are significantly affected by the quality of field SMB values used as reference.

Citation: Magand, O., C. Genthon, M. Fily, G. Krinner, G. Picard, M. Frezzotti, and A. A. Ekaykin (2007), An up-to-date quality-controlled surface mass balance data set for the 90°–180°E Antarctica sector and 1950–2005 period, *J. Geophys. Res.*, *112*, D12106, doi:10.1029/2006JD007691.

1. Introduction

[2] Loss of mass of the majority of Earth's glaciers and ice sheets is known to have played a major role in the sea level rise of the recent decade [*Miller and Douglas*, 2004], but the contribution of the Antarctic ice sheet to this rise is difficult to assess. During the last 10–15 years, the numerous imbalances (i.e., a nonzero mass balance of the grounded ice sheet) observed in several Antarctic ice drainage basins from interferometric (InSAR), altimetric (ICESat, ERS-1 and -2) and gravimetric measurements [*Rignot and Thomas*, 2002; *Thomas et al.*, 2004; *Davis et al.*, 2005; *Vaughan*, 2005; *Zwally et al.*, 2006; *Velicogna and Wahr*, 2006] suggest a net loss from West Antarctica (WA) contributing to global sea level rise, and a recent mass increase in East Antarctic (EA) ice sheet which slows global sea level rise. In the context of climate change debate, a better estimate of the present-day and future contribution of the Antarctic ice sheet to global sea level rise is therefore needed. This concerns a more precise determination of input (annual snowfall on Antarctic ice sheet) and output (loss by melting, iceberg calving, and snow blowing in coastal areas) terms. As shown by *Thomas et al.* [2004] and *van de Berg et al.* [2006], numerous technical advances, notably with satellite measurements, have been realized during recent years to quantify solid ice fluxes and melting in coastal areas, contributing to better estimates of output terms. Similar progress determining surface mass balance (SMB), which cannot directly be measured by satellites, has not been achieved [*van de Berg et al.*, 2006]. Assessments of the integrated SMB over the grounded ice sheet rely on interpolation of observed SMB data sets [*Giovinetto and Bentley*, 1985; *Vaughan et al.*, 1999; *Giovinetto and Zwally*, 2000]. *Giovinetto and Zwally* [2000] visually interpolated the observed SMB data, while *Vaughan et al.* [1999] used passive microwave satellite data for their interpolation. However, there are still large gaps in the spatial coverage of SMB data, and available data can be of poor quality. This is due to the very sparse distribution (especially in East Antarctica) of field SMB measurements with around 2000

[1] Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, Université Joseph Fourier-Grenoble, St. Martin d'Hères, France.
[2] Ente per le Nuove Tecnologie, l'Energia e l'Ambiente, Rome, Italy.
[3] Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia.

Copyright 2007 by the American Geophysical Union.
0148-0227/07/2006JD007691$09.00

observed SMB points for about 13 million km^2, corresponding to one SMB data point every 6500 km^2 on average.

[3] The interpolated SMB map by *Vaughan et al.* [1999] suggested a mean Antarctic SMB exceeding earlier widely accepted estimates [*Giovinetto and Bentley*, 1985] by 15%, with revisions in excess of 50% at the drainage basin scale. Even the sign of the contribution of Antarctica to the current sea level change is not known with certainty yet [*Church et al.*, 2001], but considering the accumulation term alone, the best estimate has decreased by 0.7 mm yr^{-1} because of the recent reevaluations of the SMB. Using almost the same observed SMB values as *Vaughan et al.* [1999], *Giovinetto and Zwally* [2000] applied different sorting and interpolation techniques. Their deduced Antarctic SMB reevaluation appears to better agree with *Vaughan et al.* [1999] than with the older evaluations [*Giovinetto and Bentley*, 1985]. However, they still differ by as much as 30% at drainage basin scales, and even by 15% at the scale of East Antarctica as a whole [*Rignot and Thomas*, 2002]. On the basis of meteorological analysis and climate models results, recent work [*Genthon and Krinner*, 2001] questioned the reliability and accuracy of the Antarctic interpolated SMB map of *Vaughan et al.* [1999]. *Genthon and Krinner* [2001] argued that substantial inaccuracies occurring in interpolated Antarctic SMB maps may be due to the spatial interpolate techniques applied. They showed that the microwave interpolant used to build the Antarctic SMB map [*Vaughan et al.*, 1999] may be in error by as much as some of the largest systematic model biases, especially in Antarctic sectors devoid of field SMB measurements. In some of these data-sparse regions, meteorological and climate models display coherent differences with respect to the interpolated SMB maps, and it is uncertain whether the climate models share systematic errors or whether the interpolate of the observed SMB data is inaccurate [*Genthon and Krinner*, 2001].

[4] *Arthern et al.* [2006] have recently produced a new interpolated Antarctic SMB map. They used the same observed SMB data as *Vaughan et al.* [1999] but applied a new interpolation technique based on an empirical relationship between mean annual temperature, accumulation rate and a polarization ratio of thermally emitted microwaves [*Arthern et al.*, 2006]. They also empirically reduce possible biases from observational data using weighting factors related to data variance at 100 km scale. The authors suggest that the new interpolated SMB map may eliminate some of the discrepancies between model results, earlier compilations and interpolation of observed SMB data as suggested by *Genthon and Krinner* [2001]. According to *Arthern et al.* [2006], their new map describes the average accumulation rate to an accuracy of 10% or better at an effective spatial resolution of 100 km. They judged the mean annual accumulation of snow over the major drainage sectors of Antarctic ice sheet to be representative of the second half of the 20th century [*Arthern et al.*, 2006].

[5] A potential source of error is that the methods that have been used to measure SMB in field, yielding data that were then used to produce interpolated SMB maps, are not equally robust and reliable. Therefore compiling all observed SMB data available in the literature yields a data set of heterogeneous quality, with the values of lowest quality being likely to contaminate the information provided by more reliable methods, thereby making large-scale interpolation and synthesis questionable. How can one certify the reliability and accuracy of an interpolated Antarctic SMB map if the underlying observed SMB data used to produce these maps, largely compiled from the published and unpublished literature as well as from personal communication, may be in error and inaccurate? The quality of SMB data is also related to the ''availability'' of essential information as the geographical coordinates (longitude, latitude), dates of measurements and time period covered by the SMB estimation, as well as references to the primary data sources.

[6] The main aim of this paper is to deliver a new data set of SMB reports which, contrary to others largely used in the literature, e.g., to extrapolate into accumulation maps [*Vaughan et al.*, 1999; *Giovinetto and Zwally*, 2000; *Arthern et al.*, 2006] or to directly compare with climate models [*van de Berg et al.*, 2006], is built on restrictive quality control criteria based on observation methods and availability of information on how data have been obtained. We acknowledge that fully objective criteria cannot be appropriately adapted to each individual report considering all possibly pertinent local parameters like, e.g., topography and orography, meteorological environment, seasonality, and so on. Rather, we deliberately use common restrictive criteria that are probably too extreme in a number of cases and thus unnecessarily blacklist some of the available reports but which, compared to other SMB data set that compile all available reports regardless of data quality, result in a new data ensemble of a radically different nature. The new data set is not meant to compete or replace with other data sets, but rather to provide a complementary view for data users, and to evaluate how sensitive to data quality our best evaluations of the Antarctic SMB may be. It is expected that, as an outcome of this work, more high-quality data will be obtained and made available along with more comprehensive information to contribute better quality and better assessed SMB data sets. We focus on a sector of East Antarctica (EA) sector, from Queen Mary to Victoria lands (90°–180°E) (Figure 1), where recent satellite radar altimetry measurements suggest an important mass gain, linked to a precipitation increase, during the last decade [*Davis et al.*, 2005]. The chosen period of observation is from the 1950s to nowadays. SMB data sources treated in this work, are mainly issued from *Vaughan et al.*'s [1999] data set (V99), in which most of the references containing SMB data across Antarctica, from 1950s to 1997, has been compiled. Some SMB data from *Lorius et al.* [1968], *Pourchet et al.* [1983, 1997], *Lipenkov et al.* [1998], *Stenni et al.* [2000], and *Pourchet et al.* [2003] along the Dumont–d'Urville–Dome Concordia (Ddu-DC) and Mirny-Vostok (MNY-VK) routes which were not included in V99 data set are added. We finally improve and complete this compilation by addition of new observed SMB data produced by the Italian and French ITASE activities [*Frezzotti et al.*, 2004; *Magand et al.*, 2004; *Frezzotti et al.*, 2005], the Russian Antarctic Expeditions (RAE) with intensive pit studying program from 1998 to 2000, in the vicinity of Vostok station [*Ekaykin et al.*, 2002, 2005] and the Australian National Antarctic Research Expeditions (ANARE) [*Smith et al.*, 2002; *Goodwin et al.*, 2003] in our study sector since 1998. In particular, some of these new observed SMB data fill large spatial gaps in the data sets previously available for this area.

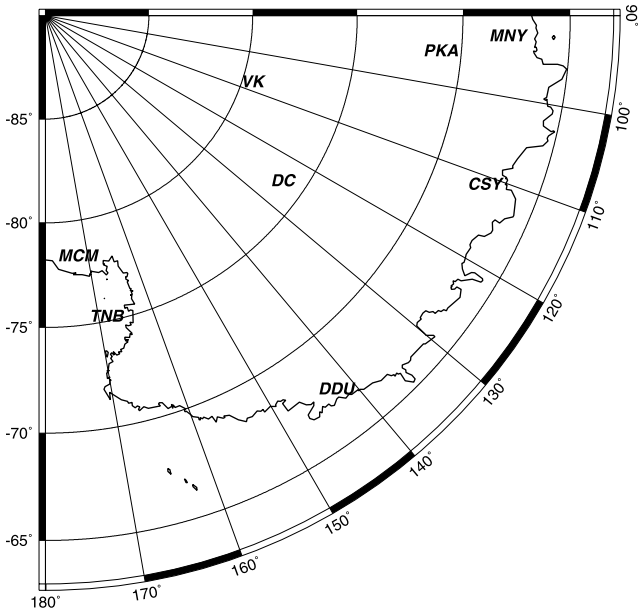


Figure 1. Study region in East Antarctica, from Queen Mary to Victoria lands (90°–180°E). Scientific stations: CSY, Australia, Casey; DDU, France, Dumont d'Urville; DC, France-Italy, Dôme Concordia; MCM, United States, McMurdo; MNY, Russia, Mirny; PKA, Russia, Pionerskaya; SP, United States, South Pole; TNB, Italy, Terra Nova Bay; VK, Russia, Vostok.

[7] Section 2 discusses the reliability and accuracy of methods used to estimate SMB, and provides a quality rating of the various techniques. In section 3, we describe procedures applied to select the most reliable observed SMB data in our study sector since the 1950s, using the quality criteria. In section 4, we finally compare (1) older (and unfiltered) observed SMB values from V99, (2) up-to-date but unfiltered values gathered in the present work, and (3) the quality-controlled data set to simulated SMB values by the LMDZ4 atmospheric general circulation model [*Hourdin et al.*, 2007; *Krinner et al.*, 2007]. Rather than rating the model, this comparison is designed to help evaluate the impact of the quality selection process on the observed SMB data sets. A general conclusion is provided in section 5.

2. Review and Quality Rating of SMB Measurement Techniques

[8] A variety of methods has been used to directly or indirectly evaluate SMB in Antarctica. All methods are not equally robust and reliable. Therefore compiling all observed SMB data in the literature without selection yields a data set of heterogeneous quality, with the values of poorest quality being likely to contaminate both the information provided by more reliable methods and any large-scale extrapolation and synthesis. *Bull* [1971] provided an extensive critical review of the relative characteristics and qualities of the various SMB measurement methods commonly used in the 1950s and 1960s. In this section, we (1) attempt to provide an up-to-date review of the various field methods for estimating local SMB, by partly drawing on the work of *Bull* [1971] and (2), as a result, establish a final quality rating of the various methods (Table 1). This rating is then used to decide on the eventual rejection of observed SMB data, and thus to build a SMB data set with a high level of confidence. We are mainly interested in evaluations of the recent mean SMB, i.e., representing the period from 1950 to 2005. Thus we do not evaluate methods that yield SMB evaluations on centennial timescales. In this section, we address only the methodological aspects. The methods deemed very reliable are accepted and given a mark "A." Methods judged reliable are conditionally accepted (marked "B"), while those, which are deemed unreliable, are marked "C." Method rating is summarized in Table 1, while the reasons for this rating are described below.

2.1. Direct in Situ SMB Measurement Methods

2.1.1. Snow Stratigraphy: Rate C

[9] SMB measurement by snow stratigraphy is based on the identification of annual layers in the dry snow facies in

Table 1. Reliability and Applicability Conditions of SMB Measurement Methods[a]

SMB Measurement Methods	Applicability Conditions	Reliability		
		Annual	Multiannual	Decadal[b]
Anthropogenic radionuclides	dry snow facies, little mixing, absolute calibration and dating tool with reference horizon levels	/	A	A
Stake measurements	everywhere, annual and multiyear averaged SMB variability studies	C[c]	A	A
Natural ^{210}Pb	dry snow facies, little mixing, less accurate than anthropogenic radionuclides	/	/	B[d]
Stable isotope content and chemical markers	dry snow facies, Annual and multiyear averaged SMB variability studies, difficulty for clear observations in areas with very low SMB values (central Antarctic plateau), subjectivity in annual layers counting	/	B	B
Snow stratigraphy	dry snow facies, "low" reliability and accuracy	C	C	C
Precipitation gauges	not reliable, not accurate	C	C	C

[a]The methods deemed very reliable are accepted and given an "A." Methods judged reliable are conditionally accepted (marked "B"), while those that are deemed unreliable are marked "C."
[b]The term "decadal" means one or several decades.
[c]Applicable to single stakes and stake networks.
[d]The natural ^{210}Pb SMB method is reliable only from 4 to 5 decades (≈ two half-life time periods).

the accumulation zones of ice sheets [*Benson*, 1962; *Giovinetto*, 1964]. Numerous criteria for the identification of these annual layers have been established for dry snow facies in Greenland and Antarctica [*Giovinetto*, 1960, 1963; *Koerner*, 1964; *Vickers*, 1966], and they have yielded a large number of net accumulation values during the fifties and sixties [*Picciotto et al.*, 1971; *Bull*, 1971]. However, in the central region of the East Antarctic plateau, these criteria are difficult to apply, and the observed SMB data derived from pit stratigraphy alone involve personal and subjective interpretation usually leading to unreliable estimates [*Shimizu*, 1964; *Bull*, 1971]. This major problem originates from the low and variable annual precipitation in the central plateau and by the strong metamorphism of the upper snow and firn layers, resulting in a partial or sometimes total obliteration of the annual layering [*Aver'yanov*, 1969; *Picciotto et al.*, 1971; *Bull*, 1971; *Ekaykin*, 2003]. Several authors considered also that this technique may also not be reliable in areas of very high snowfall, near the coast [*Schytt*, 1958; *Shimizu*, 1964; *Cameron*, 1964; *Bull*, 1971]. Following *Oerter et al.* [1999], we argue that a detailed stratigraphic description of firn layers is difficult, time-consuming and not always unambiguous.

2.1.2. Precipitation Gauges: Rate C

[10] It is accepted that, except under unusual meteorological conditions, modified or standard snow gauges do not yield accurate and reliable measurements of the true precipitation, as described by *Aver'yanov* [1963], *Swithinbank* [1957], *Black and Budd* [1964], and *Bull* [1971]. As a consequence, even if some new precipitation gauges series are currently developed and tested, they are still not applied and validated in polar regions. In the present work, we argue that this measurement method cannot not be used to determine local SMB.

2.1.3. Stakes Measurements (Stake Farms and Single Stakes): Rates A or C

[11] The simplest method for measuring SMB at a repeatedly visited site or continuously occupied station, or along transect is by direct measurements from stakes [*Bull*, 1971]. The method is based on the field measurements of stake height changes, reflecting accumulated or ablated snow layer thickness in the study area. Many precautions must be taken to obtain accurate and reliable measurements [*Bull*, 1971]. For example, in an accumulation zone, one of the main measurement errors is the settling of snow that normally occurs around the pole. Even if allowances are made for this "error," *Schytt* [1962] and *Bull* [1971] pointed out that measurement issued from a single stake may not be representative of the net accumulation occurring in the studied area, because of errors produced by surface irregularities and thermal effects around the stakes. To limit the errors due to morphological features and local meteorological processes, a large variety of stake farms and single stakes has been established and tested at permanent scientific stations or during traverses from the 1960s to now [*Schytt*, 1962; *Shimizu*, 1964; *Bull*, 1971; *Petit et al.*, 1982; *Goodwin*, 1988; *Mosley-Thompson et al.*, 1995, 1999; *Frezzotti et al.*, 2005]. It is clear from most of the references cited above that the accurate estimation of annual positive balance is not so easy even with such a simple technique as stake measurements. This difficulty does not prevent from obtaining reliable observed SMB data in studied areas, as attested by other reliable SMB measurement methods in most of the previous cited works. However, several authors showed very large standard deviations (up to 150%) in the accumulation pattern derived from annual SMB stake farms (or single stake) measurements [*Petit et al.*, 1982; *Pettre et al.*, 1986; *Mosley-Thompson et al.*, 1999; *Goodwin et al.*, 2003; *Frezzotti et al.*, 2005]. As pointed out by *Fisher et al.* [1985], the observed variability limits the degree to which a single annual snow accumulation value may be temporally representative of the local SMB on longer period. As a consequence, stake measurement methods are rated A when time period SMB measurements cover more than one year. We rate C for a unique year SMB measurement by this method.

2.2. Indirect SMB Measurements From Pits and Cores Chemical Profiles Interpretation

2.2.1. Oxygen and Hydrogen Isotope Ratios: Rate B

[12] The ratio of the two most common stable isotopes of oxygen, ^{16}O and ^{18}O, and of the two stable hydrogen isotopes, ^{1}H and ^{2}H, depends on the temperature at which the snow condenses at cloud level [*Dansgaard*, 1964; *Bull*, 1971]. It results that, at a given location, it is possible to distinguish winter (light isotopic composition) from summer (heavy isotopic composition) snow precipitation and thus to evaluate annual and multiyear averaged positive SMB from profiles of the ^{18}O: ^{16}O or ^{2}H: ^{1}H ratios recorded in the snow [*Bull*, 1971]. A large number of oxygen and hydrogen isotope ratio profiles have now been made on Antarctic snow and ice samples from the 1960s to the present [*Epstein et al.*, 1963; *Picciotto et al.*, 1968; *Petit et al.*, 1982; *Grootes and Stuiver*, 1984; *Lyon*, 1986; *Morgan*, 1988; *Oerter et al.*, 1999; *Smith et al.*, 2002; *Ekaykin et al.*, 2002, 2005]. However, the determination of local SMB by identifying annual isotope content variation is only valid in case the distinctive seasonal signal is preserved. At different spatial and temporal scales, the isotope composition of snow layers analyzed can be different from that of the original snow deposited, due to several postdepositional processes [*Bull*, 1971; *Ekaykin*, 2003]. This implies a distortion of the original seasonal signal, which biases the estimation of local SMB. The seasonal variations are difficult to clearly observe at sites characterized by low accumulation rates, such as in central Antarctica plateau. Finally, while the ratio measurements themselves are objective, the interpretation of the variations is still to some extent subjective, especially in areas of lower accumulation, and wide ranges of annual positive balance values may be obtained by different observers studying the same snow deposit.

2.2.2. Anthropogenic Radionuclide (Gross β Activity, Pu Isotopes, and Tritium): Rate A

[13] Artificial radioisotopes from atmospheric nuclear weapon tests carried out between 1953 and 1980 were deposited in Antarctica after transport in the upper atmosphere and stratosphere [*Picciotto and Wilgain*, 1963; *Wilgain et al.*, 1965; *Feely et al.*, 1966; *Picciotto et al.*, 1971; *Lambert et al.*, 1977; *Carter and Moghissi*, 1977; *Jouzel et al.*, 1979; *Oerter et al.*, 1999; *Stenni et al.*, 2002]. Moreover, the dates of arrival and deposition of radioactive debris in Antarctica are well known [*Wilgain et al.*, 1965; *Feely et al.*, 1966; *Pourchet et al.*, 2003; *Magand et al.*,

2004], and the resulting main 1954–1955 and 1965–1966 maximum radioactivity peaks provide two very convenient horizons for dating snow and ice layers and measuring snow accumulation rates. In summary, the accurate knowledge of the history of artificial radioactive fallout over Antarctica since the 1950s and behaviour of radioactive debris leave no doubt about the reliability, accuracy and validity of the method of radioactive reference levels measurements for estimating snow accumulation rates in accumulation areas with no melting.

2.2.3. Natural Radionuclide (Case of ^{210}Pb): Rate B

[14] Lead 210, a natural beta emitter, is a long-lived daughter nuclide (half-life 22.3 years) belonging to the ^{238}U family [*Picciotto et al.*, 1971]. Its presence in the atmosphere is a result of the alpha radioactive decay of gaseous radon (^{222}Rn).The atmosphere, via tropospheric and stratospheric transport, is the major source of ^{210}Pb deposited in Antarctica ice sheet. Because of the properties of radioactive decay, the continuous deposition flux of natural ^{210}Pb over the Antarctic ice sheet can thus be used for dating purposes over periods of the past 100 years. The first attempts at dating firn or ice layers with the ^{210}Pb method in polar regions were successfully operated and validated by other direct measurements [*Goldberg*, 1963; *Picciotto et al.*, 1964; *Crozaz et al.*, 1964; *Nemazi et al.*, 1964; *Crozaz and Langway*, 1966]. Accurate dating in snow by ^{210}Pb is possible under the following assumptions: (1) the mean ^{210}Pb activity in precipitation has remained constant over the time period covered by the samples, (2) the ^{226}Ra concentrations within the firn/ice samples are negligible, (3) no diffusion of air into the ice sheet occurs (bearing additional ^{222}Rn), and (4) ^{210}Pb remains at its initial place of deposition (no vertical transportation by water from melting snow). Evaluation of SMB over the past few decades by this method usually lead to these values being judged reliable in melt-free areas [*Pourchet et al.*, 1997, 2003], even if none of the previous assumptions was perfectly fulfilled.

2.2.4. Chemical Markers: Rate B

[15] The various chemical species (Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, SO^+, NH_4^+, H^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, F^-, Br^-, PO_4^{3-}, CH_3COO^-, $HCOO^-$, $CH_3SO_3^-$, H_2O_2) that could be used for dating purposes, and thus for the evaluation of net annual and multiyear averaged mass balance, come from a variety of sources including marine, crustal, volcanic, anthropogenic and cosmogenic processes [*Allen et al.*, 1985; *Piccardi et al.*, 1994]. Source discrimination and the determination of seasonal concentration peaks are based on studies of Antarctic glaciochemical records [*Herron*, 1982; *Legrand and Delmas*, 1985; *Allen et al.*, 1985; *Saigne and Legrand*, 1987; *Legrand and Kirchner*, 1988; *Lyons et al.*, 1990; *Minikin et al.*, 1994; *Piccardi et al.*, 1994; *Mulvaney and Wolff*, 1994; *Oerter et al.*, 1999; *Kaspari et al.*, 2004]. As previously discussed in oxygen and hydrogen isotope ratios studies, we have to keep in mind that numerous postdepositional processes (not described in the present work), highly variable depending on the chemical species considered, may affect the original seasonal signal in the snow/firn layers, resulting of dating and SMB evaluation uncertainties. Moreover, because of low snowfall in central Antarctic plateau, the observation and counting of seasonal oscillations may be difficult to operate. This implies that much caution is required in the interpretation of the seasonal variations of chemical markers and the deduced net SMB values. However, some studies show clearly that the chemistry of the firn layers could be a more helpful tool for dating than the isotope content, when a very distinct and known seasonal cycle occurred as observed in Amundsenisen, Dronning Maud Land [*Oerter et al.*, 1999], near Neumayer station [*Minikin et al.*, 1994], and in West Antarctic areas comprising the Pine Island–Thwaites and Ross drainage systems [*Kaspari et al.*, 2004].

3. Quality Selection of SMB Data: Procedures and Results

[16] In this section, we describe procedures and successive steps to select the most reliable SMB data in the 90°–180°E Antarctic sector, for the last 5 decades (1950s to the present).

3.1. Step 1: Collection and Description of Observed SMB Data

[17] The aim of the first step (hereafter referred to as S1, for ''step 1'') is to collect the maximum existing and available SMB field data corresponding to the SMB study in the 90°–180°E sector between 1950 and 2005. Despite intensive research of primary data sources references, few SMB field data may have not been collected and then, compiled in the S1 SMB data set. These values could be further reintegrated to the data set if information becomes available. As previously cited, location (longitude, latitude), elevation, field and/or laboratory measurement methods applied to SMB evaluation, dates of measurements and time period covered by the SMB data, and primary data sources references are the most important collected information, and considered as essential parameters. When available, elevation, distance from the coast, temperature at the site (at 10 or 15 m depth), topographical and meteorological information, and estimated uncertainties of the calculated SMB data are also collected, and cited as secondary parameters. A digital elevation model [*Bamber and Gomez-Dans*, 2005] is used when in situ elevation measurements are lacking. SMB data reported in the data set are the mean values corresponding to the multiyear period of observation. The complete resulting data set comprises 652 SMB values nonhomogeneously distributed between Queen Mary and Victoria Lands (90°–180°E) (Figure 2).

[18] Unsurprisingly, the SMB measurements are concentrated along the well-known routes (Ddu–DC, MNY-CSY–Ddu, CSY–VK, MNY–VK, MNY–CSY and VK-SP axis) linking the main scientific stations that have been operated for several decades. Many scientific traverses took place in these areas since the 1960s and are still going on, especially along the MNY-VK route [*Lipenkov et al.*, 1998; *Ekaykin et al.*, 1998, 2002]. Even if we take into account the significant improvement in spatial coverage of ice cores and new SMB measurements in recent years [*Frezzotti et al.*, 2004; *Magand et al.*, 2004; *Frezzotti et al.*, 2005] in the Georges V land basin along the Ddu–TNB and TNB-DC axes (solid circles in Figure 2), these areas (and especially the Eastern Dome C drainage basin) still remain sparsely covered. The field measurement density differs strongly between the coastal and polar plateau areas. More than 61% (i.e., 402 measurements) of

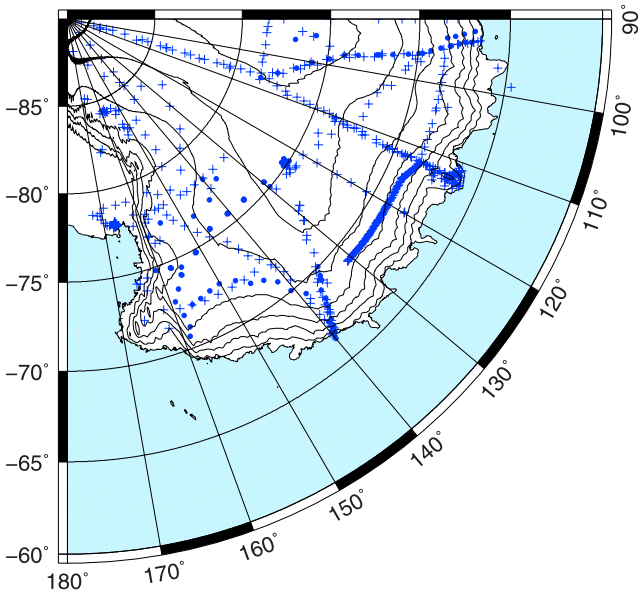


Figure 2. Distribution pattern of all observed SMB data (652 points) gathered in the present work for the 1950–2005 period in the 90°–180°E Antarctica sector. The blue crosses correspond to observed SMB data used by *Vaughan et al.* [1999] and *Arthern et al.* [2006], and solid blue circles represent new observed SMB data obtained from ITASE, RAE, and ANARE projects. Elevation contour lines are represented every 500 m.

the observed SMB data were obtained on the polar plateau (elevation more than 2000 m asl), approximately 24% (i.e., 157 measurements) between 1000 and 2000 m asl, and less than 15% (i.e., only 93 measurements distributed near Ddu, CSY, MNY and MCM stations) close to the coast, below 1000 m asl. This was recently pointed out by the ISMASS committee [*ISMASS Committee*, 2004] which recommended the need to increase SMB measurements near the coast, because of the expected accumulation variation that will occur at low elevations in next decades due to climatic change.

[19] As described in Table 2, SMB data mostly stemmed from stake observations (single stakes and stake farms) and radioactive measurements (β and γ radioactive counting). These represent 157 and 143 individual values, respectively, i.e., $\approx$ 46% of complete data set. More than 15% of the SMB data are issued from stratigraphic observations, chemical marker measurements, or from a combination of different methods (essentially stakes measurements + radioactive reference level and stable isotope content + snow stratigraphy). Some published SMB data were also obtained by digitization of SMB interpolated map (15%) [*Bull*, 1971]: These data will be discussed in a further paragraph. Finally, methods of SMB evaluation are unknown or not precisely detailed for almost a quarter of the SMB values (i.e., 162 SMB measurements), despite careful checking of primary data sources references.

3.2. Step 2: Selection of the Most Reliable SMB Data

[20] The second step (S2) is a quality selection of the previously gathered (S1) SMB data depending on the following quality criteria.

Table 2. Distribution of SMB Measurement Methods Identified in the Complete S1 Data Set

SMB Measurement Methods	Data Number (Percent of S1 Data Set)
Stakes measurements (stake farms and single stakes)	157 (24%)
Radioactive measurements (anthropogenic and natural radionuclides)	143 (22%)
Digitization from map	96 (15%)
Mixed methods	76 (12%)
Chemical markers plus stable isotope content	11 (2%)
Snow stratigraphy	7 (1%)
Unknown	162 (25%)
All methods	652

[21] 1. For S2a, in step 1, we include 96 SMB data from the mass balance map published by *Bull* [1971]. This map is based on linear interpolation over large spatial scales (50 km^2 areas) of any types of SMB field observations (365 measurements for whole Antarctica) realized between 1950 and 1970. These 96 SMB data are not direct or indirect SMB field measurements, but correspond to interpolated values from field measurements which are extracted from *Bull*'s [1971] SMB map. Moreover, as pointed out by *Vaughan and Russell* [1997] when they published their data set, *Bull*'s [1971] SMB map is presented without detailed information on references to the primary data sources. As no detailed information is given on the measurement methods and on their quality, we decide to reject these 96 SMB data.

[22] 2. For S2b the SMB data for which essential parameters (location, field and/or laboratory measurement methods used, dates of measurements and time period covered

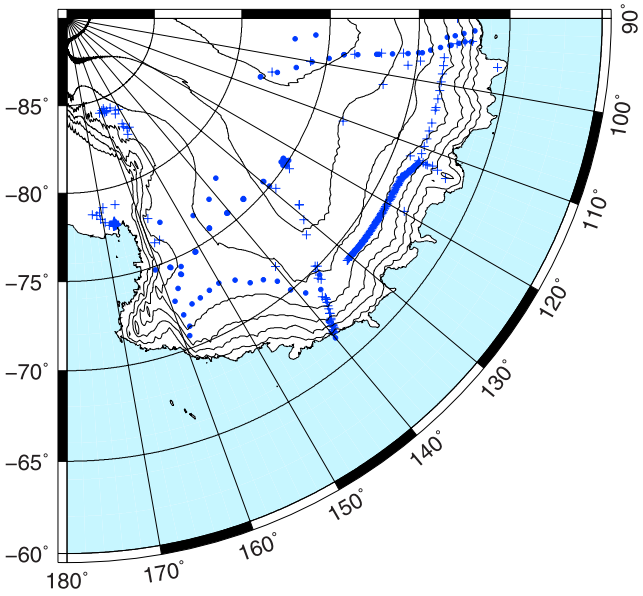


Figure 3. Distribution pattern of SMB data set after S2 quality-controlled selection (365 observed SMB data) for the 1950–2005 period in 90°–180°E Antarctica sector. The blue crosses correspond to observed SMB data used by *Vaughan et al.* [1999] and *Arthern et al.* [2006], and solid blue circles represent new observed SMB data obtained from ITASE, RAE, and ANARE projects. Elevation contour lines are represented every 500 m.

Table 3. Distribution of SMB Measurement Methods After S2

SMB Measurement Methods	Data Number (Percent of S2 Data Set)
Stakes measurements (stake farms and single stakes)	157 (43%)
Radioactive measurements (anthropogenic and natural radionuclides)	140 (38%)
Mixed methods	68 (19%)
All methods	365

by the SMB data, and references to the primary data sources) are missing or not verifiable are also eliminated because of uncertain reliability and validity. 173 SMB data are thus rejected. Some of these values could be further reintegrated to the data set if new additional information becomes available, but at this stage, we decide not to keep them.

[23] 3. For S2c, according to discussions in section 3, SMB measurement methods deemed very reliable (i.e., rate A) are retained. Methods rated B are conditionally accepted, i.e., if the related SMB data is attested in the same work by another reliable method (rates A or B). This concerns the methods based on natural radionuclide (^{210}Pb), stable isotopes and chemical markers (Table 1). Observed SMB data issued from snow stratigraphy are retained only if confirmed and controlled, in the same work, by one very reliable SMB measurement method (rate A), or by at least two reliable ones (rate B). We finally reject SMB data issued only from direct and unique snow stratigraphy observations, chemical markers or stable isotope content measurement. This lead to the rejection of only 18 additional SMB data.

[24] The second SMB data list resulting from this primary quality selection contains 365 SMB values, implying the rejection of approximately 44% of the SMB data from list 1 (Figure 3 and Table 3). This second list constitute our "reference SMB data set", that is to say it is the data set containing SMB data in 90°–180°E sector in which we have high confidence in terms of reliability and accuracy according to quality criteria previously described. In this quality controlled data set, SMB data from both stakes and radioactive measurements include more than 81% of all values; stake measurements remain the most representative method (43%). Simultaneous use of several SMB measurement methods on the field from the 1950s to now is less frequent (19%).

[25] Concerning the geographical distribution of SMB measurements, applying the quality criteria to select trustworthy values induces a significant loss of spatial coverage (Figures 2 and 3), essentially along the CSY–VK and VK-SP transects, between McMurdo and Dome C stations, in sectors south of the 80°S parallel and in the eastern portion of the Dome C drainage area.

[26] Concerning the temporal distribution, we observe that the number of SMB data in S2 decreases rapidly as the time period covered by the SMB estimation increases (Figure 4 and Table 4). However, this decrease is not regular. There are relatively sharp decreases of the number of SMB data between (1) 3 and 5 years of time period covered by the measurements, (2) 10 and 15 years, and finally (3) from 30 to 40 years.

[27] 1. Significant fraction of the observed SMB data in the 3 year range (i.e., 3 year and more) originates from stake

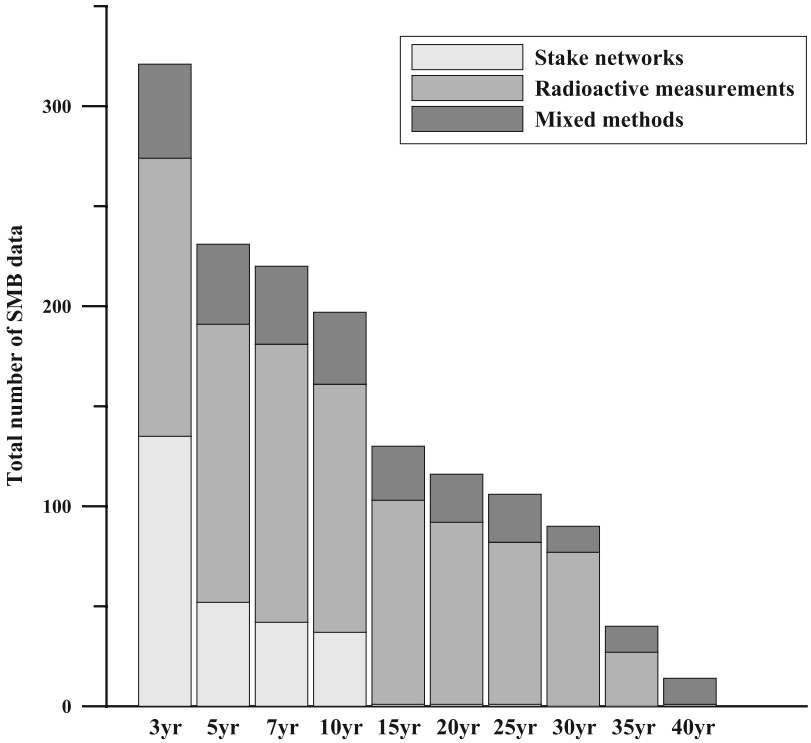


Figure 4. Temporal distribution of number of observed SMB data for three SMB measurement method categories (stakes and radioactive measurements as well as mixed methods) as a function of time period covered by the SMB measurements (3, 5, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 35, and 40 years).

Table 4. Temporal Distribution of Number of Observed SMB Data (and Frequency Distribution) as a Function of Associated Measurement Method Types After S2[a]

	3 years	5 years	7 years	10 years	15 years	20 years	25 years	30 years	35 years	40 years
Stakes measurements	135 (42)	52 (23)	42 (19)	37 (19)	1 (<1)	1 (<1)	1 (<1)	1 (<1)	/	/
Radioactive measurements	139 (43)	139 (60)	139 (63)	124 (63)	102 (78)	91 (78)	81 (76)	77 (86)	27 (67)	1 (7)
Mixed methods	47 (15)	40 (17)	39 (18)	36 (18)	27 (21)	24 (21)	24 (23)	13 (14)	13 (33)	13 (93)
Total	321	231	220	197	130	116	106	90	40	14

[a]In parentheses, the frequency distribution is expressed in percentage of the number of observed SMB data associated to each measurement method.

measurements in Australian sector (ANARE Expeditions from 1980 to 1985, 110°–135°E). These data do not contribute in the 5 year range.

[28] 2. Between 10 and 15 years, the sudden decrease of the total number of SMB data is explained in particular by the disappearance of all stake measurements (except one stake network near the Vostok station).

[29] 3. The reduced number of field campaigns organized between 1990 and 2005 for the SMB study on the last 4–5 decades explains the small number of SMB data with periods of observations longer than 30 years.

4. Impact of Quality-Controlled SMB Data Selection

[30] One of the main uses of observed SMB data sets is to evaluate the ability of climate models to simulate the present SMB of Antarctica [*Krinner et al.*, 2007; *van de Berg et al.*, 2006]. Confidence in model predictions of Antarctic mass balance changes in response to climate change depends on the models' ability to reproduce past and present SMB. However, model validation is subject to uncertainties associated with the observed SMB data used in the validation process. By analyzing the apparent common systematic biases of several climate models compared to a same observation-based reference data set, *Genthon and Krinner* [2001] conclude that besides being the signature of common model shortcomings (resolution limitations, missing processes like blowing snow), it appears possible that the reason for some of the apparent model biases are in fact errors of the observational data used in the model assessment.

[31] Here we analyze how our filtering observed SMB data using quality control criteria affects the evaluation of the Antarctic SMB as simulated by climate models. We are not evaluating the models themselves. Rather, we want to see to what degree model evaluation can depend on the quality of the observation reference SMB data set. To carry out this exercise, we principally focused on results from the LMDZ4 atmospheric general circulation model (AGCM). LMDZ4 [*Hourdin et al.*, 2007] is a typical state-of-the-art stretchable grid high-resolution AGCM, latest in a suite of AGCMs regularly evaluated for their ability to simulate the climate and SMB of the polar ice sheets [*Krinner et al.*, 1997, 2007; *Genthon and Krinner*, 2001; *Genthon et al.*, 2002]. Spatial resolution over the Antarctic region is 60 km on average, which is quite high for an AGCM and of the order of that of limited area regional climate models used in climate mode [*Van Lipzig*, 1999; *van de Berg et al.*, 2006]. The evaluation of LMDZ4 itself was carried out recently [*Krinner et al.*, 2007] along with predictions of the impact of climate change of ice sheets mass balance for the 21st century. Results from model composite SMB assembled by *Genthon and Krinner* [2001] from several high-resolution AGCMs and meteorological analyses are also presented. The composite is an average of the SMB simulated by seven finest resolution models, including ARPEGE T106 and T79, ECHAM T106, HADAM 0.833° × 1.25°, LMDZ (versions 1 and 4) and ERA (noted as AGCMs composite) from 1979 to 2001. Table 5 summarizes the main characteristics of the different models. Further explanations and description of model's characteristics and quantitative assessment of model performances were described by *Genthon and Krinner* [2001].

4.1. Methodology

[32] We compare observed SMB data in 90°–180°E sector from the S1 (up-to-date but unfiltered) and S2 (quality control filtered) data sets to 20-year (1981–2000) LMDZ4 and 21-year (1979–2001) AGCMs composite simulations. In addition, the less recent and thus not quite up-to-date (and unfiltered) data set used by *Vaughan et al.* [1999] and *Arthern et al.* [2006], referred here as data set V99, is also used in the process. The comparison is carried out separately in 500 m elevation bins from 0 to 4000 m asl, altitude being used as a common sorting criterion, which allows roughly gathering regions and grid points of similar climate.

[33] Comparing model results and observed SMB data over periods that do not strictly coincide (1979–2001 for the models, various periods in the last 50 years for the

Table 5. List and Characteristics of General Circulation Models Used to Construct AGCMs Composite[a]

Model/Forecasts	Type	Resolution	Levels	Period
ARPEGE HIRETYCS (version 1)	spectral	T106/T42	30	1979–1988
ECHAM HIRETYCS (ECHAM 4)	spectral	T106	19	1979–1988
HADAM HIRETYCS (HADHAM2b)	grid point	0.833° × 1.25°/2.5° × 3.75°	19	1979–1988
ARPEGE version 0	spectral	T79	30	1979–1988
LMDZ (version 1), Antarctic zoom	grid point	Irregular, ≈ 100–200 km over the Antarctic ice sheet	15	1987–1991
LMDZ (version 4), Antarctic zoom	grid point	irregular, ≈ 60 km	19	1981–2001
ECMWF ERA	spectral	T106	19	1979–1993

[a]See *Genthon and Krinner* [2001] for further explanation. Type is the numerics used to solve the dynamic equations. Resolution is the horizontal resolution or truncation. Levels in the number of layers in the vertical. Period is the period of integration.

Table 6. Mean Absolute SMB Values From V99, S1, and S2 SMB Data Sets in Each 500 m Elevation Bin as Well as Corresponding Mean Absolute SMB Values of LMDZ4 Model (1981–2000 Time Period) and AGCMs Composite Results (1979–2001 Time Period)[a]

	V99 Mean A, kg m^{-2} yr^{-1}				S1 Mean A, kg m^{-2} yr^{-1}				S2 Mean A, kg m^{-2} yr^{-1}			
Elevation Bins, m	n	V99	LMDZ4	AGCMs Composite	n	S1	LMDZ4	AGCMs Composite	n	S2	LMDZ4	AGCMs Composite
0–500	53 (53)	+231 (±229)	+176 (±198)	+143 (±151)	55 (54)	+234 (±227)	+180 (±197)	+150 (±152)	36 (35)	+231 (±117)	+82 (±76)	+80 (±90)
500–1000	29 (28)	+472 (±471)	+370 (±140)	+323 (±108)	32 (31)	+457 (±452)	+368 (±133)	+322 (±102)	10 (9)	+444 (±173)	+355 (±60)	+322 (±42)
1000–1500	40 (38)	+367 (±297)	+441 (±132)	+337 (±91)	54 (44)	+359 (±281)	+423 (±138)	+330 (±95)	23 (14)	+399 (±153)	+344 (±101)	+307 (±108)
1500–2000	82 (76)	+330 (±142)	+203 (±72)	+224 (±63)	94 (86)	+318 (±142)	+201 (±75)	+223 (±70)	79 (71)	+324 (±128)	+201 (±70)	+235 (±65)
2000–2500	125 (119)	+209 (±114)	+130 (±62)	+152 (±86)	177 (152)	+189 (±113)	+122 (±62)	+140 (±86)	118 (96)	+225 (±118)	+143 (±57)	+174 (±83)
2500–3000	56 (55)	+101 (±47)	+60 (±34)	+56 (±36)	83 (69)	+95 (±51)	+59 (±38)	+54 (±39)	30 (20)	+98 (±70)	+69 (±48)	+63 (±50)
3000–3500	67 (65)	+55 (±24)	+32 (±16)	+25 (±14)	112 (88)	+51 (±26)	+32 (±17)	+26 (±14)	52 (31)	+45 (±28)	+32 (±18)	+27 (±13)
3500–4000	24 (23)	+54 (±13)	+26 (±8)	+19 (±7)	33 (31)	+52 (±13)	+27 (±9)	+20 (±8)	11 (10)	+44 (±12)	+27 (±12)	+20 (±9)

[a]See explanation in section 4. Mean A is the mean absolute SMB value expressed in kg m^{-2} yr^{-1} (1σ standard deviation is indicated in parentheses); n values correspond to number of available observed SMB values in each elevation bin (number of measurement sites are indicated in brackets).

observations) may be considered as a limitation to our study. However, this is typically the way model validations are carried out in the literature, and almost all data in our observational set do not cover the whole 50 year period either. It is very likely that models/data mismatches shown in the following are larger than any mismatch that would be related to inconsistent time sampling, in particular, because SMB tendencies during the 5 last decades in Antarctica are insignificant [*Monaghan et al.*, 2006]. Data from S1, S2 and V99 SMB data sets are compared with modeled result at the nearest grid point. In 3 instances for LMDZ4 simulation, the nearest model grid point is a fully oceanic grid point for which the model provides no evaluation of evaporation/sublimation or melting over snow/ice surfaces. As a consequence, these 3 coastal observations are not used in the comparison.

[34] Table 6 and Figure 5 show mean absolute SMB values (expressed in kg m^{-2} yr^{-1}) of observed SMB data from V99, S1 and S2 SMB data sets in each 500 m elevation bins, as well as corresponding mean absolute SMB values of LMDZ4 model and AGCMs composite. Mean absolute SMB results of LMDZ4 and AGCMs composite models are sampled at the same sites than observational data sets. We express the comparison results between the different observed SMB data and LMDZ4 simulated SMB data as mean absolute SMB differences (in kg m^{-2} yr^{-1}) (Table 7) and also as mean relative SMB differences (in percentage) (Figure 6 and Table 7). Here, the mean relative difference is defined as follows:

$$R = \left(\frac{\overline{x_i - x_{si}}}{x_{si}}\right) \times 100$$

With X_i, the observed SMB data and X_{si}, the simulated SMB data from LMDZ4 and associated to each x_i.

4.2. Results and Discussion

[35] Mean absolute SMB values of LMDZ4 and AGCMs composite model results are sampled at the same sites as V99, S1, and S2 SMB observations (Figure 5 and Table 6) in each altitudinal bin. They show that altitudinal distribution of the SMB is almost insensitive to data sampling, except in 0–500 m and 1000–1500 m elevation bins (see explanations below). As a consequence, much of the change of the estimate of the mean absolute (and then relative) SMB values after filtering is a result of SMB data quality control. In the present section, we principally focus on results from observational SMB data/LMDZ4 model simulation comparison.

[36] Except from 1000 to 1500 m elevation, the mean differences between observed and modeled SMB data in our study sector are positive, suggesting a general underestimation of the 90°–180°E sector SMB by the LMDZ4 model (Figure 6 and Table 7).

[37] For the lowest elevation bin, the mean model/observed SMB data differences are more than twice higher for S2 than for V99 and S1 respectively (Figure 6 and Table 7), showing a very large impact of the data selection. This is also where the relative differences with all data sets are largest. Poor model resolution of the ice marginal slope and the fact that coastal grid points are generally mixed land/sea grid points (for which the mass balance calculations are not valid) limit the pertinence of the comparison in this altitude bin.

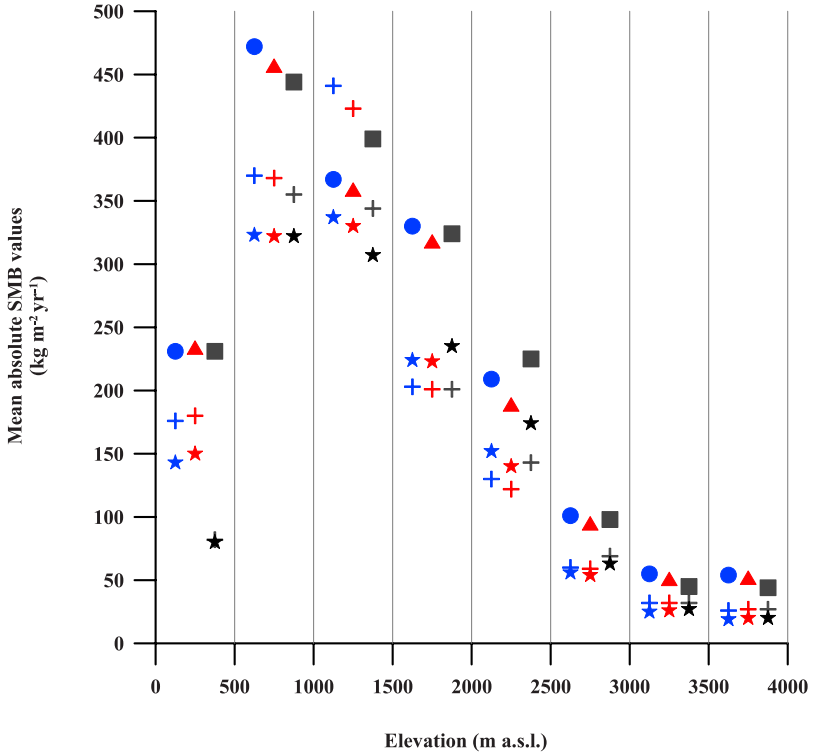


Figure 5. Mean absolute SMB values from V99 (blue circles), S1 (red triangles), and S2 (grey squares) SMB data sets in each 500 m elevation bin (0–4000 m elevation) as well as corresponding mean absolute SMB values issued from LMDZ4 model (blue, red, and grey crosses, respectively) and AGCMs composite model (blue, red, and grey stars, respectively) results (see explanation in section 4 and specific numbers in Table 6). Mean absolute SMB values are expressed in kg m^{-2} yr^{-1}.

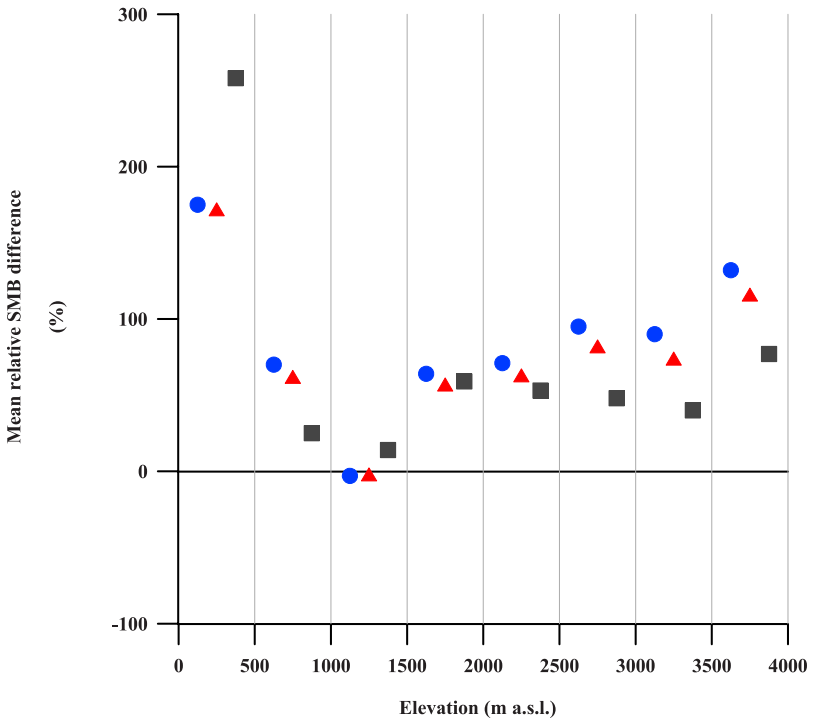


Figure 6. Relative mean SMB differences between mean observed SMB data in V99 (blue circles), S1 (red triangles) and S2 (grey squares) SMB data sets and LMDZ4 SMB simulations over 1981–2000 time period in each 500 m elevation bin (0–4000 m elevation) (see explanation in section 4 and specific numbers in Table 7). Relative mean SMB differences are expressed in percentage.

Table 7. Comparison Results Between Observed SMB Values from V99, S1, and S2 SMB Data Sets to LMDZ4 Model Results Over 1981–2000 Time Period Every 500 m Elevation Bin[a]

	V99			S1			S2		
Elevation Bins, m	n	Mean Difference, kg m^{-2} yr^{-1}	R, %	n	Mean Difference, kg m^{-2} yr^{-1}	R, %	n	Mean Difference, kg m^{-2} yr^{-1}	R, %
0–500	53 (53)	+55 (±299)	+175 (±222)	55 (54)	+54 (±296)	+172 (±221)	36 (35)	+149 (±140)	+258 (±207)
500–1000	29 (28)	+101 (±474)	+70 (±223)	32 (31)	+90 (±454)	+62 (±213)	10 (9)	+90 (±146)	+25 (±40)
1000–1500	40 (38)	−74 (±357)	−3 (±78)	54 (44)	−64 (±334)	−2 (±73)	23 (14)	+55 (±99)	+14 (±28)
1500–2000	82 (76)	+126 (±123)	+64 (±83)	94 (86)	+117 (±121)	+57 (±74)	79 (71)	+123 (±109)	+59 (±73)
2000–2500	125 (119)	+79 (±77)	+71 (±109)	177 (152)	+67 (±77)	+63 (±103)	118 (96)	+82 (±84)	+53 (±66)
2500–3000	56 (55)	+41 (±35)	+95 (±98)	83 (69)	+35 (±36)	+82 (±99)	30 (20)	+29 (±41)	+48 (±74)
3000–3500	67 (65)	+23 (±17)	+90 (±74)	112 (88)	+19 (±17)	+74 (±70)	52 (31)	+13 (±16)	+40 (±40)
3500–4000	24 (23)	+28 (±13)	+132 (±92)	33 (31)	+25 (±13)	+116 (±87)	11 (10)	+17 (±11)	+77 (±61)

[a]See explanation in section 4. Mean difference is the mean absolute SMB difference between observed SMB values and simulated SMB values, expressed in kg m^{-2} yr^{-1}; R is the mean relative difference, expressed in percentage (in mean difference and R columns, 1σ standard deviation are indicated in parentheses); n values correspond to number of available observed SMB values in each elevation bin (number of measurement sites are indicated in parentheses).

[38] For the 500 to 1000 m elevation bin, the mean differences are 20–30% and 30–45% smaller with S2 SMB data sets than with S1 and V99 SMB data sets respectively.

[39] The 1000–1500 m bin is the only one where data selection inverts the sign of the model/observed SMB data mean difference, possibly because of a relatively large concentration of observed SMB data in a single region, the Law Dome area (~112°E, Figure 2). The mean relative difference in this elevation bin is very small though (Figure 6 and Table 7).

[40] For the 1500 to 2500 m elevation bin, the mean model/observed SMB data differences are similar for the 3 observational data sets. In these altitude ranges, the quality selection does not greatly modify the results (Figure 6 and Table 7).

[41] Between 2500 m and 4000 m, the mean absolute SMB values seem similar for all the SMB data sets (Figure 5 and Table 6) but, as the SMB values are small in these elevation bins, the relative SMB differences are large: from 20–30% to 30–45% smaller with S2 SMB data sets than with S1 and V99 SMB data sets respectively (Figure 6 and Table 7). As the plateau area is large, the impact of the choice of the reference data set on the integrated mass balance could be very important above 2500 m elevation.

[42] Except in the lowest bin, and from 1500 to 2000 m, the mean SMB difference resulting from S1 SMB data sets (V99 SMB data sets plus new SMB values) lie between the V99 and S2 ones (Figure 6 and Table 7).

[43] The appreciation of the performance of a climate model thus depends on the quality of the SMB reference data set used. This is particularly clear for the plateau region above 2500 m where quality control filtering of the reference SMB data results in a significant "improvement" of the model. The analysis and comparison between observational data sets and AGCMs composite yields very similar results than those shown with LMDZ4 model (Figure 5 and Table 6). Climate model quality evaluation and assessment is sensitive to the selection process applied to the observed SMB data used as reference. Since this is a rather perturbing issue, the observed SMB data/AGCMs composite results ensure that it is not a model-dependent improvement that would result from some peculiarity of LMDZ4. It is questionable, and would be worth verifying, to which extent interpolating observed SMB data to build global maps and evaluations of the Antarctic SMB [*Vaughan et al.*, 1999; *Arthern et al.*, 2006] is equally affected if data preprocessing for quality control is carried out.

5. Conclusion

[44] From the 1950s to the present, more than 650 field SMB measurements were carried out in 90°–180°E Antarctic sector using different techniques: stakes, annual layer counting, visual, chemical or isotopic markers, or identification of radioactively marked well-dated horizons (from atmospheric nuclear test explosions). Arguing that all these observed SMB data are of heterogeneous reliability, with a fraction of data of lowest quality being likely to contaminate the information provided by more reliable methods, we suggest a new quality-controlled SMB data set for this sector of Antarctica. This data set may be used along with

existing more comprehensive but quality-controlled data set to better evaluate the characteristics of the Antarctic SMB.

[45] We first provide an up-to-date short review of the various field methods for estimating local SMB, by partly drawing on the work of *Bull* [1971] and establish a ''quality'' rating of the various methods. Then we collect most available observed SMB data in our study sector for the 1950–2005 time period and check them carefully for potential errors. More than 40% of the SMB data originally gathered are identified as unreliable and/or inaccurate. 269 SMB data (~41% of S1) are rejected because not enough information is available to check their accuracy and reliability, and only 18 SMB data (~3% of S1) are rejected due to the SMB measurement method used. The new suggested observed SMB data set (S2) contains 365 SMB data. 84% of the selected values represent more than 3 years of SMB, 52% more than 10 years and only 24% more than 30 years. As previously recommended by *ISMASS Committee* [2004] and *van de Berg et al.* [2006] in their Antarctic SMB studies, we point out that new observations of SMB from the coastal zones of Antarctica are urgently required.

[46] We then investigate the ''impact'' of the quality selection process by comparing simulated SMB from AGCMs to recent SMB data sets and the new suggested one. All the comparisons show clearly that the selection process proposed in this paper has a significant impact on the inferred model biases. The ''impact'' is the largest above 3000 m elevation where the mean filtered SMB data is 20–30% less than the mean original SMB data. Therefore we point out the necessity to take into important consideration the reliability and accuracy of all observed SMB data before using them to calibrate and validate SMB simulation models, as well as to construct interpolated SMB maps. Even if the number of observed SMB data available in East Antarctica, and more generally in all Antarctica, is low, we expect that systematic use of all available SMB data without preliminary selection of SMB measurements depending on their quality (reliability and accuracy) could induce large errors in the quantification of the Antarctic SMB.

[47] **Acknowledgments.** The French ministry of research is acknowledged for financial support and ACI Climate Change is acknowledged for funding the analytical equipment of the LGGE underground laboratory (radioactive measurements). In Wilkes and Victoria Land sectors, most of observed surface mass balance data were obtained from recent research carried out in the framework of the Project on Glaciology of the PNRA-MIUR and financially supported by PNRA consortium through collaboration with ENEA Roma and supported by the French Polar Institute (IPEV). This work is a French-Italian contribution to the ITASE project. The authors are grateful to all colleagues who participated in field work and sampling operations.

References

Allen, B., et al. (1985), Glaciochemical studies and estimated net mass balance for Rennick glacier area, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *7*, 1–6.

Arthern, R. J., et al. (2006), Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3 cm wavelength microwave emission, *J. Geophys. Res.*, *111*, D06107, doi:10.1029/2004JD005667.

Aver'yanov, V. G. (1963) On the methods of precipitation measurements in the central Antarctica, report, pp. 195–197, Russian Acad. of Sci., Moscow.

Aver'yanov, V. G. (1969), Problem of the amount of snow accumulating in central Antarctica, *Sov. Antarct. Exped. Inf. Bull., Engl. Transl.*, *73*, 285–287.

Bamber, J. L., and J. L. Gomez-Dans (2005), The accuracy of digital elevation models of the Antarctic continent, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *237*, 516–523.

Benson, C. S. (1962), Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland Ice Sheet, *SIPRE Res. Rep. 70*, U.S. Army Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, N. H.

Black, H. P., and W. Budd (1964), Accumulation in the region of Wilkes, Wilkes Land, Antarctica, *J. Glaciol.*, *6*, 3–16.

Bull, C. (1971), Snow accumulation in Antarctica, in *Research in the Antarctic*, pp. 367–421, Am. Assoc. for the Adv. of Sci., Washington, D. C.

Cameron, R. (1964) Glaciological studies at Wilkes Station, Budd Coast, Antarctica, in *Antarctic Snow and Ice Studies*, *Antarct. Res. Ser.*, vol. 2, edited by M. Mellor, pp. 1–36, AGU, Washington, D. C.

Carter, M. W., and A. A. Moghissi (1977), Three decades of nuclear testing, *Health Phys.*, *33*, 55–71.

Church, J. A., et al. (2001) Changes in sea-level, in *IPCC Third Scientific Assessment of Climatic Change*, edited by J. T. Houghton et al., chap. 11, pp. 641–693, Cambridge Univ. Press, New York.

Crozaz, G., and C. C. J. Langway (1966), Dating Greenland firn-ice cores with ^{210}Pb, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *1*, 194–196.

Crozaz, G., et al. (1964), Antarctic snow chronology with ^{210}Pb, *J. Geophys. Res.*, *69*, 2597–2604.

Dansgaard, W. (1964), Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, *16*, 436–468.

Davis, C. H., et al. (2005), Snowfall-driven growth in East Antarctic Ice Sheet mitigates recent sea-level rise, *Science*, *308*, 1898–1901.

Ekaykin, A. A. (2003), Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness, Ph.D. thesis, 123 pp., Univ. Grenoble 1, Grenoble, France.

Ekaykin, A. A., et al. (1998), Prostranstvennovremennaya struktura poly snegonakopleniya v rayone stantsii Vostok, Tsentral'naya Antarktida (The spatial and temporal structure of snow accumulation field in the vicinity of Vostok station, central Antarctica), *Vestnik St. Petersb. Un ta, Ser. 7*, *4*, 38–50.

Ekaykin, A. A., et al. (2002), Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok station, Antarctica: Implications for ice-core record interpretation, *Ann. Glaciol.*, *35*, 181–186.

Ekaykin, A. A., et al. (2005), The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station over the past 200 years, *Ann. Glaciol.*, *39*, 569–575.

Epstein, S., et al. (1963), Oxygen-isotope ratios in Antarctic snow, firn and ice, *J. Geol.*, *71*, 698–720.

Feely, H. W., et al. (1966), Transport and fallout of stratospheric radioactive debris, *Tellus*, *18*, 316–328.

Fisher, D. A., et al. (1985), Stratigraphic noise in time series derived from ice cores, *Ann. Glaciol.*, *7*, 76–83.

Frezzotti, M., et al. (2004), New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements, *Clim. Dyn.*, *23*, 803–813, doi:10.1007/s00382-00004-00462-0038500803-00813.

Frezzotti, M., et al. (2005), Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data, *J. Glaciol.*, *51*, 113–124.

Genthon, C., and G. Krinner (2001), Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models, *J. Geophys. Res.*, *106*, 20,653–20,664.

Genthon, C., et al. (2002), Free and laterally-nudged Antarctic climate of an Atmospheric general circulation model, *Mon. Weather Rev.*, *130*, 1601–1616.

Giovinetto, M. B. (1960), Glaciology report for 1958, South Pole Station, *Res. Found. Rep. 825-2 IV*, Ohio State Univ., Columbus.

Giovinetto, M. B. (1963) Glaciological studies on the McMurdo–South Pole traverse, 1960–1961, *Inst. Polar Studies Rep. 7*, Ohio State Univ., Columbus.

Giovinetto, M. B. (1964), Distribution of diagenetic snow facies in Antarctica and in Greenland, *Arctic*, *17*, 32–40.

Giovinetto, M. B., and C. R. Bentley (1985), Surface balance in ice drainage systems of Antarctica, *Antarct. J. U. S.*, *20*, 6–13.

Giovinetto, M. B., and H. J. Zwally (2000), Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet, *Ann. Glaciol.*, *31*, 171–178.

Goldberg, E. D. (1963), Geochronology with lead-210, in *Radioactive Dating: Proceedings of a Symposium, Athens, 19–23 November 1962, Jointly Sponsored by the IAEA and ICSU, Vienna*, pp. 121–131, Int. At. Energy Agency, Vienna.

Goodwin, I. D. (1988), Ice sheet topography and surface characteristics in Eastern Wilkes Land, East Antarctica, *ANARE Res. Notes 64*, 100 pp., Antarct. Div., Kingston, Tas., Australia.

Goodwin, I. D., M. de Angelis, M. Pook, and N. W. Young (2003), Snow accumulation variability in Wilkes Land, East Antarctica, and the relationship to atmospheric ridging in the 130°–170°E region since 1930, *J. Geophys. Res.*, *108*(D21), 4673, doi:10.1029/2002JD002995.

Grootes, P., and M. Stuiver (1984), Oxygen isotope studies at the South Pole, *Antarct. J. U. S.*, *19*, 62–63.

Herron, M. M. (1982), Impurity sources of F−, Cl−, NO3− and SO_4^{2-} in Greenland and Antarctic precipitation, *J. Geophys. Res.*, *87*, 3052–3060.

Hourdin, F., et al. (2007), The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parameterized physics with emphasis on tropical convection, *Clim. Dyn.*, *27*, 787–813, doi:10.1007/s00382-006-0158-x.

ISMASS Committee (2004), Recommendations for the collection and synthesis of Antarctic Ice Sheet mass balance data, *Global Planet. Change*, *42*, 1–15.

Jouzel, J., et al. (1979), A continuous record of artificial tritium fallout at the South Pole (1954–1978), *Earth Planet. Sci. Lett.*, *45*, 188–200.

Kaspari, S., et al. (2004), Climate variability in West Antarctica derived from annual accumulation-rate records from ITASE firn/ice cores, *Ann. Glaciol.*, *39*, 585–594.

Koerner, R. M. (1964), Firn stratigraphy studies on the Byrd-Whitmore Mountains, 1962–1963, in *Antarctic Snow and Ice Studies*, *Antarct. Res. Ser.*, vol. 2, edited by M. Mellor, pp. 219–236, AGU, Washington, D. C.

Krinner, G., et al. (1997), Studies of the Antarctic climate with a stretched grid GCM, *J. Geophys. Res.*, *102*, 13,731–13,745.

Krinner, G., et al. (2007), Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the 20th and 21st centuries, *Clim. Dyn.*, *28*, 215–230, doi:10.1007/s00382-006-00177-x.

Lambert, G., et al. (1977), Accumulation of snow and radioactive debris in Antarctica: A possible refined radiochronology beyond reference levels, in *Isotopes and Impurities in Snow and Ice: Proceedings of a Symposium Held During the XVI Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics at Grenoble, August–September 1975*, *IAHS Publ.*, *118*, 146–158.

Legrand, M., and R. J. Delmas (1985), Spatial and temporal variations of snow chemistry in Terre Adelie (East Antarctica), *Ann. Glaciol.*, *7*, 20–25.

Legrand, M., and S. Kirchner (1988), Polar atmospheric circulation and chemistry of recent (1957–1983) south polar precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, *15*, 879–882.

Lipenkov, V. Y., et al. (1998), O svyazi plotnosti poverhnostnogo sloya snega v Antarktide so skorost'yu vetra (On the relationship of surface snow density in Antarctica and Wind speed), *Glyatsiologicheskih Issled.*, *85*, 148–158.

Lorius, C., et al. (1968), Dating of firn layers in Antarctica: Application to the determination of the rate of snow accumulation, paper presented at International Symposium on Antarctic Glaciological Expedition, Int. Counc. of Sci. Unions, Hanover, N. H., 3–7 Sept.

Lyon, G. L. (1986), Stable isotope stratigraphy of ice cores and the age of the last eruption at mount Melbourne, Antarctica, *N. Z. J. Geol. Geophys.*, *29*, 135–138.

Lyons, W. B., et al. (1990), Nitrate concentrations in snow from remote areas: Implication for the global NO_x flux, *Biogeochemistry*, *9*, 211–222.

Magand, O., et al. (2004), Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *39*, 351–358.

Miller, L., and B. C. Douglas (2004), Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise, *Nature*, *428*, 406–409.

Minikin, A., et al. (1994), Spatial and seasonal variations of the snow chemistry at the central Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *20*, 283–290.

Monaghan, A. J., et al. (2006), Insignificant change in Antarctic snowfall since the International Geophysical Year, *Science*, *313*, 827–831.

Morgan, V. I. (1988), Snow accumulation and oxygen-isotope records at the Law Dome Summit, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *11*, 220.

Mosley-Thompson, E., et al. (1995), Recent increase in South Pole snow accumulation, *Ann. Glaciol.*, *21*, 131–138.

Mosley-Thompson, E., et al. (1999), Late 20th century increase in South Pole snow accumulation, *J. Geophys. Res.*, *104*, 3877–3886.

Mulvaney, R., and E. W. Wolff (1994), Spatial variability of the major chemistry of the Antarctic ice sheet, *Ann. Glaciol.*, *20*, 440–447.

Nemazi, M., et al. (1964), Mesure du taux d'accumulation de la neige au bord du continent Antarctique par la méthode du Plomb-210, *C. R. Hebd. Seances Acad. Sci.*, *259*, 3319–3322.

Oerter, H., et al. (1999), Accumulation studies on Amundsen, Dronning Maud land, Antarctica by means of tritium, diellectric profiling and stable-isotope measurements: First results from the 1995–96 and 1996–97 field seasons, *Ann. Glaciol.*, *29*, 1–9.

Petit, J. R., et al. (1982), A detailed study of snow accumulation and stable isotope content in Dome C (Antarctica), *J. Geophys. Res.*, *87*, 4301–4308.

Pettre, P., et al. (1986), Accumulation in Terre Adelie, Antarctica: Effect of meteorological parameters, *J. Glaciol.*, *32*, 486–500.

Piccardi, G., et al. (1994), Spatial and temporal trends of snow chemical composition at northern Victoria Land (Antarctica), *Terra Antarct.*, *1*, 134–137.

Picciotto, E., and S. Wilgain (1963), Fission products in Antarctic snow, a reference level for measuring accumulation, *J. Geophys. Res.*, *68*, 5965–5972.

Picciotto, E., et al. (1964), Rate of accumulation of snow at South Pole as determined by radioactive measurements, *Nature*, *203*, 393–394.

Picciotto, E., et al. (1968), Determination of the rate of snow accumulation at the pole of relative inaccessibility, eastern Antarctica: A comparison of glaciological and isotopic methods, *J. Glaciol.*, *7*, 273–287.

Picciotto, E., et al. (1971), Accumulation on the South Pole–Queen Maud Land traverse, 1964–1968, in *Antarctic Snow and Ice Studies*, *Antarct. Res. Ser.*, vol. 2, edited by A. P. Crary, pp. 257–315, AGU, Washington, D. C.

Pourchet, M., et al. (1983), Some meteorological applications of radioactive fallout measurements in Antarctic snows, *J. Geophys. Res.*, *88*, 6013–6020.

Pourchet, M., et al. (1997), Distribution and fall-out of ^{137}Cs and other radionuclides over Antarctica, *J. Glaciol.*, *43*, 435–445.

Pourchet, M., et al. (2003), Radionuclides deposition over Antarctica, *J. Environ. Radioact.*, *68*, 137–158.

Rignot, E., and R. H. Thomas (2002), Mass balance of the polar ice sheets, *Science*, *297*, 1502–1506.

Saigne, C., and M. Legrand (1987), Measurements of methanosulphonic acid in Antarctic ice, *Nature*, *330*, 240–242.

Schytt, V. (1958), *Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949–52*, *Scientific results*, vol. 4, *Glaciology II*, Norsk Polarinst., Oslo.

Schytt, V. (1962), Mass balance studies in Kebnekajse, *J. Glaciol.*, *4*, 281–286.

Shimizu, H. (1964), Glaciological studies in West, 1960–1962, in *Antarctic Snow and Ice Studies*, *Antarct. Res. Ser.*, vol. 2, edited by M. Mellor, pp. 37–64, AGU, Washington, D. C.

Smith, B. T., et al. (2002), Distribution of oxygen isotope ratios and snow accumulation rates in Wilhelm II Land, East Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *35*, 107–110.

Stenni, B., et al. (2000), Snow accumulation rates in northern Victoria Land, Antarctica, by firn-core analysis, *J. Glaciol.*, *46*, 541–552.

Stenni, B., M. Proposito, R. Gragnani, O. Flora, J. Jouzel, S. Falourd, and M. Frezzotti (2002), Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica), *J. Geophys. Res.*, *107*(D9), 4076, doi:10.1029/2000JD000317.

Swithinbank, C. (1957) The regime of the ice shelves at Maudheim as shown by stake measurements, in *Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949–52, Scientific Results*, vol. 3, pp. 41–75, Norsk Polarinst., Oslo.

Thomas, R., et al. (2004), Improved estimation of the mass balance of glaciers draining into the Amundsen Sea sector of West Antarctica from the CECS/NASA 2002 campaign, *Ann. Glaciol.*, *39*, 231–237.

van de Berg, W. J., M. R. van den Broeke, C. H. Reijmer, and E. van Meijgaard (2006), Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model, *J. Geophys. Res.*, *111*, D11104, doi:10.1029/2005JD006495.

Van Lipzig, N. P. M. (1999), The surface mass balance of the Antarctic ice sheet: A study with a regional atmospheric model, Ph.D. thesis, 155 pp., Univ. Utrecht, Utrecht, Netherlands.

Vaughan, D. G. (2005), How does the Antarctic Ice Sheet affect sea level rise?, *Science*, *308*, 1877–1878.

Vaughan, D. G., and J. Russell (1997), Compilation of surface mass balance measurements in Antarctica, *Internal Rep. ES4/8/1/1997/1*, 56 pp., Br. Antarct. Surv., Cambridge, U. K.

Vaughan, D. V., et al. (1999), Reassessment of net surface mass balance in Antarctica, *J. Clim.*, *12*, 933–946.

Velicogna, I., and J. Wahr (2006), Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica, *Science*, *311*, 1754–1756, doi:10.1126/science.1123785.

Vickers, W. W. (1966), A study of ice accumulation and tropospheric circulation in western Antarctica, *Antarctic Snow and Ice Studies II*, *Antarct. Res. Ser.*, vol. 16, edited by M. J. Rubin, pp. 135–176, AGU, Washington, D. C.

Wilgain, S., et al. (1965), Strontium 90 fallout in Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *70*, 6023–6032.

Zwally, H. J., et al. (2006), Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002, *J. Glaciol.*, *51*, 509–527.

A. A. Ekaykin, Arctic and Antarctic Research Institute, 199397, St. Petersburg, Russia.

M. Fily, C. Genthon, G. Krinner, O. Magand, and G. Picard, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, Université Joseph Fourier-Grenoble, 54, Rue Molières, BP 96, F-38402 St. Martin d'Hères Cedex, France. (magand@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

M. Frezzotti, Ente per le Nuove Tecnologie, l'Energia e l'Ambiente, P.O. Box 2400, I-00100 Rome A.D., Italy.

3.4 Informations complémentaires

Dans la section suivante, je présente une série d'informations complémentaires à l'article I. Ces informations comprennent (a) des données que l'ensemble des auteurs avait décidé de ne pas intégrer initialement dans le corps de l'article lors de sa soumission, afin d'alléger le document et (b) également des résultats de tests et travaux, réalisés à la suite de la publication de ce dernier. Dans le cadre de ce manuscrit, il me semble intéressant de fournir ces informations complémentaires, dont une partie a été utilisée lors des réponses aux personnes chargées de la révision du papier. Dans la continuité de l'article I, je garderai, tant que faire se peut, les mêmes caractères et abréviations (cas des sigles V99, S1, S2 et A06 pour l'évocation des différentes compilations de données de BMS de terrain, etc.).

3.4.1 Distribution en valeurs du bilan de masse de surface dans les compilations S1/S2

La figure 3.3 présente respectivement la distribution en valeurs des BMS de terrain compilées dans les bases de données S1 et subsistantes dans S2 après application du filtre de contrôle qualité. La définition du nombre de classes, ainsi que de l'amplitude, a été l'objet d'une étude statistique préliminaire décrite dans l'annexe C. La distribution des données de BMS en Antarctique de l'Est (90-180°) présente une forte asymétrie bimodale, avec un premier mode entre 0 à 50 kg m^{-2} an^{-1}, et un second entre 250 à 300 kg m^{-2} an^{-1}. La distribution S2 montre distinctement une forte atténuation du mode 1, par rapport à S1. Nous observons plus généralement une forte diminution des valeurs de BMS inférieures à 100-150 kg m^{-2} an^{-1}. Lors du passage de S1 à S2, nous constatons également une accentuation du « creux » dans la gamme de valeurs séparant les deux modes, entre 150 et 250 kg m^{-2} an^{-1} ; une accentuation qui va dans le sens d'une « sensibilité » de cette gamme de valeurs de BMS au filtre de contrôle qualité, comme constaté avec les valeurs de BMS inférieures à 100-150 kg m^{-2} an^{-1}. Enfin, nous pouvons observer, autant dans la distribution de S1 que de S2, le faible nombre et l'étalement des données de BMS supérieures à 500 kg m^{-2} an^{-1}.

Parmi les interrogations que peuvent susciter ces deux distributions, j'ai tenté de répondre à celles-ci :

Question 1 - La distribution asymétrique bimodale observée avec S1 et S2 est-elle constatée sur l'ensemble du continent Antarctique avec les cartes interpolées et les modèles climatiques, ou est-elle restreinte au secteur d'étude 90-180° Est ?

Question 2 - La distribution asymétrique bimodale a t-elle son origine dans un biais d'échantillonnage lors de la collecte des données sur le terrain ?

Question 3 – De quelle manière le filtre de contrôle qualité a-t-il affecté le changement de distribution observé entre S1 et S2 ? Quel est son impact ?

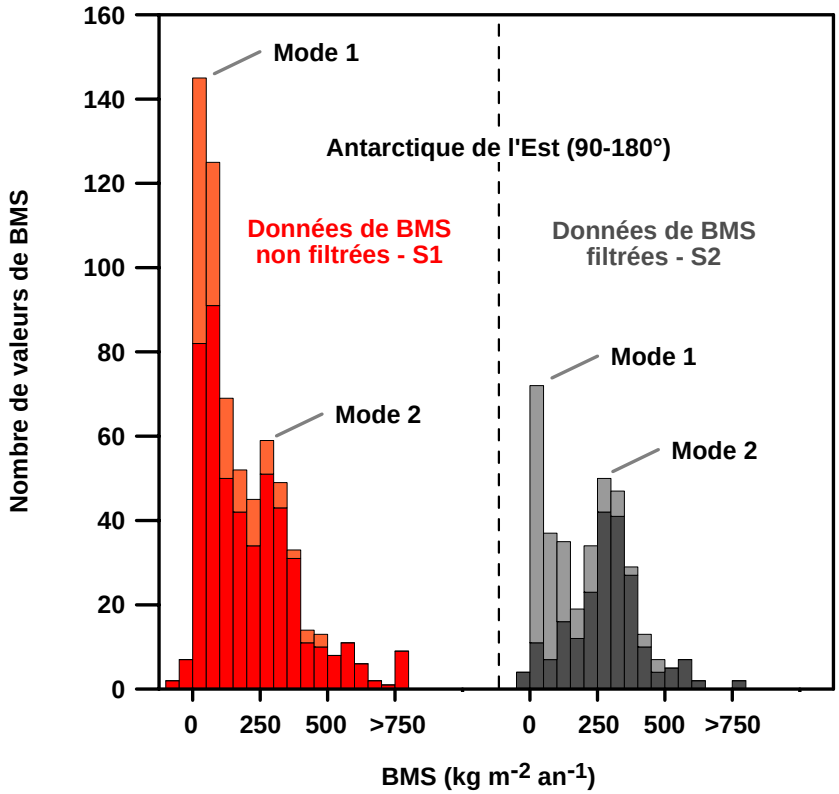


Figure 3.3 : Histogrammes de distribution des valeurs de BMS de terrain compilées dans S1 (rouge) et S2 (gris) après application du filtre de qualité, pour le secteur Antarctique 90-180° Est. Les « anciennes » données de BMS, soit celles extraites de V99, et les nouvelles données de BMS (cf. section 3.2.2.1) sont en rouge/gris foncé et rouge/gris clair, respectivement. Le BMS est exprimé en kg m^{-2} an^{-1}. ATTENTION : la classe notée > 750 kg m^{-2} an^{-1} est une classe ouverte de regroupement, qui contient toutes les données de BMS dont les valeurs s'échelonnent entre 750 kg m^{-2} an^{-1} et la valeur la plus élevée de chacune des séries de données.

Pour répondre à ces différentes questions, j'ai tout d'abord étudié les histogrammes de distribution des valeurs de BMS extraites (a) de la carte interpolée de (Arthern and others, 2006) (figure 3.4), (b) d'une sortie de simulation par le modèle LMDZ4 (figure 3.5), et ce, pour l'ensemble des secteurs du continent Antarctique et pour le secteur 90-180° Est. J'ai appliqué la même méthodologie de regroupement que celle utilisée pour construire les histogrammes de la figure 3.3.

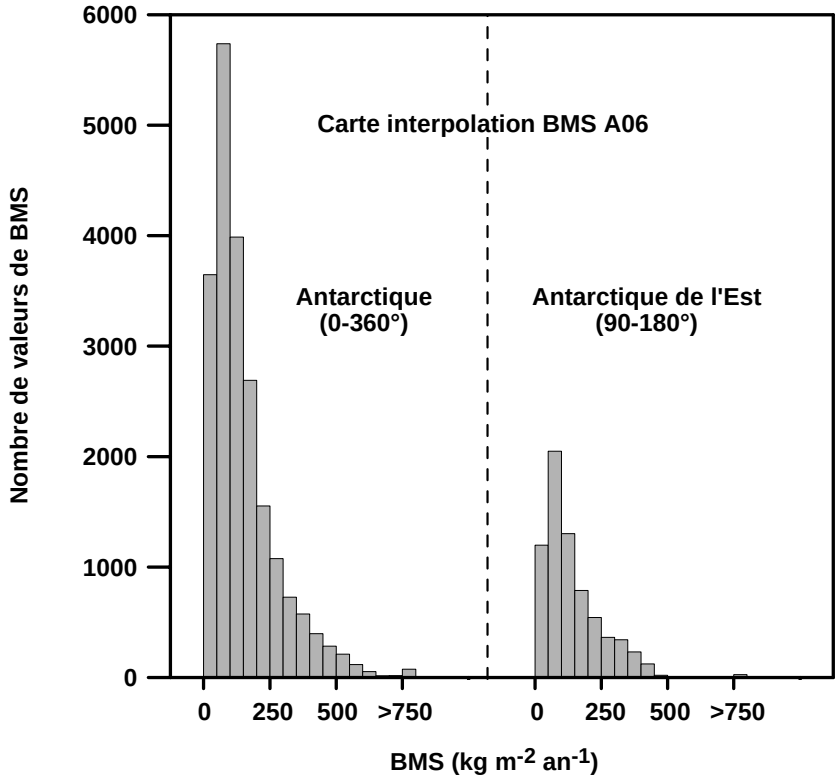


Figure 3.4 : Histogrammes de distribution des valeurs de BMS extraites de la carte interpolée de (Arthern and others, 2006) pour le continent Antarctique et pour le secteur Antarctique 90-180° Est. RAPPEL: la classe notée > 750 kg m^{-2} an^{-1} est une classe ouverte de regroupement, d'amplitude inégale par rapport aux autres classes.

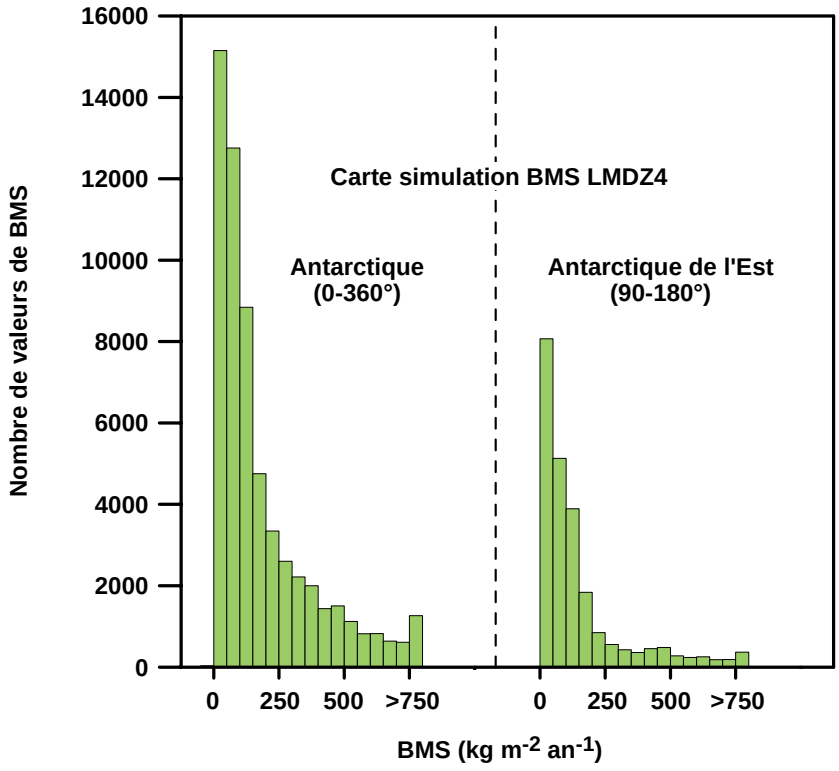


Figure 3.5 : Histogrammes de distribution des valeurs de BMS extraites d'une simulation du modèle LMDZ4 pour le continent Antarctique et pour le secteur Antarctique 90-180° Est (Krinner and others, 2006). RAPPEL: la classe notée > 750 kg m^{-2} an^{-1} est une classe ouverte de regroupement, d'amplitude inégale.

La discrétisation de la carte interpolée ou du modèle climatique est telle que les valeurs de BMS interpolées ou simulées représentent une grille cartésienne en projection stéréographique polaire, et ce, afin que la résolution horizontale effective soit homogène sur l'ensemble du continent Antarctique. L'application d'une projection stéréographique polaire permet d'éviter l'introduction d'un « poids » trop important des faibles valeurs de BMS généralement observées à l'intérieur du continent à l'approche du Pôle Sud, par rapport aux fortes valeurs plutôt localisées près des zones côtières, dans le cas de l'utilisation d'une projection en longitude et latitude régulières, comme généralement utilisée dans les modèles climatiques. Pour la carte interpolée de (Arthern and others, 2006), je présente les histogrammes de distribution (figure 3.4) pour les valeurs moyennes de BMS estimées pour une résolution horizontale effective de 100 km (un point tous les 10^4 km^2). Dans le cas du modèle LMDZ4 (figure 3.5), les valeurs de BMS (simulation S20 entre 1981 et 2000[3]) représentent un point tous les $3.6x10^3$ km^2, soit une résolution horizontale effective de 60 km (Krinner and others, 2006).

Les 4 histogrammes (figures 3.4 et 3.5) montrent clairement une distribution asymétrique unimodale des valeurs de BMS sur le continent Antarctique et dans le secteur d'étude 90-180° Est. L'unique mode est observé pour les faibles valeurs de BMS, entre 0 et 50 kg m^{-2} an^{-1} pour le modèle LMDZ4, et entre 50 et 100 kg m^{-2} an^{-1} pour la carte interpolée. Etant donné la différence de résolution horizontale effective entre le modèle et la carte, je ne ferai pas état des différences de distribution observées entre les valeurs interpolées et simulées. Par contre, indépendamment de la considération du modèle ou de la carte, peu de différences sont observées, entre la distribution des valeurs sur l'ensemble du continent et dans le quart du territoire qui nous intéresse au prime abord. La distribution asymétrique bimodale observée avec les compilations S1 et S2 n'est pas reproduite sur l'ensemble du continent, pas plus que dans le secteur d'étude 90-180° Est, par les cartes interpolée et simulée de BMS (cf. questions 1).

Les résultats précédents, auxquels nous pouvons associer l'histogramme de distribution de l'ensemble des valeurs de BMS de terrain compilé par (Vaughan and Russell, 1997) et utilisé pour la construction de la carte A06 (cf. figure 2a dans l'article de (Arthern and others, 2006), tendent à indiquer que la distribution bimodale des compilations S1 et S2 trouverait tout simplement son origine dans un biais d'échantillonnage dans ce secteur de l'Antarctique lors de la collecte des données sur le terrain (cf. question 2). La forte disparité de la couverture spatiale des mesures de BMS *in situ* (figures 2 et 3 dans article I), notamment entre les zones côtières et le plateau, couplée au faible nombre de données de BMS de terrain existant et à la forte variabilité des valeurs observées (cf. section 3 et table 6 dans article I) dont nous disposons dans ce secteur pourraient aller effectivement dans le sens de cette hypothèse. L'impact du filtre de contrôle qualité est un renforcement de la bimodalité

[3] La simulation S20 est la même que celle qui a été utilisée dans l'article I pour les comparaisons de données.

préalablement observée avec S1, avec la mise à l'écart de données ne respectant pas les critères définis (cf. question 3). Lors du passage de S1 à S2, près de la moitié des données de BMS de terrain compilées dans S1 pour la zone du plateau Antarctique (> 2000 m – domaines D3 et D4) et entre la côte et 1000 m d'altitude (domaine D1), est éliminée, contre un tiers pour les données localisées entre 1000 et 2000 m (domaine D2) (cf. tableau 3.3 dans la sous-section 3.4.2 et figure 3.6)[4].

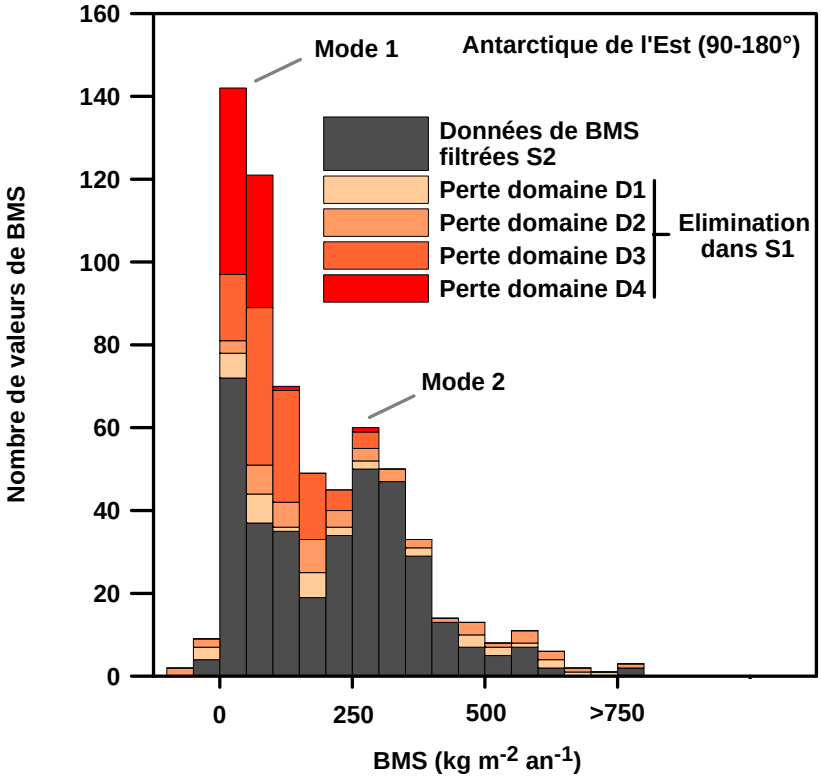


Figure 3.6 : Histogrammes de distribution des valeurs de BMS de terrain compilées dans S2 (gris) pour le secteur Antarctique 90-180° Est, et visualisation de l'impact de l'élimination des valeurs de BMS de terrain dans S1 sur le schéma de distribution des données, selon les secteurs géographiques suivants : **D1** (0-1000 m d'altitude), **D2** (1000-2000 m), **D3** (2000-3000 m) et **D4** (3000-4000 m). RAPPEL: la classe notée > 750 kg m^{-2} an^{-1} est une classe ouverte de regroupement, d'amplitude inégale par rapport aux autres classes.

3.4.2 Sensibilité du bilan de masse de surface à l'échantillonnage spatial

Comme décrit dans l'article I et la sous-section précédente, l'application du filtre de qualité sur l'ensemble des données de BMS de terrain disponibles dans le secteur 90-180° Est, induit une réduction importante du nombre de données initiales (-44%) et une modification significative de la distribution spatiale des données (cf. figures 2 et 3 dans l'article). Les pertes de données initiales de BMS de terrain sont variables selon le secteur géographique considéré, et en l'occurrence en fonction de la gamme altitudinale sélectionnée (tableau 3.2). J'ai dès lors essayé d'estimer la sensibilité du

[4] Par commodité (cf. figure 3.6), nous avons étudié la distribution des échantillons par domaine géographique selon un découpage altitudinal « plus grossier » que celui présenté dans les tableurs et figures de l'article I, à savoir tous les 1000 m en lieu et place de 500 m.

BMS au changement de distribution spatiale du à la sélection des données. Par analogie avec les travaux de l'article I, j'ai étudié cette sensibilité en fonction du paramètre altitude en gardant le même découpage sectoriel (cf. figure 5 et 6 + tables 6 et 7 dans l'article). J'ai utilisé deux approches différentes : la méthode de rééchantillonnage aléatoire et celle des comparaisons des moyennes par test d'hypothèses. Les méthodologies présentées dans cette sous-section m'apparaissent comme des moyens possibles d'accéder, tant que faire se peut, à l'information concernant la sensibilité du BMS à l'échantillonnage spatial, mais sans réellement pouvoir « chiffrer » cette intensité. De plus, même si les outils présentés ci-dessous me paraissent adéquats pour une telle étude, je reste actuellement prudent quant à l'interprétation des résultats présentés dans cette sous-section, ainsi que vis-à-vis des hypothèses émises.

3.4.2.1 Méthode de rééchantillonnage aléatoire

a) Principe et procédure

Le terme de rééchantillonnage aléatoire (« bootstrap » en anglais) désigne un ensemble de méthodes qui consistent à faire de l'inférence statistique sur des nouvelles populations de données tirées au hasard à partir d'une série d'échantillons issus d'une population initiale connue. Dans le cadre de ce travail, je désire étudier la probabilité que les variations de valeurs de moyennes de BMS observées dans S2, par gamme altitudinale, soit fortement (ou faiblement) liée au changement de distribution spatiale des sites de mesure de BMS sur le terrain après application du filtre de contrôle qualité ? Et inversement, quelle est la probabilité pour que les variations de valeurs de moyennes, entre S1 et S2, soit liée à une action forte (ou faible) propre aux critères de contrôle qualité ?

Par le biais d'un générateur aléatoire de données et par gamme altitudinale de 500 m, il a été réalisé B tirages au sort de n_{al} données de BMS dans la compilation S1, tout en procédant à l'élimination aléatoire de $n_{S1\text{-}elim}$ données dans cette même gamme selon une fraction $n_{S1\text{-}elim}$ / $n_{S1\text{-}initial}$ égale au pourcentage de pertes réellement observé lors du passage de S1 à S2 (tableau 3.2). Les B compilations aléatoires de S2, par gamme altitudinale, sont exclusives, à savoir strictement différentes les unes des autres. Bien que le nombre de données de BMS S1 initiales ($n_{S1\text{-}initial}$) ne soit pas élevé dans certaine gamme altitudinale du secteur d'étude, le nombre de combinaisons aléatoires possibles (et strictement distinctes) s'avère élevé. Par exemple, si je considère la gamme altitudinale la « moins riche » en terme de nombre de données de BMS disponibles, soit la gamme 500 à 1000 m (tableau 3.2), le nombre de combinaisons possibles (et strictement distinctes) est évalué à 6.4×10^7 ! Dans le cadre de cette étude, 10000 tirages aléatoires de séries de données dans S1, par gamme altitudinale, ont été réalisés ce qui est suffisant pour que la population des moyennes des compilations aléatoires obtenues respecte une loi Normale. Dans la suite de cette sous-section, je noterai $\mu_{\mathbf{al}}$ les moyennes de

chacune des séries de données de BMS tirées aléatoirement (appelées *Sal*) dans S1, et μ_{S2} les moyennes issues de la compilation S2 filtrée.

Par gamme altitudinale, j'ai analysé la distribution des 10000 valeurs de moyennes μ_{al} (cf. annexe C pour la construction des histogrammes) et ensuite comparé la valeur moyenne μ_{S2} des données filtrées à la distribution des moyennes aléatoires. Plus la probabilité d'apparition de la valeur μ_{S2} dans la population des μ_{al} est faible, plus la probabilité que l'impact des critères de contrôle qualité soit prépondérant par rapport à celui de la variation de la distribution spatiale, est forte.

	Nombre de données		Nombre de données éliminées	
	S1	**S2**	**n**	**%**
0-500 m	55	36	19	**35**
500-1000 m	32	10	22	**71**
1000-1500 m	54	23	31	**68**
1500-2000 m	94	79	15	**17**
2000-2500 m	177	118	59	**37**
2500-3000 m	83	30	53	**71**
3000-3500 m	112	52	60	**65**
3500-4000 m	33	11	22	**68**

Tableau 3.2 : Nombre de données de BMS de terrain S1, S2, et de valeurs éliminées lors de l'application du filtre de contrôle qualité entre les deux compilations, en fonction du paramètre altitudinal.

b) Applications, résultats et hypothèses

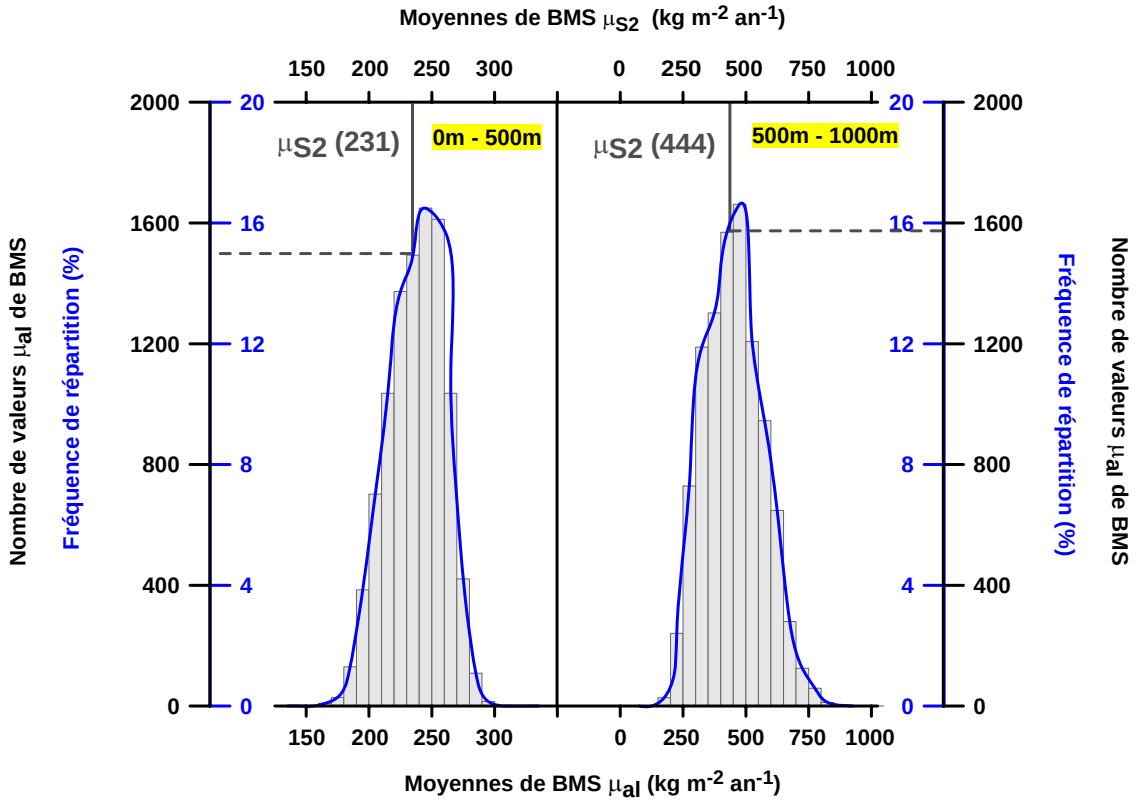
Les figures 3.7 à 3.10 présentent les histogrammes de distribution des valeurs des moyennes μ_{al} calculées sur les séries (n=10000) de données de BMS obtenues par le générateur aléatoire, et ce, par tranche altitudinale de 500 m. Les valeurs des moyennes μ_{S2} des données de BMS de terrain de la compilation filtrée S2, sont également reportées (trait plein gris) pour chaque gamme d'altitude considérée. A chaque valeur de moyenne μ_{S2} est associée une probabilité que cette valeur soit issue du tirage aléatoire. Le tableau 3.3 récapitule les données inhérentes à la distribution des valeurs de moyennes μ_{al} et l'information extraite de la comparaison de cette distribution avec la valeur moyenne μ_{S2}.

	№ classes de regroupement (sans unité) [amplitude] ($kg\ m^{-2}\ an^{-1}$)	Etendue des valeurs μ_{al} ($kg\ m^{-2}\ an^{-1}$)	μ_g	*f* max. de distribution (%) (bornes) ($kg\ m^{-2}\ an^{-1}$)	μ_{S2} ($kg\ m^{-2}\ an^{-1}$) (*f* associée) (%)
0-500 m	15 [10]	164 – 301	237	16.5 (entre 240 et 250)	**231** **(14.9)**
500-1000 m	15 [50]	156 - 855	451	16.6 (entre 450 et 500)	**444** **(15.7)**
1000-1500 m	16 [30]	144 - 572	351	18.2 (entre 330 et 360)	**399** **(12.7)**
1500-2000 m	11 [5]	281 - 333	308	26.1 (entre 305 et 310)	**324** **(4.2)**
2000-2500 m	12 [5]	164 - 217	189	27.6 (entre 185 et 190)	**225** **Hors *f***
2500-3000 m	14 [5]	62 - 129	97	22.4 (entre 95 et 100)	**102** **(18.0)**
3000-3500 m	18 [2]	38 – 71	53	14.5 (entre 50 et 52)	**45** **(5.5)**
3500-4000 m	12 [2]	43 - 66	53	25.3 (entre 52 et 54)	**44** **(0.9)**

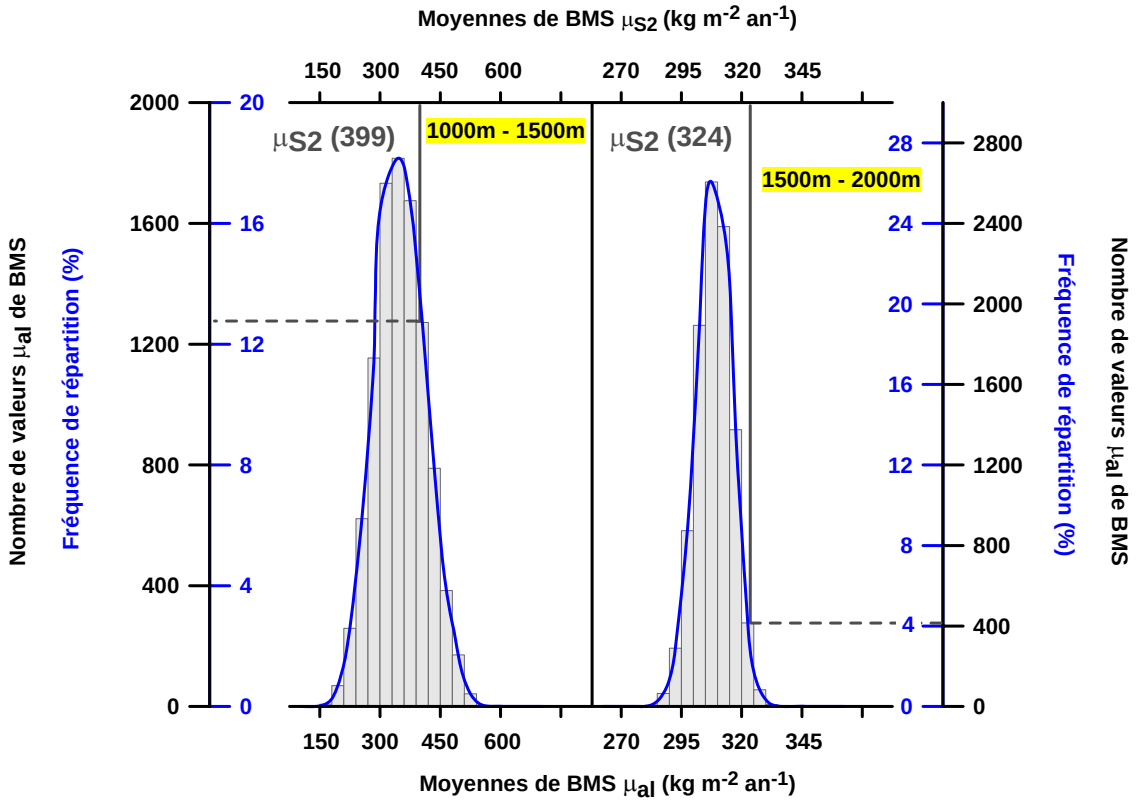
Tableau 3.3 : Description statistique des données de moyennes μ_{al} de BMS (méthode de rééchantillonnage aléatoire) et comparaison avec la moyenne μ_{S2} des données de BMS dans la compilation S2, entre 0 et 4000 m, par gammes d'altitude de 500 m. La première colonne donne le nombre de classes de regroupement utilisé pour la construction des histogrammes présentés dans les figures 3.7 à 3.10, ainsi que l'amplitude des classes. La colonne notée $\boldsymbol{\mu_{al}}$ donne l'étendue des valeurs moyennes calculées sur les séries de données de BMS obtenues par le générateur aléatoire. La colonne notée $\boldsymbol{\mu_g}$ correspond à la moyenne globale calculée pour chacune des distributions des données $\boldsymbol{\mu_{al}}$ observées dans les figures 3.7 à 3.10. L'avant-dernière colonne montre la probabilité maximale (pourcentage) d'apparition des valeurs de moyennes $\boldsymbol{\mu_{al}}$ ainsi que la borne de valeurs de BMS correspondante. La dernière colonne donne la valeur de la moyenne $\boldsymbol{\mu_{S2}}$ pour la gamme altitudinale considérée et la fréquence d'apparition à laquelle cette valeur est associée vis-à-vis de la distribution en fréquences des valeurs $\boldsymbol{\mu_{al}}$.

