



HAL
open science

Contribution à l'étude de l'évolution des glaciers et du changement climatique dans les Andes équatoriennes depuis les années 1950

Rubén Basantes-Serrano

► **To cite this version:**

Rubén Basantes-Serrano. Contribution à l'étude de l'évolution des glaciers et du changement climatique dans les Andes équatoriennes depuis les années 1950. Milieux et Changements globaux. Université Grenoble Alpes, 2015. Français. NNT : 2015GREAU009 . tel-01219778

HAL Id: tel-01219778

<https://theses.hal.science/tel-01219778>

Submitted on 23 Oct 2015

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Terre, Univers, Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Rubén BASANTES-SERRANO

Thèse dirigée par **Bernard FRANCOU** et
codirigée par **Antoine RABATEL**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en
Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564, CNRS - UJF)**
dans l'École Doctorale **Terre Univers Environnement**

**Contribution à l'étude de l'évolution
des glaciers et du changement
climatique dans les Andes
équatoriennes depuis les années 1950**

Thèse soutenue publiquement le **8 juillet 2015**,
devant le jury composé de :

M. Etienne BERTHIER

Chargé de recherche CNRS, LEGOS, (Rapporteur)

M. Mathias VUILLE

Professeur Associé, State University of New York (Rapporteur)

M. Xavier BODIN

Chargé de recherche CNRS, EDYTEM (Examineur)

M. Vincent JOMELLI

Directeur de Recherche CNRS, LGP (Examineur)

M. Marcos VILLACIS

Professeur Associé, Ecole Polytechnique Nationale, Quito
(Membre Invité)

M. Bernard FRANCOU

Directeur de Recherche IRD, LTHE (Directeur de thèse)

M. Antoine RABATEL

Physicien adjoint OSUG, LGGE, (Co-Directeur de thèse)



**CONTRIBUTION A L'ETUDE DE
L'EVOLUTION DES GLACIERS ET DU
CHANGEMENT CLIMATIQUE DANS
LES ANDES EQUATORIENNES DEPUIS
LES ANNEES 1950**



*Vue de l'ouest du Volcan Antisana
d'après Whymper (1892): Travels amongst the great Andes of the Equator*

À ma petite Mia...

Sommaire

Remerciements	iv
Résumé	vi
Abstract	vii
Resumen	viii
Introduction	1
Chapitre I : Contexte climatique de la zone de tropical interne	
1.1 Régime climatique à l'échelle régionale	5
1.2 Régime climatique dans le secteur de l'Antisana	13
1.3 Particularités des glaciers près de l'équateur	17
1.4 Conclusions du chapitre	22
Chapitre II : Les glaciers du volcan Antisana	
2.1 Situation géographique	23
2.2 L'enjeu économique de la zone de l'Antisana dans l'approvisionnement d'eau de l'agglomération de Quito	24
2.3 Le service de surveillance GLACIOCLIM dans le secteur de l'Antisana	26
2.4 Les glaciers sélectionnés dans cette étude	28
2.5 Jeux de données disponibles	29
2.6 Conclusions du chapitre	35
Chapitre III : Les méthodes de suivi des fluctuations des glaciers	
3.1 Le bilan de masse des glaciers et les méthodes pour le mesurer	36
3.1.1 La méthode glaciologique	39
3.1.2 La méthode géodésique	43
3.2 Quantification de la variation d'épaisseur du glacier	55
3.3 Variation géométrique des glaciers de l'Antisana	59
3.3.1 Variation de taille des glaciers (1956-2014)	59
3.3.2 Surface de référence pour le calcul du bilan de masse entre 1995-2012	61
3.3.3 Estimation du recul des glaciers	63
3.4 Ré-analyse du bilan de masse du glacier Antisana 15 α (1995-2012)	65
3.5 Conclusions du chapitre	66

Chapitre IV : Ré-analyse du bilan de mass du glacier Antisana 15α	
4.1 INTRODUCTION	69
4.2 STUDY SITE AND CLIMATE SETTINGS	70
4.3 DATA	71
4.3.1 Glaciological in-situ observations	71
4.3.2 Aerial photographs	72
4.3.3 Meteorological data	73
4.4 METHODS	73
4.4.1 Construction of digital elevation models using aerial photogrammetry	73
4.4.2 Quantification of the mass balance using the geodetic method	76
4.4.3 Quantification of the mass balance using the glaciological method	77
4.4.4 Quantification of the ice flux using the kinematic method	80
4.5 RESULTS	81
4.5.1 Geodetic mass balance	81
4.5.2 Specific mass balance computed using the glaciological method	82
4.5.3 Assessment of uncertainties in the glacier mass balance series	83
4.5.3.1 Assessment of uncertainties on the geodetic mass balance	83
4.5.3.2 Assessment of uncertainties on glaciological mass balance	86
4.5.4 Adjustment of the glaciological mass balance	86
4.6 DISCUSSION	88
4.6.1 From glaciological observations to estimation of the mass balance	88
4.6.2 Uncertainties in estimated accumulation	88
4.7 CONCLUSION	91
Chapitre V : Évolution des glaciers d'Equateur, et en particulier ceux de l'Antisana	
5.1 Le recul des glaciers équatoriens depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG)	94
5.2 Evolution récente des glaciers dans les Andes équatoriens	99
5.3 Evolution des glaciers de l'Antisana au cours des cinq dernières décennies	102
5.3.1 Inventaire des glaciers de l'Antisana	103
5.3.2 Variations de la taille des glaciers durant la période 1956-2014	105
5.3.3 Variations du bilan de masse des glaciers dans la période 1956-2009	112
5.3.4 Que nous révèle le bilan de masse des glaciers de l'Antisana ?	114
5.4 Conclusions du chapitre	