L'information essentielle que nous pouvons extraire des comparaisons des valeurs moyennes μ_{S2} et μ_{al}, est que pour la moitié des gammes altitudinales considérées dans notre étude, il existe une faible probabilité pour que la valeur μ_{S2} soit liée « au hasard », c'est-à-dire au seul changement de

distribution spatiale des données lors de l'élimination d'une partie d'entre elles avec l'application du filtre. En effet, pour les données de BMS comprises entre 1500-2000, 2000-2500, 3000-3500 et 3500-4000 m, les fréquences d'apparition auxquelles les valeurs de moyennes μ_{S2} sont associées par rapport aux probabilités d'apparition des moyennes aléatoires μ_{al}, sont inférieures à 5.5%, soit moins de ~1 chance sur 20 que la valeur de μ_{S2} « existe » via un tirage aléatoire de données de BMS dans la compilation initiale S1. Nous constatons que les secteurs géographiques pour lesquels l'action des critères de qualité semble importante sont donc situés à des altitudes supérieures à 1500 m, et principalement en zone de plateau Antarctique (excepté entre 2500 et 3000 m). A contrario, il existe une forte probabilité (entre ~1 chance sur 10 et ~1 chance sur 5) pour que les valeurs de moyenne μ_{S2} associées aux secteurs de basse altitude (< 1500 m), ainsi qu'à la gamme altitudinale comprise entre 2500 et 3000 m, soient plus fortement impactées par le changement de distribution spatiale entre les compilations S1 et S2.

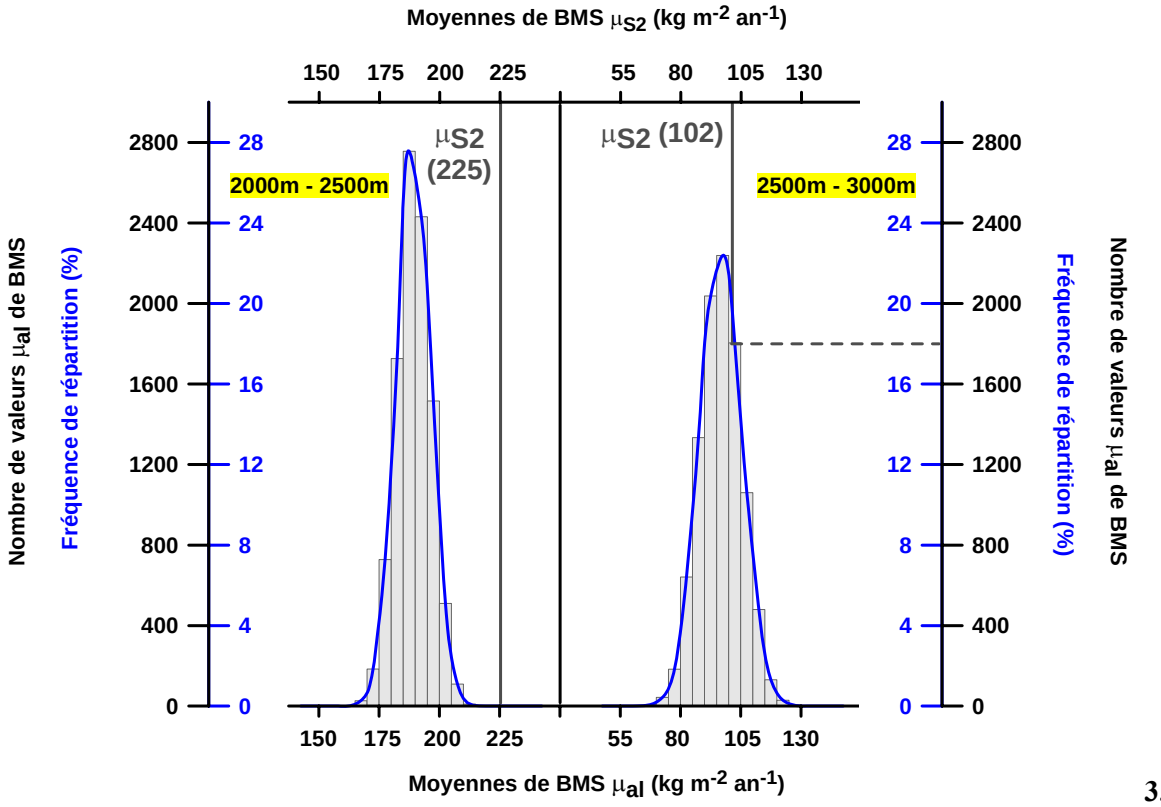


3.7

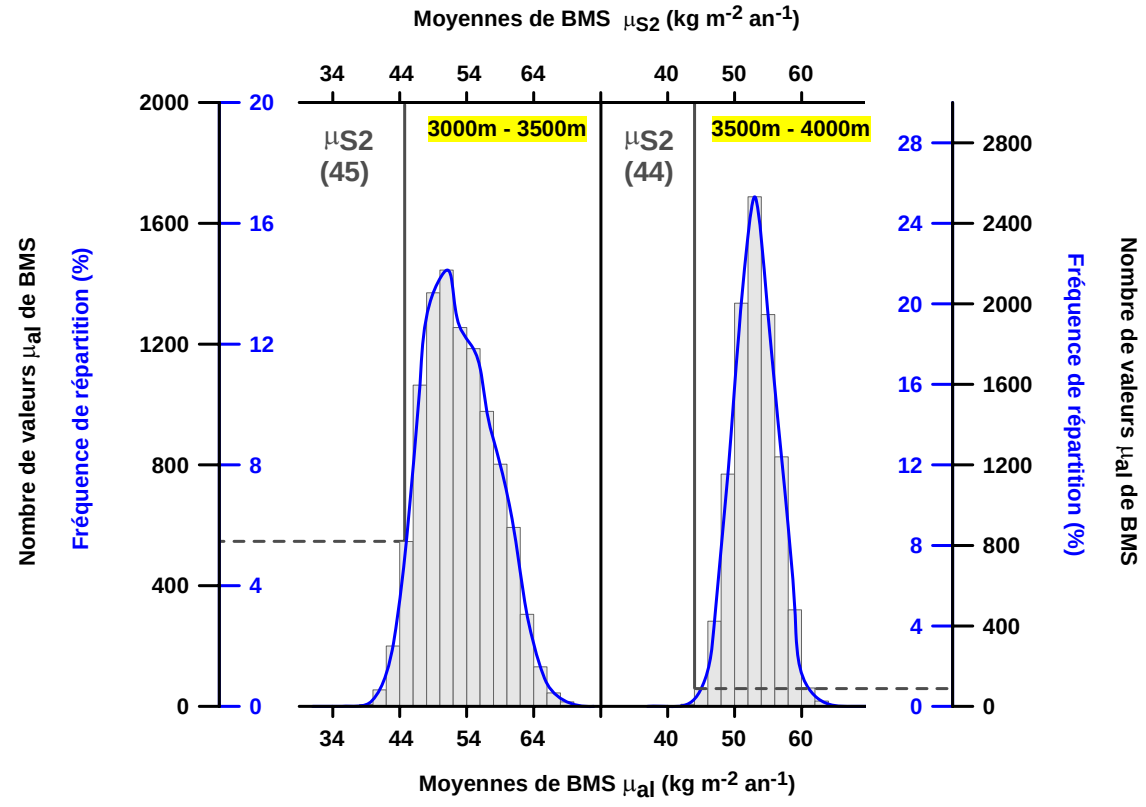


3.8

Figures 3.7 et 3.8 : Histogrammes de distribution des moyennes μ_{al} (n=10000) pour les altitudes (**3.7**) 0-500, 500-1000m, et (**3.8**) 1000-1500, 1500-2000m. Comparaison avec la moyenne μ_{S2} des données de BMS dans S2, pour la gamme altitudinale correspondante.



3.9



3.10

Figures 3.9 et 3.10 : Histogrammes de distribution des moyennes μ_{al} (n=10000) pour les altitudes (**3.9**) 2000-2500, 2500-3000m, et (**3.10**) 3000-3500, 3500-4000m. Comparaison avec la moyenne μ_{S2} des données de BMS dans S2, pour la gamme altitudinale correspondante.

3.4.2.2 Méthode de comparaison des moyennes (test d'hypothèses)

a) Principe et procédure

Etape 1 – Par le biais du test statistique dit de comparaison des moyennes, j'ai cherché à estimer la significativité des différences des valeurs moyennes et écarts-types du BMS entre les compilations S1 et S2, en conservant le même découpage sectoriel utilisé dans la méthodologie précédente, à savoir les gammes altitudinales de 500 m de la côte au centre du plateau. Le test statistique paramétrique utilisé dans ce travail, a été choisi pour sa robustesse lors de son application avec des populations de données ($n > 30$) ne respectant pas forcément toujours la loi Normale Gaussienne, ce qui est le cas d'une partie des populations de données présentes dans les différentes gammes altitudinales. Dans le cadre de ce travail, il s'avère que la loi Normale Gaussienne est respectée dans les gammes altitudinales pour lesquelles la population contient moins de 30 échantillons.

J'ai considéré la population de données de BMS de terrain contenu dans S1, comme étant représentée, par gamme altitudinale, par une valeur moyenne de BMS notée μ_{S1}. Après l'application du filtre de contrôle qualité, la valeur de chacune des moyennes dans les différents secteurs géographiques est notée μ_{S2}. Deux hypothèses plausibles apparaissent:

(i) L'hypothèse du *statu quo*, que je note H_0, signifiant qu'aucun ou très peu de changement est survenu, et qu'en conséquence, les modifications de la valeur μ_{S1} sont suffisamment minimes pour que je considère que les moyennes μ_{S2} par secteur ne sont pas significativement différentes des valeurs μ_{S1} initiales. L'hypothèse H_0 est notée comme suit : $\mathbf{[\ H_0 : \mu_{S2}=\mu_{S1}\ ]}$;

(ii) L'hypothèse alternative que je note H_1, indiquant qu'un changement est survenu sous la forme suivante : les valeurs des nouvelles moyennes μ_{S2} sont significativement différentes de μ_{S1} et peuvent être soit plus petites, soit plus grandes que celles-ci. La définition de l'hypothèse alternative induit qu'il s'agit d'un test bilatéral. L'hypothèse H_1 est notée $\mathbf{[\ H_1 : \mu_{S2}\neq\mu_{S1}\ ]}$.

La règle de décision du test statistique est donc d'opter pour l'hypothèse H_0 si la nouvelle valeur μ_{S2} s'avère être « près de la valeur μ_{S1} », et de rejeter cette même hypothèse si μ_{S2} est « loin de la valeur μ_{S1} » (figure 3.11). Il reste toutefois à définir plus précisément les notions de proximité et d'éloignement d'une valeur par rapport à l'autre, et par là même, déterminer une distance *d* correspondante à une zone dite d'acceptation, au-delà de laquelle, nous définissons les zones dites de rejet (figure 3.11).

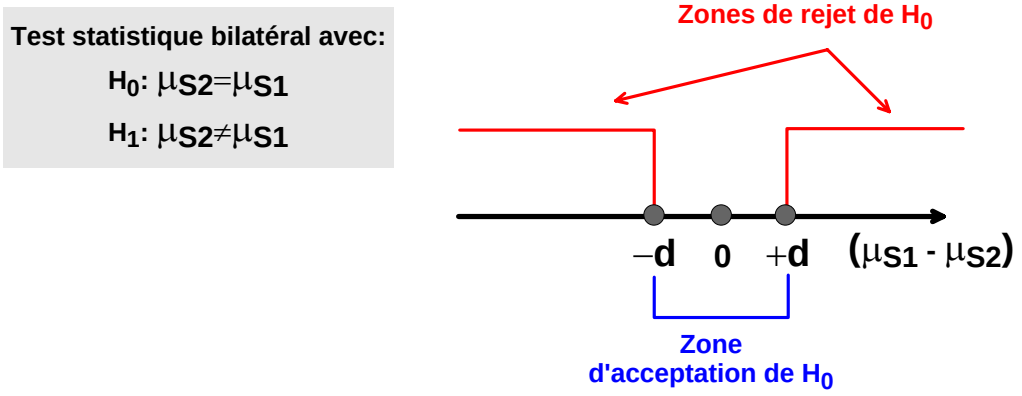


Figure 3.11 : Schéma illustratif du test statistique paramétrique (test d'hypothèses) de comparaison des moyennes, appliqué dans le cadre de ce travail.

L'intervalle de confiance [(μ_{S1}-μ_{S2})-d, (μ_{S1}-μ_{S2})+d] est défini tel que :

$$1-\alpha = P\left(\left|\mu_{S1}-\mu_{S2}\right| \le d\right) \qquad (3.1)$$

Le terme (1-α) définit le niveau de confiance associé à l'hypothèse nulle H_0. La distance *d*, est aussi appelée Marge d'Erreur (ME), et α correspond au risque d'erreur (ou seuil de signification). La distance *d*, utilisée pour définir l'intervalle de confiance nécessaire à l'application du test, est déterminée comme suit :

$$\left|d\right| = t_{\frac{\alpha}{2}} \times \sqrt{\frac{\sigma_{S1}^2}{n_{S1}} + \frac{\sigma_{S2}^2}{n_{S2}}} \qquad (3.2)$$

Avec $\sqrt{\frac{\sigma_{S1}^2}{n_{S1}} + \frac{\sigma_{S2}^2}{n_{S2}}}$ correspondant à l'écart type (σ) de la valeur de différence absolue entre les moyennes μ_{S2} et μ_{S1} ($\left|\mu_{S1}-\mu_{S2}\right|$), et $t_{\frac{\alpha}{2}}$ à la valeur de *t* (Student) pour une valeur de risque d'erreur divisée par deux (en raison de la bilatéralité du test). Ainsi, la formulation (3.1) devient :

$$1-\alpha = P\left(\left|\mu_{S1}-\mu_{S2}\right| \le \left(t_{\frac{\alpha}{2}} \times \sqrt{\frac{\sigma_{S1}^2}{n_{S1}} + \frac{\sigma_{S2}^2}{n_{S2}}}\right)\right) \qquad (3.3)$$

Cette formulation revient à dire que si la valeur absolue de la différence entre deux valeurs moyennes des compilations S1 et S2, pour une même gamme altitudinale donnée, est strictement supérieure au

terme (3.2), alors la nouvelle valeur moyenne S2 de BMS est significativement différente de S1. Un tel constat revient à suggérer une action prépondérante, soit des critères de contrôle qualité, soit des changements de distribution spatiale, soit une action mixte et plus ou moins égale de ces deux paramètres comme cause(s) principale(s) de la variation significative de la valeur moyenne S2 de BMS par rapport à S1.

Dans le cadre de ce travail, j'ai choisi deux risques d'erreur, en prenant α_1=0.05 et α_2=0.1, ce qui correspond aux valeurs minimales de risque d'erreur généralement recommandées pour l'application de ce type de tests avec des populations de données ne respectant pas forcément à chaque fois la loi Normale. Même si ces deux valeurs favorisent toujours fortement l'hypothèse nulle (H_0) vis-à-vis de l'hypothèse alternative, le risque d'erreur α_2, égal à 10%, reste « raisonnable » en comparaison des valeurs de risque souvent inférieures à 5, voire 1%. Nous verrons, dans la partie résultats, les différences de conclusion engendrées par le choix de l'un ou l'autre des risques d'erreur.

Etape 2 – La seconde étape découle de la question suivante : si une ou plusieurs différences de valeurs moyennes entre les deux séries de données S1 et S2 en fonction des gammes altitudinales s'avèrent statistiquement significatives, peut-on évaluer et distinguer l'action prépondérante du changement de distribution spatiale entre S1 et S2, ou des critères de contrôle qualité comme cause principale à l'origine de(s) ce(s) contraste(s) ? Pour ce faire, j'ai échantillonné les valeurs interpolées de BMS dans la carte construite par (Arthern and others, 2006), ainsi que les valeurs simulées dans le modèle LMDZ4 (Krinner and others, 2006), le modèle composite (cf. article I), et enfin le modèle ECMWF-ERA40 (1979-2001), dans les mêmes localisations géographiques que les points de mesure respectivement compilés dans S1 et S2. Je dispose ainsi de deux valeurs moyennes, correspondantes à chaque série de données collectées dans les modèles et la carte, et que je note $A06_{S1}$ et -$_{S2}$, LMDZ4-$_{S1}$ et -$_{S2}$, $Composite_{S1}$ et -$_{S2}$ et $ERA40_{S1}$ et -$_{S2}$. Comme précédemment réalisé avec les séries de données terrain, j'ai ensuite procédé aux calculs de différences entre les valeurs moyennes: $\left|\mu A06_{S1} - \mu A06_{S2}\right|$, $\left|\mu LMDZ4_{S1} - \mu LMDZ4_{S2}\right|$, $\left|\mu Compos_{S1} - \mu Compos_{S2}\right|$, $\left|\mu ERA_{S1} - \mu ERA_{S2}\right|$. Le nombre de valeurs utilisées pour le calcul des moyennes des séries de données de carte et modèles est le même que celui des données compilées dans S1 et S2. Les périodes de simulation sont identiques à celles décrites dans l'article I, excepté pour le modèle ECMWF-ERA40, pour lequel la période considérée est 1979-2001. La réalisation de cette seconde étape découle du postulat que les cartes et/ou modèles peuvent difficilement être sensibles aux critères de qualité, et que si une modification statistiquement significative est observée entre les valeurs moyennes de chaque série de données collectées dans les modèles et/ou cartes, elle provient d'une action du changement de distribution spatiale lors du passage de S1 à S2. Les résultats de comparaison de

moyennes obtenus pour les données terrain, ainsi que pour la carte et les modèles sont ensuite confrontés.

b) Applications, résultats et hypothèses

Le tableau 3.4 (cf. pages 152-153 en 4 parties) récapitule l'ensemble des résultats inhérents au test d'hypothèses de comparaison appliqué sur les valeurs moyennes des données de BMS de terrain compilées dans S1 et S2, ainsi que sur les valeurs moyennes interpolées (A06) et simulées (LMDZ4, modèle composite et ECMWF-ERA40) de BMS échantillonnés aux sites des points de mesure compilés dans S1 et S2, en fonction de l'altitude (0-4000 m). La colonne nommée '**Différence μ BMS**' représente les différences absolues des moyennes de BMS de terrain et des séries de données collectées dans chaque carte et modèles, soit $|\mu_{S1} - \mu_{S2}|$, $|\mu A06_{S1} - \mu A06_{S2}|$, $|\mu LMDZ4_{S1} - \mu LMDZ4_{S2}|$, $|\mu Compos_{S1} - \mu Compos_{S2}|$ et $|\mu ERA_{S1} - \mu ERA_{S2}|$. La colonne notée '**|d| α_1 et α_2 ($t_{\alpha/2}$)**' montre les valeurs du terme (3.2) pour les données compilées de BMS de terrain, et celles extraites des cartes et modèles, et ce, pour les seuils de signification de 5% (α_1) et 10% (α_2) de l'hypothèse H_0. Dans cette colonne, entre parenthèses, est fournie la valeur *t* de *student* utilisé pour le calcul, soit la valeur de *t* pour $\frac{\alpha_1}{2}$ (soit 2.5%) et $\frac{\alpha_2}{2}$ (soit 5%) étant convenu que nous appliquons un test bilatéral. Enfin, la dernière colonne '**H_0 ou H_1**', donne l'information sur l'acceptation (notée H_0 dans le tableau) ou le rejet (notée H_1) de l'hypothèse H_0, par comparaison des valeurs des deux premières colonnes. Il convient de rappeler que si la valeur 'Différence μ BMS' est strictement inférieure à la valeur '|d| α_1 et α_2 ($t_{\alpha/2}$)', l'hypothèse H_0 est acceptée. Inversement, si la valeur 'Différence μ BMS' est strictement supérieure à la valeur '|d| α_1 et α_2 ($t_{\alpha/2}$)', c'est l'hypothèse alternative H_1 qui prévaut (cf. zones ombragées jaune dans le tableau 3.4).

	Altitude 0-500 m			Altitude 500-1000 m		
	Différence µ BMS	|d| α_1 ($t_{\alpha/2}$) |d| α_2 ($t_{\alpha/2}$)	H_0 ou H_1	Différence µ BMS	|d| α_1 ($t_{\alpha/2}$) |d| α_2 ($t_{\alpha/2}$)	H_0 ou H_1
	(kg m^{-2} an^{-1})			(kg m^{-2} an^{-1})		
Terrain	**3**	**72** (1,984)	H_0	**13**	**196** (2,021)	H_0
|S2-S1|	**3**	**60** (1,660)	H_0	**13**	**163** (1,684)	H_0
A06	**20**	**31** (1,984)	H_0	**25**	**32** (2,021)	H_0
|S2-S1|	**20**	**26** (1,660)	H_0	**25**	**26** (1,684)	H_0
LMDZ4	**98**	**58** (1,984)	H_1	**13**	**61** (2,021)	H_0
|S2-S1|	**98**	**49** (1,660)	H_1	**13**	**51** (1,684)	H_0
Compos.	**70**	**50** (1,984)	H_1	**0**	**40** (2,021)	H_0
|S2-S1|	**70**	**42** (1,660)	H_1	**0**	**34** (1,684)	H_0
ERA40	**106**	**87** (1,984)	H_1	**25**	**59** (2,021)	H_0
|S2-S1|	**106**	**73** (1,660)	H_1	**25**	**49** (1,684)	H_0

	Altitude 1000-1500 m			Altitude 1500-2000 m		
	Différence µ BMS	|d| α_1 ($t_{\alpha/2}$) |d| α_2 ($t_{\alpha/2}$)	H_0 ou H_1	Différence µ BMS	|d| α_1 ($t_{\alpha/2}$) |d| α_2 ($t_{\alpha/2}$)	H_0 ou H_1
	(kg m^{-2} an^{-1})			(kg m^{-2} an^{-1})		
Terrain	**40**	**99** (1,990)	H_0	**6**	**40** (1,960)	H_0
|S2-S1|	**40**	**83** (1,664)	H_0	**6**	**34** (1,645)	H_0
A06	**39**	**38** (1,990)	H_1	**14**	**23** (1,960)	H_0
|S2-S1|	**39**	**32** (1,664)	H_1	**14**	**20** (1,645)	H_0
LMDZ4	**79**	**56** (1,990)	H_1	**0**	**22** (1,960)	H_0
|S2-S1|	**79**	**47** (1,664)	H_1	**0**	**18** (1,645)	H_0
Composite	**23**	**52** (1,990)	H_0	**12**	**20** (1,960)	H_0
|S2-S1|	**23**	**43** (1,664)	H_0	**12**	**17** (1,645)	H_0
ERA40	**35**	**66** (1,990)	H_0	**23**	**33** (1,960)	H_0
|S2-S1|	**35**	**55** (1,664)	H_0	**23**	**27** (1,645)	H_0

Ci-dessus - tableau 3.4 (partie a et b): Différences entre les valeurs moyennes des données de BMS de terrain compilées dans S1 et S2, ainsi que des valeurs interpolées (A06) et simulées (LMDZ4, modèle composite et ECMWF-ERA40) de BMS échantillonnés aux sites des points de mesure compilés dans S1 et S2, en fonction du paramètre altitudinal (**partie a**: 0-500 m et 500-1000 m ; **partie b**: 1000-1500 m et 1500-2000 m) et résultats du test statistique de comparaison des moyennes (cf explications dans le texte).

	Altitude 2000-2500 m			Altitude 2500-3000 m		
	Différence µ BMS (kg m^{-2} an^{-1})	|d| α_1 ($t_{\alpha/2}$) |d| α_2 ($t_{\alpha/2}$)	H_0 ou H_1	Différence µ BMS (kg m^{-2} an^{-1})	|d| α_1 ($t_{\alpha/2}$) |d| α_2 ($t_{\alpha/2}$)	H_0 ou H_1
Terrain	**36**	**27** (1,960)	H_1	**3**	**28** (1,972)	H_0
|S2-S1|	**36**	**23** (1,645)	H_1	**3**	**23** (1,653)	H_0
A06	**18**	**20** (1,960)	H_0	**15**	**20** (1,972)	H_0
|S2-S1|	**18**	**17** (1,645)	H_1	**15**	**17** (1,653)	H_0
LMDZ4	**21**	**14** (1,960)	H_1	**10**	**19** (1,972)	H_0
|S2-S1|	**21**	**12** (1,645)	H_1	**10**	**16** (1,653)	H_0
Compos.	**34**	**20** (1,960)	H_1	**9**	**20** (1,972)	H_0
|S2-S1|	**34**	**16** (1,645)	H_1	**9**	**17** (1,653)	H_0
ERA40	**24**	**27** (1,960)	H_0	**13**	**26** (1,972)	H_0
|S2-S1|	**24**	**23** (1,645)	H_1	**13**	**22** (1,653)	H_0

	Altitude 3000-3500 m			Altitude 3500-4000 m		
	Différence µ BMS (kg m^{-2} an^{-1})	|d| α_1 ($t_{\alpha/2}$) |d| α_2 ($t_{\alpha/2}$)	H_0 ou H_1	Différence µ BMS (kg m^{-2} an^{-1})	|d| α_1 ($t_{\alpha/2}$) |d| α_2 ($t_{\alpha/2}$)	H_0 ou H_1
Terrain	**11**	**9** (1,972)	H_1	**9**	**8** (2,021)	H_1
|S2-S1|	**11**	**7** (1,653)	H_1	**9**	**7** (1,684)	H_1
A06	**1**	**10** (1,972)	H_0	**4**	**5** (2,021)	H_0
|S2-S1|	**1**	**8** (1,653)	H_0	**4**	**5** (1,684)	H_0
LMDZ4	**0**	**6** (1,972)	H_0	**0**	**8** (2,021)	H_0
|S2-S1|	**0**	**5** (1,653)	H_0	**0**	**7** (1,684)	H_0
Composite	**1**	**4** (1,972)	H_0	**0**	**6** (2,021)	H_0
|S2-S1|	**1**	**4** (1,653)	H_0	**0**	**5** (1,684)	H_0
ERA40	**2**	**10** (1,990)	H_0	**3**	**5** (2,021)	H_0
|S2-S1|	**2**	**9** (1,664)	H_0	**3**	**4** (1,684)	H_0

Ci-dessus - suite et fin tableau 3.4 (partie c et d): Différences entre les valeurs moyennes des données de BMS de terrain compilées dans S1 et S2, ainsi que des valeurs interpolées (A06) et simulées (LMDZ4, modèle composite et ECMWF-ERA40) de BMS échantillonnés aux sites des points de mesure compilés dans S1 et S2, en fonction du paramètre altitudinal (**partie c**: 2000-2500 m et 2500-3000 m ; **partie d**: 3000-3500 m et 3500-4000 m) et résultats du test statistique de comparaison des moyennes (cf explications dans le texte).

Le premier constat global que nous pouvons extraire de l'application de ce test d'hypothèses de comparaison est que les différences de moyennes de BMS entre les différents jeux de données sont statistiquement non significatives ('Différence μ BMS' < '|d| α_1 et α_2 ($t_{\alpha/2}$)' soit H_0 accepté) dans près de 75% des cas. Le second constat est que, quel que soit le résultat du test (c'est-à-dire H_0 ou H_1), celui-ci est identique pour les deux seuils de signification de 5% (α_1) et 10% (α_2), excepté pour deux cas entre 2000 et 2500 m pour les données de A06 et ERA40. Quels sont donc maintenant dans les détails les résultats et les cas observés en fonction des gammes altitudinales considérées ?

Cas 1 – Aucune différence significative entre les moyennes de BMS de terrain dans S1 et S2, ainsi qu'entre les moyennes des jeux de données de BMS échantillonnées dans la carte et/ou les modèles, pour la gamme altitudinale concernée.

Ce premier cas est observé pour les gammes altitudinales 500-1000, 1500-2000, et 2500-3000 m. L'absence de différence statistiquement significative dans ces trois secteurs géographiques ne signifie pas que l'application du filtre de contrôle qualité est nulle, mais stipule simplement que les changements opérés (et liés à la variation de distribution spatiale et/ou aux critères de qualité) restent statistiquement restreints dans la gamme altitudinale concernée. Il est difficile, dans ce cas, d'extraire une information précise sur l'action, conséquente ou pas, des critères de qualité du filtre.

Cas 2 – Pas de différence significative entre les moyennes de BMS de terrain dans S1 et S2, mais différence statistiquement avérée entre certaines (voire toutes) moyennes de jeux de données de BMS échantillonnées dans la carte et/ou les modèles, pour la gamme altitudinale concernée.

Le descriptif du cas 2 est observé dans les gammes altitudinales 0-500 et 1000-1500 m. Entre 0 et 500 m d'altitude, 75% des résultats du test d'hypothèses de comparaison montre des différences significatives entre les valeurs moyennes de données de BMS échantillonnés aux sites des points de mesure compilés dans S1 et S2, contre 50% entre 1000 et 1500 m. Nous observons également que les différences sont d'autant plus importantes dans le secteur côtier (0-500 m). A mon sens, l'une des hypothèses qui prévaut pour ce second cas, est l'idée d'une plus grande sensibilité des modèles et/ou cartes à un impact du changement de distribution spatiale par rapport aux données de BMS de terrain pour la gamme altitudinale considérée; les critères de qualité n'apparaissant pas prioritaire dans la(les) modification(s) significatives du BMS observée(s) dans le ou les jeux de données concernés.

Suivant le concept proposé, il me semble que l'action du changement de distribution spatiale est très importante dans le secteur côtier (0-500 m) étant donné l'intensité des différences observées, et que, même si cette action est importante, elle semble plus « modérée » entre 1000 et 1500 m.

Pour la gamme altitudinale 1000-1500 m, il faut bien noter que seuls 50% des différences au niveau des données de BMS de cartes et modèles apparaissent significatives, et que, même si ceux des

jeux de données terrain ne le sont pas, l'intensité de la différence $|\mu_{S1} - \mu_{S2}|$ reste conséquente. Pour cette gamme altitudinale, nous ne pouvons donc pas exclure une intervention des critères de qualité dans l'intensité de la différence des données de BMS de terrain. Dans ce second cas, et c'est là ou nous appréhendons les limites énoncées de la méthodologie employée, il faut bien comprendre que ce n'est pas parce que la différence n'est pas significative entre les valeurs de moyenne de BMS dans S1 et S2, qu'il n'en existe pas une. Il n'y a d'ailleurs aucune raison que l'action du changement de distribution spatiale ne soit pas également observée dans les jeux de données de BMS de terrain. Elle est simplement moins « intense », donc « statistiquement moins visible » par rapport aux autres jeux de données.

Cas 3 – Mise en évidence de différences significatives entre les moyennes de BMS de terrain dans S1 et S2, mais également entre certaines (voire toutes) moyennes de jeux de données de BMS échantillonnées dans la carte et/ou les modèles, pour la gamme altitudinale concernée.

Ce troisième cas est observé dans une seule gamme altitudinale, entre 2000 et 2500 m, pour laquelle les différences sont toutes significatives pour le risque d'erreur α_2 (10%), et significatives pour les données de BMS de terrain, ainsi que pour les valeurs des modèles LMDZ4 et composite pour le seuil de signification α_1 (5%). Bien que, par rapport au cas 2, la différence observée entre les moyennes de données de BMS de terrain soit dans ce cas-là significative, les résultats du test d'hypothèses observés entre 2000 et 2500 m ne sont pas très différents de ceux décrits dans la gamme altitudinale 1000-1500 m. Comme expliqué dans le cas 2, ce troisième cas peut signifier également une action non négligeable des critères spatiaux dans le changement des valeurs de moyenne de BMS, mais sans pouvoir exclure également un impact des critères de qualité, comme semble l'indiquer l'intensité des différences des données de BMS de terrain. Là encore, il paraît difficile de réellement distinguer la prépondérance de l'un ou de l'autre sur les changements opérés.

Cas 4 – Mise en évidence de différences significatives entre les moyennes de BMS de terrain dans S1 et S2, mais pas entre les moyennes de jeux de données de BMS échantillonnés dans la carte et/ou les modèles, pour la gamme altitudinale concernée.

Le dernier cas est observé entre 3000 et 4000 m, sur le plateau Antarctique. Quels que soient les cartes ou modèles considérés, l'intensité des différences est généralement très faible (voire nulle) entre les moyennes des jeux de données de BMS des modèles et de la carte par rapport aux valeurs de différences $|\mu_{S1} - \mu_{S2}|$ observées pour les compilations de BMS de terrain. Dans ce dernier cas, j'émets l'hypothèse d'une action prépondérante des critères de qualité dans les changements observés, étant donné que, comme précédemment évoqué, les cartes et/ou modèles sont difficilement sensibles à ces critères. Là encore, nous ne pouvons pas exclure une action du critère de changement de

distribution spatiale dans les différences entre moyennes, mais une action qui resterait mineure par rapport à celle des critères de qualité.

3.4.2.3 Synthèse des méthodes

Je tiens à rappeler qu'il n'est pas question de trancher exclusivement sur l'action de l'un ou l'autre des critères 'spatial' et 'qualité', étant entendu que les changements opérés entre les deux bases de données S1 et S2 sont dus à un mélange de contributions de chacun de ces deux paramètres. L'objectif est ici de définir l'action (ou pas ?) prépondérante de l'un par rapport à l'autre. Le tableau 3.5 propose un récapitulatif succinct des hypothèses formulées via les résultats obtenus dans les deux méthodes précédemment décrites, sur la prépondérance vraisemblable de l'action de l'un ou l'autre des critères de changement de distribution spatiale ou de qualité dans les variations de valeurs moyennes de données de BMS de terrain entre S1 et S2. Cette synthèse nous indique que :

(i) Entre la côte et 500 m d'altitude, la différence entre les valeurs moyenne de BMS entre les bases de données S1 et S2 pourrait s'expliquer par une plus grande sensibilité, lors de l'application du filtre, à la variabilité de la couverture spatiale par rapport à l'action propre des critères de qualité ;

(ii) Entre 500 et 1500 m d'altitude, l'hypothèse d'une action plus importante du changement de distribution spatiale est également retenue pour expliquer les variations de valeurs de BMS, même si, dans le cas de la méthode du test statistique de comparaison, il paraît difficile de pouvoir réellement distinguer la prépondérance de l'un ou de l'autre des critères sur les changements opérés. Cette hypothèse est également retenue dans la gamme altitudinale 2500-3000 m ;

(iii) Entre 1500 et 2500 m d'altitude, nous émettons l'hypothèse inverse, à savoir qu'il semble que le critère de qualité soit prépondérant, même si les résultats de la méthode du test statistique de comparaison ne permettent pas d'attester ceux observés avec la méthode de rééchantillonnage aléatoire ;

(iv) Enfin, au dessus de 3000 m d'altitude, les résultats des deux méthodes semblent montrer communément une action majeure des critères de qualité dans les variations de valeurs de BMS de terrain entre les compilations S1 et S2.

Quelle que soit l'altitude considérée, la variation de distribution des valeurs de BMS des données terrain observée après application du filtre peut être due à un mélange variable des actions dues aux critères spatial et qualitatif. Toutefois, j'estime, d'après les résultats présentés ci-dessus, que l'action des critères de qualité est très prépondérante sur le plateau Antarctique, et à contrario, semble beaucoup plus limitée en zones côtières. Dans le cadre de ce travail, il ne me semble pas envisageable de fournir une estimation chiffrée de la part relative d'actions de l'un ou l'autre des critères (spatial et qualité) en fonction de l'altitude. De plus, je ne peux pas exclure l'impact de critères autres, non pris en compte actuellement (critère temporel avec un changement de la période de couverture temporelle

des données à la suite de l'application du filtre ?), dans l'explication des changements de valeurs moyennes de BMS entre S1 et S2.

	Prépondérance de l'effet spatial		Prépondérance des critères de qualité		Prépondérance indéterminée	
	Méthode aléatoire [a]	Méthode test [b]	Méthode aléatoire	Méthode test	Méthode aléatoire	Méthode test
0-500 m	✓	✓				
500-1000 m	✓					✓
1000-1500 m	✓					✓
1500-2000 m			✓			✓
2000-2500 m			✓			✓
2500-3000 m	✓					✓
3000-3500 m			✓	✓		
3500-4000 m			✓	✓		

Tableau 3.5: Synthèse des hypothèses formulées sur la prépondérance des critères de changement de distribution spatiale et/ou de qualité dans les variations de valeurs de moyennes de BMS entre les compilations de données terrain S1 et S2. Les hypothèses sont déduites des résultats obtenus via les méthodes de rééchantillonnage aléatoire et du test statistique de comparaison des moyennes, en fonction du paramètre altitudinal. [a] Méthode de rééchantillonnage aléatoire, [b] méthode des comparaisons de moyennes avec tests d'hypothèses.

3.4.3 Couverture temporelle des compilations S1 et S2

Le tableau 3.6 présente la fréquence de distribution temporelle des données de BMS de terrain compilées dans la base de données de (Vaughan and others, 1999) (V99), ainsi que celle des compilations S1 et S2 définies dans l'article I, par décennie, de 1950 à 2005. Cette étude utilise uniquement les données de BMS pour lesquelles les périodes de couverture temporelle sont connues (cf. explications dans la légende du tableau 3.6), ce qui, pour les compilations de V99 et S1, entraîne une réduction importante du nombre de données de BMS initialement collectées. Les données V99, traitées pour l'étude de la fréquence de distribution, correspondent de fait à celles utilisées par (Arthern and others, 2006) pour l'élaboration de leur carte interpolée. Pour chaque valeur de BMS, la période d'observation est distribuée en proportion de la fraction de l'intervalle temporel de mesure observée dans chaque décennie, comme le montrent les deux exemples concrets suivants :
(i) Si nous prenons une valeur moyenne de BMS représentant 8 années, entre 1971 et 1978 inclus, la période de mesure est entièrement distribuée dans la décennie 1970-1979, et sa fréquence d'apparition dans celle-ci est de 100% (1.00), et nulle (0.00) dans les autres décennies ;
(ii) Si maintenant, nous considérons un nombre analogue d'années de mesure, mais sur une période différente, telle que 1976-1983, la fréquence d'apparition de cette période de mesure sera de 50% (0.50) dans la décennie 1970-1979, et de 50% (0.50) dans la décennie suivante (1980-1989). Et ainsi de suite…
Les étapes suivantes sont la comptabilisation du cumul de toutes les fractions apparaissant dans chaque décennie, et le calcul du pourcentage de chacun de ces cumuls par rapport au nombre total de fractions (correspondant au nombre total de données de BMS pour lesquelles les périodes de couverture temporelle sont connues pour la compilation considérée).

Pour la période 1950-1989, la distribution de couverture temporelle calculée pour les données de BMS des compilations S1 et S2 dans le secteur de l'Antarctique de l'Est (90-180°), est relativement proche de celle observée par (Arthern and others, 2006) pour les données de BMS extraites de (Vaughan and others, 1999) sur l'ensemble des secteurs Antarctique. Les fréquences de distribution des trois compilations (V99, S1, S2) montrent clairement une forte hétérogénéité dans la répartition temporelle des données de BMS d'une décennie à une autre. La période temporelle « la plus couverte » par les mesures de BMS sur le terrain correspond à la décennie 1980-1989 avec une gamme de fréquence de distribution s'échelonnant de ~40 à 49%. Des différences de couverture temporelle des données de BMS sont essentiellement observées entre 1990 et 2005, périodes pour lesquelles les compilations S1 et S2 incluent de nouvelles données de BMS, obtenues lors de récentes campagnes de terrain (ITASE, ANARE, RAE), comme expliqué dans l'article I. Toutefois, la couverture temporelle de ces nouvelles données sur l'ensemble des données existantes (filtrées ou non) dans le secteur Antarctique 90-180° Est, reste faible, avec ~6 et ~7%, pour la décennie 1990-1999 et ~3% pour la

période 2000-2005 respectivement. Nous pouvons également noter que l'élimination de 44% des données initialement compilées dans S1, après application du filtre de qualité, ne modifie pas fondamentalement les fréquences de distribution temporelle des données de BMS (cf. S2). Ce constat tend à montrer que, si le filtre de qualité élimine des données de BMS pour lesquelles la période couverte par la mesure est trop faible (cas de valeurs de BMS sur une année avec les balises), il touche uniformément l'ensemble des périodes temporelles couvertes par les données de BMS. Les données ne sont donc pas éliminées seulement en fonction de leur ancienneté, et par-là même, de l'ancienneté de la méthodologie de mesure appliquée par exemple, mais bien principalement en fonction de critères de qualité indépendants de la période à laquelle la mesure a été faite. La seule différence notable entre S1 et S2 est observée pour la décennie 1980-1989, pour laquelle l'application du filtre, entraîne une diminution de la couverture temporelle dans la compilation S2 (~40% contre ~47% dans S1).

Décennie	**V99** [(a)] **Antarctique (0-360°)** **%** (n)	**S1** [(b)] **AE (90-180°)** **%** (n)	**S2** [(c)] **AE (90-180°)** **%** (n)
Pré-1950	**0.7** (5)	**0.6** (2)	**0.7** (3)
1950 – 1959	**13.0** (72)	**8.4** (35)	**9.5** (35)
1960 – 1969	**17.0** (93)	**15.0** (62)	**17.0** (62)
1970 - 1979	**19.0** (105)	**20.0** (83)	**22.6** (82)
1980 - 1989	**49.0** (269)	**46.9** (194)	**39.9** (145)
1990 - 1999	**0.3** (2)	**6.5** (26)	**7.4** (27)
2000 - 2005	/	**2.5** (11)	**2.9** (11)

Tableau 3.6: Couverture temporelle des valeurs de BMS de terrain par décennie, de 1950 à 2005, pour les bases de données V99, S1 et S2. Les données de BMS, utilisées pour cette étude temporelle, dans chacune des bases de données citées, sont celles pour lesquelles les périodes temporelles de couverture sont connues, soit : [(a)] 546 valeurs pour la base de données V99 soit 30% des 1860 valeurs que contient cette base, et ce, pour l'ensemble du continent Antarctique (0-360°) (Arthern and others, 2006), [(b)] 413 valeurs pour la base de données S1 (comprenant anciennes et nouvelles données de BMS – cf. explications dans l'article I) soit 63% des 652 valeurs que contient initialement cette liste, pour le secteur Antarctique 90-180° Est (AE); [(c)] 365 valeurs pour la base de données S2, soit l'ensemble des points de mesure que contient la base, pour le secteur Antarctique 90-180° Est (AE). La couverture temporelle, par décennie, est exprimée en pourcentage.

3.5 Références bibliographiques

Arthern, R.J., D.P. Winebrenner, and D.G. Vaughan. 2006. Antarctic snow accumulation mapped using polarisation of 4.3cm wavelength microwave emission. *J. Geophys. Res., 111,* **D06107**, doi:10.1029/2004JD005667.

Brenner, A.C., R.A. Bindschaller, R.H. Thomas, and H.J. Zwally. 1983. Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets. *J. Geophys. Res.,* **88**(C3), 1617-1623.

Bromwich, D.H., Z. Guo, L. Bai, and Q.S. Chen. 2004. Modeled Antarctic Precipitation Part I: Spatial and Temporal Variability. *J. Clim.,* **17**, 427-447.

Bull, C. 1971. Snow accumulation in Antarctica. *Publication of the American Association for the advancement of Science*, 367-421.

Chen, J.L., C.R. Wilson, B.D. Tapley, D. Blankenship, and D. Young. 2008. Antarctic regional ice loss from GRACE. *Earth Planet Sci. Lett.,* **266**, 140-148.

Davis, C.H., L. Yonghong, J.R. McConnell, M.M. Frey, and E. Hanna. 2005. Snowfall-driven growth in East Antarctic Ice Sheet mitigates recent sea-level rise. *Science,* **308**, 1898-1901.

Eisen, O., M. Frezzotti, C. Genthon, E. Isaksson, O. Magand, M.R. Van den Broeke, D.A. Dixon, A.A. Ekaykin, P. Holmlund, T. Kameda, L. Karlof, S. Kaspari, V.Y. Lipenkov, H. Oerter, S. Takahashi, and D.G. Vaughan. 2007. Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica. *Rev. Geophysics,* **46**, RG2001, doi:2010.1029/2006RG000218.

Genthon, C., and G. Krinner. 2001. Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models. *J. Geophys. Res.,* **106**(D18), 20653-20664.

Giovinetto, M., and C. Bull. 1987. Summary and analyses of surface mass balance compilations for Antarctica, 1960-1985. *Byrd Polar Research Center Rep. 1*, 90 p.

Giovinetto, M.B., and C.R. Bentley. 1985. Surface Balance in ice drainage systems of Antarctica. *Antarctic Journal of the US,* **20**, 6-13.

Giovinetto, M.B., and H.J. Zwally. 2000. Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet. *Ann. Glaciol.,* **31**, 171-178.

Hourdin, F., I. Musat, S. Bony, P. Braconnot, F. Codron, J.L. Dufresne, L. Fairhead, M.A. Filiberti, P. Friedlingstein, J.Y. Grandpeix, G. Krinner, P. Le Van, Z.X. Li, and F. Lott. 2006. The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parameterized physics with emphasis on tropical convection. *Clim. Dyn.*, DOI 10.1007/s00382-00006-00158.

Huybrechts, P., D. Steinhage, F. Wilhelms, and J.L. Bamber. 2000. Balance velocities and measured properties of the Antarctic ice sheet from a new compilation of gridded data for modelling. *Ann. Glaciol.,* **30**, 52-60.

Kotlyakov, V.M. 1961d. The intensity of nourishment of the Antarctic Ice Sheet. *Symp. on Antarctic Glaciology, Gentbrugge, Belgium, International Association of Scientific Hydrology*, 100-110.

Krinner, G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon, and J.L. Dufresne. 2006. Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the 20th and 21st centuries. *Clim. Dyn.,* **28(2-3)**, DOI:10.1007/s00382-00006-00177-x.

Lacroix, P., M. Dechambre, B. Legresy, F. Blarel, and F. Remy. 2008. On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet. *Remote sensing of Environment,* **112**, 1712-1729.

Laliberté, C. 2005. Probabilités et statistiques: De la conception à la compréhension. *Editions du Renouveau Pédagogique Inc.*, 400 p.

Legresy, B., F. Papa, F. Remy, G. Vinay, M. Van den Bosch, and O.Z. Zanifé. 2005. ENVISAT Radar Altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the Ice2 retracking algorithm. *Remote sensing of Environment,* **95**, 150-163.

Legresy, B., and F. Remy. 1997. Altimetric observations of surface characteristics of the Antarctica ice sheet. *J. Glaciol.,* **43**, 265-275.

Legresy, B., and F. Remy. 1998. Using the temporal variability of the radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol.,* **44**(147), 197-206.

legresy, B., F. Remy, and P. Schaeffer. 1999. Difference ERS altimeter measurements between ascending and descending tracks caused by wind induced features over ice sheets. *Geophys. Res. Lett.,* **27**(21), 2231-2234.

Lipenkov, V.Y., A.A. Ekaykin, N. Barkov, and M. Pourchet. 1998. O svyazi plotnosti poverhnostnogo sloya snega v Antarktide so skorost'yu vetra [On the relationship of surface snow density in Antarctica and Wind speed]. *Glyatsiologicheskih Issledovaniy,* **85**, 148-158.

Lorius, C., G. Lambert, R. Hagemann, L. Merlivat, J. Ravoire, B. Ardouin, A. Bauer, J. Martin, and G. Ricou. 1968. Dating of firn layers in Antarctica: application to the determination of the rate of snow accumulation. Paper read at ISAGE Symposium, 3-7 september 1968, at Hanover, USA.

Mosley-Thompson, E., J.F. Paskievitch, A.J. Gow, and L.G. Thompson. 1999. Late 20th Century increase in South Pole snow accumulation. *J. Geophys. Res.,* **104**(D4), 3877-3886.

Partington, K.C., W. Cudlip, and C.G. Rapley. 1991. An assessment of the capability of satellite radar altimeter for measuring ice sheet topography change. *Int. J. Remote Sens.,* **12**, 585-609.

Pourchet, M., S.K. Bartarya, M. Maignan, J. Jouzel, F. Pinglot, A.J. Aristarain, G. Furdada, V.M. Kotlyakov, E. Mosley-Thompson, N. Preiss, and N.W. Young. 1997. Distribution and fall-out of 137Cs and other radionuclides over Antarctica. *J. Glaciol.,* **43**(145), 435-445.

Pourchet, M., O. Magand, M. Frezzotti, A.A. Ekaykin, and J.G. Winter. 2003. Radionuclides deposition over Antarctica. *J. Environ. Radioactivity,* **68**, 137-158.

Pourchet, M., F. Pinglot, and C. Lorius. 1983. Some meteorological applications of radioactive fallout measurements in Antarctic snows. *J. Geophys. Res.,* **88**(C10), 6013-6020.

Ramilien, G., A. Lombard, A. Cazenave, E.R. Ivins, M. Llubes, F. Remy, and R. Biancale. 2006. Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE. *Global and Planetary Change,* **53**, 198-208.

Remy, F., P. Mazzega, S. Houry, C. Brossier, and J.F. Minster. 1989. Mapping of the topography of continental ice by inversion of satellite-altimeter data. *J. Glaciol.,* **35**, 98-107.

Roemer, S., B. Legresy, M. Horwarth, and R. Dietrich. 2007. Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial Lake Vostok. *Remote sensing of Environment,* **106**, 269-284.

Shum, C.K., C.Y. Kuo, and J.Y. Guo. 2008. Role of Antarctic ice mass balance in present-day sea-level change. *Polar Science,* **2**, doi:10.1016/j.polar.2008.1005.1004, 1149-1161.

Smith, I.N., W. Budd, and P. Reid. 1998. Model estimates of Antarctic accumulation changes and their relationship to temperature changes. *Ann. Glaciol.,* **27**, 246-250.

Stenni, B., F. Serra, M. Frezzotti, V. Maggi, R. Traversi, S. Becagli, and R. Udisti. 2000. Snow accumulation rates in northern Victoria Land, Antarctica, by firn-core analysis. *J. Glaciol.,* **46**(155), 541-552.

Thomas, R., E. Rignot, P. Kanagaratnam, G. Casassa, E. Frederick, P. Gogineni, W. Krabill, A. Rivera, R. Russell, J. Sonntag, R. Swift, and J. Yungel. 2004. Improved estimation of the mass balance of glaciers draining into the Amundsen Sea sector of West Antarctica from the CECS/NASA 2002 campaign. *Ann. Glaciol.,* **39**, 231-237.

Van de Berg, W.J., M.R. Van Den Broeke, C. Reijmer, and E. Van Meijgaard. 2006. Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model. *J. Geophys. Res.,* **111**, D11104, doi:11110.11029/12005JD006495.

Van Lipzig, N.P.M., E. Van Meijgaard, and J. Oerlemans. 2002. The spatial and temporal variability of the surface mass balance in Antarctica: Results from a regional atmospheric climate model. *Int. J. Climatol.,* **22**, doi:10.1002/joc.1798, 1197-1217.

Vaughan, D.G., and J. Russell. 1997. Compilation of Surface Mass Balance Measurements in Antarctica. *British Antarctic Survey Internal Rep., ES4/8/1/1997/1*, 56 pp.

Vaughan, D.V., J.L. Bamber, M. Giovinetto, J. Russell, and A.P.R. Cooper. 1999. Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica. *J. Clim.,* **12**, 933-946.

Velicogna, I., and J. Wahr. 2006. Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica. *Science,* **311**, 10.1126/science.1123785, 1121754-1121756.

Wingham, D., A.L. Ridout, R.J. Scharoo, R.J. Arthern, and C.K. Shum. 1998. Antarctic elevation change 1992 to 1996. *Science,* **282**(5388), 456-458.

Zwally, H.J., M.B. Giovinetto, J. Li, H.G. Cornejo, M.A. Beckley, A.C. Brenner, J.L. Saba, and D. Yi. 2005. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992-2002. *J. Glaciol.,* **51**(175), 509-527.

4

Applications de la compilation de données filtrées de bilan de masse de surface

Sommaire

4.1 Introduction 163
4.2 Présentation de l'article II 165
4.2.1 Résumé succinct de la problématique et principaux résultats 165
4.2.2 Article II 170
4.3 Présentation de l'article III 177
4.3.1 Résumé succinct de la problématique et principaux résultats 177
4.3.2 Article III 181
4.3.3 Travaux complémentaires dans les régions avec forte interaction atmosphère-neige 189
4.4 Présentation de l'article IV 196
4.4.1 Résumé succinct de la problématique et principaux résultats 196
4.4.2 Article IV 206
4.5 Références bibliographiques 223

4.1 Introduction

Dans ce chapitre, trois études, dans lesquelles la base de données filtrées de BMS de terrain construite sur des critères forts de qualité (cf. article I) a été utilisée, sont présentées. Dans la suite du manuscrit, la compilation initialement nommée S2 est désormais notée M07 en référence à l'article I publié (la compilation non filtrée S1, qui est parfois évoquée dans les sections suivantes, garde la même notation). Ces travaux sont synthétisés dans trois articles (notés II, III et IV) qui sont chacun précédés d'un résumé succinct de la problématique étudié, ainsi que des principaux résultats obtenus. Les résultats d'un quatrième article (article VII) sont également cités en préambule de l'article IV, en raison du lien fort de ce papier avec le dernier cité. Toutefois, en raison d'une participation mineure de ma part dans l'article VII, j'ai décidé de ne pas l'exposer dans le corps du manuscrit. Il est entièrement disponible en annexe D.

Les trois articles présentés dans le chapitre sont :

Article II: Genthon, C., **Magand, O**., Krinner, G., Fily, M., 2009. Do climate models underestimate snow accumulation on the Antarctic plateau ? A re-evaluation of/from *in situ* observations in East Wilkes and Victoria Lands. *Ann. Glaciol*., 50, 61-65.

Cet article montre, du moins dans le secteur Antarctique 90-180° Est, que l'application du filtre de qualité sur les données de BMS de terrain collectées dans les hauts plateaux Antarctique peut significativement modifier l'appréhension que la communauté glaciologique a, de la capacité des modèles climatiques à représenter les précipitations et le BMS dans ces secteurs.

Article III: **Magand, O.**, Picard, G., Brucker, L., Fily, M., Genthon, C., 2008. Snow melting bias in microwave mapping of Antarctic snow accumulation. *The Cryosphere*, 2, 109-115 (www.the-cryosphère.net/2/109/2008/).

Dans ce papier, nous montrons que l'utilisation des rapports normalisés des températures de brillance mesurées en polarisations verticales et horizontales du rayonnement micro-onde émis à 6.9 GHz par le manteau neigeux de surface (cf. carte interpolée de BMS par Arthern and others, 2006) est totalement inadaptée dans les secteurs Antarctique soumis à l'action des processus de fonte/regel (25% de la surface du continent) pour la représentation du BMS. Autrement dit, nous montrons que les valeurs de BMS extraites de la carte de (Arthern and others, 2006) dans les secteurs soumis aux processus de fonte/regel ne sont pas exploitables.

Article IV: Krinner, G., **Magand, O**., Simmonds, L., Genthon, Dusfrene, J.L., 2006. Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-006-0177-x.

Nous présentons des simulations du climat Antarctique, et par-là même du BMS, pour les périodes 1981-2000 et 2081-2100 via le modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ-4, développé initialement par l'IPSL et modifié par (Krinner and others, 1997) pour les études Antarctiques. Nous montrons la qualité de la simulation du BMS Antarctique à l'état présent en comparant les résultats du modèle avec les données de BMS de terrain sélectionnées dans M07, ainsi que d'autres valeurs de BMS sur l'ensemble du continent Antarctique qui répondent aux critères de qualité définis par le filtre. En réponse au changement climatique, les résultats du modèle suggèrent une augmentation du BMS Antarctique de plus de +32 kg m^{-2} an^{-1} au cours des 100 prochaines années, correspondant à une contribution négative à l'évolution du niveau marin, à savoir une diminution de ce dernier de l'ordre de 1.05 mm an^{-1} à l'horizon 2100.

4.2 Présentation de l'article II

4.2.1 Résumé succinct de la problématique et principaux résultats

Comme évoqué dans le chapitre 1, la zone de plateau Antarctique est le théâtre de la manifestation de deux formes principales de précipitations et dépôts avec les retombées de cristaux de neige (*snow grains*) et les poussières de diamants (*diamond dust*). Poussières de diamants et précipitations de neige sont des termes utilisés pour dissocier et distinguer deux types de cristaux de glace, pour lesquels les formes, tailles, et propriétés sont différentes, et ainsi faciliter la lecture du manuscrit. Mais il convient toutefois de bien garder à l'esprit que ces deux formes de précipitations et dépôts correspondent bien à des cristaux de glace. Les poussières de diamants constituent seulement un cas très particulier de précipitations.

(i) Les cristaux de neige contribuant au BMS à l'intérieur du continent Antarctique ont deux origines possibles :

Nuages résiduels et isolés issus de systèmes dépressionnaires côtiers - Nous distinguons tout d'abord les cristaux de neige qui sont liés à la condensation de la vapeur d'eau contenue dans des résidus de masses d'air dépressionnaires marines chaudes et humides présentes dans les couches troposphériques à l'intérieur du continent Antarctique. Bien que les précipitations issues des systèmes cycloniques côtiers alimentent majoritairement le BMS de la frange côtière Antarctique, il arrive que des nuages isolés, résidus d'un système dépressionnaire côtier majeur, pénètrent suffisamment à l'intérieur des terres pour contribuer au BMS du plateau Antarctique. La pénétration de ces systèmes dépressionnaires peut être observée plusieurs fois dans l'année, à toute saison. Même si cette forme de précipitations peut ponctuellement contribuer à l'accumulation locale annuelle d'eau à l'intérieur du continent (Massom and others, 2004; Gallée and Gorodetskaya, In press), sa contribution globale au BMS à l'échelle du plateau Antarctique est considérée inférieure à la moitié des dépôts annuels pour la plupart des auteurs (King and Turner, 1997; Walden and others, 2003; Gallée and Gorodetskaya, In press). A l'inverse, les travaux de (Krinner and Genthon, 1997), basés sur la simulation du BMS Antarctique via le modèle climatique LMDZ, tendent à montrer que les précipitations de neige liées à la pénétration de masses d'air résiduels issus de systèmes dépressionnaires côtiers représentent l'apport majeur au BMS des hauts plateaux Antarctiques, au-delà de 3000 m d'altitude.

Nuages stratosphériques polaires - La seconde origine possible des cristaux de neige sur le plateau Antarctique est notamment décrite dans les travaux de (Gential, 2007) et (Gallée and Gorodetskaya, In press). Ils évoquent la formation d'hydrométéores de neige dans les nuages stratosphériques polaires (*Polar Stratospheric Clouds of type II* – PSCs II) entre 15000 et 25000 m d'altitude, durant la période de nuit polaire. L'intense refroidissement (lié à la diminution de l'apport de chaleur par les radiations solaires) des couches stratosphériques durant la période hivernale Antarctique (juin à octobre) entraîne

effectivement une diminution importante de la pression de vapeur saturante, et en conséquence, la formation, par condensation de la vapeur d'eau présente dans ces couches atmosphériques, d'hydrométéores sous formes de cristaux de neige. Les cristaux formés pénètrent ensuite, par gravité, dans les basses couches troposphériques et peuvent dans certains cas, mais pas systématiquement, précipiter à la surface du plateau Antarctique. Le dépôt de cette forme de précipitation à la surface du continent pourrait être favorisée par la présence de nuages dans les couches de la troposphère localisées au-dessus du plateau Antarctique, et qui, au contact des cristaux de neige produits préalablement dans la stratosphère, contribuerait (a) à la croissance de la taille de ces derniers et (b) à l'augmentation de la concentration des cristaux dans les basses couches atmosphériques (Spinhirne and others, 2005; Wang and others, 2008). Ce processus pourrait induire, de fait, une augmentation de la vitesse de chute des hydrométéores formés et un dépôt de ces derniers à la surface. Ces derniers travaux, relativement récents, restent encore à confirmer. Dans le cadre de ce manuscrit, l'information principale à retenir est que, selon les travaux de (Gallée and Gorodetskaya, In press) ciblés sur la région de Dôme C, la contribution des chutes de neige d'origine stratosphérique au BMS global sur le plateau Antarctique resterait relativement faible (5-10% du BMS annuel local, H. Gallée, com. pers.).

(ii) Les retombées de poussières de diamants, contribuant au BMS à l'intérieur du continent Antarctique sont également appelées « précipitations de ciel clair » (*clear-sky precipitation*). Elles sont associées à un phénomène de refroidissement radiatif de masses d'air initialement présentes dans l'atmosphère libre (essentiellement les basses couches de la troposphère) et qui se retrouvent dans la couche limite des hauts plateaux Antarctique (quelques dizaines de mètres d'altitude) au contact d'une masse d'air beaucoup plus froide et sèche, caractérisée par une très faible pression de vapeur saturante par rapport aux masses d'air susjacentes (Hogan, 1975; Kikuchi and Hogan, 1979; Bromwich, 1988; King and Turner, 1997). Le mélange vertical entre ces deux types de masses d'air pourtant séparées par une couche d'inversion importante de températures tout au long de l'année et renforcée en période hivernale, peut être facilité par l'action turbulente du vent circulant à la surface du continent (Walden and others, 2003). Le processus de condensation observé à la suite de ce mélange, et lié à la sursaturation en vapeur d'eau de la couche limite, est réalisé en l'absence de nuages, d'où l'appellation. Communément observée dans les régions polaires[1] quelle que soit la saison, la forme de précipitations engendrée par ce processus ressemble à un brouillard dans le sens où elle prend la forme d'un nuage à très basse altitude, proche de la surface de la nappe glaciaire. Les cristaux de glace, de faibles rayons efficaces[2] et de formes plates, hexagonales ou pyramidales (Walden and others, 2003), qui composent cette forme de précipitations, sont souvent associés à des effets optiques de diffraction

[1] Les précipitations sous formes de « poussières de diamants » peuvent également être observées dans des secteurs géographiques hors zones polaires, dès que la température est suffisamment basse.
[2] Le rayon efficace d'un cristal de neige ou glace est un outil de classement de la distribution en taille (et en type) des différents cristaux de glace existants, par le calcul du rayon moyen du grain pondéré par l'aire de ce grain. Pour plus de détails, lire Walden and others, 2003.

et réflexion rarement visibles sous d'autres latitudes. Ils provoquent notamment la formation d'arc-en-ciel lumineux ou parhélie (halo de lumière autour du soleil) (figure 4.1). De tailles relativement réduites, ces hydrométéores particuliers, en suspension dans l'air, sont caractérisés par une vitesse de chute relativement faible[3] (1-3 cm s^{-1}) comparée à celle des précipitations de cristaux de neige (10-100 cm s^{-1}), pour atteindre la surface de la nappe glaciaire et ainsi contribuer, en partie, au BMS à l'intérieur du continent (Walden and others, 2003).

Figure 4.1 : Exemples de parhélies. **(a)** Photo prise à Dôme C en janvier 2008 par D. Six (com. Pers.), **(b)** Photo prise à Dôme C en janvier 2007 par B. Jourdain (com. Pers.).

Pour de nombreux auteurs dont (Schwerdtfeger, 1970; Radok and Lile, 1977; Bromwich, 1988; Lachlan-Cope and others, 2001b; Ekaykin and others, 2005; Ekaykin and others, 2002), le mode de précipitations que constituent les retombées de ciel clair, délivre une part majeure des précipitations totales annuelles sur le plateau Antarctique. La compensation des faibles vitesses de chute observées sur le terrain pour ce phénomène (Walden and others, 2003), par des retombées quasi-continues tout au long de l'année, pourrait expliquer la contribution significative de ces hydrométéores au BMS du plateau (cf. auteurs précédemment cités). Selon (Radok and Lile, 1977; Ekaykin and others, 2002; Ekaykin and others, 2005), la contribution des « poussières de diamants » au flux annuel total de précipitations dans les hauts plateaux Antarctiques pourrait atteindre 80% (Radok and Lile, 1977).

[3] Les valeurs de vitesse de chute proposées dans ce manuscrit sont issues des travaux de synthèse de Walden and others (2003) sur une étude des cristaux de glace réalisée à Pôle Sud (station Amundsen-Scott).

Les exemples d'études et de travaux précédemment cités montrent clairement la difficulté actuelle d'estimation réelle de la prépondérance de l'une ou l'autre des formes de précipitations sur le BMS à l'intérieur du continent Antarctique, et d'une évaluation de la contribution chiffrée individuelle de celles-ci sur le plateau, au de-là de 2000-2500 m d'altitude. Même si la plupart des auteurs considèrent que les poussières de diamants constituent la fraction majoritaire des retombées sur le plateau Antarctique, les évaluations restent délicates du fait de la nature même des différents cristaux de glace rencontrés et de la difficulté de réalisation des mesures de précipitations directement sur le terrain (cf. chapitre 2) dans des secteurs caractérisés par de faibles valeurs de BMS. Il convient d'ailleurs de noter qu'aucune étude de terrain n'est parvenue jusqu'à présent à mesurer directement sur le terrain la part des précipitations dites de ciel clair au BMS total du plateau Antarctique. Les évaluations de la prépondérance de l'une ou l'autre des formes de précipitations directement sur le terrain sont d'autant plus ardues qu'en raison des faibles températures atmosphériques mesurées dans ces secteurs, les nuages potentiellement « pourvoyeurs » de précipitations neigeuses sur le plateau Antarctique sont souvent optiquement trop fins pour être clairement identifiés : cela peut induire le classement des hydrométéores résultant comme précipitations de ciel clair, alors que ce n'est pas le cas (Krinner and Genthon, 1997). Il en est de même pour des précipitations de neige formées dans des structures nuageuses localisées à très haute altitude, et en conséquence, non visibles depuis la surface du continent. Les travaux référencés depuis le début de ce chapitre sur l'étude des précipitations dans les hauts plateaux Antarctiques invitent donc à une grande prudence quant à l'estimation de la contribution des différentes formes d'hydrométéores au BMS total dans ces secteurs.

Comme précédemment montré dans le chapitre 3 (cf. figures 3.9 et 3.10) et l'article I (cf. figure 5), les données de BMS de terrain montrent généralement des valeurs inférieures à 100 kg m^{-2} an^{-1} et à 50 kg m^{-2} an^{-1} en moyenne (soit 10 et 5 cm en équivalent eau), au dessus de 2500 et 3000 m, respectivement. Basées sur l'interpolation des données de micro-ondes « calibrées » par les valeurs de BMS obtenues d'après les mesures terrain, les cartes interpolées montrent sans surprise des valeurs de BMS du même ordre que les données de terrain sur le plateau Antarctique (Vaughan and others, 1999; Arthern and others, 2006). Par contre, une comparaison détaillée des valeurs de BMS de terrain avec les données de BMS issues des sorties de simulation des modèles climatiques montre un biais systématique entre les données simulées et observées au-dessus de 2500 m (Genthon and Krinner, 2001; Van Lipzig and others, 2002; Bromwich and others, 2004; Van de Berg and others, 2006; Krinner and others, 2006). Le biais, pouvant parfois atteindre plus de 50% (cas du modèle RACMO2/ANT – secteur du plateau Antarctique de l'Est – Van de Berg and others, 2006), va dans le sens d'une sous-estimation générale du BMS sur le plateau Antarctique par les modèles. Pour ((Bromwich, 1988; Bromwich and others, 2004), comme pour la plupart des auteurs et modélisateurs, la forte (et potentielle) contribution des précipitations de ciel clair (poussières de diamants) au BMS sur le plateau Antarctique expliquerait la sous-estimation du BMS dans ce secteur par les modèles. Le

biais systématiquement observé sur le plateau pourrait notamment avoir pour origine une mauvaise représentation par les modèles de cette forme de précipitations dont la paramétrisation du (des) processus responsable(s) échappe au domaine de validité des paramétrisations de la précipitation dans la plupart des modèles. Cette hypothèse apparaît d'autant plus cohérente que l'intensité du biais (10 à 40 kg m^{-2} an^{-1}) est proche de l'estimation de la contribution des cristaux de glace (poussières de diamants) aux précipitations totales, et BMS, sur le plateau Antarctique (Van Lipzig and others, 2002; Bromwich and others, 2004; Van de Berg and others, 2006). Il convient toutefois, comme décrit en préambule de l'article I, de rester prudent sur la détermination des causes responsables des biais systématiques observés entre les simulations et les données de BMS de terrain : La sous-estimation par les modèles climatiques du BMS au dessus de 2500 m sur le continent Antarctique est-elle le simple fait d'une mauvaise paramétrisation ? Les modèles sous-estiment-ils réellement le BMS des hauts plateaux ?

Dans l'article I, nous avons montré que les études du BMS en Antarctique peuvent être significativement affectées par la qualité des données de BMS de terrain utilisées comme références dans la construction des cartes interpolées et la validation des modèles climatiques. Nous avons notamment observé (cf. paragraphes 41 et 43 de l'article I et chapitre 3), qu'au-delà de 3000 m, l'application d'un filtre basé sur des critères forts de qualité modifie considérablement la valeur moyennes des données de BMS de terrain subsistantes. Les travaux présentés dans l'article II montrent que, dans le secteur d'étude 90-180° Est, l'application du filtre de qualité sur les données de BMS de terrain collectées dans les zones de hauts plateaux Antarctiques, peut significativement modifier la vision que nous avons actuellement de la capacité des modèles climatiques à reproduire les précipitations et le BMS associé. Les résultats obtenus suggèrent notamment que l'impact du mode de précipitations de ciel clair sur la simulation du BMS dans les zones de hauts plateaux Antarctique peut avoir été surestimé jusqu'à présent. Il apparaît que certaines données de BMS utilisées pour la validation des simulations de BMS par les modèles, et considérées non fiables dans le secteur d'étude des hauts plateaux Antarctique après application du filtre, sont « trop humides » et peuvent en partie expliquer les biais observés entre les modèles climatiques et les données de terrain tels que décrits par (Genthon and Krinner, 2001; Van Lipzig and others, 2002; Bromwich and others, 2004; Van de Berg and others, 2006; Krinner and others, 2006). Les travaux présentés dans l'article II renforcent l'idée de la nécessité de procéder à un tri préalable des données de BMS de terrain en fonction de leur fiabilité vis-à-vis de critères de qualité, avant utilisation de celles-ci pour la validation de modèles climatiques ou construction de cartes interpolées. La lecture de l'article II explicitera en détail les résultats.

4.2.2 Article II

(cf. pages 171 à 176 inclus)

Ci-dessous, une liste d'erreurs de typographie subsistantes dans l'épreuve du papier (définitivement accepté en juin 2008) telle qu'envoyée au mois de juillet 2008 à l'éditeur d'*Annals of Glaciology*, est fournie au lecteur. Les sections de l'article II présenté à partir de la page suivante, et dans lesquelles il apparaît nécessaire d'apporter des corrections mineures sont les suivantes :

(i) **Page 171 – *Author Address*** : « *CNRS/UJF* » à la place de « *…du CNRS (associé à l'Université Joseph Fourier, Grenoble I* » ;

(ii) **Page 174 – Section 3 - dernier paragraphe** : Les phrases suivantes:

« *Bromwich and others (2004), Van de Berg and others (2006) and Krinner and others (2007) have found that model resolution is high over Antarctica (~40-60 km), and, unlike in coastal regions, unresolved features on the relatively smooth Antarctic plateau are unlikely to contribute to model biases. On the other hand, Bromwich and others (2004) and Van de Berg and others (2006) found that the reference-field SMB data have not been quality-controlled. The only exception was found by Krinner and others (2007) where model results are mainly compared with a selection of field reports (V99 and 'new' field SMB reports) stated to be 'reliable' (their fig. 4C). In the latter case, there is no evidence the SMB model is of consistently lower resolution than the observations on the high plateau.*»

sont remplacées par :

« *In Bromwich and others (2004), Van de Berg and others (2006) and Krinner and others (2006) model resolution is high over Antarctica (~40-60 km), and, unlike in coastal regions, unresolved features on the relatively smooth Antarctic plateau are unlikely to contribute to model biases. On the other hand, in Bromwich and others (2004) and Van de Berg and others (2006) the reference-field SMB data have not been quality-controlled. The only exception is Krinner and others (2006) where model results are mainly compared with a selection of field reports (V99 and 'new' field SMB reports) stated to be 'reliable' (their fig. 4C). In the latter case, there is no evidence the modelled SMB is consistently less than the observations on the high plateau.*» ;

(iii) **Page 175 – Section 4 – dernier paragraphe** : « *) project* » doit être remonté d'une ligne ;

(iv) **Page 175 – References :** La date de publication de l'article « *Krinner and others* » est 2006.

Do climate models underestimate snow accumulation on the Antarctic plateau? A re-evaluation of/from in situ observations in East Wilkes and Victoria Lands

C. GENTHON, O. MAGAND, G. KRINNER, M. FILY

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du CNRS (associé à l'Université Joseph Fourier–Grenoble I), 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France
E-mail: genthon@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

ABSTRACT. It has been suggested that meteorological and climate models underestimate snow accumulation on the Antarctic plateau, because accumulation (or surface mass balance (SMB)) is dominated by clear-sky precipitation while this process is not properly taken into account in the models. Here, we show that differences between model and field SMB data are much reduced when the in situ SMB reports used to evaluate the models are filtered through quality-control criteria and less reliable reports are subsequently left out. We thus argue that, although not necessarily unsupported, model biases and their interpretations in terms of clear-sky vs synoptic precipitation on the Antarctic plateau may have been overstated in the past. To avoid such misleading issues, it is important that in situ SMB reports of insufficient or unassessed reliability are discarded, even at the cost of a strong reduction in spatial sampling and coverage.

1. INTRODUCTION

Precipitation on the high Antarctic plateau is very low. Assuming that little of it re-evaporates (Van den Broeke, 1997; Frezzotti and others, 2004), surface mass-balance (SMB) reports from field measurements (e.g. as compiled by Vaughan and others, 1999) suggest that precipitation is mostly less than 100 mm a^{-1} and in many places less than 50 mm a^{-1}. Due to cold temperature and low humidity, a significant fraction of precipitation probably occurs while the sky is clear (Bromwich, 1988; Bromwich and others, 2004). Such precipitation is often referred to as 'diamond dust'. Like any form of precipitation, diamond dust results from condensation of atmospheric vapor into hydrometeors which settle to the surface. However, it has been suggested that because local conditions are unique, the ability of meteorological or climate models to reproduce diamond dust, and thus, to a significant extent, precipitation and SMB, on the plateau may be low. This conclusion is supported by reports that several high-resolution state-of-the-art models yield much lower snow accumulation than suggested by in situ measurements on the plateau (Bromwich and others, 2004; Van de Berg and others, 2006; Krinner and others, 2007).

However, not all in situ measurements are equally reliable. A range of methods have been used to estimate accumulation, using stakes, cores, pits and various tracers of either annual (stratigraphy) or well-dated snow or ice layers. Considering the size of the ice sheet, the number of such measurements available is small and there are large gaps in the spatial coverage (e.g. fig. 4 of Vaughan and others, 1999, a publication henceforth referred as V99). Consequently, none of the reports can be readily discounted, whether or not they meet quality and confidence criteria. Moreover, experience of measurement techniques and of the characteristic Antarctic environment is required to develop sensible criteria to sort out the data. Such experience is not typically available in the community that uses the data to verify climate models. The most recent maps of the mean Antarctic SMB (Arthern and others, 2006) and those most widely referred to in the recent literature (Vaughan and others, 1999; Giovinetto and Zwally, 2000) are the result of a formidable effort, using the international literature and archives, to compile as many in situ observations as possible, but no quality control and filtering of these observations have been performed. Any bias in the maps that results from inaccurate observations may result in falsely systematic differences between the model and the maps, which may in turn be erroneously attributed to shortcomings in the model.

Here, we present evidence that, at least in the East Wilkes and Victoria Land (EWVL; 90–180° E) sector of Antarctica, processing available in situ SMB data through quality-control filters may result in a significantly different evaluation of the ability of climate models to reproduce precipitation and SMB on the high Antarctic plateau.

2. EAST WILKES AND VICTORIA LAND SURFACE MASS BALANCE

Figure 1 shows the EWVL sector of Antarctica and the corresponding surface elevation; much of it is part of the high Antarctic plateau above 2500 m. Figure 2a shows the mean SMB of this sector. The background is V99's SMB map based on scattered in situ reports and satellite microwave data as a support for spatial interpolation (the same background is shown in Figs 2a and b and 3). The location and values of the in situ reports actually used by V99 are also shown (Fig. 2a). One step in the interpolation process carried out by V99 is the minimization of the mean deviation between the in situ reports and a continuous function of the microwave emissivity of snow as seen by satellites. As a result, even at sites of field reports, the agreement between V99 and the reports is not perfect. Yet the field data clearly exert a strong constraint on the regional

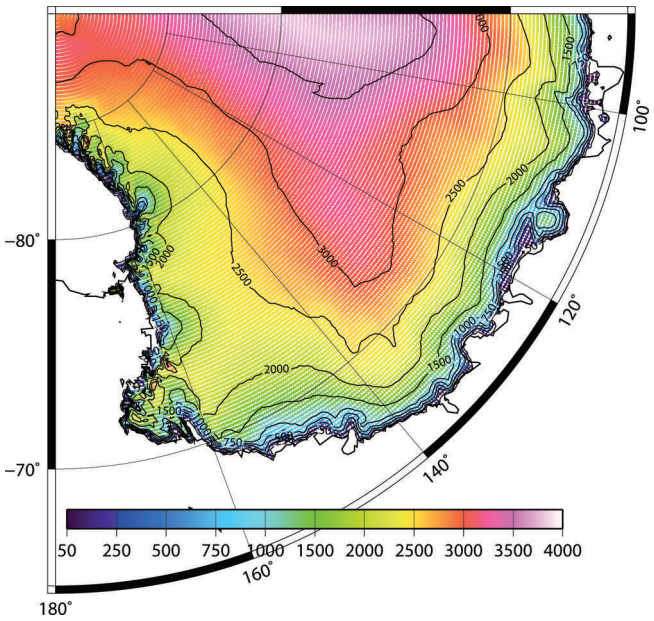


Fig. 1. The EWVL sector of Antarctica and surface elevation (m).

SMB distribution, introducing large alterations and distortions to an otherwise relatively smooth background field. Some of the distortions result from a very limited number of field reports in otherwise data-devoid regions. Where data density is high, there may be significant differences between observations at nearby sites which are averaged out in the interpolation process.

Since V99, field campaigns have been carried out to obtain additional field data in this sector of Antarctica (e.g. Ekaykin and others, 2002; Frezzotti and others, 2004). New reports, as well as a few older reports which have been overseen in the building of the V99 interpolated map, are shown in Figure 2b (squares). Some of the additional observations help to fill gaps in data-sparse regions. In most cases, the additional data do not confirm the interpolation carried out from the main dataset, and suggest that the SMB is actually smaller than previously evaluated This is particularly clear just south of 75° S in the 135–140° E sector.

However, some of the new data come relatively close to the sites of older observations. In a number of cases, the new data do not confirm the older data (particularly near 77° S, 140° E), with a clear tendency for the recent observations to yield smaller SMB values. Thus, although improved interpolation as proposed, for example, by Arthern and others (2006) might enhance and refine our knowledge of the Antarctic SMB, a major source of uncertainty appears to lie in the in situ reports, and no improved interpolation technique is likely to reduce this.

There are various reasons why newer in situ SMB data can disagree with older data, including the possibility that different reports can be differently affected by spatial and temporal variability. However, the discrepancies presented above mostly tend toward lower SMB values and are thus not randomly distributed. It turns out that the additional data mostly result from either of two SMB measurement techniques: stake networks with reasonably long records or radioactivity-dated snow/ice cores. Magand and others (2007) argue that these are the most reliable methods to assess SMB averages over several years, the basis of building a mean SMB map. In fact, Magand and others (2007) suggest

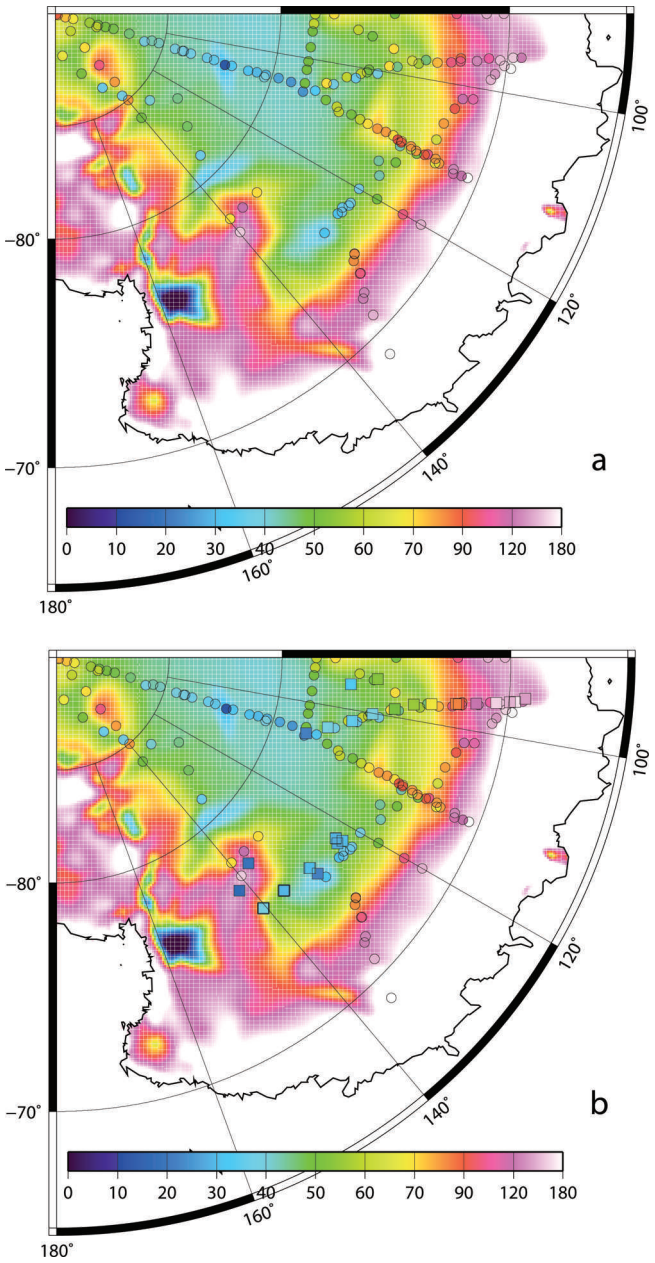


Fig. 2. Mean SMB above 2500 m a.s.l. from V99 (background), from individual reports from various sources as referenced and used in V99 (circles in (a) and (b)), and from additional and recent field campaigns, the results of which were not used by V99 (squares in (b)). Unit: mm a^{-1} w.e.

that a much better observational dataset of SMB measurements would be obtained by discarding measurements that do not fit quality-control criteria based on (1) an up-to-date review and quality rating of the various SMB measurement methods, and (2) essential information (location, dates of measurements, time period covered by the SMB values, primary data sources) related to each SMB datum. An improved dataset is thus obtained at the cost of a strong reduction in sample size and spatial coverage. However, it can be argued, and the results discussed above and shown in Figure 2 appear to confirm, that assembling as many SMB data as possible can be misleading unless measurement quality is consistently up to scratch. If older reports are overestimates of the actual SMB, due to, for example, biases in some of the measurement techniques used (Bull, 1971;

Picciotto and others, 1971), then such conclusions as a systematic overestimation of the plateau accumulation by recent meteorological and climate models are unwarranted.

3. DATA FILTERING AND IMPACT ON MODEL EVALUATION

Criteria for quality-control filtering of in situ SMB reports have recently been reviewed by Magand and others (2007). These authors provide an up-to-date review of the various field methods for estimating local SMB and establish a quality rating of the various methods (Table 1). This is used to decide whether to reject some of the SMB reports available in the literature and build a dataset that is more reliable than a mere assemblage of all available reports. For example, SMB measurement by snow stratigraphy is based on identification of annual layers in the dry-snow facies in the accumulation zones of the ice sheets. Numerous criteria for the identification of annual layers have been established for dry-snow facies in Greenland and Antarctica, and they yielded a large number of net accumulation values during the 1950s and 1960s. However, in the central region of the East Antarctic plateau, these criteria are difficult to apply and the observed SMB derived from pit stratigraphy alone involves personal and subjective interpretation, usually leading to unreliable estimates. This problem originates from the low and variable annual precipitation in the central plateau and from the strong metamorphism of the upper snow and firn layers, resulting in partial or sometimes total obliteration of the annual layering. It has also been reported that this technique may not be reliable in areas of very high snowfall, near the coast. Magand and others (2007) thus rate stratigraphy-based SMB determinations as an unreliable method (Table 1).

Processing available data through such filtering results, in the EWVL sector, in the dataset shown in Figure 3 (the V99 interpolated SMB map is reproduced as background). There

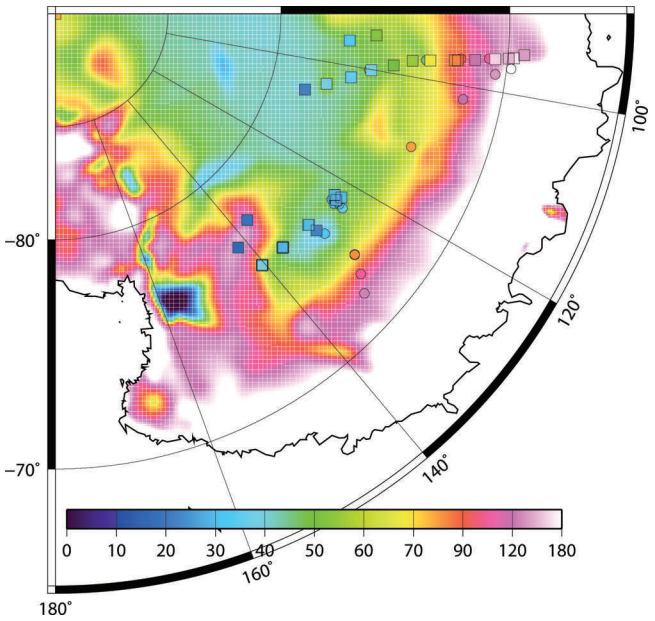


Fig. 3. Quality-control filtered in situ SMB data (circles: used by V99; squares: new SMB data) above 2500 m a.s.l., with V99 in background. Unit: mm a^{-1} w.e.

is a dramatic reduction in the number of observations compared to Figure 2, as the filter discards most of the older data. These older data were obtained using methods known to be of limited reliability, particularly in the lower-accumulation regions, for example visual or mechanical stratigraphic evaluation of snow layers and attribution to seasons (see previous paragraph; Table 1). Some reports even result from the digitalization of old graphs, with no information on how original data were obtained and how interpolation was carried out (Magand and others, 2007). Most of the data that satisfy the quality criteria and make it

Table 1. Reliability and applicability conditions of SMB field measurement methods. A = reliable; B = conditionally reliable; C = unreliable; / = not applicable. See Magand and others (2007) for details

SMB measurement method	Applicability conditions	Reliability		
		Annual	Multi-annual	Decadal
Anthropogenic radionuclides	Dry snow facies. Little mixing. Absolute calibration and dating tool with reference horizon levels	/	**A**	**A**
Stake measurements	Everywhere. Annual and multi-year averaged SMB variability studies	**C**	**A**	**A**
Natural ^{210}Pb	Dry snow facies. Little mixing. Less accurate than anthropogenic radionuclides	/	/	**B**
Stable-isotope content and chemical markers	Dry snow facies. Annual and multi-year averaged SMB variability studies. Difficulty in making clear observations in areas with very low SMB values (central Antarctic plateau). Subjectivity in annual-layer counting	/	**B**	**B**
Snow stratigraphy	Dry snow facies. 'Low' reliability and accuracy	**C**	**C**	**C**
Precipitation gauges	Not reliable. Not accurate	**C**	**C**	**C**

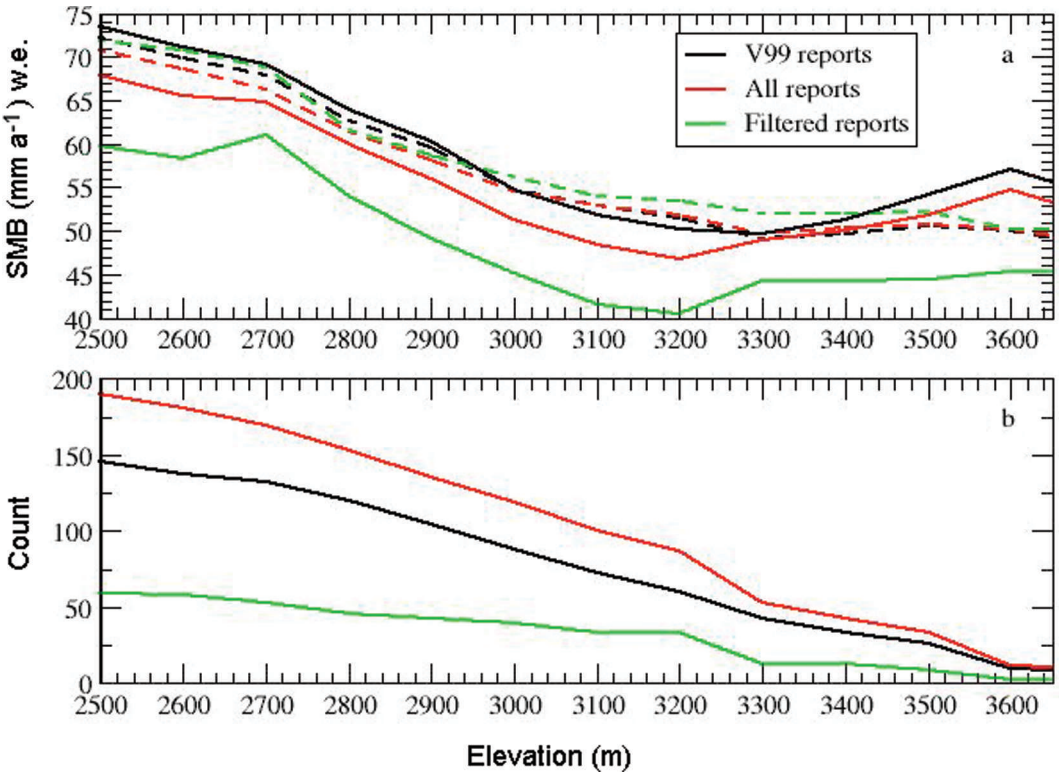


Fig. 4. (a) Cumulative averaged SMB as a function of elevation; and (b) corresponding number of reports. Solid curves are from actual SMB reports; dashed curves are for V99 interpolated values at sites of the reports (see section 3). Blue: SMB reports used by V99; red: all reports including recent ones not used by V99; green: quality-controlled reports only.

into the filtered dataset fall on the low SMB side compared to V99.

This is confirmed by Figure 4a (solid curves) which shows the cumulative distribution of the averaged SMB with respect to elevation, for the original dataset used by V99; the complete dataset using all available reports including those unused by V99; and the dataset containing only data that pass Magand and others' (2007) quality-control filter. The cumulative averaged SMB for elevation E is the average of all SMB reports from sites above elevation E. Figure 4b also shows the number of reports used to compute the averaged SMB.

For any elevation range above 2500 m, the averaged SMB is significantly less with the quality-controlled data than with all available reports or with the reports used by V99. Data filtering both strongly reduces the number of reports (Fig. 4b) and significantly modifies their spatial distribution (Fig. 3 compared to Fig. 2b). To verify that changing the spatial distribution of the reports is not likely to account for a lower mean accumulation in the filtered dataset, we sample V99's map at the sites of actual reports (reports used in V99, all reports or filtered reports) and calculate the mean V99-map-based cumulative SMB (Fig. 4a, dashed curves) in the same way the real reports were processed (Fig. 4a, solid curves). Obviously, the number of reports (Fig. 4b) is the same for the real reports and the V99-map-based samples. Unlike the real reports, the V99-map-based cumulative altitudinal distribution of the SMB is almost insensitive to data sampling. Thus, much of the reduction of the estimate of the mean plateau SMB after filtering is a result of data quality control: better data suggest lower accumulation than previously evaluated. As a corollary, it seems that older data using unwarranted measurement methods are biased towards an overestimation of the SMB.

Bromwich and others (2004) report that both with the Polar MM5 mesoscale meteorological model and with a dynamic retrieval method to evaluate precipitation from the analyzed thermodynamic structure of the atmosphere, the SMB over the high Antarctic plateau is underestimated by 30–50% compared to observations. In that case, the V99 map is used as the reference observation. To avoid using interpolated data, Van de Berg and others (2006) compare results from the RACMO2/ANT mesoscale model (Regional Atmospheric Climate Model version 2) directly with the available field reports, augmenting the dataset used by V99 with more recent reports. They also find that the model largely underestimates the SMB, by 25% at 2500 m a.s.l. up to 70% at 4000 m a.s.l. Bromwich and others (2004) report that preceding studies (including Genthon and Krinner (2001) confronting several atmospheric general circulation models) have also found that high-resolution climate models and meteorological analyses tend to underestimate the Antarctic plateau accumulation. This is further confirmed by the recent re-evaluation of the Laboratoire de Météorologie Dynamique–Zoom (LMDZ) stretched-grid atmospheric general circulation model (Krinner and others, 2007). Bromwich and others (2004), Van de Berg and others (2006) and Krinner and others (2007) have found that model resolution is high over Antarctica (~40–60 km), and, unlike in coastal regions, unresolved features on the relatively smooth Antarctic plateau are unlikely to contribute to model biases. On the other hand, Bromwich and others (2004) and Van de Berg and others (2006) found that the reference-field SMB data have not been quality-controlled. The only exception was found by Krinner and others (2007) where

model results are mainly compared with a selection of field reports (V99 and 'new' field SMB reports) stated to be 'reliable' (their fig. 4c). In the latter case, there is no evidence that the SMB model is of consistently lower resolution**[[AUTHOR: please check wording]]** than the observations on the high plateau.

Both Bromwich and others (2004) and Van de Berg and others (2006) blame poor representation in the models of the physical processes that lead to precipitation on the high Antarctic plateau. Van de Berg and others (2006) suggest that the removal of boundary-layer cloud ice is the source of precipitation on the plateau and is not yet adequately parameterized in models. Bromwich and others (2004) suggest that much of the plateau accumulation results from continuous clear-sky precipitation with no organized synoptic-scale process, while precipitation in the MM5 model is episodic. Krinner and Genthon (1997) also found in the LMDZ model that a large fraction of total precipitation on the plateau is associated with a limited number of synoptic events.

It may well be that clear-sky precipitation processes are not adequately accounted for in meteorological and climate models, considering that most such models are initially developed and carefully validated with lower latitudes in mind, and that theory and observation to develop specific parameterization for the remote Antarctic are lacking. However, it appears that a systematic underestimation of plateau precipitation by models partially reflects an actual overestimation by the available field reports. Figure 4 shows that averaged SMB for the quality-controlled data is ~75–85% of that for the raw data. This typically accounts for 40–100% of the data–model differences reported by, for example, Bromwich and others (2004) and Van de Berg and others (2006).

4. CONCLUSIONS

More than 2000 in situ reports of Antarctic accumulation have been made and compiled in various datasets (e.g. Vaughan and others, 1999). This is insufficient to provide adequate spatial coverage at the scale of Antarctica, and more field measurements including new field techniques (e.g. ground-penetrating radar (Frezzotti and others, 2005)) as well as an improved use of satellites and statistical processing of data (Arthern and others, 2006) are necessary to increase our knowledge and understanding of the mass balance of the ice sheet. However, it is also necessary to sift through the available SMB reports and discard those that are insufficiently reliable. On the EWVL plateau, filtering in situ SMB data through expert-based quality-control criteria results in a significantly smaller averaged SMB estimate. This indicates that discarded data had on average a positive bias.

An important consequence is that using less numerous but more reliable, quality-controlled, data to verify and validate meteorological and climate models can result in a different appreciation of model performances. Considering that Antarctic circulation, hydrology and climate are complex and very different from those in the rest of the world, models are prone to errors and one should not expect that previously identified model–data discrepancies (e.g. Genthon and Krinner 2001) can be entirely attributed to the data. However, better data might notably modify the magnitude of particular model deficiencies, and the seriousness attached to them, and their interpretation. Specifically, although models may not properly simulate diamond dust on the Antarctic plateau, it is likely that the impact on the simulation of the plateau SMB is significantly less than previously estimated due to inaccurate reference in situ data. As a consequence, such considerations as the balance between clear-sky and synoptic precipitation on the plateau may need to be revised (Massom and others, 2003). Confirmation and extension of the present findings through quality-control processing available data outside the EWVL region is necessary. However, such processing is highly time-consuming and must be carried out by experts. Meanwhile, it is also crucial that more data using quality-controlled methods are obtained, for example as part of the International Trans-Antarctic Scientific Expedition (ITASE) (http://www2.umaine.edu/itase/index.html) project.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research is supported by the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU, France) program LEFE-CHARMANT. Comments and suggestions by D. Bromwich, S. Takahashi and K. Fujita helped to improve this paper.

REFERENCES

Arthern, R.J., D.P. Winebrenner and D.G. Vaughan. 2006. Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3 cm wavelength microwave emission. *J. Geophys. Res.,* **111**(D6), D06107. (10.1029/2004JD005667.)

Bromwich, D.H. 1988. Snowfall in high southern latitudes. *Rev. Geophys.,* **26**(1), 149–168.

Bromwich, D.H., Z. Guo, L. Bai and Q. Chen. 2004. Modelled Antarctic precipitation. Part I: spatial and temporal variability. *J. Climate,* **17**(3), 427–447.

Bull, C. 1971. Snow accumulation in Antarctica. *In* Quam, L.O., *ed. Research in the Antarctic.* Washington, DC, American Association for the Advancement of Science, 367–421.

Ekaykin, A.A., V.Ya. Lipenkov, N.I. Barkov, J.R. Petit and V. Masson-Delmotte. 2002. Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok station, Antarctica: implications for ice-core record interpretation. *Ann. Glaciol.,* **35**, 181–186.

Frezzotti, M. *and 12 others.* 2004. New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements. *Climate Dyn.,* **23**(7–8), 803–813.

Frezzotti, M. *and 13 others.* 2005. Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. *J. Glaciol.,* **51**(172), 113–124.

Genthon, C. and G. Krinner. 2001. The Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models. *J. Geophys. Res.,* **106**(D18), 20,653–20,664.

Giovinetto, M.B. and H.J. Zwally. 2000. Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet. *Ann. Glaciol.,* **31**, 171–178.

Krinner, G. and C. Genthon. 1997. The Antarctic surface mass balance in a stretched grid general circulation model. *Ann. Glaciol.,* **25**, 73–78.

Krinner, G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon and J.-L. Dufresne. 2007. Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries. *Climate Dyn.,* **28**(2–3), 215–230.

Magand, O. *and 6 others.* 2007. An up-to-date quality-controlled surface mass balance dataset for the 90°–180°E Antarctica sector and 1950–2005 period. *J. Geophys. Res.,* **112**(D12), D12106. (10.1029/2006JD007691.)

Massom, R. *and 6 others*. 2003. Precipitation over the interior East Antarctic ice sheet related to midlatitude blocking-high activity. *J. Climate,* **17**(10), 1914–1928.

Picciotto, E., G. Crozaz and W. De Breuck. 1971. Accumulation on the South Pole–Queen Maud Land traverse, 1964–1968. *In* Crary, A.P., *ed. Antarctic snow and ice studies II*. Washington, DC, American Geophysical Union, 257–315. (Antarctic Research Series 16.)

Van de Berg, W.J., M.R. Van den Broeke, C.H. Reijmer and E. van Meijgaard. 2006. Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model. *J. Geophys. Res.,* **111**(D11), D11104. (10.1029/2005JD006495.)

Van den Broeke, M.R. 1997. Spatial and temporal variation of sublimation on Antarctica: results of a high-resolution general circulation model. *J. Geophys. Res.,* **102**(D25), 29,765–29,777.

Vaughan, D.G., J.L. Bamber, M.B. Giovinetto, J. Russell and A.P.R. Cooper. 1999. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *J. Climate,* **12**(4), 933–946.

4.3 Présentation de l'article III

4.3.1 Résumé succinct de la problématique et principaux résultats

J'ai évoqué, dans le chapitre 3, la publication récente d'une nouvelle carte interpolée de BMS Antarctique par (Arthern and others, 2006). Utilisant le même jeu de données de BMS de terrain que (Vaughan and others, 1999), (Arthern and others, 2006) ont appliqué un nouveau critère d'interpolation basé sur une relation empirique entre la température moyenne annuelle, les données de BMS et un rapport de polarisation du rayonnement micro-onde émis à 6.9 GHz (4.3 cm) par le manteau neigeux de surface. Les auteurs estiment que l'application de leur relation pour la construction de la nouvelle carte interpolée de BMS est susceptible (a) d'éliminer quelques-uns des biais systématiques existant entre les modèles climatiques, les compilations et cartes interpolées préalablement créées (cf. chapitre 3), et (b) de décrire le BMS du continent Antarctique avec une précision de l'ordre de 10%, pour une résolution spatiale effective de l'ordre de 100 km.

La méthode utilisée par (Arthern and others, 2006) pour la cartographie du BMS sur le continent Antarctique est adaptée de celle utilisée par (Winebrenner and others, 2001) pour étudier le BMS dans les régions du Groenland caractérisées par une accumulation annuelle nette de neige et exempte de processus de fonte et percolation. Cette méthode utilise en fait les relations existant entre les propriétés physiques du manteau neigeux et les caractéristiques associées de diffusion des micro-ondes. Les processus d'interaction entre le manteau neigeux et les micro-ondes sont relativement complexes et ne sont pas traités dans le cadre de ce manuscrit. Je conseille les références de travaux suivants au lecteur désireux d'avoir de plus amples informations sur les relations neige et micro-ondes : (Mätzler, 1987, 1996, 1998), (Mätzler and Wiesmann, 1999), (West and others, 1996), (Drinkwater and others, 2001) et les chapitres 4 et 5 dans (Mätzler, 2006). Il apparaît toutefois important, dans le cadre de la présentation des travaux de l'article III, d'évoquer sommairement les relations fondamentales existantes entre la neige et les micro-ondes, sur lesquelles sont basées les études réalisées par (Vaughan and others, 1999), (Winebrenner and others, 2001) et dernièrement, (Arthern and others, 2006) pour la cartographie du BMS. Dans le domaine des micro-ondes, l'émission du manteau neigeux est dépendante de plusieurs paramètres : la taille et la forme des grains de neige, les variations de densité (ou stratifications internes), la température du milieu et la rugosité de la surface (Rémy and Minster, 1991). Pour étudier la distribution spatiale du BMS sur les nappes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland, les données de micro-ondes issues des mesures radiométriques (exemple du radiomètre type AMSR-E du satellite Aqua) ont été utilisées de deux manières distinctes (Lacroix, 2007):

(i) Soit les travaux sont basés sur la sensibilité du signal radiométrique aux tailles de grains de neige, et sur le fait qu'il existe une relation empirique entre la taille des grains de neige et le BMS. En effet, le taux d'accroissement des grains avec la profondeur est d'autant plus fort que le taux d'accumulation

est faible (action des processus de transports de vapeur d'eau liés aux gradients saisonniers de température dans le manteau neigeux) (Partington, 1998; Legresy and Remy, 1998). A une profondeur égale (inférieure à 10 m par rapport à la surface), les grains de neige seront théoriquement plus gros dans un site caractérisé par une valeur de BMS faible en raison de l'exposition prolongée de la neige accumulée en surface aux effets de gradients saisonniers de température. Comme l'émissivité augmente avec la taille des grains de neige, des relations empiriques, notamment basées sur des mesures de terrain, ont permis de faire le lien entre émissivité et BMS sur les nappes glaciaires. Basé sur ces relations, le BMS Antarctique a été interpolé par (Zwally and Giovinetto, 1995) et (Vaughan and others, 1999) à partir de données de micro-ondes passives de faible longueur d'onde, avec 1.6 et 0.8 cm, respectivement ;

(ii) Soit les études du BMS ont utilisé des données de micro-ondes passives de longueur d'onde plus grande (entre 4 et 6 cm), et pour lesquelles le signal radiométrique collecté par le capteur satellitaire dépend peu de la variabilité de l'émissivité liée aux grains de neige, mais principalement de la stratification du milieu (West and others, 1996). Il convient effectivement de rappeler que le manteau neigeux est une succession de couches individuelles qui se transforment graduellement en névé et glace, sous l'action de l'enfouissement et de la compression inhérente aux nouvelles couches de neige déposées à la surface. Or, les propriétés physiques des couches individuelles dépendent du taux d'accumulation, donc du BMS, et des conditions atmosphériques (actions éolienne, solaire, thermique) existant lors du dépôt. La variabilité d'influence de ces paramètres au cours d'une année de précipitations, engendre théoriquement des variations saisonnières des propriétés physiques dans les couches de neige déposées. Les diverses couches de neige ainsi formées, et les contrastes associés de densité, ont une action polarisante sur les émissions de micro-ondes de longueur supérieure à la taille des grains de neige. Les stratifications du manteau neigeux transmettent préférentiellement la composante verticale de l'émissivité micro-ondes au capteur satellitaire, et réfléchissent préférentiellement la composante horizontale vers le bas (West and others, 1996) (figure 4.2). L'énergie micro-onde émise par un manteau neigeux, est donc sensible au nombre de couches individuelles superposées dans ce même manteau ; ces couches, caractérisées par des variations de densité, induisent des variations du rapport normalisé[4] des températures de brillance mesurées en polarisation verticale ($T_B(V)$) et horizontale ($T_B(H)$).

Etant donné qu'à chaque interface, la transmission de la polarisation verticale est plus forte, la température de brillance de cette dernière est plus élevée que celle de la polarisation horizontale, et l'écart entre les polarisations (soit le rapport normalisé P) augmente avec le nombre de couches internes montrant des contrastes de densité. Via une relation empirique entre émissivité et BMS,

[4] Le rapport normalisé est égal à : $P=\frac{T_B(V)-T_B(H)}{T_B(V)+T_B(H)}$ (cf. sous-section 4, article III).

plusieurs auteurs (Surdyk, 1995; Winebrenner and others, 2001; Arthern and others, 2006) ont ainsi montré que le rapport de polarisation *P*, pour des longueurs d'onde de 4.3 et 6.0 cm, permet d'accéder à une information en rapport avec le BMS.

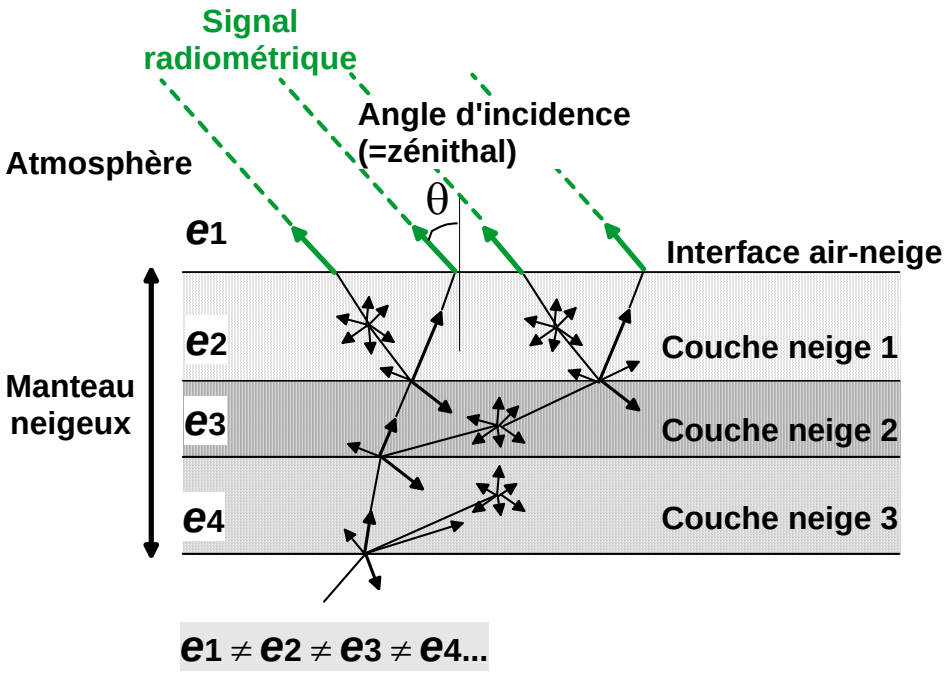


Figure 4.2: Représentation schématique des processus de diffusion, de réflexion et transmission de l'onde électromagnétique dans un manteau neigeux représenté par des couches individuelles avec des caractéristiques différentes (cas de l'émissivité notée *e*). Le rayonnement micro-onde, émis à l'interface air-neige, constitue le signal radiométrique enregistré par le capteur satellitaire, selon un angle d'incidence (aussi appelé angle zénithal), variable selon l'instrument considéré. Dans le cadre des travaux de (Arthern and others, 2006), l'angle zénithal est de 55° pour le capteur ASMR-E du satellite Aqua (Cavalieri and Comiso, 2004).

Cette seconde méthode, appliquée par (Arthern and others, 2006) pour la cartographie du BMS sur le continent Antarctique, a permis de diminuer des biais systématiques existant dans certains secteurs du continent entre les modèles climatiques et les cartes interpolées (cf. chapitre 3). Toutefois, la fondation même du travail réalisé par (Arthern and others, 2006), c'est-à-dire l'utilisation du rapport de polarisation *P* pour estimer le BMS, et l'applicabilité de leur méthode à l'ensemble des secteurs du continent Antarctique, pose un problème à partir du moment où l'accumulation de neige n'est pas le seul facteur influençant la structure morphologique du manteau neigeux. De forts contrastes de densité dans le manteau neigeux peuvent effectivement résulter de la présence de lentilles ou couches de glace créées par l'action de processus de fonte et regel (*sun* ou *radiation glaze*) (Van den Broeke and others, 2006; Picard and Fily, 2006; Picard and others, 2007), ainsi que de la formation de fines pellicules de glace (recristallisation des grains de neige) associées à l'action éolienne (*wind glazed surfaces* ou glacis) dans les zones de mégadunes (Fahnestock and others, 2000; Frezzotti and others, 2002b;

Frezzotti and others, 2004; Anschutz and others, 2006) ainsi que de la présence de glace bleue (Bintaja, 1999; Winther and others, 2001).

(Arthern and others, 2006) ne se sont pas défaussés quant au problème des contributions potentielles des actions solaires et éoliennes à la stratification interne et donc, à la variabilité du rapport de polarisation *P*. Ils ont toutefois considéré que les régions pour lesquelles les actions respectives des processus fonte/regel et du vent contribuent fortement à la formation de structures internes supplémentaires représentent d'une part de faibles surfaces du continent, et que, d'autre part, elles restent relativement faibles sur les valeurs de polarisation. Autrement dit, (Arthern and others, 2006) estiment que la variabilité des valeurs de polarisation des micro-ondes passives dans le manteau est le reflet d'une variabilité prépondérante du paramètre BMS.

Dans le cadre de l'article III, j'ai procédé à une analyse détaillée de l'effet et de l'impact du processus de fonte/regel sur la reconstruction potentielle du BMS via les données de micro-ondes. En se focalisant sur le secteur d'étude 90-180° Est, j'ai comparé les données de terrain de BMS sélectionnées selon les critères de qualité (M07) avec les données de BMS interpolées issues de (Arthern and others, 2006) et montré :

(i) un bon accord (valeur moyenne de RMS ~35%) entre les données filtrées de BMS mesurées sur le terrain (M07) et celles extraites de la carte de (Arthern and others, 2006) dans des secteurs exempts de l'action du processus de fonte/regel, soit dans un manteau neigeux dit 'sec' ;

(ii) une absence de relation (valeur moyenne de RMS > 50%) entre les données filtrées de terrain et les valeurs interpolées de BMS dans les zones de fonte. Cette absence de relation est due à un fort impact du processus de fonte sur les rapports de polarisation *P* dans les régions côtières ou ce phénomène est observé, et ce, à contrario des suggestions de (Arthern and others, 2006). En utilisant notamment un modèle d'émission micro-onde dans le manteau neigeux (*Microwave Emission Model of Layered Snow – MEMLS*) développé par (Wiesmann and Mätzler, 1999), L. Brucker et G. Picard ont simulé des rapports de polarisation $P - P_0$ (P_0=0.035 et correspond à la valeur de rapport de polarisation à l'interface air-neige appliqué par Arthern and others, 2006) pour plusieurs types de manteau neigeux. Il découle de leurs simulations que l'absence de relations entre les rapports de polarisation *P* et le BMS déduit des travaux de terrain dans les secteurs potentiellement soumis à de la fonte peut être expliquée par le fait que les structures internes formées par fonte/regel affectent plus fortement l'émissivité micro-onde en polarisation horizontale, que ne le font les couches de stratification créées par accumulation de neige. Il semble donc que l'utilisation des rapports de polarisation *P* soit totalement inadaptée dans les secteurs Antarctique soumis à l'action de la fonte pour l'estimation du BMS ; secteurs qui représentent tout de même jusqu'à 25% de la totalité de la superficie du continent Antarctique (Picard and others, 2007). La lecture de l'article III explicitera en détail les résultats.

4.3.2 Article III

(cf. pages 182 à 188 inclus)

Les sections dans lesquelles il apparaît nécessaire d'apporter des corrections dans la version finale de l'article III publié en septembre 2008, sont les suivantes :

(i) **Page 186 – Section 4 – dernier paragraphe** : « *Van de Berg et al. (2006) also noticed that in the coastal regions…*» à la place de « *Van de Berg et al. (2004) also noticed…*» ;

(ii) **Page 187 –References** : Les références suivantes, citées dans la conclusion de l'article, n'ont pas été listées :

Bintaja, R., 1999. On the glaciological and meteorological significance of Antarctic blue ice areas. *Rev. Geophysics*, **37** (3).

Courville, Z.R., M.R. Albert, M.A. Fahnestock, L.M. Cathles IV, and C.A. Shuman, 2007. Impacts of an accumulation hiatus on the physical properties of firn at a low-accumulation polar site. *J. Geophys. Res.*, **112**, F02030, doi:10.1029/2005JF000429.

Frezzotti, M., S. Gandolfi, F. La Marca, and S. Urbini, 2002. Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: New field and remote-sensing data. *Ann. Glaciol.*, **34**, 81-88.

Winther, J.G., M.N. Jespersen, and G.E. Liston, 2001. Blue-ice areas in Antarctica derived from NOAA AVHRR satellite data. *J. of Glaciology*, **47** (157), 325-334.

The Cryosphere, 2, 109–115, 2008
www.the-cryosphere.net/2/109/2008/
© Author(s) 2008. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 3.0 License.

The Cryosphere

Snow melting bias in microwave mapping of Antarctic snow accumulation

O. Magand, G. Picard, L. Brucker, M. Fily, and C. Genthon

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, Université Joseph Fourier-Grenoble, 54 Rue Molière, BP 96, 38402 St Martin d'Hères Cedex, France

Received: 13 February 2008 – Published in The Cryosphere Discuss.: 24 April 2008
Revised: 29 August 2008 – Accepted: 29 August 2008 – Published: 12 September 2008

Abstract. Satellite records of microwave surface emission have been used to interpolate in-situ observations of Antarctic surface mass balance (SMB) and build continental-scale maps of accumulation. Using a carefully screened subset of SMB measurements in the 90°–180° E sector, we show a reasonable agreement with microwave-based accumulation map in the dry-snow regions, but large discrepancies in the coastal regions where melt occurs during summer. Using an emission microwave model, we explain the failure of microwave sensors to retrieve SMB by the presence of layers created by melt/refreeze cycles. We conclude that regions potentially affected by melting should be masked-out in microwave-based interpolation schemes.

1 Introduction

Arthern et al., 2006 have recently produced a new Antarctic Surface Mass Balance (SMB) map (referred as A06) using both field measurements and microwave and thermal infrared remote sensing data. The same SMB measurements as in the former SMB map (Vaughan et al., 1999) (referred as V99) are used, but a new geostatistical method is applied to interpolate the ground measurements to every point of the gridded map. The interpolation relies on a spatial background model of the accumulation based on the annual-mean thermal infrared temperature and the polarisation ratio of microwave brightness temperature at 4.3 cm wavelength (6.9 GHz). Microwave brightness temperature has been shown to be a good proxy of SMB in Greenland (Winebrenner et al., 2001) and in Antarctica (Vaughan et al., 1999). These former studies used however a shorter wavelength (0.8 cm, i.e. 37 GHz) which is more sensitive to snow grain scattering and consequently is more dependent on grain size. According to A06, the new map describes the average SMB with an accuracy of 10% or better at an effective spatial resolution of 100 km. The authors also suggest the new SMB map may eliminate some of the discrepancies between climate models and earlier compilations or maps of SMB as observed by (Genthon and Krinner, 2001).

The microwave energy emitted (relevant for passive measurements) or backscattered (relevant for active measurements) by dry snow pack is sensitive to the number of layers (characterized by a jump in density inducing a jump in refractive index) over a given depth. In addition, the number of layers seems related to the annual snowfall accumulation over ice sheet. These two facts are the foundation of using the polarisation ratio (Arthern et al., 2006) as well as of using active instruments to map the SMB distribution in Greenland, including scatterometer (Drinkwater et al., 2001) and Synthetic Aperture Radar (Forster et al., 199; Munk et al., 2003). However, snow accumulation is not the only factor influencing the morphological structure of the snow pack. Pronounced density contrasts within the snow pack may also result from ice layers and/or ice lenses created by refreezing of melt-water. Refreezing can occur at some depth in the cold snow pack while melt-water may be produced at the surface, usually during summer, in coastal areas and at the surface of ice shelves (Van den Broeke et al., 2006). The contribution of melting to the internal layering in the snow pack implies a) that the relationship between SMB and brightness temperature (or polarisation ratio of brightness temperatures) is not unequivocal, and b) that particular attention must be taken when studying the capability of satellite imagery to map SMB patterns in areas affected by surface melting. Arthern et al., 2006 already notice this potential issue but consider that regions where strong melting occurs represent only a small area fraction of Antarctica, mostly confined to peripheral ice shelves and overall have a small impact on the interpolated SMB distribution pattern. Here, we analyse in

Correspondence to: G. Picard
(ghislain.picard@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

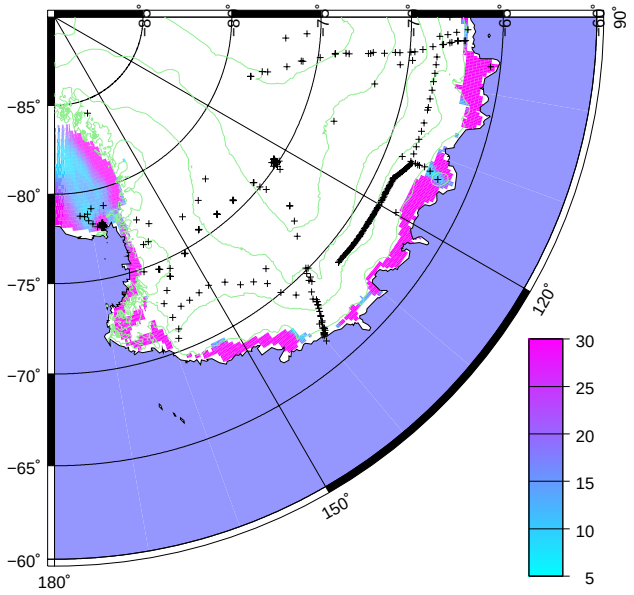


Fig. 1. Area of investigation with distribution pattern of surface melting areas observed in 90–180° East Antarctica sector, from 1979 to 2006, by the SMMR (1979–1988) and SSM/I (1988–onward) microwave radiometers. Crosses represent the filtered observed SMB data resulting from M07. Melting areas are expressed in average melting days by year.

more detail the effect of melting on the SMB retrieval and show that even moderate or rare melting, covering a significant surface of the Antarctic, degrades the retrieval.

In this paper, we concentrate in the 90°–180° E sector. Quality-controlled and updated SMB observations (referred as M07) (Magand et al., 2007) confirm the good accuracy of A06's map in ever-dry-snow region as on the Antarctic Plateau (Sect. 3.1) but also show the negative impact of surface melting (Sect. 3.2). With physical arguments and by using a physical microwave emission model (Sect. 4) we explain and evaluate quantitatively the effect of surface melting on the polarisation ratio. Section 5 gives conclusions and recommendations.

2 Data and methods

2.1 Selection of observed SMB data in 90°–180° E sector

Recently, (Magand et al., 2007) produced a quality-controlled dataset of SMB measurements by discarding SMB measurements which do not fit quality criteria based on 1) an up-to-date review and quality rating of various SMB measurement methods and 2) coherency, completion, or lack of meta-information (location, date of measurement, time period covered by the SMB values, primary data sources) related to each SMB record. The filtering procedure was applied on V99's dataset (the same data are also in A06) in the 90°–180° E Antarctic sector, from Queen Mary to Victoria Lands (Fig. 1). New SMB measurements from the Australian, Russian and Italian-French scientific activities since 1998 (see references in Magand et al., 2007) have been added and provide independent ground-truth as they were not used by A06. A high quality dataset is thus obtained at the cost of a strong reduction in observation number and spatial coverage. In the present work, A06's interpolated SMB data are compared to our quality controlled dataset.

Table 1. Mean relative differences ($\pm 1\sigma$) between various interpolated A06 SMB data set at M07 site measurements. Different interpolation methods are Nearest Grid Point (A06-NGP) and average of values within a radius of 20 (A06-20), 50 (A06-50) and 100 km (A06-100). In parenthesis, the maximum relative difference value.

	A06-20 km	A06-50 km	A06-100 km
A06-NGP	2±2% (15%)	3±4% (32%)	5±6% (63%)
A06-20 km	–	2±3% (19%)	4±5% (47%)
A06-50 km		–	3±2% (24%)

2.2 Comparison method

Each M07 measurement (corresponding to a field point) is compared to the nearest A06 grid-point (NearestGP) value, as well as to the average of A06's SMB values within a radius of 20, 50 and 100 km to prevent representativeness misinterpretation.

Relative differences are calculated as follows:

$$\text{Rel.Diff.} = \left(\frac{\overline{\text{A06}_i - \text{A06}_j}}{\text{A06}_i} \right) \times 100 \qquad (1)$$

with $\text{A06}_{i,j}$, the interpolated A06's SMB value at resolution i and j, and associated to each observed SMB data. Table 1 shows relative differences between different methods are small.

The highest disagreement (mean value of 5±6%) is observed between the nearest grid-point method and the average within 100 km (A06-100). Since the difference is small, only the average values within 100 km are presented in the next sections. Other dataset (NearestGP, 20 km, 50 km) were also used but no major differences were found and conclusions are the same.

3 Results

3.1 A06-100 SMB versus M07 SMB

Comparisons between M07 SMB observations and the A06 map average at 100 km resolution (A06-100) are given in Fig. 2 and Table 2. In Fig. 2, black crosses mark the new measurements not used in A06. The overall correspondence

Table 2. Comparison between A06-100's interpolated SMB data and different selections of corresponding observed SMB data (M07).
[a] "Outliers" are discarded from the present statistics.
[b] PF represent SMB data localized in areas characterized by *P*ercolation *F*acies regions. RMS differences are expressed in kg m^{-2} yr^{-1} (i.e. mm WE), and relative RMS are normalized by the A06-100 interpolated values.

	M07 (V99)[a]	M07 (new)[a]	M07 (all)[a]	M07 in PF areas[b]	M07 minus PF[b]
RMS difference (kg m^{-2} yr^{-1})	85	58	77	126	61
Relative RMS difference (%)	31	46	35	51	28
n data	189	92	281	52	229

is good, demonstrating the quality of the A06's SMB map in the studied sector. Larger scatter is found for the highest accumulation rates, usually in coastal areas. At a first glance, this is not surprising because of the low spatial sampling density in the latter areas characterized by high natural variability of the net accumulation.

Most points fit in the range of normally distributed y-residuals from the regression line. Only two points (not shown in the figure) are clearly outside the main cloud of points. These outliers come from an area between the Law Dome saddle (67°15′ S, 112° E) at 800 m a.s.l. and A028 (68°24′S, 112° E) at 1650 m a.s.l. (Goodwin, 1988). Measured SMB is twice higher (781 and 806 kg m^{-2} yr^{-1}) than in A06's map (361 and 402 kg m^{-2} yr^{-1}, respectively). This is not surprising since the Law Dome region is characterized by strong precipitation, and SMB gradients due to the topography (Goodwin, 199; Goodwin et al., 2003). The typical length scale of elevation and spatial SMB variability is about 10 km (Van de Berg et al., 2006). The present-day SMB at Law Dome is marked by a very sharp east-west gradient; high accumulation on the east side is the result of dominant cyclonic flow from the south-east and the orographic effect of the dome (Van Ommen et al., 2004). Due to the large SMB gradients occurring in such small area, the 100 km resolution A06's SMB map may hardly be consistent with the local SMB observations. These two outliers are then discarded from our analysis and in particular the statistics (Table 2).

First column in Table 2 shows comparison between A06-100 and filtered V99 SMB data (i.e. a quality-controlled subset of data available to and used by A06). Relative RMS difference (31%) is in agreement with the error estimated by A06. Comparison with the new measurements (not used by A06) shows a larger RMS difference (46%; Table 2, column 2). Statistics for M07 (new data+V99) (Table 2, column 3) only slightly deteriorates the correlation with RMS difference of 35% instead of 31%.

Looking at the altitudinal distribution of all SMB data from the coast to 4000 m a.s.l., we observe that:

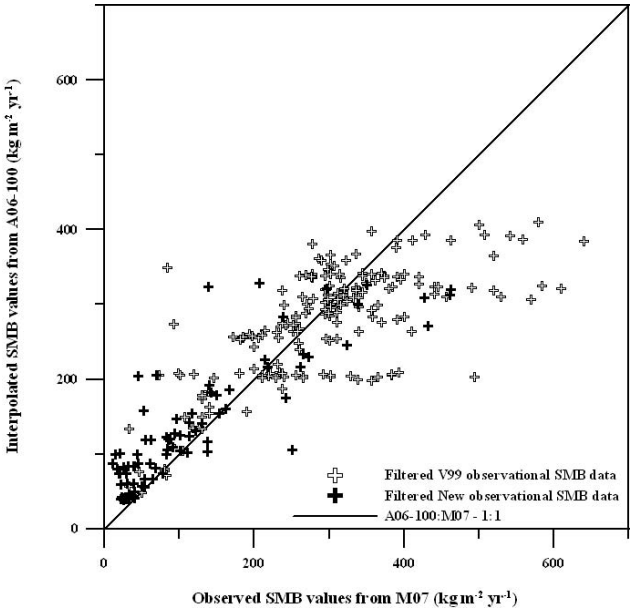


Fig. 2. Comparison between observed SMB values from filtered observed SMB data set (M07) to interpolated SMB values averaged at 100 km resolution (A06-100). Empty crosses correspond to observed SMB data used by V99 and A06, and black crosses represent new observed SMB data obtained from ITASE, RAE and ANARE projects since 1998 (see M07).

- New data are predominantly from the Antarctic plateau, above 2000 m a.s.l;
- A06's map tends to over-estimate observed SMB values on the Antarctic plateau, and under-estimate those below 2000 m a.s.l..
- From the coast to 1000 m a.s.l., large errors (RMS difference of 55% and 59%, respectively in 0–500 m and 500–1000 m elevation bins) occur between the M07 and the A06-100 SMB data sets. Most of them are located in areas where surface melting events occur (i.e. melt areas).

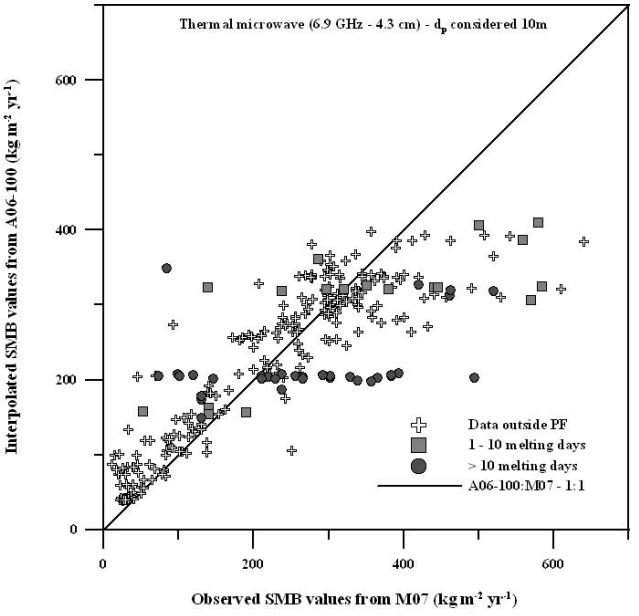


Fig. 3. Comparison between observed SMB values from filtered observational SMB data sets (M07) to interpolated SMB values averaged in 100 km resolution (A06-100) with distribution pattern of observed SMB points located in *P*ercolation *F*acies (*PF*∼melting events) areas. Cumulative melting days are calculated on the basis of 6.9 GHz microwave penetration depth (d_p) of 10 m in snow pack. SMB values are expressed in kg m^{-2} yr^{-1} (i.e. mm W.E.).

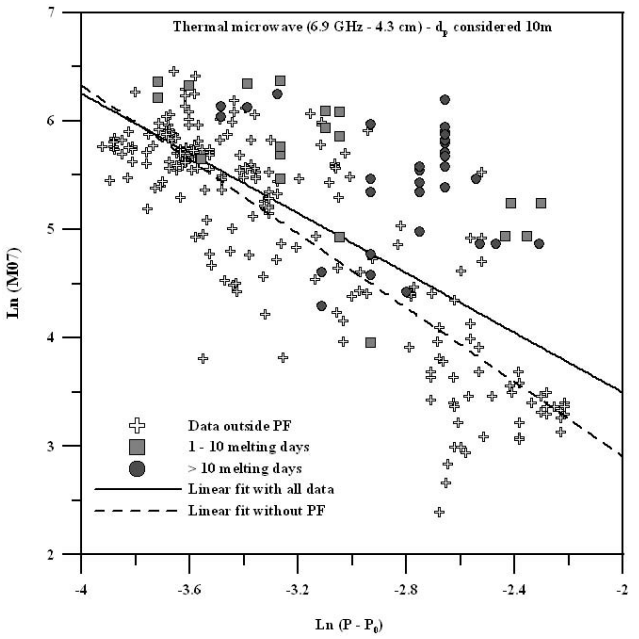


Fig. 4. Comparison between the logarithmically transformed Polarisation ratios issued from 2002–2006 satellite record and the M07 SMB values. Polarisation ratio is expressed as P minus component P_0; this last component of polarization being issued from reflection at the air-snow interface as thermal emission leaves the snow. Observed SMB data located in *P*ercolation *F*acies areas are reported. Cumulative melting days are calculated on the basis of 6.9 GHz microwave penetration depth (d_p) of 10 m in snow pack.

3.2 Snow melting areas and microwave signature

The presence of liquid water in snow induces a large increase of the emissivity and radical shortening of the penetration depth (Rott and Sturm, 1991) with respect to dry snow. This singular signature makes surface melting easily detectable by passive microwave remote sensing. Using 19 GHz horizontally polarised brightness temperature acquired by the SMMR (1979–1988) and SSM/I (1988–onward) microwave radiometers, melt events are mapped every day (or every other day for SMMR) in Antarctica at about 50 km effective resolution (Torinesi et al., 2003; Picard and Fily, 2006). It is worth noting at this point that

- The dataset of melt events is independent of the microwave observations used by A06 to produce the SMB map. Different microwave frequencies and time periods are used (events detection uses daily data while the polarization ratio is based on many years average).
- The technique does not provide information about the amount of melted water during the event nor about the processes that occurs during and after the melt event (percolation, refreezing and so on) (but an improved method has been proposed recently for the Greenland Ice Sheet – Winebrenner et al., 2001). It is difficult to assess what happens during refreezing and whether a dense or ice layer is formed. As a consequence, the number of melt events is only a rough proxy for the number of ice layers.

The number of ice layers that could affect the polarisation ratio at 6.9 Ghz depends on the number of melt events that have occurred in the past, the microwave penetration depth and the accumulation which governs burial of ice layers. At 6.9 GHz, observed brightness temperature results from the emission in the upper tens of meters (Surdyk, 1995; Surdyk, 2002). Penetration depth at 5.3 GHz is also estimated of the order of tens of meters in dry polar firn (Partington, 1998; Bingham and Drinkwater, 2000). Depending on the annual SMB, dense layers in the first tens of meters have formed a few years up to decades ago. To estimate the number of melt layers in the 10 first meters, we computed the total number of melting days during the period required for accumulating such quantities of snow. A mean snow density of 500 kg m^{-3} is assumed.

M07 SMB data issued from areas submitted to melting events from 1979 to 2006 are presented in Figs. 3 and 4 as grey squares (1–10 melting days) and black circles (more than 10 melting days). Figure 3 shows that a large number of the observed SMB which do not match well with A06-100's SMB comes from regions affected by surface melting. Points

from the wet-zone are clearly divided in two groups depending on the number of melting days (Fig. 3). The horizontal alignment for each group shows the absence of relationship between A06-100 SMB and the field observations. This results in a larger RMS difference (51% instead of 34% with all data, Table 2, column 4). The RMS difference is even larger (56%) if only points affected by more than 10 melting days are considered.

4 Discussion

From Table 2 it is clear that excluding SMB data from melt zones clearly improves the fit between A06 map and the observations with RMS relative difference of 28% instead of 35%. We further investigate here the physical origin of this result. The polarisation ratio is sensitive to the number of layers and density contrast between these layers. Large polarisation ratio corresponds to strong stratification. Any change of density in the snowpack as well as the top air-snow interface are seen by microwaves as a change in refractive index. At observation angles around 50°–53° close to the Brewster angle, every interface preferentially transmits vertically polarized waves and, equivalently, preferentially reflects horizontally polarized waves (West et al., 1996). The microwaves emitted by thermal agitation in the deep layers of the snow pack must cross many interfaces before escaping from the snow pack and reaching the satellite. Since the transmission at each interface is larger for the vertically-polarized wave, the brightness temperature at vertical polarisation is larger than the horizontally one, and the difference between both polarisations increases with the number of layers and density contrast. The polarisation ratio $P-P_0$ is then proportional to the layer number within the snow-pack, where P_0=0.035 is the polarisation ratio due to the air-snow interface (Arthern et al., 2006):

$$P = \frac{T_B(V) - T_B(H)}{T_B(V) + T_B(H)} \quad (2)$$

The link between number of layers and accumulation is less clear. Winebrenner et al., 2001 related the variation in polarisation ratios (modelling and in situ observations) to the accumulation occurring at different observation points in Greenland dry snow region. They showed a strong link between random firn density contrast variations and the SMB. Arthern et al., 2006 extended this approach by accounting for a temperature dependence on the stratification kinetic in Antarctica (layers form slower at lower temperature). Further investigations are needed to understand the link between accumulation and stratification but from a pragmatic point of view, a clear relationship exists and allows accurate SMB estimation in dry zones.

In the melt areas, the polarisation ratio is not so clearly related to the accumulation. Figure 4 shows $Ln(P-P_0)$ as a function of Ln(M07 SMB). Similarly to A06, brightness temperature (T_b) at 6.9 Ghz acquired by the Advanced Microwave Scanning Radiometer (ASMR-E) on Aqua satellite (Cavalieri, 2004) are averaged between 2002 and 2006 and used to estimate the polarisation ratio $P-P_0$. The overall correlation is significantly different from zero at the 99% level (n=278; R=0.708; p<0.01). However, distinguishing points between dry and melt zones shows a) that most of the points located in melt zones are characterized by higher polarisation ratio than those with similar SMB in the dry zones and b) there is no clear dependence between the SMB values in melt zones and the polarisation ratio. The SMB thus cannot be directly correlated to the polarisation ratio. By eliminating points affected by melting, the relationship between polarisation ratio and SMB is stronger (n=227; R=0,850; p<0.01).

Using the Microwave Emission Model of Layered Snow packs (Wiesmann and Mätzler, 1999), we have simulated the polarisation ratio $P-P_o$ for a variety of structured snow packs. We found that a snow pack composed of snow layers (fine grain, density 400 kg m^{-3}) interleaved with 3-cm thick ice layers (density 700 kg m^{-3}) regularly spaced every 2 m has a polarisation ratio of $Ln(P-P_o)$=–2.0, the upper bound of those observed in Fig. 4 for the pixels in the melt areas. A single melt event every 2 years is sufficient for creating such a structure assuming 1-m annual accumulation. More ice layers or weaker accumulation would lead to larger polarisation ratio. These results show that even infrequent melt events result in polarisation ratios larger than the typical range of polarisation used to retrieve SMB. It means that even infrequent melting disrupts significantly the relationship between $P-P_o$ and SMB.

To build the background field model capturing the spatial variability in SMB, A06 used 46 observations that are located in areas affected by melting (in the sector 90–180° East where melting is relatively infrequent). The results presented in this paper strongly suggest the background model is inaccurate in the melt areas even if the background model also uses other information (i.e. thermal infrared). How this inaccuracy translates into the A06 map is difficult to quantify as the SMB measurements are the primary source of information to build the map and the background model is only used for the interpolation. However, the main effect seems to be an under-estimation of the SMB in the melt areas. This may be explained by the fact that ice layers tend to increase the polarisation ratio and thus to decrease the SMB estimation. Van de Berg et al. (2004) also noticed that in the coastal regions, Vaughan et al. (1999)'s microwave based map is under-estimated with respect to SMB predicted by a calibrated regional climate model. However, this is only partially supported in Fig. 3 which shows that not all the points affected by surface melting are below the 1:1 line. In any cases, we recommend polarisation ratios should not be used in melt areas to infer the SMB.

5 Conclusions

Comparing the recent A06's Antarctic SMB map with quality-controlled in-situ observations in the 90°–180° East Antarctic sector (Magand et al., 2007), we show that, in spite of a fair overall agreement on the plateau, there is a poor agreement in the coastal regions affected by surface melting, even infrequent. The disagreement in melt areas is a consequence of the fact that melt-refreeze layers affect the microwave emissivity in horizontal polarisation more strongly than accumulation does. In some other places, the polarisation ratio may even be unrelated to the SMB. This includes the blue ice area (Bintaja, 1999; Winther et al., 2001) where no snowpack layering is present, and the megadune areas. The morphology of megadunes is complex (Frezzotti et al., 2002) but the snowpack seems to be weakly structured as revealed by the lower polarisation ratio (around 0.05 in the megadune field South of Dome C) than in the surrounding (around 0.07) or on the ice divide (around 0.09). Since a low polarisation ratio is interpreted as an high accumulation, it is not surprising that A06 map shows larger accumulation in the megadune field South of Dome C than around although the accumulation is probably lower there (Courville et al., 2007). Further statistical analysis is however difficult given the lack of in situ SMB measurements in these areas.

Surface melting in the 90–180° E sector in East Antarctica observed by microwave radiometers (Picard and Fily, 2006) represents more than $0.6\times10^6\,km^2$ i.e. approximately 14% of the sector ($\sim4.4\times10^6\,km^2$). Because the mean SMB is comparatively higher in the coastal zones, the mean SMB in the melt areas is ∼24% of total SMB in the sector. Extrapolating to the whole of Antarctica, melt areas represent ∼25% of the total surface and about 42% of the total SMB. Areas affected by surface melting are then far from negligible in terms of surface area and even less so in terms of accumulation volume. Thus, while A06 provides the latest and most up-to-date evaluation of the spatial distribution of SMB over Antarctica, along with an original and useful evaluation of errors, it is expected that not using microwave observations in melt areas for building the background model could further increase the accuracy of the map.

Acknowledgements. In Wilkes and Victoria Land sectors, most of observed Surface Mass Balance data were obtained from recent research carried out in the framework of the Italian PNRA in collaboration with ENEA Roma, and supported by the French Polar Institute (IPEV). The authors are grateful to all colleagues who participated in field work and sampling operations and those whose comments and editing helped to improve the manuscript.

Edited by: M. Van den Broeke

References

Arthern, R. J., Winebrenner, D. P., and Vaughan, D. G.: Antarctic snow accumulation mapped using polarisation of 4.3cm wavelength microwave emission, J. Geophys. Res., 111, D06107, doi:10.1029/2004JD005667, 2006.

Bingham, A. W. and Drinkwater, M.: Recent changes in the microwave scattering properties of the Antarctic ice sheet, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 38, 1810–1820, 2000.

Cavalieri, D. and Comiso, J.: AMSR-E/Aqua daily L3 25 km Tb, sea ice temperature and sea ice conc, polar grids V001, January to December 2003., Natl. Snow and Ice Data Cent., Boulder, Colorado, 2004.

Drinkwater, M. R., Long, D. G., and Bingham, A. W.: Greenland snow accumulation estimates from satellite radar scatterometer data, J. Geophys. Res., 106(D24), 33 935–33 950, 2001.

Forster, R., Jezek, K. C., Bolzan, J., Baumgartner, F., and Gogineni, P.: Relationships between radar backscatter and accumulation rates on the Greenland ice sheet, Int. J. Remote Sens., 20, 3131–3147, 1999.

Genthon, C. and Krinner, G.: Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models, J. Geophys. Res., 106, 20 653–20 664, 2001.

Goodwin, I. D.: Ice sheet topography and surface characteristics in Eastern Wilkes Land, East Antarctica, ANARE Research Notes, 64, 100 pp., 1988.

Goodwin, I. D.: Snow accumulation variability from seasonal surface observations and firn-core stratigraphy, Eastern Wilkes Land, Antarctica, J. Glaciol., 37, 383–387, 1991.

Goodwin, I. D., De Angelis, M., Pook, M., and Young, N. W.: Snow accumulation variability in Wilkes Land, East Antarctica, and the relationship to atmospheric ridging in the 130°–170° E region since 1930, J. Geophys. Res., 108, 4673–4689, 2003.

Magand, O., Genthon, C., Fily, M., Krinner, G., Picard, G., Frezzotti, M., and Ekaykin, A. A.: An up-to-date quality-controlled surface mass balance data set for the 90°–180° E Antarctica sector and 1950–2005 period, J. Geophys. Res., 112, D12106, doi:10.1029/2006JD007691, 2007.

Munk, J., Jezek, K. C., Forster, R., and Gogineni, P.: An accumulation map for the Greenland dry-snow facies derived from spaceborne radar, J. Geophys. Res., 108(D09), 4280, doi:10.1029/2002JD002481, ACL 8 1–12, 2003.

Partington, K. C.: Discrimination of glacier facies using multitemporal SAR data, J. Glaciol., 44, 42–53, 1998.

Picard, G. and Fily, M.: Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers: Correcting 26-year time series from changes in acquisition hours, Remote Sens. Environ., 104, 325–336, doi:10.1016/j.rse.2006.05.010, 2006.

Rott, H. and Sturm, K.: Microwave signature measurements of Antarctic and Alpine snow, In 11th EARSeL symposium, Graz, Austria, 140–151, 1991.

Surdyk, S.: Using microwave brightness temperature to detect short-term surface air temperature changes in Antarctica: An analytical approach, Remote Sens. Environ., 80, 256–271, 2002.

Surdyk, S. and Fily, M.: Results of a stratified snow emissivity model based on the wave approach: Application to the Antarctic ice sheet, J. Geophys. Res., 100, 8837–8848, 1995.

Torinesi, O., Fily, M., and Genthon, C.: Variability and trends of summer melt period of Antarctic ice margins since 1980 from

microwave sensors., J. Clim., 16, 1047–1060, 2003.

Van de Berg, W. J., Van den Broeke, M. R., Reijmer, C. H., and Van Meijgaard, E.: Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model, J. Geophys. Res., 111, D11104, doi:10.1029/2005JD006495, 2006.

Van den Broeke, M., Jan Van de Berg, W., Van Meijgaard, E., and Reijmer, C.: Identification of Antarctic ablation areas using a regional atmospheric climate model, J. Geophys. Res., 111, D18110, doi:10.1029/2006JD007127, 2006.

Vaughan, D. V., Bamber, J. L., Giovinetto, M., Russell, J., and Cooper, A. P. R.: Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica, J. Clim., 12, 933–946, 1999.

West, R. D., Winebrenner, D. P., Tsang, L., and Rott, H.: Microwave emission from density-stratified Antarctic firn at 6cm wavelength, Journal of Glaciology, 42, 63–76, 1996.

Wiesmann, A. and Mätzler, C.: Microwave Emission Model of Layered Snowpacks, Remote Sens. Environ., 70(3), 308–316, 1999.

Winebrenner, D. P., Arthern, R. J., and Shuman, C. A.: Mapping Greenland accumulation rates using observations of thermal emission at 4.5 cm wavelength, J. Geophys. Res., 106, 33 919–33 934, 2001.

4.3.3 Travaux complémentaires dans les régions avec forte interaction atmosphère-neige

Comme évoqué en préambule de l'article III, outre l'action des dépôts saisonniers et annuels de neige et l'impact potentiel du processus couplé de fonte/regel, de forts contrastes de densité dans le manteau neigeux peuvent également résulter de la formation de fines pellicules de glace (recristallisation des grains de neige) associées à l'action éolienne (*wind glazed surfaces* ou glacis) notamment dans les zones de mégadunes et les secteurs caractérisés par des signatures spectrales atypiques (Fahnestock and others, 2000; Frezzotti and others, 2002b; Frezzotti and others, 2004; Anschutz and others, 2006). En raison du peu de données filtrées de BMS de terrain (M07) dont nous disposons dans les zones de mégadunes et de signatures spectrales atypiques (cf. paragraphes ci-dessous), je n'ai pas traité ces régions dans le cadre de l'article III. Toutefois, lors de la préparation et rédaction de cet article, des investigations préliminaires ont été menées dans ces secteurs et bien que les études doivent être poursuivies, je propose ci-dessous quelques exemples de ces travaux et notamment les relations entre les propriétés diélectriques du manteau neigeux dans ces régions et le BMS.

La figure 4.3 représente la carte de dépolarisation $P\text{-}P_0$[5] pour les micro-ondes de fréquence 6.9 GHz (4.3 cm), telle qu'utilisée par (Arthern and others, 2006) pour la construction de leur carte de BMS. Les localisations des points de mesure de BMS compilées dans S1 et M07, ainsi que les zones de mégadunes telles que définies par (Fahnestock and others, 2000) et (Frezzotti and others, 2002c) (utilisation des données satellitales AVHRR) sont représentées. Les couleurs sombres correspondent aux valeurs de faible dépolarisation, synonymes de fortes valeurs de BMS (peu de stratifications internes potentielles) selon les hypothèses de (Arthern and others, 2006), et les couleurs claires, à l'inverse, représentent des valeurs de forte dépolarisation, donc, de faibles valeurs de BMS (nombreuses stratifications internes potentielles). En dehors des zones de plates-formes de glace flottante, la carte montre clairement un passage de couleur sombre à claire entre les zones côtières et l'intérieur des terres, ce qui va dans le sens d'une diminution des valeurs de BMS au fur et à mesure que nous nous éloignons du pourtour côtier et que le continent s'élève. Toutefois, nous pouvons constater qu'une fois que le plateau Antarctique est atteint, la dépolarisation diminue de nouveau au fur et à mesure que nous nous rapprochons du centre du continent, ce qui va dans le sens, si nous considérons les hypothèses de (Arthern and others, 2006), d'une ré-augmentation potentielle de la valeur de BMS. Or, les secteurs pour lesquels la valeur de la dépolarisation diminue de nouveau sur le plateau concorde relativement bien avec les secteurs de mégadunes. Ces secteurs, décrits notamment

[5] Rappel: Le rapport est égal à : $P=\frac{T_B(V)-T_B(H)}{T_B(V)+T_B(H)}$ (cf. sous-section 4, article III) et $P_0 = 0.035$, tel que défini par Arthern and others (2006).

d'après les études terrains réalisées par l'Italie et la France lors des campagnes ITASE (Frezzotti and others, 2002c), sont caractérisés par de faibles valeurs de BMS, voire des hiatus dans l'accumulation, par rapport aux secteurs géographiques adjacents où les champs de mégadunes ne sont pas observés.

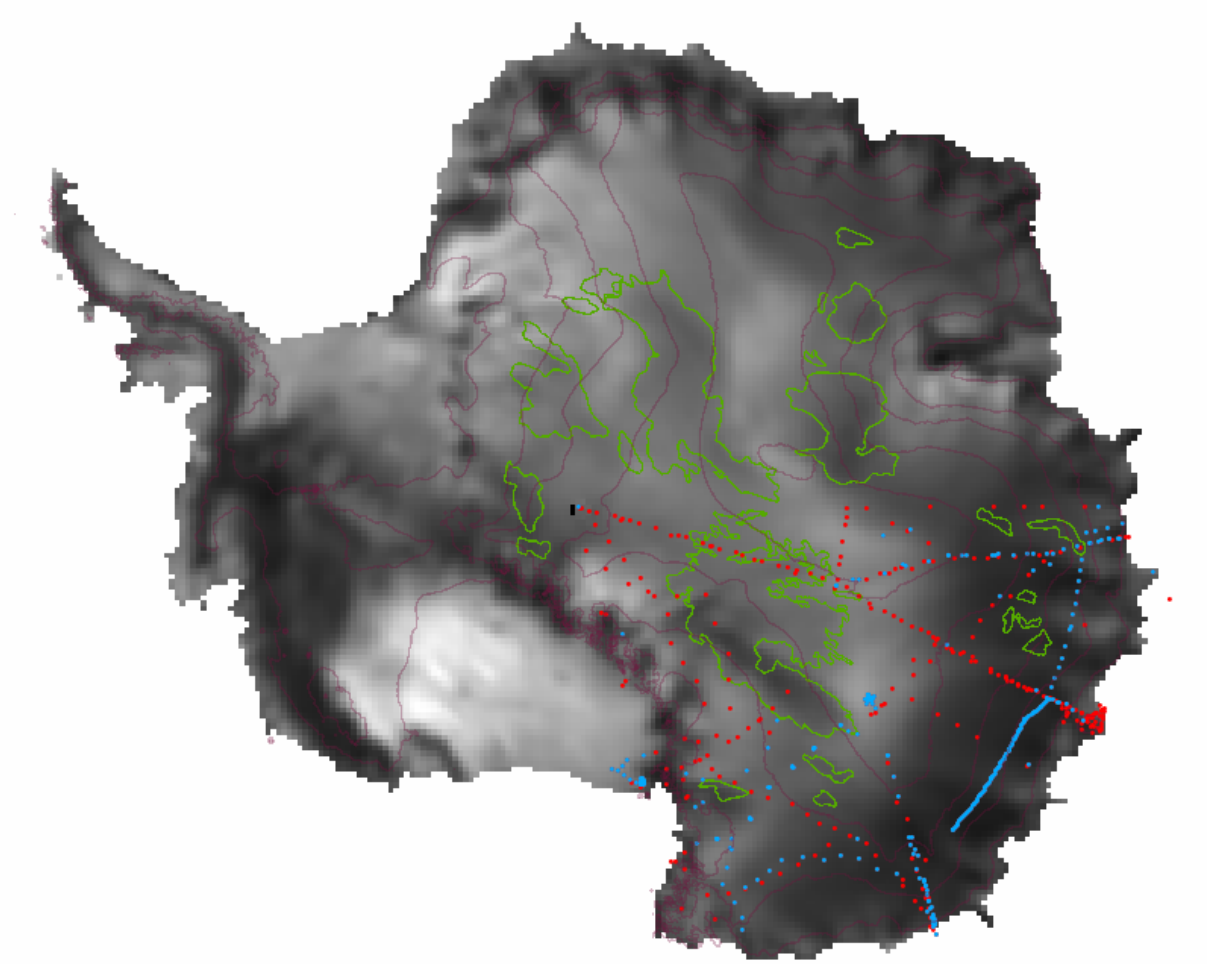


Figure 4.3: Carte de dépolarisation ($P\text{-}P_0$), telle que décrit dans les travaux de (Arthern and others, 2006), pour les micro-ondes de fréquence 6.9 GHz (4.3 cm), et réalisée par G. Picard (com. pers.) (cf. définitions du rapport de polarisation et de la valeur de P_0 dans la sous-section 4.3.1 et article III). L'altitude est représentée tous les 500 m (traits mauve). Les zones de mégadunes correspondent aux superficies limitées par les traits verts. Les localisations des points de mesure de BMS sur le terrain, compilés dans S1 et M07, sont respectivement représentées par les points de couleur rouge et bleue. Les données sont extraites du radiomètre ASMR-E (satellite Aqua) pour la période 2002-2007.

Les mégadunes, générées par une très forte interaction entre des vents forts et persistants et la surface du manteau neigeux, montrent une face caractérisée par la présence de sastrugi liés à un processus de redistribution des dépôts de neige, et une face, ainsi que le creux des dunes (appelé également interdune ou zone de transition), présentant une surface érodée avec de fines couches de glacis (figure 4.4) (Fahnestock and others, 2000; Frezzotti and Flora, 2002a; Frezzotti and others, 2002b; Frezzotti and others, 2002c).

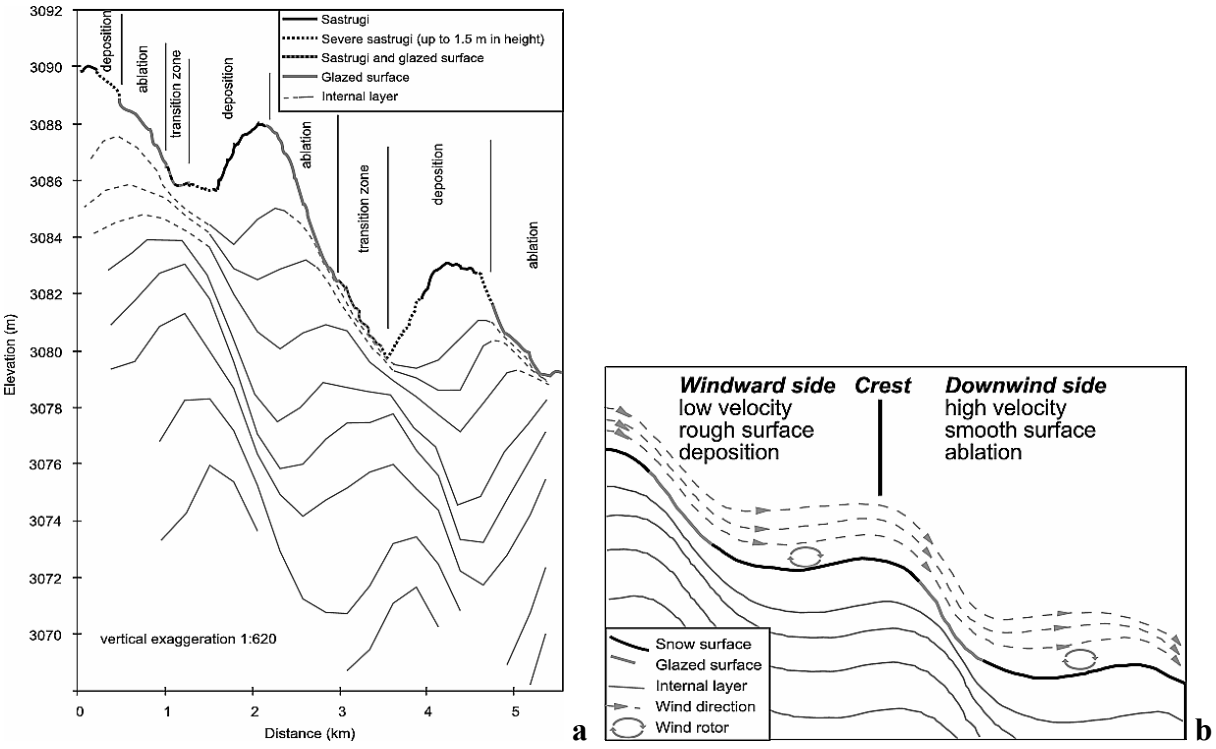


Figure 4.4: Représentations schématiques des mégadunes extraites des travaux de (Frezzotti and others, 2002c). **(a)** Schéma représentant les dimensions typiques (longueur 2-5 km ; hauteur 2-4 m) d'une mégadune, ainsi que les structures morphologiques observées sur les faces et dans la zone de transition, à savoir la présence de sastrugi et de couches de glacis (*glazed surfaces*). La figure montre également la position de paléo-mégadunes dans le manteau neigeux, et par-là même indique le sens de déplacement de ces structures, à savoir, une propagation à l'opposé de la direction du vent. **(b)** Figure présentant à la fois la direction de propagation du vent, son action sur la surface du manteau neigeux (formation de sastrugi par redistribution de la neige, et couches de glacis par érosion/ablation) en fonction de son intensité, et également le sens de déplacement des mégadunes.

Les couches de glacis observées sur les mégadunes sont des micro-structures de glace de faible épaisseur (0.1 à 2 mm), dont l'origine est liée à l'action permanente du vent à la surface (Goodwin, 1990). Les couches de glacis sont associées à un processus érosif permanent (ablation) et constituent donc un faciès de surface représentatif d'un hiatus dans l'accumulation. Les études, directement sur le terrain, de ces structures ont montré la présence de couches de givre de profondeur et de fines pellicules de glace sous la couche de glacis de surface, sur des épaisseurs de l'ordre de 2-3 mètres, avec des tailles de grains de neige largement supérieures au millimètre (Watanabe, 1978; Frezzotti and others, 2002b; Gay and others, 2002). La sublimation, induite par l'absorption de l'énergie solaire par la couche de glacis de surface en raison d'un faible albédo et couplée à un transport vertical vers la sub-surface de la vapeur d'eau générée par réchauffement dans les 2-3 premiers mètres du manteau neigeux, est responsable du processus de recristallisation des grains de neige initialement déposés et en conséquence, de la formation de gros grains et/ou d'agglomérats de

grains (Gow, 1965c; Fujii and Kusunoki, 1982; Proposito and others, 2002). A contrario, les grains de neige étudiés dans les structures de sastrugi sur les faces des mégadunes caractérisées par une forte accumulation de neige par redistribution de dépôts initiaux, sont de tailles plus réduites et ne montrent pas le même métamorphisme (Gay and others, 2002; Frezzotti and others, 2002b). Il résulte de ces observations, et notamment des rares valeurs de BMS de terrain dont je dispose dans ces secteurs, que les accumulations nettes annuelles dans ces secteurs représentent de 25 à 120% des valeurs de BMS dans les secteurs géographiques directement adjacents où les champs de mégadunes ne sont plus observés (Frezzotti and others, 2002c). De même, entre 1964 et 1968, (Picciotto and others, 1971) ont également constaté entre la région de la Terre de Maud et le Pôle Sud, que les champs de mégadunes observés étaient caractérisés par de très faibles valeurs de BMS, de moitié inférieures aux régions de même latitude mais exemptes de la présence des dunes. Ces constats semblent donc ne pas s'accorder avec les hypothèses émises par (Arthern and others, 2006) au niveau de l'interprétation des valeurs de dépolarisation, à savoir, une prépondérance de l'action des dépôts saisonniers (annuels) dans la stratification interne. Ces résultats, bien qu'ils soient préliminaires, sembleraient plutôt indiquer une action prépondérante des paramètres vent et action des radiations solaires, dans la création de strates internes, induisant de faible dépolarisation. Il est donc fort probable que le rapport de polarisation *P* ne soit pas lié au BMS local dans les zones de mégadunes et que, en conséquence, la méthode appliquée par (Arthern and others, 2006) soit mise en défaut dans ces secteurs.

D'autres secteurs sont caractérisés par des signatures spectrales atypiques. La signature spectrale typique d'un manteau neigeux pérenne restant gelé tout au long de l'année est une décroissance de l'émissivité avec l'augmentation de la fréquence micro-onde considérée (typiquement, e [19 GHz] > e [37 GHz], ou e [37 GHz] > e [85 GHz]). La faible émissivité d'une zone recouverte de neige est généralement expliquée par l'action des processus de diffusion/absorption des grains de neige qui empêchent l'énergie émise (en haute fréquence) dans les basses couches du manteau neigeux de s'échapper de ce dernier. Etant donné que les processus de diffusion/absorption croissent avec la fréquence, l'émissivité est censée décroître avec la fréquence pour un manteau neigeux et un volume de diffusion considérés. Les secteurs dans lesquels est observé le phénomène inverse sont appelés les régions de spectres atypiques, tels que décrits par (Grody and Basist, 1997) et (Rosenfeld and Grody, 2000). Ces auteurs ont notamment montré qu'un manteau neigeux typique, caractérisé par une augmentation de la taille des grains avec la profondeur, ne pouvait pas expliquer une telle inversion de la signature spectrale, et que seul un manteau neigeux caractérisé par une couche de neige compacte à la surface (type couches de glace), recouvrant une (ou plusieurs) couche(s) de neige présentant de gros grains (> 1 mm), était susceptible, via des modèles, de reproduire les valeurs inversées de signature spectrale. Dans le cadre de notre étude (résultats non montrés dans l'article III), nous avons regardé l'évolution de la signature (e [37 GHz] - e [19 GHz], notée également e_{37}-e_{19}) sur l'ensemble du secteur Antarctique, et plus particulièrement la région 90-180° Est, et constaté que les secteurs dans

lesquels la signature spectrale s'avère être inversée ($e_{37} > e_{319}$) ne sont pas rares en Antarctique de l'Est (figure 4.5), mais également sur les pourtours côtiers. Les régions dans lesquelles la signature spectrale est inversée sont représentées en jaune et orange, étant considéré que la couleur orange ($[e_{37} - e_{19}] > 0.04$) correspond à une signature plus atypique que les secteurs en jaune ($[e_{37} - e_{19}]$ compris entre 0.01 et 0.04).

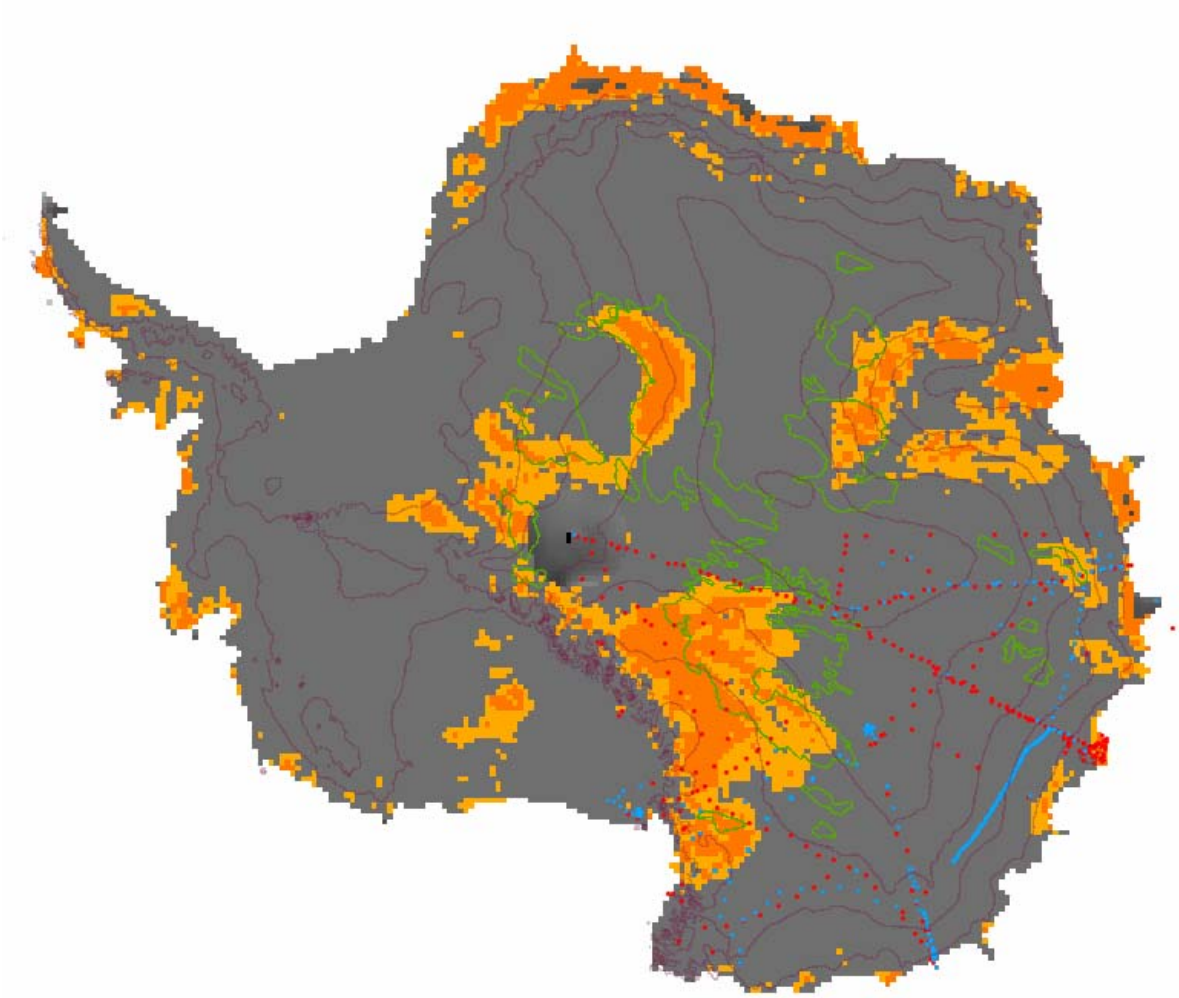


Figure 4.5: Carte de différence d'émissivité (e [37 GHz] - e [19 GHz]) réalisée par G. Picard (com. pers.). Les régions grisées représentent des secteurs caractérisés par une signature spectrale typique, soit une valeur $[e_{37} - e_{19}]$ négative. Les régions en jaune et orange correspondent à des secteurs dans lesquels la signature spectrale est atypique (cf. texte), soit des valeurs de différence $[e_{37} - e_{19}]$ positives. L'altitude est représentée tous les 500 m (traits mauve). Les zones de mégadunes correspondent aux superficies limitées par les traits verts. Les localisations des points de mesure de BMS sur le terrain, compilés dans S1 et M07, sont respectivement représentées par les points de couleur rouge et bleue. Les données sont extraites du radiomètre ASMR-E (satellite Aqua) pour la période 2002-2007.

Nous pouvons constater que les régions dans lesquelles la signature est inversée se superposent en partie aux secteurs de champs de dunes préalablement décrits, mais également avec les

secteurs dont certaines études montrent l'action prépondérante de processus de fonte/regel (Picard and others, 2007). Les secteurs de signatures spectrales atypiques sont en fait caractéristiques, par analogie avec les champs de dune, d'une forte interaction entre les vents et la surface du manteau neigeux au niveau du plateau Antarctique, mais également reflètent l'action des radiations solaires et des processus de fonte/regel au niveau côtier. Les zones montrant une signature spectrale atypique apparaissent comme le siège d'une stratification interne dans le manteau neigeux, et donc de rapports de polarisation *P* qui ne sont pas forcément le reflet de la succession de dépôts saisonniers ou annuels, et donc du BMS local.

J'ai cherché à comparer les quelques points de mesure de BMS de terrain disponibles dans les secteurs de mégadunes et/ou de signatures spectrales atypiques avec les données interpolées de BMS issues de la carte de (Arthern and others, 2006). Sur l'ensemble des données de BMS de terrain « sauvegardées » dans la compilation M07, seuls 20 points de mesure ont été collectés dans l'une ou l'autre de ces régions particulières d'un point de vue spectral. La figure 4.6 montre une absence de relation entre les valeurs de BMS extraites de la compilation M07 et les valeurs interpolées de BMS de la carte A06 correspondantes. Trois données de la compilation M07 montrent même des valeurs de BMS négatives alors que la carte interpolée donne des valeurs positives entre 100 à 150 kg m^{-2} an^{-1}.

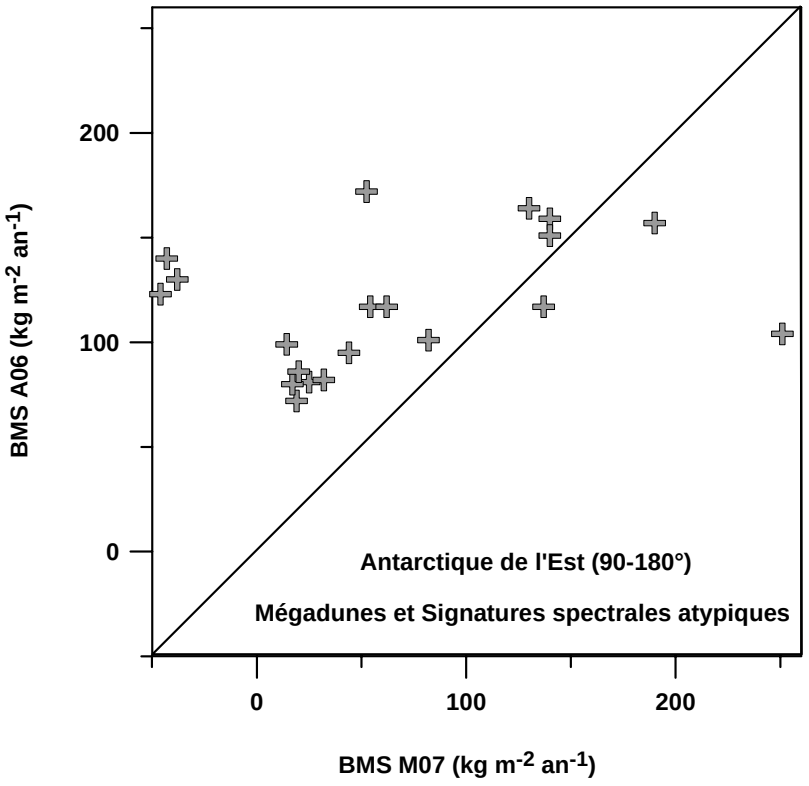


Figure 4.6: Comparaison entre les valeurs de BMS de terrain extraites de la compilation M07 et les valeurs interpolées de BMS correspondantes dans la carte de (Arthern and others, 2006) dans les champs de mégadunes et les secteurs caractérisés par une signature spectrale atypique.

Je suis conscient que les travaux présentés dans cette sous-section restent très préliminaires. Il est également délicat de tirer des conclusions hâtives sur des comparaisons entre des valeurs interpolées de BMS représentatives d'une superficie de 10^4 km^2, par rapport à des points de mesure dans des secteurs (notamment pour les mégadunes) ou la variabilité spatiale de l'accumulation reste extrêmement élevée selon les faces considérées des champs de dunes. Ceci dit, au vu des observations actuelles et des travaux réalisés par les auteurs précédemment cités, les zones de mégadunes et les secteurs (concordants ou pas avec les champs de dunes) caractérisés par des signatures spectrales atypiques constituent des structures de surface pour lesquelles, à l'instar des secteurs soumis au processus de fonte/regel, le rapport de polarisation micro-onde semble difficilement applicable pour l'étude et la représentativité du BMS. Autrement dit, la carte interpolée de BMS de (Arthern and others, 2006) ne me semble pas adaptée pour décrire le BMS dans ces secteurs particuliers du continent Antarctique (cf. conclusion de l'article III), dans lesquels les stratifications internes reflètent moins des successions de dépôts de neige saisonniers ou annuels que l'action conjuguée du vent et de la sublimation. Or, par analogie avec les secteurs caractérisés par l'action des processus de fonte/regel sur le pourtour Antarctique, ce constat me semble d'importance dans le sens ou les champs de mégadunes et les zones de signature spectrale atypique représentent une superficie d'au moins 500000 km^2 (> 3.5% de la superficie du continent Antarctique), ce qui est loin d'être négligeable.

4.4 Présentation de l'article IV

4.4.1 Résumé succinct de la problématique et principaux résultats

Les pertes nettes de masse du continent Antarctique au cours des dernières décennies ont été évaluées, en équivalent d'élévation du niveau marin, à +0.14±0.41 mm an^{-1} pour la période 1961-2003, à +0.21±0.35 mm an^{-1} et +0.20±0.32 mm an^{-1} pour des périodes plus récentes, respectivement 1993-2003 et 1992-2006 (cf. chapitre 1). Ces estimations, variables selon les outils de détermination utilisés, restent bien modestes en terme de contribution (< 8%) par rapport aux estimations globales de montée du niveau marin sur les mêmes périodes, soit +1.80±0.50 et +3.10±0.70 mm an^{-1} respectivement pour 1961-2003 et 1993-2003. Toutefois, il faut souligner, tout en étant conscient des incertitudes existantes, l'augmentation de près de 50% des pertes de masse du continent Antarctique, et donc de la contribution de ce dernier à l'évolution du niveau marin au cours de la dernière décennie par rapport aux 50 dernières années, et ce, notamment par le biais de l'accélération récente de la dynamique glaciaire sur le pourtour côtier (cf. chapitre 1). Dans le contexte actuel du changement climatique, ce constat entraîne actuellement de nombreuses questions et met au défi les scientifiques pour l'établissement de projections sur l'évolution future de la dynamique glaciaire Antarctique, notamment au cours du XXI^{ème} siècle : les vitesses d'écoulement observées au niveau des glaciers et fleuves de glace vont-elles se maintenir ? Diminuer ? Augmenter ? De même, en parallèle de la problématique d'évolution de la dynamique des glaciers, se pose actuellement la question du changement (ou pas ? et à quelle vitesse ?) du BMS du continent Antarctique, directement influencé par les changements climatiques, et plus précisément, par les modifications potentiellement engendrées par ces changements sur l'ensemble des termes et paramètres permettant son estimation (précipitations, sublimation…) (cf. chapitre 1).

Dans les chapitres 3 et 4, j'ai traité respectivement de la difficulté et des précautions à prendre dans la validation des modèles climatiques au temps présent par le biais de données de BMS de terrain de qualité, et également, de la (possible ?) difficulté des modèles climatiques actuels à paramétrer les modes de précipitations sur le plateau Antarctique, même si sur ce plan-là, les travaux présentés semblent montrer que la différence entre les valeurs de BMS simulées par les modèles climatiques et les valeurs de données de BMS de terrain n'est peut-être pas si importante que considérée ces dernières années. De même, la communauté scientifique est consciente (cf. recommandation n°4 dans ISMASS, 2004) que la capacité prédictive actuelle des modèles d'écoulement dans la représentation de l'hydrologie basale, d'une topographie basale détaillée, ou bien de la dynamique détaillée des glaciers, reste encore limitée, même si de nombreux travaux sont actuellement en cours, ne serait-ce que pour répondre aux fortes sollicitations actuelles au regard de l'évolution climatique. Ceci dit, même si les nombreux et différents modèles permettant l'étude de la dynamique glaciaire ou du BMS Antarctique en fonction des évolutions des paramètres climatiques ne sont pas « parfaits », et

nécessitent encore d'importants ajustements et corrections, ils restent les seuls outils dotés d'une capacité prédictive permettant d'appréhender l'évolution future des différentes composantes (BMS, dynamique glaciaire…) du continent Antarctique et de son impact potentiel sur l'évolution du niveau marin. Cette capacité, et l'importance qu'elle revêt pour des questions d'ordre écologique, économique et sociétal, explique l'intérêt croissant que portent les organisations comme le GIEC (Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat ou IPCC – *Intergovernmental Panel on Climate Change*) à entreprendre d'importantes actions d'évaluation, de comparaison et d'étude des modèles climatiques actuels soumis à des perturbations d'origine naturelle (activité solaire, éruptions volcaniques…) ou anthropiques (émissions de gaz à effets de serre, d'aérosols…) (Meehl and others, 2005). Des équipes de modélisation ont donc dû réaliser un certain nombre de simulations selon des protocoles précis, et les données de ces simulations ont été écrites dans des formats standard afin d'encourager au maximum les analyses croisées entre les modèles. Pour la première fois, entre 2004 et 2006, un grand nombre de résultats de modèles de simulations du climat présent et des changements climatiques futurs ont été mis à la disposition de toute la communauté scientifique, et ce, pour un grand nombre de modèles climatiques (une vingtaine environ). Dans ce cadre, plusieurs groupes de travail ont notamment réalisé de nombreuses simulations en vue d'évaluer l'impact potentiel des nappes antarctiques (et groenlandaises) sur le niveau marin dans les décennies à venir, et notamment à l'horizon 2100. Ces résultats ont servi de support à la rédaction d'une partie du 4ème rapport du GIEC (cf. chapitre 10 du document – *Global Climate Projections*), paru en 2007.

Deux modèles climatiques français, celui du Centre National de Recherches Météorologiques (noté CNRM-CM3) et celui de l'Institut Pierre Simon Laplace (noté IPSL-CM4), ont participé à cet exercice. C'est dans ce contexte que la composante atmosphérique (nommée LMDZ-4) du modèle climatique de l'IPSL, spécifiquement développée pour les études du climat terrestre, a été utilisée pour simuler les évolutions futures du BMS Antarctique à l'horizon 2100, et ainsi évaluer l'impact futur potentiel des nappes glaciaires du continent Antarctique sur l'évolution du niveau marin. Le développement du modèle LMDZ-4 ne rentrant pas dans le cadre des thématiques de la présente thèse, je conseille la lecture des articles suivants aux personnes désireuses d'avoir des informations détaillées sur la physique, les paramétrisations du modèle ainsi que les détails sur les simulations réalisées dans le cadre du 4ème rapport du GIEC, hors zone polaire Antarctique : (Marti and others, 2005), (Dufresne and others, 2005), (Hourdin and others, 2006). Toutefois, il me semble nécessaire et primordial de fournir quelques informations essentielles sur le modèle LMDZ-4. Dans la version spécifiquement modifiée par (Krinner and others, 1997) pour l'étude du climat et BMS Antarctiques, le modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ-4 est constitué de 19 couches verticales et de 144 x 109 (longitude x latitude) points de grilles horizontaux. Les points de grille sont régulièrement espacés en longitude, mais pas en latitude. L'espacement entre les points de grille méridionaux est de 60 km au niveau du cercle polaire (~66° Sud). En raison de la convergence des méridiens, la distance zonale

entre les points de grille devient plus faible à l'approche du Pôle Sud (passage de l'espacement de 80 km au niveau du cercle polaire à environ 60 km vers 77°Sud). La capacité d'étirement des grilles du modèle LMDZ-4 pour augmenter la résolution, explique justement la réalisation de simulations du climat polaire à haute résolution, et ce, pour un coût numérique relativement faible (Krinner and Genthon, 1998; Krinner and others, 2004). Parmi les différents termes permettant une estimation directe du BMS Antarctique (cf. définitions dans le chapitre 1) et qui nous intéressent en premier lieu dans ce travail, le modèle LMDZ-4 simule les précipitations, les flux d'énergie turbulent et latent à la surface (sublimation, évaporation, givrage), ainsi que la fonte de la neige ou de la glace. La neige soufflée (ou transport par le vent), par contre, n'est pas simulée, et ce, malgré l'importance que peut revêtir ce processus notamment en zones côtières, mais pas seulement (cf. action du vent avec les champs de mégadunes – sous-section 4.3) (Bintaja and Reijmer, 2001; Gallée and others, 2001; Frezzotti and others, 2004; Gential, 2007). Comme la majorité des modèles actuels de circulation générale atmosphérique, le LMDZ-4 a été couplé avec des données de conditions limites océaniques de surface, et plus particulièrement, les données de la concentration de glace de mer et température océanique de surface, soit extraites de simulations (présentes et futures) du modèle couplé IPSL-CM4 (Dufresne and others, 2005; Marti and others, 2005), soit directement observées par satellite pour le temps présent. Dans ce dernier cas, les données de conditions océaniques de surface appliquées sont celles utilisées pour la réalisation de réanalyses (ERA40) par (Gibson and others, 1996).

Les différentes simulations du climat et du BMS Antarctique, d'une durée chacune de 21 années, qui ont été réalisées par G. Krinner, avec le LMDZ-4 modifié par rapport à sa version standard font l'objet de deux articles. Même si, dans cette partie introductive, j'évoque succinctement les principaux résultats extraits de ces deux articles, je ne présente dans la présente sous-section que l'article IV, dans lequel les simulations utilisent les données de conditions océaniques de surface (glace de mer, température…) extraites des sorties du modèle couplé IPSL-CM4 (Dufresne and others, 2005; Marti and others, 2005). Je tiens à noter que les résultats de cet article ne sont pas ceux qui apparaissent dans le dernier rapport final du GIEC (I.P.C.C., 2007), dans lequel les valeurs de BMS Antarctique simulées pour les deux périodes d'étude 1981-2000 et 2081-2100 (cf. paragraphe suivant) sont extraites du modèle couplé IPSL-CM4 dans sa version standard, c'est-à-dire avec une résolution de l'ordre de 300 km, bien différente de la résolution de sa composante atmosphérique LMDZ-4 modifiée par (Krinner and others, 1997). Le second article, dans lequel mon implication est plus limitée, est proposé au lecteur en annexe D étant donné son intérêt dans notre thématique d'étude.

Les simulations présentées avec détails dans l'article IV et VII, sont les suivantes :

Simulations S20 (article IV) et O20 (article VII) - La première simulation concerne la période 1981-2000 (notée S20), et représente le climat Antarctique récent (figure 4.7).

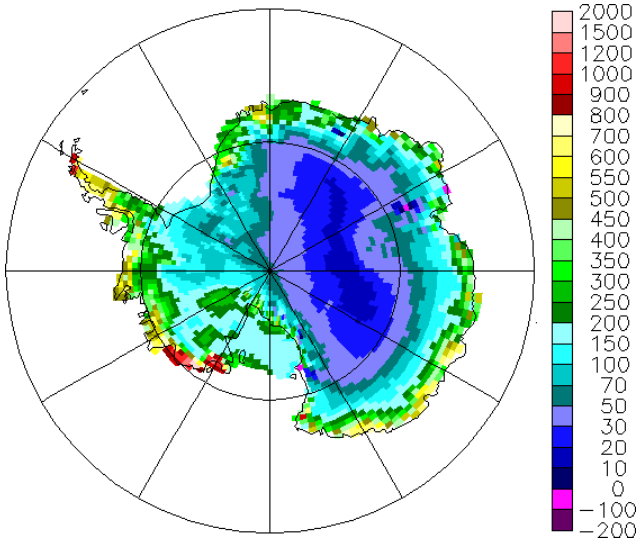


Figure 4.7: Résultats de la simulation S20 (1981-2000) du BMS Antarctique par le modèle LMDZ-4 (cf. figure 2 dans l'article IV).

L'objectif de cette première simulation est notamment d'observer le comportement cohérent (ou non) du modèle climatique atmosphérique LMDZ-4 pour la représentation de l'état du climat et notamment du BMS Antarctique actuels. Cette étape de vérification et de contrôle, qui constitue une des premières préoccupations de la modélisation, est la partie du projet dans laquelle je suis intervenu. Pour vérifier que la simulation S20 est cohérente avec l'état actuel du BMS Antarctique, les résultats de BMS simulés ont été comparés avec les données de BMS de terrain, extraites de la compilation M07[6], pour le secteur 90-180° Est, présentée dans l'article I (cf. chapitre 3). En tenant compte des recommandations établies par (ISMASS, 2004), stipulant la prise en compte de données de BMS de terrain dont la période d'observation est suffisamment longue afin de réduire les effets de variabilité spatiale à petite échelle et temporelle et augmenter le degré de représentativité du BMS local, j'ai sélectionné au sein de la compilation M07 des données filtrées de BMS pour lesquelles la période d'observation est au minimum d'une décennie (52% des données de M07). J'ai également élargi le champ géographique d'application du filtre de qualité sur des séries de données de BMS de terrain collectées dans d'autres secteurs du continent Antarctique (plateau Antarctique de l'Est entre 0 et 90°, Antarctique de l'Ouest…) (figure 4.8). Même si je n'ai pas appliqué le filtre de qualité sur l'ensemble des données de BMS de terrain connues et recensées sur le continent Antarctique (plus de 2000 données) (cf. perspectives dans le chapitre 5), ce premier élargissement, en plus de la compilation M07, nous a permis de comparer les sorties de la simulation S20 avec les données de BMS de terrain

[6] Rappel : M07 correspond à la compilation S2 de l'article I.

considérées comme fiables, limitant ainsi, au maximum, l'introduction de biais ou d'erreurs par les mesures de terrain (cf. article III).

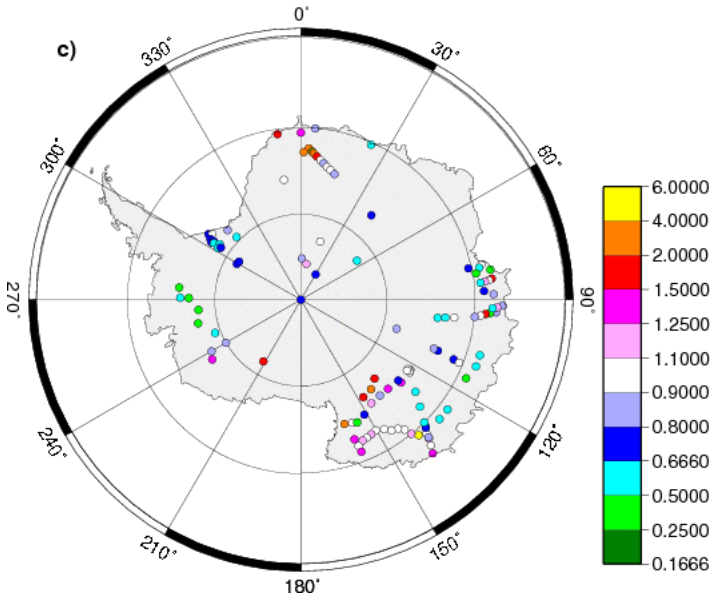


Figure 4.8: Rapport entre les valeurs de BMS de la simulation S20 (1981-2000) et les données de BMS de terrain issues de la compilation M07, mais également en provenance d'autres sites de mesure sur le continent Antarctique et pour lesquels le filtre de qualité a été appliqué (cf. figure 4a dans l'article IV).

Dans le cadre de l'article IV, mon implication est importante dans la rédaction de la section 3, qui traite spécifiquement de la simulation du BMS Antarctique à la fin du XX^{ème} siècle et des résultats de comparaison des données de BMS de terrain avec les valeurs simulées. Dans l'article VII, une seconde simulation a été réalisée sur la même période (simulation notée O20 – cf. annexe D), avec comme seule différence l'utilisation de données observées de couverture de glaces de mer et de températures océaniques de surface, en lieu et place des données simulées de ces mêmes paramètres par le modèle couplé IPSL-CM4 pour la simulation S20 (Marti and others, 2005). Par analogie avec S20, la simulation O20 a été comparée avec les mêmes données filtrées de BMS de terrain (cf. figure 5 dans l'article VII en annexe D).

Simulations S21 (article IV) et A21 (article VII) – La seconde simulation S21 propose un schéma d'évolution du climat et du BMS futur du continent Antarctique, pour la période 2081-2100. Pour cette simulation, le scénario socio-économique d'évolution des activités humaines SRES-A1B a été appliqué (I.P.C.C., 2007). Etabli dans le cadre des travaux du GIEC (Navicenovic and Swart, 2000) pour la période 2000-2100 pour estimer les émissions des principaux gaz à effets de serre influençant l'évolution du climat, ce scénario montre une continuité de croissance des concentrations en dioxyde de carbone (CO_2), du méthane (CH_4) et de l'oxyde nitreux (NO_2) principalement jusqu'en 2050, suivie d'une décroissance entre 2050 et 2100 (figure 4.9). Le scénario A1B fait partie de la famille des

scénarii A1 qui stipulent (a) une croissance très rapide de l'économie mondiale, (b) un pic démographique de la population mondiale au milieu du XXI^{ème} siècle, (c) et une introduction rapide, au cours de ce même siècle, de technologies nouvelles et plus efficaces (donc moins polluantes en termes de rejets et émissions de GES). Parmi les scénarii A1, le SRES-A1B est intermédiaire entre un monde utilisant intensivement l'énergie fossile (A2) et un monde utilisant des ressources énergétiques non fossiles (A1T).

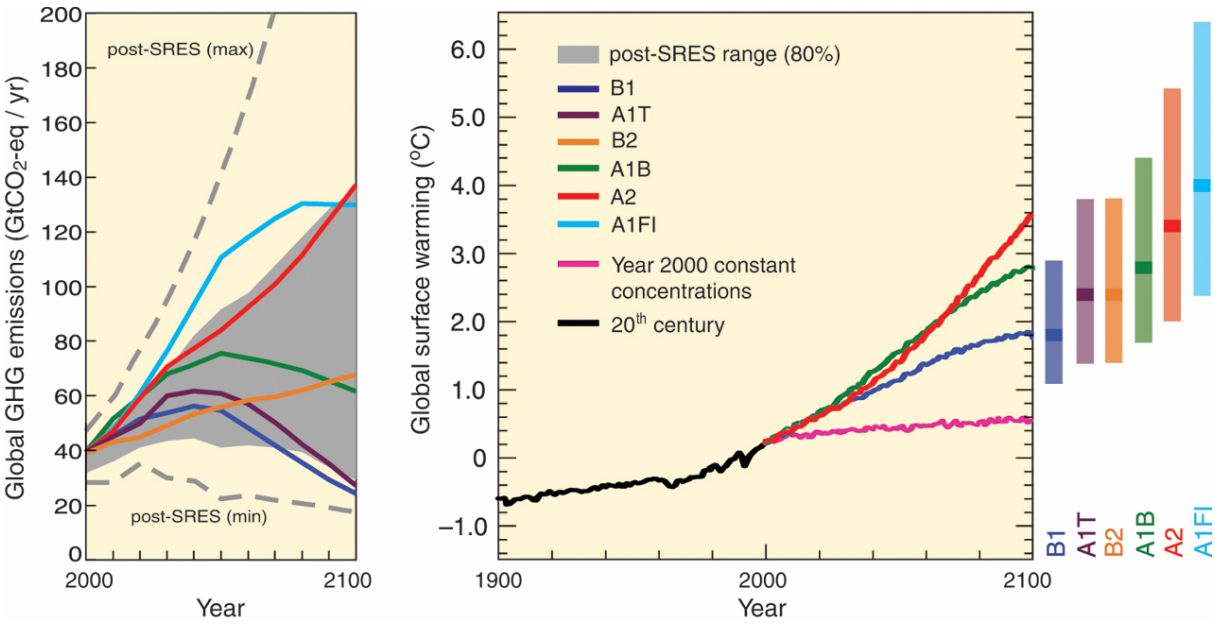


Figure 4.9: **(gauche)** Emissions globales de Gaz à Effets de Serre (GES) pour 6 scénarii SRES (traits pleins en couleur) définis par (Navicenovic and Swart, 2000) ainsi que de la gamme des émissions (80ème percentile - zone grisée) projetée par de récents scénarios post-SRES. Les traits pointillés montrent les valeurs minimales et maximales des émissions globales projetées par les scénarii post-SRES. Les émissions de GES comprennent le CO_2, le CH_4, le N_2O et les gaz F. Les émissions sont exprimées en Gt CO_2 équivalent an^{-1}. **(droite)** Représentation des moyennes globales d'évolution de la température atmosphérique de surface de 2000 à 2100, simulées par l'ensemble des modèles MCGA utilisés (I.P.C.C., 2007) pour les scénarii d'émissions SRES-A2, -A1B et -B1 (traits pleins en couleur) à partir de l'an 2000. Les projections d'évolution de la température tiennent compte des émissions des aérosols et des GES à faible durée de vie (I.P.C.C., 2007). A droite de la figure, les bâtons en couleur montrent, en gras, la valeur centrale estimée par les modèles MCGA pour chacun des scénarii pour la période 2090-2099, et de part et d'autre de cette valeur, la gamme des réponses. L'évolution des températures est relative par rapport aux valeurs moyennes observées entre 1980 et 1999. Source I.P.C.C., 2007.

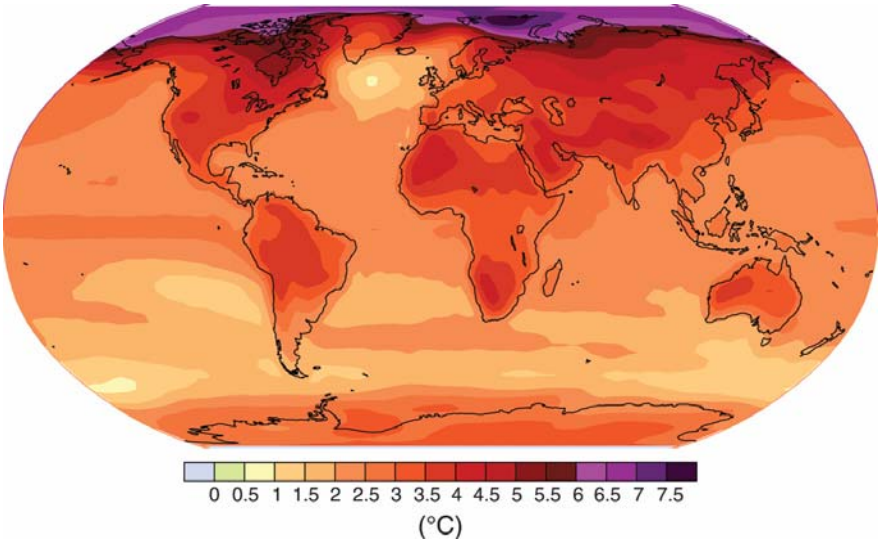


Figure 4.10: Projection des changements de températures atmosphériques de surface pour la période 2090-2099. La carte représente la projection moyenne issue des simulations réalisées par les modèles de circulation générale atmosphérique utilisés par le GIEC et présentés dans le dernier rapport daté de 2007, en appliquant le scénario d'émission SRES-A1B (Navicenovic and Swart, 2000). Les températures, exprimées en degrés Celsius, sont relatives par rapport à la période 1980-1999. Pour connaître l'évolution depuis la période pré-industrielle (1850-1899), il faut rajouter 0.5°C. Source I.P.C.C., 2007.

Les modèles MCGA qui ont appliqué le scénario A1B prévoient une concentration moyenne équivalente en GES dans l'atmosphère de 850 ppm, une augmentation moyenne de la température atmosphérique de surface à l'échelle mondiale de l'ordre de 2.8°C (entre 1.7 et 4.4°C) (figure 4.10), et enfin, une élévation du niveau marin comprise entre 21 et 48 cm à l'horizon 2100 (I.P.C.C., 2007).

Dans la simulation S21, l'ozone (O_3) a été considéré constant, étant donné que l'influence de la variation de la concentration stratosphérique de ce dernier sur les températures de surface Antarctique via une modulation du mode annulaire sud (SAM) reste encore sujet à débat (Thompson and Solomon, 2002; Gillet and Thompson, 2003; Marshall and others, 2004; Shindell and Schmidt, 2004). La simulation A21 (période identique 2081-2100) utilise les mêmes paramètres et le même scénario d'évolution des gaz à effets de serre, à la seule exception que les conditions océaniques de surface (concentrations de la glace de mer, température de surface) appliquées sont différentes. Alors que la simulation S21 est basée sur des données océaniques de surface issues des sorties proposées par le modèle couplé IPSL-CM4 (comme pour S20) pour la période étudiée correspondante (Marti and others, 2005), la simulation A21 utilise des données océaniques de surface déduites d'une méthode d'anomalie décrite dans l'article VII. Cette méthode, qui n'a pas été développée dans le cadre de ce travail, ne sera pas décrite dans ce manuscrit. Nous ne retiendrons donc que les principaux résultats et conséquences de l'utilisation de cette méthode dans les simulations présentes et futures du climat et BMS Antarctique.

Les principaux résultats issus des simulations sont les suivants :

Article IV - Simulations S20 et S21:

(i) La simulation S20 (1981-2000) propose un BMS moyen annuel de 151 kg m^{-2} an^{-1} pour le couple continent englacé et plates-formes de glace flottante, avec les valeurs respectives suivantes pour les paramètres précipitations, sublimation et fonte annuelles : 164, 13 et 2 kg m^{-2} an^{-1}. La valeur de BMS moyen annuel (151 kg m^{-2} an^{-1}) apparaît dans la gamme basse des valeurs suggérées sur l'ensemble continent englacé et plates-formes de glace flottante, par les cartes interpolées récentes (1999 à 2006) de BMS (cf. tableau 3.1 – chapitre 3). A l'échelle du continent, le BMS Antarctique simulé apparaît globalement cohérent avec les données de BMS de terrain extraites de la compilation M07, ainsi qu'avec les données hors du secteur 90-180° Est sur lesquelles le filtre de contrôle qualité a été appliqué. Sur un plan régional, nous observons par contre des biais parfois importants entre les données et le modèle; biais qui apparaissent plus modérés lorsque la simulation S20 est remplacée par la simulation O20. En effet, il résulte des travaux réalisés que certaines erreurs sur la distribution régionale sont minimisées si le modèle LMDZ-4 est forcé avec des conditions limite de surface océaniques issues des observations plutôt que des sorties du modèle IPSL-CM4, lesquelles présentent un biais constant (déficit) de plus de 2 millions de km^2 de glace de mer par rapport aux observations ;

(ii) La simulation S21 (2081-2100) suggère un BMS moyen annuel de 184 kg m^{-2} an^{-1}, avec des valeurs de l'ordre de 199, 15 et 7 kg m^{-2} an^{-1}, respectivement pour les paramètres précipitations, sublimation et fonte annuelles. L'augmentation du BMS à la fin du XXI^{ème} siècle est suggérée sur quasiment l'ensemble du territoire Antarctique (+21% de précipitations en moyenne sur l'Antarctique) et avec une intensité relative forte dans les hauts plateaux de l'Antarctique de l'Est. Le tableau 4.1 donne un aperçu des changements régionaux de précipitations entre les simulations S20 et S21.

Secteur géographique considéré	**ΔP, S21 – S20 (Gt an^{-1})**
Continent Antarctique + plates-formes de glace	**479**
Antarctique de l'Est, régions côtières (< 1500 m)	**86**
Antarctique de l'Ouest, régions côtières (< 1500 m)	**229**
Antarctique de l'Est, régions intermédiaires (1500 à 2500 m)	**55**
Antarctique de l'Ouest, régions intermédiaires (1500 à 2500 m)	**47**
Plateau Antarctique (> 2500 m)	**61**

Tableau 4.1: Changements régionaux de précipitations entre S20 et S21. Les limites géographiques entre Antarctique de l'Est et de l'Ouest sont les longitudes 30° Ouest et 180° Est (adapté du tableau 1 de l'article VII).

Seuls les secteurs des Terres de *Mary Bird* et de *Wilkes* montrent un assèchement au niveau des précipitations et du BMS à la fin du XXI^{ème} siècle par rapport à la période 1981-2000 (figure 4.11).

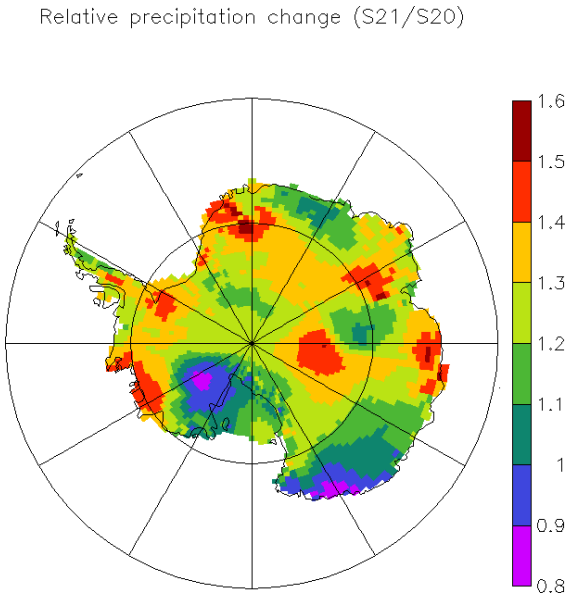


Figure 4.11: Changement relatif (S21/S20) des précipitations annuelles moyennes sur le continent Antarctique entre les simulations de la fin du XX^{ème} et du XXI^{ème} siècle (cf. figure 6 dans l'article IV).

La simulation S21 confirme les travaux parallèles de simulations du BMS Antarctique futur réalisés dans le cadre des travaux de l'IPCC (2007), en regard du scénario SRES-A1B, même si la valeur de BMS simulée pour 2100 par le LMDZ-4 apparaît plus faible par rapport aux valeurs de BMS futures proposées par des modèles climatiques (version haute résolution) tels que CCMA CGM3 T63, MIROC3 T106 et UKMO HADGEM1 (tableau 4.2) (Meehl and others, 2007).

Modèles MGCA	**BMS 1981-2000 (kg m^{-2} an^{-1})**	**BMS 2081-2100 (kg m^{-2} an^{-1})**	**Changement relatif (1981-2000 à 2081-2100)**
CCMA CGM3 T63	152	202	+33%
MIROC3 T106	184	248	+35%
UKMO HADGEM1	154	197	+28%
LMDZ-4 (S20 et S21)	151	183	+21%
LMDZ-4 (O20 et A21)	160	204	+28%

Tableau 4.2: Valeurs de BMS simulés pour les périodes 1981-2000 et 2081-2100, par trois modèles climatiques couplés (haute résolution) utilisés dans le rapport de l'I.P.C.C. (2007) avec le scénario d'émission SRES-A1B et le modèle LMDZ-4 pour les simulations S20, S21, O20 et A21 (adapté du tableau 2 de l'article VII).

L'augmentation du BMS Antarctique entre S20 et S21, c'est-à-dire +32 kg m^{-2} an^{-1}, équivaut à une contribution négative à l'évolution du niveau marin, à raison d'une diminution de l'ordre de 1.05 mm an^{-1} à la fin du XXI^{ème} siècle, pour une élévation moyenne de la température globale à la surface du continent Antarctique de l'ordre de 2.6°C. Les travaux présentés dans le rapport du GIEC (I.P.C.C., 2007) sur l'évolution future des nappes glaciaires et leur contribution potentielle sur le niveau marin tendent à confirmer ce résultat.

Article VII (présenté en annexe D) - Simulations O20 et A21:

(i) La simulation O20 (1981-2000) propose un BMS moyen annuel de 160 kg m^{-2} an^{-1} pour l'ensemble continent englacé et plates-formes de glace flottante, soit une valeur relativement proche de celle proposée par la simulation S20 (151 kg m^{-2} an^{-1}). Si nous ne considérons que le continent englacé, la valeur simulée de BMS pour la période actuelle est alors de l'ordre de 153 kg m^{-2} an^{-1}.

(ii) La simulation A21 (2081-2100) suggère un BMS moyen annuel de 204 kg m^{-2} an^{-1} pour l'ensemble continent englacé et plates-formes de glace flottante, soit une différence de +44 kg m^{-2} an^{-1} par rapport à O20, ce qui représente une augmentation moyenne de l'ordre de +28% (tableau 4.2). Le tableau 4.3 donne un aperçu des changements régionaux de précipitations entre les simulations O20 et A21.

Secteur géographique considéré	**ΔP, A21 – O20 (Gt an^{-1})**
Continent Antarctique + plates-formes de glace	**652**
Antarctique de l'Est, régions côtières (< 1500 m)	**140**
Antarctique de l'Ouest, régions côtières (< 1500 m)	**280**
Antarctique de l'Est, régions intermédiaires (1500 à 2500 m)	**95**
Antarctique de l'Ouest, régions intermédiaires (1500 à 2500 m)	**52**
Plateau Antarctique (> 2500 m)	**85**

Tableau 4.3: Changements régionaux de précipitations entre O20 et A21. Les limites géographiques entre Antarctique de l'Est et de l'Ouest sont les longitudes 30° Ouest et 180° Est (adapté du tableau 1 de l'article VII).

La valeur de différence [+44 kg m^{-2} an^{-1}] ne change pas si nous ne considérons que le continent englacé, pour lequel la simulation A21 suggère une augmentation du BMS telle que ce dernier atteint 196 kg m^{-2} an^{-1} à l'horizon 2100 (contre 153 kg m^{-2} an^{-1} pour O20). La différence observée entre les valeurs simulées de BMS de S21 et A21 (+21 kg m^{-2} an^{-1}) est de l'ordre de 11%, soit presque le double de celle constatée entre S20 et O20 (<6% pour une différence de +9 kg m^{-2} an^{-1}). Le forçage du modèle LMDZ-4 avec des conditions limites de surface océaniques déduites de la

méthode d'anomalie pour la période 2081-2100 semble être à l'origine de la plus grande différence observée entre les deux simulations futures. Par analogie avec les simulations S20 et S21, l'augmentation du BMS Antarctique (+44 kg m^{-2} an^{-1}) entre les périodes 1981-2000 et 2081-2100 est telle que le continent Antarctique contribue négativement à l'évolution du niveau marin. Pour autant, à raison d'une diminution du niveau marin estimée à 1.50 mm an^{-1} à l'horizon 2100, la contribution négative du continent Antarctique est plus intense de 40% avec la simulation A21 qu'avec la précédente (S21). L'élévation moyenne de la température globale à la surface du continent Antarctique à cette période est la même que celle considérée entre S20 et S21, avec une valeur moyenne de l'ordre de 2.8°C.

Il est important de garder à l'esprit que, quelque soient les simulations futures considérées (S21 ou A21), l'estimation de la contribution du continent Antarctique à l'évolution du niveau marin ne prend en compte que l'évolution potentielle du BMS Antarctique, et pas l'évolution des aspects dynamiques des glaciers et fleuves de glace du pourtour du continent en réponse au(x) scénario(rii) de changement climatique défini(s) par le GIEC (cf. chapitre 10 de l'I.P.C.C., 2007 - (Meehl and others, 2007)). Autrement dit, il faut coupler à ces études les travaux traitant justement de l'aspect changement dynamique et évolution des décharges de glace à la mer au cours du siècle à venir (non traité dans les modèles de circulation générale atmosphérique couplé type LMDZ-4), afin d'évaluer la valeur de contribution (positive ou négative) déduite de ces aspects dynamiques au niveau marin, et ainsi, déterminer le rôle global que peut jouer le continent Antarctique sur ce niveau par rapport à l'évolution du climat. Il convient donc de rester prudent quant au rôle que pourra réellement jouer le continent Antarctique dans l'évolution possible du niveau marin au cours du prochain siècle, tant que ces aspects de dynamique et d'évolution des décharges de glace à la mer ne seront pas correctement pris en compte.

4.4.2 Article IV

(cf. pages 207 à 222 inclus)

Les sections dans lesquelles il apparaît nécessaire d'apporter des corrections dans la version finale de l'article IV publié en 2007, sont les suivantes :

(i) **Page 214 – Section 4 – dernier paragraphe**: « *The Antarctic SMB increase of +32 kg m-2 year-1 from S20 to S21 corresponds to a net sea level decrease of 1.05 mm year-1 by the end of the twenty-first century compared to the end of the twentieth century* » à la place de «*The Antarctic SMB increase of +32 kg m-2 year-1 from S20 to S21 corresponds to a net sea level decrease of 1.2 mm year-1 by the end of the twenty-first century compared to the end of the twentieth century*».

Clim Dyn
DOI 10.1007/s00382-006-0177-x

Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries

G. Krinner · O. Magand · I. Simmonds · C. Genthon · J. -L. Dufresne

Received: 28 September 2005 / Accepted: 3 July 2006
© Springer-Verlag 2006

Abstract The aim of this work is to assess potential future Antarctic surface mass balance changes, the underlying mechanisms, and the impact of these changes on global sea level. To this end, this paper presents simulations of the Antarctic climate for the end of the twentieth and twenty-first centuries. The simulations were carried out with a stretched-grid atmospheric general circulation model, allowing for high horizontal resolution (60 km) over Antarctica. It is found that the simulated present-day surface mass balance is skilful on continental scales. Errors on regional scales are moderate when observed sea surface conditions are used; more significant regional biases appear when sea surface conditions from a coupled model run are prescribed. The simulated Antarctic surface mass balance increases by 32 mm water equivalent per year in the next century, corresponding to a sea level decrease of 1.2 mm year^{-1} by the end of the twenty-first century. This surface mass balance increase is largely due to precipitation changes, while changes in snow melt and turbulent latent surface fluxes are weak. The temperature increase leads to an increased moisture transport towards the interior of the continent because of the higher moisture holding capacity of warmer air, but changes in atmospheric dynamics, in particular off the Antarctic coast, regionally modulate this signal.