Chapitre VI : Impact de la variabilité climatique sur les glaciers de l'Antisana au cours de la seconde moitié du XXe siècle	
6.1 Facteurs pris en compte dans l'analyse :	121
6.1.1 L'exposition	121
6.1.2 L'ensoleillement potentiel	121
6.1.3 Variables climatiques	123
6.2 Le comportement des glaciers de l'Antisana expliqué par les facteurs locaux : morphologie et exposition	127
6.2.1 Comment l'exposition et la morphologie du versant modulent le rayonnement incident et influent sur l'ablation.	130
6.2.2 Pourquoi les bilans de masse exceptionnellement contrastés observés entre 1956-1978 n'ont-ils pas entraîné des fluctuations significatives du front des glaciers ?	135
6.3 Comportement des glaciers de l'Antisana en fonction du climat régional et de ses fluctuations	137
6.4 Relation entre bilan de masse et évolution des surfaces glaciaires.	147
6.5 Conclusions du chapitre	148
Conclusion et perspectives	150
Annexe A : Huit ans de bilan de masse de terrain sur le Glacier Antisana 12 « Los Créspos » (2015-2012)	155
Annexe B : Estimation de la position de la ELA avec la méthode du Altitude Area Balance Ratio (AABR) entre 1956-2009	158
Annexe C : Cartographie et fluctuations des glaciers de l'Antisana	159
Références	171
Liste des figures	184
Liste des tableaux	196

Remerciements

Je tiens à remercier le gouvernement équatorien pour m'avoir octroyé une bourse d'études au travers du *Secretaría Nacional de Educación Superior, Ciencia, Tecnología e Innovación* (SENESCYT), et aussi le gouvernement français représenté par le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). Je remercie aussi la contribution du LabEx OSUG@2020, grant ANR-10-LABX-56 et du Service d'Observation GLACIOCLIM. Je suis également reconnaissant aux projets SENESCYT-EPN PIC-08-506, JEAI-IMAGE : ces initiatives fonctionnent en partenariat entre les institutions équatoriennes : *Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología del Ecuador* (INAMHI), le *Escuela Politécnica Nacional del Ecuador* (EPN) et l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de France. Depuis 2011, ce partenariat est structuré au sein du Laboratoire Mixte International GREAT-ICE (LMI GREAT ICE). Je tiens à remercier également la *Subsecretaría de Cambio Climático del Ministerio del Ambiente del Ecuador* (MAE) et la *Empresa Metropolitana de Alcantarillado y Agua Potable de Quito* (EPMAPS). L'ensemble de ces institutions ont participé au soutien logistique et financier pour mener à bien mes activités lorsque j'ai été en Équateur et pendant mon séjour en France.

En tant que géographe j'ai toujours aimé parcourir mon pays, m'aventurer dans ses forêts et ses montagnes. A chaque sortie que je faisais, j'observais au loin, avec respect, un paysage qui me semblait des plus fascinants : les glaciers. En les regardant, comme le font parfois les enfants dans leurs jeux, je me les imaginai vivants, tels des sentinelles assis sur les volcans et surveillant la cordillère. Peu à peu des questionnements me sont apparus : ces glaciers, sont-ils vivants ? Comment fonctionnent-ils ? C'est à ce moment-là que mon chemin a croisé celui de Bernard Francou. Sa grande connaissance des glaciers m'a permis de trouver des réponses à mes doutes. Bernard, merci d'avoir décidé de diriger cette thèse. Merci pour ton soutien durant la recherche et pour ta patience lors de la rédaction de ce manuscrit. Mes sincères remerciements vont également à Antoine Rabatel, qui a endossé sérieusement le rôle de directeur et m'a soutenu dans l'exercice intellectuel, dans la rédaction d'articles mais aussi dans les méandres administratifs inhérents à une thèse.

Je voudrais remercier tous les membres du jury, Mathias Vuille, Etienne Berthier, Xavier Bodin et Vincent Jomelli pour avoir accepté de lire cette thèse.

Une révérence que je dédie ici à Christian Vincent pour sa gentille prédisposition aux discussions animées sur la glaciologie et la géodésie, ou simplement pour ces moments partagés autour d'un café. Merci à toi et à ta famille de nous avoir laissé entrer chez toi, de ton fort engagement et contribution sur le papier du JOG et surtout de m'avoir appris « qu'il y a toujours des petits détails susceptibles d'être améliorés ».