G. Krinner (✉) · O. Magand · C. Genthon
LGGE, CNRS/UJF Grenoble, BP 96,
38402 St Martin d'Hères Cedex, France
e-mail: krinner@ujf-grenoble.fr

I. Simmonds
School of Earth Sciences, University of Melbourne,
Parkville, Victoria 3052, Australia

J. -L. Dufresne
LMD/IPSL, CNRS/Université Paris 6, Boîte 99,
75252 Paris Cedex 05, France

1 Introduction

The regional expression of global climate change tends to be stronger in polar regions than over the rest of the globe. This polar amplification has been evidenced on multiple time scales, e.g., glacial–interglacial (e.g., Cuffey et al. 1997; EPICA Project Members 2004) and centennial (e.g., Moritz et al. 2002), and many general circulation models predict it for the near future (Masson-Delmotte et al. 2006). It has been shown to be due to a general increase of poleward heat transport with increasing global mean temperature (Alexeev et al. 2005), with further amplification through local feedbacks (Holland and Bitz 2003). Furthermore, surface temperature changes in polar regions, in particular Antarctica, are amplified compared to changes aloft by the fact that the ubiquitous surface inversion strength is negatively correlated to air temperature (Phillpot and Zillman 1970). Concerning the recent decades, however, Antarctic temperature changes are not unambiguous. On one hand, a rapid and strong warming is observed over the Antarctic Peninsula (Vaughan et al. 2003) and in the mid-troposphere in winter (Turner et al. 2006); on the other hand, Doran et al. (2002) have reported a cooling trend on the East Antarctic coast in recent decades. Gillet and Thompson (2003) and Thompson and Solomon (2002)

showed that these contrasting trends can be explained by changes in the lower stratospheric and upper tropospheric dynamics caused by the destruction of the ozone layer over Antarctica. However, it has been shown that the changes in the Southern Annular Mode (SAM) leading to these contrasting temperature trends (Kwok and Comiso 2002) can also be explained by increased greenhouse gas concentrations (Fyfe et al. 1999; Kushner et al. 2001; Stone et al. 2001; Cai et al. 2003; Marshall et al. 2004). Concerning the Antarctic surface mass balance (SMB), these contrasting temperature trends are consistent with widespread glacier retreat on the Antarctic Peninsula over the past 50 years (Cook et al. 2005) and a decrease in the frequency of melt events over the last 20 years near the East Antarctic coast deduced from the satellite data (Torinesi et al. 2003). In the interior of the continent, a significant recent increase in the surface mass balance has been reported (Mosley-Thompson et al. 1998; Davis et al. 2005) and suggested to be a potential early indicator of anthropogenic climate change. However, model-based assessments of the Antarctic surface mass balance in recent decades (van de Berg et al. 2006; Monaghan et al. 2006) suggest statistically insignificant or slightly negative precipitation changes over the continent as a whole. Although mass loss of the totality of Earth's glaciers and ice sheets did play a major role in the sea-level rise of the recent decades (Miller and Douglas 2004), the contribution from recent Antarctic changes is thus difficult to assess. Moreover, although there is definitely a significant positive contribution to sea level rise of the mass balance of West Antarctica (Thomas et al. 2004), this might in part be due to changes in the ice dynamics, such as those observed after the collapse on the Larsen B ice shelf (de Angelis and Skvarca 2003). The ice shelf had previously been stable over several millennia (Domack et al. 2005), suggesting that this event might have been linked in turn to the recent strong warming over the Antarctic Peninsula, which leads to particularly high melt rates in summers with strong ''warm'' circulation anomalies in the area (Turner et al. 2002; van den Broeke 2005). Similarly, a surface melt increase can accelerate basal sliding via a better lubrication by water at the ice/rock interface, and can thus induce a more negative overall mass balance of an ice sheet, as shown by Zwally et al. (2002) for the case of Greenland.

If climate change accelerates in the coming century, the subsequent Antarctic surface mass balance (SMB) change might become more obvious, and its impact on global sea level might thus become substantial. This motivated climate model studies of the future surface mass balance of Antarctica (e.g., Thompson and Pollard 1997; Wild et al. 2003; Huybrechts et al. 2004). A major problem of these studies is the fact that, even at T106 resolution (about 110 km), the steep and narrow ablation zone at the margin of the ice sheets cannot be properly resolved. However, as stated by Wild et al. (2003), this problem is less acute for Antarctic than for Greenland SMB studies, because surface melt at the margin of the Antarctic continent is not very significant, even in a $2 \times CO_2$ climate. Nevertheless, even in the absence of significant melting, high resolution is still a prerequisite for credible simulations of the Antarctic surface mass balance, because the climate is strongly determined by the ice sheet topography, in particular near the steep margins (Krinner and Genthon 1997; Krinner et al. 1997a, b). The observed SMB exhibits a strong gradient near the coast because precipitation sharply decreases towards the interior (Vaughan et al. 1999). This gradient is obviously linked to: (1) orographic precipitation on the slopes of the ice sheet margin; (2) increasing distance to the oceanic moisture sources; and (3) a strong temperature gradient towards the interior of the continent, leading to low temperature on the plateau regions and thus to a low saturation vapour pressure. The interior of the Antarctic continent is therefore extremely dry, with annual precipitation below 50 mm water equivalent. In this extreme environment, ''intense'' precipitation events tend to occur when strong cyclone/anticyclone couples off the coast push moist air masses towards the interior (Bromwich 1988; Krinner and Genthon 1997). However, it is unclear whether these particular events bring the bulk of the precipitation in the interior of the continent, as some climate models (e.g., Noone and Simmonds 1998; Noone et al. 1999) and measurements in Dronning Maud Land (Reijmer et al. 2002) tend to suggest, or whether quasi-continuous extremely light fallout of ice crystals yields most of the precipitation total, as suggested by Ekaykin et al. (2004) for Vostok and observations reported by Bromwich (1988) for Plateau station. In fact, even the seasonality of precipitation is unknown in large parts of Antarctica because the small precipitation amounts are not measurable.

Here we present simulations of the Antarctic climate for the periods 1981–2000 and 2081–2100. The simulations were carried out with a global climate model with regionally high resolution over Antarctica (60 km). We first assess the quality of the simulated present-day SMB by comparing with available data. Simulated future changes in Antarctic SMB are then presented and analysed with respect to the precipitation-generating meteorological situations.

2 Methods

We used the LMDZ4 atmospheric general circulation model (Hourdin et al. 2006) which includes several improvements for the simulation of polar climates as suggested by Krinner et al. (1997b). The model was run with 19 vertical levels and 144×109 (longitude times latitude) horizontal grid points. These are regularly spaced in longitude and irregularly spaced in latitude. The spacing is such that the meridional grid-point distance is about 60 km in the region of interest southwards of the polar circle. Due to the convergence of the meridians, the zonal grid-point distance becomes small near the pole (80 km at the polar circle and below 60 km south of 77°S) in spite of the relatively low number of zonal grid points. The grid-stretching capability of LMDZ4 allows high-resolution simulations of polar climate at a reasonable numeric cost (e.g., Krinner and Genthon 1998; Krinner et al. 2004). Figure 1a shows the surface topography of the Antarctic continent as represented in the model at this resolution. Among the processes directly determining the ice sheet surface mass balance, the model simulates precipitation, turbulent latent energy surface fluxes (i.e., sublimation, evaporation, condensation and deposition), and snow or ice melt. However, it does not include a parameterization of blowing snow, although this process can be important, particularly in coastal regions (Gallée et al. 2001; Frezzotti et al. 2004).

Two 21 years long simulations were carried out, one for the end of the twentieth century (henceforth S20) and one for the end of the twenty-first century (henceforth S21). Only the last 20 years of the simulations are analysed here, the first year being discarded as spin-up. According to Simmonds (1985), this is an appropriate spin-up time for an atmosphere-only model. The prescribed sea surface boundary conditions (sea ice concentration and sea surface temperature) were taken from IPCC 4th assessment report simulations (Dufresne et al. 2005) carried out with the IPSL-CM4 coupled atmosphere-ocean GCM (Marti et al. 2005). LMDZ4 is the atmospheric component of IPSL-CM4. The climate sensitivity of IPSL-CM4 for a doubling of the atmospheric CO2 concentration from pre-industrial values (3.7°C) is situated in the upper part of the range of coupled models of the 4th IPCC assessment report (Forster and Taylor 2006). The Antarctic polar amplification in IPSL-CM4 is 16%, that is, temperature change over Antarctica is 16% greater than that of the global mean. This situates the model close to the average of the 4th IPCC assessment report models (Masson-Delmotte et al. 2006). For S20, we used the IPSL-CM4 output of the historic 20CM3 run (mean annual cycle of the years 1981–2000). For S21, we used the SRESA1B scenario run (mean annual cycle of the years 2081–2100). The prescribed change in annual mean sea ice concentration around Antarctica is displayed in Fig. 1b. The greenhouse gas concentrations (CO_2, CH_4, N_2O, CFC11, CFC12) in our simulations were fixed to the mean values for the corresponding periods used in the IPSL-CM4 runs (CO_2 concentration is 348 ppmv in S20 and 675 ppmv in S21). Ozone was kept constant in these simulations, although stratospheric ozone variations were reported to have influenced recent Antarctic temperature trends via a modulation of the Southern Annular Mode (SAM: Thompson and Solomon 2002; Gillet and Thompson 2003), and might continue to do so in the future. In this context, it is worth mentioning a modelling study by Shindell and Schmidt (2004) which suggests that the future ozone recovery could reduce the moderating effect of the SAM changes induced by ozone depletion, and thus lead to an increased future warming. However, the assertion that ozone variations are the primary cause of recent SAM (and thus surface temperature) changes is challenged by Marshall et al. (2004), who report on GCM simulations showing SAM changes that are consistent with observations and occur before the onset of stratospheric ozone depletion.

In addition, a 21-year simulation with observed mean sea ice fraction and sea surface temperature for the period 1979–1988 was carried out. This simulation (henceforth O20) allows to identify eventual biases in S20 induced by the use of sea surface conditions from the coupled climate model. Figure 1c shows that the prescribed monthly sea ice area in S20 has a fairly constant low bias of about 2 million km^2 compared to the observed extent used in O20. We deem this bias acceptable as a result of a coupled climate model run, in the sense that the realism of the simulated sea-ice extent corresponds to the present state of the art of coupled climate modelling. We have to rely on the assumption that the sea-ice changes simulated by the coupled model are well captured in spite of the underestimate of the present-day mean sea ice extent.

Ablation is calculated directly from the GCM output in the following way. Instead of contributing to runoff, a fraction f of the annual liquid precipitation and meltwater can refreeze near the surface when percolating into the cold snowpack. Based on Pfeffer et al. (1991), Thompson and Pollard (1997) proposed a parameterization that links f to the ratio of annual snow or ice melt (M) to snowfall (S):

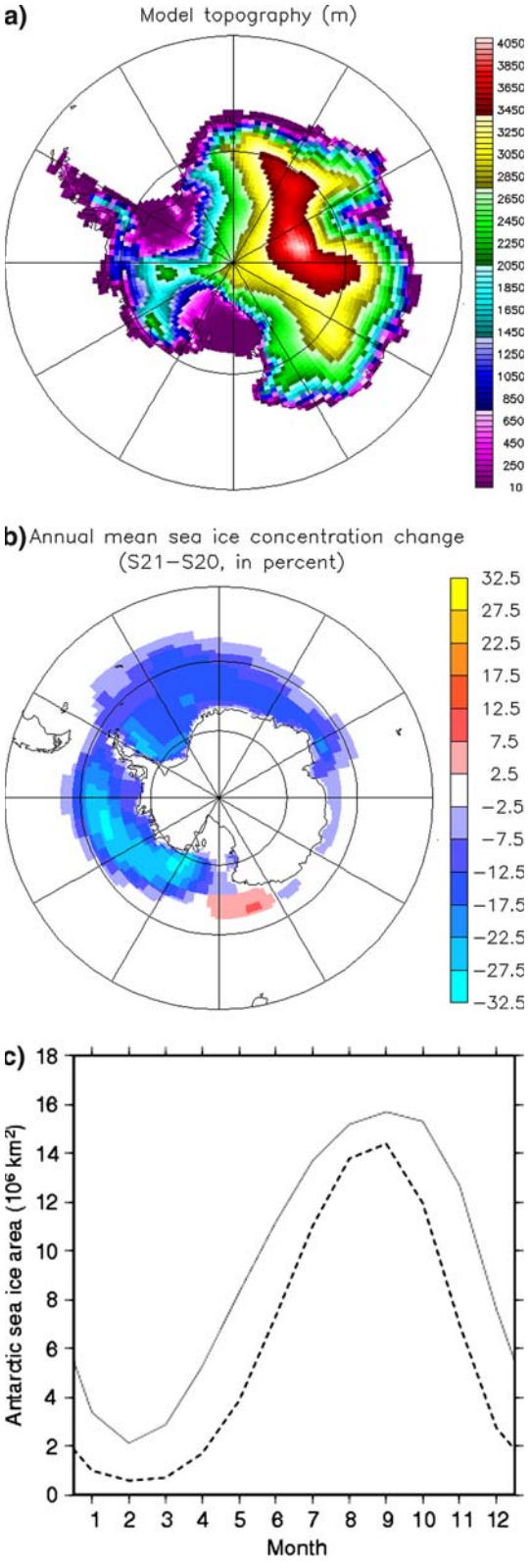


Fig. 1 Model configuration and boundary conditions. **a** Model topography of the Antarctic continent (m). **b** Annual mean sea ice concentration change (S21-S20, in percent). **c** Prescribed Antarctic Sea ice extent for the twentieth century simulations (*thin full line*: O20; *thick dashed line*: S20)

$$f = 1 - (M/S - 0.7)/(0.3).$$

Throughout this paper, SMB is therefore defined as

$$\mathrm{SMB} = S + fR - E - (1 - f)M,$$

where R is the rainfall, and E represents sublimation. The term ''sublimation'' is used in the original sense of the word, that is, positive for the phase transformation from solid to gas. Deposition appears as negative sublimation in the model. The accumulation A is defined as

$$A = S + fR - E.$$

All these variables are calculated only for grid points with a minimum land ice fraction of 80%, as we are interested in the ice sheet mass balance only. This prevents a skewing of the results by taking into account ice sheet marginal grid points with a significant fraction of open ocean, sea ice or ice-free continental soil, which exist as a consequence of the mosaic surface scheme of LMDZ4.

Cyclonic activity off the Antarctic is analysed from GCM-simulated daily sea level pressure (p) with the objective cyclone tracking scheme of Murray and Simmonds (1991), with improvements described by Simmonds and Murray (1999) and Simmonds and Keay (2000). The scheme has been developed in particular to study southern hemisphere extratropical cyclones. The specific cyclone-related variables used here are the cyclone system density and average cyclone depth. System density is defined as the average number of centers of cyclonic depressions per unit area at a given time (for convenience, the unit area used to present the calculated system density here is one square degree of latitude, corresponding to approximately 12,000 km^2). In analogy to an axially symmetric paraboloidal depression of a given radius R on a flat field, the average depth of a cyclonic perturbation (in hPa) is calculated from the mean laplacian of the sea level pressure field over the radius of influence of the depression:

$$D = \frac{1}{4}\nabla^2 p \cdot R^2.$$

The radius of influence is determined by following lines of maximum negative gradient of $\nabla^2 p$ outwards from the cyclonic center until $\nabla^2 p$ becomes positive. For more details about the cyclone tracking scheme, the reader is referred to the papers cited above.

3 Simulated Antarctic SMB at the end of the twentieth century

Figure 2 displays the simulated Antarctic SMB for the years 1981–2000 from S20. The mean simulated SMB over the ice sheet is 151 kg m^{-2} $year^{-1}$. The respective values for total precipitation, sublimation, and melt are 164, 13, and 2 kg m^{-2} $year^{-1}$. The simulated mean accumulation on the ice sheet, 151 kg m^{-2} $year^{-1}$, falls within the range of observational estimates from 135 to 184 kg m^{-2} $year^{-1}$ (Giovinetto et al. 1992; Yamazaki 1994). Apparent inconsistencies between the numbers given above are due to the parameterization of refreezing and rounding errors.

The individual components of the simulated SMB (precipitation, sublimation, and melt) are displayed in Fig. 3. Precipitation in S20 attains its maximum over coastal Mary Byrd Land (up to 1,525 kg m^{-2} $year^{-1}$), and secondary maxima are simulated over the Antarctic Peninsula (up to 1,025 kg m^{-2} $year^{-1}$) and along the East Antarctic Coast between 110°E and 150°E. Liquid precipitation is negligible. In simulation O20, which uses average observed instead of simulated sea surface conditions, the model yields stronger precipitation over the Antarctic Peninsula (up to 1,200 kg m^{-2} $year^{-1}$) and weaker precipitation over coastal Mary Byrd Land than in S20. As a consequence, the maximum precipitation in O20 is located over the Peninsula region, in agreement with large-scale estimates (Giovinetto and Bentley 1985; Vaughan et al. 1999), and the continental SMB is slightly higher than in S20 (162 kg m^{-2} $year^{-1}$ compared to 151 kg m^{-2} $year^{-1}$ in S20).

The simulated extent and location of Antarctic melt zones (Fig. 3c) is in very good agreement with satellite observations by Torinesi et al. (2003). The only notable difference occurs over the Transantarctic Mountain Range near the Ross Sea and Ice Shelf, and this discrepancy could be explained by the fact that the GCM cannot resolve the small valley glaciers on which the melt occurs. Another possibility is that the satellite-deduced melt areas are in error in this mountainous region because rock outcrops lead to spurious melt signals (Mätzler 1987; Torinesi et al. 2003). In any case, using the parameterization of Thompson and Pollard (1997), we find that almost all the simulated meltwater refreezes, so that runoff is actually generated only on the northern part of the Antarctic Peninsula. This is in good agreement with a study by Listen and Winther (2005) based on observations and modeling. We obtain a similar extent of runoff areas when applying the temperature index method proposed by Ohmura et al. (1996), in which surface ablation is diagnosed when mean summer (DJF) temperatures, recalculated on a fine resolution grid with altitude-correction, exceed a prescribed threshold (–1.8°C). The total ablation is then calculated as $A = (514°C^{-1}\ T_{DJF} + 930)$ kg m^{-2} $year^{-1}$ (equivalent to millimeter of water equivalent per year). Using high-resolution radar satellite topography (Bamber and Gomez-Dans 2006) and a –6°C/km summer temperature correction for altitude changes in Antarctic coastal regions (Krinner and Genthon 1999), this latter method also yields ablation only on the northern part of the Antarctic Peninsula.

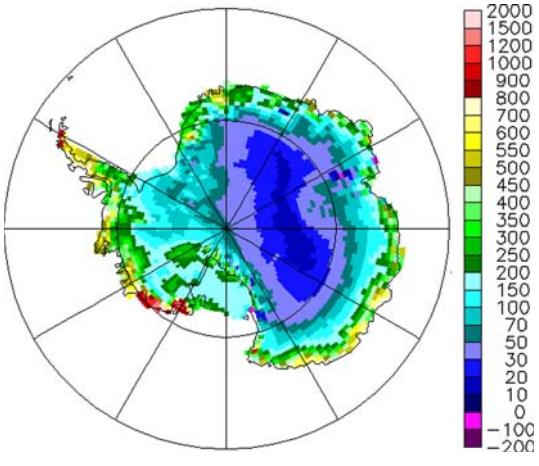


Fig. 2 Simulated Antarctic Ice Sheet SMB (kg m^{-2} $year^{-1}$) for the years 1981–2000

Sublimation is negative over a large part of the interior of the continent. This means that the weak atmospheric turbulence in the generally stable boundary layer leads to ice crystal deposition over the plateau regions. However, the amount of mass deposited in this way generally does not exceed one tenth of the precipitation. Near the coast, sublimation becomes positive, and can represent a significant fraction (30%) of the precipitation in regions with strong winds along the East Antarctic coast. Similar to previous simulations (van den Broeke et al. 1997), the coastal sublimation has a clear maximum in summer, when the near-surface temperature inversion is weak, although the wind speeds are higher in winter. The continental mean sublimation is weakly positive, that is, the ice sheet loses mass to the atmosphere through turbulent latent heat fluxes.

We will now briefly compare the simulated SMB to reliable measurements and available large-scale estimates. Figure 4a displays the ratio between the simulated SMB in S20 and gridded estimates by Vaughan et al. (1999). Figure 4b displays the same ratio for simulation O20. The patterns of the positive and negative biases shown for S20 and O20 are similar, but the discrepancies are weaker in O20, which uses average

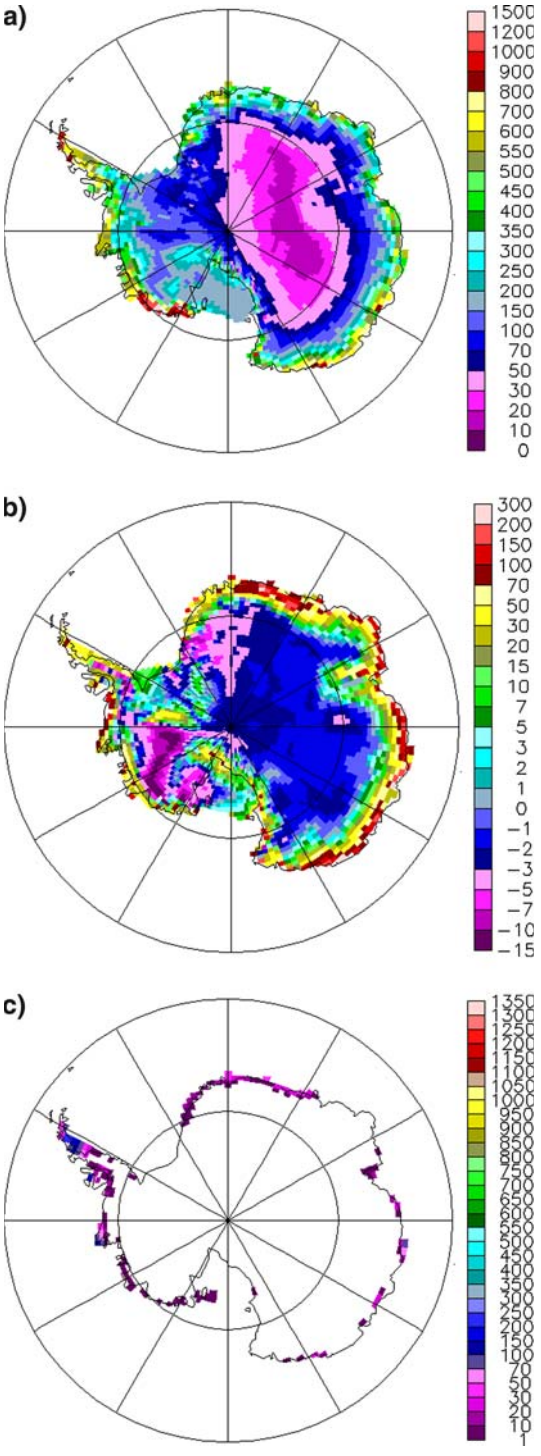


Fig. 3 Individual components of the simulated Antarctic Ice Sheet SMB (kg m^{-2} $year^{-1}$) for the years 1981–2000. **a** Precipitation; **b** sublimation; **c** melt

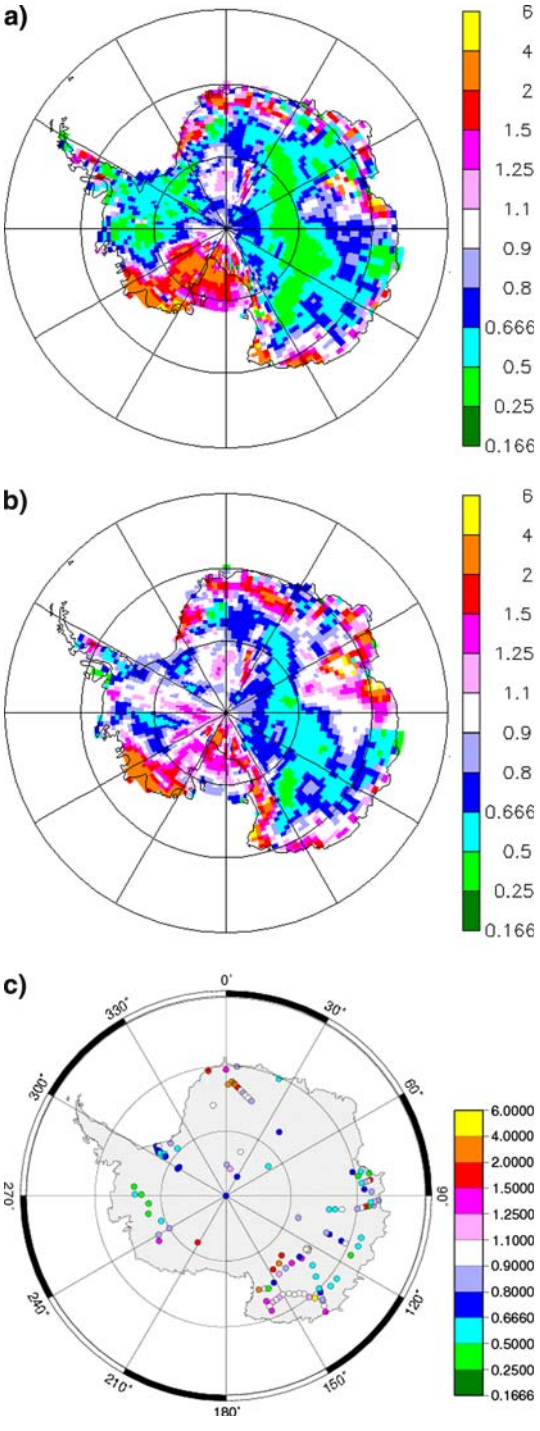


Fig. 4 **a** Ratio between simulated SMB in S20 and estimates by Vaughan et al. (1999); **b** ratio between simulated SMB in O20 and estimates by Vaughan et al. (1999); **c** ratio between simulated (S20) and observed SMB in selected Antarctic locations where reliable observations exist

observed sea surface conditions, than in S20, in which average simulated sea surface conditions are prescribed. In both simulations, strong positive biases appear in coastal Mary Byrd Land. Concerning this particular region, Genthon and Krinner (2001) showed that this is a common bias shared by many high-resolution GCMs and reanalyses. They state that it is possible that, rather than the models, the gridded SMB estimates of Vaughan et al. (1999) are in error in this

area, because they are based on extrapolations from SMB measurements in the interior. Regional climate model simulations by van den Broeke et al. (2006) also suggest this. A large difference between the errors for S20 (Fig. 4a) and O20 (Fig. 4b) is the large bias dipole in West Antarctica in S20. The reason for this problem is the underestimated intensity of the Amundsen Sea low pressure zone in S20. As discussed by Genthon et al. (2005), a weaker Amundsen Sea low leads to increased precipitation over Mary Byrd Land and reduced precipitation to the East. These precipitation errors are absent in simulation O20, which uses observed sea surface conditions. The model misfit in S20 is thus due to errors in the sea surface conditions obtained from the coupled model run. An apparent negative bias both of S20 and O20 is located in central East Antarctica, essentially along the ridge of the ice sheet. Here, both simulations yield lower SMB than the gridded estimates of Vaughan et al. (1999) suggest. However, as will be shown in the following, this negative bias in central East Antarctica does not appear when the model simulations are compared to selected reliable measurements.

Figure 4c shows the ratio between simulated and observed SMB for selected locations in Antarctica in S20. Because of high interannual SMB variability on small spatial scales (Frezzotti et al. 2004, 2005; Magand et al. 2004), we selected locations where data represent at least a decade of SMB (Minikin et al. 1994; Smith et al. 2002; Pourchet et al. 2003; Magand et al. 2004; Kaspari et al. 2004; Frezzotti et al. 2004, 2005) to reduce as much as possible the effect of small-scale spatial and temporal variability and thus increase temporal and spatial representativeness of observed SMB values. This approach follows the recommendations by the ISMASS Committee (2004). Additionally, we used observed SMB data from the Dome F (Watanabe et al. 2003) and Siple Dome (Taylor et al. 2004) deep drilling sites. Furthermore, we excluded locations at which the model topography is in error by more than 300 m. Surprisingly few data points had to be dropped as a consequence of this criterion. Few clear and strong regional biases appear in the figure. In particular, the model does not show a particular bias in central East Antarctica, as the comparison to the gridded estimates tended to suggest; on the contrary, the simulated SMB agrees rather well with observed values from firn cores at the deep drilling sites Dome C, Dome F, and Vostok. One regional bias seems to consist in an underestimate of SMB in coastal Wilkes Land between 110 and 140°E, where the model simulates less than 66% of the observed values. Further west, the model seems to overestimate the SMB, but the bias is not very strong. Around 77°S and 145°E, a group of three points indicating a strong overestimate of the SMB is linked to the presence of wind-glazed surfaces with extremely low accumulation rates due to sublimation of blowing snow (Frezzotti et al. 2002, 2004). This is a process that the model does not represent. Along an axis from Dome F (39.8°E, 77.3°S) via the South Pole to Siple Dome (148.8°W, 81.7°S), the model has a tendency to slightly underestimate the SMB. On smaller spatial scales, however, significant discrepancies exist. Interestingly, points with large under- and overestimates are often very close to each other. In such cases, the misfits are largely due to high spatial variability in the data on very short distances (Magand et al. 2004; Frezzotti et al. 2004, 2005), which cannot be sufficiently well represented in the model, leading to spuriously high apparent and localized biases in Fig. 4c. This is supported by the fact that the agreement between model and data is generally improved by using only the mean observed SMB of several data points at places where several data points correspond to one single model grid point. For instance, two firn core measurements at approximately 151.1°E and 74.8°S, at a few hundred meters from each other, indicate SMBs of 82 and 44 kg m^{-2} $year^{-1}$, respectively, with the simulated SMB (50 kg m^{-2} $year^{-1}$) lying between these values. Taking into consideration these problems linked to spatial heterogeneity of SMB, we conclude that on regional scales, SMB is typically represented to within about 20% of the true value by the GCM, except in regions where sublimation of blowing snow has a significant impact on SMB, and except in regions where the use of simulated sea surface conditions from a coupled model run leads to errors in the simulated patterns of atmospheric dynamics.

4 Simulated Antarctic SMB at the end of the twenty-first century

Figure 5 displays the simulated Antarctic SMB for the years 2081–2100. Mean simulated SMB over the ice sheet is 183 kg m^{-2} $year^{-1}$. The respective values for total precipitation, sublimation, and melt are 199, 15, and 7 kg m^{-2} $year^{-1}$.

Recent observed increases of SMB over central East Antarctica have been suggested to be a potential early indicator of anthropogenic climate change (Mosley-Thompson et al. 1998). Similar to other simulations of future Antarctic SMB (e.g., Wild et al. 2003), the simulations presented here confirm that

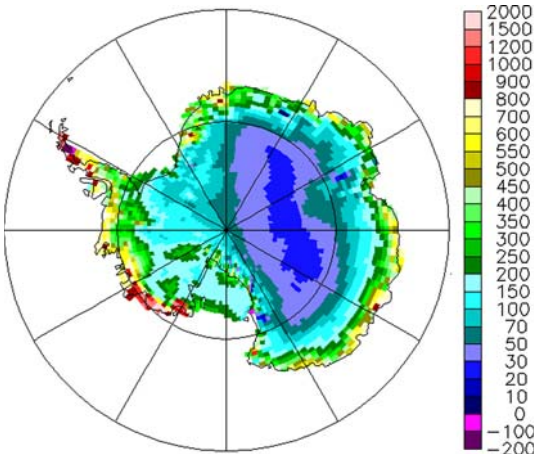


Fig. 5 Simulated Antarctic Ice Sheet SMB (kg m^{-2} $year^{-1}$) for the years 2081–2100, SRESA1B scenario

future accumulation is indeed greater over most of the interior of the continent. The physical mechanism underlying this effect on the continental scale appears to be the increased moisture holding capacity of the air at higher temperatures. However, the model also simulates drying in some regions, such as the interior of Mary Byrd Land or Wilkes Land (see Fig. 6, which shows the ratio between the annual mean precipitations of S21 and S20). In spite of regional drying, though, the continental mean precipitation increases by 21%. Because the low-lying coastal regions have much higher mean precipitation rates than the interior, the continental-mean precipitation increase is dominated by the coastal areas. The spatially integrated precipitation increase over the grid points

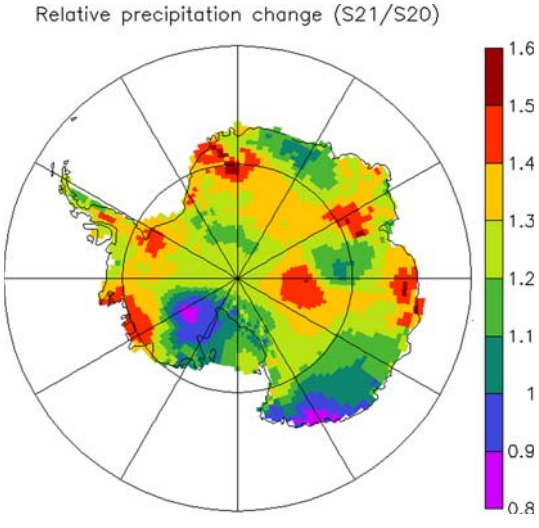


Fig. 6 Relative annual mean precipitation change on the Antarctic Ice Sheet (S21/S20)

below 1,500 m is twice that of the grid points above 1,500 m, although the total Antarctic surface area above 1,500 m is almost twice the area below 1,500 m. Because the precipitation patterns are strongly determined by topographical features, the continental-scale pattern of precipitation in S21 is very similar to that of S20, even in sub-regional details. Rainfall becomes a significant part (locally up to 30%) of total annual precipitation at the tip (northernmost 250 km) of the Antarctic Peninsula. Elsewhere, it generally remains negligible.

Simulated total snow and ice melt over Antarctica increases by more than a factor of three (from 2 in S20 to 7 kg m^{-2} $year^{-1}$ in S21), but it still remains small compared to the total precipitation. Regionally, though, the increased melt is important, particularly over the Antarctic Peninsula, where several grid points with negative SMB exist in S21, due to high melt rates of up to 800 kg m^{-2} $year^{-1}$. As in S20, this northern part of the Peninsula is the only region where the melted snow does not refreeze, but is lost as runoff. Of the continental mean meltwater (7 kg m^{-2} $year^{-1}$), almost 80% is diagnosed to refreeze even at the end of the twenty-first century. Patterns of latent turbulent surface fluxes in S21 are very similar to that of S20, with deposition in the interior (but slightly less than in S20), and sublimation in the coastal regions.

The Antarctic SMB increase of + 32 kg m^{-2} $year^{-1}$ from S20 to S21 corresponds to a net sea level decrease of 1.2 mm $year^{-1}$ by the end of the twenty-first century, compared to the end of the twentieth century.

5 Characteristics of present and future precipitation

5.1 Seasonality

Figure 7 displays the simulated monthly mean total precipitation and snowfall time series for the Antarctic Plateau, the east Antarctic coastal area, the Antarctic Peninsula, and the interior of Mary Byrd Land. The early winter maximum of simulated east Antarctic coastal precipitation in S20 is replaced by a broader winter maximum in S21, but most importantly, the summer minimum is much less pronounced in S21 than in S20. Over the plateau regions above 3,000 m altitude, the precipitation increase is more equally distributed over the year. The present-day autumn precipitation maximum in the interior of Mary Byrd Land is replaced by a winter maximum in S21. This particular feature will be discussed in subsection "Sea ice cover, cyclonicity and precipitation".

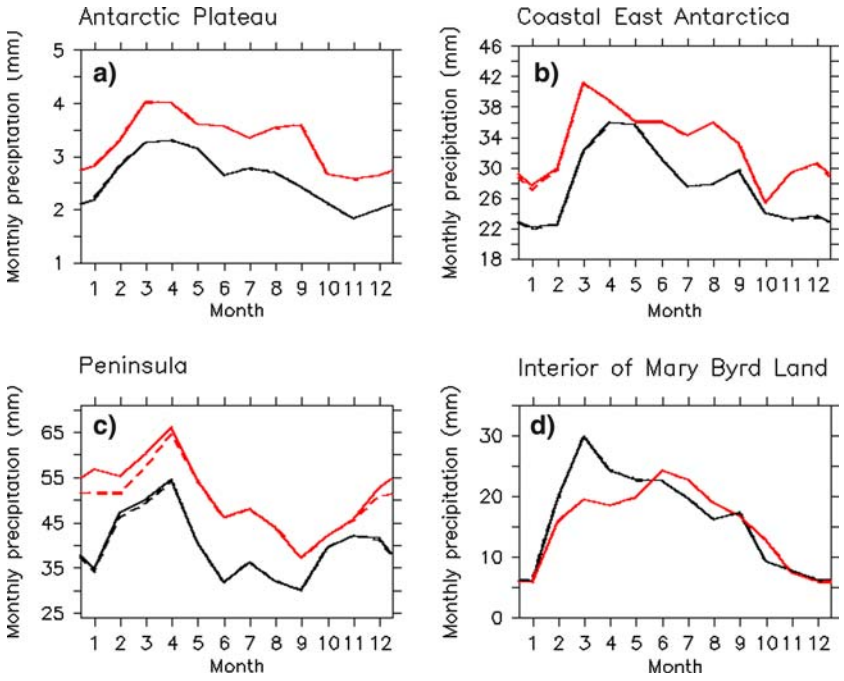


Fig. 7 Simulated monthly mean precipitation (kg m^{-2} $month^{-1}$) for the periods 1981–2000 (*black*) and 2081–2100 (*red*), for different Antarctic regions. *Full lines*: Total precipitation; *dashed lines*: snowfall. Total precipitation and snowfall are almost indistinguishable except on the Peninsula. The Antarctic Plateau includes all grid points above 3,000 m altitude. Coastal East Antarctica includes all grid points below 2,000 m altitude, at longitudes between 30°W and 180°E, and north of 78°S in order to exclude shelf areas. The Peninsula region is defined as the area north of 75°S, at longitudes between 80°W and 50°W. The interior of Mary Byrd Land is the region between 80 and 85° south and between 150 and 120° west

5.2 Link between mean circulation, temperature, and precipitation changes

Obvious features of the prescribed change in annual mean sea ice concentration from S20 to S21 (Fig. 1b) are a sea ice concentration increase of Wilkes Land, and a strong concentration decrease further East, in the Ross and Amundsen Seas. It is interesting to note that this pattern is similar to the recent observed spatial pattern of sea ice edge trends, linked to an increase of the positive polarity of the Southern Annular Mode (SAM) as shown by Kwok and Comiso (2002). Indeed, the Antarctic Oscillation Index, defined as the normalized zonal sea level pressure difference between 40°S and 65°S (Gong and Wang 1999), is higher in S21 than in S20. As stated in the introduction, this is consistent with many studies of the impact of enhanced greenhouse gas concentrations on the southern hemisphere circulation patterns (Fyfe et al. 1999; Kushner et al. 2001; Stone et al. 2001; Cai et al. 2003; Marshall et al. 2004). In a manner that is coherent with the impact on sea ice, positive phases of the SAM lead to a warming over the Antarctic Peninsula and a cooling (or a weaker warming in a global change context) over East Antarctica (Kwok and Comiso 2002). Precipitation in high latitudes is often limited by the low water holding capacity of cold air. The precipitation reduction in Wilkes Land simulated by LMDZ4 is therefore not too surprising. Of course, modifications in the mean state of the Southern Annular Mode could also influence factors other than air temperatures, such as moisture source regions, but here we focus on the link between temperature and precipitation. In this respect, it is worth noting that the relative precipitation change shown in Fig. 6 shows some striking similarities to the relative precipitation change simulated by the ECHAM4 model (Huybrechts et al. 2004).

We will now analyse the link between precipitation and temperature changes in some more detail. Following the water holding capacity argument, one can expect a roughly exponential link between temperature and precipitation changes over Antarctica (e.g., Robin 1977). Strictly speaking, the pertinent temperature in this case is not the annual mean temperature, but the temperature during the months when precipitation preferentially falls. Following Krinner et al. (1997a) and Krinner and Werner (2003), we therefore introduce the precipitation-weighted temperature T_{pr}, defined as

$$T_{\mathrm{pr}}=\sum(T_iP_i)/\sum P_i$$

where T_i and P_i indicate monthly mean surface air temperature and precipitation, and the sums are calculated over the 12 months of the simulated mean annual cycle. Figure 8 displays the simulated temperature changes (S21–S20) and precipitation-weighted temperature changes (S21–S20). On subcontinental scales, no link is apparent between the annual mean temperature change (Fig. 8a) and the relative precipitation change (Fig. 6). Conversely, there is a fairly clear, though less than perfect, match between the relative precipitation change and the change in precipitation-weighted temperature (Fig. 8b). In regions where T_{pr} increases only slightly, precipitation does not increase or even decreases, while strong precipitation increases tend to be linked to strong T_{pr} increases. This is interesting, as it indicates that the link between precipitation and temperature changes is not as simple as often assumed in ice core studies, in particular in ice core dating exercises, where a fixed relationship between mean annual temperature and accumulation, and changes thereof, is commonly assumed (e.g., Parrenin et al. 2004). However, this issue is beyond the scope of the present study. In any case, the fact that the patterns in Figs. 6 and 8b do not match perfectly indicates that other processes also influence the precipitation changes in Antarctica. These will be analysed in the following.

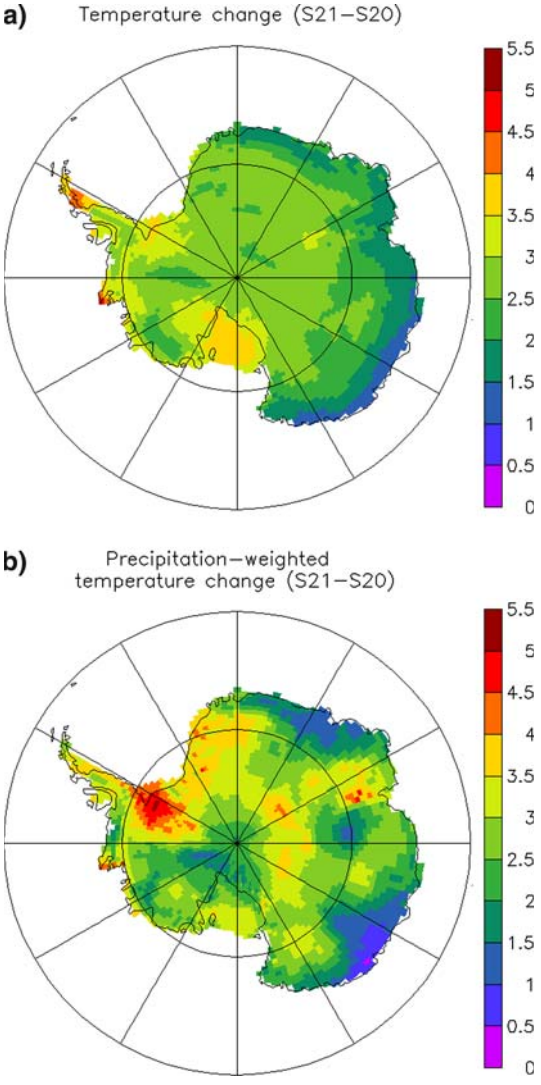


Fig. 8 Link between temperature and precipitation changes on the Antarctic Ice Sheet. **a** Simulated annual mean surface air temperature change (S21-S20, °C); **b** simulated change of annual mean precipitation-weighted surface air temperature (S21-S20, °C)

5.3 Sea ice cover, cyclonicity and precipitation

Watkins and Simmonds (1995) have shown that an intimate synoptic connection exists between sea ice and cyclone behaviour, which gives rise to the general relationship between Antarctic Sea ice concentration and cyclonicity reported by Simmonds and Wu (1993). Following these findings, the simulated changes in cyclonic system density (Fig. 9) are consistent with the sea ice concentration changes displayed in Fig. 1b. Off Wilkes Land, the increased sea ice concentration reduces the local moisture source and weakens the cyclonic systems, both effects leading to reduced precipitation shown in Fig. 6, and thus adding to the effects of the mean circulation and temperature changes discussed in the previous section.

Again in agreement with the findings of Simmonds and Wu (1993), decreased sea ice concentration along the Antarctic Peninsula in the Weddell Sea in S21 leads to increased lee cyclogenesis, and thus to increased system density, in this area. This strengthened cyclonic circulation over the Weddell Sea induces a strong precipitation increase on Coates Land in S21, contrary to the region south of the Filchner/Ronne Ice Shelf, which is more exposed to outflow of cold air from the East Antarctic Plateau.

The situation is different in the interior of Mary Byrd Land, where precipitation decreases in S21 compared to S20 (Fig. 6). The precipitation reduction is essentially due to a substantial precipitation reduction during the autumn months, particularly in March, as can be seen in Fig. 7d. For the present, the model simulates a clear precipitation maximum during these months in the interior of Mary Byrd Land, while this maximum disappears in S21. This is due to sea level pressure differences between S21 and S20 in the Amundsen Sea off Mary Byrd Land, as can be seen in

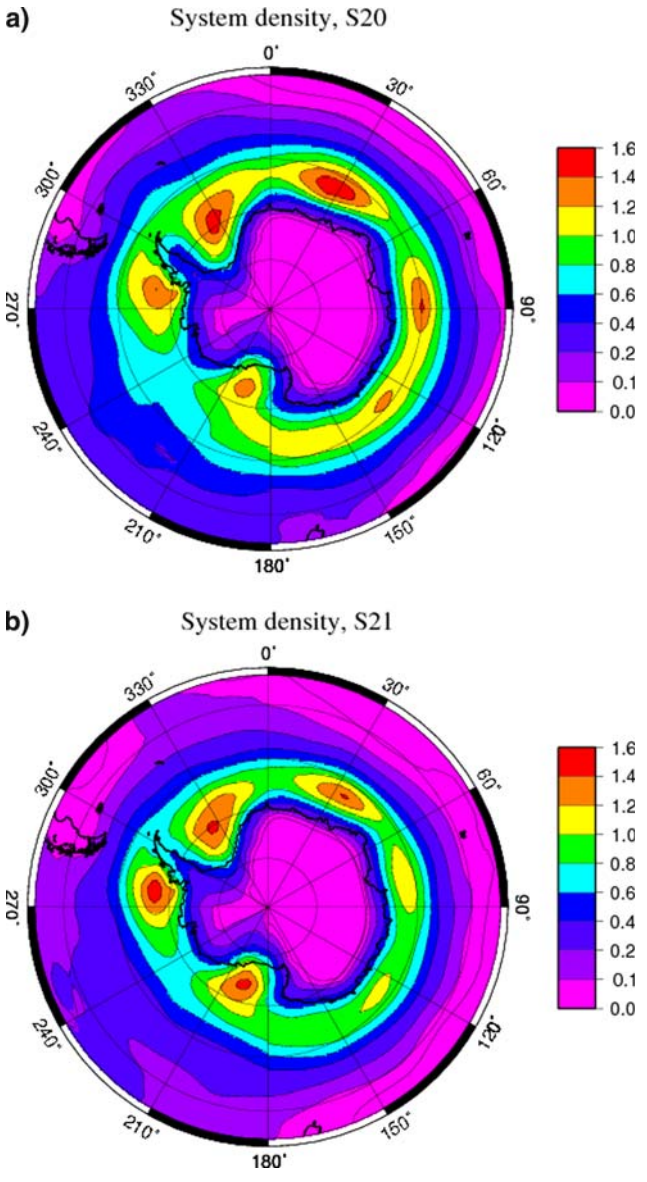


Fig. 9 Simulated mean density of cyclonic systems (10^{-3}/(°lat)^2). **a** 1981–2000 (S20); **b** 2081–2100 (S21)

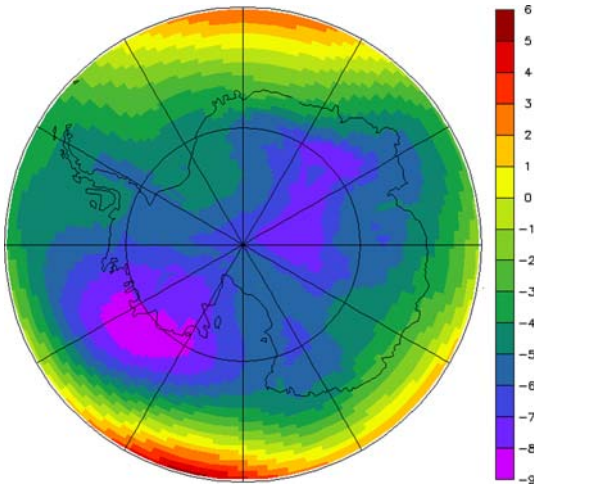


Fig. 10 Simulated sea-level pressure difference (hPa) between S21 and S20 in march

Fig. 10. The decrease in autumn sea level pressure over the Amundsen Sea in S21, linked to the sea-ice concentration decrease shown in Fig. 1b, strengthens the flow of cold and dry air masses from the top of the West Antarctic Ice Sheet across the interior of Mary Byrd Land. Closer to the coast, the increased annual mean cyclonic activity (Fig. 9) does induce a strong annual mean precipitation increase. In this context, it is noteworthy that a maximum of climate variability exists in the Amundsen and Bellingshausen Seas, due to the asymmetric nature of the orography in Antarctica (Lachlan-Cope et al. 2001a). In some cases, this variability seems to be excited by ENSO (e.g., Genthon and Cosme 2003; Fogt and Bromwich 2006), but the observed variability, which climate models tend to reproduce fairly correctly, ''has a white spectrum consistent with random forcing by weather events and a decoupling from oceanic integration'' (Connolley 1997). Given, in addition, that the prescribed sea surface conditions in our simulations have no interannual variability, and that no clear El-Niño type signal exists in either the prescribed tropical mean SST changes in our model runs or in the simulated sea level pressure pattern changes over the South Pacific, a modified ENSO forcing can be ruled out as cause for the precipitation changes in West Antarctica simulated in this model.

5.4 Intensity of individual precipitation events

Additional insight into the characteristics of precipitation events can be gained by analyzing the intensity of individual precipitation events. Figure 11 displays the number of days per year with daily precipitation exceeding five times the mean daily precipitation for the corresponding simulation (''NP5'' in the following). The threshold value for a precipitation event to be classified as ''intense'' therefore depends on the mean precipitation at each point, and varies between S20 and S21. NP5 is tightly linked to the model topography. For the present (Fig. 11a), NP5 attains minimum values of only 4 days per year on the ridge of the East Antarctic Plateau, and regional minima systematically over other ice sheet domes and ridges, and on mountain chains (e.g., on the Peninsula). Maximum values of NP5 are attained in coastal East Antarctica, coastal Mary Byrd Land, and on the flat major shelves (Ross and Filchner/Ronne). In these areas, daily precipitation exceeds five

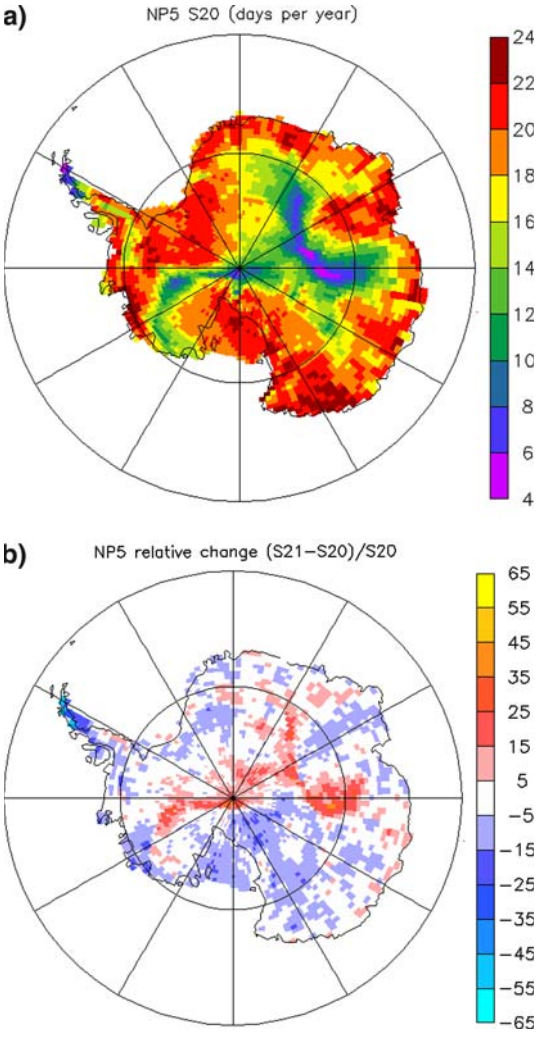


Fig. 11 Number of days with precipitation exceeding five times the annual daily mean (NP5). **a** Present day (S20); **b** relative change from the end of the twentieth to the end of the twenty-first century (S21-S20, in percent)

times the mean daily precipitation on 20 days or more, indicating that frequent and strong cyclones off the coast bring the bulk of the annual total precipitation, as indicated by observations (Bromwich et al. 1988). In agreement with measurements in the interior of Dronning Maud Land (around 75°S, 0°E) by Reijmer et al. (2002), simulated NP5 is fairly high in this region. Conversely, on the plateau regions, and particularly on the ridges and domes, precipitation is more evenly distributed in time. This does not mean that there cannot be a distinct seasonality (see Fig. 7), but it indicates that precipitation tends to fall in relatively smaller amounts and on more frequent occasions. Because the precipitation amounts on the central Antarctic Plateau are so tiny, reliable measurements of the intensity of particular events do not exist. Fairly frequent and light clear sky precipitation (''diamond dust'') is thought to deliver the major part of total precipitation in the remote interior (e.g., Bromwich 1988; Lachlan-Cope et al. 2001b), but blocking-high activity in the Southern Ocean can occasionally cause oceanic air masses to intrude far into the interior and lead to significant precipitation, as for example during the 2001/2002 summer season at Dome C (Massom et al. 2004). The low values of NP5 over the Antarctic Peninsula, however, are linked to the high frequency of cyclonic perturbations around this area (Fig. 9a), leading to high annual mean precipitation (Fig. 3a) delivered by many more or less equally strong precipitation events, and is consistent with observations (Turner et al. 1995; Russell et al. 2004). The pattern of NP5 for simulation S21 (not shown) is very similar to that for S20. The relative change of NP5 from S20 to S21 (Fig. 11b) indicates that the number of relatively strong precipitation events near the ice sheet domes and ridges, in particular in central East Antarctica, increases. Because the mean precipitation increases from S20 to S21, this also means that the frequency of strong precipitation events in the interior would be found to increase if, in the definition of what such an intense event is, the same numeric value of the threshold was used in S20 and S21. This indicates an increased frequency of intrusions of moist marine air, in spite of a lower future cyclonic system density. These apparently conflicting findings can be reconciled by recognizing that the intensity of the simulated cyclonic systems off the East Antarctic Coast, measured as the depth of the cyclonic depression in hPa of sea level pressure, increases from about 10 hPa in S20 to about 12 hPa in S21 (not shown). In other words, although the model suggests that there will be less cyclones off the East Antarctic coast in the future, the remaining cyclones will carry oceanic moisture further inland.

6 Concluding summary and discussion

The present-day Antarctic surface mass balance, as simulated by the LMDZ4 AGCM at a resolution of about 60 km over large parts of the continent, is in good agreement with continental-scale estimates. On regional scales, biases of about 20% appear when observed sea surface conditions are prescribed as boundary condition. The use of sea surface conditions from a coupled model run regionally induces larger biases. Such problems could be avoided by constructing sea surface boundary conditions for the twenty-first

century with an anomaly method using present-day observed sea surface conditions and coupled model anomalies. However, such anomaly methods can be problematic because the different aspects of the simulated climate change (such as the amplitude of the latitudinal shift of the sea ice edge, total sea ice area variations, sea surface temperature change, and regional differences in these changes) usually cannot all be reproduced in a faithful and meaningful way in the constructed forcing field. In this study, we therefore chose to use the sea surface conditions from the coupled IPCC model run directly. On local scales, the SMB biases can be rather large, but we suspect that high fine scale spatial variability, which cannot be captured by the model, leads to low representativeness of many point measurements. In some regions, model-data misfits seem to be due to the missing representation of the sublimation of blowing snow. This process should be taken into account in future versions of the model. The results we obtain indicate that realistic estimates of Antarctic surface melt and the induced mass loss can be obtained by using the surface melt that is directly simulated by the model and applying a parameterization of refreezing of surface water. This approach leads to a very low estimated mass loss through surface melt, both in present-day and future (end of the twenty-first century) conditions. The spatial resolution used in these simulations seems sufficient for a reasonable assessment of the continental and regional scale surface mass balance in Antarctica. It remains to be seen whether this direct approach at similar resolution can be applied to Greenland, where melt on the margins of the ice sheet is much more intense.

The model suggests an Antarctic surface mass balance (SMB) increase of + 32 kg m^{-2} $year^{-1}$ from within the 100 years from 1981–2000 to 2081–2100, corresponding to a net sea level decrease of 1.2 mm $year^{-1}$ by the end of the twenty-first century. This is the same as the value obtained by Wild et al. (2003) with the ECHAM4 GCM at about 100 km horizontal resolution. However, the numbers cannot be compared strictly because Wild et al. (2003) simulate the climate change between the present and the approximate time of CO_2 concentration doubling with respect to pre-industrial values (which occurs around 2060 in the SRES A1B scenario used as a basis for our simulations). In a study using a regional climate model at 55 km resolution, van Lipzig et al. (2002) prescribed a 2°C temperature increase at the sea surface and the lateral boundaries around Antarctica, while keeping constant the relative humidity at the lateral boundaries. This increased humidity transport towards the Antarctic leads to a 30% increase of the continental-scale SMB. The experiment by van Lipzig et al. (2002) is of course not easily compared with ours, but given the approximate temperature increase of about 3°C in our simulations, and a concomitant SMB (and precipitation) increase of about 21%, it appears that the SMB sensitivity obtained by van Lipzig et al. (2002) is clearly stronger than what is suggested by our model. It is also stronger than the SMB sensitivities reported by Huybrechts et al. (2004) for the ECHAM4 and HadAM3H models, because these are close to the value obtained with LMDZ4. In this respect, it is noteworthy that the 2°C warming prescribed by van Lipzig et al. (2002) at the lateral boundaries of their model, typically around 55°S, roughly corresponds to the tropospheric temperature increase simulated by LMDZ4 in this region, the prescribed sea surface temperature increase in the region being somewhat weaker.

If we suppose that the change in SMB simulated by LMDZ4 is linear in the next 100 years, this SMB increase would lead to a cumulated sea level decrease of about 6 cm. However, it is clear that changes in glacier dynamics, particularly in West Antarctic ice streams, might have important impacts on future sea level changes. These changes in glacier dynamics might be caused by an increased surface melt in low-lying areas of Antarctica, although the model indicates that the overwhelming part of the meltwater will refreeze also at the end of the twenty-first century. Future surface mass balance changes in Antarctica can thus essentially be traced back to precipitation changes. Although there is a continental-scale increase of precipitation going along with a continental-scale warming, the link between precipitation and temperature change is more complicated than often assumed. Changes in atmospheric dynamics, largely influenced by sea-ice changes, modulate this relationship on regional scales. Moreover, the seasonality of precipitation and temperature, and changes thereof, are important parameters that have to be taken into account in the analyses of this relationship. In the interior of Antarctica, precipitation increases roughly equally at all seasons, while in coastal regions, the signal is more complicated and spatially variable. The simulated increase (decrease) of cyclonic system density in West (East) Antarctica seems to be an important factor in these changes. In the interior of the continent, intrusion of marine air masses pushed by powerful coastal weather systems becomes more frequent, because the mean intensity of coastal cyclones off the East Antarctic coast increases.

Acknowledgments This work was financed by the French programs ACI C_3 et MC^2 and the European integrated project ENSEMBLES. The simulations were carried out on the Mirage computer platform in Grenoble. Additional computer resources at IDRIS are acknowledged. In Wilkes and Victoria Land sectors, most of observed SMB data were obtained from recent research carried out in the framework of the Project on Glaciology of the PNRA-MIUR and financially supported by PNRA consortium through collaboration with ENEA Roma, and supported by the French Polar Institute (IPEV). This last work is a French–Italian contribution to the ITASE Project. The authors thank two anonymous referees for useful comments.

References

Alexeev VA, Langen PL, Bates JR (2005) Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in ''ghost forcing'' experiments without sea ice feedbacks. Clim Dyn 24:655–666

de Angelis H, Skvarca P (2003) Glacier surge after ice shelf collapse. Science 299:1560–1562

Bamber JL, Gomez-Dans JL (2006) The accuracy of digital elevation models of the Antarctic continent. Earth Planetary Sci Lett 237:516–523

Bromwich D (1988) Snowfall in high southern latitudes. Rev Geophys 26:149–168

Cai W, Whetton PH, Karoly DJ (2003) The response of the Antarctic oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO_2. J Clim 16:1525–1538

Connolley WM (1997) Variability in annual mean circulation in southern high latitudes. Clim Dyn 13:745–756

Cook AJ, Fox AJ, Vaughan DG, Ferrigno JG (2005) Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. Science 308:541–544

Cuffey K, Clow GD, Alley RB, Stuiver M, Waddington E, Saltus R (1997) Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene deglacial transition. Science 270:455–458

Davis CH, Li Y, McConnell JR, Frey MM, Hanna E (2005) Snowfall-driven growth in East Antarctic Ice Sheet mitigates recent sea-level rise. Science 308:1877–1878

Domack E, Duran D, Leenter A, Ishman S, Doane S, McCallum S, Amblas D, Ring J, Gilbert R, Prentice M (2005) Stability of the Larsen B ice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch. Nature 436:681–685

Doran PT, Priscu JC, Lyons WB, Walsh JE, Fountain AG, McKnight DM, Moorhead DL, Virginia RA, Wall DH, Clow GD, Fritsen CH, McKay CP, Parsons AN (2002) Antarctic climate cooling and terrestrial ecosystem response. Nature 415:517–520

Dufresne JL, Quaas J, Boucher O, Denvil S, Fairhead L (2005) Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century. Geophys Res Lett 32:L21703. DOI 10.1029/2005GL023619

Ekaykin AA, Lipenkov VY, Kuzmina IN, Petit JR, Masson-Delmotte V Johnsen SJ (2004) The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station over the past 200 years. Ann Glaciol 39:569–575

EPICA Project Members (2004) Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. Nature 429:623–628

Fogt RL, Bromwich DH (2006) Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high latitude South Pacific governed by coupling with the Southern Annular Mode. J Clim 19:979–997

Forster PM, Taylor KE (2006) Climate forcings and climate sensitivities diagnosed from coupled climate model integrations. J Clim (in press)

Frezzotti M, Gandolfi S, La Marca F, Urbini S (2002) Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: new field and remote-sensing data. Ann Glaciol 34:81–88

Frezzotti M, Pourchet M, Flora O,Gandolfi S, Gay M, Urbini S, Vincent C, Becagli S, Gragnani R, Proposito M, Severi M, Traversi R, Udisti R, Fily M (2004) New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements. Clim Dyn 23:803–813

Frezzotti M, Pourchet M, Flora O,Gandolfi S, Gay M, Urbini S, Vincent C, Becagli S, Gragnani R, Proposito M, Severi M, Traversi R, Udisti R, Fily M (2005) Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. J Glaciol 172:113–124

Fyfe JC, Boer GJ, Flato GM (1999) The Arctic and Antarctic oscillations and their projected changes under global warming. Geophys Res Lett 26:1601–1604

Gallée H, Guyomarc'h G, Brun E (2001) Impact of snow drift on the Antarctic Ice Sheet Surface Mass Balance: possible sensitivity to snow-surface properties. Boundary Layer Meteorol 99:1–19

Genthon C, Kaspari S, Mayewski PA (2005) Interannual variability of the surface mass balance of West Antarctica from ITASE cores and ERA40 reanalyses, 1958–2000. Clim Dyn 24:759–770

Genthon C, Krinner G (2001) Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models. J Geophys Res 106:20653–20664

Genthon C, Cosme E (2003) Intermittent signature of ENSO in West-Antarctic precipitation. Geophys Res Lett 30: 2081. DOI 10.1029/2003GL018280

Giovinetto MB, Bentley CR (1985) Surface balance in ice drainage systems of Antarctica. Antarct J US 20:6–13

Giovinetto MB, Bromwich DH, Wendler G (1992) Atmospheric net transport of water vapor and latent heat across 70°S. J Geophys Res 97:917–930

Gillet NP, Thompson DWJ (2003) Simulation of recent southern hemisphere climate change. Science 302:273–275

Gong D, Wang S (1999) Definition of Antarctic oscillation index. Geophys Res Lett 26:459–462

Holland MM, Bitz CM (2003) Polar amplification of climate change in coupled models. Clim Dyn 21:221–232

Hourdin F, Musat I, Bony S, Braconnot P, Codron F, Dufresne JL, Fairhead L, Filiberti MA, Friedlingstein P, Grandpeix JY, Krinner G, Le Van P, Li ZX, Lott F (2006) The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. Clim Dyn (in press)

Huybrechts P, Gregory J, Janssens I, Wild M (2004) Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced by GCM time slice integrations. Glob Planet Change 42:83–105

ISMASS Committee (2004) Recommendations for the collection and synthesis of Antarctic Ice Sheet mass balance data. Glob Planet Change 42:1–15

Kaspari S, Mayewski PA, Dixon DA, Spikes VB, Sneed SB, Handley MJ, Hamilton GS (2004) Climate variability in West Antarctica derived from annual accumulation-rate records from ITASE firn/ice cores. Ann Glaciol 39:585–594

Krinner G, Genthon C (1997) The Antarctic surface mass balance in a stretched grid general circulation model. Ann Glaciol 25:73–78

Krinner G, Genthon C (1998) GCM simulations of the last glacial maximum surface climate of Greenland and Antarctica. Clim Dyn 14:741–758

Krinner G, Genthon C (1999) Altitude dependence of the ice sheet surface climate. Geophys Res Lett 26:2227–2230

Krinner G, Werner M (2003) Impact of precipitation seasonality changes on isotopic signals in polar ice cores: a multi-model analysis. Earth Planet Sci Lett 216:525–538

Krinner G, Genthon C, Jouzel J (1997a) GCM analysis of local influences on ice core δ signals. Geophys Res Lett 24:2825–2828

Krinner G, Genthon C, Li ZX, Le Van P (1997b) Studies of the Antarctic climate with a stretched grid GCM. J Geophys Res 102:13731–13745

Krinner G, Mangerud J, Jakobsson M, Crucifix M, Ritz C, Svendsen JI (2004) Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes. Nature 427:429–432

Kushner PJ, Held IM, Delworth TL (2001) Southern hemisphere atmospheric circulation response to global warming. J Clim 14:2238–2249

Kwok R, Comiso JC (2002) Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature—connections to the southern hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation. Geophys Res Lett 29: 50. DOI 10.1029/2002GL015415

Lachlan-Cope T, Connolley W, Turner J (2001a) The role of non-axisymmetric Antarctic orography in forcing the observed pattern of variability of the Antarctic climate. Geophy Res Lett 28:4111–4114

Lachlan-Cope T, Ladkin R, Turner J, Davison P (2001b) Observations of cloud and precipitation particles on the Avery Plateau, Antarctic Peninsula. Antarct Sci 13:339–348

van Lipzig NPM, van Meijgaard E, Oerlemans J (2002) Temperature sensitivity of the Antarctic Surface Mass Balance in a regional atmospheric climate model. J Clim 15:2758–2774

Listen GE, Winther J-G (2005) Antarctic surface and subsurface snow and ice melt fluxes. J Clim 18:1469–1481

Magand M, Frezzotti M, Pourchet M, Stenni B, Genoni L, Fily M (2004). Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica. Ann Glaciol 39:351–358

Marshall GJ, Scott PA, Turner J, Connolley WM, King JC, Lachlan-Cope TA (2004) Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the southern hemisphere. Geophys Res Lett 31: L14205. DOI 10.1029/2004GL019952

Marti O, Braconnot P, Bellier J, Benshila R, Bony S, Brockmann P, Cadule P, Caubel A, Denvil S, Dufresne JL, Fairhead L, Filiberti MA, Foujols MA, Fichefet T, Friedlingstein P, Grandpeix JY, Hourdin F, Krinner G, Lévy C, Madec G, Musat I, de Noblet-Ducoudré N, Polcher J, Talandier C (2005). The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. Note du Pôle de Modélisation n. 26, IPSL, ISSN 1288–1619. http://www.dods.ipsl.jussieu.fr/omamce/IPSLCM4/Doc-IPSLCM4/

Massom RA, Pook MJ, Comiso JC, Adams N, Turner J, Lachlan-Cope T, Gibson TT (2004) Precipitation over the interior East Antarctic Ice Sheet related to midlatitude blocking-high activity. J Clim 17:1914–1928

Masson-Delmotte V, Kageyama M, Braconnot P, Charbit S, Krinner G, Ritz C, Guilyardi E, Jouzel J, Abe-Ouchi A, Crucifix M, Gladstone RM, Hewitt CD, Kitoh A, Legrande A, Marti O, Merkel U, Motoi T, Ohgaito R, Otto-Bliesner B, Peltier WR, Ross I, Valdez PJ, Vettoretti G, Weber SL, Wolk F (2006) Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. Clim Dyn 26:513–529

Mätzler C (1987) Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. Remote Sens Rev 2:259–387

Miller L, Douglas BC (2004) Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise. Nature 428:406–409

Minikin A, Wagenbach D, Graf W, Kipfstuhl S (1994) Spatial and temporal variations of the snow chemistry at the central Filchner Ronne Ice Shelf, Antarctica. Ann Glaciol 20:440–447

Monaghan AJ, Bromwich DH, Wang S-H (2006) Recent trends in Antarctic snow accumulation from Polar MM5. Philos Trans R Soc Lond A 364:1683–1708

Mosley-Thompson E, Paskievitch JF, Gow AJ, Thompson LG (1998) Late 20th century increase in South Pole snow accumulation. J Geophys Res 104:3877–3886

Moritz RE, Bitz CM, Steig EJ (2002) Dynamics of recent climate change in the Arctic. Science 297:1497–1502

Murray R, Simmonds I (1991) A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I development and operation of the scheme. Aust Meteorol Mag 39:167–180

Noone D, Simmonds I (1998) Implications for the interpretation of ice-core isotope data from analysis of modelled Antarctic precipitation. Ann Glaciol 27:398–402

Noone D, Turner J, Mulvaney R (1999) Atmospheric signals and characteristics of accumulation in Dronning Maud Land, Antarctica. J Geophys Res 104:19191–19211

Ohmura A, Wild M, Bengtsson L (1996) A possible change in mass balance of Greenland and Antarctic ice sheets in the coming century. J Clim 9:2124–2135

Parrenin F, Rémy F, Ritz C, Siegert MJ, Jouzel J (2004) New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core. J Geophys Res 109:D20102. DOI 10.1029/2004JD004561

Pfeffer WT, Meier MF, Illangasekare HT (1991) Retention of Greenland runoff by refreezing: implications for projected future sea level change. J Geophys Res 96:22117–22124

Phillpot HR, Zillman JW (1970) The surface temperature inversion over the Antarctic continent. J Geophys Res 75:4161–4169

Pourchet M, Magand O, Frezzotti M, Ekaykin A, Winther JG (2003). Radionuclides deposition over Antarctica. J Environ Radioactivity 68:137–158

Reijmer CH, van den Broeke MR, Schelle MP (2002) Air parcel trajectories and snowfall related to five deep drilling locations in Antarctica based on the ERA-15 dataset. J Clim 15:1957–1968

Robin G (1977) Ice cores and climatic changes. Philos Trans R Soc Lond B 280:143–168

Russell A, McGregor GR, Marshall GJ (2004) An examination of the precipitation delivery mechanisms for Dolleman Island, eastern Antarctic Peninsula. Tellus 56A:501–513

Shindell DT, Schmidt GA (2004) Southern hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases. Geophys Res Lett 31:L18209

Simmonds I (1985) Analysis of the ''Spinup'' of a general circulation model. J Geophys Res 90:5637–5660

Simmonds I (2003) Modes of atmospheric variability over the Southern Ocean. J Geophys Res 108: 8078. DOI 10.1029/2000JC000542

Simmonds I, Keay K (2000) Mean southern hemisphere extratropical cyclone behaviour in the 40-year NCEP-NCAR analysis. J Clim 13:873–885

Simmonds I, Murray RJ (1999) Southern extratropical cyclone behaviour in ECMWF analyses during the FROST Special Observing Periods. Weather Forecast 14:878–891

Simmonds I, Wu X (1993) Cyclone behaviour response to changes in winter southern hemisphere sea-ice concentration. Q J R Meteorol Soc 119:1121–1148

Smith BT, Van Ommen TD, Morgan VI (2002) Distribution of oxygen isotope ratios and snow accumulation rates in Wilhelm II Land, East Antarctica. Ann Glaciol 35:107–110

Stone DA, Weaver AJ, Stouffer RJ (2001) Projection of climate change onto modes of atmospheric variability. J Clim 14:3551–3565

Taylor KC, White JWC, Severinghaus JP, Brook EJ, Mayewski PA, Alley RB, Steig EJ, Spencer MK, Meyerson E, Meese DA, Lamorey GW, Grachev A, Gow AJ, Barnett BA (2004) Abrupt climate change around 22 ka on the Siple Coast of Antarctica. Q Sci Rev 23:7–15

Thomas R, Rignot E, Casassa G, Kanagaratnam P, Acuña C, Akins T, Brecher H, Frederick E, Gogineni P, Krabill W, Manizade S, Ramamoorthy H, Rivera A, Russell R, Sonntag J, Swift R, Yungel J, Zwally J (2004) Accelerated sea-level rise from West Antarctica. Science 306:255–258

Thompson DWJ, Solomon S (2002) Interpretation of recent southern hemisphere climate change. Science 296:895–899

Thompson SL, Pollard D (1997) Greenland and Antarctic mass balances for present and doubled atmospheric CO_2 from the GENESIS Version-2 Global Climate Model. J Clim 10:871–900

Torinesi O, Fily M, Genthon C (2003) Variability and trends of the summer melt period of Antarctic ice margins since 1980 from microwave sensors. J Clim 16:1047–1060

Turner J, Lachlan-Cope TA, Thomas JP, Colwell S (1995) The synoptic origins of precipitation over the Antarctic Peninsula. Antarct Sci 7:327–337

Turner J, Harangozo SA, Marshall GJ, King JC, Colwell SR (2002) Anomalous atmospheric circulation over the Weddell Sea, Antarctica during the austral summer of 2001/2 resulting in extreme sea ice conditions. Geophys Res Lett 29:2160. DOI 10.1029/2002GL015565

Turner J, Lachlan-Cope TA, Colwell S, Marshall GJ, Connolley WM (2006) Significant warming of the Antarctic winter troposphere. Science 311:1914–1917

van de Berg WJ, van den Broeke MR, Reijmer CH (2006) Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated input of a regional atmospheric climate model. J Geophys Res 111:D11104. DOI: 10.1029/2005JD006495

van den Broeke MR (1997) Spatial and temporal variation of sublimation on Antarctica: results of a high-resolution general circulation model. J Geophys Res 102:29765–29777

van den Broeke MR (2005) Strong surface melting preceded collapse of Antarctic peninsula ice shelf. Geophys Res Lett 32:L12815

van den Broeke MR, van der Berg WJ, van Meijgaard E (2006) Snowfall in coastal West Antarctica much greater than previously assumed. Geophys Res Lett 33:L02505

Vaughan DG, Bamber JL, Giovinetto M, Russell J, Cooper APR (1999) Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. J Clim 12:933–946

Vaughan DG, Marshall GJ, Connolley WM, Parkinson C, Mulvaney R, Hogson DA, King JC, Pudsey CJ, Turner J (2003) Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. Clim Change 60:243–274

Watanabe O, Jouzel J, Johnsen S, Parrenin P, Shoji H, Yoshida N (2003) Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three cycles. Nature 422:509–512

Watkins AB, Simmonds I (1995) Sensitivity of numerical prognoses to Antarctic sea ice distribution. J Geophys Res 100:22681–22696

Wild M, Calanca P, Scherrer S, Ohmura A (2003) Effects of polar ice sheets on global sea level in high-resolution greenhouse scenarios. J Geophys Res 108:4165

Yamazaki K (1994) Moisture budget in the Antarctic atmosphere. In: Jones HG, Davies TD, Ohmura A, Morris EM (eds) Snow and ice covers: interactions with the atmosphere and ecosystems. IAHS Publication No. 233, IAHS Press, pp 61–67

Zwally HJ, Abdalati W, Herring T, Larson K, Saba J, Steffen K (2002) Surface melt-induced acceleration of Greenland Ice-Sheet flow. Science 297:218–222

4.5 Références bibliographiques

Anschutz, H., O. Eisen, W. Rack, and M. Scheinert. 2006. Periodic surface features in coastal East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.,* **33**(L22501), doi:10.1029/2006GL027871.

Arthern, R.J., D.P. Winebrenner, and D.G. Vaughan. 2006. Antarctic snow accumulation mapped using polarisation of 4.3cm wavelength microwave emission. *J. Geophys. Res., 111,* **D06107**, doi:10.1029/2004JD005667.

Bintaja, R. 1999. On the glaciological, meteorological and climatological significance of Antarctic blue ice areas. *Rev. Geophysics,* **37**(3), 337-359.

Bintaja, R., and C. Reijmer. 2001. A simple parameterization for snowdrift sublimation over Antarctic snow surfaces. *J. Geophys. Res.*, **106**, 31739-31748.

Bromwich, D.H. 1988. Snowfall in high southern latitudes. *Rev. Geophysics,* **26**, 149-168.

Bromwich, D.H., Z. Guo, L. Bai, and Q.S. Chen. 2004. Modeled Antarctic Precipitation Part I: Spatial and Temporal Variability. *J. Clim.*, **17**, 427-447.

Cavalieri, D., and J. Comiso. 2004. AMSR-E/Aqua daily L3 25km Tb, sea ice temperature and sea ice conc, polar grids V001, January to December 2003. *Natl. Snow and Ice Data Cent., Boulder, Colorado*.

Drinkwater, M.R., D.G. Long, and A.W. Bingham. 2001. Greenland snow accumulation estimates from satellite radar scatterometer data. *J. Geophys. Res.,* **106(D24)**, 33,935-933,950.

Dufresne, J.L., J. Quaas, O. Boucher, S. Denvil, and L. Fairhead. 2005. Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century. *Geophys. Res. Lett.,* **32**(L21703), doi:10.1029/2005GL023619.

Ekaykin, A.A., V.Y. Lipenkov, N. Barkov, J.R. Petit, and V. Masson-Delmotte. 2002. Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok station, Antarctica: implications for ice-core record interpretation. *Ann. Glaciol.*, **35**, 181-186.

Ekaykin, A.A., V.Y. Lipenkov, I.N. Kuzmina, J.R. Petit, V. Masson-Delmotte, and S.J. Johnsen. 2005. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station over the past 200 years. *Ann. Glaciol.*, **39**, 569-575.

Fahnestock, M.A., T.A. Scambos, C.A. Shuman, R.J. Arthern, D.P. Winebrenner, and R. Kwok. 2000. Snow megadunes fields on the East Antarctic Plateau: extreme atmosphere-ice interaction. *Geophys. Res. Lett.,* **27**((22)), 3719-3722.

Frezzotti, M., and O. Flora. 2002a. Ice dynamics features and climatic surface parameters in East Antarctica from Terra Nova Bay to Talos Dome and Dome C: ITASE italian traverses. *Terra Antarctica,* **9**(1), 47-54.

Frezzotti, M., S. Gandolfi, F. La Marca, and S. Urbini. 2002b. Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: new field and remote-sensing data. *Ann. Glaciol.,* **34**, 81-88.

Frezzotti, M., S. Gandolfi, and S. Urbini. 2002c. Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis. *J. Geophys. Res.,* **107(D18)**(4344), doi:10.1029/2001JD000673.

Frezzotti, M., M. Pourchet, O. Flora, S. Gandolfi, M. Gay, S. Urbini, C. Vincent, S. Becagli, R. Gragnani, M. Proposito, M. Severi, R. Traversi, R. Udisti, and M. Fily. 2004. New estimations of precipitaton and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements. *Clim. Dyn.,* **23**, DOI 10.1007/s00382-00004-00462-00385, 00803-00813.

Fujii, Y., and K. Kusunoki. 1982. The role of sublimation and condensation in the formation of ice sheet surface at Mizuho Station, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4293-4300.

Gallée, H., and I. Gorodetskaya. In press. Validation of a Limited Area Model over Dome C, Antarctic plateau, during winter. *Clim. dyn.*

Gallée, H., G. Guyomarc'h, and E. Brun. 2001. Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance: possible sensitivity to snow surface properties. *Boundary layer meteotol.*, **99**, 1-19.

Gay, M., M. Fily, C. Genthon, M. Frezzotti, Oerter; H., and J.G. Winther. 2002. Snow grain-size measurements in Antarctica. *J. Glaciol.*, **48**(163), 527-535.

Genthon, C., and G. Krinner. 2001. Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **106**(D18), 20653-20664.

Gential, L. 2007. Modélisation du bilan de masse en surface de la calotte glaciaire antarctique. *Thèse de doctorat de l'université Joseph Fourier (Grenoble 1)*, 112 p.

Gibson, R., P. Kalberg, and S. Uppala. 1996. The ECMWF re-analyses (ERA) project. *ECMWF Newsletter*, **73**, 7-17.

Gillet, N.P., and D.W.J. Thompson. 2003. Simulation of recent southern hemisphere climate change. *Science*, **302**, 273-275.

Goodwin, I.D. 1990. Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of Eastern Wilkes Land, Antarctica. *Antarct. Sci.*, **2**(3), 235-242.

Gow, A.J. 1965c. On the accumulation and seasonal stratification of snow at the South Pole. *J. Glaciol.*, **5**, 467-478.

Grody, N.C., and A.N. Basist. 1997. Interpretation of SSM/I measurements over Greenland. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**, 360-366.

Hogan, A.W. 1975. Summer ice crystal precipitation at the South Pole. *J. Applied Meteorology*, **14**, 246-249.

Hourdin, F., I. Musat, S. Bony, P. Braconnot, F. Codron, J.L. Dufresne, L. Fairhead, M.A. Filiberti, P. Friedlingstein, J.Y. Grandpeix, G. Krinner, P. Le Van, Z.X. Li, and F. Lott. 2006. The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parameterized physics with emphasis on tropical convection. *Clim. Dyn.*, DOI 10.1007/s00382-00006-00158.

I.P.C.C. 2007. Summary for policymakers. *In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth assessment report of the Intergouvernemental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.*, 21 p.

ISMASS, Committee. 2004. Recommendations for the collection and synthesis of Antarctic Ice Sheet mass balance data. *Global and Planetary Change*, **42**, 1-15.

Kikuchi, K., and A.W. Hogan. 1979. Properties of diamond dust type ice crystals observed in summer season at Amundsen-Scott South Pole Station. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 180-190.

King, J.C., and J. Turner. 1997. Antarctic meteorology and climatology. *In: Atmospheric and Space science series, Cambridge University Press*, 1-12.

Krinner, G., and C. Genthon. 1997. The Antarctic Surface Mass Balance in a stretched grid general circulation model. *Ann. Glaciol.*, **25**, 73-78.

Krinner, G., and C. Genthon. 1998. GCM simulations of the last glacial maximum surface climate of Greenland and Antarctica. *Clim. Dyn.*, **14**, 741-758.

Krinner, G., C. Genthon, Z.-X Li, and P. Le Van. 1997. Studies of the Antarctic climate with a stretched grid GCM. *J. Geophys. Res.*, **102**, 13,731-713,745.

Krinner, G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon, and J.L. Dufresne. 2006. Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the 20th and 21st centuries. *Clim. Dyn.*, **28(2-3)**, DOI:10.1007/s00382-00006-00177-x.

Krinner, G., J. Mangerud, M. Jakobsson, M. Crucifix, C. Ritz, and JI. Svendsen. 2004. Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes. *Nature*, **427**, 429-432.

Lachlan-Cope, T.A., R. Ladkin, J. Turner, and P. Davison. 2001b. Observations of cloud and precipitation particles on the Avery Plateau, Antarctic Peninsula. *Antarct. Sci.*, **13**, 339-348.

Lacroix, P. 2007. Apport de l'altimétrie radar spatiale à l'étude de la neige de la calotte polaire Antarctique. *Thèse de doctorat, Université de Toulouse*, 150 p.

Legresy, B., and F. Remy. 1998. Using the temporal variability of the radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol.*, **44**(147), 197-206.

Marshall, G.J., P.A. Scott, J. Turner, W.M. Connoley, J.C. King, and T.A. Lachlan-Cope. 2004. Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(L14205), doi:10.1029/2004GL019952.

Marti, O., P. Braconnot, J. Bellier, R. Benshila, S. Bony, P. Brockmann, P. Cadule, A. Caubel, S. Denvil, J.L. Dufresne, L. Fairhead, M.A. Filiberti, M.A. Foujols, T. Fichefet, P. Friedlingstein, J.Y. Grandpeix, F. Hourdin, G. Krinner, C. Lévy, G. Madec, I. Musat, N. De Noblet-Ducoudré, J. Polcher, and C. Talandier. 2005. The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. *Note du Pôle de modélisation, n°26, IPSL, ISSN 1288-1619.*, http://www.dods.ipsl.jussieu.fr/omamce/IPSLCM4/Doc-IPSLCM4/.

Massom, R.A., M.J. Pook, J.C. Comiso, N. Adams, J. Turner, T.A. Lachlan-Cope, and T.T. Gibson. 2004. Precipitation over the interior East Antarctic Ice Sheet related to midlatitude blocking-high activity. *J. Clim.*, **17**, 1914-1928.

Mätzler, C. 1987. Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote sensing of Environment rev.*, **2**, 259-392.

Mätzler, C. 1996. Microwave permittivity of dry snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**(2), 573-581.

Mätzler, C. 1998. Microwave properties of snow and ice. **In B. Schmidt, C. De Bergh, and M. Festou, eds Solar System Ices, Kluwer Academic, Dordrecht.**

Mätzler, C. 2006. Thermal microwave radiation: Applications for remote sensing. *The Institution of Engineering and Technology Electromagnetic waves series 52, Ed. C. Mätzler, London, United Kingdom.*, **52**, 555.

Mätzler, C., and A. Wiesmann. 1999. Extension of the microwave emission model of layered snowpacks to coarse-grained snow. *Remote sensing of Environment*, **70**(3), 317-325.

Meehl, G.A., C. Covery, B. MacAvaney, M. Latif, and R.J. Stouffer. 2005. Overview of the coupled model intercomparison project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 89-93.

Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver, and Z.C. Zhao. 2007. Global climate Projections. *In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergouvernemental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK.*, Chapter 10, 749-844.

Navicenovic, N., and R. (eds) Swart. 2000. Special report on Emissions Scenarios. *A special report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.*, 599 p.

Partington, K.C. 1998. Discrimination of glacier facies using multi-temporal SAR data. *J. Glaciol.*, **44**(146), 42-53.

Picard, G., and M. Fily. 2006. Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers: Correcting 26-year time series from changes in acquisition hours. *Remote sensing of Environment*, **104**, 325-336, doi:310.1016/j.rse.2006.1005.1010.

Picard, G., M. Fily, and H. Gallée. 2007. Surface melting derived from microwave radiometers: a climatic indicator in Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **46**, 29-34.

Picciotto, E., G. Crozaz, and W. De Breuck. 1971. Accumulation on the South Pole-Queen Maud Land traverse, 1964-1968. *Antarctic Research Series, Antarctic Snow and Ice Studies II, edited by A.P. Crary, Am. Geophys. Union,* **16**, 257-315.

Proposito, M., S. Becagli, E. Castellano, O. Flora, L. Genoni, R. Gragnani, B. Stenni, R. Traversi, R. Udisti, and M. Frezzotti. 2002. Chemical and isotopic snow variability along the 1998 ITASE Traverse from Terra Nova Bay to Dome C, Antarctica. *Ann. Glaciol.,* **35**, doi:10.3189/172756402781817167, 17275640278181717187-17275640278181717194.

Radok, U., and R.C. Lile. 1977. A year of snow accumulation at Plateau Station. *in J.A. Businger: Meteorological studies at Plateau Station, Antarctica. Antarctic research series, AGU.,* **25**, 17-26.

Rémy, F., and J.F. Minster. 1991. A comparison between active and passive microwave measurements of the Antarctic ice sheet and their association with the surface katabatic winds. *J. Glaciol.,* **37**(125), 3-10.

Rosenfeld, S., and N.A. Grody. 2000. Anomalous microwave spectra of snow cover observed from Special Sensor Microwave / Imager measurements. *Journal of Geophysical Research,* **105**((D11)), 14913-14925.

Schwerdtfeger, W. 1970. The climate of the Antarctic. *in S. Orvig: Climates of the polar regions, World survey of Climatology, Elsevier.,* **14**, 235-355.

Shindell, D.T., and G.A. Schmidt. 2004. Southern hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases. *Geophys. Res. Lett.,* **31**(L18209.).

Spinhirne, J.D., S.P. Palm, and W.D. Hart. 2005. Antarctica cloud cover for October 2003 from GLAS satellite LIDAR profiling. *Geophys. Res. Lett.,* **32**, L22S05, doi:10.1029/2005GL023782.

Surdyk, S., Fily, M. 1995. Results of a stratified snow emissivity model based on the wave approach: Application to the Antarctic ice sheet. *Journal of Geophysical Research,* **100**(C5), 8837-8848.

Thompson, D.W.J., and S. Solomon. 2002. Interpretation of recent southern hemisphere climate change. *Science,* **296**, 895-899.

Van de Berg, W.J., M.R. Van Den Broeke, C. Reijmer, and E. Van Meijgaard. 2006. Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model. *J. Geophys. Res.,* **111**, D11104, doi:11110.11029/12005JD006495.

Van den Broeke, M., W. Jan Van de Berg, E. Van Meijgaard, and C. Reijmer. 2006. Identification of Antarctic ablation areas using a regional atmospheric climate model. *J. Geophys. Res.,* **111(D18110)**(D18110), doi:10.1029/2006JD007127.

Van Lipzig, N.P.M., E. Van Meijgaard, and J. Oerlemans. 2002. The spatial and temporal variability of the surface mass balance in Antarctica: Results from a regional atmospheric climate model. *Int. J. Climatol.,* **22**, doi:10.1002/joc.1798, 1197-1217.

Vaughan, D.V., J.L. Bamber, M. Giovinetto, J. Russell, and A.P.R. Cooper. 1999. Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica. *J. Clim.,* **12**, 933-946.

Walden, V.P., S.G. Warren, and E. Tuttle. 2003. Atmospheric ice crystals over the Antarctic plateau in winter. *J. Applied Meteorology,* **42**, 1391-1405.

Wang, Z., G. Stephens, T. Deshler, C. Trepte, T. Parish, D. Vane, D. Winker, D. Liu, and L. Adhikari. 2008. Association of Antarctic polar stratospheric cloud formation on tropospheric cloud systems. *Geophys. Res. Lett.,* **35**, L13806, doi:13810.11029/12008GL034209.

Watanabe, O. 1978. Distribution of surface features of snow cover in Mizuho Plateau. *Mem. Natl. Inst. Polar Res.,* **Special issue 7**, 154-181.

West, R.D., D.P. Winebrenner, L. Tsang, and H. Rott. 1996. Microwave emission from density-stratified Antarctic firn at 6cm wavelength. *Journal of Glaciology,* **42**((140)), 63-76.

Wiesmann, A., and C. Mätzler. 1999. Microwave Emission Model of Layered Snowpacks. *Remote Sensing of Environment,* **70(3)**, 308-316.

Winebrenner, D.P., R.J. Arthern, and C.A. Shuman. 2001. Mapping Greenland accumulation rates using observations of thermal emission at 4.5cm wavelength. *Journal of Geophysical Research,* **106**((D24)), 33919-33934.

Winther, J.G., M.N. Jespersen, and G.E. Liston. 2001. Blue-ice areas in Antarctica derived from NOAA AVHRR satellite data. *J. Glaciol.,* **47**(157), 325-334.

Zwally, H.J., and M. Giovinetto. 1995. Accumulation in Antarctica and Greenland derived from passive-microwave data: A comparison with contoured compilations. *Annals of Glaciology,* **21**, 123-130.

5

Conclusions et Perspectives

Sommaire

5.1 Synthèse des travaux 229

5.2 Perspectives 234

5.3 Références bibliographiques 237

5.1 Synthèse des travaux

En réponse à plusieurs documents édités au début des années 2000 (dont (Dick and others, 2000) et (Allison and others, 2001)), proposant une liste de réflexions à la communauté scientifique sur les travaux à mener pour l'étude du climat mondial présent et futur (et notamment le lien avec la cryosphère), le comité ISMASS[1] [2] (*Ice Sheet MASS balance*) du SCAR a publié en 2004 un panel de recommandations à adopter dans les programmes de recherche dont les principaux objectifs sont l'appréhension de l'état actuel et/ou de l'évolution future du bilan de masse Antarctique en réponse au changement climatique (ISMASS, 2004) (cf. chapitre 1). Cet article suggère une stratégie de recherche basée sur 9 séries de recommandations, dans lesquelles la composante BMS prend naturellement toute sa place. Les auteurs évoquent notamment la forte nécessité d'améliorer la représentation du BMS à l'état présent, et ce, afin de mieux appréhender les changements futurs de ce dernier. Malgré les efforts déployés au cours de la dernière décennie dans la réalisation de programmes de recherche nationaux et internationaux destinés à l'étude du bilan de masse Antarctique par les pays présents sur le continent, les auteurs de ce document pointent du doigt la « faiblesse » de la communauté glaciologique dans sa capacité à regrouper dans une même étude des données issues à la fois de mesures directes sur le terrain, mais également provenant des outils de télédétection et de travaux de modélisation. Ils mettent l'accent sur la nécessité de favoriser la synthèse de telles données tout en développant de nouvelles approches. Dans le cadre de ce manuscrit, en travaillant avec les trois types de données (terrain, télédétection, modèle) et par le biais de la création d'un filtre de contrôle qualité destiné à distinguer

[1] M. Fily, C. Genthon, et C. Ritz, du LGGE, font partie de ce comité.

[2] En 2004, les autres membres de ce comité étaient W. Abdalati, I. Allison, F. Carsey, G. Casassa, M. Frezzotti, H.A. Fricker, I. Goodwin, Z. Guo, G.S. Hamilton, R.C.A. Hindmarsh, C.L. Hulbe, T.H. Jacka, K.C. Jezek, R. Kwok, J. Li, U. Nixdorf, G. Paltridge, E. Rignot, K. Satow, T.A. Scambos, C. Shuman, P. Skvarca, S. Takahashi, R.S.W. Van de Wal, D.G. Vaughan, W.L. Wang, R.C. Warner, D.J. Wingham, N.W. Young, H.J. Zwally.

les données de BMS de terrain fiables de celles qui ne le sont pas, nous espérons contribuer à la fois à cet important travail de synthèse, et également au développement d'une appréhension différente et unique de l'utilisation des données de BMS collectées sur le terrain depuis les années 1950, en vue de l'étude du BMS Antarctique.

Dans un premier temps, une importante synthèse des différentes techniques de mesures (balises, sondes à ultrasons, mesures chimiques dans les puits de neige et carottes de neige/névé/glace, radar à neige de surface, etc.) utilisées pour appréhender les caractéristiques du BMS en Antarctique a été présentée, en décrivant les avantages, inconvénients et limites des différentes méthodologies appliquées sur le terrain pour l'étude de ce paramètre (cf. article IV). Dans le chapitre 2, j'ai particulièrement insisté sur les méthodes radioactives (radioéléments naturels et artificiels) appliquées au LGGE depuis une trentaine d'années pour l'étude de ce paramètre. Les méthodes radiochimiques, qui ont prouvé leur utilité depuis leur développement initial dans les années 1960 et 1970, restent encore largement utilisées dans les programmes internationaux Antarctiques (type ITASE franco-italien – cf. article V) et contribuent (cas des dépôts radioactifs issus des essais thermonucléaires atmosphériques) avec la méthode des balises, à près de 40-45% de l'ensemble des données de BMS Antarctique acquises sur le terrain depuis 1950 (cf. article I). Ce travail de synthèse a également permis de mettre l'accent sur l'insuffisance, voire l'absence de la documentation (paramètres auxiliaires type période temporelle de recouvrement de la mesure, date de la mesure, méthodologie(s) utilisée(s), etc.) associée aux valeurs de BMS de terrain, et dont la connaissance est pourtant fondamentale lors de la construction de compilations de bases de données de BMS (cf. articles I et IV). Bien que la communauté glaciologique soit consciente de l'importance des informations associées à la donnée de BMS, l'expérience montre que dans les anciennes et quelques récentes compilations de BMS Antarctique, la documentation pouvait être négligée voire totalement absente (cf. chapitre 3). Fort de ce constat, j'ai proposé une méthode de filtrage destinée à contrôler et juger de la qualité et de la fiabilité des données de BMS de terrain collectées en Antarctique depuis les années 1950. Considérant que les données de BMS de terrain ont une qualité hétérogène en fonction du type de méthodologie utilisée pour l'obtenir ainsi que de la documentation auxiliaire qui lui est associée, nous argumentons que l'application d'un tel filtre de qualité doit nous permettre de ne compiler que les données respectant les critères de qualité et auxquelles nous pouvons donc associer un degré de confiance et de viabilité élevés ; l'objectif étant de bénéficier de compilations fiables et viables pour l'étude du BMS Antarctique via la construction de cartes interpolées et la validation de modèles climatiques. J'ai appliqué le filtre de qualité sur les données de BMS de terrain collectées dans le secteur Antarctique 90-180° Est de 1950 à 2005. Plus de 40% des données de BMS de terrain initialement collectées dans ce secteur Antarctique apparaissent non fiables selon les critères forts de qualité proposés, et sont en conséquence rejetées. La compilation résultante (notée S2 dans l'article I et M07 dans les articles et chapitres suivants) de données filtrées contient 365 valeurs de BMS. J'ai

ensuite testé l'impact que pouvait avoir ce processus de sélection sur la validation des modèles climatiques simulant le BMS. Pour ce faire, les compilations de données de BMS non filtrées et filtrées ont été comparées au modèle climatique MCGA LMDZ-4 ainsi qu'à un ensemble de modèles MGCA composite (ARPEGE, ECHAM, HADAM, etc.). Les comparaisons montrent que le processus de sélection des données de BMS de terrain tel que suggéré dans l'article I à un impact significatif dans les biais observés entre les modèles et les données de terrain. L'impact est d'autant plus fort dans les zones de hauts plateaux Antarctique, au delà de 3000 m d'altitude. Dans les zones côtières, l'impact est plus difficile à évaluer en raison d'une forte variabilité de l'échantillonnage spatial. Il résulte de l'ensemble du travail présenté dans l'article I que même si le nombre de données de BMS de terrain est faible en Antarctique de l'Est (relativement à la superficie considérée), et en Antarctique en général, l'utilisation systématique de toutes les données de terrain sans sélection et contrôle de la qualité de celles-ci peut induire de larges erreurs dans la quantification du BMS Antarctique, notamment lors de la réalisation des cartes interpolées de BMS ou lors de la validation des modèles climatiques.

Dans un second temps, trois applications de la compilation de données filtrées de BMS de terrain M07 obtenue dans l'article I pour le secteur 90-180° Est, ont été développées par le biais de quatre articles, dont trois sont présentés dans le corps du manuscrit en raison de mon implication dans leur réalisation :

(i) Dans la continuité des travaux de l'article I, le papier II discute de l'impact de l'utilisation de données filtrées de BMS de terrain lors de la validation des modèles climatiques dans les secteurs du plateau Antarctique. Les travaux montrent une diminution de la valeur moyenne cumulée des données de BMS de terrain dans la gamme altitudinale 2300-4000 m lors de l'application du filtre de qualité, ce qui équivaut à la mise à l'écart de données de BMS non fiables relativement « humides ». La diminution est d'autant plus importante au-delà de 3000 m d'altitude, avec une valeur moyenne des données de BMS de terrain filtrée entre 3000 et 4000 m qui représente ~83% de la valeur moyenne calculée sans application du filtre, soit une baisse de l'estimation du BMS sur le plateau d'environ 10 kg m^{-2} an^{-1}. Une des conséquences de cette baisse est l'observation d'un resserrement entre les valeurs de BMS simulées par les modèles climatiques et les valeurs de données filtrées de BMS de terrain. Ces travaux montrent entre autres, que les biais systématiques observés entre modèles et données terrain par (Genthon and Krinner, 2001) ne sont pas forcément le simple fait d'une mauvaise paramétrisation des précipitations non synoptiques dans les hauts plateaux Antarctiques, mais aussi « d'un biais » dans les compilations originelles de données de BMS de terrain et l'utilisation systématique de certaines données peu fiables. Il faut garder à l'esprit qu'une baisse de l'estimation du BMS sur le plateau d'environ 10 kg m^{-2} an^{-1} représente, par exemple, de 20 à 100% des biais de BMS constatés entre les

modèles climatiques et les données de terrain dans les travaux de (Bromwich and others, 2004) et (Van de Berg and others, 2006).

(ii) Dans l'article III, la compilation de données filtrées de BMS (M07) est comparée à la carte interpolée (A06) de (Arthern and others, 2006), dont la construction est basée sur une relation empirique entre la température moyenne annuelle, les données de BMS et un rapport de polarisation du rayonnement micro-onde émis à 6.9 GHz (4.3 cm) par le manteau neigeux de surface. La comparaison montre, (a) un bon accord (RMS ~35%) entre les données filtrées M07 et celles extraites de la carte A06 dans les secteurs caractérisés par un manteau neigeux dit 'sec' (pas de fonte, ni percolation), (b) mais une absence de relation (RMS > 50%) entre les données de BMS dans les zones soumises au processus de fonte/regel. En utilisant un modèle d'émission micro-ondes dans le manteau neigeux (*MEMLS*) développé par (Wiesmann and Mätzler, 1999), l'étude réalisée dans cet article montre que l'absence de relation peut être expliquée par le fait que les structures internes formées par fonte/regel affectent plus fortement l'émissivité micro-ondes en polarisation horizontale, que ne le font les couches de stratification créées par accumulation de neige. Il semble donc que l'utilisation des rapports de polarisation du rayonnement micro-onde soit totalement inadaptée dans les secteurs Antarctique soumis à l'action de la fonte pour l'estimation du BMS, secteurs qui représentent tout de même 25% de la totalité de la superficie du continent Antarctique. De même, les zones de mégadunes et les secteurs caractérisés par des signatures spectrales atypiques constituent des structures de surface pour lesquelles le rapport de polarisation micro-onde semble difficilement applicable pour l'étude et la représentativité du BMS. En dépit du faible nombre de données filtrées de BMS de terrain subsistant dans ces secteurs particuliers, les travaux préliminaires présentés dans ce manuscrit[3] tendent à montrer que la carte interpolée de BMS de (Arthern and others, 2006) ne semble pas adaptée pour décrire le BMS dans ces secteurs en raison de la présence de stratifications internes dans le manteau neigeux, qui reflètent moins des successions de dépôts de neige saisonniers ou annuels que l'action conjuguée du vent et de la sublimation. Par analogie avec les secteurs caractérisés par l'action des processus de fonte/regel sur le pourtour Antarctique, ce constat semble d'importance dans le sens ou les champs de mégadunes et les zones de signature spectrale atypique représentent une superficie d'au moins 500000 km^2 (> 3.5% de la superficie du continent Antarctique).

(iii) Les articles IV et VII ont pour objectif d'estimer les changements futurs du BMS Antarctique, d'étudier les mécanismes amenant ces modifications, et d'évaluer les répercussions de ces changements sur l'évolution du niveau marin, et ce, à l'horizon 2100. Pour ce faire, des simulations du climat et du BMS Antarctiques sont réalisées sur deux périodes, 1981-2000 et 2081-2100, via la composante atmosphérique du modèle couplé IPSL-CM4, modifié par (Krinner and others, 1997) : le

[3] Les relations entre les données filtrées de BMS de terrain et les valeurs interpolées extraites de la carte A06 ne sont pas développées dans le corps de l'article III, mais sont toutefois évoquées en conclusion du papier.

modèle LMDZ-4. Avec une résolution sur le continent Antarctique de l'ordre de 60 km, le modèle LMDZ-4 simule les précipitations, les flux turbulent d'énergie latente à la surface (sublimation, évaporation, givrage), ainsi que la fonte de la neige ou de la glace. La neige soufflée (ou transport par le vent), par contre, n'est pas simulée. Le modèle LMDZ-4 est également couplé avec des données de conditions limites océaniques de surface (concentration de glace de mer, température océanique de surface…), soit extraites de simulations (présentes et futures) du modèle couplé IPSL-CM4 (Dufresne and others, 2005; Marti and others, 2005) (cas des simulations présentées dans l'article IV), soit directement observées par satellite pour le temps présent et une méthode d'anomalie permettant de déterminer les conditions océaniques à l'horizon 2100 (cas des simulations présentées dans l'article VII). Dans les deux articles, les résultats de BMS Antarctique simulés à l'état présent sont validés par comparaison avec les données filtrées de BMS de terrain, extraites de la compilation M07 (secteur 90-180° Est), mais également avec des données de BMS de terrain collectées dans d'autres secteurs du continent Antarctique et qui ont été sélectionnées après application du filtre de qualité. Même si le filtre de qualité n'a pas été appliqué sur l'ensemble des données de BMS de terrain connues et recensées sur le continent Antarctique (plus de 2000 données), ce premier élargissement d'utilisation du filtre a permis de comparer les sorties de simulations au temps présent avec des données de BMS de terrain considérées comme fiables, limitant ainsi, au maximum, l'introduction de biais ou d'erreurs par les mesures de terrain (cf. article III). Dans la perspective de diminuer les sources d'erreurs potentiellement introduites lors de la construction de cartes interpolées de BMS ou lors de simulation de ce même paramètre par les modèles climatiques, ces travaux constituent un véritable test grandeur nature sur l'intérêt de l'application de filtres de qualité. L'un des principaux résultats extrait des simulations du BMS à l'état présent et futur (utilisation du scénario d'émission SRES-A1B défini par le GIEC) est l'augmentation du BMS Antarctique à la fin du XXI^{ème} siècle (+21% et +28% en moyenne, dans les simulations futures respectivement présentées dans les articles IV et VII par rapport à l'état présent). Cette augmentation du BMS au cours du prochain siècle est largement due aux changements de précipitations, considérant que les variations observées pour les flux turbulent d'énergie latente à la surface (sublimation, évaporation, givrage) et la fonte de la neige sur la même période simulée sont relativement mineures. Bien que la dynamique atmosphérique soit modifiée d'après les simulations climatiques de la fin du XXI^{ème} siècle, l'élévation de la température atmosphérique de surface (+2.8°C en 2100, valeur moyenne à l'échelle planétaire pour le scénario SRES-A1B) entraînant une augmentation de l'évaporation de la surface océanique, et par là même, la capacité de transport d'humidité sur le continent Antarctique (zones côtières et plateau) semble être à l'origine de l'augmentation du BMS Antarctique au cours du prochain siècle. L'augmentation du BMS futur Antarctique, observée dans les simulations des deux articles, induit une contribution négative du continent Antarctique à l'évolution du niveau marin, à raison d'une diminution comprise entre 1.05 mm an^{-1} et 1.50 mm an^{-1} à la fin du XXI^{ème} siècle selon les simulations considérées.

5.2 Perspectives

Application du filtre de qualité à l'ensemble du continent Antarctique - Comme précédemment indiqué, les travaux réalisés et présentés dans ce manuscrit montrent que l'utilisation systématique, sans sélection préalable et contrôle de la qualité, de toutes les données de BMS de terrain collectées en Antarctique depuis le début des années 1950, peut induire de larges erreurs dans la quantification du bilan de masse de ce continent, lors de la réalisation des cartes interpolées ou lors de la validation des modèles climatiques dévolus à l'étude du climat dans cette région. Dans la continuité de la sélection des données réalisée dans le secteur Antarctique 90-180° Est, il me semble intéressant de poursuivre l'application du filtre de qualité sur l'ensemble du continent. De même, sans considérer, et cela a déjà été évoqué, que la base de données filtrées proposée doit remplacer les compilations réalisées par d'autres équipes de recherche et selon d'autres critères, il me semble également fondamental de mettre la(les) base(s) de données résultantes de ce travail de tri à la disposition de la communauté glaciologique internationale (site internet). Cette perspective va dans le sens des recommandations suggérées par (ISMASS, 2004), préconisant une mise en commun plus importante des données de BMS, qu'elles soient issues de campagnes de terrain, d'observations satellitaires ou extraites de simulations de modèles climatiques. La mise en ligne de telle compilation de BMS permet la réalisation de grand nombre de travaux par la communauté internationale, comme le montre l'exemple de la base de données de (Vaughan and Russell, 1997), largement utilisée au cours de la dernière décennie.

Etude de la variabilité spatiale du BMS / Utilisation du radar à neige de surface - Dans le cadre de ce manuscrit, j'ai peu discuté des problèmes de variabilité spatiale du BMS, étant donné que j'avais initialement stipulé que toute donnée de BMS respectant les critères forts de qualité tels que définis dans le filtre était considérée comme fiable et conservée dans la compilation finale. Ce postulat ne doit pas occulter le fait que le BMS est connu pour varier substantiellement dans l'espace à de nombreuses échelles (locales - < 10 km ; régionales – 10 à 1000 km…). La variabilité spatiale pose donc un problème pour la détermination de la représentativité de la valeur de BMS obtenue sur le terrain par les différentes méthodes (hors radar à neige) décrites dans l'article de revue des méthodologies appliquées en Antarctique de l'Est et peut engendrer d'importantes erreurs du BMS à l'échelle locale ou régionale. Ce constat invite la communauté glaciologique au sens large à combiner le plus fréquemment possible, des données ponctuelles (sur un plan spatial) de BMS obtenues par des méthodes différentes (études multi-approches) avec des données spatialisées, obtenues par la technique du radar à neige de surface, ou par télédétection. De telles combinaisons deviennent désormais indispensables dans l'étude du BMS Antarctique et constituent également un des souhaits promulgués par (ISMASS, 2004). Le programme international TASTE-IDEA, actuellement en cours dans le cadre de l'Année Polaire Internationale, et dans lequel s'inscrivent les travaux du présent

doctorat, propose une combinaison de ce type à travers la réalisation de raids scientifiques sur plusieurs milliers de kilomètres. Une campagne de terrain va être réalisée dans ce sens au cours de l'été austral 2008-2009, entre les stations Dumont-D'Urville et Dôme C, avec utilisation d'un radar à neige de surface récemment acquis par le laboratoire. Les profils radar que nous espérons collecter au cours de cette campagne pourraient notamment nous permettre de comparer les données filtrées de BMS dans ce secteur avec les données de BMS déduites de la datation des réflecteurs potentiellement observés le long des transects réalisés (lignes isochrones), et ainsi introduire un nouveau critère de qualité dans le filtre établi dans ce manuscrit. Les données filtrées de BMS, compilées dans M07, sont-elles spatialement représentatives du BMS local ? Régional ?

Mesure de la densité / Utilisation de la sonde à neutrons - Dans l'article de revue des méthodologies de mesure du BMS Antarctique, nous évoquons, en préambule de la description des différentes méthodes, la difficulté de la détermination de la densité ; paramètre fondamental pour convertir les profondeurs de neige/névé/glace des échantillons collectés et datés en valeurs de BMS (équivalent en eau). Or, un des constats de la communauté glaciologique internationale (cf. références et discussions dans l'article de revue) est que (a) la méconnaissance des profils de densité dans les sites de collecte d'échantillons ou (b) la difficulté de mesures précises et reproductibles de ce paramètre avec les méthodes actuelles, introduisent des erreurs additionnelles importantes dans la détermination du BMS. Depuis quelques années, la communauté glaciologique tente de développer des méthodes alternatives rapides et reproductibles, permettant la mesure à haute résolution de la densité dans le manteau neigeux, et dans la mesure du possible, non destructives contrairement aux méthodes classiquement utilisées depuis de nombreuses années et qui consistent au découpage fin et à la pesée de sections de carottes (ou échantillons de puits de neige) de volume connu. Cette dernière méthode est « consommatrice » en terme de temps, destructive et enfin, est rarement opérée sur toute la longueur des carottes dès que celles-ci dépassent plusieurs dizaines de mètres (Hawley and others, 2008). De plus, la résolution de découpe des sections de carottes permet rarement de révéler des évènements fins (quelques millimètres) montrant de forts changements de densité (type lentille de glace). Deux principales méthodes alternatives apparaissent depuis quelques années. La première, développée notamment par (Whilhelms and others, 1998; Wolff, 2000; Whilhelms, 2005), est basée sur l'étude des propriétés diélectriques de la neige avec des mesures de conductivité et de permittivité. La seconde méthode est adaptée des sondes à neutrons initialement utilisées en géophysique pour les mesures de profils de teneur en eau dans les sols, développées à la fin des années 1960. L'adaptation des sondes à neutrons pour l'étude des profils de densité dans le manteau neigeux a été réalisée par (Morris and Cooper, 2003), et testée depuis avec succès pour l'interprétation de la stratigraphie de carottes de neige et névé dans plusieurs régions polaires (Groenland, Svalbard…) (Hawley and Morris, 2006; Hawley and others, 2006; Morris, In press). La sonde à neutrons, présente sous la forme d'un cylindre métallique, consiste en une source radioactive annulaire émettrice de neutrons rapides,

enserrant un cylindre de détection de neutrons lents ou thermiques. La source radioactive, recouverte d'une couche fine d'aluminium « transparente » aux neutrons rapides, est un mélange de radioélément émetteur alpha (^{241}Am ou ^{226}Ra) et d'une fine poudre de béryllium. En bombardant les noyaux de béryllium, les particules alpha donnent lieu à une réaction nucléaire, produisant des neutrons rapides (énergie élevée de moyenne 4.5 MeV). Ceux-ci sont alors dispersés dans le manteau neigeux et subissent, par interaction avec les atomes d'hydrogène de l'eau, une série de chocs élastiques qui les amènent à un état énergétique voisin de celui des atomes du milieu ambiant, soit des neutrons lents ou thermiques. Le détecteur de la sonde n'étant sensible qu'aux neutrons thermiques, ce système permet donc de caractériser, à partir du nombre de neutrons thermiques détectés, la quantité d'atomes d'hydrogène reliée à la densité du milieu. Descendant dans les trous de forage à une vitesse de l'ordre de quelques centimètres par minute, le système adapté par E. Morris permet d'obtenir des profils de densité avec une résolution de l'ordre du centimètre et une précision estimée à ±10 kg m^{-3}. Outre l'aspect non destructif, cette méthode permet la détermination d'un profil fin de densité sur toute la profondeur du forage réalisé et également une homogénéité de mesure de ce paramètre d'un trou de forage à un autre, diminuant d'autant les erreurs liées au facteur humain lors de la mesure classique de ce paramètre. Dans le cadre de la thématique radioactivité dont je suis responsable au sein du LGGE, l'adaptation et l'utilisation d'un tel système de mesure de profil de densité dans les activités de recherche qui sont les nôtres sur le terrain Antarctique, pour l'étude du BMS (cadre des raids ITASE), apparaît extrêmement intéressant.

5.3 Références bibliographiques

Allison, I., R.G. Barry, and B. Goodison. 2001. Climate and Cryosphere (CLiC) project: Science and Coordination Plan. Version 1 World Climate Research Programme. *WCRP-114 (WMO/TD-N°1053).*

Arthern, R.J., D.P. Winebrenner, and D.G. Vaughan. 2006. Antarctic snow accumulation mapped using polarisation of 4.3cm wavelength microwave emission. *J. Geophys. Res., 111*, **D06107**, doi:10.1029/2004JD005667.

Bromwich, D.H., Z. Guo, L. Bai, and Q.S. Chen. 2004. Modeled Antarctic Precipitation Part I: Spatial and Temporal Variability. *J. Clim.*, **17**, 427-447.

Dick, C.A.L., I. Allison, B. Goodison, and R.G. Barry. 2000. Climate and Cryosphere (CLiC): The world Climate Research Programme initiative for investigation of the role of the cryosphere in global climate. *EOS Suppl.*, **81**(48), 416-417.

Dufresne, J.L., J. Quaas, O. Boucher, S. Denvil, and L. Fairhead. 2005. Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(L21703), doi:10.1029/2005GL023619.

Genthon, C., and G. Krinner. 2001. Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **106**(D18), 20653-20664.

Hawley, R.L., O. Brandt, E.M. Morris, J. Kohler, A. Sheperd, and D. Wingham. 2008. Instruments and methods - Techniques for measuring high-resolution firn density profiles: Case study from Kongsvegen, Svalbard. *J. Glaciol.*, **54**(186), 463-468.

Hawley, R.L., and E.M. Morris. 2006. Borehole optical stratigraphy and neutron-scattering density measurements at summit, Greenland. *J. Glaciol.*, **52**(179), 491-496.

Hawley, R.L., E.M. Morris, R. Cullen, U. Nixdorf, A. Shepherd, and D. Wingham. 2006. ASIRAS airborne radar resolves internal annual layers in the dry-snow zone of Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(4, L04502.), doi:10.1029/2005GL025147.

ISMASS, Committee. 2004. Recommendations for the collection and synthesis of Antarctic Ice Sheet mass balance data. *Global and Planetary Change*, **42**, 1-15.

Krinner, G., C. Genthon, Z.-X Li, and P. Le Van. 1997. Studies of the Antarctic climate with a stretched grid GCM. *J. Geophys. Res.*, **102**, 13,731-713,745.

Marti, O., P. Braconnot, J. Bellier, R. Benshila, S. Bony, P. Brockmann, P. Cadule, A. Caubel, S. Denvil, J.L. Dufresne, L. Fairhead, M.A. Filiberti, M.A. Foujols, T. Fichefet, P. Friedlingstein, J.Y. Grandpeix, F. Hourdin, G. Krinner, C. Lévy, G. Madec, I. Musat, N. De Noblet-Ducoudré, J. Polcher, and C. Talandier. 2005. The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. *Note du Pôle de modélisation, n°26, IPSL, ISSN 1288-1619.*, http://www.dods.ipsl.jussieu.fr/omamce/IPSLCM4/Doc-IPSLCM4/.

Morris, E.M. In press. A theoretical analysis of the neutron-scattering method for measuring snow and ice density. *J. Geophys. Res.*

Morris, E.M., and J.D. Cooper. 2003. Instruments and methods - Density measurements in ice boreholes using neutron scattering. *J. Glaciol.*, **49**(167), 599-604.

Van de Berg, W.J., M.R. Van Den Broeke, C. Reijmer, and E. Van Meijgaard. 2006. Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model. *J. Geophys. Res.*, **111**, D11104, doi:11110.11029/12005JD006495.

Vaughan, D.G., and J. Russell. 1997. Compilation of Surface Mass Balance Measurements in Antarctica. *British Antarctic Survey Internal Rep., ES4/8/1/1997/1*, 56 pp.

Whilhelms, F. 2005. Explaining the dielectric properties of firn as a density-and-conductivity mixed permittivity (DECOMP). *Geophys. Res. Lett.*, **32**(16, L16501.), doi:10.1029/2005GL022808.

Whilhelms, F., J. Kipfstuhl, H. Miller, K. Heinloth, and J. Firestone. 1998. Precise dielectric profiling of ice cores: a new device with improved guarding and its theory. *J. Glaciol.,* **44**(146), 171-174.

Wiesmann, A., and C. Mätzler. 1999. Microwave Emission Model of Layered Snowpacks. *Remote Sensing of Environment,* **70(3)**, 308-316.

Wolff, E.W. 2000. Electrical stratigraphy of polar ice cores: Principles, methods and findings. *In: Hondolh, T., ed. Physics of ice core records. Sapporo, Hokkaido University Press.,* 155-171.

ANNEXE A

GROUND-BASED MEASUREMENTS OF SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF SNOW ACCUMULATION IN EAST ANTARCTICA

Olaf Eisen, Massimo Frezzotti, Christophe Genthon, Elisabeth Isaksson, Olivier Magand, Michiel R. Van de Broeke, Daniel A. Dixon, Alexey Ekaykin, Per Holmlund, Takao Kameda, Lars Karlö, Susan Kaspari, Vladimir Y. Lipenkov, Hans Oerter, Shuhei Takahashi, and David G. Vaughan

Received 31 October 2006; revised 2 July 2007; accepted 25 September 2007; published 11 April 2008

***Reviews of Geophysics*, 46, RG2001,**
Doi:10.1029/2006RG000218

Reviews of Geophysics

AMERICAN GEOPHYSICAL UNION

VOLUME 46 NUMBER 2 JUNE 2008

Click Here for Full Article

GROUND-BASED MEASUREMENTS OF SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF SNOW ACCUMULATION IN EAST ANTARCTICA

Olaf Eisen,[1,2] Massimo Frezzotti,[3] Christophe Genthon,[4] Elisabeth Isaksson,[5] Olivier Magand,[4] Michiel R. van den Broeke,[6] Daniel A. Dixon,[7] Alexey Ekaykin,[8] Per Holmlund,[9] Takao Kameda,[10] Lars Karlöf,[11] Susan Kaspari,[7] Vladimir Y. Lipenkov,[8] Hans Oerter,[2] Shuhei Takahashi,[10] and David G. Vaughan[12]

Received 31 October 2006; revised 2 July 2007; accepted 25 September 2007; published 11 April 2008.

[1] The East Antarctic Ice Sheet is the largest, highest, coldest, driest, and windiest ice sheet on Earth. Understanding of the surface mass balance (SMB) of Antarctica is necessary to determine the present state of the ice sheet, to make predictions of its potential contribution to sea level rise, and to determine its past history for paleoclimatic reconstructions. However, SMB values are poorly known because of logistic constraints in extreme polar environments, and they represent one of the biggest challenges of Antarctic science. Snow accumulation is the most important parameter for the SMB of ice sheets. SMB varies on a number of scales, from small-scale features (sastrugi) to ice-sheet-scale SMB patterns determined mainly by temperature, elevation, distance from the coast, and wind-driven processes. In situ measurements of SMB are performed at single points by stakes, ultrasonic sounders, snow pits, and firn and ice cores and laterally by continuous measurements using ground-penetrating radar. SMB for large regions can only be achieved practically by using remote sensing and/or numerical climate modeling. However, these techniques rely on ground truthing to improve the resolution and accuracy. The separation of spatial and temporal variations of SMB in transient regimes is necessary for accurate interpretation of ice core records. In this review we provide an overview of the various measurement techniques, related difficulties, and limitations of data interpretation; describe spatial characteristics of East Antarctic SMB and issues related to the spatial and temporal representativity of measurements; and provide recommendations on how to perform in situ measurements.

Citation: Eisen, O., et al. (2008), Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica, *Rev. Geophys.*, *46*, RG2001, doi:10.1029/2006RG000218.

1. INTRODUCTION

[2] The development of the Earth's climate is strongly linked to the state of the polar regions. In particular, the large ice sheets influence components of the climate system, including the global water cycle by locking up or releasing large amounts of fresh water; the radiation budget through the high albedo of ice- and snow-covered surfaces; and the thermohaline circulation through the amount of fresh water released to the ocean by melting or iceberg calving. Since the termination of the last glacial period, the only remaining large ice sheets are located in Antarctica and Greenland.

[3] The polar ice sheets are not only active participants in the global climate system (including being a major control on global sea level), but they also provide the only archive which gives direct access to the paleoatmosphere. *Ice cores* collected from polar regions and analyzed for atmospheric gases, stable isotopes, major ions, trace elements, etc.,

[1]Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology, ETH Zurich, Zurich, Switzerland.
[2]Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany.
[3]Laboratory for Climate Observation, Italian National Agency for New Technologies, Energy and the Environment, Rome, Italy.
[4]Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, University Joseph-Fourier, Grenoble, France.
[5]Norwegian Polar Institute, Tromsø, Norway.
[6]Institute for Marine and Atmospheric Research, Utrecht University, Utrecht, Netherlands.
[7]Climate Change Institute, University of Maine, Orono, Maine, USA.
[8]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia.
[9]Department of Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University, Stockholm, Sweden.
[10]Kitami Institute of Technology, Kitami, Japan.
[11]SWIX Sport AS, Lillehammer, Norway.
[12]British Antarctic Survey, Cambridge, UK.

Copyright 2008 by the American Geophysical Union.

8755-1209/08/2006RG000218$15.00
Paper number 2006RG000218

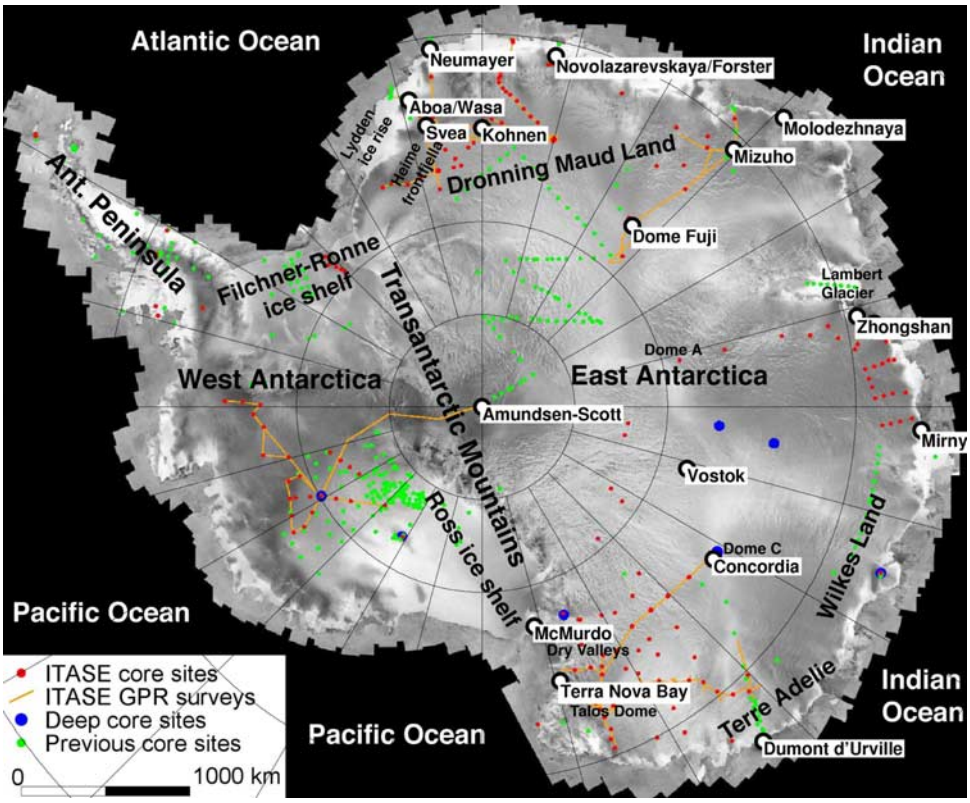


Figure 1. Map of Antarctica with some topographic names, drilling sites, radar profiles, and stations mentioned in the text (underlain by white rectangles), adapted from *Mayewski et al.* [2005] with permission of the International Glaciology Society. Radarsat mosaic in the background. ("Terra Nova Bay" station was renamed to "Mario Zucchelli station" in 2004.)

enable past climate conditions to be reconstructed [e.g., *Mayewski et al.*, 1993; *Dansgaard et al.*, 1993]. (Italicized terms are defined in the glossary, after the main text.) These records, currently spanning as far back in time as the past 800 ka [*Jouzel et al.*, 2007], are an important key to identification of the causes and forcing mechanisms of climate change.

[4] Understanding past conditions of the ice sheets and determining their present state are essential to predict their behavior under future climate conditions. The most important physical variable in assessing past and current ice sheet conditions is the *surface mass balance*. The current state-of-the-art ground-based techniques used to determine surface mass balance and its spatial and temporal characteristics in East Antarctica are the topic of this paper. Surface mass balance has been termed differently by many authors. Most completely, it is described as *mean net annual surface mass balance* and includes all terms that contribute to the solid, liquid, and gaseous transfer of water across the surface of the ice sheet. Hereafter, we will abbreviate this to "surface mass balance" (SMB) while maintaining the averaging implied by the full description. We also note that this term is the aggregate of many processes, such as precipitation from clouds and clear skies, the formation of hoarfrost at the surface and within the snowpack, sublimation, melting and runoff, wind scouring, and drift deposition.

1.1. Principal Processes

[5] Antarctica consists of West and East Antarctica, divided by the Transantarctic Mountains (Figure 1), and the Antarctic Peninsula. Whereas floating ice shelves form a considerable part of West Antarctica, the largest ones being the Filchner-Ronne and Ross ice shelves, East Antarctica is mainly formed by the inland ice sheet plateau, roughly comprising two thirds of the continent. Our main aim is to present the characteristics of SMB of the East Antarctic plateau area, which despite its apparent homogeneity shows large spatial variability. Nevertheless, we include findings based on data from West Antarctica and near-coastal sites as well for a larger context.

[6] On the *Antarctic ice sheet*, few places display a constantly negative SMB (e.g., *blue ice areas*) [e.g., *Bintanja*, 1999; *van den Broeke et al.*, 2006b]. Unlike in Greenland and the Antarctic Peninsula [*Vaughan*, 2006] where melting is an important process, wind erosion and sublimation are the key factors for negative SMB of the West and East Antarctica ice sheets. On the interior plateau of the Antarctic ice sheet, large areas have a mass balance close to zero, and negative mass balance has been reported for some areas [*Frezzotti et al.*, 2002b]. Nevertheless, annual SMB is generally positive in the long term. We will therefore use the term *accumulation* or accumulation rate synonymously to refer to a positive SMB.

[7] Solid atmospheric precipitation (snowfall or diamond dust) is deposited at the surface of the East Antarctic Ice Sheet. Atmospheric precipitation is homogeneous over tens to hundreds of kilometers. Wind erosion, wind redistribution, sublimation, and other processes during or after the precipitation event lead to a deposition at the surface which is spatially less homogeneous than the original precipitation. Variations in accumulation over tens of kilometers have been observed since the 1960s [*Black and Budd*, 1964; *Pettré et al.*, 1986]. These accumulation variations and surface processes result in surface features including sastrugi, longitudinal dunes [*Goodwin*, 1990], dunes on the 100-m scale [*Ekaykin*, 2003; *Karlöf et al.*, 2005b], and, most impressively, megadunes on a kilometer scale [*Fahnestock et al.*, 2000; *Frezzotti et al.*, 2002a]. Once the snow is permanently deposited, further accumulation is responsible for the submergence of surface layers. In the firn column, the snow densifies under the overburden weight, and the interplay with ice dynamics like advection begins to deform the surface layer.

[8] The spatial and temporal distribution of SMB is a primary concern for numerous issues: for determining the current state of the ice sheet and estimating mass balance changes over regional, basin-wide, and continental scales and the associated contribution to sea level change [e.g., *Joughin et al.*, 2005, and references therein]; for ice flow modeling of the age-depth relationship and subsequent application to ice cores; for calibration of remote sensing measurements of SMB; for understanding of the SMB–surface meteorology–climate relationship; and for improving, verifying, and validating various types of models, in particular, the climate models from which predictions (future) or reconstructions (paleoclimate) of accumulation are tentatively obtained. Unfortunately, there exists a discrepancy between assumptions and needs of these applications in terms of spatiotemporal coverage and resolution of SMB and the actual data characteristics available. For instance, dating of ice cores by flow modeling usually assumes rather smooth accumulation patterns, mainly formed by larger features, accumulation time series, and ice dynamical history. Surface accumulation, on the other hand, is not smooth in time and space. Because of interaction with surface features, such as varying surface slopes, significant surface accumulation variations occur on much smaller spatial scales than precipitation, as will be demonstrated here. Analysis of *firn cores* and meteorological observations integrated with validated model reanalysis data of European Centre for Medium Range Weather Forecasts 40-Year Reanalysis (ERA 40) pointed out high variability of snow accumulation at yearly and decadal scales over the past 50 years but without a statistically significant trend [*Monaghan et al.*, 2006].

1.2. General Difficulties

[9] While measurement of precipitation has been a routine part of worldwide observations for more than a hundred years, there is still no practical technique that can be used to measure SMB in East Antarctica in realtime as part of a meteorological measurement program. This is largely due to the technical difficulties involved in making measurements without disturbing natural patterns of snow drift and measuring changes at depth in the snowpack. Thus, knowledge of SMB seasonality, trends, and spatial variability is limited. For this reason, we rely heavily on after-the-fact measurements obtained from ice cores, snow accumulation stakes, etc. Acquiring information about surface accumulation on the ice sheets with adequate sampling intervals is thus labor intensive. Only along a few selected profiles (ITASE, EPICA, JARE, RAE) (ITASE, International Transantarctic Scientific Expedition; EPICA, European Project for Ice Coring in Antarctica; JARE, Japanese Antarctic Research Expedition; RAE, Russian Antarctic Expedition) and in certain areas has area-wide information on accumulation been obtained (Figure 1).

[10] SMB observations cannot be easily extrapolated in time and space because spatial variations in SMB amount to considerable percentages of the absolute values, and often exceed these; the magnitude of the temporal variations is small compared to spatial variability, depending on the considered timescale; and the structure of the SMB covariance is unknown. To overcome these limitations, two other important techniques are therefore used to achieve area-wide information: satellite remote sensing and numerical climate modeling.

1.3. Remote Sensing and Numerical Modeling

[11] Currently, there is no definitive way to determine SMB from remote sensing data. There are signals in some remote sensing fields that are related to SMB as has been discussed widely by *Zwally and Giovinetto* [1995], *Winebrenner et al.* [2001], *Bindschadler et al.* [2005], *Rotschky et al.* [2006], and *Arthern et al.* [2006], but these are not solely dependent on accumulation rate and are thus to some extent ''contaminated'' by other factors. For this reason, most authors have attempted to use remote sensing fields to guide interpolation of field measurements. The most recent attempt at this by *Arthern et al.* [2006], who used a formal scheme to incorporate estimates of uncertainty and models of covariance, probably provides the most defensible estimate of the remotely sensed broadscale pattern of SMB across East Antarctica (Figure 2a). The typical footprint of these compilations is 20 km horizontally.

[12] In contrast to measuring area-wide precipitation in situ, as attempted by *Bindschadler et al.* [2005], numerical models are used to simulate atmospheric processes and related accumulation features [e.g., *Gallée et al.*, 2005]. The first step for successful modeling is detailed understanding of the physical processes involved. The second step involves model validation. Because of computing resource limitations, there is currently no way to explicitly resolve processes that induce spatial variability of SMB at kilometer scales or less (e.g., sastrugi and dunes) with an atmospheric model run in climate mode, that is, over several years. Such features have to be at best statistically parameterized, or considered as noise, when comparing field data with model results [*Genthon et al.*, 2005]. Although most

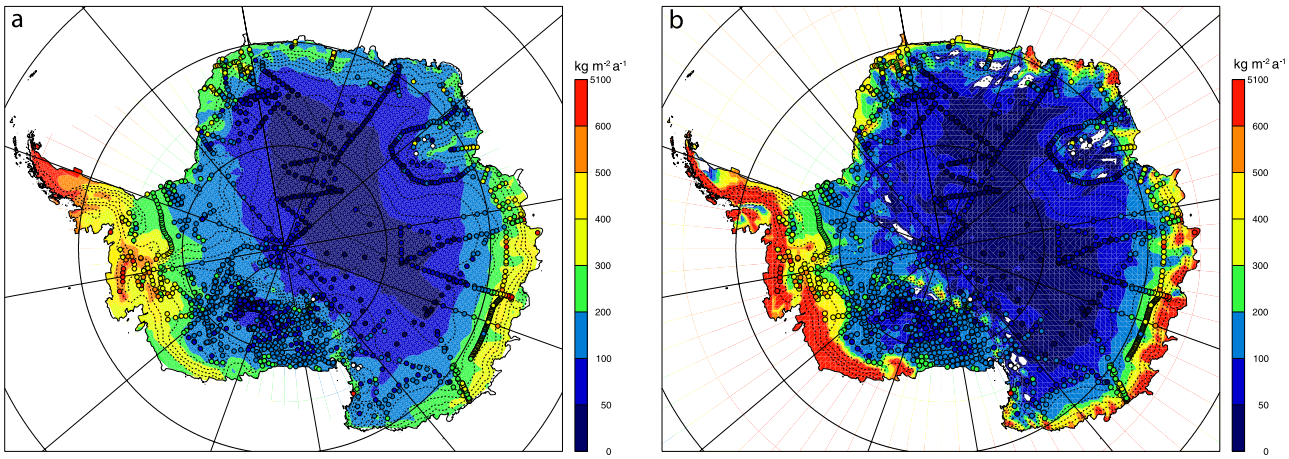


Figure 2. Examples for interpolated distributions of SMB (in kg m^{-2} a^{-1}) based on point observations (circles) in Antarctica. (a) Interpolation of SMB observations guided by passive microwave remote sensing (adapted from *Arthern et al.* [2006]); (b) numerical climate modeling of SMB (solid precipitation minus sublimation and melt) [*van den Broeke et al.*, 2006a] with ground-based SMB data collection indicated by circles [*van de Berg et al.*, 2006].

global models have spatial resolutions of 100 km and greater [*Genthon and Krinner*, 2001], grid stretching in global models [*Krinner et al.*, 2007] and regional climate modeling [*van Lipzig et al.*, 2004a; *van de Berg et al.*, 2006] allow resolutions on the order of 50–60 km that can better capture the mesoscale impacts of topography on SMB distribution such as diabatic cooling of air mass along slopes, air channeling, or barrier effects. Most of the boundary conditions needed to run global (including stretchable grid) and regional atmospheric models, such as topography, sea surface temperature and sea ice, and radiatively active gases and aerosols, are the same. On the other hand, regional models also need lateral boundary conditions such as temperature, winds, and moisture. This is generally provided by meteorological analyses for recent and present-day climate simulations, but data from global climate models are necessary to run realistic climate change experiments. In this respect, stretchable grid global models are self-consistent. As an example, Figure 2b shows mass balance from RACMO2/ANT for the period 1980–2004 [*van den Broeke et al.*, 2006a], with a horizontal resolution of 55 km, as well as a selection of observed mass balance values (updated from *Vaughan et al.* [1999b]). The model is clearly capable of reproducing the large-scale features of the Antarctic SMB (direct correlation with 1900 SMB observations yields $R = 0.82$) but cannot resolve the finer-scale features [*van de Berg et al.*, 2006] that are known to exist and that are one focus of the present paper. Double or triple nesting of models up to 3-km resolution is successfully used to improve weather forecasts in topographically complex regions, and could also be used to improve the model footprint of accumulation variability, once the governing processes (wind-driven snow redistribution) are properly parameterized [*Bromwich et al.*, 2003].

[13] One major use of SMB observations is to verify and validate climate models that are used to better understand the climate and SMB of Antarctica and to predict its future evolution. Therefore, using climate model results for driving interpolations and building maps of the Antarctic SMB from the field observations [*van de Berg et al.*, 2006] requires more care to avoid circular reasoning than for satellite data [*Vaughan et al.*, 1999b; *Arthern et al.*, 2006], as these are more independent from ground observations. However, the models do provide the means for hindcasting accumulation and may be used to identify areas where additional data or verification of existing data are most needed, such as areas where several models disagree with field reports or with interpolations [*Genthon and Krinner*, 2001; *van den Broeke et al.*, 2006a]. This approach has been used to select the sites of some of the recent Italian-French ITASE surveys, and the new data have confirmed problems with the previous estimates [*Magand et al.*, 2007].

[14] Despite significant advances in either discipline (remote sensing or numerical modeling), both techniques fail in detecting or explaining small-scale (<50 km) variability in SMB observations. The processes playing part in the ice sheet–climate–weather interaction act on a broad range of spatial and temporal scales. As mentioned in section 1.1, precipitation is homogeneous on scales of roughly 10^4 km^2, mainly on the plateau, and is subject to redistribution in the atmospheric boundary layer on scales of centimeters to kilometers. The scale of temporal variability increases from a scale related to the movement, dynamic, and lifetime of frontal systems on the order of days to seasonal variations and interannual variability. Partly related to larger-scale oscillatory atmospheric and oceanographic patterns are variations on interannual to decadal scales. Variations that occur over centuries and millennia are of relevance for climate conditions. The longest variations are on the timescale of glacial cycles with a period of 10^4–10^5 years (Table 1). The different techniques employed to observe these changes operate in a rather limited spatiotemporal window and with limited spatiotemporal resolution (Figure 3). Satellite sensors have

TABLE 1. Relevance and Scales of Surface Mass Balance Measurements

Target	Temporal Scales	Spatial Scales
Mass balance changes	1 to 10^5 years	basin to ice sheet
Climate-SMB relationship	hours to 100 years	centimeter to 100–1000 km
Climate models[a]	hours to 100 years 10^4–10^5 years in snapshots	10–100 km to ice sheet
Remote sensing[b]	hours to 30 years	submeter to ice sheet
Ice flow modeling[c]	10 to 10^5 years	100 m to ice sheet

[a]For (in)validation of models, the model output is compared with actual measurements. This permits judging the usability of models.
[b]Some remote sensing applications (altimetry, gravity, passive microwave, scatterometers, etc.) profit or even require data calibration for retrieval algorithms at specific test sites for correct interpretation and further extensions of the measurements to other areas. Validations are likewise important.
[c]Input of SMB to ice flow models is especially important for interpreting deep ice cores.

a comparably large range of footprint sizes and spatial coverage but are usually limited in temporal resolution and length of time series. Numerical models, in contrast, can cover temporal scales from hours to millennia, but their spatial coverage and resolution depend on each other in a reciprocal manner, thus yielding either low resolution at large spatial coverage or vice versa.

1.4. Outline

[15] With this background on surface accumulation in mind, the purpose of this review paper is to provide the glaciological community and those outside with a reference to measurement techniques of SMB and characteristics thereof in East Antarctica. We present the different types of measurements in section 2, including point measurements at the surface (*stakes* and *ultrasonic sounders*), point measurements at depth (*snow pits*, firn cores, and ice cores), and continuous lateral measurements (*ground-penetrating radar*). Sections 2.1–2.5 each contain a description of the mode of operation and type of analysis for the individual measurements, the basic measurement procedure for each technique and all required input quantities to derive the accumulation estimate, and an account of error estimates for each data type. We also present selected sample data to illustrate typical results obtained from these measurements and how the SMB data can form the input to other studies. Section 3 summarizes findings derived from the different measurement techniques, addresses their pros and cons, and judges the spatial and temporal representativity and limitation of SMB data. In section 4 we discuss the application of measurement data. We provide recommendations and principles for proper usage without stressing the data beyond physically justified limits to avoid misinterpretations. Additionally, we emphasize that observers in the field should be aware of end-users' needs.

2. MEASUREMENT TECHNIQUES

[16] Common for all measurements of SMB at the surface is the observation of deposited mass over a certain time period, or proxies thereof. The different methods not only cover a wide spectrum of technical modes of operation, they also yield information about mass balance for varying spatial and temporal scales and resolutions, as schematically illustrated in Figures 3, 4, and 5. SMB measurements derived from stakes, ultrasonic sounders, snow pits, and firn or ice cores provide information from a single point at the surface (Figure 4). In contrast, ground-penetrating radar (GPR) is carried out along profiles in such high resolution that it can be considered a quasi-continuous measurement. Whereas stakes and ultrasonic sounders have to be operated for a longer period to obtain a time series, snow pits, firn/ice cores, and GPR are able to provide a time series from a single deployment. One could thus classify the measurements into instantaneous and retrospective methods, with unclear boundaries. Owing to the different variables measured, the methods provide accumulation rates on very different timescales and resolution, as schematically illustrated in Figure 5. The detailed differences will be set forth in this section. Before introducing the individual methods, we first discuss the important role of snow density and how it is measured.

2.1. Prerequisite: Determination of Snow Density

[17] All techniques aimed at the determination of SMB perform some sort of difference-length measurement (height

Figure 3. Schemes to illustrate the (a) resolutions and (b) coverage of the different types of measurements in time (x axis) and space (y axis) used to derive surface mass balance. In Figure 3a, the rectangles indicate the typical resolutions of the various techniques. In addition to the characteristics of an individual measurement (e.g., a snow pit or a GPR profile), the combination of these with groups and larger entities are also displayed (e.g., stake lines or GPR grids). In this sense, "single snow pit" indicates the resolution within an individual pit, whereas "(snow pits at different sites)" refers to the distance between different snow pits. Likewise for ultrasonic sounders at different sites and GPR distance between different profiles. In Figure 3b, the rectangles indicate typical temporal and spatial coverage of measurements. For instance, stake lines may be hundreds of meters to more than 1000 km long. The time series derived from such a line could be just a year or up to several decades. In contrast, a single stake covers only an area of a few square centimeters. For implementing measurement programs, the question arises as to what can be achieved by a three- to four-person team in a single season. As logistics often impose the largest constraints in Antarctica, the resolution and coverage provided here could serve as a guideline to which combination of methods seems most effective.

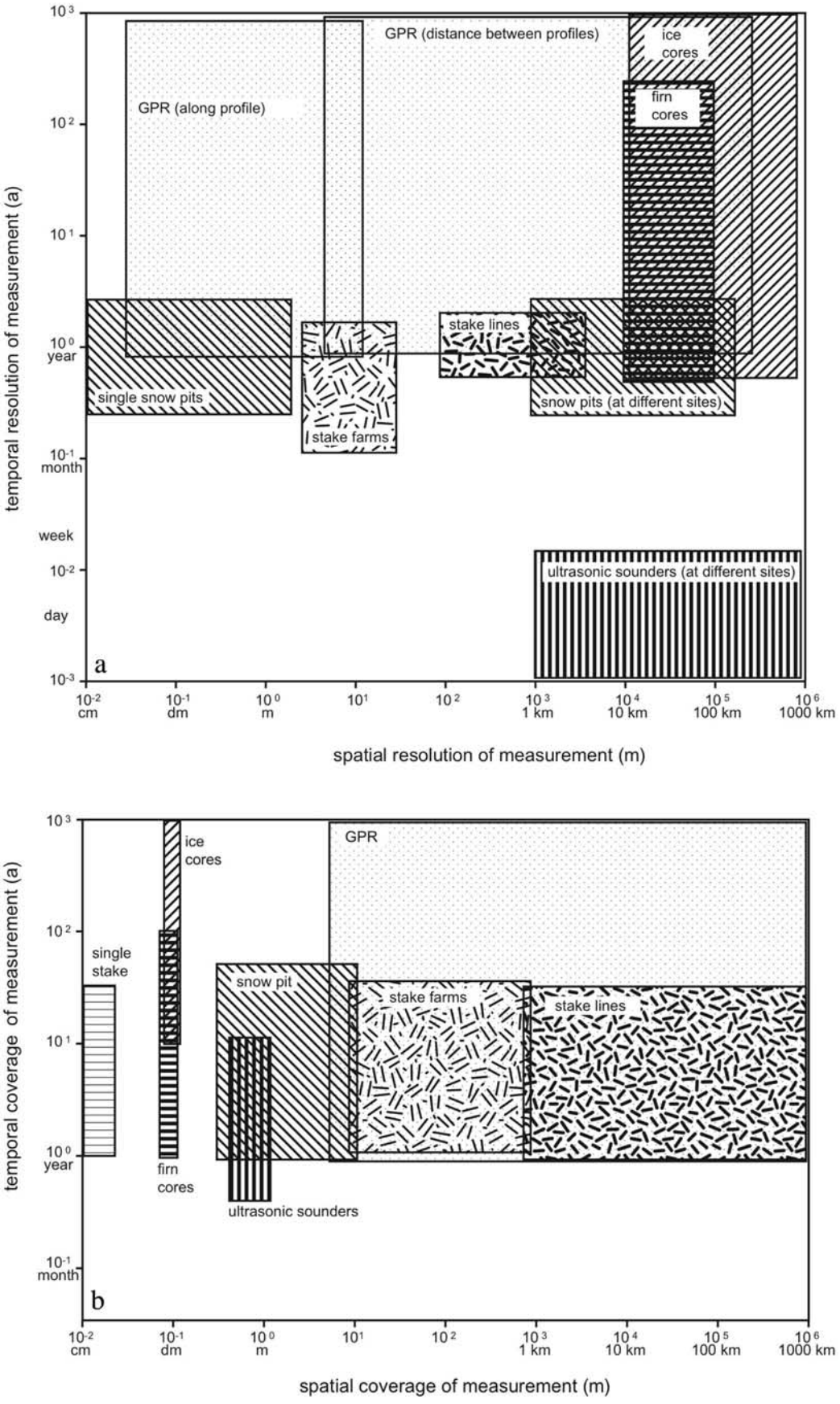

GPR (distance between profiles)
ice cores
firn cores
GPR (along profile)
stake lines
single snow pits
stake farms
snow pits (at different sites)
ultrasonic sounders (at different sites)
temporal resolution of measurement (a)
year
month
week
day
a
spatial resolution of measurement (m)
cm
dm
m
1 km
10 km
100 km
1000 km
GPR
single stake
snow pit
stake farms
stake lines
firn cores
ultrasonic sounders
temporal coverage of measurement (a)
b
spatial coverage of measurement (m)

Figure 3

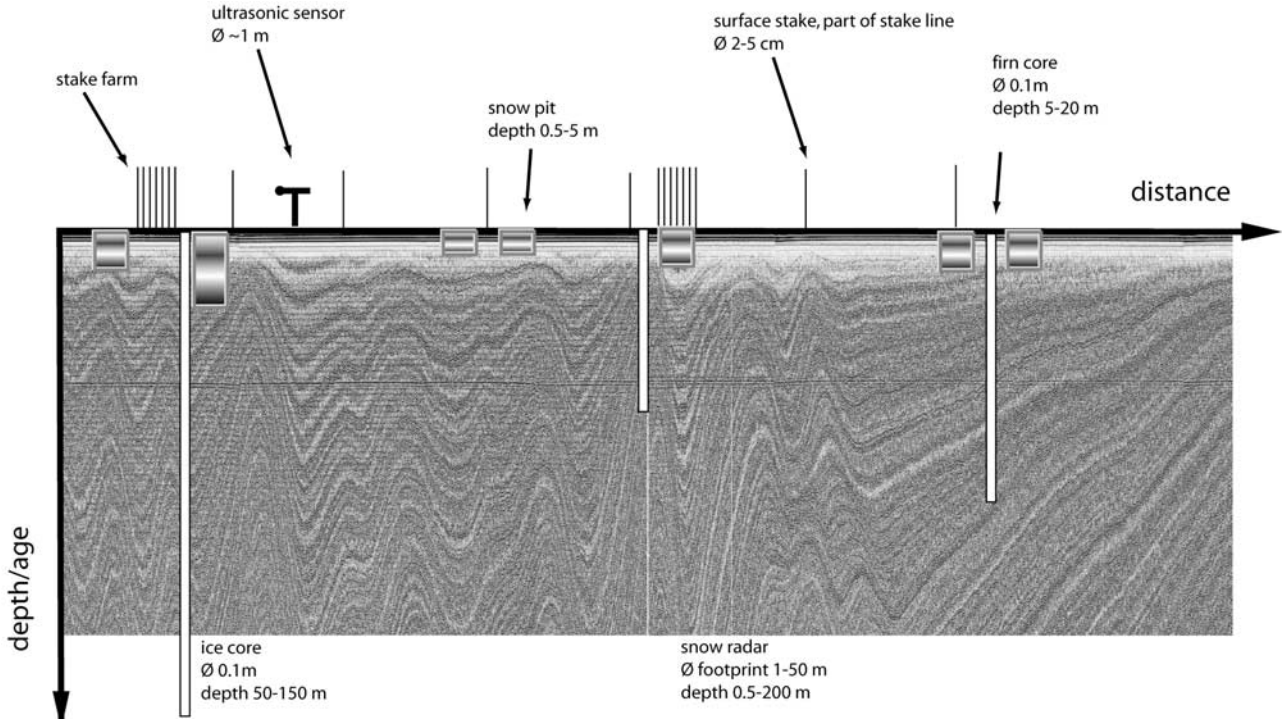


Figure 4. Scheme to illustrate spatial sampling interval and sample depths of different methods: stakes and ultrasonic sounders, at surface; snow pits, up to a few meters depth; firn cores, few tens of meters; ice cores, up to several tens to hundreds of meters, reaching below the firn-ice transition; GPR, tens to hundreds of meters. GPR data acquired along a 50-km profile [*Anschütz et al.*, 2007] are shown as background to illustrate the lateral variation. Continuous reflections present layers of equal age (isochrones). The canceled circle indicates the horizontal distance over which SMB is determined. (Note that ice core deep drilling is possible to some kilometers depths, but we are not concerned with that technique here.)

change, layer thickness, etc.) over certain time periods. To convert this length measurement to a SMB value, knowledge of the density distribution of the observed sample is fundamental. Determination of the snow density is usually more difficult and less accurate compared to the length measurements for a number of reasons. One of few exceptions for direct snow density measurements is the only recent adaptation of a neutron-scattering probe [*Morris and Cooper*, 2003; *Hawley et al.*, 2006].

[18] The classic method calculates density from snow sample volume and mass; however, accurately determining snow sample volume is a hard task under field conditions. The easiest method is to use a sampling probe with known volume. It is possible that each national Antarctic expedition uses different types of snow-sampling devices, which introduces additional uncertainties in the final values. A suitable field method for density measurements in snow pits is proposed in the ITASE guidelines by *Mayewski and Goodwin* [1997]. Because of the strong densification within the uppermost layers, density should be sampled at high vertical resolution. To avoid the risk of disturbing the underlying snow during sampling, the snow can be collected in a crossover pattern (see Figure 9c in section 2.4). Moreover, sampling snow pits from the bottom upward to the surface avoids the risk of contaminating the lower levels by snow falling down from previous sampling above. Depth control and minimizing depth error is most easily obtained by constantly leveling the sample depth with two adjacent rulers. Depending on the equipment used, the sample volume error is around several percent, and the error in the mass determination depends on the balance used. An optimistic volume error of ~1% and an accuracy of the balance of ±1 g would yield an uncertainty of about 1.4% for the density sampled in a snow pit [*Karlöf et al.*, 2005b]. The balance error increases to about ±5 g if spring scales are used.

[19] Density measurements are mainly made during the austral summer season (December or January), which may introduce additional errors because of seasonal changes in snow density that can result from numerous processes. For instance, surface density differs between snowfall events and precipitation-free periods, as wind can cause erosion, hardening, and redistribution of the snow. General factors causing seasonal density variations are changing wind speed and temperature, larger or smaller portions of low-density fresh snow, and vapor transfer between the surface, atmosphere, and deeper snow layers. It is not obvious which seasonal (or annual) density value best characterizes the ''effective'' annual density. These effects are different for snow density in the first meter in high-accumulation coastal areas (density on the order of 400 kg m^{-3}) compared to low-accumulation inland areas (around 300 kg m^{-3}). Sea-

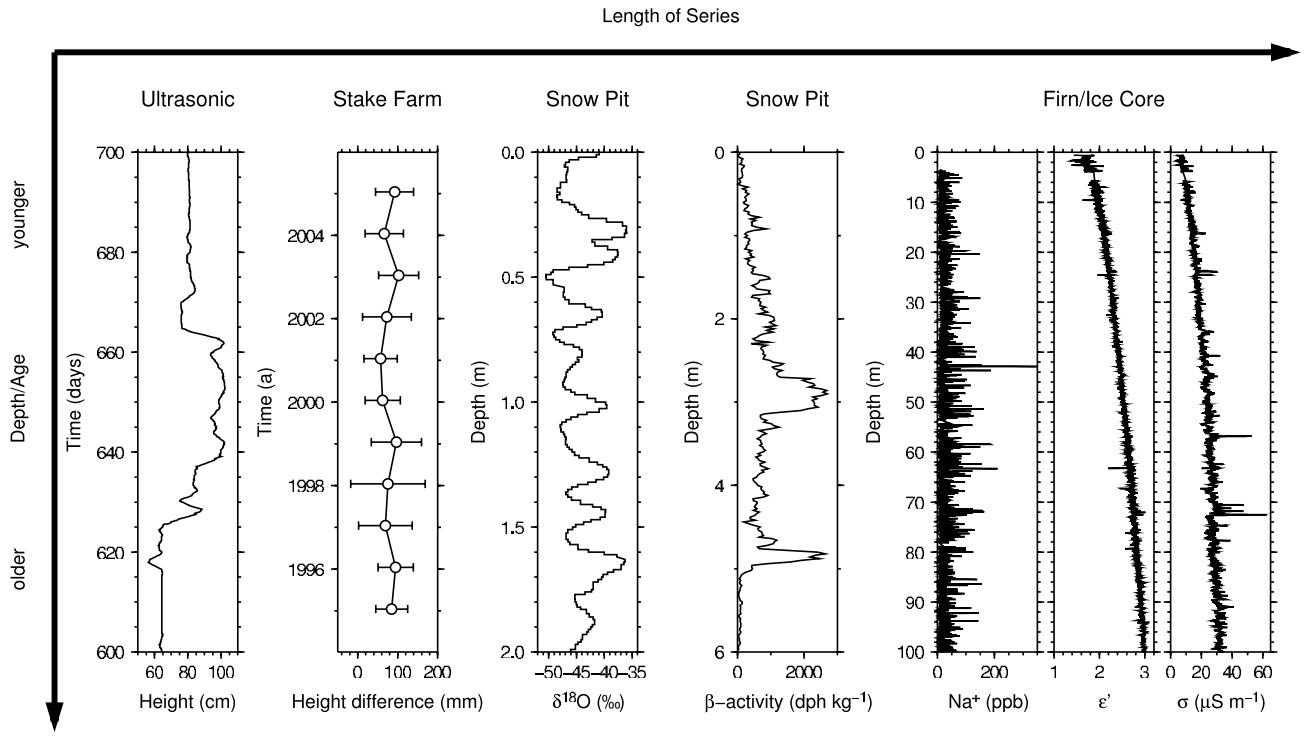


Figure 5. Data series obtained from various measurement techniques for single locations. The vertical axis indicates depth (for measurements made at depth) and time (for measurements made at the surface: ultrasonic sounders and stakes), respectively, increasing downward. The covered time/depth span differs between graphs. The temporal scale of the time/depth series lengths tentatively increases to the right. From left to right, 100 days of an ultrasonic sounder time series from the automatic weather station AWS9 (height above surface) [*van den Broeke et al.*, 2004b] at site DML05, near the EPICA deep drilling at Kohnen station in Dronning Maud Land (DML), illustrating the accumulation of snow and subsequent partly erosion; 11-year time series of measured height differences to previous year from a stake farm at Dome Fuji [*Kameda et al.*, 2008]. The circle indicates the average of 36 stakes, and the bar indicates the spatial standard deviation of the measurements; the oxygen stable isotope record is from a 2-m-deep snow pit (DML25 [*Oerter*, 2005, available at http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.264585; *Oerter et al.*, 2004]), spanning roughly 10 years. Annual cycles are clearly visible; β activity record is from a 6-m-deep snow pit at the South Pole from 1978 [*Pourchet et al.*, 1983] spanning several decades; example of chemistry measurements (Na^+ content) [*Sommer et al.*, 2000b] and dielectric profiling record (relative permittivity ε' and conductivity σ) is from core B32 at site DML05 [*Wilhelms*, 2000] near the EPICA deep drilling in DML. The shown depth section corresponds to an 1100-year period from A.D. 883 to 1997.

sonally varying density is especially a problem for SMB measurements performed at the surface (introduced in sections 2.2 (stakes) and 2.3 (ultrasonic sounders)), in which case, density variations should be tracked in the snow layer accumulated during the given period of time (month or year). Unfortunately, almost no data are available that describe the seasonal change of the near-surface snow density and thus the actual density for the measured height difference, e.g., in the case of ultrasonic sounders. Although density values can be taken from adjacent snow pit studies, the question then arises as to which depth of the surface snow best approximates the average density. For instance, Vostok mean annual snow accumulation is only 7 cm on average (varying from negative values to more than 20 cm on individual stakes). A study of density in 17 snow pits showed that snow density does not change much with depth in the uppermost 20 cm of the snow. Consequently, the mean density from this layer is used for converting snow accumulation to SMB at Vostok. Nevertheless, at Vostok the mean density of the uppermost 20 cm changes between 310 kg m^{-3} in winter and 330 kg m^{-3} in summer, which means that the uncertainty related to this source of errors may be as much as 6%.

2.2. Point Measurements at the Surface: Stakes

[20] The easiest way to measure SMB is based on stakes planted in the snow by simply measuring the amount of accumulation over a certain time period. Despite its simplicity, this method is valuable as it allows a rough estimate of the local or regional distribution of SMB. Sources of error include the conversion of the accumulated snow to SMB, density measurements (see section 1.1), and the subsidence of the stake bottom. This simple technique is

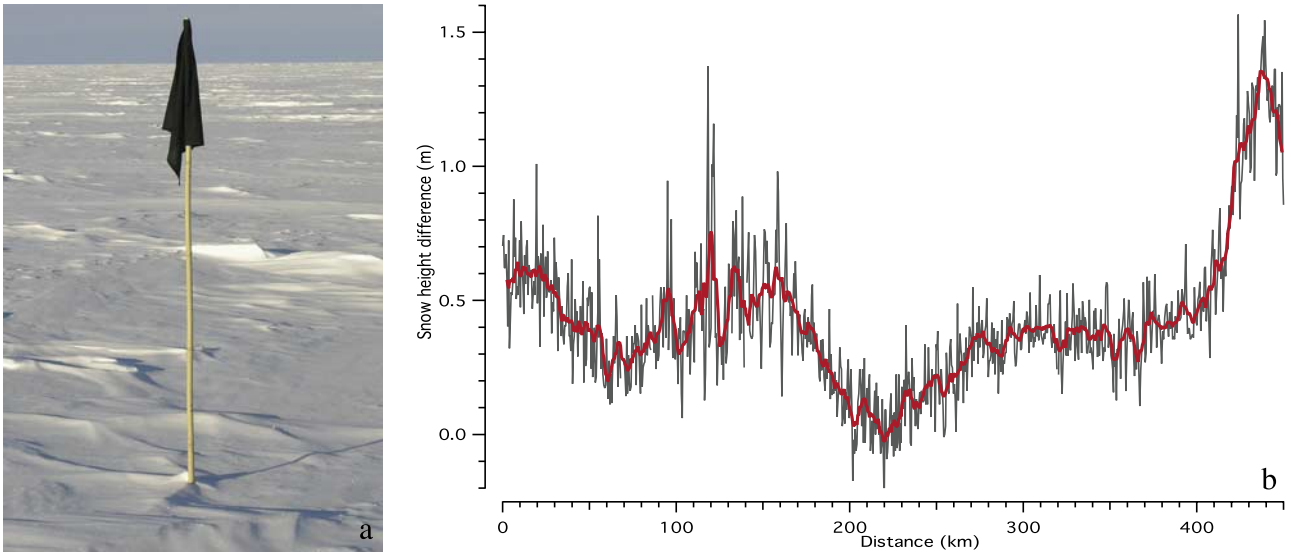


Figure 6. (a) Typical bamboo stake with a fabric flag at the top. Note the microrelief surrounding the stake base, which complicates height readings. (b) One year (2003) of sample data from the 450-km stake line from Neumayer station to Kottasberge, Heimefrontfjella, in DML; grey, single measurements every 500 m; bold, moving average over 5 km.

used by almost every nation in Antarctica. Examples are given in section 2.2.4.

[21] In addition to single stakes, *stake lines* and *stake farms* have also been used. Stake farms are more common at year-round stations, whereas stake lines may be established along traverse routes which are visited in more than one season. A stake farm gives single measurements for a well-defined small area, e.g., on the order of 10^4–10^6 m^2 (tens of meters to kilometer side length) which are averaged to produce a single accumulation value. By using several stakes the small-scale depositional noise can be reduced. Additionally, continuous monitoring of stake farms provides a record of the buildup of the snow cover during the year and information on seasonal variations [see, e.g., *Fujii*, 1981; *Mosley-Thompson et al.*, 1999; *Schlosser et al.*, 2002], an important fact further explained in section 2.2.4. Measurements in stake farms are influenced by a slight disturbance of the natural snow deposition through the stakes themselves, the disturbance of the snow surface when people have to pass through the stake farm for measuring the stakes, and the accuracy of the height measurements itself. Stake readings are usually done on the leeward side of the prevailing wind direction to minimize the effect of footprints on the snow surface.

[22] Single stakes of a stake line are usually used primarily as markers for way points. They provide one value for each stake but over a larger distance (Figure 6). These measurements are helpful in measuring the spatial distribution of accumulation with a spacing on the order of kilometers. Single measurements are still affected by small-scale depositional noise, but because the time span for reading these lines is normally 1 year or more, the noise is a small source of error compared to the measured accumulation. The use of Global Positioning System (GPS) receivers for positioning the stakes is an important tool to relocate the stakes. Stake locations can also be used to calculate surface velocities. In the case of traverse routes, the stakes are regularly replaced over the years and placed back in the original position. Determination of the accumulation rate from the stake observations consists of two types of observations: stake height measurements (allowing to determine the accumulation over a given time period) and density measurements.

2.2.1. Stake Height and Correction for Densification

[23] Stake height measurements are only possible if the stake bottom is immobile relative to the surrounding snow layer. This can be achieved by fixing the stake bottom on a horizontal slab, or by fixing it on a natural hard layer (wind slab). Usually, it is assumed that the stake bottom is firmly anchored in the snow and the stakes move down with the snow layer on which the stake bottom is fixed. Using a light weight stake, of which the bulk density is close to that of near-surface snow (e.g., commonly used bamboo stakes, 250–350 kg m^{-3}, 2–3 cm in diameter and 2.5 m in length), this condition is fulfilled in a first approximation. In the past, aluminum and bamboo stakes have been used, but they frequently have failed because of blizzard winds or melting due to solar radiation in coastal areas. Polycarbonate snow poles (50 mm diameter, 6 mm wall diameter), which have recently been used, are less fragile than bamboo and aluminum poles but are more expensive. However, the logistical costs of deployment and resurvey of stakes are much higher, and stake loss due to extreme environmental conditions is a critical issue. The maximum stake height for strong wind is around 4 m, being initially buried about 1.5 m in the snow (a ratio of about 35%). Additional factors that can cause uncertainty in reading the height appear if wind scouring or sastrugis with strong microrelief occur

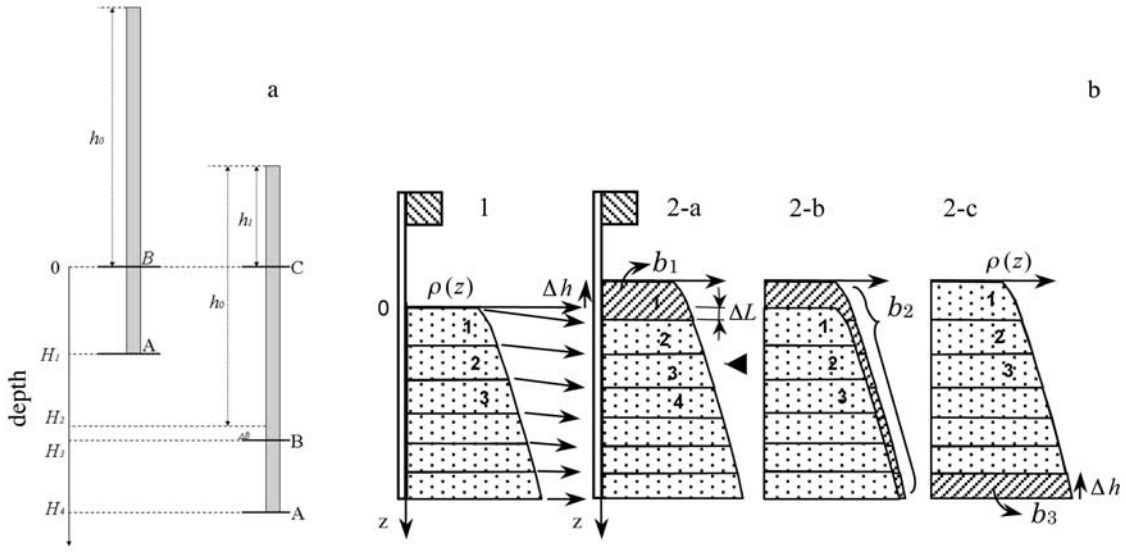


Figure 7. (a) Position of a stake in two moments in time. (b) Schematic diagram of the density-depth profile at Dome Fuji with flag stake for first (1, dotted area) and second year (2-a, 2-b, 2-c) to illustrate the effect of compaction and accumulation for determination of SMB from changes in stake height (redrawn from *Takahashi and Kameda* [2007] with permission of the International Glaciology Society). The mass accumulated in the second year is shown as the hatched areas b_1, b_2, and b_3 (with $b_1 = b_2 = b_3$) in the second year's panels; previous layers are labeled 1–3 from the surface downward. In diagram 2-a, the first year's surface is lowered by ΔL due to compaction. Δh is the change in stake height from first to second year. New snow layer is labeled 1, while the first year's layer 1 becomes layer 2, likewise for layers 2 and 3. Accumulation is thus the layer b_1 of thickness $\Delta h + \Delta L$. In diagram 2-b, density-depth profiles for first year (dotted) in respect to first year's surface and first year's layer numbering, overlaid on profile from second year in respect to second year's surface. Assuming Sorge's law and a firmly anchored stake bottom, the density-depth profiles in both years have the same shape. Accumulation is then the (hatched) area b_2 between both density profiles. 2-c: Shifting the first year's density profile upward by Δh to overlap with the second year's profile to the same surface level, the accumulation appears to be the hatched area at the stake base of thickness Δh.

around the stake (Figure 6a), and if a flexible stake is used, it can become bent.

[24] Accumulation values obtained as a difference of stake height at two moments in time must then be corrected for snow settling (densification), illustrated in Figure 7. In Figure 7 the same stake is shown at two moments in time. In the beginning, the stake bottom is fixed in the snow layer A at the depth H_1, while snow layer B is located at the surface. The stake height above the surface is h_0. Some time later, the stake has apparently sunk into the snow due to accumulation, and the new stake height is h_1. However, the actual accumulation is higher than the difference $h_0 - h_1$ due to the snow densification (note the thinning of the AB layer). The correction ΔB is the difference between the thickness of the AB layer in the beginning and in the end ($H_3 - H_2$ in Figure 7a). In order to calculate the corrected snow accumulation, we have to define the snow mass in the BC layer (i.e., layer accumulated during the given period of time), which is equal to the difference of the mass in AC layer and AB layer. The latter masses can be easily determined as soon as we know the snow density profile to the depth of H_4. This approach is only valid when two conditions are met: (1) the density profile is stable in time (known as Sorge's law) and (2) the snow mass between two fixed snow layers is constant (i.e., vapor mass transport is negligible).

[25] One can derive the equation for the correction of annual snow accumulation (the length measurement):

$$\Delta(\Delta h) = \dot{b}\left(\frac{1}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_b}\right), \tag{1}$$

where $\dot{b}$ is the mean annual SMB, ρ_b is the snow density at the depth of stake bottom, and ρ_0 is the density of surface snow. From equation (1) it is seen that the correction value is positively related to the vertical gradient of snow density (Figure 7).

[26] Similar studies have been made by *Takahashi and Kameda* [2007]. They showed that the snow density at the stake bottom should be used for SMB calculations as

$$\dot{b} = \bar{\rho}_b \Delta h, \tag{2}$$

where Δh is the difference in stake height between two measurements, which is the same as the change of stake bottom depth; $\bar{\rho}_b$ is the average snow density between the two depths of the stake bottom, assuming a stable density profile. This correction is 1 – 27% of the annual snow accumulation at inland sites like Vostok and Dome

TABLE 2. Some Error Sources of SMB Estimates for Different Methods[a]

Source	Type of Error	Affects
Stakes		
Length measurement	height	mass
Anchoring/submergence	height	mass
Surface roughness	height	mass
Density	mass	mass
Ultrasonic Sounders		
Air temperature and profile	sound velocity	mass
Sound velocity	height	mass
Density	mass	mass
Fallen rime	height	mass
Anchoring/submergence	height	mass
Surface roughness	height	mass
Drifting snow	height	mass
Cores		
Annual cyclicity	ambiguities in age	time
Hiatus (erosion)	ambiguities in age	time
Time markers	time of deposition	time
Density from weighing	mass, core volume	mass
Density from profiling	mass, core volume	mass
Dynamic layer thinning	layer thickness	mass
GPR		
IRH resolution and tracking	traveltime	time, mass
Wave speed profile	depth	time, mass
Age-depth profile	age	time
Transfer of age to IRH	age	time
Density measurements	mass, wave speed	time, mass
Extrapolating wave speed	depth error	time, mass
Interpolating/extrapolating density	mass	mass
Dynamic layer thinning	layer thickness	mass

[a]The source is the determined property or the assumption being made. The type of error indicates which error is physically being made. Finally, the affects indicate which of the three properties of SMB (mass per area and time) are affected by the error. For stakes and ultrasonic sounders, the date of measuring is known best, so time is not affected. For cores, the annual cyclicity is variation in signals used for counting years. For GPR, tracking is the uncertainty when following a reflection horizon along the profile, and extrapolation is estimation of density and wave speed profile between different core locations.

Fuji and cannot be neglected. Information on density is not always available (particularly for older records); thus conversion of changed snow height to mass may not be possible or will have a large uncertainty.

2.2.2. Accumulation Uncertainties From Stakes

[27] The uncertainty of the stake-based accumulation determination consists of two main sources: (1) measurement errors, briefly described in section 2.2.1 for accumulation and density measurements and (2) natural noise predominantly caused by the small-scale relief-related spatial variability of snow accumulation and density (Table 2). Apparent accumulation uncertainties for field data are based on all possible sources of error; however, natural noise is the largest source of error, with all other sources at least 1 order of magnitude less. It is worth noting that the uncertainty is inversely related to the number of stakes and the period of observation. As an example, the standard deviation of accumulation, as measured at an individual stake in terms Δh, is $\sigma(\Delta h) = 5.3$ cm, i.e., nearly equal to the mean annual accumulation at Vostok. The corresponding standard deviation for the surface (at 20 cm depth) snow density is $\sigma(\rho) = 33$ kg m^{-3}, i.e., about 10% of the mean. This means that the density is a comparatively less noisy parameter than the height measurement. The standard error in accumulation (calculated from the equation $\sigma(\dot{b})/\dot{b} = \sigma(\Delta h)/h + \sigma(\rho)/\rho$) from a single stake is thus 18 kg m^{-2} a^{-1}, or about 85% of the mean annual accumulation at Vostok. This means that a single-stake observation in low-precipitation areas of central Antarctica provides practically no information about the mean accumulation rate. The standard error of annual accumulation decreases as the period of observations increases. One could expect that the error would follow the known equation $\sigma(\dot{b}) = \sigma(\dot{b}_i)/\sqrt{n}$, where $\sigma(\dot{b}_i)$ is the standard error of accumulation for a 1-year period and n is the number of 1-year observation periods. Thus, after 30 years of observations the error must be about 3 kg m^{-2} a^{-1}. Instead, previous research (not published) showed that the standard accumulation rate error for a single stake in a stake farm at Vostok after a 30-year period of observations is as low as 1.7 kg m^{-2} a^{-1}. This is related to the fact that as the observation period becomes longer, the given stake becomes representative for a wider area and thus the accumulation at the adjacent stakes becomes correlated. In this case, the uncertainty versus time function shown above becomes closer to linear: $\sigma(\dot{b}) = \sigma(\dot{b}_i)/n$. The uncertainty in the 1-year accumulation value from the whole stake farm is inversely proportional to the number of stakes k: $\sigma_k(\dot{b}) = \sigma(\dot{b})/\sqrt{k}$. For the Vostok Station stake network ($k = 79$) we can expect that the error for accumulation is 0.6 cm. In fact, this value may be slightly higher because, as we showed before, the accumulation at the adjacent stakes is not completely independent. Corresponding errors for density and accumulation values are 3 kg m^{-3} and 2.0 kg m^{-2} a^{-1}. The error of the mean annual accumulation value from the Vostok Station stake network is difficult to evaluate properly, but on the basis of the data discussed here we estimate it as $1.7/\sqrt{79} = 0.2$ kg m^{-2} a^{-1}. This value is less than the 0.8 kg m^{-2} a^{-1} determined from the time series of annual accumulation values over the last 30 years, but the latter value also includes the natural temporal variability of accumulation. In general, only long-term observations will result in reliable accumulation values. Spectral analyses of accumulation measurements from single stakes with respect to annual average accumulation of a stake farm in the Dome C drainage area show that single stakes or cores are not representative on an annual scale. Even for a site with high accumulation (250 kg m^{-2} a^{-1}), sastrugi with a height of about 20 cm cause significant noise in the individual measurements [*Frezzotti et al.*, 2007].

2.2.3. Optimal Parameters for Stake Farms and Lines

[28] When planning to set up a stake network in Antarctica, the first question to be addressed after defining the accumulation scale aimed at, is "What are the optimal parameters of the network (in terms of data quality, effort needed to make the measurements) for this particular area?" Large networks containing more stakes will produce more accurate results, but more time and effort are required to make the measurements. The network size and stake number also depend on the temporal and spatial scales of

accumulation one is interested in. A trade-off has to be made between the error of the estimated accumulation mean (decreasing with the number of stakes) and the size of the area for which the estimate is representative. The distance between stakes is determined by the size of the stake farm or line and is often restricted by logistic constraints. Unfortunately, the best sampling strategy for a specific area is often made clear only after measurements of the stake farm have already been made.

[29] As an example, optimal parameters (see Appendix A) have been determined for the Vostok area from a stake farm [*Barkov and Lipenkov*, 1978]. For comparatively small (within first hundred meters) stake farms the accuracy of the obtained accumulation values is much more dependent on the size of the farm than on the number of stakes, which is due to the influence of microrelief of the snow surface. Keeping the same amount of stakes but increasing the size of the stake network rapidly decreases the standard error of the accumulation value. At the size of 500–1000 m a saturation value is achieved. This value depends on the dominant larger-scale glacier relief forms. For example, in the megadune areas the saturation value must be of the order of the megadune length, i.e., less than 5 km. Further increasing the stake network dimensions does not significantly change the accuracy, although it does increase the represented area.

2.2.4. Examples for Long-Term Measurements and Current Approaches

[30] In Wilkes Land, the Indian-Pacific sector of Antarctica, stake measurements have been performed for half a century. An early overview of measurements and results is presented by *Young et al.* [1982]. Stake measurements of Antarctic SMB by the Russian (Soviet at that time) Antarctic Expedition (RAE) began with the opening of the first Russian base, Mirny (in 1956). Subsequently, stake networks were established at all permanent Russian stations (Vostok, Novolazarevskaya, Molodezhnaya, Bellingshausen, Leningradskaya; for a list of Antarctic stations see the Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) Web site http://www.scar.org), with varying network shapes, size, and number of stakes to obtain optimal setups. The most extensive data were obtained at Molodezhnaya (~11 stake networks and profiles operating from 1966 to 1981) and Novolazarevskaya. Stake lines were established along the RAE routes (Pionerskaya–Dome C, Komsomolskaya–Dome B, Mirny–Vostok). The best results were achieved from the permanent 1410-km-long Mirny–Vostok traverse, where about 800 stakes were set up in intervals of 0.5–3 km, as summarized by *Lipenkov et al.* [1998]. In addition, seven stake farms (1×1 km^2, 20–40 stakes each) were organized along the traverse in the 1970s and annually visited until the 1980s. The stake network at Vostok was set up in 1970 and is still in operation. Monthly observations allow for a robust characterization of SMB in this region and provide a prototype for the extremely low accumulation areas of central Antarctica. Results were obtained on the interannual and seasonal variability of SMB and responsible mechanisms [*Barkov and Lipenkov*, 1996; *Ekaykin*, 2003]. Among these results are the exclusion of temporal trends of mean accumulation rate (22 kg m^{-2} a^{-1}) over the observation period and the identification of different relief forms of intermediate scale, between microrelief and megadunes, called mesodunes [*Ekaykin*, 2003]. Migration of these mesodunes causes a relief-related (nonclimatic) temporal variability of SMB at a single point with periods of up to 20–30 years [*Ekaykin et al.*, 2002]. In eastern Wilkes Land, seasonal surface observations of stakes and relief forms were carried out by Australian expeditions [*Goodwin*, 1991].

[31] Since the International Geophysical Year (1957–1958), a variety of stake networks have been established at South Pole Station. These include a 42-stake pentagon and an 11-km cross consisting of six arms with a stake interval of 300 m. Details are summarized by *Mosley-Thompson et al.* [1995]. Remeasurements were carried out at irregular intervals. In November 1992, Ohio State University (OSU) set up a network of 236 stakes radiating outward from South Pole Station as six 20-km-long arms, at an interval of ~500 m. Remeasurements are performed annually in November. Results from the first 5 years of measurements indicate that earlier estimates, that one in 10 years has negative SMB [*Gow*, 1965; *Mosley-Thompson and Thompson*, 1982], are probably too high. At least in recent times at the South Pole [*Mosley-Thompson et al.*, 1999], less than 1% of all observations revealed zero or negative SMB. Moreover, the same study by *Mosley-Thompson et al.* [1999] reveals that the net accumulation of about 85 kg m^{-2} a^{-1} during the period 1965–1994 is the highest 30-year average of the last 1000 years at the South Pole.

[32] *Pettré et al.* [1986] report SMB data along a transect from the coast near Dumont d'Urville to Dome C. Most of the data are from stakes, with the stakes from the coast to 32 km inland being surveyed over as long as 21 years (1971–1983). During the old Dome C deep ice core drilling, a stake farm was measured during 1978–1980 to study spatiotemporal variability of a single core [*Palais et al.*, 1982; *Petit et al.*, 1982]. Between 1998 and 2001, at Talos Dome and along the traverse in the Dome C drainage area [*Magand et al.*, 2004; *Frezzotti et al.*, 2005, 2007], 17 stake farms were set up by the Italian Antarctic Programme, each including from 30 to 60 stakes at 100-m intervals in the shape of a cross within an area of 4 km^2, each centered on a core site. Measurements were carried out annually at four sites where automatic weather stations (AWS) have been installed. Other stake farms have been remeasured only 2–4 times. Stake farm readings show that accumulation hiatuses (no accumulation or even ablation) can occur at sites with average accumulation rates below 120 kg m^{-2} a^{-1}.

[33] In the Lambert Glacier Basin (LGB) area, stake measurements were performed by the Australian and Chinese National Antarctic Research Expeditions (ANARE, CHINARE). Results of early stake lines (1960s and 1970s) along the ANARE LGB traverse routes are summarized by *Morgan and Jacka* [1981] and *Budd and Smith* [1982]. Later measurements included stake networks (1983–1993) and multiannual combinations of networks and stakes (2 km interval) (about 1989–1994), comple-

mented by cores [*Goodwin et al.*, 1994; *Ren et al.*, 1999, 2002; *Goodwin et al.*, 2003; *Xiao et al.*, 2005]. Extension of earlier routes with 2-km stake intervals provides a continuous line over 1100 km from Zhongshan station to Dome A (1996–1999 [*Qin et al.*, 2000]).

[34] Farther to the west a number of stake lines and farms have been and are still being operated along the Dronning Maud Land coast. In eastern Dronning Maud Land, the Japanese Antarctic Research Expeditions (JAREs) deployed stakes since 1968 [*Takahashi and Watanabe*, 1997]. Stakes spaced at 2-km intervals were set from the coastal area to inland sites at Dome Fuji over a distance of more than 1000 km. Eleven stake farms were set en route from Dome Fuji to the plateau (e.g., 6 × 6 at 20 m intervals, 50 rows of stakes over 100 m; see *Kameda et al.* [2007] for details). Six stake farms from the coast to Mizuho were established in 1971. Most of these stakes and stake farms have been surveyed at least once per year. Results are given by *Takahashi and Watanabe* [1997], *Takahashi et al.* [1994], *Fujiwara and Endoh* [1971], *Endo and Fujiwara* [1973], and *Kameda et al.* [1997, 2008].

[35] At the former Georg Forster station (GDR), three stake lines, each 85–115 km in length with stake spacings of 1–5 km, were operated from 1988 to 1993 in an area of strongly differing accumulation regimes containing blue ice areas [*Korth and Dietrich*, 1996]. Other examples are the stake farm operated near the German Georg-von-Neumayer station 1981–1993 and near Neumayer station since 1992 [*Schlosser et al.*, 2002]. Measurements were extended by a 450-km stake line (500-m interval) between Neumayer station at the coast and the Heimefrontfjella (Figure 6) [see *Rotschky et al.*, 2006] (half of the traverse route to the EPICA deep drilling at Kohnen station), which has been revisited annually since 1996. A stake line between the Swedish stations Svea and Wasa was established in January 1988 [*Stroeven and Pohjola*, 1991] and partly surveyed until 1998 [*Isaksson and Karlén*, 1994]. A new 300-km profile was established in 2002/2003 for a long-term SMB monitoring [*Swedish Antarctic Research Programme*, 2003]. Shorter lines, also partly in conjunction with GPR, were investigated near the Finnish Aboa station [*Isaksson and Karlén*, 1994; *Sinisalo et al.*, 2005] and on Lydden ice rise (Brunt ice shelf) [*Vaughan et al.*, 2004]. In blue ice areas occurring in mountain regions of East Antarctica, stake networks were surveyed to gain information on *ablation* rates and to study meteorite traps [*Bintanja*, 1999; *Folco et al.*, 2002]. The data suggest that ablation rates decrease with increasing distance from the ice sheet edge, with values from 350 to 30 kg m^{-2} a^{-1}.

[36] An example of a contemporary integrated SMB approach is the Les Glaciers, un Observatoire du Climat (GLACIOCLIM) Surface Mass Balance of Antarctica (SAMBA, see http://www-lgge.obs.ujf-grenoble.fr/~christo/glacioclim/samba) observation system, a French-Italian cooperation. The French GLACIOCLIM glacier observation system consists of a ~1-km^2 stakes network (50-m interval) located on the coast of Adélie Land, with year-round surveys performed monthly. Additionally, various meteorological instruments in the area are used to study the warm/ablating region to develop an understanding of SMB genesis and to verify local modeling capabilities in such a region. An ~100-km stake line (interval 0.5–2.5 km with annual observations), recently extended to 150 km from the coast toward Dome C, is used for sampling the coast to plateau transition and sampling spatial scales consistent with climate models and with satellite data. Along the stake lines, two AWS are deployed, one of which is accompanied by a 1-km^2 stake network (250-m interval). Aiming at the sampling of both small and large scales of accumulation (model, satellite), three 1-km^2 stake networks (40-m interval) were set up in the Dome C area in 2005/2006, with the stake farms located 25 km apart. This network is surveyed at least once a year and may be surveyed more frequently now that the Concordia station is permanently inhabited. Meteorological data are available from the station. The focus of future projects is the short-term variability at various sites by measuring precipitation with spectronivometers and accumulation with ultrasonic sounders. The observation system and monitoring are expected to last at least 10 years. Examination of the data should allow us to address the climate–accumulation interaction as well as climate–model validation on subannual to multiannual scales, which will also enable analysis of interannual variations and processes.

2.3. Point Measurements at the Surface: Ultrasonic Sensors

[37] A relatively recent (~10–15 years) technique for monitoring SMB in East Antarctica is tracking surface height changes by way of ultrasonic height rangers. These sensors determine the vertical distance to the snow surface by measuring the elapsed time between emission and return of an ultrasonic pulse. An air temperature measurement is required to correct for variations of the speed of sound in air.

[38] Until quite recently, ultrasonic height rangers were mainly used to study the growth and decay of the seasonal snowpack in the Northern Hemisphere. As the design evolved (for instance, by including a multiple echo processing algorithm that stores several reflected signals to improve operational efficiency and to decrease the problem of obstacles), ultrasonic height rangers also found their way into mass balance research of high-altitude/high-latitude ice masses, such as Alpine and Arctic valley glaciers [*Oerlemans*, 2003; *Klok et al.*, 2005] and the Greenland ice sheet [*Steffen and Box*, 2001; *Van de Wal et al.*, 2005; *Smeets and van den Broeke*, 2008]. With rugged housing and improved low-temperature specification (nowadays typically down to −45°C), application of ultrasonic height rangers in Antarctic mass balance studies has become widespread. They are deployed in a wide range of climate settings, such as the McMurdo Dry Valleys [*Doran et al.*, 2002], the high accumulation coastal zone of East Antarctica [*McMorrow et al.*, 2001] and West Antarctica [*van Lipzig et al.*, 2004b], and the dry East Antarctic interior [*Reijmer and Broeke*, 2003; *van den Broeke et al.*, 2004b] as well as in the intermediate

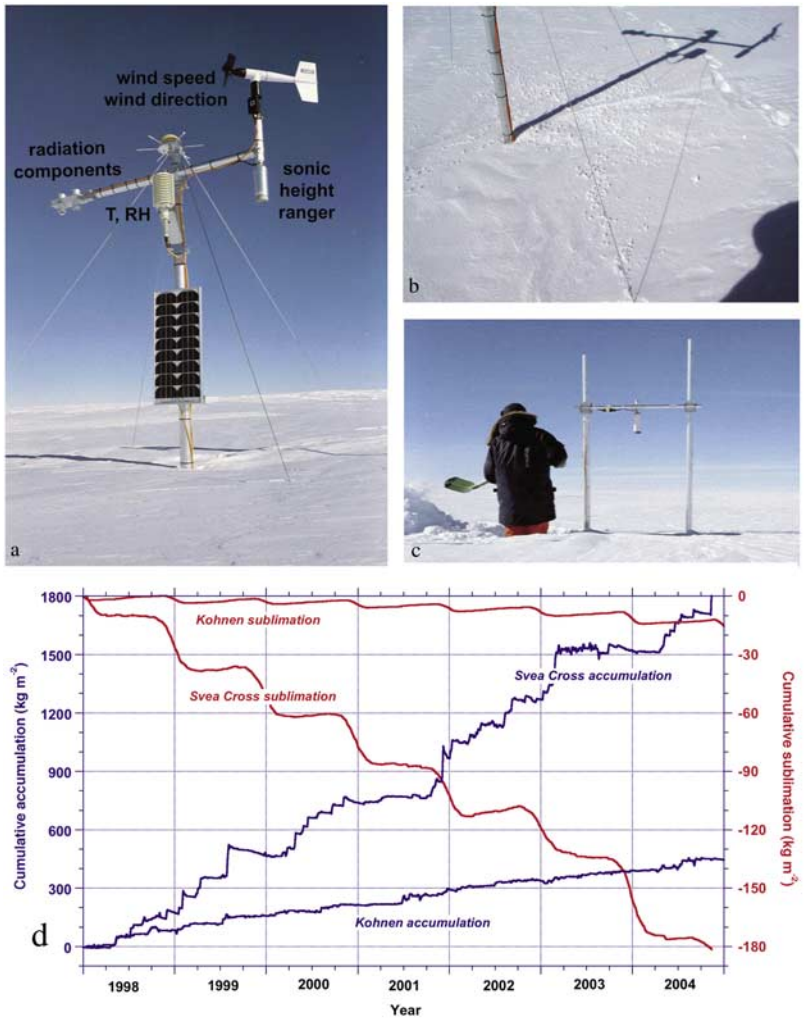


Figure 8. (a) Picture of AWS9 (near EPICA deep drilling in DML at Kohnen station), taken 4 years after installation, i.e., after about 1 m of snow has accumulated. The data logger and pressure sensor are buried in the snow. (b) Rime from the mast fallen on the ground might cause artificial accumulation. (c) Picture of stand-alone ultrasonic height meter, near AWS9. The data logger and pressure sensor are buried in the snow [*van den Broeke et al.*, 2004b]. (d) Sample data from ultrasonic sounders: scale on left side is cumulative accumulation at AWS6 (Svea Cross) and AWS9 (Kohnen station) for the period 1998–2004; scale on right side is cumulative sublimation as calculated from AWS data. Note different *y* axis scales.

katabatic wind zone [*Helsen et al.*, 2005] and on the ice shelves [*Braaten*, 1994].

[39] In East Antarctica and elsewhere, it is advantageous to mount the ultrasonic height ranger on or next to an automatic weather station (AWS, Figure 8). The AWS usually observes a range of atmospheric variables such as air pressure, air and snow temperature, air relative humidity, air velocity, and occasionally also radiation components [*van den Broeke et al.*, 2004a]. This means that surface height changes can be interpreted in a mass balance framework, including sublimation from the surface and from drifting snow particles [*Fujii and Kusunoki*, 1982; *Kaser*, 1982; *Clow et al.*, 1988; *Stearns and Weidner*, 1993; *King et al.*, 1996, 2001; *Bintanja*, 2003]. Moreover, ultrasonic height data can be accepted/rejected on the basis of prevailing meteorological conditions (see section 2.3.4). Finally, the ultrasonic height ranger can be coupled to the AWS's power and data logging system. If more information is required on the spatial variability of accumulation, several ultrasonic height rangers can be deployed in stand-alone mode, using a dedicated energy/data logger system (Figure 8c).

2.3.1. Typical Sensor Specifications

[40] As a typical example, here we list the specifications of a widely used ultrasonic height ranger, the SR50 produced by Campbell in Canada. Its limited dimensions (length 31 cm, diameter 7.5 cm, and weight 1.3 kg) make it convenient for use in AWS. With an operating temperature range down to −45°C and proven working capacity down to −70°C [*van den Broeke et al.*, 2004b] it is suitable for operation in most parts of East Antarctica. The power requirement is 9–16 Vdc (volts direct current), so that it can be powered by the data logger's 12-Vdc power supply that is standard equipment on most AWS. The low power consumption (250 mA during measurement peaks) is favorable for operation on unmanned remote platforms. The measurement range (0.5–10 m) is suitable for operation in

accumulation as well as in ablation areas. The beam acceptance (maximum deviation from the vertical) of $\sim 22^{\circ}$ poses no problem, as ablation-induced tilt of the mast normally does not occur in East Antarctica. The measurement accuracy is ±1 cm or 0.4% of the distance to the surface, whichever is greatest, and data can be stored at a maximum resolution of 0.1 mm. To account for the temperature-dependent speed of sound, a correction for the deviation of the mean layer air temperature from a fixed calibration temperature (273 K) must be applied.

2.3.2. Advantages of Ultrasonic Height Rangers for Mass Balance Studies

[41] The obvious advantage of ultrasonic height rangers in comparison to stakes, snow pits, and cores is that individual accumulation/ablation events are unambiguously dated. This means that the temporal variability (e.g., the seasonal cycle or the summer and winter balance) of accumulation/ablation can be quantified. This has important applications in ice core paleoclimatology: if, for instance, a significant seasonal cycle in accumulation is present that changes in time, this introduces a bias in the climate signal extracted from cores. Case studies of chemical and physical anomalies in the firn can be based on individual accumulation events identified in the ultrasonic time series. In combination with AWS data, the accumulation/ablation time series of ultrasonic height rangers can also be used to force snowpack models at their upper boundary or serve as a starting point for atmospheric trajectory calculations [*Noone et al.*, 1999; *Reijmer et al.*, 2002; *Helsen et al.*, 2004]. Moreover, the temporal distribution of accumulation/ablation events is essential for validation of meteorological and/or mass balance models [*Gallée et al.*, 2001; *van Lipzig et al.*, 2004a]. Finally, for accurate energy balance calculations from single or multilevel AWS data it is desirable to know the exact height of the wind speed, temperature, and humidity sensors above the surface, as well as the depth of snow temperature sensors [*van den Broeke et al.*, 2004b].

2.3.3. Technical Problems

[42] The ultrasonic height ranger needs to be mounted on a rack or mast so that its beam is perpendicular to the surface and is not obstructed. In accumulation areas, such as in East Antarctica, the sensor needs to be kept at least 0.5 m from the surface. This requires regular, expensive, servicing visits, the frequency of which depends on the rate of accumulation, the battery, and data storage capacity. In practice, the servicing interval will typically be once per year for coastal East Antarctica and once every 2–3 years for the interior plateau.

[43] Ultrasonic height rangers are susceptible to failure from ageing, corrosion, or freeze-thaw delaminating of the acoustic membrane. Membrane failure rate has been observed to increase with age. Therefore, regular replacement of the acoustic membrane as a preventive measure should be considered for each visit. The proximity of open sea and/or an effective transport of sea salt to the observation site significantly reduce the lifetime of the acoustic membrane. In East Antarctica, this is usually not a big problem, and lifetimes of the membranes are typically 5 years or more.

[44] A common problem that prevents correct operation of the ultrasonic height sensor is that the acoustic membrane becomes obstructed by snow/rime. Sometimes mounting a cone around the sensor can prevent this, but this carries with it the risk of spurious ice accretion on the cone and subsequent structural failure of the mast. Riming problems are considerably reduced on the ice sheet slopes, away from the flat domes in the interior and the flat ice shelves near the coast. The reason is that along these slopes, semipermanent katabatic winds heat and dry the lower atmosphere resulting in a continuous flow of subsaturated air past the sensor, keeping it free of rime.

2.3.4. Data Interpretation Problems and Uncertainties

[45] Measurements from an ultrasonic height ranger performed at a single site suffer from the same problems of poor spatial representativity as single core or stake measurements (see section 2.1). These problems can be partly solved by using the same solutions as for the other techniques, i.e., operating a farm of stakes (or drilling several shallow cores) in the surroundings of the ultrasonic height sensor or deploying several sensors.

[46] Naturally, the measuring site should be far enough upwind from obstacles to avoid spurious lee accumulation or snow erosion on a flat surface. In East Antarctica, it is usually easy to find an upwind measurement site with a large fetch because surface conditions are usually very homogeneous and (katabatic) wind direction is exceptionally constant [*van den Broeke and van Lipzig*, 2003]. Dominant sastrugi orientation from surface or aerial surveys or a modeled wind field [*van Lipzig et al.*, 2004a] can help in determining the prevailing wind direction if no local meteorological data are available.

[47] Once a suitable spot is found, raw distance data should be collected and the temperature-dependent speed of sound correction applied after data collection. In-sensor temperature measurements on older sensor types should preferably not be used because the sensor can overheat significantly under low wind speed/strong insolation conditions, fouling the surface height data. It is best to measure the air temperature independently with a ventilated dedicated sensor placed approximately halfway between the ultrasonic height ranger and the surface. A more elaborate alternative is to measure temperature at sensor height and at the surface (e.g., using a longwave radiation sensor), to calculate the temperature profile (using similarity theory and appropriate stability functions [e.g., *Andreas*, 2002; *Holtslag and Bruijn*, 1988]) and to take the mean temperature of the air layer. In East Antarctica, it is worthwhile to spend some effort to correctly perform the temperature correction because the radiation balance at the surface is often negative so that the temperature difference between the ultrasonic height ranger and the surface in the stably stratified surface layer can be considerable, up to 5–10 K in the first couple of meters during calm, clear conditions.

[48] At sites where riming occurs frequently, rime collected on the mast structure can fall off and collect at the surface, leading to artificially enhanced accumulation

(Figure 8b). This will only affect low-accumulation sites on the interior plateau.

[49] Once the wind speed exceeds a certain threshold, snowdrift occurs in the near surface air layer [*Li and Pomeroy*, 1997; *Mann et al.*, 2000]. This can lead to an erroneous height reading from a reflection from a dense drifting snow layer. Usually, AWS data can be used to detect snowdrift events so that these readings can be discarded.

[50] The technical and operational difficulties described in this section and section 2.3.3 (see also Table 2) reduce the 1-cm accuracy under laboratory conditions to an operational accuracy of typically 2–3 cm. This accuracy is sufficient for high-accumulation sites, but it is not good enough to detect the often much smaller precipitation events that are common on the interior plateau of East Antarctica. Here, small events (<1 kg m^{-2}) make up most of the total accumulation [*Reijmer et al.*, 2002].

[51] A large uncertainty is introduced when converting instantaneous height changes from the ultrasonic ranger to mass changes. In practice, continuously measured height changes are converted to mass changes through multiplication by the average density of the accumulated snowpack since the last visit, as measured in a snow pit or firn core (see section 2.1). Although this yields a correct value of the total accumulation integrated over the time interval between the pit studies, the sometimes considerable density variations in the upper firn layers result in an uncertainty of up to 20% or worse for mass changes on the event timescale.

[52] Another problem affecting ultrasonic height measurements in East Antarctica is the depth and temperature dependence of the firn densification rate. Under idealized steady state conditions, assuming continuous accumulation and a constant temperature, the vertical speed in the firn depends only on the local density (Sorge's law). Under these assumptions, knowing the anchor depth of the structure holding the ultrasonic height ranger and the density profile suffices to correct for this. Unfortunately, accumulation is not a continuous, steady state process: after a stepwise increase in surface height due to an accumulation event, the densification rate of a freshly fallen snow layer decreases with time. In addition, the densification process depends on temperature, causing accelerated summertime densification of the upper snowpack [*Dibb and Fahnestock*, 2004; *Li and Zwally*, 2002] and on the microstructure [*Freitag et al.*, 2004]. The summer heat wave slowly penetrates the firn, locally enhancing firn densification rates when it passes. This implies that only time-dependent firn densification modeling along the lines of *Li and Zwally* [2004], at least taking into account temperature, can account for the differential densification effect in a physically realistic way.

2.3.5. A Data Example From East Antarctica

[53] The following data example demonstrates both the great value and the problems of using ultrasonic height ranger data in East Antarctic mass balance research. Figure 8d shows 7 years (1998–2004) of accumulation derived from ultrasonic height ranger data from two AWS sites in western Dronning Maud Land (DML; left scale). The first AWS is located at Svea Cross (74°28.9′S, 11°31.0′W, 1160 m above sea level (asl)), at the foot of the Heimefrontfjella in the katabatic wind zone. The second is located adjacent to Kohnen station (75°00.2′S, 0°00.4′E, 2892 m asl, see Figure 8) on the Amundsenisen of the flat East Antarctic plateau. In addition to surface height changes, the AWSs measure wind speed and direction, temperature, relative humidity, shortwave and longwave radiation fluxes, air pressure, and snow temperatures. The sampling frequency typically is 6 min from which 1-h averages are calculated and stored in a Campbell CR10 data logger with separate memory module.

[54] The ultrasonic data (Figure 8d) have been corrected for temperature but not for differential firn densification. To convert height changes to mass changes, we applied a mean density of 396 kg m^{-3} at Svea Cross and 307 kg m^{-3} at Kohnen. Missing data, mainly due to riming (20% at Kohnen, <1% at Svea Cross), have been linearly interpolated. To remove some residual noise, a cubic spline fit was applied to the data. Applying linear fits to the cumulative mass balance curve yields values for the specific SMB of 243 kg m^{-2} a^{-1} at Svea Cross and 64 kg m^{-2} a^{-1} at Kohnen. These values agree with accumulation derived from shallow firn cores drilled at these sites.

[55] The data show that the measurement accuracy of the ultrasonic height ranger is insufficient to unambiguously resolve individual precipitation events at the low-accumulation site Kohnen. The record rather shows a continuous, slow accumulation interspersed with occasional larger events. No significant surface lowering is observed between accumulation events. At Kohnen, even during summer, temperatures are apparently too low to force strong sublimation and a seasonal cycle in the densification.

[56] This is very different at Svea Cross, where the accumulation occurs in large, well-defined events, some of which can also be found in the record of Kohnen. In between these accumulation events, dry periods lasting up to 8 months occur at Svea Cross. During these dry episodes, significant surface lowering occurs in the summer period (November–February). To determine which part of the surface lowering is caused by sublimation, AWS data were used to calculate the turbulent flux of latent heat [*van den Broeke et al.*, 2004b]. The scale on the right in Figure 8d indicates the resulting cumulative sublimation/deposition. As can be seen, sublimation dominates during summer, averaging typically 25 mm water equivalent (about 6.5 cm of snow) at Svea Cross and about 10 times less at Kohnen. At Svea Cross, this accounts for part but not all of the surface lowering that is observed during summer; enhanced summer densification of the firn layer enclosed by the AWS anchor depth and the surface accounts for the residual surface lowering.

2.4. Point Measurements at Depth: Snow Pits, Firn, and Ice Cores

[57] Snow pits and core drilling (Figure 9) are used to access older snow and ice below the surface. Their deployment retrieves sequences of buried snow and ice from only a single operation, as layers of different age are accessed at

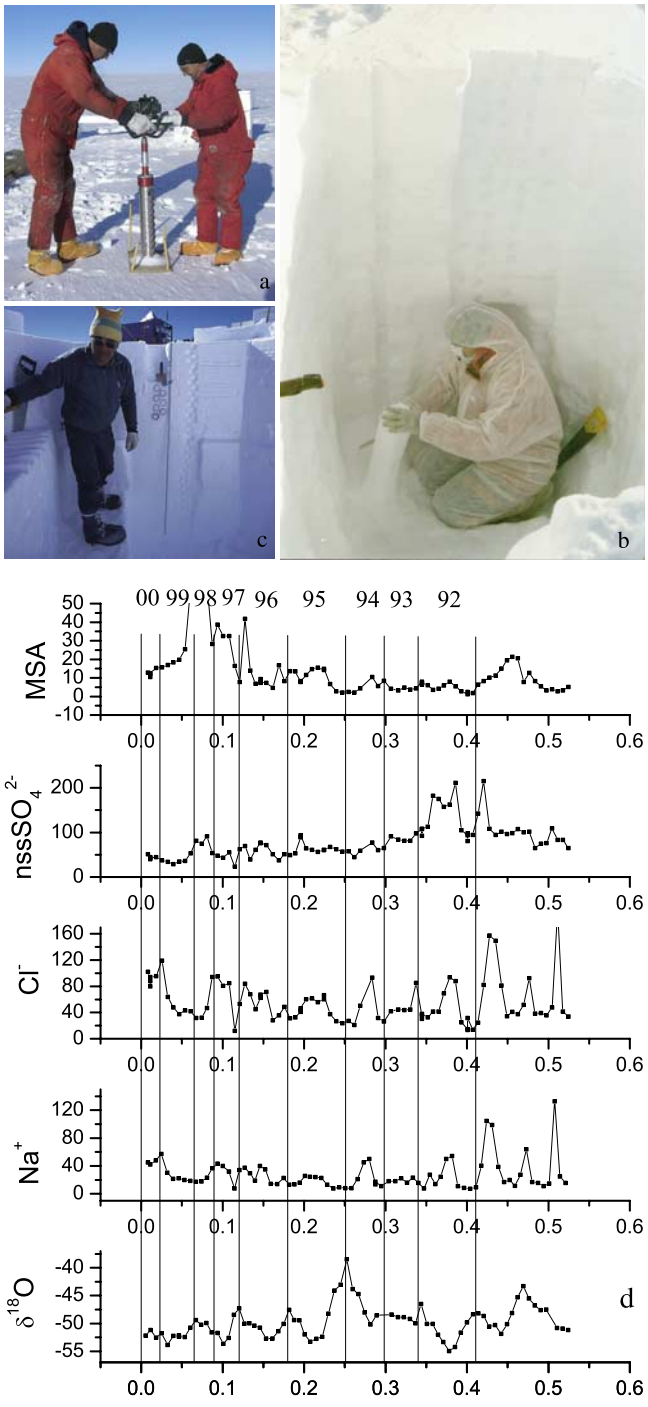


Figure 9. (a) Firn core drilling. Typical drill diameters are 3 inches (7.6 cm) and 4 inches (10.2 cm). The wooden board marks the reference level of the snow surface. (b) Taking samples in a 3-m-deep snow pit. To avoid sample contamination, the person wears a clean room suite. (c) Taking density measurements with tubes in a snow pit with a crossover pattern (visible to the left of the ruler in the center). (d) Example from pit MC in DML on how several different species have been used in dating the pits [*Karlöf et al.*, 2005b] (with permission of the International Glaciology Society). They mainly used the oxygen isotope data with support of ions to date the pits. Years (1992–2000) are indicated at the top; year transitions are marked with vertical lines.

once. Apart from accumulation, time series for a number of other parameters are established as well.

[58] The SMB corresponding to a sample in a certain depth interval (and thus age interval) is most generally derived from the ratio of mass (or water equivalent depth) of the considered sample to the time span that the sample range covers. As for stake and ultrasonic measurements, determination of density is thus one important key. In contrast to those methods, which monitor the surface and obtain time series of surface accumulation only by repeated observations of surface height at an accurately known point in time, the determination of the age as a function of depth is the other key parameter. One derives this function for instance by interpolating discrete *time markers* (e.g., *volcanic horizons*) or counting of layers of known origin, like annual signals [*Whitlow et al.*, 1992].

2.4.1. Density Measurements

[59] The techniques presented in sections 2.4.1.1–2.4.1.3, used to determine density as a function of depth along cores, complement the classic surface snow density measurement methods described in section 2.1.

2.4.1.1. Classic Technique

[60] Firn core density is most often determined by measuring core length and diameter and weighing each core section on an electronic scale directly after core retrieval in the field [*Isaksson et al.*, 1996; *Oerter et al.*, 1999; *Magand et al.*, 2004; *Frezzotti et al.*, 2005]. However, problems with this simple method are that the snow in the uppermost meter is usually poorly consolidated and loss of material is therefore unavoidable, reducing the accuracy of volume calculations. It is therefore common practice for firn core retrieval that density is measured in a pit (about 2 m depth) in direct connection to the drill site where stratigraphic studies and snow sampling can also be performed. Another problem is that the diameter of the core pieces changes depending on the snow type. For instance, less dense snow can be compacted or lost, resulting in an overestimation of density [*Karlöf et al.*, 2005b]. Cores with a wider diameter (e.g., 4 inch, 10.2 cm) reduce the uncertainty in density measurements. Core imperfections that can occur during drilling alter the volume of the core segment and can thus affect density measurements.

2.4.1.2. Radiation Attenuation Profiling

[61] Radiation attenuation profiling is based on the absorption and scattering of hard radiation to determine ice density. The ratio between transmitted and received ray intensity is a measure for absorption and scattering, which can be related to snow, firn, and ice density. Currently, three types of radiation are utilized: γ rays, X rays, and neutrons. In the case of γ attenuation profiling (GAP) [*Gerland et al.*, 1999; *Wilhelms*, 1996, 2000] the γ ray originates from a radioactive source (e.g., ^{137}Cs) and passes through the core in transverse direction to a detector. For monochromatic radiation the mass absorption coefficient is known with 0.1% relative error. The statistical intensity measurement error is determined by free-air reference. To reduce statistical errors, multiple (usually more than 10) measurements are averaged. The calibrated detector signal has to be

corrected for variations in core diameter. For high-quality cores, the diameter is accurate to $\leq$1 mm. The possible influence at maximum misalignment of the core within the measurement bench has to be accounted for, as well as cracks from core breaks at the end of an ice core. The precision of the GAP density measurements is typically around 10 kg m^{-3} for a 100-mm-diameter core. The depth resolution of GAP depends on the characteristics of the radioactive source, like ray diameter and dispersion characteristics. Typical resolution is on the order of 1 cm, with measurements carried for redundancy to the subcentimeter level.

[62] For X-ray attenuation profiling [*Hori et al.*, 1999], the accuracy is about 1%, the same as for the γ attenuation method. However, field measurements by the X-ray method are difficult since a large experimental system is required. It is therefore mostly applied in the laboratory.

[63] In contrast to these two methods, neutron probes (Walingford probe) [*Morris and Cooper*, 2003] are operated in the borehole instead of along the core. The neutron probe method thus has the advantage that only a (reasonably smooth) hole instead of a core is necessary for determining density profiles. The depth resolution, however, is physically limited to 10 cm. The uncertainty of the derived density is on the order of 10 kg m^{-3}.