Une thèse n'avance pas sans les doutes du doctorant. Merci Vincent Favier, Yves Arnaud, Michael Zemp, Stephan Hastenrath, Brice Rea et Christopher Nuth ; vos conseils m'ont été précieux. Je suis également reconnaissant à Jorge Nuñez, coordinateur du Programme d'adaptation au changement climatique (PRAA-MAE), et Remigio Galarraga, professeur de l'Ecole Polytechnique Nationale, qui ont toujours fait en sorte que mes conditions de travail à Quito soient optimales.

Je suis également reconnaissant à tous ceux qui m'ont donné leur soutien et amitié : Farooq, Alvaro, Marie-The, Hélène, Irina, Mihail, Genessis, Xavier, Elise, Ely, Issac, Christelle, Olivier, Thomas, Hélène, Carlita, Luis. Sans oublier la troupe du labo : vos sourires, vos blagues et le « capuchon de l'amitié » ont été toujours rafraichissants : Deborah, Arsene, Antoine, Ambroise, Chao, Saehee, Alex, Christienn, Cedric.

Enfin, j'aimerais étendre mes remerciements aussi au personnel administratif du LGGE-LTHE qui m'a donné toujours un coup de main dans les démarches administratives et aussi qui m'ont procuré un espace optimal pour effectuer mon travail.

Je veux dédier ce travail à ma famille qui m'a toujours soutenu dans tous mes projets : celui-ci n'a pas été l'exception ! Et surtout, je veux dédier cet effort à mon épouse Shirley qui peut-être sans le savoir est devenue mon modèle, mon moteur. Sans tes attentions, ta patience et ton dévouement je n'y serai pas arrivé !

QUE DIOS LES PAGUE A TODOS!

Résumé

Le climat des régions tropicales joue un rôle important dans l'équilibre du système climatique mondial. De ce fait, il apparaît essentiel d'en comprendre le fonctionnement et la variabilité pour appréhender au mieux les effets du changement climatique. Dans les régions tropicales où les projections climatiques montrent un réchauffement important à haute altitude, les glaciers sont les premières victimes de l'augmentation des températures. Mais ils apparaissent également comme des indicateurs précis des variations du climat. Jusqu'à présent, les observations glaciologiques réalisées dans les tropiques internes sur le glacier Antisana 15 ont été utilisées dans de multiples études qui nous ont permis de comprendre les processus physiques qui régissent la fonte des glaciers dans cette région. Cependant ces études n'ont pas pris en compte la représentativité spatiale et temporelle de ces processus à l'échelle de toute la calotte glaciaire.

A partir d'observations géodésiques, la présente étude montre l'évaluation spatiale et temporelle de neuf glaciers sur quatre périodes échelonnées durant les cinquante dernières années (1956-2014). Situés sur le cône volcanique de l'Antisana, ces glaciers ont été choisis pour leur orientation et leurs caractéristiques morphologiques.

Dans un premier temps, nous avons évalué les observations glaciologiques existantes sur le glacier Antisana15 α entre 1995 et 2012. Nos résultats suggèrent la sous-estimation d'au moins 5 m éq. eau dans le bilan de masse cumulé de ce glacier. Cet excès dans les taux d'ablation est causé par une sous-estimation dans la mesure d'accumulation annuelle, liée à la difficulté à déterminer la couche qui sépare deux années hydrologiques. Dans une deuxième étape, nous analysons les fluctuations géométriques des glaciers entre 1956 et 2014 : de manière générale il existe une tendance négative avec un taux de perte de -0.5 m éq. eau par an, occasionnant un recul de 38% de la superficie de la calotte glaciaire. Cependant, cette tendance n'est pas régulière. Nous avons mis en évidence un comportement contrasté d'une période à l'autre : certaines caractéristiques attirent l'attention, comme le fait que le bilan de masse soit très déficitaire entre 1956 et 1964 (-1,3 m éq. eau par an) alors que dans une période plus récente (1998 et 2009) les glaciers se trouvent presque en équilibre (-0.2 m éq. eau par an). Durant la période globale, ces glaciers montrent une réponse commune à un signal climatique régional, tandis qu'à l'échelle locale l'exposition aux flux humides combinés aux caractéristiques morpho-topographiques confère un comportement spécifique à chaque glacier.

Ce travail est le premier dans les tropiques internes qui détaille la réponse des glaciers face à la variabilité du climat sur plusieurs décennies et qui prend en considération l'influence des facteurs morphologiques sur ce comportement. Cette thèse s'inscrit dans les objectifs scientifiques de l'équipe Great Ice de l'IRD (LMI Great Ice), et participe aux avancées du service de surveillance glaciologique SOERE GLACIOCLIM.

Mot clefs : Glaciers tropicaux, bilan de masse, variabilité climatique, photogrammétrie

Abstract

Climate of the tropical regions plays an important role in the balance of the global climate system. Consequently, it appears essential to understand its functioning and variability to apprehend at best the effects of climate change. In tropical regions where climate projections show an important warming at high elevations, glaciers are the first victims of the increase in temperature. But they also appear as accurate indicators of climatic variations. Until now, glaciological observations carried out in the inner tropics on Glacier Antisana 15 have been used in multiple studies that helped understand physical processes controlling glacial melt in this region. However, the latter studies have not taken into account the spatial and temporal representativeness of these processes at the scale of the whole ice cap.