2.4.1.3. Dielectric Profiling

[64] The complex dielectric constant is expressed as $\varepsilon^* = \varepsilon' - i\varepsilon''$. In the case of ice, the real part ε', the ordinary complex permittivity of the medium, mainly depends on density. The imaginary part ε'', the dielectric loss factor, is related to conductivity σ and radian frequency ω by $\varepsilon'' = \sigma(\varepsilon_0\omega)^{-1}$, where ε_0 is the permittivity of free space. Both parts of ε^* can be determined with dielectric profiling (DEP) [*Moore and Paren*, 1987]. A DEP device is essentially a calibrated and guarded scanning capacitor. The core is put between two semispheres. Its conductance and admittance are determined by applying alternating current potentials, typically at a single frequency of 10 kHz to a few hundred kilohertz, which are then converted to ε^*. For accurate devices, the real and imaginary components can each be determined to within 1% [*Wilhelms*, 2000]. A widely used formula relating the ordinary relative permittivity ε' and density ρ is based on the approximation derived by *Looyenga* [1965] from theoretical consideration of air distributed in a dielectric medium, with spherical approximations of bubbles, $\varepsilon' = ((\rho/\rho_{ice})[\sqrt{[3]}\varepsilon'_{ice} - 1] + 1)^3$. Other approximations were derived from comparison of density and permittivity measurements, e.g., by *Robin et al.* [1969], *Tiuri et al.* [1984], or *Kovacs et al.* [1995]. The latter refined an empirical approximation, $\varepsilon' = (1 + 0.845\rho)^2$, which is now widely used for permittivity-density conversions [*Kovacs et al.*, 1995]. They obtained a standard error of $\pm$0.031 for ε'. Both of the above formulae take only the real part of ε^* into account, causing a mixing of the complex components [e.g., *Barnes et al.*, 2002]. Recently, *Wilhelms* [2005] demonstrated that neglect of complex mixing for the density-permittivity relation could result in errors in ε^* and suggested extension of Looyenga's formula into complex space. In general, integration of the density-depth profile to obtain cumulative mass results in a higher accuracy, as statistical uncertainties of abnormally high or low values are averaged out.

2.4.2. Age Estimates

[65] Two main methods are used to date firn and ice cores (from seasonal to century scales): counting of seasonal variations of various parameters (physical, chemical, isotopic) that show cyclic variations during the year (Figure 9d) and identifying prominent horizons of known age, such as acid layers from dated volcanic eruptions or radioactive fallout from atmospheric thermonuclear bomb tests. A third method exploits the natural decay of radioactive materials. The method used depends on the purpose of the study and the accumulation rate at the site; however, many studies utilize all three methods.

2.4.2.1. Seasonal and Annual Layer Counting

[66] 1. The stable isotope (δ^{18}O and δD) stratigraphy [*Dansgaard et al.*, 1973] is a method commonly used to determine annual layers [e.g., *Morgan et al.*, 1991] in areas with higher accumulation (above about 80–100 kg $m^{-2}a^{-1}$). The oxygen and hydrogen isotopic composition of polar snow is mainly related to the condensation temperature [*Dansgaard*, 1964]. One advantage of the stable isotope stratigraphy is that no special precautions during the sampling procedure are necessary to prevent sample contamination [*Legrand and Mayewski*, 1997]. However, at least seven to eight samples per year are needed to correctly resolve seasonal and thus annual signals. The seasonal cycle of δ^{18}O (or δD) is usually well developed only in the upper part (5–10 m) of the snowpack because of diffusion during densification [*Johnsen*, 1977; *Legrand and Mayewski*, 1997] in the postdepositional process. As few studies have been dedicated to the analysis of postdepositional effects on Antarctic snow composition, the possibility that wind-driven ablation [*Ekaykin et al.*, 2002; *Frezzotti et al.*, 2004] as well as sublimation [*Neumann and Waddington*, 2004; *Neumann et al.*, 2005; *Satake and Kawada*, 1997] may induce systematic effects on isotope levels has to be kept in mind. These could affect seasonal and annual signals [*Masson-Delmotte et al.*, 2008] and thus SMB measurements. As suggested by Masson-Delmotte et al., systematic measurements of water vapor and snow isotopic composition should provide a means of disentangling the effect of depositional and postdepositional processes and, as a consequence, allow a better understanding of their effect on SMB estimates.

[67] 2. Chemistry of discrete firn/ice core samples has been routinely analyzed for major ion content (e.g., via ion chromatography). Over the last decade, continuous flow analysis (CFA), high-resolution fast ion chromatography (FIC), and continuous melting discrete sampling (CMDS) methods have been improved such that a quasi-continuous record of a number of different species is measured simultaneously along a single core [*Fuhrer et al.*, 1993; *Sigg et al.*, 1994; *Fuhrer et al.*, 1996; *Röthlisberger et al.*, 2000; *Sommer et al.*, 2000b, 2000a; *Udisti et al.*, 2000; *Traversi et al.*, 2002; *Rasmussen et al.*, 2005; *Osterberg et al.*, 2006].

Typical markers for seasonal layer counting are methanesulphonic acid (MSA) and nonsea-salt (nss) sulphate (nss SO_4^{2-}), the main oxidation products of dimethylsulphide (DMS), which are mainly produced by marine biogenic activity [*Saigne and Legrand*, 1987]. Study of seasonal cycles of sulfur aerosol carried out in coastal Antarctica have shown that MSA and nss SO_4^{2-} exhibit a strong seasonal cycle characterized by summer maxima [*Jourdain and Legrand*, 2001; *Curran et al.*, 1998]. Another seasonal indicator is Na^+, a tracer of sea salt. Na^+ concentrations peak during the winter as a consequence of more frequent advection of marine air masses over the Antarctic ice sheet [*Legrand and Delmas*, 1984], with the strongest seasonal signal near the coast. Among the commonly used ions, sodium, nss sulphate, and nitrate often show well-developed seasonal variations on the polar plateau [*Isaksson et al.*, 1996; *Stenni et al.*, 2000, 2002; *Traufetter et al.*, 2004; *Kaspari et al.*, 2005; *Dixon et al.*, 2004; *Karlöf et al.*, 2005b]. Also for these species it is important to sample with high enough frequency to capture their variations, i.e., at least seven to eight samples per year [*Mayewski and Goodwin*, 1997]. However, it is worth keeping in mind that nitrate diffuses and is probably reemitted from the upper layers of the ice sheet [*Wolff et al.*, 1995; *Weller et al.*, 2004]. Nitrate reemission is inversely related to accumulation rate and usually obliterates its seasonal signature at low accumulation sites. Therefore, SO_4^{2-} and Na^+ provide the most robust annual peaks within cores. In order to avoid using occasional double peaks as dividing lines for years, multiple ions with different seasonal timings can be used to define the annual horizons [e.g., *Legrand and Mayewski*, 1997].

[68] 3. Some gases also display a seasonal cycle, in addition to isotopes and ions. One example is hydrogen peroxide (H_2O_2, e.g., measured via spectrofluorimeter methods), which is principally produced in the atmosphere by photochemistry in summer. Its maximum concentration occurs in the period of maximum solar radiation, from late spring to late summer [*Neftel*, 1991]. H_2O_2 is subject to postdepositional change, caused by reemission to the atmosphere, the same as some other species. Utilization of H_2O_2 for annual layer counting is thus restricted to high-accumulation areas (>200 kg m^{-2} a^{-1}).

[69] 4. For electrical methods, the varying concentrations of ions are a major cause of variations in alternating current (AC) and direct current (DC) electric conductivity. Two techniques are used to determine quasi-continuously the variation of conductivity along a core. The electric conductivity method (ECM) [*Hammer*, 1980] is a measure of the electrical current from which acidity concentration levels may be inferred in cores. ECM is performed in a cold room with stable temperature conditions as well as in the field. In contemporary systems, two to seven electrodes with an applied high voltage of several hundred volts (AC or DC) are moved along a freshly cut ice surface, and measurements are typically taken at millimeter resolution. The original method has been modified in various ways and is used by different groups [*Isaksson et al.*, 1996; *Kaczmarska et al.*, 2004; *Wolff et al.*, 1999; *Taylor and Alley*, 2004]. A direct current flowing between the electrodes is dominated by the acid content and the temperature of the ice [*Schwander et al.*, 1983; *Moore and Mulvaney*, 1989] but is only slightly dependent on the salt concentration under normal conditions [*Schwander et al.*, 1983; *Wolff et al.*, 1997]. For alternating currents, salts have an increasing effect on conductivity [*Barnes et al.*, 2002]. The imaginary part of the dielectric constant determined from DEP, ε'', already introduced in section 2.4.1.3 in the context of density measurements, likewise reveals variations in AC conductivity [*Moore and Mulvaney*, 1989]. As an alternating current technique, which is nondestructive as it does not require direct contact between the ice and the electrodes [*Wilhelms et al.*, 1998], it also responds to both the acidity and the total salt content in the ice [*Barnes et al.*, 2002]. Measurements are performed in millimeter to centimeter increments. There is evidence that the DEP and ECM electrical methods respond to different chemical compositions. *Minikin et al.* [1994] suggested that DEP peaks represent winter maxima of sea salts, while peaks in ECM respond mostly to summer maxima of nss sulphate and partly to high values of NO_3^-, MSA, and HCl^-. *Hammer et al.* [1994] and *Mulvaney et al.* [2002] confirm that ECM is a sufficient method for detecting both volcanic peaks and seasonal changes in acidity. Apart from identifying volcanic signals in conductivity, ECM is also used to analyze annual peaks if conditions are favorable enough.

[70] 5. Dating firn and ice cores via visual stratigraphy is based on visual differences in summer and winter snow due to changes in atmospheric conditions and radiative fluxes [*Alley et al.*, 1997]. To aid the identification of annual layers, the surface of the core is prepared with a microtome knife. The core is placed on a light table to identify seasonal variations in transparency and scattering associated with annual layering. Summer layers are characterized by coarse-grained, low-density hoar layers, whereas winter layers have higher density and finer grain size. Below the firn-ice transition, summer layers have fewer and larger bubbles compared to winter layers and can also be identified by the presence of summer melt layers in coastal regions. Because of annual layer thinning, annual layers become more difficult to identify with depth. In regions with low accumulation, postdepositional processes such as drifting and melting (e.g., near coastal blue ice areas or very low accumulation areas on the plateau) can preclude the presence of visible annual layers [*Taylor et al.*, 2004]. An advantage of visible stratigraphy is that it can also be applied in the field if stratigraphic changes are strong enough to be identified without preparation of the core. At least for higher accumulation sites, and thus favorable conditions, visual stratigraphy provides an initial approximation of annual accumulation rates [*Morgan et al.*, 1991], useful for later decisions on core processing (e.g., sampling resolution). Although the visual stratigraphy is commonly applied to derive on-site information in snow pits, accumulation rates derived from pit stratigraphy alone involve personal and subjective interpretation, which can lead to unreliable results, as pointed out by *Picciotto et al.* [1971].

[71] 6. New techniques build on the greater availability of more advanced chemical analysis instrumentation, such as inductively coupled plasma–mass spectrometry (ICP-MS), allows the accurate determination of many tens of chemical elements at the parts per billion, parts per trillion, and parts per quadrillion levels. Improved instrumentation coupled with advances in sample generation, e.g., by laser ablation [*Reinhardt et al.*, 2001], ultraclean sample analysis, and continuous sampling [*Knüsel et al.*, 2003; *Osterberg et al.*, 2006], will likely yield new firn and ice core dating methods. This would be particularly advantageous for dating ice cores from low-accumulation sites (such as the East Antarctic plateau).

2.4.2.2. Reference Horizons

[72] There are several valuable reference horizons that have been used in Antarctic accumulation studies for validating the depth-age scale developed from annual layer counting or for use as a time horizon, which can then be used for calculating the accumulation rate between horizons. Below we discuss the two most commonly used reference horizons (volcanic peaks and artificial radionuclides) and suggest additional horizons that could be worthwhile to explore further.

[73] 1. For volcanic peaks, sulphate (in the form of atmospheric H_2SO_4) is generally the dominant ion in high-altitude Antarctic snow, with the dominant source from marine biogenic emissions and sporadic input from volcanic activity. For the Antarctic polar plateau, historical volcanic eruptions such as Pinatubo 1991, Mount Hudson 1991, Mount Agung 1963, Krakatau 1883, and Tambora 1815 (plus an unknown eruption 1809) have been shown to be easily distinguishable peaks that can be used as unambivalent time markers, either from chemical analysis or conductivity measurements [e.g., *Cole-Dai et al.*, 1997; *Oerter et al.*, 1999; *Nishio et al.*, 2002; *Stenni et al.*, 2002; *Traufetter et al.*, 2004; *Dixon et al.*, 2004]. Because of oxidation of SO_2, H_2SO_4 forms within about 1 month following the eruption [*Coffey*, 1996]. Once in the stratosphere, the atmospheric residence time of SO_4^{2-} is a few years, during which it can be transported to the polar regions and subsequently scavenged by snowfall. An increase of nss SO_4^{2-} concentrations in polar snow is observed in a period up to 3 years after a major volcanic eruption [*Cole-Dai and Mosley-Thompson.*, 1999]. For example, the eruption of Tambora (located in Indonesia) occurred in April 1815. The rise of SO_4^{2-} above background noise is observed in late austral winter 1816, with maximum concentrations during the austral summer of 1816/1817 [*Cole-Dai et al.*, 1997; *Palmer et al.*, 2001] due to the lag between the eruption and nss SO_4^{2-} deposition in Antarctica. In several papers from the EPICA presite and ITASE surveys, attempts have been made to develop a useful volcanic chronology spanning the last millennium to aid in the correlation between cores [*Karlöf et al.*, 2000; *Traufetter et al.*, 2004; *Hofstede et al.*, 2004]. The Tambora double peak has served as the main time horizon for the dating of many firn cores in the ITASE program [*Isaksson et al.*, 1996, 1999; *Oerter et al.*, 1999, 2000; *Stenni et al.*, 1999, 2001; *Karlöf et al.*, 2000; *Ekaykin et al.*, 2004; *Dixon et al.*, 2004; *Karlöf et al.*, 2005b; *Frezzotti et al.*, 2005; *Steig et al.*, 2005]. The most prominent eruptions during the last millennium in addition to Tambora are the A.D. 1259 eruption suggested to be El Chichon [*Palais et al.*, 1992] and the A.D. 1452 eruption suggested to be Kuwae [*Delmas et al.*, 1992]. These eruptions have been identified in many Antarctic ice cores [i.e., *Moore et al.*, 1991; *Cole-Dai et al.*, 1997, 2000; *Watanabe et al.*, 1997]. However, the volcanic signal at high-accumulation, low-elevation sites located near the Ross Sea coast in West Antarctica has been overwritten by large amounts of biogenic SO_4 that is released by marine organisms [*Dixon et al.*, 2004]. This may be a problem at other low-elevation coastal sites that are situated close to polynyas, too. Currently, on the polar plateau (SMB < 70 kg m^{-2} a^{-1}), $\sim$2.5-m-deep snow pits are deep enough to reach the 1991–1992 layer from the Mount Pinatubo and Mount Hudson eruptions. Attempts have been made to determine if dating horizons as shown in time series of DEP, ECM, and sulfate are significant with respect to natural and measurement-induced noise [*Cole-Dai et al.*, 1997; *Fischer et al.*, 1998; *Karlöf et al.*, 2005a, 2006; *Steig et al.*, 2005].

[74] 2. Time markers from artificial radionuclides are based on radioisotopes from atmospheric nuclear weapon tests (United States, United Kingdom, Soviet Union, France, China, and India) carried out between 1953 and 1980. They were deposited in Antarctica after transport in the upper atmosphere and stratosphere [*Picciotto and Wilgain*, 1963; *Wilgain et al.*, 1965; *Feely et al.*, 1966; *Picciotto et al.*, 1971; *Lambert et al.*, 1977; *Carter and Moghissi*, 1977; *Jouzel et al.*, 1979; *Kamiyama et al.*, 1989]. Since the signing of the Limited Nuclear Weapon Test Ban Treaty in 1963, the number of atmospheric nuclear weapon tests greatly decreased with tests being carried out mainly underground. Other sources of anthropogenic fallout post-1963 may be linked to the nuclear disaster in Chernobyl in 1986 [*Dibb et al.*, 1990]. Very sensitive analytical techniques and procedures have been developed and improved over the last 40 years to detect and measure both artificial and natural radionuclides present in the ice sheets [*Picciotto and Wilgain*, 1963; *Delmas and Pourchet*, 1977; *Pinglot and Pourchet*, 1979, 1994]. The high solubility of most fission products induces the formation of distinct and stable radioactive reference horizons in areas of dry snow facies or with moderate percolation of meltwater. Among the radioactive fallout, ^{90}Sr and ^{137}Cs radionuclides (referred to gross β activity), plutonium isotopes, and ^{241}Am [*Pourchet et al.*, 2003] are best suited for the formation of distinct radioactive horizons owing to their high production yield and their low volatility, which prevents vertical migration in the firn layers as long as they remain dry [*Picciotto et al.*, 1971]. Another artificial product, tritium (^3H), behaves differently during its injection into the global system (by thermonuclear explosions) and its deposition than the fission products previously cited [*Picciotto et al.*, 1971]. Nevertheless, very distinct radioactive peaks in continuous tritium profiles are also observed [*Jouzel et*

al., 1979; *Oerter et al.*, 1999; *Stenni et al.*, 2002; *Frezzotti et al.*, 2005]. The timing of radioactive deposition from the nuclear tests is well known in Antarctica [*Wilgain et al.*, 1965; *Feely et al.*, 1966; *Jouzel et al.*, 1979; *Oerter et al.*, 1999; *Pourchet et al.*, 1983, 1997, 2003; *Magand et al.*, 2004], with the maximum radioactivity peaks in 1954–1955 and 1965–1966 used as convenient horizons for dating snow and ice layers and measuring SMB. *Jouzel et al.* [1979] observed the largest tritium peak at the South Pole during 1966. On the basis of comparison between the tritium profile in snow layers at Dronning Maud Land and the tritium distribution at the Kaitoke (New Zealand) International Atomic Energy Agency (IAEA) station, *Oerter et al.* [1999] attributed the highest values to the 1964–1969 years. Best fit depth–time scales were used to transform the measured depth profiles to time series similar to the tritium content of precipitation at Kaitoke. In Antarctica, total β counting remains the most frequent radioactivity measurement [*Picciotto and Wilgain*, 1963; *Lambert et al.*, 1977; *Pourchet et al.*, 2003]. As a consequence, there is a great deal of data on the history of artificial radioactive fallout over Antarctica since the 1950s; thus total β activity is a well-constrained method used to identify radioactive reference horizons for estimating SMB in accumulation areas. In situ γ ray spectrometers for ice boreholes [*Pinglot and Pourchet*, 1981] enable a rapid determination of the mean annual accumulation from 1965 to present by measuring the radioactive fallout layers. This provides valuable information in the field to estimate the depth range necessary to reach dating horizons (like volcanic signals) as previously cited.

2.4.2.3. Radiochronology

[75] As in many geoscientific disciplines, the natural decay of radioactive isotopes can be used to determine the age of an investigated sample, commonly referred to as *radionchronology*. A common example for ice is ^{210}Pb, a natural β emitter. It is a long-lived daughter nuclide (half-life 22.3 years) belonging to the ^{238}U family [*Picciotto et al.*, 1971]. Its presence in the atmosphere is a result of the α radioactive decay of radon gas (^{222}Rn). The atmosphere is the major source of ^{210}Pb deposited on the Antarctic ice sheet. Many factors contribute to the low radon (and its daughter nuclide) concentrations in Antarctica [*Pourchet et al.*, 1997, 2003]. These include ice that prevents the escape of radon from the Antarctic geological basement, the surrounding ocean without radon emission, and the time required for air masses to move from continental areas (the main source of radon emission) to the south polar region. Very little ^{210}Pb was produced by the nuclear explosions during the 1960s.

[76] Studies carried out during this period show that the quantity of ^{210}Pb deposited at a given place, averaged over a year or more, appears to be constant and not to have changed significantly since the advent of H-bombs [*Bull*, 1971]. As a result, the natural ^{210}Pb continuous flux deposition over the Antarctic ice sheet could be used for dating purposes over periods of the past 100 years. Because of radioactive decay, the natural ^{210}Pb activity decreases with depth of the firn and ice layers. The age of a firn layer at z meters depth is thus given by

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A_0}{A_z}, \tag{3}$$

and the average rate of accumulation of snow above this depth is given by

$$\dot{b} = \frac{z\lambda}{\ln \frac{A_0}{A_z}}, \tag{4}$$

where A_0 and A_z are the ^{210}Pb activities per unit weight of snow at the surface and at a depth of z meters, respectively, and λ is the ^{210}Pb decay constant. The first attempts at dating firn or ice layers in the polar regions with the ^{210}Pb method were successfully validated by other direct measurements [*Goldberg*, 1963; *Picciotto et al.*, 1964; *Crozaz et al.*, 1964; *Nemazi et al.*, 1964; *Crozaz and Langway*, 1966]. We have to stress that accurate dating of snow by ^{210}Pb is only possible with the following assumptions: (1) The mean ^{210}Pb activity in precipitation has remained constant during the last two centuries, (2) the ^{226}Ra concentrations within the firn/ice samples are negligible, (3) no diffusion of air into the ice sheet occurs (bearing additional ^{222}Rn), and (4) ^{210}Pb remains at its initial place of deposition (no vertical transportation by water from melting snow). Even if none of these assumptions are perfectly fulfilled, we argue that a generally reliable determination of SMB over the past few decades is achievable by this method in areas exempt from melting, i.e., in accumulation zones [*Pourchet et al.*, 1997, 2003].

2.4.2.4. Optimal Strategies for Age Estimates

[77] Counting seasonal cyclicity of chemical/isotopic parameters (δ^{18}O, δD, H_2O_2, MSA, Na^+, NO_3^-, nss SO_4^{2-}, etc.) is the most precise dating method, but it is also the most time- and equipment-intensive method. A multiparameter approach using several high-resolution chemical records (as shown in Figure 9d) is therefore the most reliable way to derive annual dating. Because several atmospherically derived chemical species peak during different times of the year, it may thus be possible to ensure that no year is missing [e.g., *Udisti*, 1996; *Steig et al.*, 2005]. In general, however, seasonal cycles are difficult to observe at sites with low accumulation (below about 80–100 kg m^{-2} a^{-1}), such as the polar plateau, because the seasonally deposited chemical or physical signals often have been strongly erased or reworked by the action of wind at the surface. Applying these methods to discrete samples (as from snow pits) is ineffective in the inner part of East Antarctica, e.g., in the Dome C area, unless a high (subcentimeter) sampling resolution is used. At most low accumulation areas, high-resolution continuous electric (DEP and ECM) and chemical measurements (CFA, FIC, CMDS) and the simultaneous analysis of multiple-parameter records have to be performed in order to detect seasonal signals in the physical and chemical properties of cores and thus achieve annual dating. During the past decade, high-

resolution continuous methods have been used in many studies, such as for the EPICA presite surveying in Dronning Maud Land [*Sommer et al.*, 2000b]. Thus, it was possible to perform annual layer counting back several hundred years at several places on the East Antarctic plateau with SMB below 80 kg m^{-2} a^{-1}, e.g., at the South Pole [*Meyerson et al.*, 2002] or Dronning Maud Land [*Sommer et al.*, 2000a], and even below 50 kg m^{-2} a^{-1} from an ice core site located approximately 600 km south of Dome A (D. A. Dixon, personal communication). Such results imply that wind scouring does not suffice to erode annual signals at these sites. However, the identification of annual layers does not unequivocally imply the possibility of resolving accumulation history with representative values (±10%) of annual resolution [*Frezzotti et al.*, 2007]. When continuous sampling is not available, reference horizon dating may be the only available method at low accumulation sites. In such cases, only a mean accumulation rate between two reference horizons can be calculated. This precludes these records from studies interested in the interannual variability in accumulation, for instance, to assess changes in climate, to account for flux of chemical compounds, etc.

2.4.3. Accumulation Errors From Pit and Core Measurements

[78] Annual layer counting using seasonal cyclicity of multiparameters can be fine tuned using atmospheric thermonuclear bomb test layers and volcanic peaks as fixed time markers to achieve the best accuracy for the evaluation of snow accumulation in cores. Dating errors may arise from incorrect or nonidentification of seasonal signals (e.g., hiatus in accumulation or erosion) and from incorrect identification or errors in identification of historical volcanic or nuclear bomb layer markers. Dating errors could be ±1 year for the depth coincident with the marker, but they could be higher at points that are far from dated reference horizons [e.g., *Steig et al.*, 2005].

[79] The associated relative errors in accumulation $\dot{b}$ derived from snow pits, firn, and ice cores (Table 2) can be expressed as

$$\frac{\delta\dot{b}}{\dot{b}} \leq \sqrt{2\left(\frac{<0.5l}{\Delta z}\right)^2+\left(\frac{\delta(\Delta t)}{\Delta t}\right)^2+\left(\frac{\delta(\Delta m)}{\Delta m}\right)^2}, \qquad (5)$$

where l is sample length, Δz and Δt are the depth and age difference between the dating horizons used, and Δm is the mass difference of the two columns above the two dating horizons, sometimes expressed in meter water equivalent depth; $\delta(\ )$ is the uncertainty of the parenthesized variable, e.g., the error in the date of volcanic deposition. When the sample length is relatively large compared to the depth between dating horizons, the first term on the right-hand side is important. On the other hand, if the age–depth profile is derived from high-resolution measurements like electrical methods, the first term can be neglected. The error estimate only applies at the identified dating horizons. Any physical variation, i.e., change in accumulation, between the dating horizons is not captured by this error estimate. The typical error $\delta\dot{b}$ in $\dot{b}$ is less than 10% for both snow pits and cores.

[80] The extraction of snow accumulation values from cores requires estimating the effects of thinning due to ice dynamics (densification, compression, flow, etc.). Vertical thinning of surface layers is predictable from the sum of horizontal strain rates. As firn cores are relatively shallow (less than 50–100 m) in comparison to the total thickness of ice sheets (more than 1000 m), thinning could be assumed to be less than 5%, implying negligibility. In cold, large ice sheets like the one in East Antarctica, the strain rates are expected to be around 10^{-4} a^{-1}. On fast moving glaciers, ice streams, and ice shelves, they can sometimes get close to 10^{-2} a^{-1}, and as a result, cores that represent several hundred years can be significantly affected by thinning. As an example, consider a 100-year-old layer. If both horizontal strain rates are 10^{-4} a^{-1}, the 100-year-old layer should have thinned by only 2%, but if strain rates are 10^{-2} a^{-1}, the layer is thinned to 13% of its original thickness. For a 100-m core with around 200 kg m^{-2} a^{-1} accumulation, corresponding to 300 years of accumulation history, and at a strain rate of 10^{-3} a^{-1}, a 55% thinning of the original layer thickness should result. Whether layer thinning takes place or not has thus to be evaluated for each site individually.

2.5. Laterally Continuous Measurements: Ground-Penetrating Radar

[81] GPR maps the internal structure of the firn column along a profile from the surface. Variation in depth of continuous internal layers of equal age along the profile yields information about the accumulation pattern. Combining GPR with highly resolved ice core data is required to date the internal layers.

[82] Over the last few decades, a number of methodological studies have been carried out to investigate the suitability of high-resolution GPR for mapping accumulation rates along surface profiles. The results demonstrate that GPR profiling of firn stratigraphy, coupled with precise GPS measurements is capable of complementing traditional methods like stakes, snow pits, and cores to map accumulation rates and to improve the understanding of spatial accumulation patterns. In the literature, terms like GPR (traditionally used in engineering geophysics), ice-penetrating radar, snow radar, and sometimes radio echo sounding are used synonymously. Here, we stick to the first term and imply investigations with a phase-sensitive radar. Commercial and easily transportable GPR systems have become available and are widely used to survey the near-surface firn (<100–200 m). Over recent years this had the consequence that GPR was routinely employed during operational surveys to map the internal structure of the firn column and to determine regional surface accumulation, e.g., during most campaigns related to ITASE and EPICA [*Isaksson and Karlén*, 1994; *Richardson et al.*, 1997; *Richardson and Holmlund*, 1999; *Nereson et al.*, 2000; *Richardson-Näslund*, 2001; *Urbini et al.*, 2001; *Frezzotti et al.*, 2002b; *Frezzotti and Flora*, 2002; *Sinisalo et al.*, 2005; *Richardson-Näslund*, 2004; *Rotschky et al.*, 2004; *Karlöf*, 2004; *Spikes et al.*, 2004; *Eisen et al.*, 2005; *Frezzotti et al.*, 2005; *Arcone et al.*, 2005a, 2005b; *Jacobel et al.*, 2005; *Anschütz et al.*,

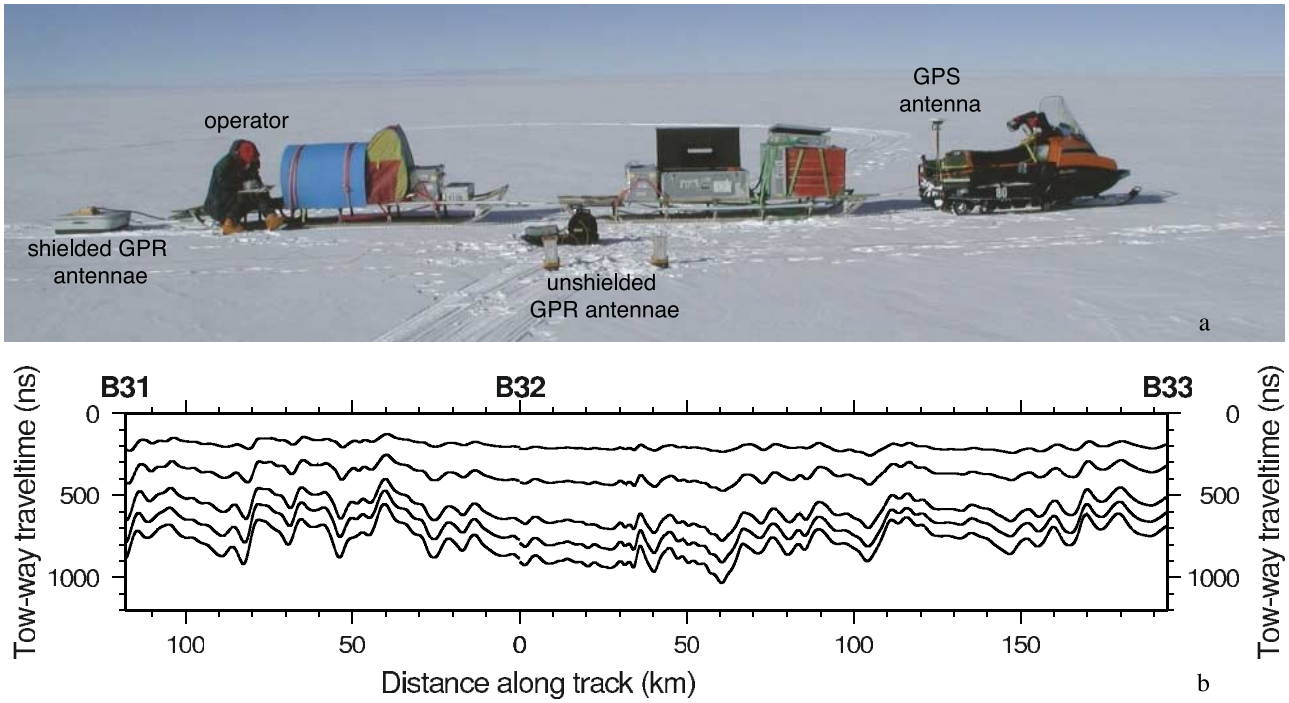


Figure 10. (a) Setup of GPR measurements: For common offset surveys, a shielded antenna (left) is pulled by a snowmobile. The GPS antenna is mounted at the rear of the vehicle (right). Common midpoint surveys utilize separate transmitter and receiver (front). (b) Sample profile of five internal horizons tracked in common offset GPR data over 300 km in Dronning Maud Land [*Eisen et al.*, 2004].

2007, 2008]. High-frequency GPR in the range of 100 MHz to 1 GHz is capable of imaging the structure of the upper tens to hundreds of meters of the ice column in high resolution. On the Antarctic inland plateau, this provides a means to derive information about the local SMB over the last tens of years to about 1000 years. It has thus become possible to map accumulation rates and their spatial variations along continuous profiles within the upper parts of the snowpack.

2.5.1. Technical Background and Functional Principle

[83] Application of GPR for imaging the snow and firn column at shallow depths usually utilizes a transmitter and receiver moved at a fixed distance from each other across the surface along the survey profile. This setup is called common offset (CO), referring to the constant distance between transmitter and receiver. The device is either towed by hand, snowmobile, or tractor, and the geographical position is usually obtained from kinematic GPS measurements (Figure 10a). At defined intervals, either at equal temporal or spatial increments, the transmitter emits an electromagnetic pulse into the snow column. Distances between consecutive measurements vary, depending on the system performance, between about 0.1 and 10 m. The pulse penetrates into the snow column and is partly reflected where the complex dielectric ε^* constant changes. The reflected signals travel back to the receiving antenna at the surface. The complete signal is recorded as a function of traveltime of the transmitted radar pulse.

[84] Three factors are known to change the dielectric constant in firn and ice: gradients in the real part, the permittivity, are mostly related to density; they dominate reflections in the upper hundreds of meters. Variations in the imaginary part are proportional to conductivity, are related to acidity, and depend on frequency. They are the governing reflection cause in deeper ice. A third mechanism, proposed by *Harrison* [1973], involves dielectric anisotropy of the crystal fabric, but it becomes significant only at the deeper levels (>500–1000 m) of the ice sheet where changes in anisotropic crystal fabrics could develop [*Fujita et al.*, 1999; *Matsuoka et al.*, 2003, 2004; *Eisen et al.*, 2007]. Other radar techniques are based on frequency-modulated continuous wave (FMCW) transmissions or stepped-frequency radars [*Kanagaratnam et al.*, 2001; *Corr et al.*, 2002]. Although the technical details on data acquisition and processing are different, the results are the same, an image of subsurface reflections along a profile (Figure 4).

[85] Studies of dielectric properties of ice and internal radar reflection horizons (IRHs, outlined in Figure 10b) show that most processes forming electromagnetic reflectors take place at the glacier surface at approximately the same time [*Gudmandsen*, 1975]. (Details on physical structure and processes related to the origin of reflections in firn are given by *Kohler et al.* [2003], *Eisen et al.* [2003a, 2003b], and *Arcone et al.* [2005a].) While some significant progress in understanding this process has been made in recent years [*Eisen et al.*, 2003b; *Arcone et al.*, 2005a], it is still not entirely clear how the GPR produces a continuous reflecting horizon in the ice, visible over hundreds to even thousands of kilometers. At present, there remains some uncertainty about how the material properties in firn combine to form the continuous reflecting horizons. It does

seem apparent that both density and chemical properties in the ice contribute, but since layers are visible even where the wavelength of the radar exceeds the annual layer thickness, it is clear that at least in the shallow regions some complex interference pattern is generally being observed. However, the isochronity of observed reflections has been proven heuristically by connecting firn and ice core drill sites [*Jacobel and Hodge*, 1995; *Spikes et al.*, 2004; *Eisen et al.*, 2004; *Frezzotti et al.*, 2005] and by comparing accumulation rates deduced from GPR with those measured along surface stake lines [*Vaughan et al.*, 2004]. The submergence rate of an isochrone surface is determined by interaction of the surface accumulation with the flow field [*Robin et al.*, 1969; *Gudmandsen*, 1975; *Clough*, 1977; *Millar*, 1981; *Bogorodsky et al.*, 1985; *Moore*, 1988]. Continuously moving the radar system along a surface profile and recording individual traces at high enough spatial repetition rates (on the order of decimeters to meters) makes it possible to continuously image the internal reflections along the profile (Figure 10b). As the continuous internal reflection horizon corresponds to an isochronous layer, the spatial variation of layer depth provides information on variations in the accumulation rate and changes due to ice sheet dynamics. The latter can mostly be neglected in the upper meters of the ice column in regions of slow flow (see previous discussion on accumulation errors from cores in section 2.4.2.3).

2.5.2. Accumulation Estimates From GPR

[86] On the Antarctic plateau, the isochronous reflections can be followed over hundreds of kilometers. The variation in depth of an individual reflector already provides a qualitative picture about the variation of surface accumulation along the profile. To determine quantitative accumulation estimates, several processing steps are necessary [*Arcone et al.*, 2005a; *Rotschky et al.*, 2004]: (1) track one or more internal reflections along the profile; (2) convert the radargram from time to depth domain along the whole profile; (3) date the isochrones at one or more points (the isochronity assures that the age can be distributed along the profile); (4) determine the cumulative mass as a function of depth from the surface to the reflector depth along the profile; and (5) calculate the average SMB by dividing the cumulative mass by the respective age of the reflector.

[87] These processing steps involve several other input properties. We now discuss details and peculiarities of each step.

2.5.2.1. Tracking Internal Reflections

[88] After digital data processing of the raw radar data (horizontal stacking, filtering, gain control), continuous reflections can be followed in the radargrams. Depending on data processing and display, it is possible to identify a single phase, for instance, the first break, and track that along the whole profile, or track the maximum amplitude when the signal envelope is used. Tracking can be performed manually, trace by trace, or semiautomatically. Semiautomatic tracking is implemented in a number of programs, mainly based on experiences in the seismic exploration industry. The tracking algorithm exploits the coherency of signal features (e.g., minimum, maximum, or zero amplitude) above noise level to automatically detect the same feature within a prescribed time window in adjacent traces and follows it as long as a similarity criterion is fulfilled. The tracking process is observed by the user and requires manual interaction in case of a low signal-to-noise ratio.

2.5.2.2. Time-to-Depth Conversion

[89] Knowledge of the variation of the electromagnetic wave speed with depth is necessary in order to be able to convert the observed reflections from time to depth domain. Some authors directly calculate water equivalent depth of a horizon to derive accumulation [*Vaughan et al.*, 1999b; *Spikes et al.*, 2004]. The wave speed is mainly a function of density; contributions from conductivity can be neglected at radio frequencies. Different methods were developed to determine the wave speed–depth function. The most direct method involves the measurement of the dielectrical properties along cores by means of DEP (see section 2.4.1) [*Moore and Paren*, 1987; *Wilhelms et al.*, 1998; *Karlöf*, 2004; *Wilhelms*, 2005], from which the interval velocities can be directly calculated. Instead of the dielectrical properties, density profiles from snow pits, firn, or ice cores are also often used to determine the electromagnetic wave speed from mixture models [*Robin et al.*, 1969; *Clough and Bentley*, 1970; *Kovacs et al.*, 1995; *Richardson et al.*, 1997; *Urbini et al.*, 2001; *Eisen et al.*, 2002; *Spikes et al.*, 2004; *Anschütz et al.*, 2006]. The downhole radar technique makes use of a drilled hole to record traveltimes as a function of depth of a reflecting target lowered in the hole [e.g., *Jezek and Roeloffs*, 1983; *Clarke and Bentley*, 1994]. Interval velocities can then be derived from the transmitter–target–receiver traveltime as a function of depth. An indirect method known from reflection seismic exploration is the common midpoint (CMP) survey technique [*Yilmaz*, 1987]. It is a special case of the radar wide-angle reflection and refraction measurement [*Annan and Davis*, 1976; *Jezek and Roeloffs*, 1983; *Morey and Kovacs*, 1985; *Bogorodsky et al.*, 1985] and has been widely applied for radar measurements in glaciology [e.g., *Blindow*, 1994; *Hempel et al.*, 2000; *Murray et al.*, 2000; *Eisen et al.*, 2002]. It makes use of a special setup of linear geometry, such that the points of reflection at a certain depth remain constant with increasing offset between transmitter and receiver. The velocity-depth function can be inferred from the increase of traveltime with offset, assuming near-horizontal reflectors.

2.5.2.3. Age Estimates of Reflection Horizons

[90] Dating IRHs is achieved by transferring age-depth distribution, as obtained from snow pit and cores as described in section 2.4.2, to the respective depth of the IRH at the location where the age-depth distribution was measured. This is usually achieved by mere comparison or correlation techniques in the depth domain. A new approach utilizes numerical forward modeling of radargrams, based on dielectric profiling of ice cores, to relate depth (and thus age) to the time domain of the radar data [*Eisen et al.*, 2004]. A problem related to the dating of snow layers by core analysis comes along with the spatial separation of GPR

profiles and coring sites. In several cases, the GPR soundings were not always made directly over the exact coring point or in the same year; in some cases, the distance between the coring site and the radar survey exceeded 10 m [*Richardson-Näslund*, 2001]. In other cases, it is not possible to follow isochrones all the way to a coring site, and thus it is not always possible to determine the age of a snow layer by direct comparison with core or pit data. Such a layer can still be dated indirectly using overlapping sections of other internal layers that could be dated directly against cores and pits. This method allows one to obtain approximate estimates of spatial variability in accumulation rate that would otherwise be unobtainable [*Richardson-Näslund*, 2001]. Even if absolute dating is not possible, a qualitative interpretation of spatial accumulation variability can still be achieved [*Vaughan et al.*, 2004].

2.5.2.4. Cumulative Mass

[91] Integration of measured density profiles yields the distribution of cumulative mass with depth. (For more details on density measurements, see section 2.1.) Generally, snow/firn density increases with increasing depth. Thus, the density-depth profile influences the wave speed–depth profile and cumulative mass value. Cumulative mass is usually calculated from the surface down to the depth of the radar reference layer. However, depending on the time interval of interest, it is also possible to calculate the mass difference between two internal reflectors to determine spatial variability of past accumulation rates, similar to firn and ice core studies.

[92] One question coming along with the spatial extent of radar profiles is the lateral homogeneity of density-depth distributions. Snow and firn densities in the dry zone are predominantly determined by overburden pressure, which is governed by local meteorological parameters: temperature, wind, and accumulation rate [*Craven and Allison*, 1998; *Kameda et al.*, 1994]. Depending on the study area, the distributions can be homogeneous over hundreds of kilometers on the polar plateau and in particular at ice divides and domes [*Frezzotti et al.*, 2004; *Richardson-Näslund*, 2004; *Rotschky et al.*, 2004; *Arcone et al.*, 2005b] or could vary considerably at places with high spatial accumulation variability due to strong wind erosion [*Richardson et al.*, 1997; *Spikes et al.*, 2004; *Frezzotti et al.*, 2005]. At Dome C and Talos Dome, dedicated density profile analyses from a number of cores and pits reveal no detectable geographical variation in density or compaction within a 50-km diameter of the dome areas [*Frezzotti et al.*, 2005, 2007; *Urbini et al.*, 2008]. In contrast, especially in coastal regions, variations on short distance scales can be significant [*Richardson-Näslund*, 2004; *Vaughan et al.*, 2004; *Frezzotti et al.*, 2005; *Anschütz et al.*, 2006]. In the latter case, density profiles need to be laterally interpolated to provide information along the GPR profiles. The largest variability in density is usually in the uppermost 3–20 m.

[93] Density data surveyed by core and pit are fitted with polynomial or logarithmic functions, usually yielding a correlation coefficient (R^2) of more than 0.9 for measured and computed densities [e.g., *Richardson et al.*, 1997; *Frezzotti et al.*, 2005]. Because of a change of density function with depth, the density profiles should cover the snow radar investigation depth. The uncertainties associated with each cumulative mass measurement vary with depth.

2.5.3. Errors of GPR-Based Accumulation Estimates

[94] A number of factors determine the final uncertainty of an accumulation estimate based on GPR (Table 2). They can be separated by errors related to determining the depth of the reflector, the age of the reflector, and the cumulative mass above the reflector. Other errors arise by spatially interpolating or extrapolating the density information along a radar profile. Depending on the region of investigation, the density–depth and thus the mass–depth and wave speed–depth distributions can be very homogeneous, e.g., in undisturbed regions on the Antarctic plateau, or very inhomogeneous, as near coastal sites and slope areas.

[95] The operation frequency of the radar system and the characteristic of the source signal determines the possible vertical resolution of a reflector. Theoretically, a quarter of the wavelength is the highest resolution that can be achieved. Another consideration is the ability to separate two neighboring reflectors. According to the Ricker criterion, they can be separated when the traveltime difference in the reflected signals is larger than half the cycle duration of the signal. However, most radars transmit a source signal which contains more than a single cycle, thus reducing the resolution. Two signals can then be separated when the traveltime difference exceeds half the pulse width. GPR is usually operated in a bistatic mode, which means separate antennae at a certain distance (dm to m, depending on frequency) for transmission and reception of the radar signal. This causes an error in estimated depth, especially for reflectors close to the surface (see *Pälli et al.* [2002] for a discussion).

[96] Accuracy of the traveltime–depth conversion depends on the source of information for the velocity profile (e.g., density measurement along a core or from common midpoint radar). Uncertainties in the age estimate of a reflector are caused by the initial uncertainty of the underlying age–depth scale (snow pit, firn, or ice core) and the transfer of the age information for, e.g., a core to the reflector. (For more details on age estimates, see section 2.4.2.) The error in accumulation depends finally on the accuracy of the depth-integrated density profile. Small-scale variations in density, like ice lenses or wind crusts, are averaged out by the integration, and neither cause large errors in cumulative depth or wave speed.

[97] *Spikes et al.* [2004] pointed out that uncertainties are based mainly on the three components: layer thinning due to ice advection, the procedure for depth calibration, and the isochronal accuracy of each horizon. Their results indicate that uncertainties at a firn depth of 10 m are about 4% of the calculated snow accumulation and decrease to 0.5% at a firn depth of 60 m. In general, conservative uncertainty estimates of SMB derived from GPR are some 5% on the polar plateau, most of which stems from the uncertainty in dating. A summary of factors contributing to errors is provided in Table 2.

2.5.4. Spatial Variability of SMB From GPR

[98] Along the Terra Nova Bay–Dome C traverse, standard deviation of variability decreases generally from the coast (47%) to the ice divide (3%) [*Frezzotti et al.*, 2004]. However, sites characterized by relatively complex surface morphology with abrupt changes in slope along wind direction show higher standard deviation (34–47%) than sites that have a low slope along wind direction (5–10%). High standard deviation in spatial variability is also observed inland in the areas of megadune fields (24% [*Frezzotti et al.*, 2002b, 2005]). The lowest values are observed at domes and ice divides (3–9%). Changes in spatial distributions have been observed over the last few centuries using GPR, with a decrease in SMB gradient along the wind direction at Talos Dome and a counterclockwise rotation of SMB distribution in the northern part of Dome C. Observations at Dome C reveal a significant increase in accumulation since the 1950s, which could correlate to altered snow accumulation patterns due to changes in snowfall trajectory. Snow accumulation mechanisms are different at the two domes: a wind-driven snow accumulation process operates at Talos Dome, whereas snowfall trajectory direction is the main factor at Dome C [*Urbini et al.*, 2008].

[99] Along the transect that crosses Talos Dome, analysis of spatial variability shows that in the coastal area, spatial variability reaches 200 kg m^{-2} a^{-1} over 1 km and wind-driven sublimation values may be as high as 260 kg m^{-2} a^{-1}. In the plateau area, spatial variability reaches 40 kg m^{-2} a^{-1} over 1 km, and wind-driven ablation is as high as 50 kg m^{-2} a^{-1} [*Frezzotti et al.*, 2007]. Redistribution processes are only present on a local scale; wind-driven sublimation values represent 20–75% of solid precipitation. Depositional features are very rare, related to the formation of transverse dunes and negligible in the SMB. The spatial variability of SMB at the kilometer scale is 1 order of magnitude higher than its temporal variability (20–30%) at the centennial timescale [*Frezzotti et al.*, 2004].

[100] The spatial variability at sites very close to the coast in Adélie Land is less than 10%. Along coastal and inland slopes the spatial standard deviation, also based on stake line data, increases from 20% to more than 50%. On the plateau the spatial variability varies up to about 20%, but in the undisturbed part of the plateau it was below 10%. Variations of the same order in the three regimes, coastal, transition, and plateau, are evident from stake line data [*Pettré et al.*, 1986], although measurements are less sound than GPR results.

[101] On the plateau in DML, the small-scale variation in accumulation is on the order of 5–15% of the mean accumulation [*Richardson-Näslund*, 2001; *Rotschky et al.*, 2004; *Eisen et al.*, 2005]. Small-scale means over distances of 10 km compare to mean values over 100 km. In the perimeter of the EPICA deep drilling site, accumulation variability is less than 15% on average, but accumulation gradients can be up to 2.5 kg m^{-2} a^{-1} over 1 km [*Eisen et al.*, 2005]. Averaged SMB values for the last 150 years decorrelated over a distance of about 10 km [*Rotschky et al.*, 2004]. In contrast, increased variability of up to 45% [*Richardson and Holmlund*, 1999] occurs on slopes and near the coast. At Camp Victoria, Amundsenisen (2400 m above sea level), and Camp Maudheimvidda (362 m asl), both in DML, *Holmlund et al.* [2000] performed $10–20 \times 20$ km^2 grid net studies to determine the spatial variability in an area with rather low ice flow velocities. They mapped the top 30–40 m and related the observed layers to the layer depth at a drilling spot at the center of the grid. At Maudheimvidda, the variation in layer depths amounted to 40 to 240% of the layer depth at the center of the grid. According to radar data, the pattern seen at the surface could be seen some tens of meters down into the snowpack. At altitudes around 2200–2500 m, at Camp Victoria, the variability was somewhat less pronounced but still on the order of 10%.

2.5.5. Point Measurements Versus GPR-Based SMB Estimates

[102] One could expect that point measurement and GPR yield principally different results because they sample different areas: the cores, stakes, and ultrasonic sensors sample centimeter-scale areas (2–10 cm), while GPR works at the meter scale. Accumulation rates derived by point measurements and GPR methods [*Richardson-Näslund*, 2001, 2004; *Rotschky et al.*, 2004; *Vaughan et al.*, 2004; *Frezzotti et al.*, 2005; *Anschütz et al.*, 2007; *Frezzotti et al.*, 2007] agree fairly well, the discrepancy ranged from a few percent to 20%, and the results do not indicate any systematic errors. *Frezzotti et al.* [2005] found major differences between point measurements and GPR (20%) along the Terra Nova Bay–Dome C traverse in regions of large spatial variability in SMB (47% over 15 km at maximum). At this site, two cores were drilled a few tens of meters apart and show a 13% difference in accumulation for the tritium/β marker horizons [*Frezzotti et al.*, 2005]. Detailed chemical studies in 16×6 m snow pits combined with GPR measurements on the polar plateau in DML found that the variability of snow layer thickness at the microscale was on average 9% [*Stenberg et al.*, 1999]. A qualitatively good comparison between stake line measurements and GPR layer architecture enabled *Vaughan et al.* [2004] to deduce that the observed IRH are isochrones. For layers several tens of meters deep, covering more than a century, a problem exists when comparing core and GPR measurements when GPR traverses pass several kilometers away from the core. Although values are still comparable, a detailed match is difficult [*Rotschky et al.*, 2004].

3. REPRESENTATIVITY AND LIMITATIONS

[103] Section 2 presented the different techniques carried out on the ground to determine accumulation, discussed difficulties associated with the measurements, and provided error estimates. Once values for the SMB are available, one asks what these values actually mean? Are they just valid for a short period of time, or just in the very vicinity of the measurement locations, or both? This brings us to the issue of the representativity, which is fundamental, as the inter-

pretation of SMB requires consideration of the climatic context, also on larger temporal and spatial scales. In this section we summarize important accumulation characteristics derived from the different measurement techniques and discuss the spatial and temporal representativity of the data.

[104] For the application of SMB data for the different purposes described in section 1, the three key questions are (1) What is the temporal representativity? (2) What is the spatial representativity? (3) Are spatial and temporal signals linked? Related issues are the stability of accumulation patterns in time. Do values at different locations with different mean SMB fluctuate synchronously, i.e., do they covary? Or do temporal changes, for instance, induced by short- and long-term local climate changes, also change the accumulation pattern, resulting in independent fluctuations? Likewise, the effect of ice flow has to be taken into account for core and GPR interpretations on longer timescales, as advection causes mixing of temporal signals with spatial information. For a reliable interpretation of SMB data, these factors have to be separated.

3.1. Temporal Representativity

[105] Time series obtained from stakes and ultrasonic measurements indicate a large interannual variability in accumulation, with variations of up to nearly 50% with respect to the 50-year average accumulation from firn cores [*Frezzotti et al.*, 2007]. *Monaghan et al.* [2006] combine model simulations and observations primarily from cores. They point out that yearly and decadal snowfall variability at local and continental scales is very large. Comparison between stake and core values makes it possible to measure the frequency distribution and thus to infer the probability of identifying missing layers and also the lowest and highest SMB values in cores. Significant differences between core and stake measurements have been observed at sites with SMB < 200 kg m^{-2} a^{-1} [*Frezzotti et al.*, 2007]. Reasons could be the misidentification of annual layers from seasonal signals and the consequent error in the definition of high and low values (values with differences >40% with respect to average value) or/and the slight variations in input timing of the chemical or isotopic composition (e.g., interannual variability in peak-input timing of sulphate could vary by weeks). The misidentification could be due to large annual peaks that could be interpreted as a double year or to two adjacent peaks that will not be stratigraphically detectable because they are sufficiently narrow and could therefore be interpreted as a single year. Signal noise is produced principally by postdepositional processes such as wind erosion, drift, and redeposition. Postdepositional noise primarily influences the high frequencies [*Fisher et al.*, 1985], and misidentification of an annual layer results in overestimation of accumulation in 1 year and to an underestimation in the preceding or following year. Both noise and error reduce the temporal representativeness of the time series.

[106] At the South Pole, the frequency distribution of stratigraphic layer thicknesses in cores and in a snow pit is not compatible with a significant number (between 1% and 5% probability) of missing layers associated with zero accumulation years inferred from measurements of stake heights. The original implication that a large percentage of years (about 10%) is missing from the ice core stratigraphy [*Van der Veen and Bolzan*, 1999; *Mosley-Thompson et al.*, 1995] has been found to be an overestimate [*Mosley-Thompson et al.*, 1999] (see also section 2.2.4). In general, stake or ultrasonic measurements are the only way to detect zero accumulation or erosion values on an annual or seasonal scale.

[107] Analysis of Gaussian distributions of accumulation versus SMB from stake farms shows that only sites with SMB > 750 kg m^{-2} a^{-1} have present values that are representative to within ±10% at an annual scale [*Frezzotti et al.*, 2007]. The SMB distribution shows that more than 80% of stakes at sites with low SMB around 80 kg m^{-2} a^{-1} and more than 40% of stakes at high SMB sites ($\sim$250 kg m^{-2} a^{-1}) present SMB differences of more than ±10% with respect to the mean. The temporal representativity increases with multiyear averages: for high SMB, values are representative at ±10% using three cumulative years; for a SMB of 80–150 kg m^{-2} a^{-1}, using 5–7 cumulative years is necessary [*Frezzotti et al.*, 2007]. *Goodwin et al.* [2003] propose that the 3-year running mean accumulation data from eastern Wilkes Land cores (235–570 kg m^{-2} a^{-1}) are representative for the precipitation minus evaporation signal rather than the local microrelief noise. The same timescale is found to be significant by wavelet analyses of electrical records by *Karlöf et al.* [2006]; that is, the correlation between different records is highest in the 1- to 3-year period. This is attributed to the fact that most material emitted by volcanic eruptions is removed from the atmosphere within 3 years of eruptions, including deposition on the ice sheets. Their study implies that the temporal and spatial representativity of SMB and the records from which it is derived are not necessarily the same. At the South Pole, *McConnell et al.* [1997] computed the average time (310 years) required to statistically ensure that each monthly SMB record within the year is adequately represented in the time average. They also pointed out that the averaging of adjacent cores would decrease the time window proportionally. *Van der Veen and Bolzan* [1999] pointed out that noise could be removed using a Gaussian weighting function with a standard deviation of about 5 years. At the coastal region of Adélie Land, reevaluation of older stake line data from *Pettré et al.* [1986] indicates interannual standard variations on the order of 45%.

[108] *Genthon* [2004] calculates the variability and the radius of decorrelation of precipitation and precipitation minus evaporation over Antarctica from climate models and meteorological analyses. Interannual variability ranges from 5 to 40% of the mean. On the century scale, however, a number of GPR studies (aiming at the spatial characteristics presented next) reveal that the accumulation patterns are stable in time.

3.2. Spatial Homogeneity and Variations

[109] Stake farms and lines have given an indication of the spatial variability in SMB on various scales, e.g., the quasi-uncorrelated annual accumulation caused by microrelief at low-accumulation sites on the plateau. Given the amount of resources required to deploy and maintain stake networks, however, the volume of data that they have produced is generally low. The emergence of GPR techniques has dramatically increased our ability to measure, and therefore understand, the spatial variability in SMB. A number of GPR surveys (see section 2.5.4) reveal that spatial variability of SMB at the kilometer scale can be up to 1 order of magnitude higher than its temporal variability (maximum 20–30%) at the multidecadal/secular and centennial timescale. Generally, the patterns of spatial variability are stable in time at least over a couple of decades to centuries. Stationary features are of comparable length scales (kilometers to tens of kilometers) [*Richardson-Näslund*, 2004; *Vaughan et al.*, 2004; *Frezzotti et al.*, 2004; *Eisen et al.*, 2005]. In rare cases, like the East Antarctic megadune fields, migrating accumulation patterns occur [*Frezzotti et al.*, 2002b]. Recently, migrating features on the 5-km scale were observed close to the coast [*Anschütz et al.*, 2006], although their variations are less pronounced and laterally extensive than megadunes.

[110] Several authors demonstrate the dependence of SMB on temperature, elevation, saturation vapor pressure, and distance from the open ocean [e.g., *Muszynski and Birchfield*, 1985; *Giovinetto et al.*, 1990; *Fortuin and Oerlemans*, 1990]. Although common, large-scale patterns are not always simple [e.g., *Smith et al.*, 2002]. The high spatial variability of SMB on the 1- to 10-km scale is mostly explained by wind-driven processes, being a function of surface slope [*King et al.*, 2004; *Frezzotti et al.*, 2004]. Likewise, the SMB of annual stake measurements is also related to morphology via the surface slope [*McConnell et al.*, 1997; *Frezzotti et al.*, 2005]. However, *Frezzotti et al.* [2004] point out that along some transects (Talos Dome, Dome C) the maximum value of snow accumulation is highly correlated with firn temperatures and represents the snow precipitation minus surface sublimation (ablation not induced by wind). The difference between the maximum and minimum SMB values at these sites represents mainly ablation processes driven by katabatic winds. These wind-driven sublimation phenomena, controlled by the slope along the prevalent wind direction, have considerable impact on the spatial distribution of SMB. They sublimate and export huge quantities of snow into the atmosphere and then into the ocean, leading to a nonnegligible term in continental SMB studies [*Frezzotti et al.*, 2004, 2007]. The direct snow redistribution process is local (e.g., sastrugi formation) and has a strong impact on the annual variability of accumulation at the annual/meter scale (i.e., noise in ice cores).

[111] Whereas SMB based on GPR and stake lines shows that decadally averaged spot measurements are only representative within a small area of a few square kilometers around the site (i.e., indicate relatively short correlation lengths), precipitation is much more homogeneous. On the basis of the analysis of climate models and meteorological data, the decorrelation length of precipitation and precipitation minus evaporation of about 500 km is comparatively large [*Genthon*, 2004]. Nevertheless, as for SMB features, large differences occur between the coast and the interior, with particularly low values on the ridges and domes. The correlation length for real SMB is much shorter than that of precipitation or precipitation minus evaporation due to depositional and postdepositional processes. However, by spatially smoothing the small-scale noise (e.g., as defined by *Genthon et al.* [2005]), one may expect a correlation with precipitation at the 100-km scale.

3.3. Associations Between Spatial and Temporal Variability

[112] The spatial scale of significance for a single firn or ice core record is a critical issue for the interpretation of the accumulation time series. Microrelief (sastrugis) introduces a high-frequency, quasi-stochastic variability into core records of annual layer thickness [*Fisher et al.*, 1985; *Van der Veen and Bolzan*, 1999]. Medium-scale undulations (wavelengths < 20 km) in surface topography up stream from a core-drilling site can cause variations in measured accumulation rates. One of the earliest results on this topic reveals that accumulation in troughs can be 30–50% more than on exposed surface crests [*Gow and Rowland*, 1965]. Meanwhile, as demonstrated in section 3.2, knowledge about the spatial variability has increased significantly. The stratigraphic record of a core is affected by the flow of ice, so the material at depth is slowly moved away from the original deposition site. If topographic features capable of changing the accumulation are located up stream of a core site, they can generate decadal to centennial long periods of accumulation consistently above or below the long-term mean because layers deeper in the record will have been deposited at these topographic troughs and crests [*Richardson and Holmlund*, 1999; *Kaspari et al.*, 2005; *Hamilton*, 2004]. The only way to really understand the significance of a core record is to know something about the spatial field of SMB surrounding the core and also to have a good idea of the rate of movement of the ice through this field. Analysis of these data would allow some separation of the spatial and temporal variability that the core represents. This is the only way to understand the true significance of accumulation rate histories in cores. Any core for which these data are not available, or that is collected on fast moving ice, or is sufficiently deep to have moved more than a fraction of the correlation length for SMB, contains an accumulation rate history that is a mixed signal and is likely not interpretable.

[113] *Richardson and Holmlund* [1999] demonstrate the importance of determining the spatial significance of cores and recommend radar surveys prior to drilling, as this is the easiest way to get this information. The timescale for which this influence is important depends on the specific SMB and flow velocities at the site. However, it is possible to resolve temporal signals if the effects of local topography and ice

flow are considered [*Spikes et al.*, 2004]. The length of periodic variations due to mesoscale relief and/or megadunes depend on ice velocity and SMB and can therefore vary in space and time. *Frezzotti et al.* [2005] point out that in megadune areas the distortion of records is characterized by a SMB periodicity of about 1500 years. In coastal areas with relatively large flow velocities and significant topographic variations, spatial SMB variations can influence temporal records on scales as short as a few decades [*Anschütz et al.*, 2006]. *Arcone et al.* [2005b] demonstrate how the same effect is present in the GPR data themselves and must be corrected for. Consequently, several techniques have been developed to deconvolve spatial from temporal effects by employing GPR data [*Hamilton*, 2004; *Arcone et al.*, 2005b; *Parrenin et al.*, 2006].

3.4. Spatial Interpolation

[114] There are probably several different length scales for coherence in the true field of SMB. There may be greater complexity in places, but in general, we might argue that the shortest length scale is governed by the sastrugi length (0.1–100 m), the next is governed by the topography over which the wind transport of snow occurs (10–10,000 m), and the longest is governed by the regional differences in the supply of precipitation governed by synoptic climate (100–4000 km). The efforts at interpolation on the continental scale have usually been focused on producing a map of the third correlation scale, accepting that there is variability on the other two length scales that are not represented (see treatment by *Vaughan et al.* [1999a]). Understood in this way, attempts to use local measurements to draw a continental-scale map make some sense, although they are fraught with pitfalls. Improved interpolation can also be achieved by subdividing data sets of local measurements in regions of comparable properties (e.g., coastal areas and plateau region) and then performing interpolation for each region separately [*Rotschky et al.*, 2007]. The complexity and quality of the efforts have undoubtedly increased in the last few decades, culminating with the explicit and formal treatment of uncertainty given by *Arthern et al.* [2006]. The map presented in their study will not be definitive in any sense but is a major step forward, since it includes a formal assessment of the uncertainty involved with the gridding process.

4. CONCLUSION AND RECOMMENDATIONS

[115] We have presented a summary of East Antarctic SMB characteristics and techniques used to acquire these. Our goal is to improve the knowledge of potential users about the difficulties associated with interpretation of measurements but also to highlight the need to perform more measurements and to use the ones currently available. We have demonstrated that SMB varies significantly in time and space on various scales. None of available measurement techniques are able to capture all scales simultaneously, neither can they be combined to provide area-wide measurements on basin scales, mainly as a result of logistical constraints. Nevertheless, regionally confined studies provide valuable information from which a number of recommendations for data acquisition and potential data users can be proposed:

[116] 1. Decadal SMB values decorrelate on the 1- to 10-km scale but covary over length scales of hundreds of kilometers. The recent discovery from GPR data that on this scale, there exists a static (topographically induced) pattern of SMB, which cannot be observed in or estimated from sparse point measurements of SMB, is of utmost importance. These observations clearly indicate the potential pitfalls of using isolated measurements as being representative of a larger region. These pitfalls can be avoided and point measurements (usually cores) given regional significance by the simple expedient of acquiring GPR data around the core location. Ideally, the GPR profiles should span several ice thicknesses up flow, down flow, and across flow and should be tuned to acquire layer information at least as deep as the core. A well-dated core combined with GPR data will allow independent calculation of spatial and temporal means and variations for the region, plus their errors. These are the parameters that need to be routinely acquired and used if we are to substantially advance our understanding of continent-wide patterns of SMB across the Antarctic ice sheet.

[117] 2. Spatial variability increases as topographic complexity increases, caused by wind deposition/erosion. It is important to consider aeolian processes in general but especially when selecting sites for firn and ice coring in areas with relatively complex topography. Slope variations of only a few meters per kilometer have a significant impact on wind-derived snow accumulation processes and also therefore on the accumulation records. To fully understand the dominant processes that affect SMB and to incorporate these into global climate reconstructions, high-resolution representativity of SMB from cores is needed. Statistically meaningful reconstructions at annual and/or seasonal scale can be produced using multiple cores for each ''center of action.''

[118] 3. The effective use of ultrasonic height ranger data in East Antarctic mass balance research requires that meteorological data are collected simultaneously and at the same location, so that the individual components of the SMB (sublimation, melt, snowdrift sublimation) can be quantified or at least estimated. Because of the operational accuracy of 2–3 cm, ultrasonic height ranger data are less useful to the study of individual accumulation events on the dry interior plateau of Antarctica. However, they are very valuable to to determination of intraannual variability and seasonal cycles, which at many places are not known, not even qualitatively.

[119] 4. A considerable problem, which presently remains unsolved, is the conversion of height to mass changes for both stakes and ultrasonic sounders. This needs urgent attention, especially if the use of ultrasonic height ranger and stake data increases in the future. Moreover, the spatial interpolation and extrapolation of density profiles require further input.

TABLE 3. Possible Usage of Ground Truth SMB Estimates[a]

Source	Estimated SMB Property	Ground Truth Application
Stake farm	decorrelation and covariance on (sub)annual and subkilometer scale	laser altimetry
Stake line	decorrelation and covariance on (sub)annual and kilometer scale	laser altimetry, gravimetry
Ultrasonic sounders	high temporal resolution of single events, covariance	regional climate modeling
Snow pits	high-resolution time series	regional climate modeling, microwave radiometry
Cores	high-resolution and long-term record	regional climate modeling, microwave radiometry
GPR	temporally averaged decorrelation	altimetry, gravimetry

[a]All methods provide estimates of SMB. Specific properties, however, can only be determined by specific methods.

[120] 5. An apparently trivial aspect is documentation. Experience with older data sets shows that documentation is essential but, unfortunately, often neglected and partly even missing. The documentation should contain an exact description of how the raw data sets (e.g., length measurements) were obtained, which auxiliary parameters (e.g., density) were determined, and how measured quantities were finally converted to SMB.

[121] 6. For subsurface measurements, it is a great advantage if one can determine in the field if a good dating horizon has been reached. This can be achieved by several nondestructive measurements, either in the hole, in the pit, or along the core. Cores should be drilled to a depth covering the period back to the eruption of Tambora in A.D. 1815 and the unknown eruption in A.D. 1809.

[122] 7. When retrieving a firn core, there is often some unrecoverable loss of core material. This occurs predominantly in the upper meters. A correction scheme similar to a procedure described by *Whillans and Bolzan* [1988] is recommended, with special attention to an accurate measurement of diameter. To facilitate the identification of overlap between the core and a snow pit, the pit should be deep enough to cover one dating horizon that can also be captured in the adjacent drilled core. This latter task, however, is difficult and not always possible.

[123] 8. Accumulation on the plateau is, in general, more "well behaved" in terms of spatial representativity (apart from megadune fields) than the transition region from the plateau to the coastal areas, where high katabatic winds occur frequently and the morphological variability is often high (e.g., nunataks, valley glaciers). We need more sampling in the coastal regions if we are to improve continental average assessments.

[124] Ground truthing is essential for methods like remote sensing and numerical modeling, which require (and provide) estimates of decorrelation lengths, covariance, and associated uncertainties. The serviceability depends on the type of field data and their usage (Table 3). As a suitable combination, stake farms and GPS surveys in 1 km^2 areas provide a reference for laser altimetry. Decadal measurements of stake lines provide covariance on an annual scale for gravimetry, and ultrasonic sounders provide single events for regional models. Pits, cores, and GPR provide longer-term records for regional- or continental-scale modeling as well as spatial characteristics for remote sensing.

[125] From the point of view of specific mass balance estimates, the potential that with increasing precipitation, the East Antarctic Ice Sheet could be the single largest ameliorator of sea level rise, and could balance a few tens of centimeters of sea level rise over the coming century, means that setting and understanding the baseline (current rates and trends in accumulation) are highly important. The accounting methods reviewed in this paper to determine the mean net annual SMB provide a significant contribution to this aim. Although they may never be suitable to infer the specific mass balance of the entire ice sheet, or even regions of it, by ground-based measurements alone, the records of SMB history and its spatial characteristics are definitely required to determine if the ice sheet's SMB is changing in a secular fashion and whether or not this pattern is related to anthropogenic climate change. Assessments of ice sheet surface elevation changes [*Davis et al.*, 2005; *Zwally et al.*, 2005] will continue to yield the most precise results for mass balance estimates of specific drainage basins or ice sheets as a whole. In the intermediate-term perspective, gravity measurements and related time series may potentially become more accurate than they are at present [e.g., *Chen et al.*, 2006; *Velicogna and Wahr*, 2006; *Ramillien et al.*, 2006], thus providing valuable contributions to other techniques.

[126] New airborne techniques for determining the internal layering near the surface of ice masses are currently being developed, mainly in the context of calibration and validation campaigns for satellite remote sensors. The Airborne Synthetic Aperture and Interferometric Radar Altimeter (ASIRAS) System [*Mavrocordatos et al.*, 2004] and the D2P (delay/Doppler phase monopulse) radar [*Stenseng et al.*, 2005], for instance, do not only operate as classical altimeters or synthetic aperture radar (SAR) but also utilize an interferometric SAR mode. They are basically a replicate of the SAR/Interferometric Radar Altimeter (SIRAL) instrument to be operated on board CryoSat-2. The systems provide vertical resolution comparable to high-frequency GPR. The larger footprints cause less horizontal resolution than GPR but allow a higher spatial coverage. The advantage lies in operating such a system from an airplane, covering a relatively large area with profiles over a short period of time. Recent ASIRAS results from the dry snow zone [*Hawley et al.*, 2006] and percolation zone [*Helm et al.*, 2007] of the Greenland ice sheet, accompanied by ground-based measurements [*Scott et al.*, 2006], indicate that annual layers can be continuously detected by this system, promising extended future measurements in Antarctica. The combination of satellite remote sensors with airborne surveys and

dedicated ground measurements will likely remain the primary line of action for the next decade to obtain mass balance estimates for large parts of the ice sheet.

APPENDIX A: OPTIMAL ESTIMATION OF STAKE INTERVAL

[127] By studying the accumulation correlation of nearby stakes as a function of distance, *Barkov and Lipenkov* [1978] evaluated the optimal distance between stakes (putting the stakes too close to each other will not significantly increase the accuracy due to accumulation correlation at the adjacent stakes) using a "structural function" $b_{\Delta h}(\lambda)$ as a measure of correlation:

$$b_{\Delta h}(\lambda) = 2\sigma^2_{\Delta h}(1 - r_{\Delta h}(\lambda)), \tag{A1}$$

with snow buildup Δh, its spatial variability $\sigma_{\Delta h}$, distance between stakes λ, and the correlation coefficient between snow buildup at two stakes $r_{\Delta h}$. The optimal distance is reached as soon as the correlation turns insignificant (and $b_{\Delta h}$ reaches a saturation value). They found that at Vostok Station the annual accumulation at two points is practically not correlated at the distance of 65 m. Thus, Vostok stake farm with its distance between adjacent stakes of 25 m is close to optimum and even slightly oversampled. This implies that for studies aiming at smaller scales, stake distances on the order of several tens of meters are sufficient. However, both optimal distance and the saturation values vary over Antarctica.

[128] The structural function is used to determine optimal parameters (stake farm size/profile length and amount of stakes) of the stake farm/profile [*Barkov and Lipenkov*, 1978]:

$$\sigma^2_{\bar{\Delta h}} = \sigma^2_{\Delta h} - \frac{1}{n^2}\sum_{i=1}^{n-1}(n-i)b_{\Delta h}(i\Delta l) \tag{A2}$$

where $\sigma_{\bar{\Delta h}}{}^2(l, n)$ is the total error of snow buildup depending on the length of the route (l) and amount of stakes (n); $\sigma^2_{\Delta h}$ is the spatial variability of snow buildup (standard deviation); i is the index number of a given stake; Δl is the interval between adjacent stakes; and $b_{\Delta h}(i\Delta l)$ is the value of the structural function for the distance $i\Delta l$. The optimal parameters of the stake farm correspond to the minimum value of $\sigma_{\bar{\Delta h}}{}^2(l, n)$. This method is well suited for a series, members of which are not independent, which is the case for the snow buildup spatial distribution.

GLOSSARY

Ablation: Negative surface mass balance.

Accumulation: Positive surface mass balance.

Antarctic ice sheet: Grounded part of the Antarctic polar ice cap, divided in the East and West Antarctic ice sheets.

Blue ice area: Area of negative surface mass balance, where ice formed up stream emerges to the surface. Because of the higher density of the ice this appears blue. Surrounding areas with positive mass balance appear white because of the lower density of firn and snow compared to ice.

Firn core: Core extracted from the upper tens of meters from the firn, above the pore close-off depth, where no bubbles are yet present.

Ground-penetrating radar: Geophysical tool that emits electromagnetic waves from the surface into the ground; measures the round-trip traveltime of the wave that is returned from reflecting horizons.

Ice core: Core extracted from below the pore close-off depth, where bubbles have formed and are enclosed by ice.

Mean net annual surface mass balance: Summary of terms contributing to the solid, liquid, and gaseous transfer of water across the surface of the ice sheet; commonly normalized to kg m^{-2} a^{-1} but often given in millimeters water equivalent.

Radiochronology: Determination of age from the natural decay of radioactive species.

Snow pit: Trench excavated in the snow, often of rectangular cross section, with a vertical wall on one side to investigate the stratigraphy and to take samples.

Stake: Pole put into the snow (often bamboo, sometimes aluminium or similar). The height above snow or ice surface is measured at intervals to determine mass balance.

Stake farm: Combination of stakes in a two-dimensional setup, often as a rectangular grid.

Stake line: Combination of stakes along a one-dimensional line, often hundreds of kilometers long.

Surface mass balance: Short for mean net annual surface mass balance.

Time marker: Unambiguously identifiable feature of known age in time series records.

Ultrasonic sounder: Device to measure the distance to the surface. Operates with sound wave at ultrasonic frequencies.

Volcanic horizon: Deposits from volcanic eruptions (acids, ash) identifiable in layers, which were deposited at the ice sheet surface, buried, and submerged over time.

[129] **ACKNOWLEDGMENTS.** Special thanks to Tas van Ommen for his encouragement and contributions to the initial kick-off of the paper and to Martin Sharp and Ian Goodwin for their reviews. Data contributed by Robert Arthern for Figure 2 are greatly acknowledged. The background of this work is based on decades of field measurements and generations of scientists, made possible by the different national polar research institutions. We acknowledge their long-term support for designing and organizing ground-based measurements of Antarctic surface mass balance and the efforts by logistics to making them real. This work, moreover, greatly profited from discussions with numerous colleagues at the different institutions, too many to list them all here. This research was partly funded by the Italian National Antarctic Research Program (PNRA) and the Deutsche Forschungsgemeinschaft through an "Emmy Noether" scholarship, grant EI 672/1, to O.E. The Editor responsible for this paper was Ian Fairchild. He thanks Ian Goodwin as the technical reviewer and Martin Sharp as the cross-disciplinary reviewer.

REFERENCES

Alley, R. B., et al. (1997), Visual-stratigraphic dating of the GISP2 ice core: Basis, reproducibility, and application, *J. Geophys. Res.*, *102*(C12), 26,367–26,381.

Andreas, E. L. (2002), Parameterizing scalar transfer over snow and ice: A review, *J. Hydrometeorol.*, *3*, 417–432.

Annan, A. P., and J. L. Davis (1976), Impulse radar sounding in permafrost, *Radio Sci.*, *11*(4), 383–394.

Anschütz, H., O. Eisen, W. Rack, and M. Scheinert (2006), Periodic surface features in coastal East Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L22501, doi:10.1029/2006GL027871.

Anschütz, H., O. Eisen, H. Oerter, D. Steinhage, and M. Scheinert (2007), Investigating small-scale variations of the recent accumulation rate in Central Dronning Maud Land, East Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *46*, 14–21.

Anschütz, H., D. Steinhage, O. Eisen, H. Oerter, M. Horwath, and U. Ruth (2008), Small-scale spatio-temporal characteristics of accumulation rates in western Dronning Maud Land, Antarctica, *J. Glaciol.*, in press.

Arcone, S. A., V. B. Spikes, and G. S. Hamilton (2005a), Phase structure of radar stratigraphic horizons within Antarctic firn, *Ann. Glaciol.*, *41*, 10–16.

Arcone, S. A., V. B. Spikes, and G. S. Hamilton (2005b), Stratigraphic variation within polar firn caused by differential accumulation and ice flow: Interpretation of a 400 MHz short-pulse radar profile from West Antarctica, *J. Glaciol.*, *51*(174), 407–422.

Arthern, R. J., D. P. Winebrenner, and D. G. Vaughan (2006), Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission, *J. Geophys. Res.*, *111*, D06107, doi:10.1029/2004JD005667.

Barkov, N. I., and V. Y. Lipenkov (1978), Nakoplenie snega v rayone stantsii Vostok v 1970–1973 (Snow accumulation in the area of Vostok Station in 1970–1973), *Inf. Bull. Sov. Antarct. Exped.*, *98*, 63–68.

Barkov, N. I., and V. Y. Lipenkov (1996), Nakoplenie snega v rayone stantsii Vostok, Antarktida, v 1970–1992 (Snow accumulation in the area of Vostok Station, Antarctica, in 1970–1992), *Mater. Glyatsiol. Issled.*, *80*, 87–88.

Barnes, P. R. F., E. W. Wolff, R. Mulvaney, R. Udisti, E. Castellano, R. Röthlisberger, and J.-P. Steffensen (2002), Effect of density on electrical conductivity of chemically laden polar ice, *J. Geophys. Res.*, *107*(B2), 2029, doi:10.1029/2000JB000080.

Bindschadler, R., H. Choi, C. Shuman, and T. Markus (2005), Detecting and measuring new snow accumulation on ice sheets by satellite remote sensing, *Remote Sens. Environ.*, *98*(4), 388–402.

Bintanja, R. (1999), On the glaciological, meteorological, and climatological significance of Antarctic blue ice areas, *Rev. Geophys.*, *37*, 337–359.

Bintanja, R. (2003), The mass balance of a dry snow surface during a snowstorm, *Ann. Glaciol.*, *38*, 79–83.

Black, H. P., and W. Budd (1964), Accumulation in the region of Wilkes, Wilkes Land, Antarctica, *J. Glaciol.*, *5*(37), 3–15.

Blindow, N. (1994), The central part of the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica: Internal structures revealed by 40 MHz monopulse RES, *Ann. Glaciol.*, *20*, 365–371.

Bogorodsky, V. V., C. R. Bentley, and P. E. Gudmandsen (1985), *Radioglaciology*, D. Reidel, Dordrecht, Netherlands.

Braaten, D. A. (1994), Instrumentation to quantify snow accumulation and transport dynamics at two locations on the Ross Ice Shelf, *Antarct. J. U.S.*, *29*(5), 86–87.

Bromwich, D. H., A. J. Monaghan, J. G. Powers, J. J. Cassano, H. L. Wei, Y. H. Kuo, and A. Pellegrini (2003), Antarctic mesoscale prediction system (AMPS): A case study from the 2000–01 field season, *Mon. Weather Rev.*, *131*, 412–434.

Budd, W. F., and I. N. Smith (1982), Large-scale numerical modelling of the Antarctic ice sheet, *Ann. Glaciol.*, *3*, 42–49.

Bull, C. (1971), Snow accumulation in Antarctica, in *Research in the Antarctic*, edited by L. Quam, pp. 367–421, Am. Assoc. for the Adv. of Sci., Washington, D. C.

Carter, M. W., and A. A. Moghissi (1977), Three decades of nuclear testing, *Health Phys.*, *33*, 55–71.

Chen, J. L., C. R. Wilson, D. D. Blankenship, and B. D. Tapley (2006), Antarctic mass rates from GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L11502, doi:10.1029/2006GL026369.

Clarke, T. S., and C. R. Bentley (1994), High-resolution radar on Ice Stream B2, Antarctica: Measurements of electromagnetic wave speed in firn and strain history from buried crevasses, *Ann. Glaciol.*, *20*, 153–159.

Clough, J. W. (1977), Radio echo sounding: Reflections from internal layers in ice sheets, *J. Glaciol.*, *18*(78), 3–14.

Clough, J. W., and C. R. Bentley (1970), Measurements of electromagnetic wave velocity in the East Antartic ice sheet, in *International Symposium on Antarctic Glaciological Exploration (ISAGE), Proceedings SCAR/IASH Symposium*, edited by A. J. Gow et al., *IAHS Publ.*, *86*, 115–128.

Clow, G. D., C. P. McKay, G. M. Simmons Jr., and R. A. Wharton Jr. (1988), Climatological observations and predicted sublimation rates at Lake Hoare, Antarctica, *J. Clim.*, *1*, 715–728.

Coffey, M. T. (1996), Observations of the impact of volcanic activity on stratospheric chemistry, *J. Geophys. Res.*, *101*(D3), 6767–6780.

Cole-Dai, J., and E. Mosley-Thompson (1999), The Pinatubo eruption in South Pole snow and its potential value to ice-core paleovolcanic records, *Ann. Glaciol.*, *29*, 99–105.

Cole-Dai, J., E. Mosley-Thompson, and L. G. Thompson (1997), Annually resolved Southern Hemisphere volcanic history from two Antarctic ice cores, *J. Geophys. Res.*, *102*(D14), 16,761–16,771.

Cole-Dai, J. H., E. Mosley-Thompson, S. P. Wight, and L. G. Thompson (2000), A 4100-year record of explosive volcanism from an East Antarctica ice core, *J. Geophys. Res.*, *105*(D19), 24,431–24,441.

Corr, H. F. J., A. Jenkins, K. W. Nicholls, and C. S. M. Doake (2002), Precise measurement of changes in ice-shelf thickness by phase-sensitive radar to determine basal melt rates, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(8), 1232, doi:10.1029/2001GL014618.

Craven, M., and I. Allison (1998), Firnification and the effects of wind-packing on Antarctic snow, *Ann. Glaciol.*, *27*, 239–245.

Crozaz, G., and C. C. Langway Jr. (1966), Dating Greenland firn-ice cores with ^{210}Pb, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *1*(4), 194–196.

Crozaz, G., E. Picciotto, and W. D. Breuck (1964), Antarctic snow chronology with ^{210}Pb, *J. Geophys. Res.*, *69*(12), 2597–2604.

Curran, M. A. J., G. B. Jones, and H. Burton (1998), Spatial distribution of dimethylsulfide and dimethylsulfoniopropionate in the Australasian sector of the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, *103*(D13), 16,677–16,689.

Dansgaard, W. (1964), Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, *16*, 436–468.

Dansgaard, W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen, and N. Gundestrup (1973), Stable isotope glaciology, *Medd. Groenl.*, *197*(2), 53.

Dansgaard, W., et al. (1993), Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, *364*, 218–220, doi:10.1038/364218a0.

Davis, C. H., Y. Li, J. R. McConnell, M. M. Frey, and E. Hanna (2005), Snowfall-driven growth in East Antarctic ice sheet mitigates recent sea-level rise, *Science*, *308*(5730), 1898–1901.

Delmas, R., and M. Pourchet (1977), Utilisation de filtres échangeurs d'ions pour l'étude de l'activité Béta globale d'un carottage glaciologique, *IAHS Publ.*, *118*, 159–163.

Delmas, R. J., S. Kirchner, J. M. Palais, and J. R. Petit (1992), 1000 years of explosive volcanism recorded at the South Pole, *Tellus, Ser. B*, *44*, 335–350.

Dibb, J. E., and M. Fahnestock (2004), Snow accumulation, surface height change, and firn densification at Summit, Greenland: Insights from 2 years of in situ observation, *J. Geophys. Res.*, *109*, D24113, doi:10.1029/2003JD004300.

Dibb, J. E., P. A. Mayewski, C. S. Buck, and S. M. Drummey (1990), Scientific correspondence: Beta radiation from snow, *Nature*, *345*, 25.

Dixon, D., P. A. Mayewski, S. Kaspari, S. Sneed, and M. Handley (2004), A 200-year sub-annual record of the primary sources of sulfate in West Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *39*, 545–556.

Doran, P. T., C. P. McKay, G. D. Clow, G. L. Dana, A. G. Fountain, T. Nylen, and W. B. Lyons (2002), Valley floor climate observations from the McMurdo dry valleys, Antarctica, 1986–2000, *J. Geophys. Res.*, *107*(D24), 4772, doi:10.1029/2001JD002045.

Eisen, O., U. Nixdorf, F. Wilhelms, and H. Miller (2002), Electromagnetic wave speed in polar ice: Validation of the CMP technique with high resolution DEP and γ-density measurements, *Ann. Glaciol.*, *34*, 150–156.

Eisen, O., F. Wilhelms, U. Nixdorf, and H. Miller (2003a), Identifying isochrones in GPR profiles from DEP-based forward modelling, *Ann. Glaciol.*, *37*, 344–350.

Eisen, O., F. Wilhelms, U. Nixdorf, and H. Miller (2003b), Revealing the nature of radar reflections in ice: DEP-based FDTD forward modeling, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(5), 1218, doi:10.1029/2002GL016403.

Eisen, O., U. Nixdorf, F. Wilhelms, and H. Miller (2004), Age estimates of isochronous reflection horizons by combining ice core, survey, and synthetic radar data, *J. Geophys. Res.*, *109*, B04106, doi:10.1029/2003JB002858.

Eisen, O., W. Rack, U. Nixdorf, and F. Wilhelms (2005), Characteristics of accumulation rate in the vicinity of the EPICA deep-drilling site in Dronning Maud Land, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *41*, 41–46.

Eisen, O., I. Hamann, S. Kipfstuhl, D. Steinhage, and F. Wilhelms (2007), Direct evidence for radar reflector originating from changes in crystal-orientation fabric, *Cryosphere Discuss.*, *1*(1), 1–16.

Ekaykin, A. A. (2003), Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness, Ph.D. thesis, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.

Ekaykin, A. A., V. Y. Lipenkov, N. I. Barkov, J. R. Petit, and V. Masson-Delmotte (2002), Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok Station: Implications for ice-core interpretation, *Ann. Glaciol.*, *35*, 181–186.

Ekaykin, A. A., V. Y. Lipenkov, I. N. Kuzmina, J. R. Petit, V. Masson-Delmotte, and S. J. Johnsen (2004), The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok Station over the past 200 years, *Ann. Glaciol.*, *39*, 569–575.

Endo, Y., and K. Fujiwara (1973), Characteristics of the snow cover in East Antarctica along the route of the JARE South Pole Traverse and factors controlling such characteristics, *JARE Sci. Rep., Ser. C*, *Earth Sci.*, *7*, 38 pp.

Fahnestock, M. A., T. A. Scambos, C. A. Shuman, R. J. Arthern, D. P. Winebrenner, and R. Kwok (2000), Snow megadune fields on the East Antarctic Plateau: Extreme atmosphere-ice interaction, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(22), 3719–3722.

Feely, H. W., H. Seitz, R. J. Lagomarsino, and P. E. Biscaye (1966), Transport and fallout of stratospheric radioactive debris, *Tellus*, *18*, 316–328.

Fischer, H., D. Wagenbach, and J. Kipfstuhl (1998), Sulfate and nitrate firn concentrations on the Greenland ice sheet: 2. Temporal anthropogenic deposition changes, *J. Geophys. Res.*, *103*(D17), 21,935–21,942.

Fisher, D. A., N. Reeh, and H. B. Clausen (1985), Stratigraphic noise in time series derived from ice cores, *Ann. Glaciol.*, *7*, 76–83.

Folco, L., A. Capra, M. Chiappini, M. Frezzotti, M. Mellini, and I. E. Tabacco (2002), The Frontier Mountain meteorite trap (Antarctica), *Meteorit. Planet. Sci.*, *37*, 209–228.

Fortuin, J. P. F., and J. Oerlemans (1990), The parameterization of the annual surface temperature and mass balance of Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *14*, 78–84.

Freitag, J., F. Wilhelms, and S. Kipfstuhl (2004), Microstructure dependent densification of polar firn derived from X-ray microtomography, *J. Glaciol.*, *50*(169), 243–250.

Frezzotti, M., and O. Flora (2002), Ice dynamic features and climatic surface parameters in East Antarctica from Terra Nova Bay to Talos Dome and Dome C: ITASE Italian Traverse, *Terra Antarct.*, *9*(1), 47–54.

Frezzotti, M., S. Gandolfi, F. L. Marca, and S. Urbini (2002a), Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: New field and remote-sensing data, *Ann. Glaciol.*, *34*, 81–88.

Frezzotti, M., S. Gandolfi, and S. Urbini (2002b), Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis, *J. Geophys. Res.*, *107*(D18), 4344, doi:10.1029/2001JD000673.

Frezzotti, M., et al. (2004), New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements, *Clim. Dyn.*, *23*(7–8), 803–813, doi:10.1007/s00382-004-0462-5.

Frezzotti, M., et al. (2005), Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data, *J. Glaciol.*, *51*(172), 113–124.

Frezzotti, M., S. Urbini, M. Proposito, C. Scarchilli, and S. Gandolfi (2007), Spatial and temporal variability of surface mass balance near Talos Dome, East Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *112*, F02032, doi:10.1029/2006JF000638.

Fuhrer, K., A. Neftel, M. Anklin, and W. Maggi (1993), Continuous measurements of hydrogen peroxide, formaldehyde, calcium and ammonium concentrations along the new GRIP ice core from Summit, central Greenland, *Atmos. Environ., Part A*, *27*(12), 1873–1880.

Fuhrer, K., A. Neftel, M. Anklin, M. Staffelbach, and T. Legrand (1996), High-resolution ammonium ice core record covering a complete glacial-interglacial cycle, *J. Geophys. Res.*, *101*(D2), 4147–4164.

Fujii, Y. (1981), Formation of surface snow layer at Mizuho Station, Antarctica, *Mem. Nat. Inst. Polar Res. Spec. Issue*, *19*, 280–296.

Fujii, Y., and K. Kusunoki (1982), The Role of sublimation and condensation in the formation of ice sheet surface at Mizuho Station, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *87*(C6), 4293–4300.

Fujita, S., H. Maeno, S. Uratsuka, T. Furukawa, S. Mae, Y. Fujii, and O. Watanabe (1999), Nature of radio echo layering in the Antarctic ice sheet detected by a two-frequency experiment, *J. Geophys. Res.*, *104*(B6), 13,013–13,024.

Fujiwara, K., and Y. Endoh (1971), Preliminary report of glaciological studies, *Jpn. Antarct. Res. Exped. Sci. Rep., Special Issue*, *2*, 68–109.

Gallée, H., G. Guyomarch, and E. Brun (2001), Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance: Possible sensitivity to snow surface properties, *Boundary Layer Meteorol.*, *99*, 1–19.

Gallée, H., V. Peyaud, and I. Goodwin (2005), Simulation of the net snow accumulation along the Wilkes Land transect, Antarctica, with a regional climate model, *Ann. Glaciol.*, *41*, 17–22.

Genthon, C. (2004), Space-time Antarctic surface mass balance variability from climate models, *Ann. Glaciol.*, *39*, 271–275.

Genthon, C., and G. Krinner (2001), Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models, *J. Geophys. Res.*, *106*(D18), 20,653–20,664.

Genthon, C., S. Kaspari, and P. A. Mayewski (2005), Interannual variability of the surface mass balance of West Antarctica from ITASE cores and ERA40 reanalyses, *Clim. Dyn.*, *24*, 759–770, doi:0.1007/s00382-005-0019-2.

Gerland, S., H. Oerter, J. Kipfstuhl, F. Wilhelms, H. Miller, and W. Miners (1999), Density log of a 181 m long ice core from Berkner Island, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *29*, 215–219.

Giovinetto, M. B., N. M. Waters, and C. R. Bentley (1990), Dependence of Antarctic surface mass balance on temperature, elevation, and distance to open ocean, *J. Geophys. Res.*, *95*(D4), 3517–3531.

Goldberg, E. D. (1963), Geochronology with lead-210, in *Radioactive Dating*, pp. 121–131, Int. At. Energy Agency, Vienna.

Goodwin, I. D. (1990), Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of eastern Wilkes Land, Antarctica, *Antarct. Sci.*, *2*(3), 232–235.

Goodwin, I. D. (1991), Snow-accumulation variability from seasonal surface observations and firn-core stratigraphy, eastern Wilkes Land, Antarctica, *J. Glaciol.*, *37*(127), 383–387.

Goodwin, I. D., M. Higham, I. Allison, and R. Jaiwen (1994), Accumulation variation in eastern Kemp Land, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *20*, 202–206.

Goodwin, I., M. de Angelis, M. Pook, and N. W. Young (2003), Snow accumulation variability in Wilkes Land, East Antarctica, and the relationship to atmospheric ridging in the 130°–170°E region since 1930, *J. Geophys. Res.*, *108*(D21), 4673, doi:10.1029/2002JD002995.

Gow, A. J. (1965), On the accumulation and seasonal stratification of snow at the South Pole, *J. Glaciol.*, *5*(40), 467–477.

Gow, A. J., and R. Rowland (1965), On the relationship of snow accumulation to surface topography at "Byrd Station", Antarctica, *J. Glaciol.*, *5*(42), 843–847.

Gudmandsen, P. (1975), Layer echoes in polar ice sheets, *J. Glaciol.*, *15*(73), 95–101.

Hamilton, G. (2004), Topographic control of regional accumulation rate variability at South Pole and implications for ice core interpretation, *Ann. Glaciol.*, *39*, 214–218.

Hammer, C. (1980), Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radio-echoes, *J. Glaciol.*, *25*(93), 359–372.

Hammer, C. U., H. B. Clausen, and C. C. Langway Jr. (1994), Electrical conductivity method (ECM) stratigraphic dating of the Byrd Station ice core, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *20*, 115–120.

Harrison, C. H. (1973), Radio echo sounding of horizontal layers in ice, *J. Glaciol.*, *12*(66), 383–397.

Hawley, R. L., E. M. Morris, R. Cullen, U. Nixdorf, A. P. Shepherd, and D. J. Wingham (2006), ASIRAS airborne radar resolves internal annual layers in the dry-snow zone of Greenland, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L04502, doi:10.1029/2005GL025147.

Helm, V., W. Rack, R. Cullen, P. Nienow, D. Mair, V. Parry, and D. J. Wingham (2007), Winter accumulation in the percolation zone of Greenland measured by airborne radar altimeter, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L06501, doi:10.1029/2006GL029185.

Helsen, M. M., R. S. W. van de Wal, M. R. van den Broeke, E. R. T. Kerstel, V. Masson-Delmotte, H. A. J. Meijer, C. H. Reijmer, and M. P. Scheele (2004), Modelling the isotopic composition of snow using backward trajectories: A particular precipitation event in Dronning Maud Land, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *39*, 293–299.

Helsen, M. M., R. S. W. van de Wal, M. R. van den Broeke, D. van As, H. A. J. Meijer, and C. H. Reijmer (2005), Oxygen isotope variability in snow from western Dronning Maud Land, Antarctica and its relation to temperature, *Tellus, Ser. B*, *57*, 423–435.

Hempel, L., F. Thyssen, N. Gundestrup, H. B. Clausen, and H. Miller (2000), A comparison of radio-echo sounding data and electrical conductivity of the GRIP ice core, *J. Glaciol.*, *46*(154), 369–374.

Hofstede, C. M., et al. (2004), Firn accumulation records for the past 1000 years on the basis of dielectric profiling of six cores from Dronning Maud Land, Antarctica, *J. Glaciol.*, *50*(169), 279–291.

Holmlund, P., et al. (2000), Spatial gradients in snow layering and ten metre temperatures at potential EPICA-DML drill sites, *Ann. Glaciol.*, *30*, 13–19.

Holtslag, A. A. M., and E. I. F. D. Bruijn (1988), Applied modelling of the nighttime surface energy balance over land, *J. Appl. Meteorol.*, *27*, 689–704.

Hori, A., et al. (1999), A detailed density profile of the Dome Fuji (Antarctica) shallow ice core by X-ray transmission method, *Ann. Glaciol.*, *29*, 211–214.

Isaksson, E., and W. Karlén (1994), Spatial and temporal patterns in snow accumulation, western Dronning Maud Land, Antarctica, *J. Glaciol.*, *40*(135), 399–409.

Isaksson, E., W. Karlén, N. Gundestrup, P. Mayewski, S. Whitlow, and M. Twickler (1996), A century of accumulation and temperature changes in Dronning Maud Land, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *101*(D3), 7085–7094.

Isaksson, E., M. R. van den Broeke, J.-G. Winther, L. Karlöf, J.-F. Pinglot, and N. Gundestrup (1999), Accumulation and proxy-temperature variability in Dronning Maud Land, Antarctica, determined from shallow firn cores, *Ann. Glaciol.*, *29*, 17–22.

Jacobel, R. W., and S. M. Hodge (1995), Radar internal layers from the Greenland summit, *Geophys. Res. Lett.*, *22*(5), 587–590.

Jacobel, R. W., B. C. Welch, E. J. Steig, and D. P. Schneider (2005), Glaciological and climatic significance of Hercules Dome, Antarctica: An optimal site for deep ice core drilling, *J. Geophys. Res.*, *110*, F01015, doi:10.1029/2004JF000188.

Jezek, K. C., and E. A. Roeloffs (1983), Measurements of radar wave speeds in polar glaciers using a down-hole radar target technique, *Cold Reg. Sci. Technol.*, *8*, 199–208.

Johnsen, S. J. (1977), Stable isotope homogenization of polar firn and ice, *IAHS Publ.*, *118*, 388–392.

Joughin, I., et al. (2005), Continued deceleration of Whillans Ice Stream, West Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L22501, doi:10.1029/2005GL024319.

Jourdain, B., and M. Legrand (2001), Seasonal variations of atmospheric dimethylsulfide, dimethylsulfoxide, sulphur dioxide, methanesulfonate, and non-sea-salt sulphate aerosols at Dumont d'Urville (coastal Antarctica) (December 1998 to July 1999), *J. Geophys. Res.*, *106*(D13), 14,391–14,408.

Jouzel, J., L. Merlivat, M. Pourchet, and C. Lorius (1979), A continuous record of artificial tritium fallout at the South Pole (1954–1978), *Earth Planet. Sci. Lett.*, *45*(1), 188–200.

Jouzel, J., et al. (2007), Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years, *Science*, *317*(5839), 793–796, doi:10.1126/science.1141038.

Kaczmarska, M., et al. (2004), Accumulation variability derived from an ice core from coastal Dronning Maud Land, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *39*, 339–345.

Kameda, T., H. Shoji, K. Kawada, O. Watanabe, and H. B. Clausen (1994), An empirical relation between overburden pressure and firn density, *Ann. Glaciol.*, *20*, 87–94.

Kameda, T., N. Azuma, T. Furukawa, Y. Ageta, and S. Takahashi (1997), Surface mass balance, sublimation and snow temperatures at Dome Fuji Station, Antarctica, in 1995, *Proc. NIPR Symp. Pol. Meteorol. Glaciol.*, *11*, 24–34.

Kameda, T., K. Fujita, O. Sugita, and G. Hashida (2007), Glaciological data collected by the 44th Japanese Antarctic Research Expedition during 2003–2004, *JARE Data Rep. Glaciol.*, *32*, 92 pp.

Kameda, T., H. Motoyama, S. Fujita, and S. Takahashi (2008), Temporal and spatial variability of surface mass balance at Dome Fuji, East Antarctica, by the stake method from 1995 to 2006, *J. Glaciol.*, *54*(84), 107–116.

Kamiyama, K., Y. Ageta, and Y. Fujii (1989), Atmospheric and depositional environments traced from unique chemical compositions of the snow over an inland high plateau, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *94*(D15), 18,515–18,519.

Kanagaratnam, P., S. P. Gogineni, N. Gundstrup, and L. Larsen (2001), High-resolution radar mapping of internal layers at the North Greenland Ice Core Project, *J. Geophys. Res.*, *106*(D24), 33,799–33,812.

Karlöf, L. (2004), Temporal and spatial variability of snow accumulation and redistribution, and its impact on the interpretation of ice cores, Ph.D. thesis, Fac. of Math. and Nat. Sci., Univ. of Oslo, Oslo.

Karlöf, L., et al. (2000), A 1500 years record of accumulation at Amundsenisen western Dronning Maud Land, Antarctica, derived from electrical and radioactive measurements on a 120 m ice core, *J. Geophys. Res.*, *105*(D10), 12,471–12,483.

Karlöf, L., T. A. Oigard, F. Godtliebsen, M. Kaczmarska, and H. Fischer (2005a), Statistical techniques to select detection thresholds for peak signals in ice-core data, *J. Glaciol.*, *51*(175), 655–662.

Karlöf, L., et al. (2005b), Accumulation variability over a small area in east Dronning Maud Land, Antarctica, as determined from shallow firn cores and snow pits: Some implications for ice-core records, *J. Glaciol.*, *51*(174), 343–352.

Karlöf, L., D. P. Winebrenner, and D. B. Percival (2006), How representative is a time series derived from a firn core? A study at a low-accumulation site on the Antarctic plateau, *J. Geophys. Res.*, *111*, F04001, doi:10.1029/2006JF000552.

Kaser, G. (1982), Measurement of evaporation from snow, *Meteorol. Atmos. Phys.*, *30*, 333–340.

Kaspari, S., P. A. Mayewski, D. A. Dixon, V. B. Spikes, S. B. Sneed, M. J. Handley, and G. S. Hamilton (2005), Climate variability in West Antarctica derived from annual accumulation rate records from ITASE firn/ice cores, *Ann. Glaciol.*, *39*, 585–594.

King, J. C., P. S. Anderson, M. C. Smith, and S. D. Mobbs (1996), The surface energy and mass balance at Halley, Antarctica, during winter, *J. Geophys. Res.*, *101*(D14), 19,119–19,128.

King, J. C., P. S. Anderson, and G. W. Mann (2001), The seasonal cycle of sublimation at Halley, Antarctica, *J. Glaciol.*, *47*(156), 1–8.

King, J. C., P. S. Anderson, D. G. Vaughan, G. W. Mann, S. D. Mobbs, and S. B. Vosper (2004), Wind-borne redistribution of snow across an Antarctic ice rise, *J. Geophys. Res.*, *109*, D11104, doi:10.1029/2003JD004361.

Klok, E. J., M. Noland, and M. R. van den Broeke (2005), Analysis of meteorological data and the surface energy balance of McCall Glacier, Alaska, USA, *J. Glaciol.*, *51*(174), 451–461.

Knüsel, S., D. E. Piguet, M. Schwikowski, and H. W. Gäggeler (2003), First results of trace element analysis in ice cores using Continuous Ice Melting (CIM) Inductively Coupled Plasma Sector Field Mass Spectrometry (ICP-SFMS), *J. Phys. IV Fr.*, *107*, doi:10.1051/jp4:20030399.

Kohler, J., J. C. Moore, and E. Isaksson (2003), Comparison of modelled and observed responses of a glacier snowpack to ground-penetrating radar, *Ann. Glaciol.*, *37*, 293–297.

Korth, W., and R. Dietrich (1996), *Ergebnisse geodätischer Arbeiten im Gebiet der Schirmacheroase/Antarctica 1988–1993*, *Publ. Ser. B Angew. Geod.*, vol. 301, Dtsch. Geod. Komm., Bayer. Akad. der Wiss., Munich, Germany.

Kovacs, A., A. J. Gow, and R. M. Morey (1995), The in-situ dielectric constant of polar firn revisited, *Cold Reg. Sci. Technol.*, *23*, 245–256.

Krinner, G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon, and J.-L. Dufresne (2007), Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the 20th and 21st centuries, *Clim. Dyn.*, *28*, 215–230, doi:10.1007/s00382-006-0177-x.

Lambert, G., B. Ardouin, J. Sanak, C. Lorius, and M. Pourchet (1977), Accumulation of snow and radioactive debris in Antarctica: A possible refined radiochronology beyond reference levels, in *Symposium Isotopes et Impuretés dans les neiges et glaces, Colloque de Grenoble*, *IAHS Publ.*, *118*, 146–158.

Legrand, M., and R. J. Delmas (1984), The ionic balance of Antarctic snow: A 10-year detailed record, *Atmos. Environ.*, *18*, 1867–1874.

Legrand, M., and P. A. Mayewski (1997), Glaciochemistry of polar ice cores: A review, *Rev. Geophys.*, *35*, 219–243.

Li, J., and H. J. Zwally (2002), Modeled seasonal variations of firn density induced by steady-state surface air-temperature cycle, *Ann. Glaciol.*, *34*, 299–302.

Li, J., and H. J. Zwally (2004), Modeling the density variation in the shallow firn layer, *Ann. Glaciol.*, *38*, 309–313.

Li, L., and J. W. Pomeroy (1997), Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data, *J. Appl. Meteorol.*, *36*, 205–213.

Lipenkov, V. Y., A. A. Ekaykin, N. I. Barkov, and M. Pourchet (1998), O svyazi plotnosti poverhnostnogo sloya snega v Antarktide so skorost'yu vetra (On the relationship of surface snow density in Antarctica and wind speed), *Mater. Glyatsiol. Issled.*, *85*, 148–158.

Looyenga, H. (1965), Dielectric constant of heterogeneous mixtures, *Physica*, *31*(3), 401–406.

Magand, O., M. Frezzotti, M. Pourchet, B. Stenni, L. Genoni, and M. Fily (2004), Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *39*, 351–358.

Magand, O., C. Genthon, M. Fily, G. Krinner, G. Picard, M. Frezzotti, and A. A. Ekaykin (2007), An up-to-date quality-controlled surface mass balance data set for the 90°–180°E Antarctica sector and 1950–2005 period, *J. Geophys. Res.*, *112*, D12106, doi:10.1029/2006JD007691.

Mann, G. W., P. S. Anderson, and S. D. Mobbs (2000), Profile measurements of blowing snow at Halley, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *105*(D19), 24,491–24,508.

Masson-Delmotte, V., et al. (2008), A review of Antarctic surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation and isotopic modelling, *J. Clim.*, in press.

Matsuoka, K., T. Furukawa, S. Fujita, H. Maeno, S. Uratsuka, R. Naruse, and O. Watanabe (2003), Crystal orientation fabrics within the Antarctic ice sheet revealed by a multipolarization plane and dual-frequency radar survey, *J. Geophys. Res.*, *108*(B10), 2499, doi:10.1029/2003JB002425.

Matsuoka, K., S. Uratsuka, S. Fujita, and F. Nishio (2004), Ice-flow induced scattering zone within the Antarctic ice sheet revealed by high-frequency airborne radar, *J. Glaciol.*, *50*(170), 382–388.

Mavrocordatos, C., E. Attema, M. Davidson, H. Lentz, and U. Nixdorf (2004), Development of ASIRAS (Airborne SAR/Interferometric Altimeter System), in *Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS '04*, vol. 4, pp. 2465–2467, IEEE Int., New York, doi:10.1109/IGARSS.2004.1369792.

Mayewski, P. A., and I. D. Goodwin (1997), International Trans-Antarctic Scientific Expedition (ITASE), *PAGES Rep. 1997-1*, 48 pp., Past Global Changes Proj., Bern.

Mayewski, P. A., L. D. Meeker, S. Whitlow, M. S. Twickler, M. C. Morrison, R. B. Alley, P. Bloomfield, and K. Taylor (1993), The atmosphere during the Younger Dryas, *Science*, *261*(5118), 195–197, doi:10.1126/science.261.5118.195.

Mayewski, P. A., et al. (2005), The International Trans-Antarctic Scientific Expedition (ITASE): An overview, *Ann. Glaciol.*, *41*, 180–185.

McConnell, J. R., R. C. Bales, and D. R. Davis (1997), Recent intra-annual snow accumulation at South Pole: Implications for ice core interpretation, *J. Geophys. Res.*, *102*(D18), 21,947–21,954.

McMorrow, A. J., M. A. J. Curran, T. D. van Ommen, V. Morgan, I. Allison, and M. J. Pook (2001), Intercomparison of firn core and meteorological data, *Antarct. Sci.*, *13*(3), 329–337.

Meyerson, E. A., P. A. Mayewski, K. J. Kreutz, L. D. Meeker, S. I. Whitlow, and M. S. Twickler (2002), The polar expression of ENSO and sea-ice variability as recorded in a South Pole ice core, *Ann. Glaciol.*, *35*, 430–436.

Millar, D. H. H. (1981), Radio echo layering in polar ice sheets and past volcanic activity, *Nature*, *292*, 441–443.

Minikin, A., D. Wagenbach, W. Graf, and J. Kipfstuhl (1994), Spatial and seasonal variations of the snow chemistry at the central Filchner–Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *20*, 283–290.

Monaghan, A. J., et al. (2006), Insignificant change in Antarctic snowfall since the International Geophysical Year, *Science*, *313*(5788), 827–831, doi:10.1126/science.1128243.

Moore, J. C. (1988), Dielectric variability of a 130 m Antarctic ice core: Implications for radar sounding, *Ann. Glaciol.*, *11*, 95–99.

Moore, J. C., and R. Mulvaney (1989), Dielectrical stratigraphy of ice: A new technique for determining total ionic concentrations in polar ice cores, *Geophys. Res. Lett.*, *16*(10), 1171–1179.

Moore, J. C., and J. G. Paren (1987), New technique for dielectric logging of Antarctic ice cores, *J. Physi. Colloq. C1)*, *48*(3), 155–160.

Moore, J. C., H. Narita, and N. Maeno (1991), A continuous 770-year record of volcanic activity from East Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *96*(D9), 17,353–17,359.

Morey, R. M., and A. Kovacs (1985), Analysis of wide-angle reflection and refraction measurements, *CRREL Spec. Rep.*, *85-5*, 53–60.

Morgan, V. I., and T. H. Jacka (1981), Mass balance studies in East Antarctica, in *Sea Level, Ice, and Climatic Change*, edited by I. Allison, *IAHS Publ.*, *131*, 253–260.

Morgan, V. I., I. D. Goodwin, D. M. Etheridge, and C. W. Wookey (1991), Evidence from Antarctic ice cores for recent increases in snow accumulation, *Nature*, *354*, 58–60.

Morris, E. D., and J. D. Cooper (2003), Density measurements in ice boreholes using neutron scattering, *J. Glaciol.*, *49*(167), 599–604.

Mosley-Thompson, E., and L. G. Thompson (1982), Nine centuries of microparticle deposition at the South Pole, *Quat. Res.*, *17*, 1–13.

Mosley-Thompson, E., L. G. Thompson, J. F. Paskievitch, M. Pourchet, A. J. Gow, M. E. Davis, and J. Kleinman (1995), South Pole snow accumulation has increased in recent decades, *Ann. Glaciol.*, *21*, 131–138.

Mosley-Thompson, E., J. F. Paskievitch, A. J. Gow, and L. G. Thompson (1999), Late 20th century increase in South Pole snow accumulation, *J. Geophys. Res.*, *104*(D4), 3877–3886.

Mulvaney, R., H. Oerter, D. A. Peel, W. Graf, C. Arrowsmith, E. C. Pasteur, B. Knight, G. C. Littot, and W. D. Miners (2002), 1000 year ice-core records from Berkner Island, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *35*, 45–51.

Murray, T., G. W. Stuart, P. J. Miller, J. Woodward, A. M. Smith, P. R. Porter, and H. Jiskoot (2000), Glacier surge propagation by thermal evolution at the bed, *J. Geophys. Res.*, *105*(B6), 13,491–13,507.

Muszynski, I., and G. E. Birchfield (1985), The dependence of Antarctic accumulation rates on surface temperature and elevation, *Tellus, Ser. A*, *37*, 204–208.

Neftel, A. (1991), Use of snow and firn analysis to reconstruct past atmospheric composition, in *Seasonal Snowpacks*, *NATO ASI, Ser. G*, vol. 28, edited by T. D. Davies, M. Tranter, and H. Jones, pp. 385–415, Springer, Berlin.

Nemazi, M., G. Lambert, C. Lorius, and J. Labeyrie (1964), Mesure du taux d'accumulation de la neige au bord du continent Antarctique par la méthode du Plomb-210, *C. R. Hebd. Seances Acad. Sci.*, *259*(19), 3319–3322.

Nereson, N. A., C. F. Raymond, R. W. Jacobel, and E. D. Waddington (2000), The accumulation pattern across Siple Dome, West Antarctica, inferred from radar-detected internal layers, *J. Glaciol.*, *46*(156), 75–87.

Neumann, T. A., and E. D. Waddington (2004), Effects of firn ventilation on isotopic exchange, *J. Glaciol.*, *50*(169), 183–194.

Neumann, T. A., E. D. Waddington, E. J. Steig, and P. M. Grootes (2005), Non-climate influences on stable isotopes at Taylor Mouth, Antarctica, *J. Glaciol.*, *51*(173), 248–258.

Nishio, F., et al. (2002), Annual-layer determinations and 167 year records of past climate of H72 ice core in east Dronning Maud Land, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *35*, 471–479.

Noone, D., J. Turner, and R. Mulvaney (1999), Atmospheric signals and characteristics of accumulation in Dronning Maud Land, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *104*(D16), 19,191–19,211.

Oerlemans, J. (2003), Analysis of a 3 year meteorological record from the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland: Energy and mass balance, *J. Glaciol.*, *46*(155), 571–579.

Oerter, H. (2005), Stable oxygen isotopes of snow pit DML25S02_03 (SS0203), *PANGAEA*, doi:10.1594/PANGAEA.264585.

Oerter, H., W. Graf, F. Wilhelms, A. Minikin, and H. Miller (1999), Accumulation studies on Amundsenisen, Dronning Maud Land, Antarctica, by means of Tritium, dielectric profiling and stable-isotope measurements: First results from the 1995–96 and 1996–97 field seasons, *Ann. Glaciol.*, *29*, 1–9.

Oerter, H., F. Wilhelms, F. Jung-Rothenhäusler, F. Göktas, H. Miller, W. Graf, and S. Sommer (2000), Accumulation rates in Dronning Maud Land as revealed by dielectrical-profiling measurements at shallow firn cores, *Ann. Glaciol.*, *30*, 27–34.

Oerter, H., W. Graf, H. Meyer, and F. Wilhelms (2004), The EPICA ice core Dronning Maud Land: First results from stable-isotope measurements, *Ann. Glaciol.*, *39*(39), 307–312.

Osterberg, E. C., M. J. Handley, S. B. Sneed, P. A. Mayewski, and K. J. Kreutz (2006), Continuous ice core melter system with discrete sampling for major ion, trace element and stable isotope analyses, *Environ. Sci. Technol.*, *40*, 3355–3361.

Palais, J. M., I. M. Whillans, and C. Bull (1982), Snow stratigraphic studies at Dome C, East Antarctica: An investigation of depositional and diagenetic processes, *Ann. Glaciol.*, *3*, 239–242.

Palais, J. M., M. S. Germani, and G. A. Zielinski (1992), Interhemispheric transport of volcanic ash from a 1259 A.D. volcanic eruption to the Greenland and Antarctic ice sheets, *Geophys. Res. Lett.*, *19*(8), 801–804.

Pälli, A., J. C. Kohler, E. Isaksson, J. C. Moore, J. F. Pinglot, V. A. Pohjola, and H. Samuelsson (2002), Spatial and temporal variability of snow accumulation using ground-penetrating radar and ice cores on a Svalbard glacier, *J. Glaciol.*, *48*(162), 417–424.

Palmer, A. S., T. D. van Ommen, M. A. J. Curran, V. Morgan, J. M. Souney, and P. A. Mayewski (2001), High-precision dating of volcanic events (A.D. 1301–1995) using ice cores from Law Dome, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *106*(D22), 28,089–28,095.

Parrenin, F., R. Hindmarsh, and F. Remy (2006), Analytical solutions for the effect of topography, accumulation rate and flow divergence on isochrone layer geometry, *J. Glaciol.*, *52*(177), 191–202.

Petit, J.-R., J. Jouzel, M. Pourchet, and L. Merlivat (1982), A detailed study of snow accumulation and stable isotope content in Dome C (Antarctica), *J. Geophys. Res.*, *87*(C6), 4301–4308.

Pettré, P., J. F. Pinglot, M. Pourchet, and L. Reynaud (1986), Accumulation in Terre Adélie, Antarctica: Effect of meteorological parameters, *J. Glaciol.*, *32*(112), 486–500.

Picciotto, E., and S. Wilgain (1963), Fission products in Antarctic snow, a reference level for measuring accumulation, *J. Geophys. Res.*, *68*(21), 5965–5972.

Picciotto, E., G. Crozaz, and W. D. Breuck (1964), Rate of accumulation of snow at South Pole as determined by radioactive measurements, *Nature*, *203*, 393–394.

Picciotto, E., G. Crozaz, and W. de Breuck (1971), Accumulation on the South Pole–Queen Maud Land Traverse, 1964–1968, in *Antarctic Snow and Ice Studies II*, *Antarct. Res. Ser.*, vol. 16, edited by A. Crary, pp. 257–315, AGU, Washington, D. C.

Pinglot, F., and M. Pourchet (1979), Low-level beta counting with an automatic sample changer, *Nucl. Instrum. Methods*, *166*(3), 483–490.

Pinglot, J. F., and M. Pourchet (1981), Gamma-ray bore-hole logging for determining radioactive fallout layers in snow, in *Methods of Low-Level Counting and Spectrometry*, pp. 161–172, Int. At. Energy Agency, Vienna.

Pinglot, J. F., and M. Pourchet (1994), Spectrométrie Gamma à trés bas niveau avec anti-compton NaI (T1) pour l'étude des glaciers et des sédiments, *J. Spectrom. Gamma X*, *93*, 291–296.

Pourchet, M., F. Pinglot, and C. Lorius (1983), Some meteorological applications of radioactive fallout measurements in Antarctic snows, *J. Geophys. Res.*, *88*(C10), 6013–6020.

Pourchet, M., et al. (1997), Distribution and fall-out of 137Cs and other radionuclides over Antarctica, *J. Glaciol.*, *43*(145), 435–445.

Pourchet, M., O. Magand, M. Frezzotti, A. A. Ekaykin, and J. G. Winter (2003), Radionuclides deposition over Antarctica, *J. Environ. Radioact.*, *68*, 137–158.

Qin, D. H., J. W. Ren, J. C. Kang, C. D. Xiao, Z. Q. Li, Y. S. Li, B. Sun, W. Z. Sun, and X. X. Wang (2000), Primary results of glaciological studies along an 1100 km transect from Zhongshan station to Dome A, East Antarctic ice sheet, *Ann. Glaciol.*, *31*, 198–204.

Ramillien, G., A. Lombard, A. Cazenave, E. R. Ivins, M. Llubes, F. Remy, and R. B. Ramilien (2006), Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE, *Global Planet. Change*, *53*(3), 198–208, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.06.003.

Rasmussen, S. O., K. K. Andersen, S. J. Johnsen, M. Bigler, and T. McCormack (2005), Deconvolution-based resolution enhancement of chemical ice core records obtained by continuous flow analysis, *J. Geophys. Res.*, *110*, D17304, doi:10.1029/2004JD005717.

Reijmer, C. H., and M. R. V. D. Broeke (2003), Temporal and spatial variability of the surface mass balance in Dronning Maud Land, Antarctica, as derived from automatic weather stations, *J. Glaciol.*, *49*(167), 512–520.

Reijmer, C. H., M. R. van den Broeke, and M. P. Scheele (2002), Air parcel trajectories to five deep drilling locations on Antarctica, based on the ERA-15 data set, *J. Clim.*, *15*, 1957–1968.

Reinhardt, H., M. Kriews, H. Miller, O. Schrems, C. Ludke, E. Hoffmann, and J. Skole (2001), Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry: A new tool for trace element analysis in ice cores, *Fresenius J. Anal. Chem.*, *370*, 629–636.

Ren, J. W., Q. Dahe, and I. Allison (1999), Variations of snow accumulation and temperature over past decades in the Lambert Glacier basin, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *29*, 29–32.

Ren, J. W., I. Allison, C. D. Xiao, and D. H. Qin (2002), Mass balance of the Lambert Glacier basin, East Antarctica, *Sci. China Ser. D, Earth Sci.*, *45*(9), 842–850.

Richardson, C., and P. Holmlund (1999), Spatial variability at shallow snow-layer depths in central Dronning Maud Land, East Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *29*, 10–16.

Richardson, C., E. Aarholt, S.-E. Hamram, P. Holmlund, and E. Isaksson (1997), Spatial distribution of snow in western Dronning Maud Land, East Antarctica, mapped by a ground-based snow radar, *J. Geophys. Res.*, *102*(B9), 20,343–20,353.

Richardson-Näslund, C. (2001), Spatial distribution of snow in Antarctica and other glacier studies using ground-penetrating radar, *Thesis Geogr. Emphasis Phys. Geogr.*, vol. 18, Dep. of Phys. Geogr. and Quat. Geol., Stockholm Univ., Stockholm.

Richardson-Näslund, C. (2004), Spatial characteristics of snow accumulation in Dronning Maud Land, Antarctica, *Global Planet. Change*, *42*, 31–43.

Robin, G. d. Q., S. Evans, and J. T. Bailey (1969), Interpretation of radio echo sounding in polar ice sheets, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, *146*, 437–505.

Röthlisberger, R., M. Bigler, M. Hutterli, S. Sommer, B. Stauffer, H. G. Junghans, and D. Wagenbach (2000), Technique for continuous high-resolution analysis of trace substances in firn and ice cores, *Environ. Sci. Technol.*, *34*, 338–342.

Rotschky, G., O. Eisen, F. Wilhelms, U. Nixdorf, and H. Oerter (2004), Spatial characteristics of accumulation patterns derived from combined data sets in Dronning Maud Land, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *39*, 265–270.

Rotschky, G., W. Rack, W. Dierking, and H. Oerter (2006), Retrieving snowpack properties and accumulation estimates from combination of SAR and scatterometer measurements, *IEEE Trans. Geos. Rem. Sens.*, *44*(4), 943–956, doi:10.1109/TGRS.2005.862524.

Rotschky, G., P. Holmlund, E. Isaksson, R. Mulvaney, H. Oerter, M. R. van den Broeke, and J.-G. Winther (2007), A new surface accumulation map for western Dronning Maud Land, Antarctica, from interpolation of point measurements, *J. Glaciol.*, *53*(182), 385–398, doi:10.3189/002214307783258459.

Saigne, C., and M. Legrand (1987), Measurements of methanesulphonic acid in Antarctic ice, *Nature*, *330*, 240–242, doi:10.1038/330240a0.

Satake, H., and K. Kawada (1997), The quantitative evaluation of sublimation and the estimation of original hydrogen and oxygen of a firn core at east Queen Maud Land, Antarctica, *Bull. Glacier Res.*, *15*, 93–97.

Schlosser, E., N. van Lipzig, and H. Oerter (2002), Temporal variability of accumulation at Neumayer station, Antarctica, from stake array measurements and a regional atmospheric model, *J. Glaciol.*, *48*(160), 87–94.

Schwander, J., A. Neftel, H. Oeschger, and B. Stauffer (1983), Measurement of direct current conductivity on ice samples for climatological applications, *J. Phys. Chem.*, *87*, 4157–4160.

Scott, J. B. T., D. Mair, P. Nienow, V. Parry, and E. Morris (2006), A ground-based radar backscatter investigation in the percolation zone of the Greenland ice sheet, *Remote Sens. Environ.*, *104*(4), 361–373.

Sigg, A., K. Fuhrer, M. Anklin, T. Staffelbach, and D. Zurmühle (1994), A continuous analysis technique for trace species in ice cores, *Environ. Sci. Technol.*, *28*(2), 204–209.

Sinisalo, A., A. Grinsted, J. C. Moore, E. Kärkäs, and R. Pettersson (2005), Snow-accumulation studies in Antarctica with ground-penetrating radar using 50, 100 and 800 MHz antenna frequencies, *Ann. Glaciol.*, *37*, 194–198.

Smeets, C. J. P. P., and M. R. van den Broeke (2008), Temporal and spatial variation of momentum roughness length in the ablation zone of the Greenland ice sheet, *Boundary Layer Meteorol.*, in press.

Smith, B. T., T. D. Van Ommen, and V. I. Morgan (2002), Distribution of oxygen isotope ratios and snow accumulation rates in Wilhelm II Land, East Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *35*, 107–110.

Sommer, S., D. Wagenbach, R. Mulvaney, and H. Fischer (2000a), Glacio-chemical study spanning the past 2 kyr on three ice cores from Dronning Maud Land, Antarctica: 2. Seasonally resolved chemical records, *J. Geophys. Res.*, *105*(D24), 29,423–29,433.

Sommer, S., et al. (2000b), Glacio-chemical study covering the past 2 kyr on three ice cores from Dronning Maud Land, Antarctica: 1. Annually resolved accumulation rates, *J. Geophys. Res.*, *105*(D24), 29,411–29,421.

Spikes, V. B., G. S. Hamilton, S. A. Arcone, S. Kaspari, and P. A. Mayewski (2004), Variability in accumulation rates from GPR profiling on the West Antarctic plateau, *Ann. Glaciol.*, *39*, 238–244.

Stearns, C. R., and G. A. Weidner (1993), Sensible and latent heat flux estimates in Antarctica, in *Antarctic Meteorology and Climatology, Studies Based on Automatic Weather Stations*, *Antarct. Res. Ser.*, vol. 61, edited by D. H. Bromwich and C. R. Stearns, pp. 109–138, AGU, Washington, D. C.

Steffen, K., and J. Box (2001), Surface climatology of the Greenland ice sheet: Greenland Climate Network 1995–1999, *J. Geophys. Res.*, *106*(D24), 33,951–33,964.

Steig, E. J., et al. (2005), High-resolution ice cores from US ITASE (West Antarctica): Development and validation of chronologies and determination of precision and accuracy, *Ann. Glaciol.*, *41*, 77–84.

Stenberg, M., M. Hansson, P. Holmlund, and L. Karlöf (1999), Variability in snow layering and snow chemistry in the vicinity of two drill sites in western Dronning Maud Land, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *29*, 33–37.

Stenni, B., R. Caprioli, L. Cimino, C. Cremisini, O. Flora, R. Gragnani, A. Longinelli, V. Maggi, and S. Torcini (1999), 200 years of isotope and chemical records in a firn core from Hercules Néé, northern Victoria Land, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *29*, 106–112.

Stenni, B., F. Serra, M. Frezzotti, V. Maggi, R. Traversi, S. Becagli, and R. Udisti (2000), Snow accumulation rates in Northern Victoria Land (Antarctica) by firn core analysis, *J. Glaciol.*, *46*(155), 541–552.

Stenni, B., V. Masson-Delmotte, S. Johnsen, J. Jouzel, A. Longinelli, E. Monnin, R. Röthlisberger, and E. Selmo (2001), An oceanic cold reversal during the last deglaciation, *Science*, *293*(5537), 2074–2077, doi:10.1126/science.1059702.

Stenni, B., M. Proposito, R. Gragnani, O. Flora, J. Jouzel, S. Falourd, and M. Frezzotti (2002), Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica), *J. Geophys. Res.*, *107*(D9), 4076, doi:10.1029/2000JD000317.

Stenseng, L., R. Forsberg, K. Keller, S. M. Hvidegaard, and C. Leuschen (2005), Comparison of airborne laser scanning and D2P radar altimetry, *Geophys. Res. Abst.*, *7*, 06393.

Stroeven, A. P., and V. A. Pohjola (1991), Glaciological studies in Scharffenbergbotnen, in *The Expedition ANTARKTIS-VIII of RV "POLARSTERN" 1989/90*, *Report of Leg ANT-VIII/5, Ber. Polarforschung*, vol. 86, edited by H. Miller and H. Oerter, pp. 126–130, Alfred-Wegener-Inst. für Polar- und Meeresforsch., Bremerhaven, Germany.

Swedish Antarctic Research Programme (2003), Annual report, Stockholm.

Takahashi, S., and T. Kameda (2007), Snow density for measuring the surface mass balance using the stake method, *J. Glaciol.*, *53*(183), 677–680.

Takahashi, S., and O. Watanabe (1997), Snow accumulation in Antarctica: East Queen Maud Land, *Glaciol. Folio, sheet 3-1*, Natl. Inst. of Pol. Res., Tokyo.

Takahashi, S., Y. Ageta, Y. Fujii, and O. Watanabe (1994), Surface mass balance in east Dronning Maud Land, Antarctica, observed by Japanese Antarctic Research Expeditions, *Ann. Glaciol.*, *20*, 242–253.

Taylor, K. C., and R. B. Alley (2004), Two-dimensional electrical stratigraphy of the Siple Dome (Antarctica) ice core, *J. Glaciol.*, *50*(16), 231–235.

Taylor, K. C., et al. (2004), Dating the Siple Dome (Antarctica) ice core by manual and computer interpretation of annual layering, *J. Glaciol.*, *50*(170), 453–461.

Tiuri, M. T., A. H. Sihvola, E. G. Nyfors, and M. T. Hallikainen (1984), The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies, *IEEE J. Oceanic Eng.*, *9*(5), 377–382.

Traufetter, F., H. Oerter, H. Fischer, R. Weller, and H. Miller (2004), Spatio-temporal variability in volcanic sulphate deposition over the past 2 kyr in snow pits and firn cores from Amundsenisen, Antarctica, *J. Glaciol.*, *50*(168), 137–146.

Traversi, R., S. Becagli, E. Castellano, A. Migliori, M. Severi, and R. Udisti (2002), High resolution fast ion chromatography (FIC) measurements of chloride, nitrate and sulphate along the EPICA Dome C ice core, *Ann. Glaciol.*, *35*, 291–298.

Udisti, R. (1996), Multiparametric approach for chemical dating of snow layers from Antarctica, *Int. J. Environ. Anal. Chem.*, *63*, 225–244.

Udisti, R., S. Becagli, E. Castellano, R. Mulvaney, J. Schwander, S. Torcini, and E. Wolff (2000), Holocene electrical and chemical measurements from the EPICA Dome C ice core, *Ann. Glaciol.*, *30*, 20–26.

Urbini, S., L. Vittuari, and S. Gandolfi (2001), GPR and GPS data integration: Examples of application in Antartica, *Ann. Geofis.*, *44*(4), 687–702.

Urbini, S., M. Frezzotti, S. Gandolfi, C. Vincent, C. Scarchilli, L. Vittuari, and M. Fily (2008), Historical behaviour of Dome C and Talos Dome (East Antarctica) as investigated by snow accumulation and ice velocity measurements, *Global Planet. Change*, *60*(3–4), 576–588, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.08.002.

van de Berg, W. J., M. R. van den Broeke, C. H. Reijmer, and E. van Meijgaard (2006), Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model, *J. Geophys. Res.*, *111*, D11104, doi:10.1029/2005JD006495.

van den Broeke, M. R., and N. P. M. van Lipzig (2003), Factors controlling the near-surface wind field in Antarctica, *Mon. Weather Rev.*, *131*, 733–743.

van den Broeke, M., C. Reijmer, and R. van de Wal (2004a), Surface radiation balance in Antarctica as measured with automatic weather stations, *J. Geophys. Res.*, *109*, D09103, doi:10.1029/2003JD004394.

van den Broeke, M. R., W. J. van de Berg, and E. van Meijgaard (2004b), A study of the surface mass balance in Dronning Maud Land, Antarctica, using automatic weather stations, *J. Glaciol.*, *50*(171), 565–582.

van den Broeke, M., W. J. van de Berg, and E. van Meijgaard (2006a), Snowfall in coastal West Antarctica much greater than previously assumed, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L02505, doi:10.1029/2005GL025239.

van den Broeke, M., W. J. van de Berg, E. van Meijgaard, and C. Reijmer (2006b), Identification of Antarctic ablation areas using a regional atmospheric climate model, *J. Geophys. Res.*, *111*, D18110, doi:10.1029/2006JD007127.

Van der Veen, C. J., and J. F. Bolzan (1999), Interannual variability in the net accumulation on the Greenland Ice Sheet: Observations and implications for the mass-balance measurements, *J. Glaciol.*, *34*(118), 355–357.

Van de Wal, R. S. W., W. Greuell, M. R. van den Broeke, C. Reijmer, and J. Oerlemans (2005), Mass balance observations and automatic weather station data along a transect near Kangerlussuaq, West Greenland, *Ann. Glaciol.*, *42*, 311–316.

van Lipzig, N. P. M., J. C. King, T. A. Lachlan-Cope, and M. R. van den Broeke (2004a), Precipitation, sublimation, and snow drift in the Antarctic Peninsula region from a regional atmospheric model, *J. Geophys. Res.*, *109*, D24106, doi:10.1029/2004JD004701.

van Lipzig, N. P. M., J. Turner, S. R. Colwell, and M. R. van den Broeke (2004b), The near-surface wind field over the Antarctic continent, *Int. J. Climatol.*, *24*(15), 1973–1982.

Vaughan, D. G. (2006), Recent trends in melting condition on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance and sea level, *Arctic Antarct. Alpine Res.*, *38*(1), 147–152.

Vaughan, D. G., J. L. Bamber, M. Giovinetto, and A. P. R. Cooper (1999a), Reassessment of net surface mass balance in Antarctica, *J. Clim.*, *12*, 933–946.

Vaughan, D. G., H. F. J. Corr, C. S. M. Doake, and E. D. Waddington (1999b), Distortion of isochronous layers in ice revealed by ground-penetrating radar, *Nature*, *398*, 323–326.

Vaughan, D. G., P. S. Anderson, J. C. King, G. W. Mann, S. D. Mobbs, and R. S. Ladkin (2004), Imaging of firn isochrones across an Antarctic ice rise and implications for patterns of snow accumulation rate, *J. Glaciol.*, *50*(170), 413–418.

Velicogna, I., and J. Wahr (2006), Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica, *Science*, *311*(5768), 1754, doi:10.1126/science.1120808.

Watanabe, O., et al. (1997), A preliminary study of ice core chronology at Dome Fuji Station, Antatactica, *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, *11*, 9–13.

Weller, R., F. Traufetter, H. Fischer, H. Oerter, C. Piel, and H. Miller (2004), Postdepositional losses of methane sulfonate, nitrate, and chloride at the European Project for Ice Coring in Antarctica deep-drilling site in Dronning Maud Land, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *109*, D07301, doi:10.1029/2003JD004189.

Whillans, I. M., and J. F. Bolzan (1988), A method for computing shallow ice-core depths, *J. Glaciol.*, *34*(118), 355–357.

Whitlow, S., P. A. Mayewski, and J. E. Dibb (1992), A comparison of major chemical species input timing and accumulation at South Pole and Summit Greenland, *Atmos. Environ., Part A*, *26*(11), 2045–2054.

Wilgain, S., E. Picciotto, and W. D. Breuck (1965), Strontium 90 fallout in Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *70*(24), 6023–6032.

Wilhelms, F. (1996), *Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen* (Measuring the Conductivity and Density of Ice Cores), *Ber. Polarforsch.*, vol. 191, Alfred-Wegener-Inst. für Polar- und Meeresforsch., Bremerhaven, Germany.

Wilhelms, F. (2000), *Messung dielektrischer Eigenschaften polarer Eiskerne* (Measuring the Dielectric Properties of Polar Ice Cores), *Ber. Polarforsch.*, vol. 367, Alfred-Wegener-Inst. für Polar- und Meeresforsch., Bremerhaven, Germany.

Wilhelms, F. (2005), Explaining the dielectric properties of firn as a density-and-conductivity mixed permittivity (DECOMP), *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L16501, doi:10.1029/2005GL022808.

Wilhelms, F., J. Kipfstuhl, H. Miller, K. Heinloth, and J. Firestone (1998), Precise dielectric profiling of ice cores: A new device with improved guarding and its theory, *J. Glaciol.*, *44*(146), 171–174.

Winebrenner, D. P., R. J. Arthern, and C. A. Shuman (2001), Mapping Greenland accumulation rates using observations of thermal emission at 4.5-cm wavelength, *J. Geophys. Res.*, *106*(D24), 33,919–33,934.

Wolff, E. B., J. C. Moore, H. B. Clausen, C. U. Hammer, J. Kipfstuhl, and K. Fuhrer (1995), Long-term changes in the acid and salt concentrations of the Greenland Ice Core Project ice core from electrical stratigraphy, *J. Geophys. Res.*, *100*(D8), 16,249–16,263.

Wolff, E. B., W. D. Miners, J. C. Moore, and J. G. Paren (1997), Factors controlling the electrical conductivity of ice from the polar reginos—A summary, *J. Phys. Chem. B*, *101*, 6090–6094.

Wolff, E. B., I. Basile, J.-R. Petit, and J. Schwander (1999), Comparison of Holocene electrical records from Dome C and Vostok, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *29*, 89–93.

Xiao, C. D., D. H. Qin, L. G. Bian, X. J. Zhou, I. Allison, and M. Yan (2005), A precise monitoring of snow surface height in the region of Lambert Glacier basin-Amery Ice Shelf, East Antarctica, *Sci. China, Ser. D, Earth Sci.*, *48*(1), 100–111.

Yilmaz, O. (1987), *Seismic Data Processing*, *Invest. Geophys.*, vol. 2, Soc. of Explor. Geophys., Tulsa, Okla.

Young, N. W., M. Pourchet, V. M. Kotlyakov, P. A. Korolev, and M. B. Dyugerov (1982), Accumulation distribution in the IAGP area, Antarctica: 90°E–150°E, *Ann. Glaciol.*, *3*, 333–338.

Zwally, H. J., and M. B. Giovinetto (1995), Accumulation in Antarctica and Greenland derived from passive-microwave data: A comparison with contoured compilations, *Ann. Glaciol.*, *21*, 123–130.

Zwally, H. J., M. B. Giovinetto, J. Li, H. G. Cornejo, M. A. Beckley, A. C. Brenner, J. L. Saba, and D. Yi (2005), Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002, *J. Glaciol.*, *51*(175), 509–527, 19.

D. A. Dixon and S. Kaspari, Climate Change Institute, Department of Earth Sciences, University of Maine, 5790 Edward T. Bryand Global Sciences Center, Orono, ME 04469-5790, USA. (daniel_dixon@umit.maine.edu; susan.kaspari@maine.edu)

O. Eisen and H. Oerter, Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Postfach 120161, D-27515 Bremerhaven, Germany. (olaf.eisen@awi.de; hans.oerter@awi.de)

A. Ekaykin and V. Y. Lipenkov, Arctic and Antarctic Research Institute, 38 Bering Street, 199397 St. Petersburg, Russia. (ekaykin@aari.nw.ru; lipenkov@aari.nw.ru)

M. Frezzotti, ENEA Laboratory for climate observation, SP. Anguillarese, 301 I-00123 S.M. di Galeria (Roma), Roma, Italy. (frezzotti@casaccia.enea.it)

C. Genthon and O. Magand, LGGE, CNRS, Université Joseph-Fourier Grenoble, 54, Rue Molière, BP 96, Domaine Universitaire, F-38402 Saint-Martin d'H'eres, France. (genthon@lgge.obs.ujf-grenoble.fr; magand@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

P. Holmlund, Department of Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University, SE-10691 Stockholm, Sweden. (per.holmlund@natgeo.su.se)

E. Isaksson, Norwegian Polar Institute, Polar Environmental Centre, N-9296 Tromsø, Norway. (elli@npolar.no)

T. Kameda and S. Takahashi, Snow and Ice Research Laboratory, Kitami Institute of Technology, 165 Koencho, Kitami, Hokkaido 090-8507, Japan. (kameda@mail.kitami-it.ac.jp; shuhei@mail.kitami-it.ac.jp)

L. Karlöf, Research and Development, SWIX SPORT AS, Servicebox, N-2626 Lillehammer, Norway. (l.karlof@swixsport.no)

M. R. van den Broeke, Institute for Marine and Atmospheric Research, Utrecht University, PO Box 80 005, NL-3508 TA Utrecht, Netherlands. (m.r.vandenbroeke@phys.uu.nl)

D. G. Vaughan, British Antarctic Survey, Natural Environment Research Council, High Cross, Madingley Road, Cambridge CB3 0ET, UK. (dgv@bas.ac.uk)

ANNEXE B

CLIMATE VARIABILITY ALONG LATITUDINAL AND LONGITUDINAL TRANSECTS IN EAST ANTARCTICA

Olivier Magand, Massimo Frezzotti, Barbara Stenni, Laura Genoni and Michel Fily

***Annals of Glaciology*, 39, 351-358**

Annexe B : Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica. Magand and others, 2004.

Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica

Olivier MAGAND,[1] Massimo FREZZOTTI,[2] Michel POURCHET,[1] Barbara STENNI,[3] Laura GENONI,[3] Michel FILY[1]

[1]*Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (CNRS–UJF), 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France*
E-mail: magand@lgge.obs.ujf-grenoble.fr
[2]*ENEA, Centro Ricerche Casaccia, P.O. Box 2400, I-00100 Rome, Italy*
[3]*Department of Geological, Environmental and Marine Sciences, University of Trieste, Via E. Weiss 2, I-34127 Trieste, Italy*

ABSTRACT. In the framework of the International Trans-Antarctic Scientific Expedition (ITASE) programme, France and Italy carried out a traverse along one west–east and two north–south transects in East Antarctica from November 2001 to January 2002. Eighteen shallow snow–firn cores were drilled, and surface snow samples were collected every 5 km along the traverse. Firn temperatures were measured in boreholes down to 30 m. The cores were analyzed for β radioactivity to obtain snow accumulation-rate data. The surface snow samples were analyzed for $\delta^{18}O$ to correlate isotopic values with borehole temperatures. Multiple regression analysis shows a global near-dry-adiabatic lapse rate and a latitudinal lapse rate of 1.05°C (° lat. S)$^{-1}$, in the Dome C drainage area. Analysis of firn temperatures reveals a super-adiabatic lapse rate along the ice divide between Talos Dome and the Southern Ocean coast, and in some sectors along the ice divide between the Astrolabe Basin and D59. Snow accumulation rates and firn temperatures show warmer temperatures and higher accumulation values close to the ice divides extending from Talos Dome and Dome C to the Southern Ocean. The spatial pattern of data is linked with a katabatic-wind-source basin and moisture-source region.

INTRODUCTION

In the framework of the International Trans-Antarctic Scientific Expedition (ITASE) project (Mayewski and Goodwin, 1999), France and Italy carried out a traverse along one west–east (D66–GV5) and two north–south (D59–D85 and GV7–Talos Dome–M4) transects from November 2001 to January 2002 (Fig. 1). The research aimed to better explain latitudinal and longitudinal environmental and climatic gradients, as well as documenting climatic and atmospheric surface conditions during the last 200–1000 years in the Dome C drainage area and in northern Victoria Land (NVL; Frezzotti and others, 2003). The west–east transect follows the 2150 m contour line, about 400 km from the Adélie, George V and Oates coasts; the first north–south transect (D85–D59) follows the central part of the previous French traverse from Dumont d'Urville to Dome C; the second north–south transect (GV7–Talos Dome–M4) follows the ice divide extending from the Oates Coast to Talos Dome, and then continues along the 2000 m contour line in the direction of Taylor Dome (Fig. 1).

The party performed several tasks (drilling, glaciological and geophysical exploration, etc.) during the traverse. Every 160 km an ice core (down to 55 m) was drilled in a flat area (slope <0.2%); an intermediate ice core (down to 25 m) was drilled at 80 km distance in between deeper cores. Oxygen-isotope and β-radioactivity measurements were carried out on the samples to provide information on accumulation rates, climatic conditions and deposition processes. In this paper, we present accumulation, temperature and stable-isotope data obtained from snow analysis and stake-farm measurements.

MATERIALS AND METHODS

Previous research conducted along the traverse between Terra Nova Bay and Dome C demonstrated that wind-driven sublimation processes, controlled by surface slope in the wind direction, have a huge impact on snow accumulation (Frezzotti and others, 2004b). In order to reduce the impact of wind-driven processes, the main core sites (D66, GV1,

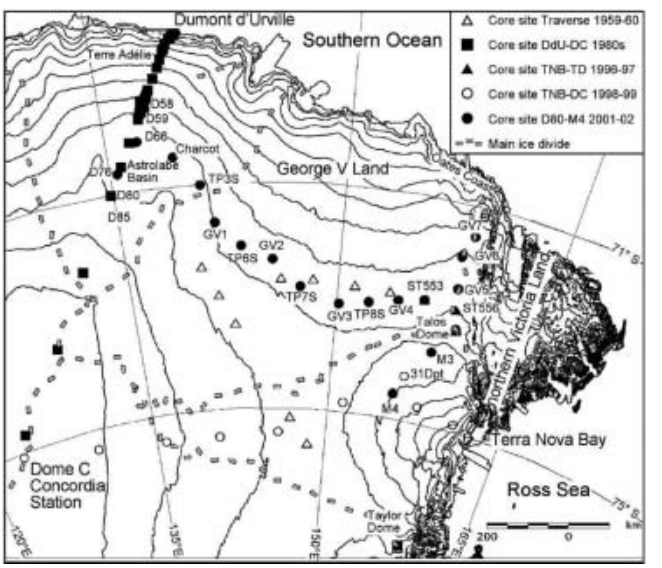


Fig. 1. Schematic map of northern and eastern Dome C drainage area, core site and main ice divide.

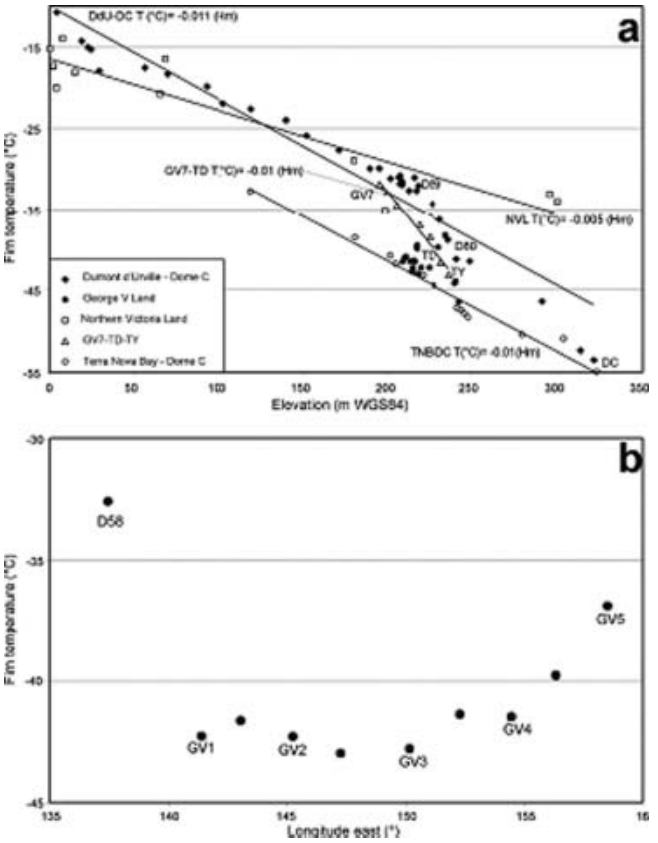


Fig. 2. (a) Firn temperature at 10–15 m depth vs elevation data collected during this traverse and previous ones. The lines show linear regressions for transects (Hm is height above WGS84 ellipsoid (m a.e.). (b) Firn temperature at 10–15 m depth vs longitude along the George V Land transect for core sites at 2100–2200 m a.e.

GV2, GV3, GV4, GV5, GV7, TDC) were selected in sectors where the action and strength of katabatic wind is reduced. Selection of such areas was based on integration and interpretation of slopes, surface conditions and wind direction data. A digital elevation model (DEM), obtained from satellite altimetry, was used to calculate the slope in the study area, with a ground resolution of 1 km (Rémy and others, 1999). Surface conditions and wind direction data have been surveyed by satellite Landsat images (Mancini and Frezzotti, 2003). Satellite images were analyzed to survey the location of aeolian macro-relief features such as glazed surfaces or sastrugi, and their direction and extension. Several secondary cores (D76, Charcot, TP3S, TP6S, TP7S, TP8S, ST553, GV6, M3, M4) were drilled at intermediate sites between the main cores.

An electromechanical drilling system (100 mm in diameter) was used. The snow–firn density was determined immediately after retrieval by measuring and weighing core sections. Cores were packed in plastic bags and stored in insulated boxes before being transported by Twin Otter aircraft to a freezer at Terra Nova station. They were later shipped to France and Italy. The cores were dated using the known time horizons from the nuclear bomb tests. Between 1956 and 1964, many atmospheric nuclear tests caused an approximately ten-fold increase in radioactivity with respect to the background level. We adopted the level most often used as a chronological base, i.e. the January 1965 radioactive reference layers, to estimate accumulation rates.

In the present study, the method developed by Delmas and Pourchet (1977) was applied. After melting, snow samples were filtered on ion-exchange resin paper having a surface density of 13 mg cm^{-1}, which allows measurement of artificial radio-isotopes with maximum energies. Fission products (mainly ^{90}Sr, ^{90}Y and ^{137}Cs) were detected with a low-level β counter, constituted by a surface-barrier silicon detector (Schlumberger type BEC 200-300 A) connected in anti-coincidence with a gas-flow guard counter (proportional mode-parallel wires: Intertechnique type S30 A). The nuclear-detection characteristics for global β radioactivity are described by Pinglot and Pourchet (1979). Calibrated radioactive sources (^{90}Sr, ^{137}Cs, ^{147}Pm and ^{36}Cl) derived from liquid solutions (CEA/LMRI and Hamersham), were used for efficiency measurements. A known solution (activity close to samples activity) was dropped on the same holder and ion-exchange resin paper used during the filtration of melted snow. The firn core was continuously divided into a large number of 15 cm samples to ensure an accurate temporal resolution. Each sample was counted for a mean time of 10 hours, and the analytical error ($\pm 2\sigma_e$) due to β procedure is estimated to be 10–15%. The experimental error ($\pm\sigma_e$) for the estimation of the snow accumulation rate, for the 37 year period, is estimated to be of the order of 5%; this value takes into account the different sources of error concerning the density determination and the sampling procedure.

The stake farms were installed at main core sites, and about 40 stakes, each at 100 m spacing, were placed on four orthogonal arms centred on a snow stratigraphy pit. The height of the stakes was measured during December 2001 and January 2002. The snow accumulation at the stakes was multiplied by the snow density measured in a pit down to 2.5 m to obtain water equivalents. Snow compaction was disregarded when calculating snow accumulation; it has previously been found to be negligible (Lorius, 1983).

Richardson and Holmlund (1999) demonstrate the importance of determining the spatial representativeness of cores and making radar surveys prior to drilling. Snow radar (ground-penetrating radar (GPR)) and global positioning system (GPS) surveys were performed over a distance of 3245 km in order to link core sites, and to provide detailed information on the spatial variability of snow accumulation. GPR–GPS data treatment is being processed. Only snow accumulation data from stake farms and core analysis are presented in this paper.

Firn temperatures were measured in situ using ten 'Pt 100 ohm at 0°C' probes after a 15–24 hour stabilization, at different depths (1, 3, 5, 7, 10, 13, 15, 20, 25 and 30 m) for boreholes deeper than 30 m, and at the bottom of 12–15 m boreholes. The boreholes were carefully sealed with a foam rubber stopper to prevent air from flowing down the hole. Elevation at each site was measured using the DEM derived from the European Remote-sensing Satellite-1 (ERS-1) radar altimeter (Rémy and others, 1999); elevation was measured with respect to absolute ellipsoidal height (World Geodetic System 1984 (WGS84)).

The δ^{18}O (where

$$\delta^{18}\mathrm{O} = \{[(^{18}\mathrm{O}/^{16}\mathrm{O})_{\mathrm{sample}}/(^{18}\mathrm{O}/^{16}\mathrm{O})_{\mathrm{V-SMOW}}] - 1\} \times 1000)$$

measurements were carried out on 361 surface snow samples (1 m cores) collected along the traverse every 5 km using the CO_2 water equilibration technique by means

Table 1. Location of coring sites and compilation of accumulation rates, oxygen-isotope and temperature data

Site	Long. E	Lat. S	Elevation	Temp. at 15 m depth	Acc. rate, 1965–2001 ($\pm 1\sigma$)	Acc. rate. 2001/02 (std dev.)	$\delta^{18}O$ (average 2 m trench)
			m a.e.	°C	kg m^{-2} a^{-1}	kg m^{-2} a^{-1}	
D76	135°27.211′	69°34.977′	2417	–41.7	218 ± 13	–	
D66	136°56.112′	68°56.378′	2333	–38.5	213 ± 13	242 (44.18%)	–36.85
Charcot	139°00.883′	69°22.483′	2348	–38.3	45 ± 3	–	
TP3S	140°34.539′	70°01.747′	2302	–39.8	142 ± 9	–	
GV1	141°23.00′	70°52.266′	2244	–42.3	117 ± 7	–	–38.76
TP6S	143°04.92′	71°24.502′	2160	–41.6	96 ± 7	–	
GV2	145°15.786′	71°42.702′	2143	–42.3	112 ± 7	139 (102.73%)	–38.43
TP7S	147°17.244′	72°18.114′	2176	–43	94 ± 6	–	
GV3	150°10.433′	72°37.7′	2137	–42.8	84 ± 5	95 (73.77%)	–38.78
TP8S	152°21.430′	72°31.252′	2154	–41.4	82 ± 5	–	
GV4	154°29.049′	72°23.317′	2126	–41.5	100 ± 6	106 (43.40%)	
St553	156°22.093′	72°16.675′	2169	–39.9	113 ± 7	–	
GV5	158°32.216′	71°53.22′	2184	–36.9	129 ± 7	145 (57.39%)	–35.61
GV6	158°16.975′	71°10.622′	2048	–34.4	153 ± 8	–	
GV7	158°51.749′	70°41.052′	1947	–31.8	241 ± 13	290 (31.11%)	–31.23
ST556	158°45.00′	72°22.00′	2246	–38.1	105*	–	
TDN	159°04.545′	72°46.235′	2316	–41.5	86.6*	112 (58.52%)	
M3	157°39.699′	73°22.916′	2203	–43.2	101 ± 6	–	
31Dpt	155°57.6′	74°01.52′	2069	–41.8	112†	96 (44.46%)	
M4	155°17.99′	74°26.935′	2013	–40.8	251 ± 13	–	

*1966–96 (Stenni and others, 2002).
†1996–98 (Frezzotti and others, 2004b).

of an automatic equilibration device on line with the mass spectrometer, with an analytical precision better than 0.07‰.

RESULTS AND DISCUSSION

Firn temperatures

The snow temperature measured at 10 or 15 m depth gives a fairly close approximation to the mean annual 'surface temperature' in the dry snow, and is also close to the mean annual 'screen air temperature' (Loewe, 1970). This assumption is acceptable in areas where maximum temperature is <0°C during summertime, as is the case at the sampling sites. Indeed, in areas where melting occurs, the refreezing of meltwater produces heat which could warm the firn to a temperature greater than the mean annual air temperature (Loewe, 1956; Paterson, 1969; Müller, 1976; Martin and Peel, 1978; Reynolds, 1981). At 10–15 m depth, the amplitude of the annual temperature wave at the snow surface is reduced to approximately 5% of its surface value, i.e. typically 0.75°C for coastal stations and 1.75°C on the plateau (Van den Broeke and others, 1999). The firn temperatures at 10–15 m depth collected during this traverse and previous ones (Stuart and Heine, 1961; Pourchet and others, 1997; Frezzotti and Flora, 2002; Stenni and others, 2002) were plotted against elevation (Fig. 2). The correlation of temperature with surface elevation appears to be strong in the same traverse or sector (Terra Nova Bay–Dome C (TNB–DC); Dumont d'Urville–Dome C, (DdU–DC); D66–GV5; GV7–TD; M4–GV3). Frezzotti and Flora (2002) pointed out that the decrease in temperature with elevation shows a near-dry-adiabatic lapse rate, with good correlation along the traverse from the Ross Sea and Southern Ocean to Dome C (TNB–DC: 1.0°C (100 m)$^{-1}$, $R^2 = 0.98$; DdU–DC: 1.1°C (100 m)$^{-1}$, $R^2 = 0.96$). Despite a poor correlation, the altitudinal lapse rate was estimated for George V Land data by multiple regression analysis (D66–GV5: 0.82°C (100 m)$^{-1}$, $R^2 = 0.48$). The gradient is slightly lower than the previous lapse rates and is also in satisfactory agreement with a light sub-adiabatic lapse rate found by Loewe (1956) in Terre Adélie (0.74°C (100 m)$^{-1}$). These data are quite different from the sub-adiabatic lapse rate (0.5°C (100 m)$^{-1}$) calculated by Stenni and others (2000) using 10 m core temperatures for the mountain areas of NVL.

The GV7–TD profile shows (Table 1; Fig. 2a) a super-adiabatic lapse rate ($R^2 = 0.97$; 2.58°C (100 m)$^{-1}$). An analogous super-adiabatic lapse rate is also observed along the DdU–DC transect between D80 and D59 (Frezzotti and Flora, 2002). We observed that Taylor Dome (TY, –43.0°C; Morse and others, 1999) is along the regression line of the north–south GV7–TD transect ($R^2 = 0.97$), but the site between TD and TY (M3, 31Dpt and M4; Fig. 1) presents cooler conditions with adiabatic lapse rate.

Analysis of firn temperature vs longitude, along the west–east transect D58–GV5 (Fig. 2b), at elevations of 2100–2200 m (WGS84), shows higher temperatures at 135° E and 157° E and lower temperatures in the central area of the traverse.

The principal determinants of annual surface temperature are elevation and latitude (Fortuin and Oerlemans, 1990). Latitude influences the temperature by controlling the input of solar radiation and also by defining the distance from the South Pole (Martin and Peel, 1978). In the same way, the oceanic influence on regional climate, which is linked to the distance from open water, is seasonally dependent on the extent of sea-ice coverage, and thus latitudinally dependent (Martin and Peel, 1978). It seems appropriate, then, to consider the influence of both parameters on the firn temperatures. Moreover, it is thought that latitudinal lapse rates reflect the effect of continentality (Reynolds, 1981).

Table 2. Altitudinal lapse rates observed in West and East Antarctica

Altitudinal lapse rate °C (100 m)$^{-1}$	Altitudinal range m a.e.	Geographical area	Source
–0.615	0–2150	West Antarctic peninsula	Reynolds (1981)
–0.570	0–1060	West Antarctic peninsula	Reynolds (1981)
–0.568	0–1060	East Antarctic peninsula	Reynolds (1981)
–0.820[a]	0–2400	West Antarctica	Shimizu (1964)
–0.900[b]	0–1800	Halley, West Antarctica	Peel (1976)
–0.86[a]	0–1000	Mac. Robertson Land	Mellor (1960)
–1.05[a]	1000–2000	Mac. Robertson Land	Mellor (1960)
–1.27[a]	2000–2700	Mac. Robertson Land	Mellor (1960)
–0.74[c]	0–2000	Terre Adélie	Loewe (1956)
–1.07	0–3300	Dome C drainage area	This paper
–1.00[a]	1200–3000	TNB–DC	Frezzotti and Flora (2002)
–0.82	2100–2400	George V Land	This paper
–1.10[a]	40–3200	DDU–DC	This paper
–1.25[a]	1100–2800	east Dronning Maud Land	Satow (1978)

[a] Uncorrected for latitude.
[b]Assumed latitudinal lapse rate of –2.0°C (° lat. S)$^{-1}$.
[c]Derived using multiple regression analysis on published data.

A multiple regression analysis is applied on all data from the studied area (Stuart and Heine, 1961; Pourchet and others, 1997; Frezzotti and Flora, 2002; Stenni and others, 2002). The resulting average altitudinal gradient for this sector of East Antarctica (67–76° S, 120–165° E) is:

$$T_s = A \times (\text{elevation}) + B(70^\circ \text{ lat.}) + C\,,$$

where T_s is the surface temperature (°C), elevation is in metres above WGS84 ellipsoid (m a.e.) and latitude is in degrees south. The regression coefficients with their standard deviation ($R^2 = 0.89$) are:

$$A = -1.07 \pm 0.5^\circ\text{C}\,(100\,\text{m})^{-1}$$
$$B = -1.05 \pm 0.13^\circ\text{C}\,(^\circ\,\text{lat.})^{-1}$$
$$C = -13.40 \pm 0.96^\circ\text{C}\,.$$

The temperature decrease vs elevation shows a near-dry-adiabatic lapse rate, of 1.07°C (100 m)$^{-1}$. The latitudinal gradient is close to those estimated by Loewe (1956) in Terre Adélie (1.17°C (° lat)$^{-1}$), and corrected by Reynolds (1981). Reynolds normalized Loewe's data to sea level using a dry adiabatic lapse rate of –0.986°C (100 m)$^{-1}$. The comparison with lower latitudinal lapse rates from West Antarctica (corrected and normalized data; Tables 2 and 3) confirms the postulated climatic continental regime of inland Antarctica (>200 km from the coast).

Snow accumulation

As shown by stake measurements in other studies (Koerner, 1971; Petit and others, 1982), the removal processes in the surface snow layers, due to wind transport and deposition, are very important at the 1 year scale. Koerner (1971) considered that it can reasonably be assumed that the probability of no snow accumulation at any one point of a study area, during a given period, is similar to the probability of observing no accumulation in this area during the same period. Petit and others (1982) considered it necessary to collect data at a single stake for at least 4–10 years to obtain representative information (lower spatial variability) concerning the real evolution of snow accumulated in the area. Although the snow-stakes method for surface mass balance is easy to carry out, it does not take into account spatial and temporal variability.

On the slopes of the ice sheet, where katabatic wind blows, the snow accumulation is strongly influenced by wind-driven processes, and rough surfaces of sastrugi and dunes are formed. Changes in slope in the wind direction

Table 3. Latitudinal lapse rates observed in West and East Antarctica

Latitudinal lapse rate °C (° lat. S)$^{-1}$	Latitudinal range ° S	Geographical area	Source
0.5[a]	74–83	West Antarctica	Shimizu (1964)
2.0[b]	76.06–78.36	Halley, West Antarctica	Peel (1976)
0.77	64–74	West Antarctic peninsula	Reynolds (1981)
0.85	64–76	East Antarctic peninsula	Reynolds (1981)
1.17	66.45–69.15	Terre Adélie	Loewe (1956)
1.05	66–78	Dome C drainage area	This paper
1.34	69.6–72.3	George V Land	This paper
1.34	74–76	TNB–DC	This paper

[a]Assumed altitudinal lapse rate of –0.65°C (100 m)$^{-1}$.
[b]Assumed latitudinal lapse rate of –2.0°C (° lat. S)$^{-1}$.

appear to be the most important parameter between surface mass balance and topography (Frezzotti and others, 2004b). The relation between local mass balance and topography has been reported in several inland areas of Antarctica (Schytt, 1955; Swithinbank, 1959; Black and Budd, 1964; Gow and others, 1972; Whillans, 1975; NIPR, 1997). Stake farms have been installed in order to reduce the local spatial variability. The annual average value of accumulation at the stake farms appears quite consistent with β-snow accumulation for all sites (Table 1). Data from stake farms (2001–02) and β-snow accumulation (1965–2001) indicate an increase of about 15% for accumulation (Table 1). Analysis of local-scale snow accumulation variability using stake farms reveals that the sites with high accumulation (D66 and GV7) show a low standard deviation. Conversely, some sites are characterized by low accumulation rates and relatively high relative errors (up to 103% at GV2). In the case of GV2 data, some of the stakes present 'negative' values, i.e. an ablation process (Table 1). Consequently, the accumulation/ablation pattern resulting from the stake-farm measurements shows large standard deviations, and largely reflects the snow surface roughness (sastrugi) at all sites. High standard deviations and hiatuses in accumulation are determined by wind conditions (Frezzotti and others, 2004b). The highest accumulation value was found at the lowest elevation and closest to the Southern Ocean (GV7) site, whereas the lowest value was found at the Charcot site. An anomalously high value of $251 \pm 13\,\mathrm{kg\,m^{-2}\,a^{-1}}$ was found at the southern site M4, where an unknown surface morphology was observed on the field; this morphology is probably related to the ice dynamics of David Glacier ice stream which may have distorted the accumulation series.

Analysis of the β-snow accumulation data vs firn-core temperatures along the north–south GV7–Talos Dome transect shows a good correlation ($R^2 = 0.86$) (Fig. 3a). The sites south of Talos Dome (M3 and 31Dpt) show higher values than the dome site. Snow radar data from Talos Dome (Frezzotti and others, 2004a) confirm the higher accumulation in the southern sector of the dome, in the Ross Sea drainage area.

Comparison between β-snow accumulation rates and firn-core temperatures along the west–east transect (D66–GV5) shows a general trend, but with very scattered data (Fig. 3a). Analysis of β-snow accumulation vs longitude, along the west–east GV1–GV5 transect, at 2100–2200 m a.e., reveals higher temperatures at 135° E and 157° E and lower temperatures in the central part of the traverse (GV3–TP8S).

The β-snow accumulation values were compared with previous surface mass-balance map compilations (Vaughan and others, 1999; Giovinetto and Zwally, 2000), revealing a general overestimation of the surface mass balance, with an average of about 33%. Frezzotti and others (2004b) pointed out analogous overestimation for the transects that arrive in Dome C, from Dumont d'Urville and Terra Nova Bay. This large difference is due to large gaps in the observation coverage of East Antarctica: prior to our study the only accumulation data available in the D66–GV5 area were acquired by the 1959/60 US traverse using snow-pit stratigraphy (Stuart and Heine, 1961). Snow accumulation rates determined in a nearby area through the use of snow-pit stratigraphy have been found to overestimate true values (Stenni and others, 2002; Frezzotti and others, 2004b).

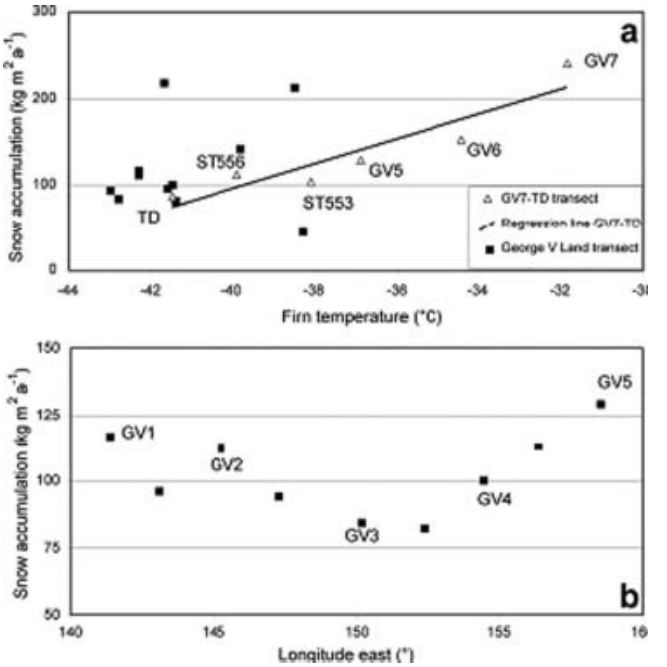


Fig. 3. (a) Snow accumulation rates vs firn temperature along the George V Land and GV7–TD transects; the line shows the linear regression for GV7–TD. (b) Snow accumulation rates vs longitude along the George V Land transect (GV1–GV5) for core sites at 2100–2200 m a.e.

OXYGEN ISOTOPES

Linear relationships between $\delta^{18}O$ and firn temperatures (T) at sampling sites have been reported for different Antarctic regions (e.g. Lorius and Merlivat, 1977; Qin and others, 1994; Stenni and others, 2000; Proposito and others, 2002). The geographical dependence of this spatially derived relationship relies mainly on differences in the regional climate conditions and in moisture-source regions supplying precipitation to different parts of Antarctica.

The spatial $\delta^{18}O/T$ relationships for the two north–south transects are shown in Figure 4. The surface temperatures used to reconstruct the least-squares regressions were computed by interpolating the available firn temperatures at the main core sites, taking into account the elevation. Figure 4 also reports other linear regressions from previous studies of this sector of East Antarctica:

the Lorius and Merlivat (1977) equation obtained from the Dumont d'Urville–Dome C traverse data ($T < -20$°C) with a δ/T gradient of 0.755‰ °C^{-1};

the Stenni and others (2000) equation obtained in NVL for coastal core sites with a δ/T gradient of 0.81‰ °C^{-1};

the Proposito and others (2002) data obtained from surface snow samples (1 m cores) collected along the TNB–DC traverse. This dataset was split into two groups with surface temperatures below or above –45°C (currently between sites M2 and MdPt). The data seem to be aligned along two regression lines with δ/T gradients of 0.91‰ °C^{-1} and 0.63‰ °C^{-1} for $T > -45$°C and $T < -45$°C respectively; the latter is in contrast to the δ/T gradient of 0.99‰ °C^{-1} calculated for the whole dataset, while the former is in agreement with the data of NVL. This could be due to different moisture-source regions, with the NVL and $T > -45$°C region probably

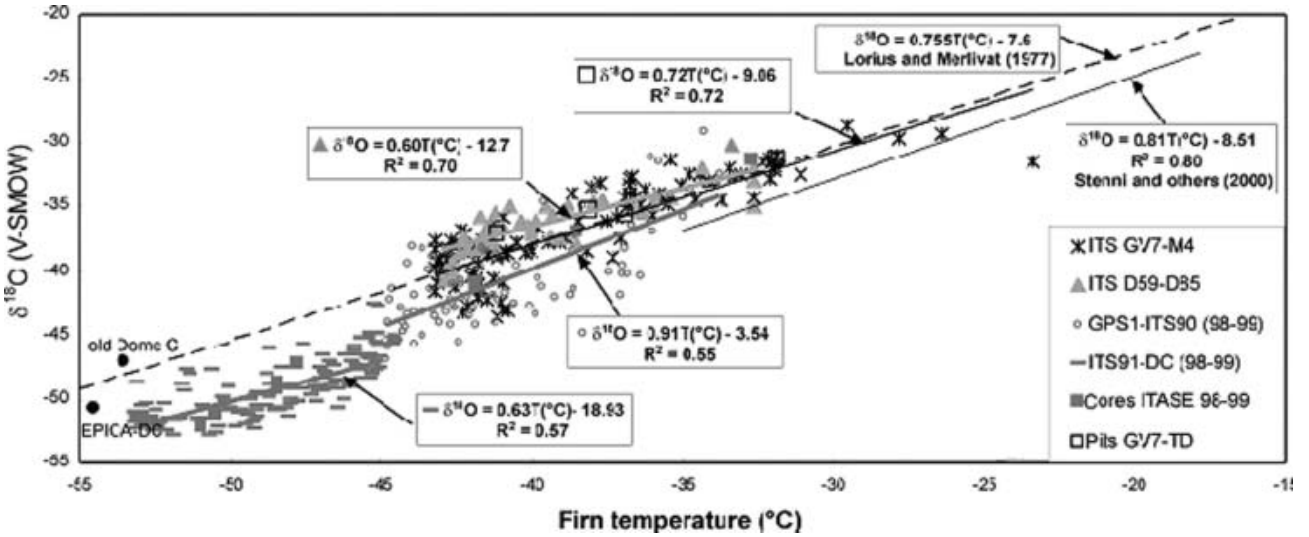


Fig. 4. Least-squares regression lines for surface snow $\delta^{18}O$ vs temperature along the two north–south transects of the 2001/02 ITASE traverse; grey lines show the TNB–DC regressions (Proposito and others, 2002); black line shows the NVL regression (Stenni and others, 2000); dashed line shows the Terre Adélie regression (Lorius and Merlivat, 1977). See text for details.

more influenced by precipitation coming from the Ross Sea. The sites with $T < -45°C$ probably receive moisture from the Indian Ocean through the western Dome C area (Delaygue and others, 2000; Reijmer and others, 2002). The $\delta^{18}O$ values for these sites are more negative than those for Dome C, probably due to isotope depletion induced by a 'rain-shadow' effect on the eastern Dome C area.

In the case of the new data collected along the two north–south transects (GV7–M4 and D59–D85), both the data and the δ/T gradients are in quite good agreement with the Dumont d'Urville–Dome C traverse (Lorius and Merlivat, 1977), probably suggesting common moisture sources. Through a general atmospheric circulation model which tags the origin of water, Delaygue and others (2000) showed that the Dome C region is mainly influenced by the Indian Ocean.

The R^2 value of all regression lines calculated using the surface snow samples is not high due to the large scattering of the data. Indeed, surface snow-samples data have some limitations:

the snow deposited in the top metre may represent different years depending on the accumulation rate;

the seasonal distribution of accumulation, and its inter-annual variability may affect the mean $\delta^{18}O$ values (Schlosser, 1999);

wind-driven phenomena may also introduce a bias in the δ values. In the case of transect GV7–M4, the R^2 increases from 0.72 to 0.95 (not shown in Fig. 4) considering only the data obtained from the snow-pit averages (Becagli and others, 2004; see Table 1 for the mean $\delta^{18}O$). Unfortunately, due to the low number of data available at the moment for the snow pits (and cores), we cannot consider the calculated regression lines presented in this paper to be definitive.

The $\delta^{18}O$ data obtained from the 1 m cores collected along the west–east (D66–GV5) transect are reported as a function of the distance (Fig. 5) from the GV11 site (near D66). In spite of the high scatter encountered along this transect, the data seem to follow a pattern already found in the case of both temperature and accumulation rates: higher $\delta^{18}O$ values at both sides of the transect and lower and more scattered values in the central part. This is also confirmed by the mean $\delta^{18}O$ values obtained from the snow pits (Fig. 5).

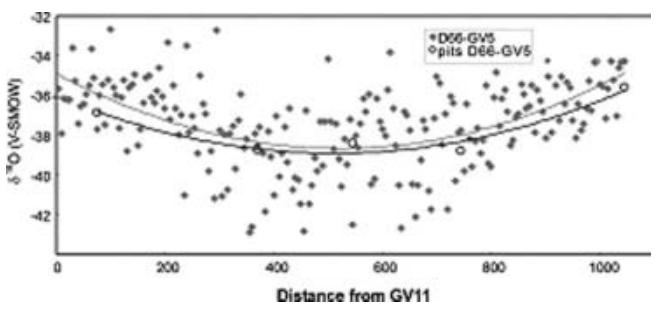


Fig. 5. $\delta^{18}O$ values vs distance from site D66 along the west–east (D66–GV5) transect; full diamonds refer to 1 m core samples; open circles refer to average snow-pit values.

CONCLUSION

Analysis of firn temperature and snow accumulation rates using both β and stake farms and oxygen isotopes, show lower accumulation and cooler conditions in the central part of the west–east transect (GV1–GV5). We observe high accumulation rates and warmer conditions at the beginning and at the end of this transect (GV1–GV5). Analysis of aeolian morphology surveyed by satellite image and along the traverse (Mancini and Frezzotti, 2003) shows that the katabatic wind coming from the eastern sector of Dome C is channelled in the central part of the transect (Figs 1 and 6). Wind turns to the left under the action of the Coriolis force in the western part of the transect (G1–D66). The wind in this area presents direction with low angle with respect to the contour line. The lower accumulation, cooler temperature and the lower $\delta^{18}O$ values suggest more continental conditions. The intrusion of atmospheric moisture and the

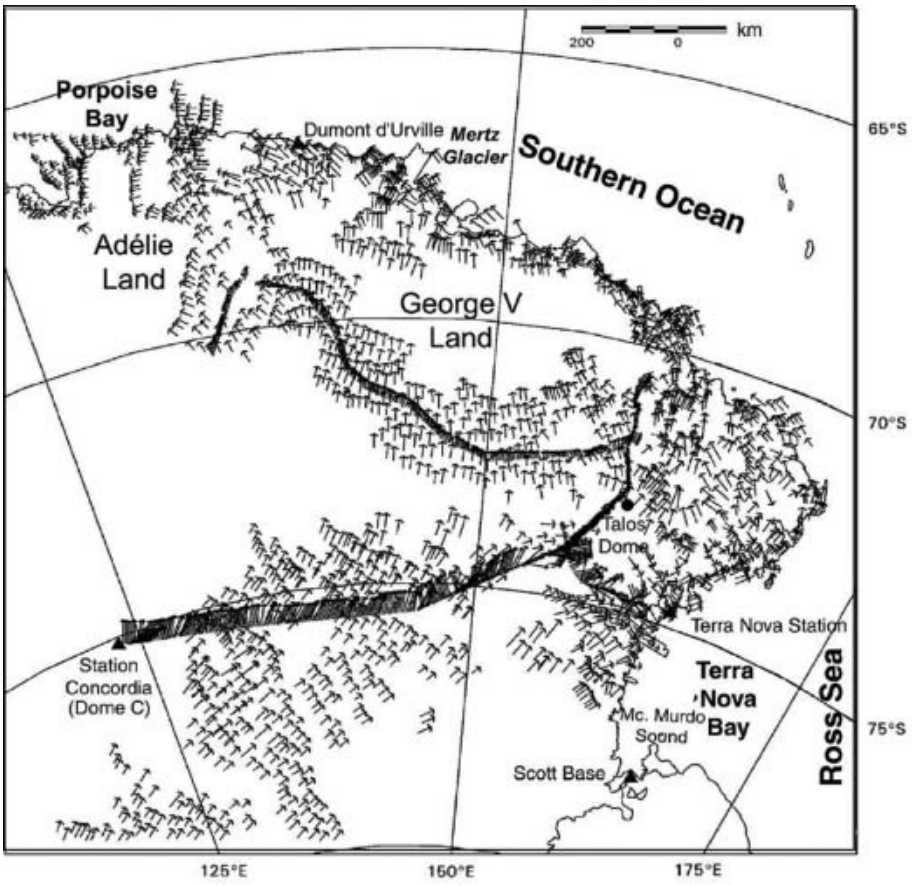


Fig. 6. Wind-field direction from satellite and field aeolian morphology (after Mancini and Frezzotti, 2003).

penetration of synoptic cyclonic systems are not as intense in this area as along the eastern (TD–GV7) and western sectors (D66). The lower intrusion could be correlated with the persistence of higher atmospheric pressure in the central area of the west–east transect (GV2–GV4) due to the channelling of katabatic wind in this area. The higher variability of snow accumulation measured with the stake farm and represented by high sastrugi and hiatus in accumulation also gives evidence of the persistence of katabatic wind in this area (GV2 and GV3). The Charcot site shows a very low accumulation value ($45 \pm 3\,\mathrm{kg\,m^{-2}\,a^{-1}}$). Meteorological observations (during 1958) at the Charcot site show that for that year, there was a total of 326 days of blowing snow, with a monthly mean wind speed of $9.2\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ (Pettré and others, 1986). Charcot low accumulation could be correlated to a wind-driven sublimation process (Frezzotti and others, 2004b). Temperature, isotope and snow accumulation present good correlation ($R^2 \geq 0.8$), and the spatial pattern is correlated with the katabatic-wind-source basin and the moisture-source region. The pattern and flow direction of katabatic winds are good proxies of air-mass flow coming from the plateau and of storm tracks.

ACKNOWLEDGEMENTS

Research was carried out in the framework of the Project on Glaciology of the PNRA–MIUR and financially supported by PNRA Consortium through collaboration with ENEA Roma, and is also supported by the French Polar Institute (IPEV). This work is a French–Italian contribution to the ITASE project. This work is a contribution to the 'European Project for Ice Coring in Antarctica' (EPICA), a joint European Science Foundation (ESF)/European Commission (EC) scientific programme, funded by the EC and by national contributions from Belgium, Denmark, France, Germany, Italy, the Netherlands, Norway, Sweden, Switzerland and the United Kingdom. The authors wish to thank members of the PNRA 2001/02 expedition who provided assistance at Terra Nova Bay station, and everyone in Italy who helped prepare the traverse. Thanks are due to M. Giovinetto and D. Vaughan, who provided surface mass-balance compilations.

REFERENCES

Becagli, S. *and 12 others*. 2004. Chemical and isotopic snow variability in East Antarctica along the 2001/02 ITASE traverse. *Ann. Glaciol.,* **39** (see paper in this volume).

Black, H. P. and W. Budd. 1964. Accumulation in the region of Wilkes, Wilkes Land, Antarctica. *J. Glaciol.,* **5**(37), 3–15.

Delaygue, G., V. Masson, J. Jouzel, R. D. Koster and R. Healy. 2000. The origin of Antarctic precipitation: a modelling approach. *Tellus,* **52B**(1), 19–36.

Delmas, R. and M. Pourchet. 1977. Utilisation de filtres échangeurs d'ions pour l'étude de l'activité bêta globale d'un carottage glaciologique [Use of ion exchange filters to study the gross beta activity of a glaciological core]. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 118 (Symposium at Grenoble 1975 – *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*), 159–163. [In French with English summary.]

Fortuin, J. P. F. and J. Oerlemans. 1990. Parameterization of the annual surface temperature and mass balance of Antarctica. *Ann. Glaciol.,* **14**, 78–84.

Frezzotti, M. and O. Flora. 2002. Ice dynamic features and climatic surface parameters in East Antarctica from Terra Nova Bay to Talos Dome and Dome C: ITASE Italian traverses. *Terra Antartica,* **9**(1), 47–54.

Frezzotti, M. *and 7 others*. 2003. Italian ITASE traverse from D85 to M4. *Terra Antartica Reports,* **8**, 53–56.

Frezzotti, M. *and 12 others*. 2004a. Geophysical survey at Talos Dome, East Antarctica: the search for a new deep-drilling site. *Ann. Glaciol.,* **39** (see paper in this volume).

Frezzotti, M. *and 12 others*. 2004b. New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements. *Climate Dynamics*, **23**(7–8), 803–813. (10.1007/s00382-004-0462-5.)

Giovinetto, M. B. and H. J. Zwally. 2000. Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet. *Ann. Glaciol.,* **31**, 171–178.

Gow, A. J., F. de Blander, G. Crozaz and E. Picciotto. 1972. Snow accumulation at "Byrd" station, Antarctica. *J. Glaciol.,* **11**(61), 59–64.

Koerner, R. M. 1971. A stratigraphic method of determining the snow accumulation rate at Plateau Station, Antarctica, and application to south pole–Queen Maud Land Traverse 2, 1965–1966. *In* Crary, A. P., *ed. Antarctic snow and ice studies II*. Washington, DC, American Geophysical Union, 225–238. (Antarctic Research Series 16.)

Loewe, F. 1956. Contributions to the glaciology of the Antarctic. *J. Glaciol.,* **2**(19), 657–665.

Loewe, F. 1970. Screen temperatures and 10 m temperatures. *J. Glaciol.,* **9**(56), 263–268.

Lorius, C. 1983. Accumulation rate measurements on cold polar glaciers. *In* Robin, G. de Q., *ed. The climatic record in polar ice sheets*. Cambridge, Cambridge University Press, 65–70.

Lorius, C. and L. Merlivat. 1977. Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: observed changes with depth in the coastal area. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 118 (Symposium at Grenoble 1975 – *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*), 127–137.

Mancini, M. and M. Frezzotti. 2003. Surface wind field along IT-ITASE traverse (East Antarctica). *Terra Antartica Reports,* **8**, 57–59.

Martin, P. J. and D. A. Peel. 1978. The spatial distribution of 10 m temperatures in the Antarctic Peninsula. *J. Glaciol.,* **20**(83), 311–317.

Mayewski, P. A. and I. Goodwin. 1999. Antarctic's role pursued in global climate change. *Eos,* **80**(35), 398–400.

Mellor, M. 1960. Temperature gradients in the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol.,* **3**(28), 773–782.

Morse, D. *and 7 others*. 1999. Accumulation rates measurements at Taylor Dome, East Antarctica: techniques and strategies for mass balance measurements in polar environments. *Geografiska Annaler,* **81**(4), 683–694.

Müller, F. 1976. *Summer season glaciology 1978–79.* Cambridge, British Antarctic Survey. (BAS Report S2/1978–79R.)

National Institute of Polar Research (NIPR). 1997. *Antarctica: East Queen Maud Land/Enderby Land glaciological folio.* Tokyo, National Institute of Polar Research.

Paterson, W. S. B. 1969. *The physics of glaciers. First edition.* Oxford, etc., Pergamon Press.

Peel, D. A. 1976. Snow accumulation, conductance and temperature inland from Halley Bay. *Br. Antarct. Surv. Bull.,* **43**, 1–13.

Petit, J. R., J. Jouzel, M. Pourchet and L. Merlivat. 1982. A detailed study of snow accumulation and stable isotope content in Dome C (Antarctica). *J. Geophys. Res.,* **87**(C6), 4301–4308.

Pettré, P., J. F. Pinglot, M. Pourchet and L. Reynaud. 1986. Accumulation distribution in Terre Adélie, Antarctica: effect of meteorological parameters. *J. Glaciol.,* **32**(112), 486–500.

Pinglot, J. F. and M. Pourchet. 1979. Low-level beta counting with an automatic sample changer. *Nucl. Instrum. Methods,* **166**(3), 483–490.

Pourchet, M. *and 10 others*. 1997. Distribution and fall-out of ^{137}Cs and other radionuclides over Antarctica. *J. Glaciol.,* **43**(145), 435–445.

Proposito, M. *and 9 others*. 2002. Chemical and isotopic snow variability along the 1998 ITASE traverse from Terra Nova Bay to Dome C, East Antarctica. *Ann. Glaciol.,* **35**, 187–194.

Qin Dahe, J. R. Petit, J. Jouzel and M. Stievenard. 1994. Distribution of stable isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctica Expedition. *J. Glaciol.,* **40**(134), 107–118.

Reijmer, C. H., M. R. van den Broeke and M. P. Scheele. 2002. Air parcel trajectories and snowfall related to five deep drilling locations on Antarctica based on the ERA-15 dataset. *J. Climate,* **15**(14), 1957–1968.

Rémy, F., P. Shaeffer and B. Legrésy. 1999. Ice flow physical processes derived from ERS-1 high-resolution map of Antarctica and Greenland ice sheet. *Geophys. J. Int.,* **139**(3), 645–656.

Reynolds, J. M. 1981. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *Br. Antarct. Surv. Bull.* 54, 123–133.

Richardson, C. and P. Holmlund. 1999. Spatial variability at shallow snow-layer depths in central Dronning Maud Land, East Antarctica. *Ann. Glaciol.,* **29**, 10–16.

Satow, K. 1978. Distribution of 10 m temperatures in Mizuho Plateau. *Nat. Inst. Polar Res. Mem., Ser. Special Issue* 7, 63–71.

Schlosser, E. 1999. Effects of seasonal variability of accumulation on yearly mean δ^{18}O values in Antarctic snow. *J. Glaciol.,* **45**(151), 463–468.

Schytt, V. 1955. Glaciological investigations in the Thule ramp area. *SIPRE Rep.* 28.

Shimizu, H. 1964. Glaciological studies in West Antarctica, 1960–62. *In* Mellor, M., *ed. Antarctic snow and ice studies*. Washington, DC, American Geophysical Union, 37–64. (Antarctic Research Series 2.)

Stenni, B. *and 6 others*. 2000. Snow accumulation rates in northern Victoria Land, Antarctica, by firn-core analysis. *J. Glaciol.,* **46**(155), 541–552.

Stenni, B. *and 6 others*. 2002. Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica). *J. Geophys. Res.,* **107**(D9). (10.1029/2000JD000317.)

Stuart, A. W. and A. J. Heine. 1961. Glaciological work of the 1959–60 US Victoria Land traverse. *J. Glaciol.,* **3**(30), 997–1002.

Swithinbank, C. 1959. Glaciology I(E). The regime of the ice sheet of western Dronning Maud Land as shown by stake measurements. *Norwegian–British–Swedish Antarctic Expedition, 1949–52. Sci. Results,* III, 121–144.

Van den Broeke, M. R. *and 6 others*. 1999. Climate variables along a traverse line in Dronning Maud Land, East Antarctica. *J. Glaciol.,* **45**(150), 295–302.

Vaughan, D. G., J. L. Bamber, M. B. Giovinetto, J. Russell and A. P. R. Cooper. 1999. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *J. Climate,* **12**(4), 933–946.

Whillans, I. M. 1975. Effect of inversion winds on topographic detail and mass balance on inland ice sheets. *J. Glaciol.,* **14**(70), 85–90.

ETUDE DES VARIABLES QUANTITATIVES CONTINUES
-
CAS DES HISTOGRAMMES

Pour déterminer l'amplitude, les bornes et le nombre suffisant de classes pour regrouper les données de BMS de terrain des compilations S1 (anciennes et nouvelles valeurs de BMS non filtrées – cf. article I)et S2 (anciennes et nouvelles valeurs de BMS filtrées – cf. article I) et pouvoir ainsi comparer la répartition respective des valeurs de BMS dans chacune des bases de données, je me suis basé sur les travaux et formulations de *Sturges* (Laliberté, 2005). Les règles de *Sturges* permettent effectivement de déterminer (a) un nombre suffisant (minimal) de classes de regroupement des individus (≈échantillons) d'une population donnée, (b) avec une amplitude adaptée (pour des classes d'amplitude égale) et ce, afin d'extraire une information correcte et la plus juste possible sur la répartition des données de la population. La détermination du nombre suffisant de classes est définie comme suit:

$$k \cong 1 + 3.3 \times Log_{10} N \qquad (\text{si } N \geq 20) \qquad (C.1)$$

Avec k, le nombre suffisant de classes de regroupement, et N la taille de la population de données considérée. Les compilations S1 et S2 étant composées respectivement de 652 et 365 données de BMS de terrain, le nombre de classes pour chacune des compilations est évalué à un minimum de 10 et 9, respectivement. La détermination d'une amplitude suffisante pour le regroupement en classes, utilise à la fois le nombre de classes préalablement défini (k), ainsi que l'étendue de la série statistique (E), c'est-à-dire l'écart entre la plus grande valeur et la plus petite valeur de la série. L'amplitude est définie telle que (Laliberté, 2005):

$$a \cong \frac{\mathrm{E}}{k} \qquad (C.2)$$

Si l'ensemble des données d'une population n'est pas connu (ce qui n'est pas le cas pour les compilations S1 et S2), ou si la distribution de la population ne respecte pas la loi Normale Gaussienne, l'étendue de la série statistique peut être considérée comme l'écart entre une borne supérieure et inférieure de la population définie sans prendre en compte les valeurs « éloignées », aberrantes ou extrêmes potentiellement présentes dans le(s) population(s) étudiée(s). Ce dernier type de valeurs entraîne effectivement une définition d'amplitude trop élevée impliquant une concentration trop importante de l'information que je souhaite extraire de l'étude de la distribution de la population de données. A l'inverse, la détermination de l'amplitude des classes de regroupement doit éviter « une dilution » de cette même information par le biais de classes de regroupement « trop petites ». En vue de déterminer l'amplitude suffisante à notre étude, j'ai d'abord représenté les courbes des

pourcentages cumulés des valeurs de BMS dans les compilations de terrain S1 et S2 (figure C.1 et tableau C.1).

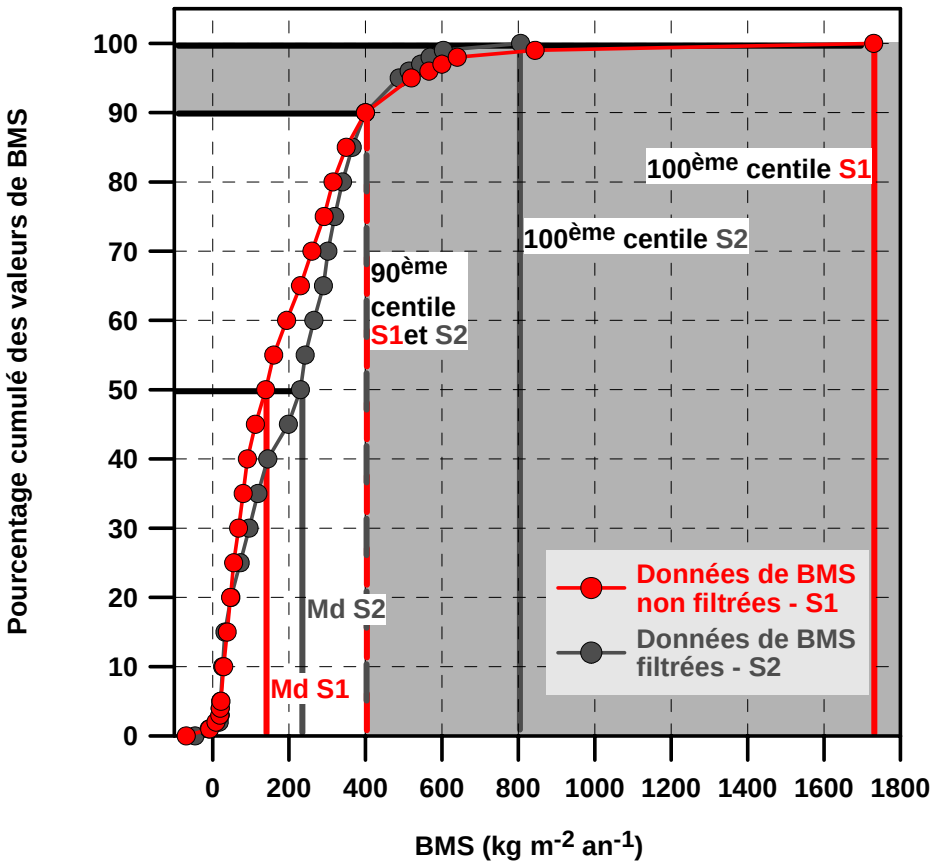


Figure C.1 : Courbes des pourcentages cumulés des données de BMS de terrain des compilations S1 et S2. Les notations Md S1 et S2 représentent les médianes (50ème centile) des populations de données des compilations S1 et S2, respectivement. La zone grisée représente l'étendue des valeurs pour chacune des compilations S1 et S2 entre le 90ème et le 100ème centile. Par analogie avec la représentation des courbes de pourcentages cumulés, les centiles sont représentés en rouge et gris, pour les bases de données S1 et S2, respectivement.

La forme des deux courbes de pourcentages cumulés des données de BMS de terrain (S1 et S2) dans la figure C.1 montre une forte asymétrie positive (dite à droite), et l'absence manifeste de respect de la loi Normale Gaussienne dans la distribution des deux populations. Cette asymétrie est confirmée lorsque nous comparons la médiane et la valeur moyenne pour chacune des populations (tableau C.1), et la différence entre ces deux mesures de tendance centrale, mais également en observant la différence existant entre la valeur médiane et les valeurs extrêmes de chacune des populations. Même si la variabilité des différences reste conséquente entre la médiane S2 et les valeurs respectives de BMS aux centiles 0 et 100 (276 et 576 kg m^{-2} an^{-1}, respectivement), les différences les plus élevés sont observées avec la base de données de BMS non filtrée S1 (tableau C.1). L'étude de cette base de données montre effectivement que la moitié de la population est comprise entre -69 et

139 kg m^{-2} an^{-1}, soit dans une étendue de l'ordre de 208 kg m^{-2} an^{-1}, alors que l'autre moitié s'échelonne de 139 à plus de 1700 kg m^{-2} an^{-1}, soit sur une étendue presque 8 fois plus importante (1591 kg m^{-2} an^{-1}).

Centile	S1			S2		
	BMS (kg m^{-2} an^{-1})	*n*	Différence (kg m^{-2} an^{-1})	BMS (kg m^{-2} an^{-1})	*n*	Différence (kg m^{-2} an^{-1})
0	**-69**	1	**208** [(a)]	**-46**	1	**276** [(a)]
50ème (Md)	**139**	326	/	**230**	182	/
90ème	400	587	/	400	328	/
95ème	520	620	/	488	347	/
96ème	566	626	/	514	351	/
97ème	600	632	/	544	354	/
98ème	640	639	/	569	358	/
99ème	844	645	/	604	361	/
100ème	**1730**	652	**1591** [(b)]	**806**	365	**576** [(b)]
Moyenne	**195**		**56** [(c)]	**216**		**14** [(c)]

Tableau C.1 : Valeurs de la moyenne et des centiles 0, 50 (médiane), 90, et 95 à 100, pour les bases de données de BMS de terrain S1 et S2. Les astérisques [(a)], [(b)] et [(c)] représentent les différences respectives (valeur absolue) [(a)] entre la médiane et la plus petite valeur de la série (centile 0), [(b)] entre la médiane et la plus grande valeur de la série (centile 100), et [(c)] entre la médiane et la moyenne. *n* représente le nombre de données entre le centile 0 et l'i^{ème} centile considéré.

Une étude attentive des données de répartition par centile de chacune des compilations montre un étalement important des deux courbes, et donc des données de BMS de chacune des compilations, à partir du 90ème centile, avec 90% des valeurs de S1 et S2 en dessous de 400 kg m^{-2} an^{-1} et seulement 10% des valeurs réparties entre 400 et 806 kg m^{-2} an^{-1} pour S2 (soit 36 valeurs sur 365), et entre 400 et 1730 kg m^{-2} an^{-1} pour S1 (soit 65 valeurs sur 652). L'étalement apparaît encore plus marqué avec un second point d'inflexion dans les deux courbes à partir du 98ème et 99ème centile, respectivement pour S1 et S2, et à partir duquel nous observons que 98% de la population de S1 (soit seulement 13 données) s'étale entre 640 et 1730 kg m^{-2} an^{-1}, et 99% de celle de S2 est distribuée entre 604 et 806 kg m^{-2} an^{-1}. Il faut noter que même si l'étalement reste moins marqué dans la base de données S2, la considération des données de BMS comprises dans ces gammes de valeurs élevées, ou seuls 2 et 1% de la population est distribuée, peut amener à fortement biaiser la détermination de l'étendue de la série statistique utilisée pour le calcul de l'amplitude des classes de distribution. Cela équivaut à dire, telle que suggérée par la règle de *Sturges* pour éviter une perte de l'information sur la distribution des deux populations, qu'il est nécessaire d'ajuster l'étendue des deux séries statistiques des données de BMS S1 et S2.

Pour la détermination d'une amplitude suffisante des classes de regroupement, j'ai donc sélectionné deux écarts : Le premier (E1) définit la différence entre la plus petite valeur et la valeur du 90ème centile (pour chacune des séries), et le second (E2) correspond à l'étendue entre la plus petite valeur (pour chacune des séries) et la valeur du 98ème centile pour S1, et celle du 99ème centile pour S2. Pour l'écart E1, l'étendue des valeurs est comprise entre -69 (S1), -46 (S2) et 400 kg m^{-2} an^{-1} (S1 et S2), et pour l'écart E2, la gamme de valeurs considérées varie de -69 à 640 kg m^{-2} an^{-1} pour S1, et de -46 à 604 kg m^{-2} an^{-1} pour S2. D'après la formulation C.2 de *Sturges*, et en considérant les deux sélections d'écart, l'amplitude de regroupement des classes est estimée entre ~46 et ~69 kg m^{-2} an^{-1}. L'absence de différence de formes entre les histogrammes de distribution des données de BMS de S1 et S2, avec la considération de 11 classes de regroupement d'amplitude de ~69 kg m^{-2} an^{-1} (-69 à +690 kg m^{-2} an^{-1}) et de 16 classes[1] de regroupement d'amplitude de ~46 kg m^{-2} an^{-1} (-46 à 690 kg m^{-2} an^{-1}) m'a permis d'ajuster l'amplitude de regroupement à la valeur de 50 kg m^{-2} an^{-1}, et ce, pour 17 classes de regroupement (-100 à 750 kg m^{-2} an^{-1}) au total. Cet ajustement permet de bénéficier de bornes « simples » d'utilisation et d'interprétation de la grandeur physique considérée, soit le BMS, pour chaque classe de regroupement. Pour les données de BMS présentant des valeurs supérieures à 750 kg m^{-2} an^{-1} dans chacune des compilations, j'ai créé une classe dite ouverte d'amplitude inégale, regroupant l'ensemble de ces données et désignée sous le simple vocable « > 750 kg m^{-2} an^{-1} » dans les figures présentées dans la sous-section suivante.

[1] Le nombre de classes est ajusté afin de comparer les histogrammes sur une gamme analogue de valeurs de BMS. Considérés comme des outils intermédiaires de travail, les histogrammes représentés avec les deux écarts préalablement définis, soit 46 et 69 kg m^{-2} an^{-1}, ne sont pas reproduits dans ce manuscrit.

ANNEXE D

INFLUENCE OF OCEANIC BOUNDARY CONDITIONS IN SIMULATIONS OF ANTARCTIC CLIMATE AND SURFACE MASS BALANCE DURING THE COMING CENTURY

Gerhard Krinner, Bérangère Guicherd, Katia Ox, Christophe Genthon and Olivier Magand

Received 20 September 2006; in final form 6 July 2007

***Journal of Climate*, 21, 938-962,**
Doi:10.1175/2007JCLI1690.1

Influence of Oceanic Boundary Conditions in Simulations of Antarctic Climate and Surface Mass Balance Change during the Coming Century

GERHARD KRINNER, BÉRANGÈRE GUICHERD, KATIA OX, CHRISTOPHE GENTHON, AND OLIVIER MAGAND

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, UJF–Grenoble, Saint Martin d'Hères, France

(Manuscript received 20 September 2006, in final form 6 July 2007)

ABSTRACT

This article reports on high-resolution (60 km) atmospheric general circulation model simulations of the Antarctic climate for the periods 1981–2000 and 2081–2100. The analysis focuses on the surface mass balance change, one of the components of the total ice sheet mass balance, and its impact on global eustatic sea level. Contrary to previous simulations, in which the authors directly used sea surface boundary conditions produced by a coupled ocean–atmosphere model for the last decades of both centuries, an anomaly method was applied here in which the present-day simulations use observed sea surface conditions, while the simulations for the end of the twenty-first century use the change in sea surface conditions taken from the coupled simulations superimposed on the present-day observations. It is shown that the use of observed oceanic boundary conditions clearly improves the simulation of the present-day Antarctic climate, compared to model runs using boundary conditions from a coupled climate model. Moreover, although the spatial patterns of the simulated climate change are similar, the two methods yield significantly different estimates of the amplitude of the future climate and surface mass balance change over the Antarctic continent. These differences are of similar magnitude as the intermodel dispersion in the current Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) exercise: selecting a method for generating boundary conditions for a high-resolution model may be just as important as selecting the climate model itself. Using the anomaly method, the simulated mean surface mass balance change over the grounded ice sheet from 1981–2000 to 2081–2100 is 43-mm water equivalent per year, corresponding to a eustatic sea level decrease of 1.5 mm yr^{-1}. A further result of this work is that future continental-mean surface mass balance changes are dominated by the coastal regions, and that high-resolution models, which better resolve coastal processes, tend to predict stronger precipitation changes than models with lower spatial resolution.

1. Introduction

Paleoclimatic evidence (e.g., Cuffey et al. 1995; EPICA Community Members 2004) as well as simulations of future climate change (Masson-Delmotte et al. 2006) indicate that climate change in polar regions tends to be amplified compared to the global mean climate change. This raises concern about the potential impact of future polar climate change on global sea level via changes in the mass balance of the major ice sheets. Ongoing mass changes of Greenland and Antarctica have been recently evaluated by Zwally et al. (2005), who suggest that the West Antarctic Ice Sheet is currently losing mass, probably because of ice-dynamic responses to long-term climate change and perhaps past decay of adjacent ice shelves, while East Antarctica is gaining mass, maybe due to increasing precipitation in the last century. This yields a combined net Antarctic impact on the global eustatic sea level of +0.08 mm yr^{-1}. Surface mass balance (SMB; defined as precipitation minus sublimation minus runoff) is the component of the total ice sheet mass balance that is most directly affected by atmospheric climate changes. Model estimates of future Antarctic SMB generally suggest an increase in Antarctic SMB, dominated by a general precipitation increase linked to warmer temperatures, which is not offset by a very slight runoff increase (e.g., Thompson and Pollard 1997; Wild et al. 2003; Huybrechts et al. 2004; Krinner et al. 2007).

Detailed studies of climate change, in particular in regions with strong topographical contrasts such as ice sheet margins, require high-resolution information that

Corresponding author address: Gerhard Krinner, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (CNRS, UJF–Grenoble 1), BP 96, F-38402 Saint Martin d'Hères CEDEX, France.
E-mail: krinner@ujf-grenoble.fr

DOI: 10.1175/2007JCLI1690.1

© 2008 American Meteorological Society

can be obtained by several downscaling methods (Giorgi and Mearns 1991). One method consists in using a stretched-grid atmospheric general circulation model (AGCM) with high resolution over the region of interest (e.g., Krinner et al. 2007). With such a model, climate change on the regional scale and its link to the global scale can be simulated in a coherent manner, because the atmospheric model remains global, although it is focused on the region of interest. The required boundary conditions that differ between the present and future model runs are then essentially the atmospheric composition (in particular greenhouse gas concentrations) and sea surface conditions (SSC), that is, sea surface temperature (SST) and sea ice concentration (SIC).

There are two basic methods of prescribing present and future sea surface conditions. The first method consists in using directly the SSC simulated by a previous coupled run, interpolated on the new, higher-resolution grid of the AGCM simulations. This approach has been chosen by Krinner et al. (2007) who noted that some biases of the present-day high-resolution atmosphere-only simulation were caused by the use of the coupled model SSC. The advantage of this method is its simplicity. The second method consists of using an anomaly method in which the present-day simulations use observed SSC, while the simulations for the future use the change in sea surface conditions taken from the coupled simulations superimposed on the present-day observations. The idea behind this method is that the use of the simulated climate change signal only would reduce the effect of systematic model biases (de Noblet-Ducoudré et al. 2000). It is indeed often assumed that systematic errors in climate models may partially cancel between simulations of two different climate states (Pan et al. 2001; Sushama et al. 2006), although some systematic biases in simulations of the present climate have been reported to be strengthened in climate change experiments (Wild et al. 1997). However, Pan et al. (2001) suggest that the ratio of simulated climate change to model biases should be taken as a measure of confidence in projected climate changes; if the use of an anomaly method reduces the model bias compared to a climate change experiment in which coupled model SSC are directly used (which is the case here, as will be shown in sections 3 and 4 of this paper), then confidence in the simulated climate change is increased.

"Anomaly" methods are commonly used in climate impact analysis (e.g., Santer 1985; Füssel and van Minnen 2001) and in studies in which models of a particular component of the climate system (e.g., ice sheet or vegetation models) are forced by the output of a coupled climate model (e.g., de Noblet-Ducoudré et al. 2000; Lunt et al. 2004; Charbit et al. 2002). Anomaly forcing of an atmospheric GCM with the output of a coupled ocean–atmosphere climate model belongs to this class of applications. Krinner et al. (2004) applied an anomaly method to treat the oceanic output of a low-resolution climate model of intermediate complexity in order to use these as oceanic boundary conditions in an AGCM paleoclimate study. Using an anomaly method prevents biases in the prescribed SSC for the present, but one has to face several pitfalls, in particular linked to sea ice. For example, contrary to SST in most cases, SIC changes from the coupled model run cannot be simply added to the present-day observed SIC, because the inevitable biases of the coupled model SIC would almost certainly lead to cases in which the constructed future SIC would locally be below 0% or above 100%. If these problems can be solved, this second method appears generally preferable because it is not directly affected by systematic biases of the coupled model (only its climate change signal is used). One might thus expect it to yield a more realistic picture of the present and future regional climate if the climate change signal is not too strongly affected by modern climate biases. In addition, because of the higher ratio between the simulated climate change and the model bias, confidence in the simulated climate change signal will be increased.

Here we apply an anomaly method applied to high-resolution simulations of the Antarctic climate change between the ends of the twentieth and twenty-first centuries. This is, to our knowledge, the first time such an anomaly method is applied to construct oceanic boundary conditions for an atmospheric general circulation model run in a future climate change experiment. Section 2 describes the method. We then discuss the model climatology, which is briefly compared to simulations carried out with prescribed SSC from a coupled model run (section 3). The simulated Antarctic climate change and its consequences on global eustatic sea level are then described in section 4.

2. Method

a. Simulations

We used the LMDZ4 (Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS Paris) atmospheric general circulation model (Hourdin et al. 2006), which includes several improvements for the simulation of polar climates as suggested by Krinner et al. (1997). The model was run with 19 vertical levels and 144 $\times$ 109 (longitude times latitude) horizontal grid points. These are regularly spaced in longitude and irregularly spaced in latitude. The spacing is such that the meridional gridpoint dis-

tance is about 60 km in the region of interest southward of the polar circle. Because of the convergence of the meridians, the zonal gridpoint distance becomes small near the pole (80 km at the polar circle and below 60 km south of 77°S) in spite of the relatively low number of zonal grid points. This is the same grid as that used by Krinner et al. (2007).

The simulations last 21 yr each: from 1980 to 2000 and from 2080 to 2100. The first year of both simulations was discarded as spinup. The prescribed greenhouse gas concentrations (CO_2, CH4, N2O, CFC11, CFC12) are measured values for the end of the twentieth century and follow the Special Report on Emissions Scenarios (SRES) A1B scenario for the period 2080–2100. In the following, the present-day simulation is referred to as O20 (because it uses observed SSC), and the simulation for the end of the twenty-first century is called A21 (because it uses the anomaly method).

The prescribed SSC contain monthly and interannual variability. For the present-day simulation, we prescribed the SSC used in the 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ReAnalysis (ERA-40; Gibson et al. 1996) for the period of interest. The construction of the SSC for the end of the twenty-first century is described in the following subsection.

In this paper, the simulations O20 and A21 are compared to the simulations carried out by Krinner et al. (2007). These latter runs are identical to O20 and A21, but directly use prescribed SSC without interannual variability from a coupled model run and average greenhouse gas concentrations over the respective periods. The simulations of Krinner et al. (2007) are referred to as S20 and S21 [because this is how these simulations were referred to by Krinner et al. (2007), and because these simulations directly use simulated SSC].

b. Constructing future SSC

The climate change signal used to construct the SSC for our model runs come from the L'Institut Pierre-Simon Laplace Coupled Model, version 4 (IPSL CM4; Marti et al. 2005). LMDZ4 is the atmospheric component of IPSL CM4. The climate sensitivity of IPSL CM4 for a doubling of the atmospheric CO_2 concentration from preindustrial values (3.7°C) is situated in the upper part of the range of coupled models of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (de F. Forster and Taylor 2006). The Antarctic polar amplification in IPSL CM4 is 16%; that is, temperature change over Antarctica is 16% greater than that of the global mean. This situates the model close to the average of the Fourth Assessment Report models (Masson-Delmotte et al. 2006). For the end of the twentieth century, we used the IPSL CM4 output of the historic 20CM3 run; for the end of the twenty-first century, we used the SRES A1B scenario run.