Based on geodetic observations, the present study shows the spatial and temporal evaluation of nine glaciers during four periods spread over the last fifty years (1956-2014). Situated in the volcanic cone of Antisana, these glaciers were chosen according to their orientation and morphological characteristics.

In a first phase, we evaluated existing glaciological observations made on Glacier Antisana 15 α between 1995 and 2012. Our results suggest an underestimation of at least 5 m w.e. of the cumulated mass balance of this glacier. This excess in the ablation rate was caused by an underestimation of the annual accumulation measurement, linked to the difficulty of identifying the layer separating two hydrological years.

In a second phase, we analysed the geometrical fluctuations of glaciers between 1956 and 2014: generally there is a negative trend with a loss rate of -0.5 w.e. per year, leading to a retreat of 38% of the ice cap surface area. However, this trend is not constant. We highlighted a contrasting behaviour from one period to the other: some characteristics draw attention, such as the fact that the mass balance was very negative between 1956 and 1964 (-1.3 m w.e. per year) when in a more recent period (1998 to 2009) glaciers were nearly at equilibrium (-0.2 m w.e. per year). During this long period, these glaciers showed a common response to a regional climate signal, while at the local scale their exposure to humid fluxes combined to their morpho-topographic characteristics gave a specific behaviour to each glacier.

This work is the first focussing on intern tropics that details glacier response to climate variability over several decades and that considers the influence of morphological factors on this behaviour. This PhD thesis is in line with the scientific objectives of the Great Ice team from IRD (LMI Great Ice), as well as the progress of the glaciological monitoring service SOERE GLACIOCLIM.

Key words: Tropical glaciers, mass balance, climate variability, photogrammetry

Resumen

El clima de la región tropical juega un rol importante en el balance del sistema climático global, comprender su funcionamiento y su variabilidad es una de las piezas esenciales para entender los efectos del cambio climático. En la región tropical donde las proyecciones climáticas muestran un importante calentamiento a mayor altitud, los glaciares son las primeras víctimas del aumento de las temperaturas y constituyen también los indicadores más precisos de las variaciones del clima. Hasta ahora, en los trópicos internos, las observaciones glaciológicas realizadas sobre el Glaciar Antisana 15 α , han sido utilizadas en múltiples estudios que nos han permitido comprender los procesos físicos que gobiernan el deshielo glaciar en esta región. Sin embargo estos estudios no han considerado la representatividad espacial y temporal de estos procesos a escala de todo el casquete glaciar.

El presente estudio muestra, a partir de observaciones geodésicas, la evolución espacial y temporal de nueve glaciares en cuatro periodos comprendidos durante en el último medio siglo (1956-2014). Estos glaciares, ubicados en el cono volcánico del Antisana, fueron escogidos en función a su orientación y sus características morfológicas. En una primera etapa hemos evaluado las observaciones glaciológicas existentes sobre el glaciar Antisana 15 α entre 1995 y 2012, nuestros resultados sugieren la subestimación de al menos 5 m de agua en el balance de masa acumulado de este glaciar. Este exceso en las tasas de ablación es causado por una subestimación en la medida de la acumulación anual debido a la dificultad que conlleva la determinación de la capa que limita dos años hidrológicos.

En una segunda etapa analizamos las fluctuaciones geométricas de los glaciares entre 1956 y 2014, de manera general existe una tendencia negativa con una tasa de pérdida de -0.5 m de agua al año lo que ha ocasionado un retroceso del 38% de la superficie del casquete glaciar. Sin embargo esta tendencia no es continua. Hemos puesto en evidencia un comportamiento contrastado de un periodo al otro, algunas características que llaman la atención son: el balance muy deficitario entre 1956 et 1964 (-1,3 m de agua / año) y en el periodo más reciente (1998 y 2009) en el cual los glaciares se encuentran casi al equilibrio (-0.2 m de agua / año). En el largo plazo, estos glaciares muestran una respuesta común a los una señal climática regional, mientras que a escala local la exposición a los flujos húmedos en combinación a las características morfo-topográficas otorgan un comportamiento específico a cada glaciar.

Este trabajo es el primero en los trópicos internos que detalla la respuesta de los glaciares frente a la variabilidad del clima sobre una perspectiva multi-decenal y que considera la influencia que los factores morfológicos tienen sobre este comportamiento. Esta tesis se enmarca en los objetivos científicos del equipo Great Ice del IRD(LMI Great Ice), así como en los alcances del servicio de monitoreo glaciológico SOERE GLACIOCLIM.

Palabras Claves: Glaciares tropicales, balance de masa, variabilidad climática, fotogrametría

Introduction

Les glaciers de montagne sont une des composantes de la cryosphère terrestre (IPCC, 2013). Ils se forment notamment dans les régions de haute altitude ou de haute latitude où les conditions climatiques permettent l'accumulation pluriannuelle de neige et sa transformation en glace. Les chaînes de montagnes présentant les étendues glaciaires les plus importantes se trouvent dans l'Arctique canadien, en Alaska, en Amérique du Sud, ou encore en Asie centrale (d'après : <http://nsidc.org/cryosphere/glaciers>).

Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (IPCC, en anglais) considère dans ses rapports les glaciers de montagne comme des indicateurs clés du changement climatique (Lemke *et al.*, 2007). Par ailleurs, ces masses de neige et de glace constituent des réservoirs d'eau douce d'une importance capitale dans le fonctionnement des systèmes physiques, biologiques et des sociétés (Vaughan *et al.*, 2013).

Dans les Andes tropicales, à plus de 4500-4800 m d'altitude, se trouvent près de 99% des glaciers tropicaux (Kaser and Osmaston, 2002), dont 71% au Pérou, 20% en Bolivie, 4% en Équateur, 4% en Colombie et au Venezuela (Hastenrath, 1981 ; Jordan, 1991 ; Francou et Vincent, 2007). Le recul des glaciers tropicaux est un phénomène qui s'est accéléré depuis la fin des années 1970 (Rabatel *et al.*, 2013), cela est également le cas de presque tous les glaciers de montagne dans le monde. La surface totale des glaciers tropicaux dans les Andes était estimée de 1920 km² au début des années 2000 (Francou et Vincent, 2007). Ceci représente à peine 0,25% de la surface des glaciers à l'échelle mondiale (Pfeffer *et al.*, 2014).

Cependant, leur localisation géographique dans une zone clef pour documenter le changement climatique à l'échelle globale fait de ces glaciers des témoins fiables pour reconstruire et comprendre les fluctuations climatiques actuelles et passées. C'est d'autant plus vrai que ces glaciers présentent une sensibilité très forte au climat (Francou *et al.*, 1995 ; Kaser and Osmaston, 2002 ; Francou *et al.*, 2004 ; Vuille *et al.*, 2008) qui se reflète par des variations de masse et ensuite des fluctuations de la position du front des glaciers. Une augmentation de température de 4°C à plus de 4000 m d'altitude est simulée pour le XXIe

siècle selon le scénario A2 de l'IPCC (Bradley *et al.*, 2006 ; Urrutia et Vuille, 2009). Cette situation pourrait entraîner d'importantes réductions des glaciers et la possible disparition de ceux pour lesquels la ligne d'équilibre (ELA, *equilibrium-line altitude* en anglais) est très proche du sommet des massifs (Rabatel *et al.*, 2013).

Ceci représente une préoccupation sérieuse pour les agglomérations et les territoires agro-pastoraux qui se trouvent à proximité des glaciers (Rabatel *et al.*, 2013 ; Soruco *et al.*, 2015). Dans les Andes, les glaciers jouent un rôle primordial dans la disponibilité en eau : consommation d'eau potable, agriculture, élevage et génération d'énergie hydraulique. Les cas de la Paz (Bolivie), de Huaraz (Pérou) ou de Quito (Équateur), et de nombreuses vallées dédiées à l'énergie hydro-électrique peuvent être cités en exemple (Vergara *et al.*, 2007 ; Francou et Vincent, 2007 ; Soruco *et al.*, 2015). D'où l'intérêt d'étudier les variations glaciaires et leur lien avec le climat, afin de mieux distinguer les mécanismes responsables de leur recul récent et d'envisager les enjeux économiques liés à ce recul, en particulier dans le domaine de la ressource en eau.

C'est ainsi que pour répondre aux questions scientifiques que pose l'impact du réchauffement du climat sur l'évolution des glaciers, un effort considérable a été déployé par l'Institut de Recherche pour le Développement de France (IRD) et ses partenaires andins en Colombie, Équateur, Pérou et Bolivie, en liaison avec d'autres équipes de recherche : Université d'Innsbruck (Autriche), Université de l'Etat de l'Ohio, de New York à Albany (États-Unis d'Amérique), et Université de Zurich (Suisse) pour mettre en place un réseau de surveillance glacio-hydrologique dans la zone tropicale (Rabatel *et al.*, 2013).

Dans le cadre des activités de recherche en Équateur, plusieurs études ont été menées afin : (1) d'étudier l'évolution des glaciers depuis le Petit Age Glaciaire jusqu'à la période récente (Francou, 2004 ; Jomelli *et al.*, 2009 ; Basantes, 2010 ; Cáceres, 2010 ; Collet, 2010) ; (2) de comprendre la variabilité interannuelle des bilans de masse (Semiond, 1997 ; Francou *et al.*, 2000 ; Cáceres *et al.*, 2007) ainsi que d'identifier quels sont les processus physiques qui contrôlent les pertes de masse dans la zone d'ablation (Favier *et al.*, 2004b ; Wagnon *et al.*, 2009) ; (3) de déterminer la relation entre le recul des glaciers et les forçages climatiques à l'échelle régionale (Vuille *et al.*, 2008) et comment ces mécanismes peuvent être amplifiés lorsque les phases chaudes et froides des épisodes ENSO s'installent dans l'Océan Pacifique (Francou *et al.*, 2004 ; Francou *et al.*, 2007) ; enfin (4) de caractériser les impacts actuels et futurs du recul des glaciers sur les régimes hydrologiques des bassins versants de montagne (Vergara *et al.*, 2007 ; Villacis, 2008) ainsi que sur la biodiversité des zones abandonnées récemment par les langues glaciaires (Jacobsen *et al.*, 2014a, b ; Cauvy-Fraunié *et al.*, 2014a, b).