SST for our future runs are constructed by taking the SST from IPSL CM4 coupled run for the pertinent year i (between 2080 and 2100) and correcting it for the 1981–2000 mean bias of the IPSL CM4 coupled run: $\mathrm{SST}_i = \mathrm{SST}_{\mathrm{IPSL\ CM4},i} - (\mathrm{SST}_{\mathrm{IPSL\ CM4,1981–2000}} - \mathrm{SST}_{\mathrm{ERA,1981–2000}})$. In this way, the interannual SSC variability prescribed in our future simulations is that simulated by the coupled model. The anomaly method could also have been defined such that the interannual variability of SSC would have been that of the observations. There are arguments in favor of (and against) both possible choices; it is not obvious to us that one or the other should be preferable. The interannual variability of the simulated present and future climate, and its link to the interannual variability of prescribed SSC, is analyzed in section 4c. SST is set to −1.8°C in regions where the sea ice concentration (see following paragraph) is above zero.

SIC is much more complicated to treat. As stated before, simple additions as carried out for the SST can easily lead to negative SIC or values above 100%. We require the method for constructing the future SIC to fulfill several criteria:

1) Regional characteristics of the coupled model's climate change signal (e.g., strong reduction in one sector of the Southern Ocean versus slight increase in another sector) have to be reproduced. This is an obvious requirement to fulfill.
2) The fractional change of total hemispheric sea ice extent between 1981–2000 and 2081–2100, as simulated by the coupled model, has to be conserved. The motivation for this criterion is that sea ice is a strictly positive variable, like precipitation. Anomaly methods usually treat such variables with respect to fractional rather than absolute change (Hewitson 2003), in order to prevent negative values (or, in our case, values above 100%) to occur. Temperatures are more usually treated using absolute anomalies. It is noteworthy in this context that it is easy to show that when temperature is expressed in kelvins, an anomaly method based on fractional change yields results that are very close to those obtained using absolute anomalies, as long as the model biases are much smaller than the absolute temperatures expressed in kelvins (which is the case).
3) The interannual variability in the prescribed future SIC should be that of the coupled model run, in order to be coherent with the SST reconstruction.

The method described in the following has been designed as the simplest procedure yielding results compliant with the criteria outlined above.

The polar regions of both hemispheres are divided into 12 sectors of 30° longitudinal extent each. For each hemisphere ($h = 1, 2$), each sector ($s = 1 \ldots 12$), and each month ($m = 1 \ldots 12$), the coupled model 1981–2000 average monthly sea ice extent $e_{20,h,s,m}$ is calculated as the spatially integrated sea ice concentration in the corresponding sector. The same is done for each year $y = 2080 \ldots 2100$ of the twenty-first century coupled model run, yielding sea ice extents $e_{21,h,s,m,y}$. For each sector, a fractional sea ice extent change from the monthly average 1981–2000 conditions to each month of each year of the last decades of the twenty-first century can then be calculated for both hemispheres:

$$f_{h,s,m,y} = \frac{\sum_{\bar{s}=s-1}^{s+1} e_{21,h,\bar{s},m,y}}{\sum_{\bar{s}=s-1}^{s+1} e_{20,h,\bar{s},m,y}}.$$

These fractional changes f contain information about the regional characteristics of the sea ice changes, allowing us to fulfill the criterion 1 described above. As can be seen from the above equation, the fractional change f for a given sector is calculated using the sea ice extents of the given sector itself and of its two neighboring sectors. This smoothing prevents "jumps" in the constructed sea ice concentration at the sector limits. A total hemispheric fractional change is similarly calculated: $F_{h,m,y} = E_{21,h,m,y}/E_{20,h,m}$. This hemispheric value will be used to control the constructed SIC such that the fractional change of total hemispheric sea ice extent is conserved (thus satisfying criterion 2). Using sea ice extent of the individual months for the end of the twenty-first century, but the multiyear monthly mean sea ice extent for the end of the twentieth century, ensures that the interannual variability from the twenty-first century coupled model run is reproduced in the constructed twenty-first century SSC (criterion 3). The sectorial and hemispheric fractional sea ice changes $f_{h,s,m,y}$ and $F_{h,m,y}$ are then applied to the present-day monthly mean observed SIC (average for 1981 to 2000) as described in the following. The present-day multiyear monthly mean observed SIC is first regridded onto the equal-area polar NSIDC EASE grid at 25-km resolution (Armstrong et al. 1997). These sea ice data are then interpolated over the continents using the boundary condition that there is no sea ice equatorward of 55° latitude. The whole Antarctic continent is replaced by sea ice. The sectorial fractional sea ice changes $f_{h,s,m,y}$ are then applied to this extended sea ice map by replacing the sea ice concentration $c_{i,j}$ in each grid cell (indices i, j) by the maximum of all its neighboring (including itself) grid cells if $f_{h,s,m,y} > 1$ (and correspondingly, the minimum if $f_{h,s,m,y} < 1$):

$$c_{i,j}^{n+1} = \max(c_{k,l}^{n}); \quad k \in \{i-1, i, i+1\}; \quad l \in \{j-1, j, j+1\}.$$

It is this procedure that makes necessary the interpolation of the observed sea ice distribution over the continents mentioned above; otherwise, the absence of sea ice over land could lead to spurious large areas of open ocean in the case of a sea ice reduction, for example, around Arctic islands. The procedure is then repeated until the new constructed sectorial sea ice extent $N_{21,h,s,m,y}$ is close to the observed present-day observed extent $O_{h,s,m}$ times the sectorial fractional sea ice change $f_{h,s,m,y}$:

$$\left| \frac{N_{21,h,s,m,y}}{O_{h,s,m} f_{h,s,m,y}} - 1 \right| = a,$$

where a is set equal to 0.002. The iterations are also terminated if the error $\Delta = N_{21,h,s,m,y} - O_{h,s,m} f_{h,s,m,y}$ changes its sign between two successive steps. In this case, the final sea ice distribution is calculated as a weighted mean between these two successive sea ice distributions, with the weighting chosen such that $\Delta = 0$. The same procedure is then applied to this intermediate twenty-first century sea ice distribution on a hemispheric basis in order to ensure that the fractional change of total hemispheric sea ice extent from the coupled model is reproduced.

Figure 1 displays the monthly mean Antarctic sea ice extent in simulations O20, A21, and from the twentieth and twenty-first century IPSL CM4 coupled runs (which were directly used in the simulations S20 and S21). As stated by Krinner et al. (2007), sea ice extent is underestimated in the coupled IPSL CM4 twentieth-century historic run. The relative error of the coupled model with respect to the observed sea ice extent is corrected by the anomaly method, yielding a larger sea ice extent in A21 than in the twenty-first century IPSL CM4 coupled run directly used in S21. The skewed sea ice seasonality simulated by the coupled model (sea ice minimum too long, sea ice maximum too short) is also corrected by the anomaly method.

Figure 2 displays maps of the (a) observed and (b) simulated 1981–2000 sea ice extents, (c) the 2081–2100

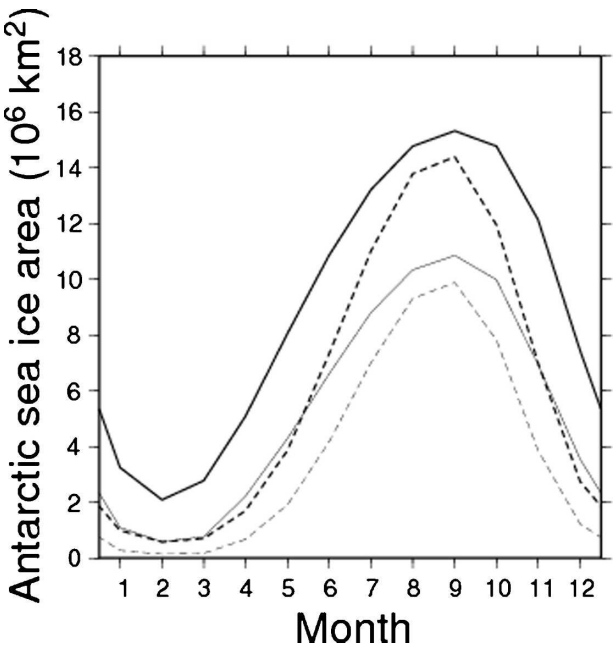


FIG. 1. Prescribed Antarctic sea ice area ($\times 10^6$ km^2): mean values for 1981–2000 and 2081–2100, respectively. Thick continuous line: O20. Thick dashed line: IPSL CM4 coupled run 1981–2000 (used in S20). Thin continuous line: A21. Thin dashed line: IPSL CM4 coupled run 2081–2100 (used in S21).

sea ice extent constructed with the anomaly method, (d) the simulated 2081–2100 sea ice extent, and the sea ice concentration change between the ends of the twentieth and the twenty-first century (e) as constructed using the anomaly method and (f) as simulated by the coupled model. The figure further contains maps of the corrections applied to the simulated (g) twentieth and (h) twenty-first century sea ice concentrations, and (i) the difference between these. One can see that the regional characteristics of the sea ice concentration change simulated by IPSL CM4 (Fig. 2e)—for example, the weak increase off Wilkes Land—are reproduced by the anomaly method (Fig. 2f). Overall, the sea ice concentration change constructed with the anomaly method (Fig. 2f) is stronger than the one simulated by IPSL CM4 (Fig. 2e) because the present-day observed sea ice concentration (Fig. 2a) is higher than the one simulated by IPSL CM4 (Fig. 2b). Nevertheless, the future sea ice extent constructed with the anomaly method (Fig. 2c) remains larger than the one simulated by the coupled model (Fig. 2d), as can also be seen in Fig. 1. Figures 2g and 2h show clearly that the pattern of the differences between S20 and O20 (Fig. 2g) is conserved in the difference between A21 and S21 (Fig. 2h). That is, the spatial pattern of the sea ice concentration bias of S20 is "corrected" in the future climate simulation A21.

3. Model climatology

a. Temperature

Figure 3a displays the annual mean of the absolute monthly surface air temperature bias $\beta = \overline{|T_{\mathrm{obs},i} - T_{\mathrm{mod},i}|}$ ($i = 1 \ldots 12$) (the overline denotes the time mean) in simulation O20. The monthly mean surface air temperature observations used here are Antarctic manned station data compiled by the Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) Reference Antarctic Data for Environmental Research (READER) project (http://www.antarctica.ac.uk/met/READER/) and automatic weather station (AWS) data available via http://uwamrc.ssec.wisc.edu/aws.html. To ensure at least some climatological representativity of the AWS data, their inclusion in this analysis was subject to the conditions that 1) the AWS had to be operational during at least 85% of an individual month and 2) for each month of the year, data had to be available for at least two (not necessarily successive) years. An exception was made for the Dome F AWS, because filtering out data from this AWS would have left a huge data-void region in central East Antarctica. Manned station data were restricted to the period 1981 to 2000, while AWS data were not restricted in time after 2000 in order to allow inclusion of as many AWS as possible (the first AWS were operational at the beginning of the 1980s). The model temperatures were altitude-corrected using the vertical surface air temperature sensitivity to surface altitude changes ($\partial T_s/\partial h_s$) given by Krinner and Genthon (1999). The typical mean error β is about 3° to 4°C. Some strong model errors seem to occur in coastal regions. At least part of these biases are due to the large horizontal climate gradients in the coastal regions. For example, the two data points Dumont d'Urville and D-10 at about 144°E, 67°S are only distant by about 10 km. The Dumont d'Urville research station is situated on an island a few kilometers off the coast, while D-10 is an AWS on the ice sheet a few kilometers inland. Climate differs quite strongly between these two places, which are represented by the same GCM grid point. As a consequence, the model error β (which takes into account an altitude correction, but does not correct for physical characteristics of the observation site, which, in particular at coastal sites, might differ from the large-scale characteristics) is below 1°C for D-10, while it is 4.4°C for Dumont d'Urville. Obviously similar cases might occur at other coastal sites. Another suspect point is the Theresa AWS at 84.6°S, 115.8°W, where β exceeds 6°C. As can be seen in Fig. 2a, the model biases at other data points close to the Theresa AWS are much lower, and there is no obvious reason why

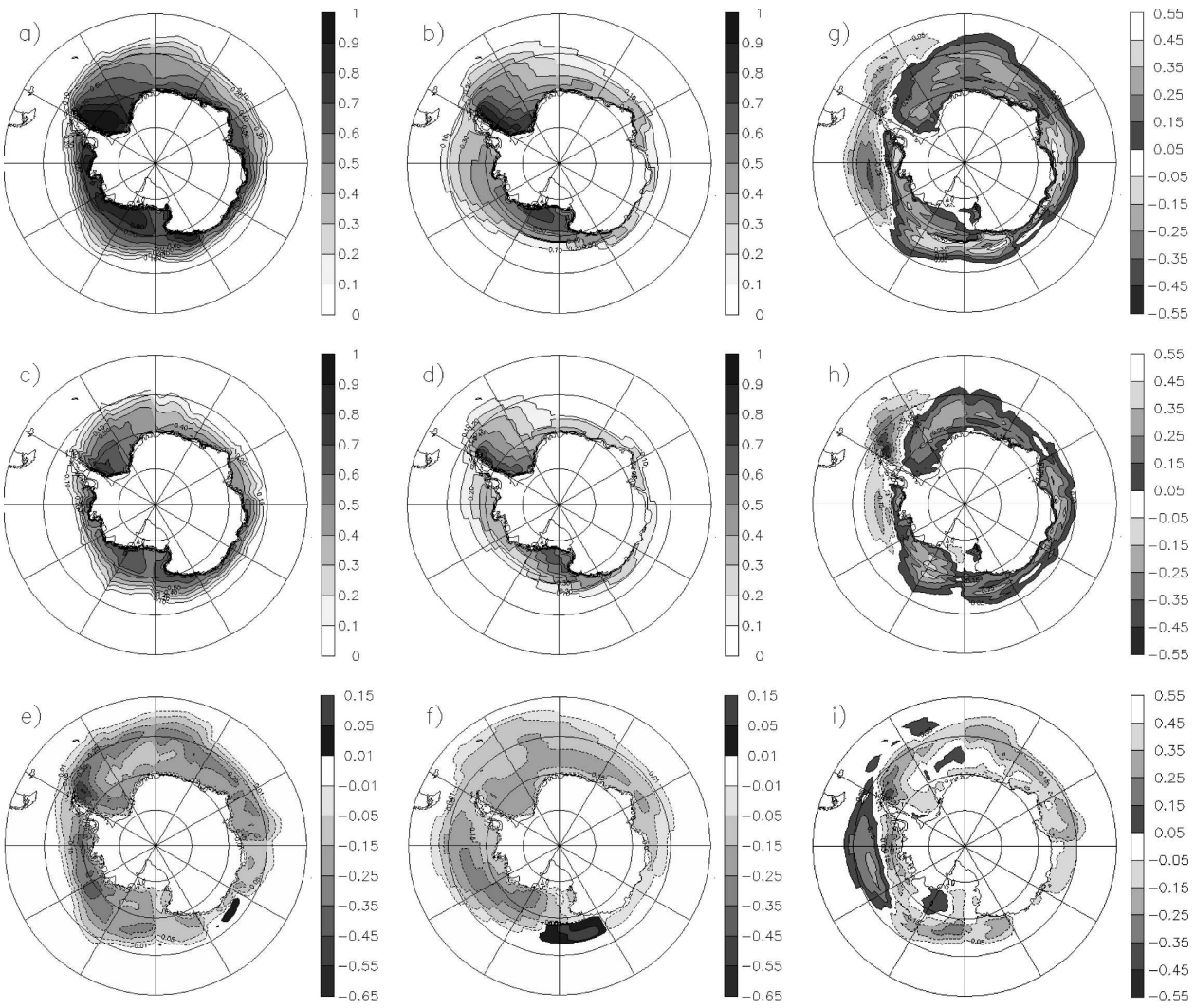


FIG. 2. Annual mean sea ice concentrations (no unit, between 0 and 1) and changes: (a) O20; (b) S20; (c) A21; (d) S21; (e) A21–O20; (f) S21–S20; (g) O20–S20; (h) A21–S21; (i) (A21–S21) − (O20–S20) [=(A21–O20) − (S21–S20)].

the model performance should be locally so bad in a fairly uniform region. We therefore suspect that the Theresa AWS data might be erroneous.

Figure 3b displays the difference in the annual mean of the absolute monthly surface air temperature bias β between O20 and S20. The impact of using observed SSC, compared to (biased) SSC from a coupled model, is not very strong. The use of observed SSC reduces the surface air temperature biases in West Antarctica, but the model performance is slightly deteriorated in East Antarctica. This means that error compensation by biased SSC, which does not occur in O20, misleadingly improves the apparent model performance in S20 in East Antarctica. As expected, using observed SSC improves the model performance particularly in regions with oceanic climate (Southern Ocean islands and the Antarctic Peninsula, especially at the tip).

b. Sea level pressure

Figure 4 displays the simulated sea level pressure in O20 and S20 compared to the ERA-40 data for 1981–2000 for December–February (DJF) and June–August (JJA). At both seasons, a clear reduction in the bias over the Southern Ocean appears in O20 (Figs. 4a,c) compared to S20 (Figs. 4,d). Here the beneficial impact of using observed SSC is obvious. Nevertheless, the spatial structure of the biases is similar in O20 and S20. In winter, the model underestimates the intensity of the Amundsen Sea low (Figs. 4c,d) and shows a ternary negative bias pattern at lower latitudes (40° to 60°S). The summer bias pattern is vaguely reminiscent of the winter pattern, but the biases are weaker, and almost vanish for O20.

It has been shown before that Antarctic sea ice con-

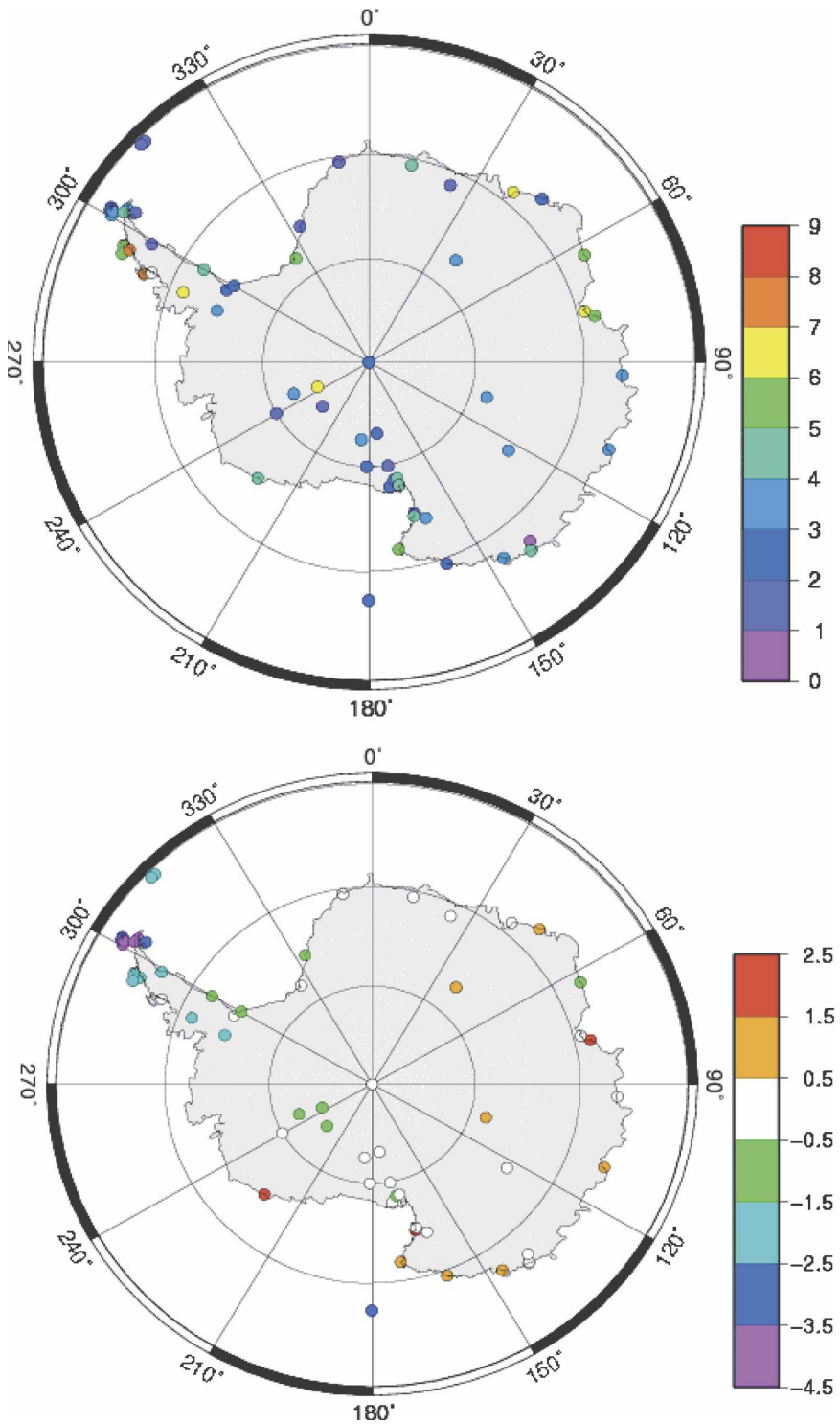


FIG. 3. Simulated surface air temperature compared to AWS and manned station measurements. (a) Mean absolute monthly mean error (see text) in °C for simulation O20. (b) Difference in the mean absolute monthly mean error between O20 and S20.

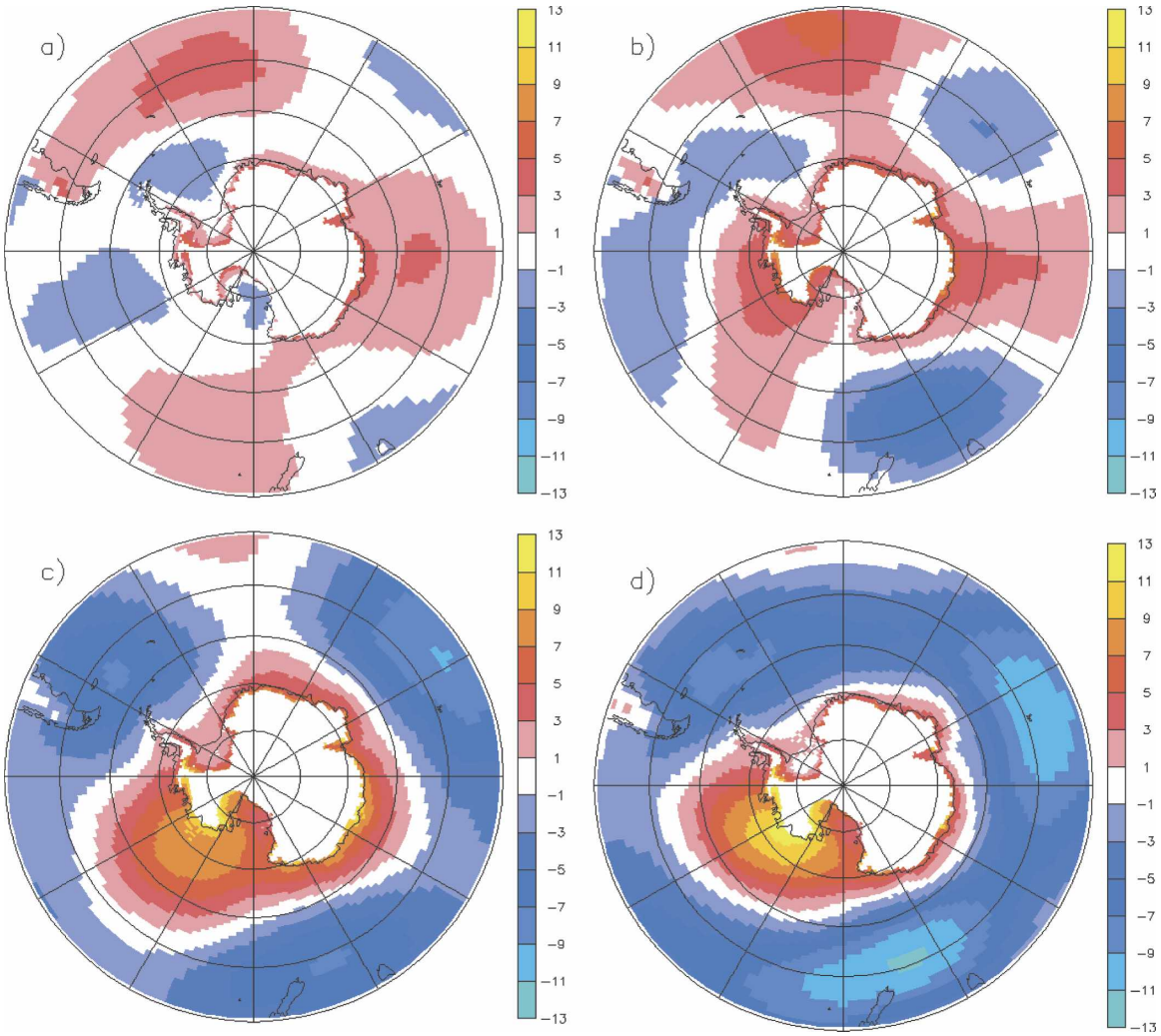


FIG. 4. Bias of the simulated annual mean sea level pressure (hPa) with respect to ERA-40 data for 1981 to 2000: (a) O20 − ERA-40, DJF; (b) S20 − ERA-40, DJF; (c) O20 − ERA-40, JJA; (d) S20 − ERA-40, JJA. Values masked in regions with surface elevation >1000 m.

centrations strongly influence the regional atmospheric circulation (e.g., Simmonds and Budd 1991; Simmonds and Wu 1993). A significant improvement of the simulated sea level pressure patterns in response to using "perfect" oceanic boundary conditions is therefore an expected model behavior.

c. Surface mass balance

Following Krinner et al. (2007), the simulated surface mass balance is defined as $B = S + fR - E - (1 - f)M$, where S is the snowfall, R the rainfall, E the mass flux associated with turbulent latent heat transfer (positive upward), M the melt, and f the fraction of liquid surface water that freezes during percolation in the snowpack (Pfeffer et al. 1991; Thompson and Pollard 1997). This definition neglects transport and sublimation of blowing snow, which can locally be an important component of the surface mass balance (Gallée et al. 2001; Frezzotti et al. 2004).

Krinner and Werner (2003) propose a measure of the skill of climate models in reproducing observed surface mass balance (for positive mass balances only). In this definition, the model skill s is calculated as

$$s = \min\left(\frac{B_{\mathrm{Obs}}}{B_{\mathrm{Mod}}}, \frac{B_{\mathrm{Mod}}}{B_{\mathrm{Obs}}}\right).$$

The calculated skill varies between 0 (large error) and 1 (perfect agreement). Figure 5a shows the surface mass balance skill of simulation O20 for the data points selected by Krinner et al. (2007). The data points were selected for the reliability of the method and the length of the record; see Krinner et al. (2007) and references

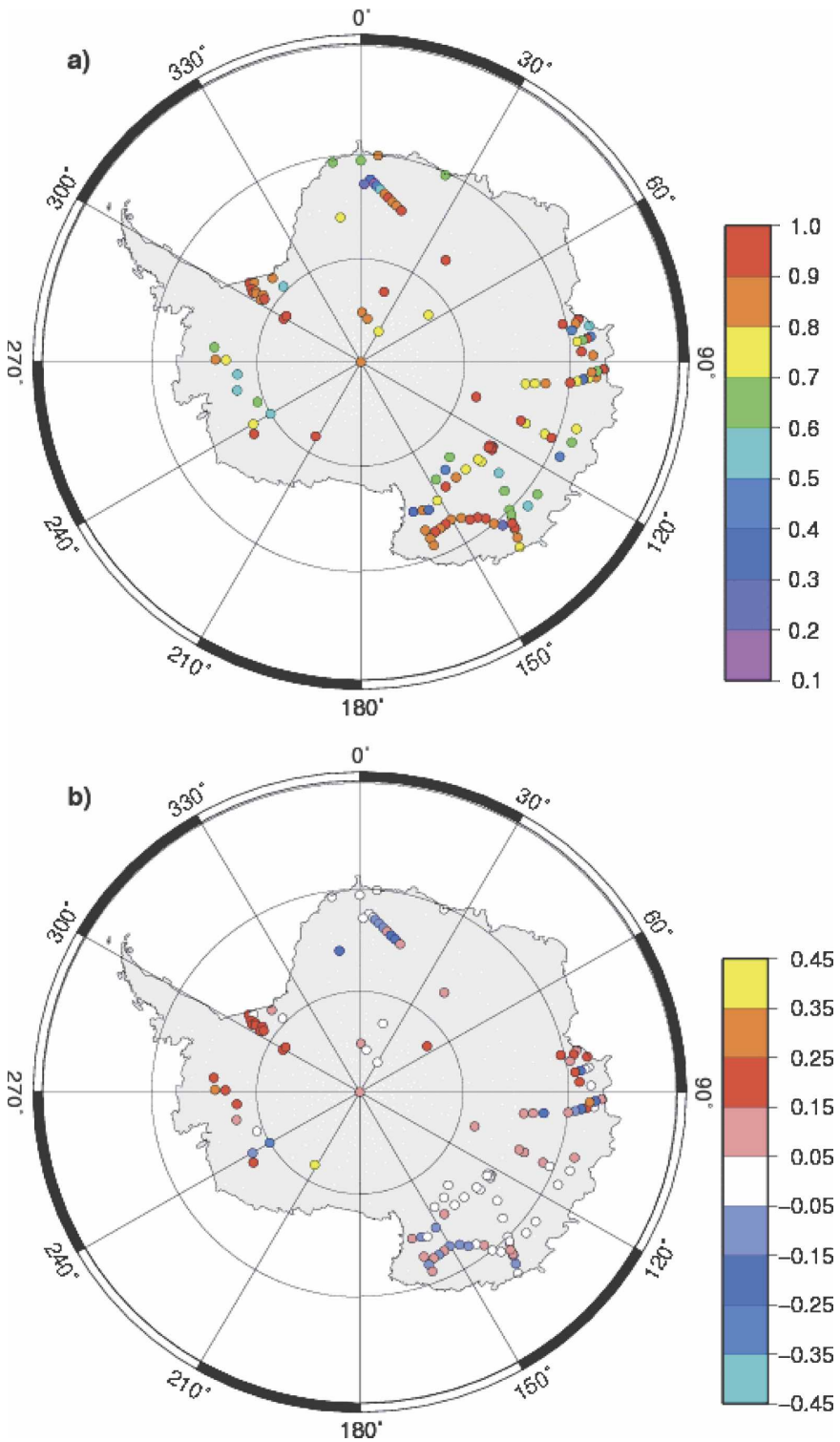


FIG. 5. Surface mass balance skill (between 0 and 1; dimensionless). (a) Simulation O20; (b) difference between O20 and S20.

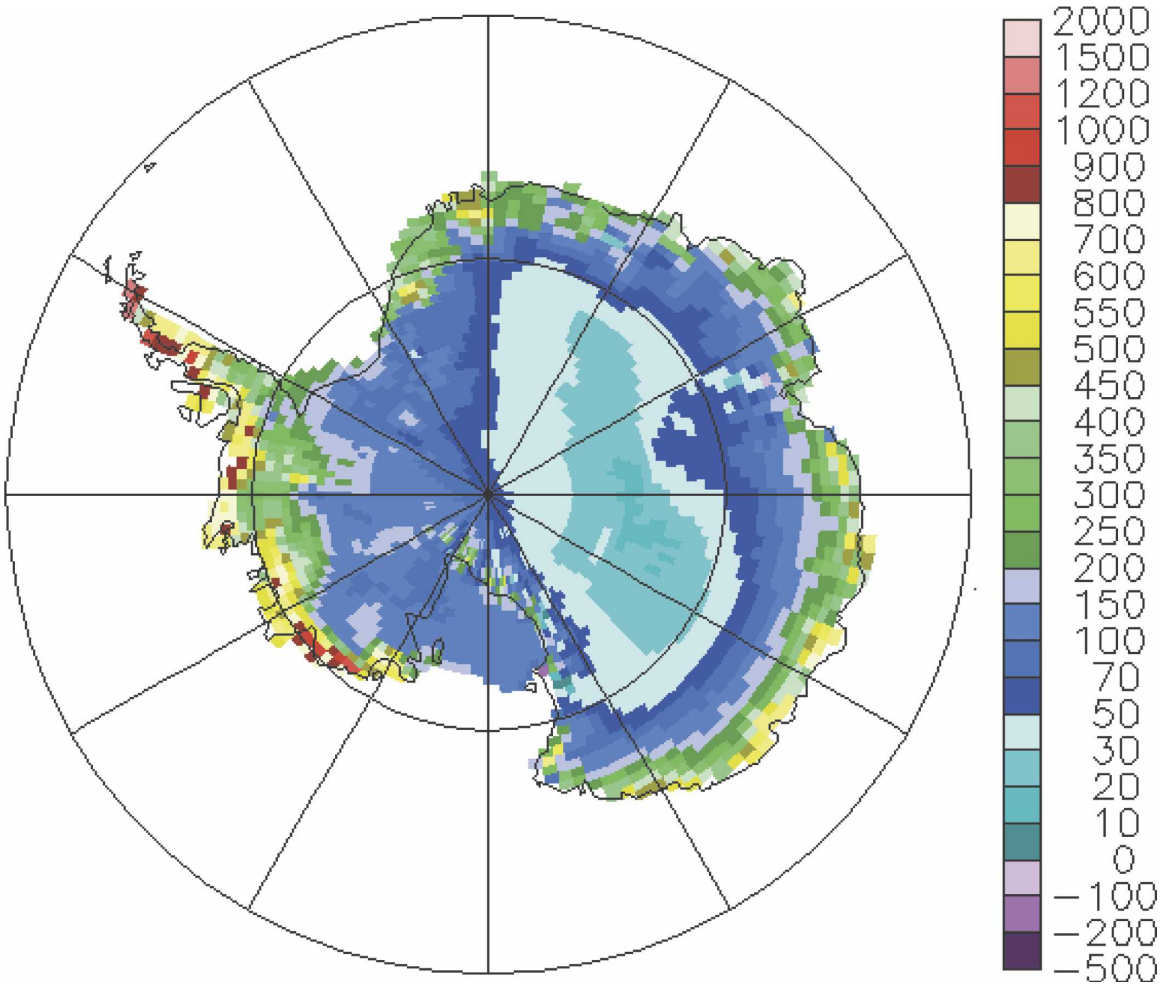


FIG. 6. Surface mass balance (kg m^{-2} yr^{-1}) simulated in O20 for 1981–2000.

therein. The model skill is generally fairly high, the mean value being 0.77, that is, an over- or underestimate of the observed surface mass balance of about 20%. In places where several data points fall into one GCM grid box, the difference between these observational data is typically of the order of 10%. In these cases, even a "perfect" model could therefore not exceed a skill of about 0.95 (5% deviation from each of the individual data points). Taking these 10% as an estimate of the continental average variability at spatial scales unresolved by the GCM, we therefore suggest that 0.95 would be the continental average score of a perfect model, and that the 0.77 obtained by LMDZ4 therefore indicates that the model error is typically below 20%. There are indications that the kilometer-scale SMB variability in Antarctica might actually be much higher, of the order of 30% (Frezzotti et al. 2005; Arthern et al. 2006), further reducing the maximum skill a "perfect" model would obtain.

As stated by Krinner et al. (2007), the simulated surface mass balance is regionally fairly sensitive to biases of the prescribed SSC in S20. This is quantified in Fig. 5b, which displays the skill difference between O20 and S20. This difference is mostly positive, indicating a higher skill in O20 than in S20. Similar to what has been seen for the temperature, the improvements are most notable in West Antarctica, where the influence of the oceanic conditions on the ice sheet climate and its variability is strong (e.g., Genthon et al. 2005).

The continental mean surface mass balance in O20 is 160 kg m^{-2} yr^{-1}, which is not very different from the 151 kg m^{-2} yr^{-1} given by Krinner et al. (2007) for S20. The accumulation, which is also 160 kg m^{-2} yr^{-1} because runoff is negligible, falls within the range of observational estimates between 135 and 184 kg m^{-2} yr^{-1} (Giovinetto et al. 1992; Yamazaki 1994). Figure 6 displays the annual mean surface mass balance simulated in O20. It shows the well-known pattern of very low

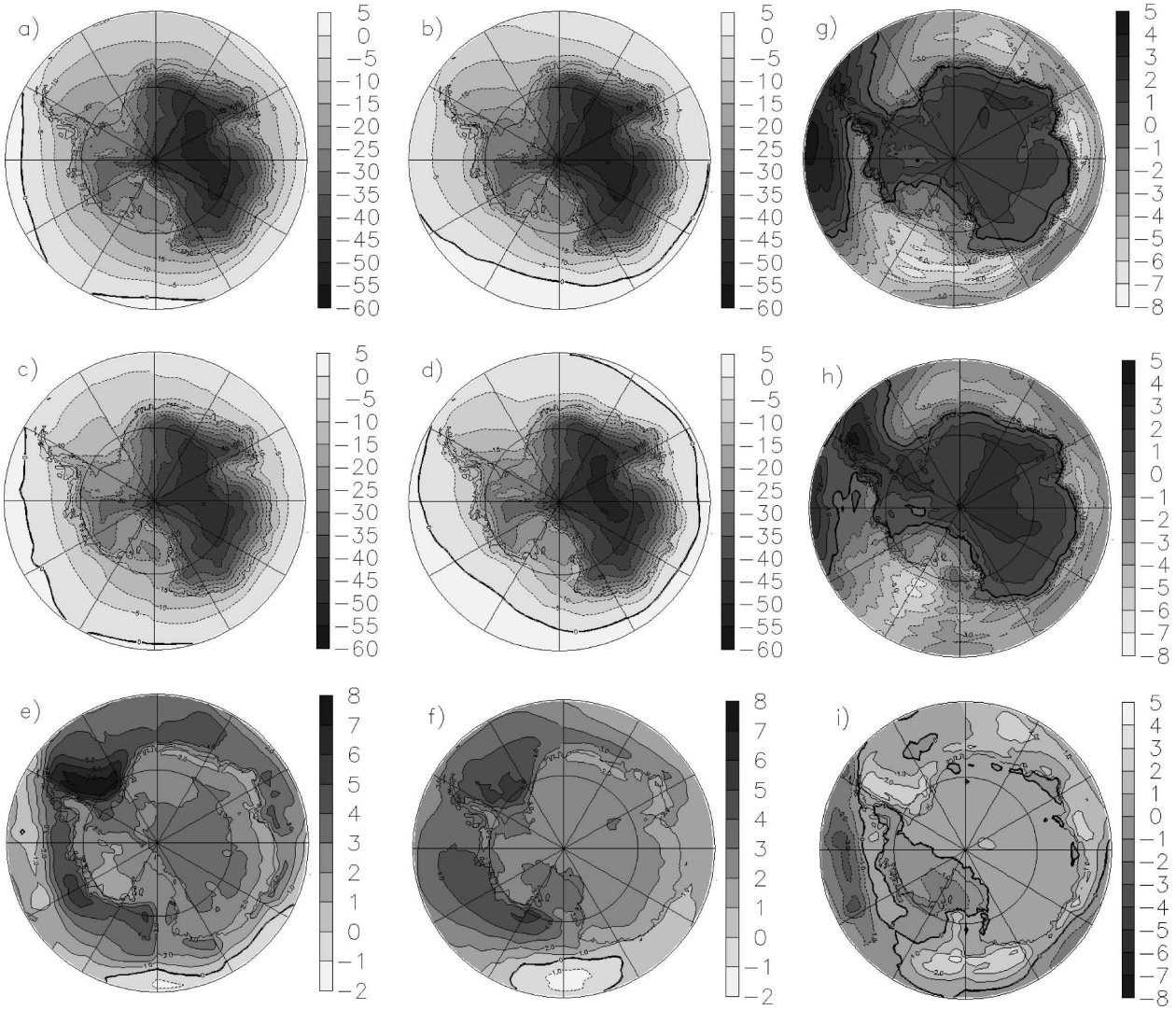


FIG. 7. As in Fig. 2, but for simulated surface air temperature (°C).

values in the interior and on the large ice shelves, net ablation in the Dry Valley area, generally strong gradients in the coastal regions, and high surface mass balances over the peninsula, particularly on the western side, and in Mary Byrd Land.

4. Simulated climate change

a. Temperature change

The simulated continental mean annual mean surface air temperature change is 2.8°C for A21–O20 and 2.6°C for S21–S20. The value is thus very similar on the continental scale, but regional differences exist. Figure 7 displays the annual mean surface air temperature for the simulations O20 (Fig. 7a), S20 (Fig. 7b), A21 (Fig. 7c), and S21(Fig. 7d); the simulated annual mean temperature changes A21–O20 (Fig. 7e) and S21–S20 (Fig. 7f); and the temperature change induced by the use of the anomaly method (O20–S20: Fig. 7g and A21–S21: Fig. 7h). Furthermore, Fig. 7i displays the difference of the effect of the anomaly method between the two periods considered [(A21–S21) − (O20–S20)]. In central East Antarctica, the temperature change simulated using the anomaly method (Fig. 7e) is stronger than the one simulated when the coupled model SSC are directly used (Fig. 7f). On the contrary, the warming with the anomaly method is weaker in West Antarctica, in particular in Mary Byrd Land. The weaker warming in this region is linked to atmospheric circulation changes in the Amundsen–Bellingshausen Seas area, which is in turn linked to the prescribed sea ice concentration

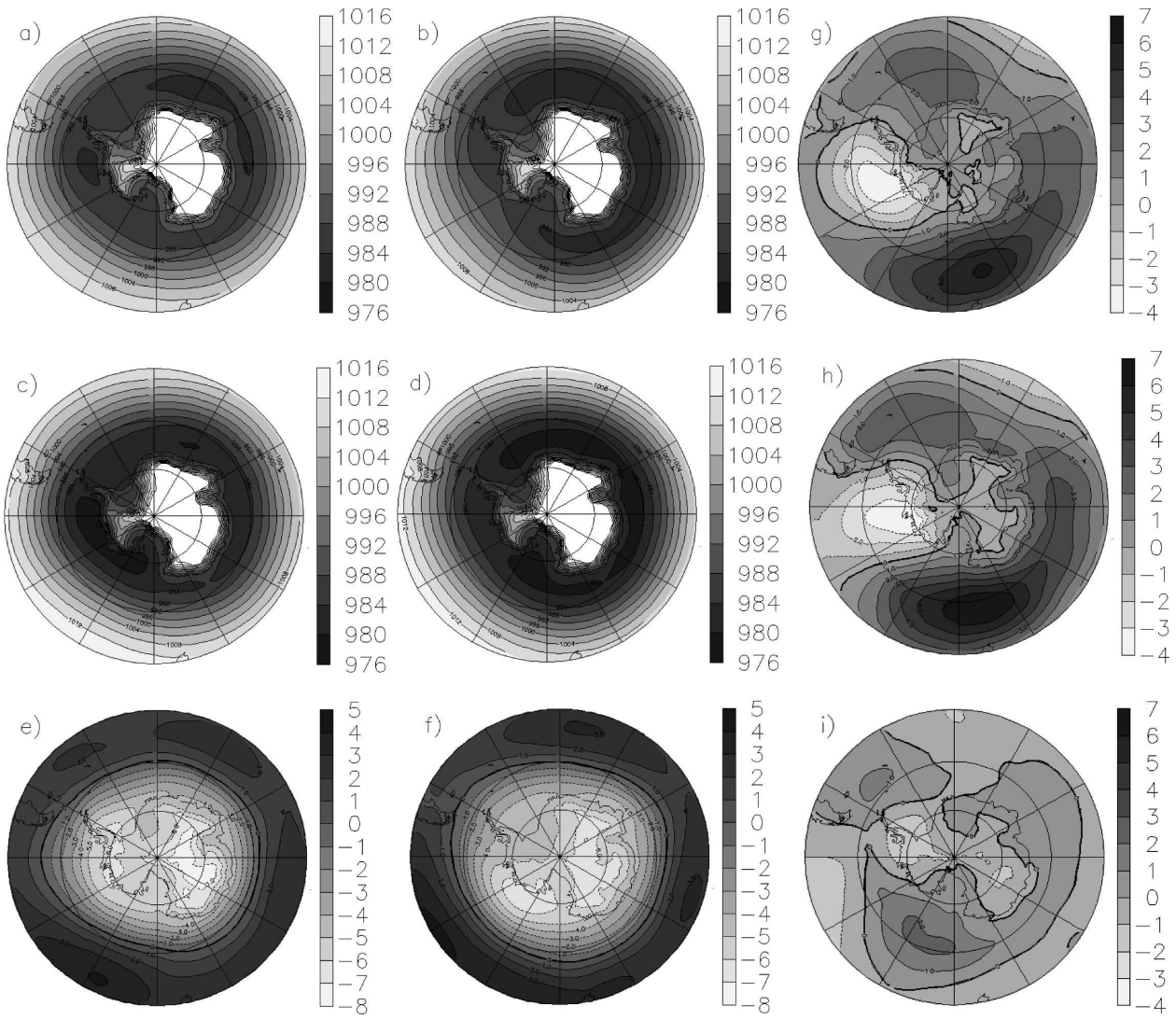


FIG. 8. As in Fig. 2, but for simulated annual sea level pressure (hPa).

changes. The prescribed sea ice concentration changes in that region (Figs. 2e,f) are such that the anomaly method yields the maximum sea ice concentration decrease farther east. Because of the strong link between Antarctic sea ice concentration and cyclonic activity (Simmonds and Wu 1993), this induces differential changes in cyclone density and thus sea level pressure (Fig. 8): the spatial patterns of sea level pressure changes in the Amundsen–Bellingshausen Seas area are very similar to the sea ice concentration changes. Over Mary Byrd Land, the modified sea level pressure patterns induce an increased cold outflow from the interior of the continent in A21 compared to O20 (Fig. 8e), thus weakening the future climate warming there (Fig. 7e). In S21 compared to S20, the sea level pressure changes do not induce such a cold flow (Fig. 8f), and therefore the future warming is not weakened (Fig. 7f). As stated before, the anomaly method yields a stronger warming in the interior of the continent. This might be linked to the fact that the prescribed absolute total change of sea ice extent from the end of the twentieth to the end of the twenty-first century is stronger with the anomaly method (Figs. 2e,f), because the IPSL CM4 coupled model simulates too little sea ice at all seasons (Fig. 1). Thus the change in oceanic energy available to heat the interior of the Antarctic continent is larger with the anomaly method, leading to a generally stronger climate change signal (except in regions such as Mary Byrd Land where regional circulation changes induce an opposite signal).

It is interesting to note that the impact of the

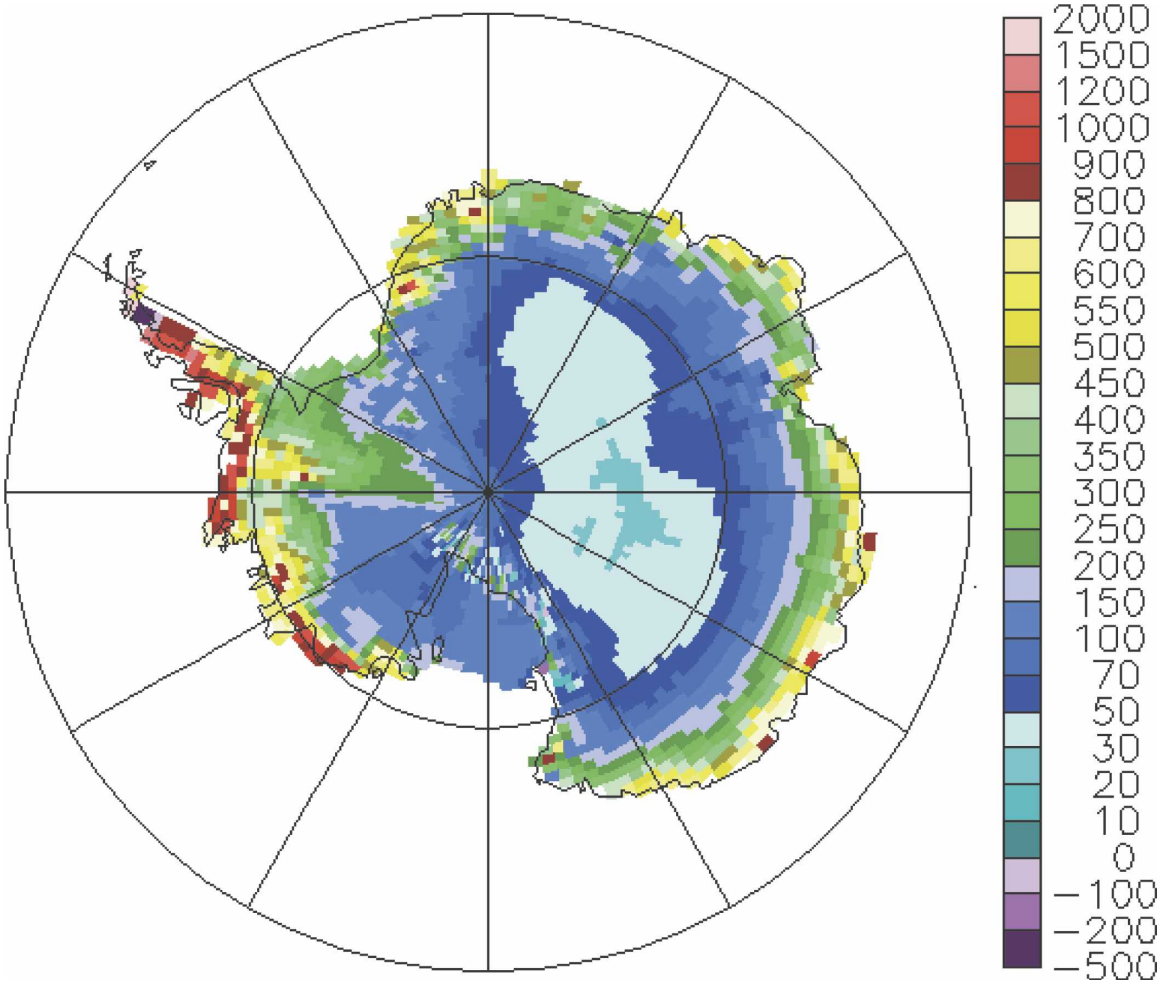


FIG. 9. Surface mass balance (kg m^{-2} yr^{-1}) simulated in A21 for 2081–2100, SRES A1B scenario.

anomaly method on the simulated annual mean surface air temperature is very similar for the end of the twentieth century (Fig. 7g) and the end of the twenty-first century (Fig. 7h). The difference between these two, shown in Fig. 7i, is indeed fairly weak. This is clearly linked to the similarity of the sea ice changes induced by the anomaly method at both periods (Figs. 2g,h). In the anomaly experiments O20 and A21, surface air temperatures over the oceans are reduced where the corrected sea ice concentration is higher than simulated by the coupled model, and vice versa. The same observation (similar impact of the anomaly method at both periods) applies to sea level pressure, as can be seen by visually comparing Figs. 8g and 8h. Again, the impact of the sea ice correction in the present-day simulation can be used as an excellent predictor of the impact of the anomaly method in the climate change experiment, at least as far as the spatial pattern of this impact is concerned.

b. *Surface mass balance change*

The continental mean surface mass balance (Fig. 9) is 204 kg m^{-2} yr^{-1} in A21, that is, 44 kg m^{-2} yr^{-1} more than in O20. The corresponding numbers for the grounded parts of the ice sheet are 153 kg m^{-2} yr^{-1} for O20 and 196 kg m^{-2} yr^{-1} for A21. This surface mass balance increase corresponds to a global eustatic sea level decrease of 1.5 mm yr^{-1}. This is about 40% more than the 1.05 mm yr^{-1} for the corresponding change between S20 and S21.[1] In both cases (A21 with respect to O20 and S21 with respect to S20), the surface mass balance increase from the end of the twentieth to the end of the twenty-first century is very similar to the precipitation increase, because the sublimation and

[1] Krinner et al. (2007) report 1.2 mm yr^{-1} for the difference between S21 and S20. This slightly different number resulted from an error in the grounded ice sheet mask they used.

TABLE 1. Regional precipitation changes ΔP ($\times 10^{12}$ kg yr^{-1}) from O20 to A21 and from S20 to S21. Here the limits between East and West Antarctica are the 180° and 30°W meridians.

Region	ΔP, A21−O20	ΔP, S21–S20
Antarctica	652	479
East Antarctica, coastal regions (below 1500 m)	140	86
West Antarctica, coastal regions (below 1500 m)	280	229
East Antarctica, intermediate altitudes (between 1500 and 2500 m)	95	55
West Antarctica, intermediate altitudes (between 1500 and 2500 m)	52	47
Plateau regions (above 2500 m)	85	61

runoff increases are each only of the order of 2 kg m^{-2} yr^{-1} and thus very small compared to the precipitation changes. Interannual variability of the continental mean SMB is 7 kg m^{-2} yr^{-1} in O20 and 9 kg m^{-2} yr^{-1} in A21.

Table 1 gives a breakdown of the precipitation changes between East and West Antarctica for different altitude bands. The spatially integrated precipitation increase is 652×10^{12} kg yr^{-1} in A21–O20 and 479×10^{12} kg yr^{-1} in S21–S20. Similar to what Krinner et al. (2007) already stated for S21–S20, the spatially integrated precipitation increase over the grid points below 1500 m is twice that over the grid points above 1500 m when the anomaly method is used. More than 40% of the total Antarctic precipitation increase occurs over the West Antarctic coastal regions in both climate change experiments. Figure 10 displays the precipitation and its changes for the different experiments. The strong precipitation increase over the Antarctic Peninsula (Figs. 10e,f) is consistent with the sea level pressure changes (Figs. 8e,f), which show increased westerly flow in this area, implying enhanced moisture advection from the Bellingshausen Sea, particularly in the anomaly experiment. Similarly, the precipitation reduction over the interior of Mary Byrd Land and the Ross Ice Shelf in the anomaly experiment is consistent with the increased outflow of cold, dry air from the interior of West Antarctica, which, as shown before, follows the sea level pressure changes induced by the sea ice concentration changes (Figs. 2e, 7e, and 8e). In coastal East Antarctica, the precipitation increase from O20 to A21 is fairly evenly distributed both in time (seasonally) and in space (longitudinally). It appears to be a fairly direct consequence of warming (linked to the imposed sea ice concentration decrease and greenhouse gas concentration increase) and increased cyclone intensity, as can be seen from the sea level pressure decrease (which, again, is linked to the imposed sea ice concentration decrease).

In this respect, it is noteworthy that the changes in cyclone system density and depth between O20 and A21 (not shown) are very similar to those reported by Krinner et al. (2007) for the changes between S20 and S21: system density increases off West Antarctica and decreases slightly off East Antarctica, the latter decrease being more than compensated for by an increase in the average intensity of the individual cyclonic systems, coherent with the sea level pressure decrease in the Antarctic region seen in Figs. 8e and 8f. In both experiments, the large-scale sea level pressure decrease in the Antarctic region is counterbalanced by a pressure increase at lower latitudes. This combined signal is equivalent to a more positive phase of the southern annular mode, as seen in previous climate change experiments (see Krinner et al. 2007, and references therein).

As already noted for temperature and surface air pressure, Figs. 10g and 10h illustrate that the precipitation change induced by the use of the anomaly method is very similar for both climatic periods considered. This is an obvious consequence of the fact that the precipitation changes are a consequence of the combined influences of circulation and temperature changes, which are similar for both periods. Thus, similar to what has been seen for temperature and sea level pressure, the impact of the anomaly scheme on the simulated precipitation (and hence surface mass balance) in the twentieth-century control experiments can be used as a predictor of its impact on the climate predictions. However, Fig. 10i shows that the anomaly method modifies the amplitude of some characteristics of the simulated climate change. For example, the projected dipole of precipitation change in West Antarctica (precipitation increase over the Antarctic Peninsula versus a decrease in parts of Mary Byrd Land; Figs. 10e,f) is amplified due to the impact of the anomaly method on the atmospheric circulation patterns (Figs. 8g,h).

As can be seen in Table 1, approximately 60% of the total difference of the spatially integrated precipitation increase between A21–O20 on one hand and S21–S20 on the other hand (105×10^{12} kg yr^{-1} out of 173×10^{12} kg yr^{-1}) occurs in the coastal regions below 1500-m altitude and this is about equally distributed between West and East Antarctica. Figure 10i displays the difference of the precipitation increase between A21–O20 on one hand and S21–S20 on the other hand. Large differences are visible in West Antarctica, where a di-

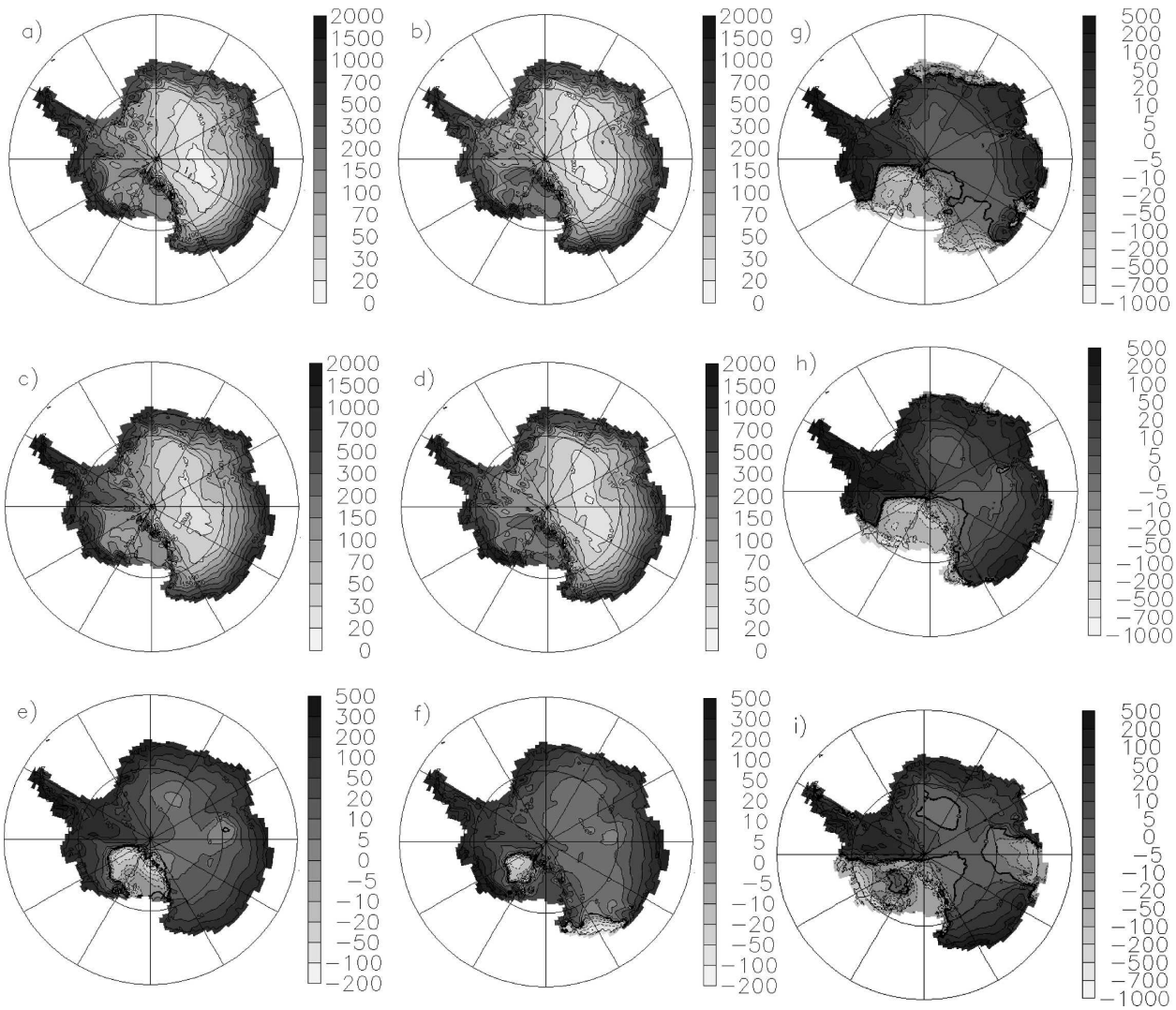


FIG. 10. As in Fig. 2, but for simulated annual mean precipitation (kg m^{-2} yr^{-1}).

pole exists between Mary Byrd Land and the Antarctic Peninsula (a consequence of sea level pressure changes linked to the prescribed sea ice changes, as shown before), and off Wilkes Land, where the anomaly method yields precipitation increase from O20 to A21, while the direct use of the coupled model SSC induces a precipitation decrease from S20 to S21, as discussed by Krinner et al. (2007). In both experiments, sea ice concentration changes in the next 100 yr off Wilkes Land are weak; there is even a slight increase, weaker in the anomaly experiment than in the original coupled model output. In this region, this slight difference is obviously enough to induce opposite precipitation changes coherent with the differences in the prescribed sea ice changes (more sea ice leading to cooler temperatures and thus a precipitation reduction).

c. *Atmospheric interannual variability and its link to sea ice*

As stated in section 2, our present-day simulation (O20) uses observed interannually varying SSC, but the prescribed interannual variability of SSC in the future simulation (A21) is derived from that of the coupled model. The question is: Does the way SSC are prescribed influence the simulated interannual Antarctic climate variability, and if yes, to what degree? Because we are principally interested in the simulated surface mass balance, and because precipitation is the dominant term of the simulated surface mass balance, we will in particular analyze the simulated interannual variability of precipitation. The first part of the question ("Does the way SSC are prescribed influence the

simulated interannual Antarctic climate variability?") is best answered by comparing the simulated climate variability in simulations with and without interannually varying SSC. Because we are interested in the impact of the anomaly method, the following analysis will focus on the simulations A21 (anomaly method, interannually varying SSC) and S21 (direct method, no interannually varying SSC).

Krinner et al. (2007) have shown that precipitation changes can be understood as a consequence of changes in temperature and atmospheric circulation patterns. We will therefore first analyze the interannual variability of the 500-hPa geopotential height (g500) and surface air temperature. Figure 11 displays the leading empirical orthogonal function (EOF) eigenvectors of g500 in A21 and S21, calculated using a 12-month moving average filter in order to remove the annual cycle. The first the EOFs explain 57%, 13%, and 7% of the simulated interannual variance in A21 and 60%, 10%, and 7% in S21. Similar to observations, the dominant mode of interannual variability in both simulations (Figs. 11a,d) is the well-known southern annular mode, which has been reported in previous studies to exist in both present and future climate simulations (Fyfe et al. 1999; Kushner et al. 2001; Stone et al. 2001; Cai et al. 2003; Marshall et al. 2004). This mode of variability seems to be fairly independent of oceanic forcing; rather, it is this type of internal atmospheric variability that has been reported to induce oceanic interannual variability (Hall and Visbeck 2002). The following modes of the g500 variability are also very similar in A21 and S21. These modes are characterized by centers of action in the Pacific and Atlantic sectors of the Southern Ocean. Antiphase relationships between these sectors of the Southern Ocean are characteristic of the Antarctic dipole (Yuan and Martinson 2000). These two modes have also previously been reported in atmospheric reanalyses (Genthon et al. 2003). As all three modes appear with similar weights in both simulations, that is, independent of whether interannually varying SSC are prescribed or not, they are internal modes of the atmosphere, at least in the LMDZ AGCM.

Figure 12 displays the leading EOF eigenvectors of the surface air temperature in A21 and S21, again calculated using a 12-month moving average filter in order to remove the annual cycle. The first EOFs explain 53%, 10%, and 8% of the simulated interannual variance in A21 and 58%, 14%, and 6% in S21. In both simulations the first EOF eigenvector (Figs. 12a,d) of the surface air temperature is clearly linked to the first EOF eigenvector of g500 (Figs. 11a,d): The time series of the EOF of these two variables are well correlated (r^2 = 77% for A21 and r^2 = 64% for S21, statistical significance >99%) and the temperature response pattern—opposite temperature variations between Mary Byrd Land and partially the peninsula on one hand and the rest of the continent on the other hand—is typical of the temperature variability induced by the southern annular mode (Thompson and Solomon 2002). One difference between the surface air temperature EOF eigenvectors of A21 and those of S21 is that, because the prescribed SSC contain no interannual variability in S21, the EOF eigenvectors of S21 show negligible variability over ice-free oceanic regions. Keeping this in mind and focusing on Antarctica (the continent and the sea-ice-covered ocean), one can associate the surface air temperature EOF2 of A21 with EOF3 of S21 (Figs. 12b,f) and vice versa (Figs. 12c,e). The first of these two variability patterns exhibits a center of action over the Weddell Sea, while the second is concentrated over Mary Byrd Land. Because the variance explained by the higher (>1) EOF modes both of surface air temperature and g500 is fairly low in both simulations (less than 15%), it is not surprising that the cross correlations between the time series of these higher EOF modes are not very clear for both simulations: r^2 does not reach 40% for any association between the higher modes of surface air temperature and g500 variability. Similar to what we have seen for g500, interannual SSC variability does not seem to influence in any particular way the spatial patterns of Antarctic surface temperature variability simulated by LMDZ.

Figure 13 displays the leading EOF eigenvectors of the normalized precipitation in A21 and S21. Normalized precipitation is defined as the 12-month running average filtered precipitation divided by the long-term mean simulated precipitation at each grid point. The first EOFs explain 19%, 15%, and 7% of the simulated interannual variance in A21 and 17%, 10%, and 9% in S21. This is considerably less than the variance of g500 and surface air temperature explained by the first EOF modes. This agrees with results reported by Genthon et al. (2003) who note that precipitation EOF are rather noisy and that it takes more leading precipitation EOF to explain a given fraction of the total variance than it does for other atmospheric fields. The spatial patterns of the normalized precipitation EOF eigenvectors of A21 (Figs. 13a–c) are very similar to, and in the same order as, the corresponding EOF eigenvectors of S21 (Figs. 13d–f). The first EOF eigenvector of normalized precipitation (Figs. 13a,d) is characterized by a dipole between the Pacific and Atlantic sectors of West Antarctica. This is physically coherent with the characteristics of the first surface air temperature EOF eigenvector (Figs. 12a,d), opposite temperature variations inducing opposite changes in the atmospheric moisture-

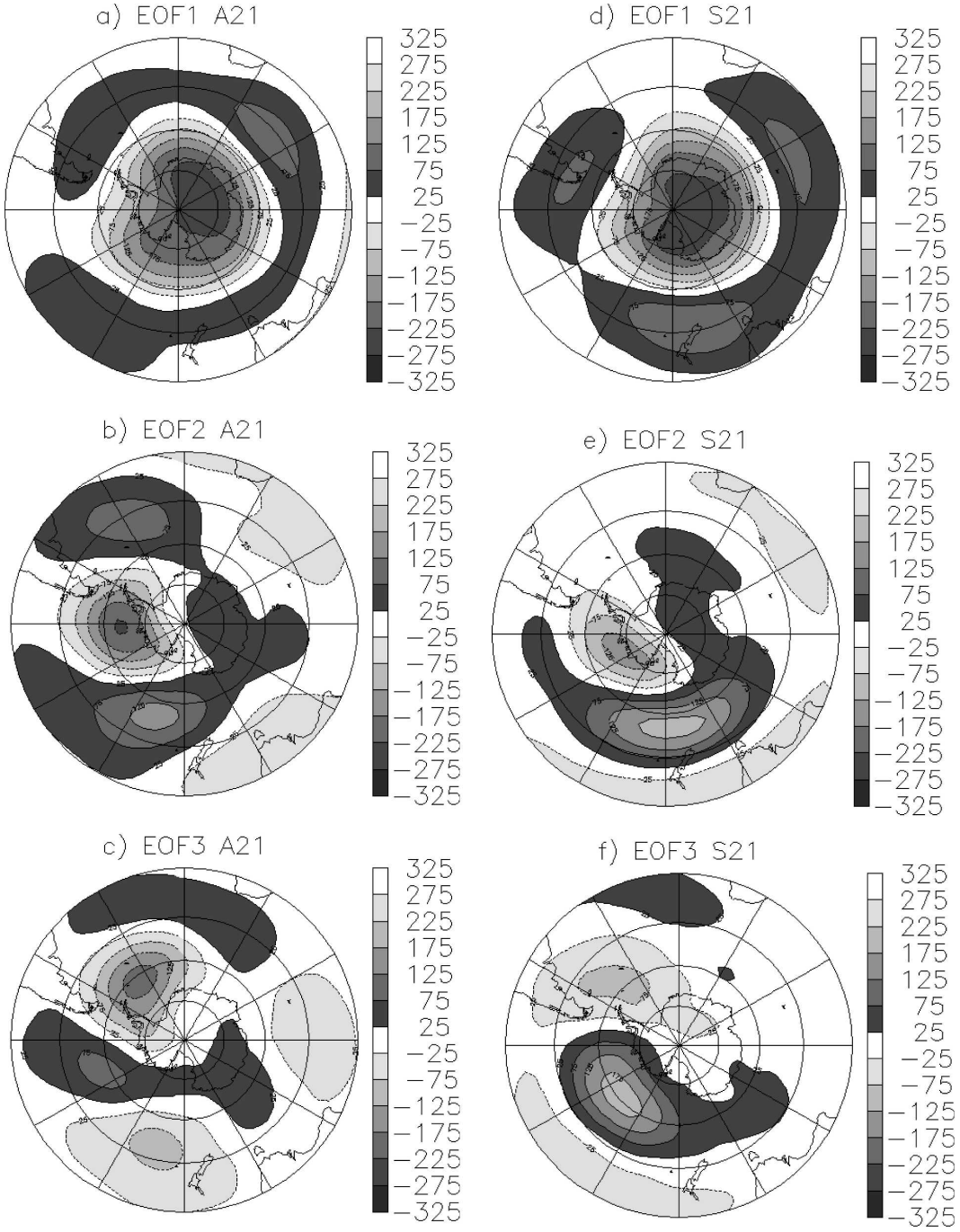


FIG. 11. Leading EOF eigenvectors of the 500-hPa geopotential height in simulations A21 and S21. (a) EOF1, A21; (b) EOF2, A21; (c) EOF3, A21; (d) EOF1, S21; (e) EOF2, S21; and (f) EOF3, S21.

holding capacity. This is supported, but not unequivocally confirmed, by the correlation of the time series of the respective EOFs. For A21 (S21), the first EOFs of surface air temperature and normalized precipitation correlate with $r^2 = 33\%$ (40%). In any case, the similarity of the normalized precipitation EOF of simulation A21 (Figs. 13a–c) with those of S21 (Figs. 13d–f), and the similar fractions of the total normalized precipitation variance explained by each of the modes in both simulations, clearly suggests that the normalized precipitation variability is similar in both simulations and fairly independent of any forcing by oceanic variability.

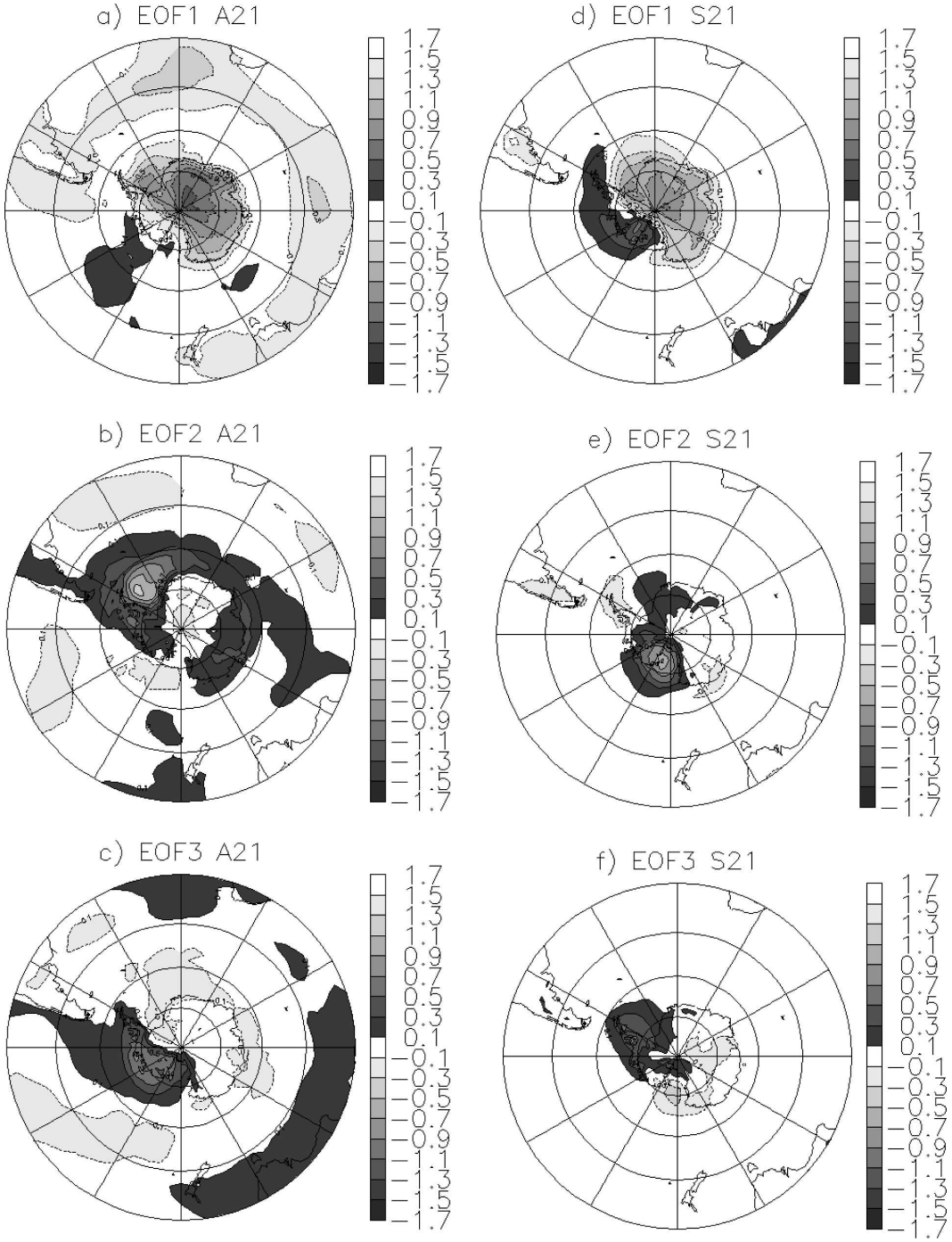


FIG. 12. Leading EOF eigenvectors of the surface air temperature in simulations A21 and S21. (a) EOF1, A21; (b) EOF2, A21; (c) EOF3, A21; (d) EOF1, S21; (e) EOF2, S21; and (f) EOF3, S21.

5. Discussion

The following discussion will focus on the simulated surface mass balance and its changes. The first question one might ask is: How do the mass balance changes simulated here compare with those of the IPCC Fourth Assessment Report coupled model runs? To address this question, we selected eight IPCC models based on their mean surface mass balance skill (see section 3c). For the IPCC models, we simply define the surface

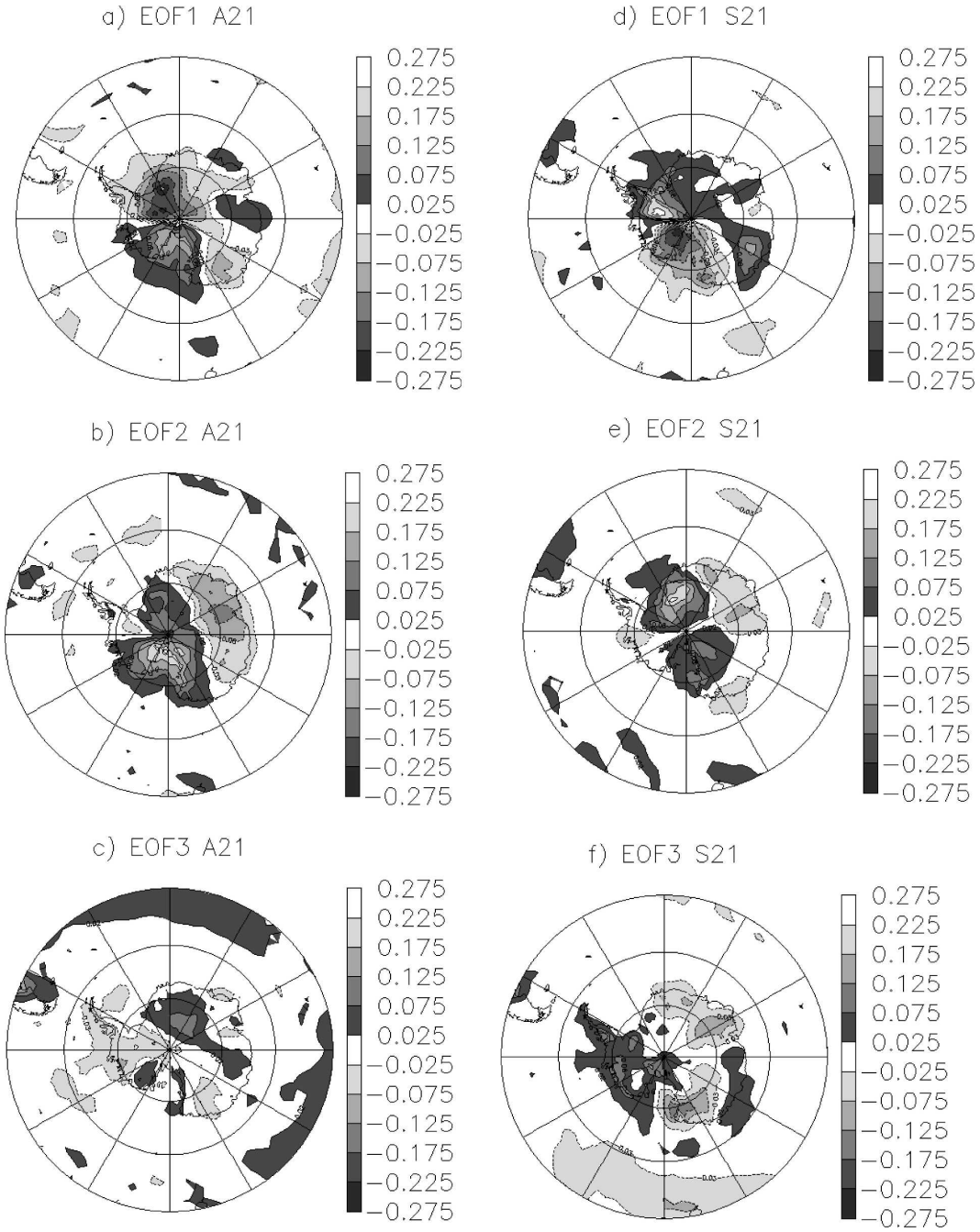


FIG. 13. Leading EOF eigenvectors of normalized precipitation (12-month moving average precipitation divided by the long-term mean) in simulations A21 and S21. (a) EOF1, A21; (b) EOF2, A21; (c) EOF3, A21; (d) EOF1, S21; (e) EOF2, S21; and (f) EOF3, S21.

mass balance as the difference between precipitation and sublimation/deposition, thereby neglecting surface melt, which is not easily diagnosed from the model output. As shown before, Antarctic mass loss by surface melt is likely to be minor even at the end of the twenty-first century, so this simplification will not significantly influence our results. Fixing the minimum skill for a model to be included in this analysis to a value of 0.7 leaves us with 8 models out of 20 (the skill varies from 0.28 to 0.76 for the 20 different models). Table 2 lists the continental mean surface mass balance for the two periods and the relative change within the 100 yr for

TABLE 2. Simulated Antarctic surface mass balance of selected IPCC Fourth Assessment Report coupled climate models. SMB skill: Surface mass balance skill (no unit, between 0 and 1); SMB: Continental mean surface mass balance (here defined as precipitation minus evaporation, in kg m^{-2} yr^{-1}) for 1981 to 2000 (20CM3 run) and 2081 to 2100 (SRES A1B run), and its relative change between these periods (in %).

Model	SMB skill	SMB 1981–2000 (kg m^{-2} yr^{-1})	SMB 2081–2100 (kg m^{-2} yr^{-1})	Relative change (from 1981–2000 to 2081–2100)
CCMA CGM3 T63	0.76	152	202	+33%
UKMO HADCM3	0.74	170	192	+13%
MIROC3 T106	0.73	184	248	+35%
MPI* ECHAM5	0.73	179	206	+15%
NCAR CCSM3**	0.72	200	238	+19%
UKMO HADGEM1	0.72	154	197	+28%
CCCMA CGM3 T47	0.71	182	218	+20%
IPSL CM4	0.71	156	173	+11%

* Max Planck Institute.
** National Center for Atmospheric Research Community Climate System Model, version 3.

these models. The mean relative surface mass balance change in 100 yr for these models is (+22 ± 9)%. With LMDZ4, we obtained a relative SMB increase of 28% with the anomaly method (O20 and S21) and a relative increase of 21% when the IPSL CM4 SSC were directly used (S20 and S21). The results obtained here are therefore in the range the intermodel dispersion of the IPPC runs, and the difference between the two numerical experiments using LMDZ4 (28% − 21% = 7%) is of the order of the IPCC intermodel dispersion (9%). That is, the way the oceanic boundary conditions are prescribed in regional downscaling experiments appears to be of similar importance as the choice of the model itself. The impact of the choice of the SSC and their implementation is in any case stronger than the typical dispersion among the members of IPCC ensemble runs with a given model, which is about 2%.

The choice between the "direct" use of the coupled model SSC and an anomaly method is therefore an important one. Both methods have their advantages and disadvantages. The bias of the present-day sea ice extent around Antarctica as simulated by IPSL CM4 is of the same magnitude as the sea ice extent difference between the end of the twentieth and the end of the twenty-first centuries (see Fig. 1). The present-day biases are thus far from being negligible compared to the projected climate change, even though the IPSL CM4 model does a comparably fair job in representing the present-day Antarctic climate. The simulated response of the system as a whole or one of its parts (here, the Antarctic surface climate) to a given forcing will, to some extent, depend on the baseline state, which in this case is partly determined by the imposed present-day sea ice conditions. However, our results (Figs. 7e,f, 8e,f, and 10e,f) show that the patterns of the simulated climate change (more specifically, surface air temperature, sea level pressure, and precipitation changes) are similar with both types of SSC. In other words, the patterns of simulated climate change appear fairly robust to "arbitrary" changes in the SSC, while the amplitude of the simulated climate change (and, in particular, precipitation change) does exhibit some sensitivity to the method used to prescribe the SSC in our experiments. This is similar to results obtained by Sushama et al. (2006), who used two versions of a regional climate model and report that the spatial patterns of the climate change signals in the two versions are regionally consistent, but the signals differ in magnitude.

Why is the continental mean precipitation change, and thus the projected impact on global sea level, stronger when the anomaly method is used? Figure 14, which displays the ratios between annual mean precipitation rates in different simulations, allows understanding this fairly easily. Figure 14a shows that, compared to the simulation that uses the coupled model's present-day SSC, the use of observed SSC induces a clear precipitation increase over the Antarctic Peninsula and the Filchner–Ronne Ice Shelf, and a decrease over Mary Byrd Land, the Ross Ice Shelf, and parts of Victoria Land, as discussed before. Figures 14b and 14c show that both climate change experiments exhibit a similar pattern of precipitation changes between the end of the twenty-first and the end of the twentieth century: a precipitation increase over the Antarctic Peninsula and the Filchner–Ronne Ice Shelf on one hand and a decrease over Mary Byrd Land and the Ross Ice Shelf or Victoria Land on the other hand. As a consequence of the difference in the twentieth century precipitation patterns, the simulated continental mean precipitation change in the anomaly experiment is stronger, because

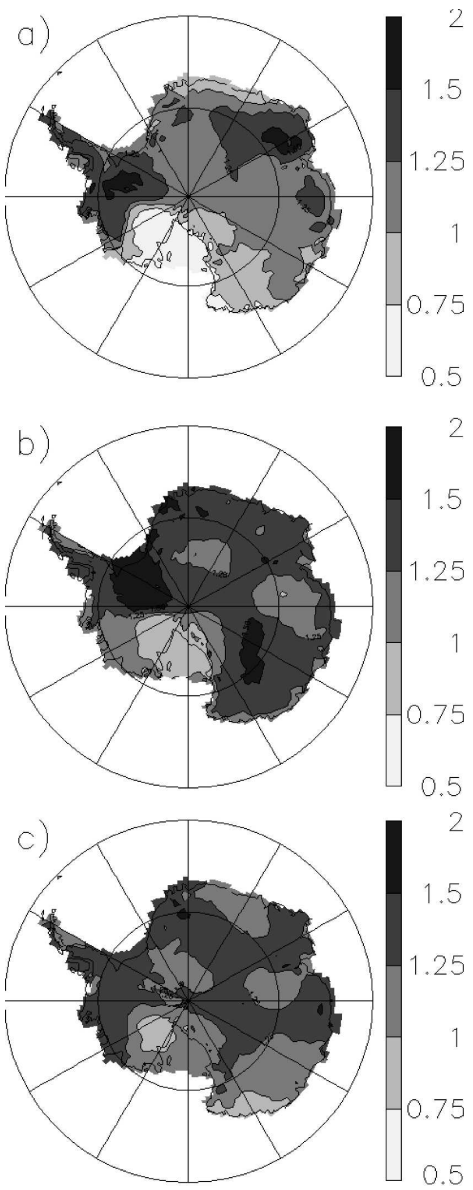


FIG. 14. Ratios of annual mean precipitation between different simulations: (a) O20/S20; (b) A21/O20; and (c) S21/S20.

the absolute precipitation increase over the Peninsula/Filchner–Ronne Ice Shelf region (Figs. 14b,c) is much stronger than in the experiment using "direct" SSC, and, similarly, the absolute precipitation decrease over Mary Byrd Land and Ross Ice Shelf or Victoria Land (same figures) is stronger in the climate change experiment using the "direct" SSC. Moreover, the mean temperature increase over East Antarctica is slightly stronger in the anomaly experiment (A21–O20) than in the "direct" SSC experiment (S21–S20), as can be seen in Figs. 7e, 7f, and 7i (see section 4a). Because of the link between temperature and moisture-holding capacity of air, this also leads to a stronger precipitation increase in the anomaly experiment. As stated in section 4a, the stronger temperature change over East Antarctica in the anomaly experiment might be linked to the fact that in this experiment, the continental-scale absolute sea ice concentration decrease is stronger than in the "direct" SSC experiment.

The patterns of the changes induced by using the anomaly method (instead of directly taking the SSC from the coupled model) are very similar for both climatic periods considered here, as shown before (Figs. 7g,h, 8g,h, and 10g,h), in spite of the nonlinear nature of the climate system. In other words, the impact of the corrected "anomaly" SSC (with respect to "direct" SSC from the coupled model) on the future climate is fairly well predictable when the impact of observed SSC (with respect to "direct" SSC from the coupled model) is known for the present-day control simulation. Moreover, the impact of the anomaly method on the simulated climate is physically consistent with the modifications to the prescribed sea ice coverage that the anomaly method induces.

The analysis of the simulated climate (g500, surface air temperature, and normalized precipitation) variability in section 4c has shown that this variability is fairly independent of the prescribed oceanic boundary conditions. In particular, whether SSC with or without interannual variability are prescribed, or whether the "anomaly" or "direct" method is used to construct these SSC in the future climate simulations, does not have much impact on the characteristics of the simulated variability. This is coherent with previous findings that show that the Antarctic climate variability, in particular in West Antarctica where it is particularly strong, is primarily induced by the asymmetric topography of the continent (Lachlan-Cope et al. 2001), and further displays temporal characteristics that suggest decoupling from oceanic forcing (Connolley 1997). This does not exclude, however, that the West Antarctic climate variability modes might in some cases be paced by ENSO (e.g., Genthon and Cosme 2003; Fogt and Bromwich 2006), but this is not important in the type of application presented here.

Pan et al. (2001) state that a large ratio R between the simulated climate change signal Δ and the model bias B, $R = \Delta/B$, must be seen as a necessary, albeit not sufficient, condition for reliable climate change projection. They view this condition as "conservative in comparison with bias-cancellation assumptions conventionally used for interpretation of climate change" (Pan et al. 2001). For the "anomaly" climate change experiment (simulations O20 and A21), the average surface mass balance bias B at the locations where reliable SMB

measurements exist equals 23% (corresponding to the mean skill of 77% as reported in section 3c), while the mean precipitation change on the same locations amounts to $\Delta = 27\%$. This means that $R = 1.17$. For the climate change experiment using directly the coupled model SSC (experiments S20 and S21), the corresponding numbers are $B = 28\%$, $\Delta = 19\%$, and thus $R = 0.70$. In other words, the reduced SMB bias leads to an a priori more reliable climate change projection. It therefore seems desirable to eliminate the systematic errors of the simulated SSC in downscaling exercises by using an anomaly method to construct the future SSC.

The way an anomaly method is implemented necessarily contains some degrees of freedom. For example, the number of sectors (here, 12) could be increased in order to reproduce more finely smaller-scale features of the sea ice concentration change simulated by the coupled model. However, there is a limit to the fine-scale detail one should try to preserve. For example, if the coupled model simulates much sea ice for the present and a strong future sea ice concentration decrease in a small region where only little sea ice is actually present in the real world, the use of a high number of (small) longitudinal sectors will lead to distributing this change over the whole Antarctic region because the relative hemispheric sea ice concentration change must be reproduced; the small-scale signal then becomes totally smeared out. Increasing the size of the sectors guarantees that such signals are reproduced approximately in the region where they occur in the coupled model. In any case, both the aim to conserve several basic characteristics (spatial and temporal variability; relative change of sea ice extent rather than the absolute change) of the coupled model SSC change in the constructed SSC for the regional high-resolution simulations, and the need to prevent pathological cases such as negative sea ice concentrations, preclude the simple solution of explicitly adding the coupled model climate change anomalies to the present-day observations. The anomaly method presented here is designed to serve as an objective interpretation of the coupled model's climate change signal in the light of the spatial and temporal structure of the observed present-day SSC, and it is the simplest possible method compliant with the criteria enumerated in section 2.

In the present case, the use of the anomaly method increases the simulated continental-mean surface mass balance change by about 40%, while the continental mean, annual mean surface air temperature change is essentially not affected. This is interesting in several aspects. First, it highlights once more the fact the link between temperature and precipitation changes over the ice sheets is not always as trivial as the simple moisture-holding capacity argument (Robin 1977) suggests. Second, it shows that the surface mass balance, particularly in the coastal regions, is very sensitive to the oceanic boundary conditions (see Table 2). In particular, it is somewhat more sensitive than the surface air temperature. This also argues in favor of the use of high-resolution models to evaluate future Antarctic surface mass balance changes, because only high-resolution models adequately resolve the steep coastal orography of the ice sheets. As can be seen in Table 2, the medium-resolution (300 km) IPSL CM4 model only simulated a continental-mean centennial-scale SMB increase of about 11%, compared to the 21% or 28% simulated by its atmospheric component LMDZ4 at 60 km (simulations presented here). Similarly, high-resolution models of the current IPCC exercise such as Model for Interdisciplinary Research on Climate 3 (MIROC3) T106, Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma) Coupled General Circulation Model, version 3 (CGCM3) T63, and the Met Office (UKMO) Hadley Centre Global Environmental Model version 1 (HadGEM1) (192×145 grid points) also show stronger surface mass balance changes than their lower-resolution "relatives" MIROC3 T42, CCCma CGCM3 T47, and UKMO Third Hadley Centre Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Model (HadCM3) (96×73 grid points), as can be seen in Table 2 (MIROC3 T42, excluded from Table 2 because of its SMB skill of 0.63, suggests a mean Antarctic SMB increase of only 8% between the periods considered here).

6. Conclusions

This paper presents the results of high-resolution AGCM simulations of the Antarctic climate for the periods 1981 to 2000 and 2081 to 2100. As oceanic boundary conditions, we used observed SSC for the period 1981 to 2000. For the period 2081 to 2100, we used an anomaly method based on present-day observations and the climate change signal from an IPCC SRES A1B run.

Compared to the direct use of the coupled model sea surface conditions as oceanic boundary conditions for the regional downscaling experiment, the use of the anomaly method increases previous estimates of the impact of Antarctic surface mass balance changes on global eustatic sea level change (Krinner et al. 2007) by about 40%. The simulated surface mass balance changes of the grounded Antarctic ice sheet between the ends of the twentieth and the twenty-first centuries correspond to an eustatic sea level decrease of about 1.5 mm yr^{-1}. Supposing gradual and linear Antarctic SMB

changes over the next century, the total impact on global sea level over 100 yr would therefore amount to −7.5 cm. We point out that this number does not take into account any potential changes of glacier dynamics in Antarctica, which might be revealed to be of major importance (Zwally et al. 2002; de Angelis and Skvarca 2003; Rignot et al. 2004). The differences in the results obtained with the two methods can be explained in terms of modified circulation patterns in response to the different sea ice concentration changes, in particular in West Antarctica, where the ice sheet climate is very sensitive to the atmospheric circulation and sea ice conditions (Genthon et al. 2005). It is remarkable that the simulated atmospheric variability patterns are relatively independent of the prescribed SSC and the way the oceanic changes are prescribed ("anomaly" versus "direct" method), given that the simulated climate and climate change are very sensitive to these boundary conditions. This suggests that one need not be too concerned about the way future interannual SSC variability is prescribed when an anomaly method is used.

However, because the climate change signal we obtain depends on the present-day baseline climate, and the biases of present-day simulated sea ice extents are of the order of the expected change over the next century, we feel that using an anomaly method in the construction of future SSC (which allows the use of present-day observed SSC in the control simulation) can, in some cases, be preferable over directly using SSC from a coupled model climate change experiment. The superiority of the anomaly method cannot be proved until observed climate data exist for the end of the twenty-first century. However, following Pan et al. (2001), the confidence not only in the simulated future climate, but also in the simulated climate change, is increased by the fact that the ratio between the amplitude of the projected climate change and the model bias (in particular concerning surface mass balance) is increased by using an anomaly method.

Another argument for using an anomaly method for studying regional climate change is computational efficiency. Using an anomaly method, climate change signals from other coupled AOGCMs can be used in future climate simulations without having to carry out a new present-day control simulation for each future climate simulation. This would be necessary if the SSC from the coupled models were used with the "direct" method.

A stretched-grid GCM such as the one used in this work is the ideal tool for downscaling large-scale climate change simulations with the anomaly method. In the particular case here, the regional downscaling with the anomaly method can be carried out in a very consistent way because LMDZ4, the model used for the downscaling, is the atmospheric component of the IPSL CM4 coupled model, which delivered the SSC for the climate change experiment. SSC anomaly methods cannot be easily applied in regional climate models, because these are forced by a GCM at their lateral boundaries; to be more precise, applying the SSC anomaly method in a regional climate model (RCM) would require the forcing atmospheric GCM to be run first with the anomaly method using the oceanic climate change signal from a coupled model run—this would not be practical, add uncertainties, and induce additional numerical cost. The "absolute" method, on the other hand, can be used in a regional climate model, provided the corresponding atmospheric boundary conditions, typically at a 6-h time step, are saved during the coupled model climate change experiment.

Both the "direct" or an "anomaly" method are of interest, depending on the kind of application. The point of this paper is not to dismiss the use of the "direct" method. Rather, one of the main results of this work is that we have shown the importance of the method used to construct SSC in a downscaling exercise with a high-resolution atmospheric model. In terms of simulated future surface mass balance changes, the results obtained with the "direct" and the "anomaly" method in our AGCM differ as much as those obtained by using different coupled GCMs.

Finally, it is remarkable that there seems to exist a link between model resolution and the simulated future Antarctic surface mass balance change: higher-resolution models tend to simulate a stronger SMB increase, apparently because of a better representation of coastal precipitation changes. This should be kept in mind when IPCC model runs are used to estimate future sea level changes.

Acknowledgments. This work was financed by the French programs ACI C_3, ACI MC^2, and ANR IDEGLACE, and the European integrated project ENSEMBLES. The simulations were carried out on the Mirage computer platform in Grenoble. Additional computer resources at IDRIS are acknowledged. In Wilkes and Victoria Land sectors, most of observed SMB data were obtained from recent research carried out in the framework of the Project on Glaciology of the PNRA-MIUR and financially supported by PNRA consortium through collaboration with ENEA Roma, and supported by the French Polar Institute (IPEV). This last work is a French–Italian contribution to the ITASE Project.

REFERENCES

Armstrong, R., M. J. Brodzik, and A. Varani, 1997: The NSIDC EASE-Grid: Addressing the need for a common, flexible, mapping and gridding scheme. *Earth Syst. Monit.,* **7,** 6–14.

Arthern, R. J., D. P. Winebrenner, and D. G. Vaughan, 2006: Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission. *J. Geophys. Res.,* **111,** D06107, doi:10.1029/2004JD005667.

Cai, W., P. H. Whetton, and D. J. Karoly, 2003: The response of the Antarctic Oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO_2. *J. Climate,* **16,** 1525–1538.

Charbit, S., C. Ritz, and G. Ramstein, 2002: Simulations of Northern Hemisphere ice-sheet retreat: Sensitivity to physical mechanisms involved during the last deglaciation. *Quat. Sci. Rev.,* **21,** 243–265.

Connolley, W. M., 1997: Variability in annual mean circulation in southern high latitudes. *Climate Dyn.,* **13,** 745–756.

Cuffey, K. M., G. D. Clow, R. B. Alley, M. Stuiver, E. D. Waddington, and R. W. Saltus, 1995: Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition. *Science,* **270,** 455–458.

de Angelis, H., and P. Skvarca, 2003: Glacier surge after ice shelf collapse. *Science,* **299,** 1560–1562.

de F. Forster, P. M., and K. E. Taylor, 2006: Climate forcings and climate sensitivities diagnosed from coupled climate model integrations. *J. Climate,* **19,** 6181–6194.

de Noblet-Ducoudré, N., M. Claussen, and C. Prentice, 2000: Mid-Holocene greening of the Sahara: First results of the GAIM 6000 year BP experiment with two asynchronously coupled atmosphere/biome models. *Climate Dyn.,* **16,** 643–659.

EPICA Community Members, 2004: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature,* **429,** 623–628.

Fogt, R. L., and D. H. Bromwich, 2006: Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high-latitude South Pacific governed by coupling with the southern annular mode. *J. Climate,* **19,** 979–997.

Frezzotti, M., and Coauthors, 2004: New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements. *Climate Dyn.,* **23,** 803–813.

——, and Coauthors, 2005: Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. *J. Glaciol.,* **51,** 113–124.

Füssel, H.-M., and J. G. van Minnen, 2001: Climate impact response functions for terrestrial ecosystems. *Integr. Assess.,* **2,** 183–197.

Fyfe, J. C., G. J. Boer, and G. M. Flato, 1999: The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.,* **26,** 1601–1604.

Gallée, H., G. Guyomarc'h, and E. Brun, 2001: Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance: Possible sensitivity to snow-surface properties. *Bound.-Layer Meteor.,* **99,** 1–19.

Genthon, C., and E. Cosme, 2003: Intermittent signature of ENSO in west-Antarctic precipitation. *Geophys. Res. Lett.,* **30,** 2081, doi:10.1029/2003GL018280.

——, G. Krinner, and M. Sacchettini, 2003: Interannual Antarctic tropospheric circulation and precipitation variability. *Climate Dyn.,* **21,** 289–307.

——, S. Kaspari, and P. A. Mayewski, 2005: Interannual variability of the surface mass balance of West Antarctica from ITASE cores and ERA40 reanalyses, 1958–2000. *Climate Dyn.,* **24,** 759–770.

Gibson, R., P. Kållberg, and S. Uppala, 1996: The ECMWF re-analysis (ERA) project. *ECMWF Newsletter,* No. 73, ECMWF, Reading, United Kingdom, 7–17.

Giorgi, F., and L. O. Mearns, 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: A review. *Rev. Geophys.,* **29,** 191–216.

Giovinetto, M. B., D. H. Bromwich, and G. Wendler, 1992: Atmospheric net transport of water vapor and latent heat across 70°S. *J. Geophys. Res.,* **97,** 917–930.

Hall, A., and M. Visbeck, 2002: Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode. *J. Climate,* **15,** 3043–3057.

Hewitson, B., 2003: Developing perturbations for climate change impact assessments. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union,* **84,** 337–348.

Hourdin, F., and Coauthors, 2006: The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dyn.,* **27,** 787–813.

Huybrechts, P., J. Gregory, I. Janssens, and M. Wild, 2004: Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced by GCM time slice integrations. *Global Planet. Change,* **42,** 83–105.

Krinner, G., and C. Genthon, 1999: Altitude dependence of the ice sheet surface climate. *Geophys. Res. Lett.,* **26,** 2227–2230.

——, and M. Werner, 2003: Impact of precipitation seasonality changes on isotopic signals in polar ice cores: A multi-model analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.,* **216,** 525–538.

——, C. Genthon, Z.-X. Li, and P. Le Van, 1997: Studies of the Antarctic climate with a stretched-grid general circulation model. *J. Geophys. Res.,* **102,** 13 731–13 746.

——, J. Mangerud, M. Jakobsson, M. Crucifix, C. Ritz, and J. I. Svendsen, 2004: Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes. *Nature,* **427,** 429–432.

——, O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon, and J.-L. Dufresne, 2007: Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries. *Climate Dyn.,* **28,** 215–230.

Kushner, P. J., I. M. Held, and T. L. Delworth, 2001: Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming. *J. Climate,* **14,** 2238–2249.

Lachlan-Cope, T. A., W. M. Connolley, and J. Turner, 2001: The role of the non-axisymmetric Antarctic orography in forcing the observed pattern of variability of the Antarctic climate. *Geophys. Res. Lett.,* **28,** 4111–4114.

Lunt, D. J., N. de Noblet-Ducoudré, and S. Charbit, 2004: Effects of a melted Greenland ice sheet on climate, vegetation, and the cryosphere. *Climate Dyn.,* **23,** 679–694.

Marshall, G. J., P. A. Stott, J. Turner, W. M. Connolley, J. C. King, and T. A. Lachlan-Cope, 2004: Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.,* **31,** L14205, doi:10.1029/2004GL019952.

Marti, O., and Coauthors, 2005: The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. Note du Pôle de Modélisation 26, IPSL, 86 pp. [Available online at http://dods.ipsl.jussieu.fr/omamce/IPSLCM4/DocIPSLCM4/.]

Masson-Delmotte, V., and Coauthors, 2006: Past and future polar amplification of climate change: Climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Climate Dyn.,* **27,** 437–440.

Pan, Z., J. H. Christensen, R. W. Arritt, W. J. Gutowski Jr., E. S. Takle, and F. Otieno, 2001: Evaluation of uncertainties in

regional climate change simulations. *J. Geophys. Res.,* **106,** 17 735–17 752.

Pfeffer, W. T., M. F. Meier, and T. H. Illangasekare, 1991: Retention of Greenland runoff by refreezing: Implications for projected future sea level change. *J. Geophys. Res.,* **96,** 22 117–22 124.

Rignot, E., G. Casassa, P. Gogineni, W. Krabill, A. Rivera, and R. Thomas, 2004: Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *Geophys. Res. Lett.,* **31,** L18401, doi:10.1029/2004GL020697.

Robin, G., 1977: Ice cores and climatic change. *Philos. Trans. Roy. Soc. London,* **B280,** 143–168.

Santer, B., 1985: The use of general circulation models in climate impact analysis—A preliminary study of the impacts of a CO_2-induced climatic change on west European agriculture. *Climatic Change,* **7,** 71–93.

Simmonds, I., and W. F. Budd, 1991: Sensitivity of the Southern Hemisphere circulation to leads in the Antarctic pack ice. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* **117,** 1003–1024.

——, and X. Wu, 1993: Cyclone behaviour response to changes in winter Southern Hemisphere sea-ice concentration. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* **119,** 1121–1148.

Stone, D. A., A. J. Weaver, and R. J. Stouffer, 2001: Projection of climate change onto modes of atmospheric variability. *J. Climate,* **14,** 3551–3565.

Sushama, L., R. Laprise, D. Caya, A. Frigon, and M. Slivitzky, 2006: Canadian RCM projected climate-change signal and its sensitivity to model errors. *Int. J. Climatol.,* **26,** 2141–2159.

Thompson, D. W. J., and S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science,* **296,** 895–899.

Thompson, S. L., and D. Pollard, 1997: Greenland and Antarctic mass balances for present and doubled atmospheric CO_2 from the GENESIS version-2 global climate model. *J. Climate,* **10,** 871–900.

Wild, M., A. Ohmura, and U. Cubasch, 1997: GCM-simulated surface energy fluxes in climate change experiments. *J. Climate,* **10,** 3093–3110.

——, P. Calanca, S. C. Scherrer, and A. Ohmura, 2003: Effects of polar ice sheets on global sea level in high-resolution greenhouse scenarios. *J. Geophys. Res.,* **108,** 4165, doi:10.1029/2002JD002451.

Yamazaki, K., 1994: Moisture budget in the Antarctic atmosphere. *Snow and Ice Covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems,* IAHS Publication 233, H. G. Jones et al., Eds., IAHS Press, 61–67.

Yuan, X., and D. G. Martinson, 2000: Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. *J. Climate,* **13,** 1697–1717.

Zwally, H. J., W. Abdalati, T. Herring, K. Larson, J. Saba, and K. Steffen, 2002: Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science,* **297,** 218–222.

——, M. B. Giovinetto, J. Li, H. G. Cornejo, M. A. Beckley, A. C. Brenner, J. L. Saba, and D. Yi, 2005: Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002. *J. Glaciol.,* **51,** 509–527.