Mon travail a porté sur les glaciers localisés sur le Volcan Antisana près de l'équateur dans la zone tropicale interne. La configuration conique du volcan où se trouvent ces glaciers nous donne l'opportunité de documenter l'effet de l'exposition sur le recul différentiel des glaciers sur un demi-siècle et sur un territoire restreint.

Cette étude est la première à examiner de façon détaillée la variation du bilan de masse de glaciers situés tout près de l'équateur et à documenter sur une période de plus d'un demi-siècle le rôle des variables climatiques et morpho-topographiques sur les fluctuations géométriques et les bilans de masse. En particulier, nous avons ainsi cherché à :

- (1) Evaluer les observations de bilan de masse glaciologique faites auparavant en utilisant des techniques géodésiques et aussi statistiques, afin d'améliorer les estimations de l'évolution du volume des glaciers depuis le milieu du XXe siècle.
- (2) Caractériser le comportement des glaciers par rapport aux forçages climatiques principaux : (1) ceux liés à l'occurrence de l'ENSO dans le Pacifique (Francou *et al.*, 2004) et (2) ceux liés aux flux humides de la mousson amazonienne.

Le plan adopté pour l'étude est le suivant :

- Le *Chapitre I* présente les particularités climatiques et géographiques de la zone tropicale, notamment au niveau des tropiques internes d'Amérique du Sud où se trouve mon site d'étude.
- Le *Chapitre II* est dédiée à la présentation des glaciers de l'Antisana, l'importance scientifique et l'enjeu économique du site d'étude, ainsi que le réseau d'observations mis en œuvre en Équateur. Finalement, sont présentées les bases de données et les glaciers sélectionnés dans le cadre de cette étude.
- Le *Chapitre III* permet de présenter les méthodes utilisées dans ce travail pour la génération des séries temporelles des fluctuations géométriques des glaciers. Dans ce chapitre, je propose une approche statistique pour le calcul du bilan de masse géodésique plus efficace, tout en étant aussi fiable que les approches communément utilisées.
- Le *Chapitre IV* présente une réévaluation du bilan de masse glaciologique calculé dans le cadre de GLACIOCLIM sur le Glacier Antisana 15 α entre 1995-2012, en combinant les méthodes glaciologique et géodésique.
- Le *Chapitre V* dresse d'abord un panorama général des fluctuations spatiales et temporelles des glaciers des Andes équatoriennes et notamment le recul séculaire qu'ils subissent depuis la Petit Age Glaciaire (PAG). Ensuite, les fluctuations géométriques des

glaciers de l'Antisana au cours des cinq dernières décennies sont abordées plus en détails.

- Le *Chapitre VI* analyse la relation entre le climat et les glaciers en prenant en compte leur évolution spatiale et temporelle (neuf glaciers disposés sur diverses expositions autour du volcan ont été sélectionnés), leurs spécificités morphologiques, et les effets climatiques associés (exposition aux flux venant d'Amazonie).
- Enfin, la dernière partie présente les conclusions et les perspectives de ce travail.

« Le volcan Antisana se situe dans une région qui présente un régime climatique complexe contrôlé par l'interaction du relief et la circulation atmosphérique. »

Chapitre I

Contexte climatique de la zone de tropical interne

Ce chapitre présente les conditions climatiques et le fonctionnement glaciaire de la zone tropicale interne, notamment dans les Andes équatoriennes. Il ne s'agit pas ici d'entrer dans le détail du climat de la zone tropicale interne, mais de présenter dans les grandes lignes les caractéristiques de cette région et plus particulièrement du secteur de l'Antisana. D'un point de vue général, cette région est caractérisée par un régime climatique complexe qui est le résultat de l'interaction entre la circulation atmosphérique et le relief. Ce régime est influencé par des phénomènes d'échelle régionale tels que l'ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) et la PDO (*Pacifique Decadal Oscillation*).

Pour avoir une présentation plus détaillée de la situation actuelle des glaciers dans toute la région des Andes tropicales, on peut consulter l'article synthétique paru en 2013 dans *The Cryosphere* : Rabatel *et al.* (2013). *Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change*.

1.1 Régime climatique à l'échelle régionale

La cordillère des Andes est l'une de plus hautes chaînes montagneuses du monde. Elle est située à l'ouest de l'Amérique du Sud le long de l'Océan Pacifique. Les Andes ont une longueur d'environ 7500 km entre le Venezuela et l'extrême sud de l'Argentine. Cette étroite chaîne montagneuse Nord-Sud parcourt notamment la zone tropicale au-dessus de laquelle le soleil reste proche de la verticale toute l'année. Lié à cela et à l'altitude, les hautes Andes tropicales reçoivent tous les mois de l'année une quantité importante d'énergie radiative, sans qu'apparaisse une saison froide marquée.

Dans les tropiques, le soleil dans son mouvement apparent, passe deux fois au zénith et sur l'équateur ce passage à lieu lors des équinoxes en mars et en septembre. Pour cette raison, la variation de température annuelle (ΔT_a) est inférieure à la variation diurne (ΔT_d) (Wagnon, 1999 ; Kaser and Osmaston, 2002). C'est cette caractéristique qui délimite la zone tropicale du point de vue climatologique (Fig. 1.1).

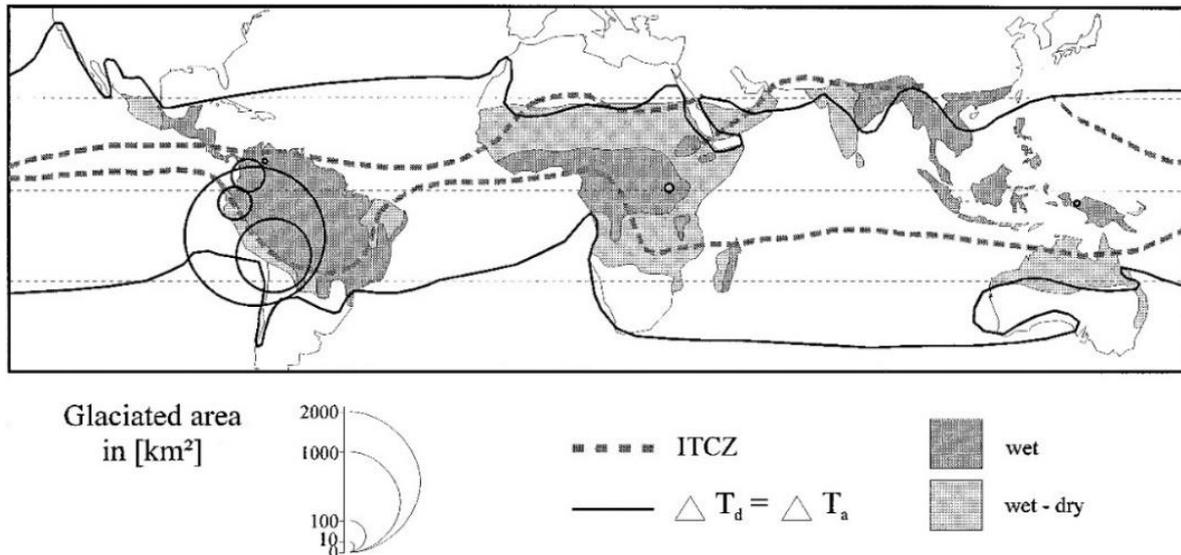


Figure 1.1. Délimitation de la zone tropicale et distribution des glaciers (d'après Kaser *et al.*, 1996)

Dans un contexte régional, le climat et l'hydrologie de la zone tropicale interne en Amérique du Sud, notamment à proximité de l'équateur, vont être influencés par la circulation atmosphérique, le relief et indirectement les courants marins (Pourrut *et al.*, 1994, Francou *et al.*, 2004).

(1) *La circulation atmosphérique.* L'Équateur est situé sur la côte ouest de l'Amérique du Sud, à proximité de l'océan Pacifique, proche de la zone de basse pression où convergent les alizés mûs par la circulation atmosphérique associée aux cellules de Hadley. Leur rencontre forme la Zone de Convergence Intertropical (ZCIT) (Fig. 1.2).

Le déplacement de la ZCIT est correspondant avec le mouvement apparent du soleil, vers le nord durant l'été boréal (avril-juillet) et vers le sud pendant l'été austral (octobre-janvier). Ce déplacement permet l'arrivée de masses d'air continentales du sud-est ou du nord-est, et l'Équateur se trouve sous l'influence de conditions modérément chaudes et peu humides dans le premier cas et chaudes et très humides dans le deuxième cas (Fig. 1.3).

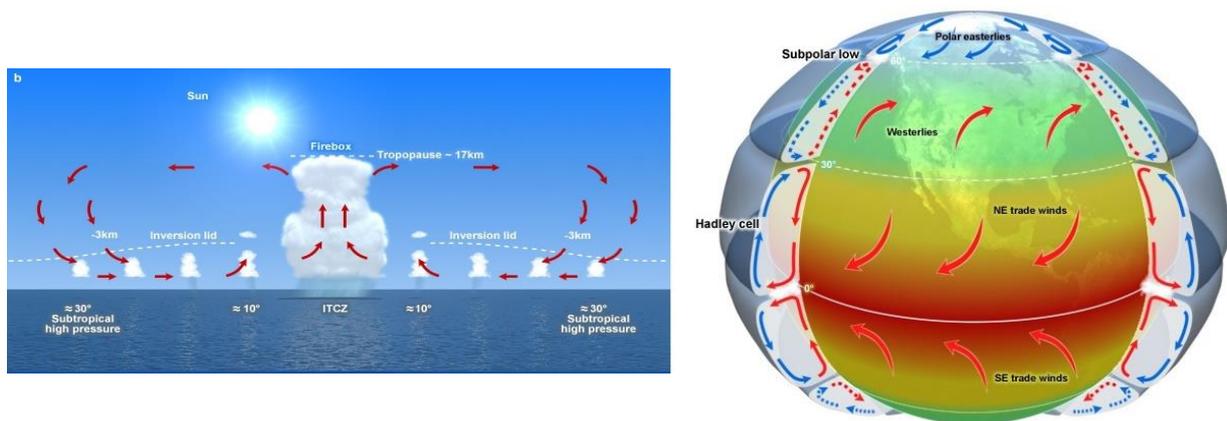


Figure 1.2. A gauche, schéma des cellules de Hadley. A droite, schéma de la circulation méridienne entre les tropiques qui est forcée par le réchauffement vers l'équateur et le transport convectif (d'après COMET® Website at <http://meted.ucar.edu/> of the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR))

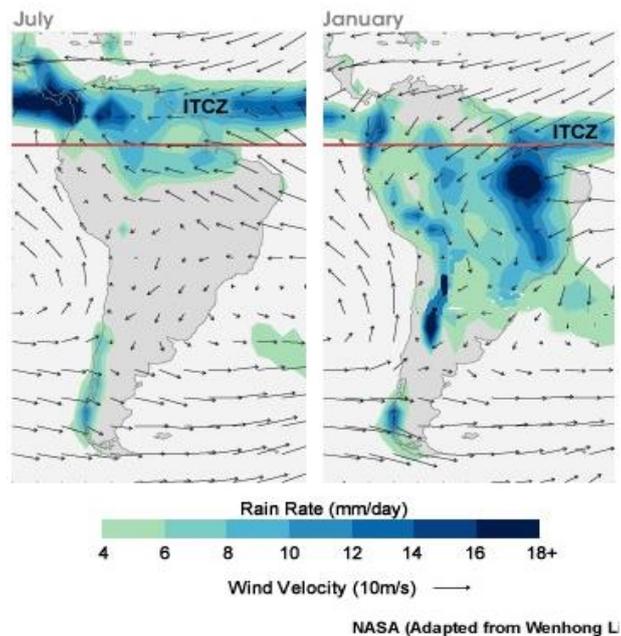


Figure 1.3. Conditions de vent et précipitations d'après les données TRMM en janvier et juillet en Amérique du Sud (d'après COMET® Website at <http://meted.ucar.edu/> of the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR))

D'autre part, l'Equateur est sous l'influence d'une circulation zonale Est-Ouest au niveau de l'équateur, ou « circulation de Walker » ; cette boucle présente une branche ascendante sur l'ouest du Pacifique tropical, et une branche descendante sur l'est du Pacifique tropical, le long des côtes de l'Amérique du Sud. La branche descendante inhibe les mouvements convectifs à l'origine des précipitations, elle est plus forte durant l'hiver austral (JJA), mais s'affaiblit en été austral (DJF), ralentissant les alizés.

D'autre part, dans l'Atlantique, entre l'Amérique du Sud et l'Afrique se trouve une autre cellule de Walker avec sa zone de convection principale située sur l'Amazonie et contre les Andes en été austral (DJF). L'union des alizés venant de l'hémisphère nord et ceux de l'hémisphère sud chargés d'humidité sur l'océan tropical chaud, puis sur la forêt amazonienne, développent la « mousson amazonienne », qui atteint les Andes. Une grande partie de cette humidité transportée par ce flux de mousson se dépose sous forme d'intenses précipitations sur le versant Est, précipitations qui tendent à diminuer en direction du versant Ouest de la chaîne.

Cette circulation (Hadley et Walker) subit des profondes modifications avec le mode oscillatoire de l'ENSO (voir plus loin).

Ainsi la zone tropicale dite « interne » (à proximité de la ligne équatoriale) se distingue par un régime des précipitations bimodale, avec (1) : une saison des pluies principale lors du premier passage de la ZCIT après le premier équinoxe, de mars à mai (MAM) ; (2) une saison humide secondaire lors du second passage de la ZCIT après le second équinoxe en septembre-novembre (SON) ; (3) un minimum de précipitations lors du « veranillo » de décembre-février (DJF) ; et (4) un autre minimum de précipitations lors du « verano » de juin-août (JJA). En revanche, en allant vers le sud, dans la zone tropicale dite « externe », le régime des précipitations devient unimodal : un pic en été (DJFM) lors que passage de la ZCIT, un creux très marqué en hiver dès lors que la ZCIT se positionne sur l'hémisphère Nord).

- (2) *Le rôle de l'orographie dans la distribution des précipitations.* L'Équateur couvre une surface d'environ 3×10^5 km² dont la moitié est une plaine couverte par la forêt amazonienne. L'Équateur est traversé du nord-est au sud-ouest par la cordillère des Andes, qui se présente sous la forme de deux chaînes montagneuses parallèles : la cordillère occidentale et la cordillère orientale, dite cordillère Royale (Jordan, 1991). Ces chaînes sont couronnées par de nombreux volcans qui s'élèvent de 4700 à 6300 m d'altitude. On l'appelle localement « l'Avenue des volcans ».

Les Andes équatoriennes constituent une barrière orographique importante qui a une forte influence sur les régimes de précipitations décrits ci-dessus, car le relief modifie en partie le déplacement des flux et des masses d'air. Ainsi, l'Antisana par sa localisation sur la cordillère orientale est influencé directement par les flux humides de l'Amazonie (Fig. 1.4), tandis qu'un sommet comme le Chimborazo dans la cordillère occidentale peut être alternativement influencé par les flux amazoniens et ceux venant du Pacifique (ces derniers étant plus secs, sauf en cas de phases chaudes de l'ENSO intenses).

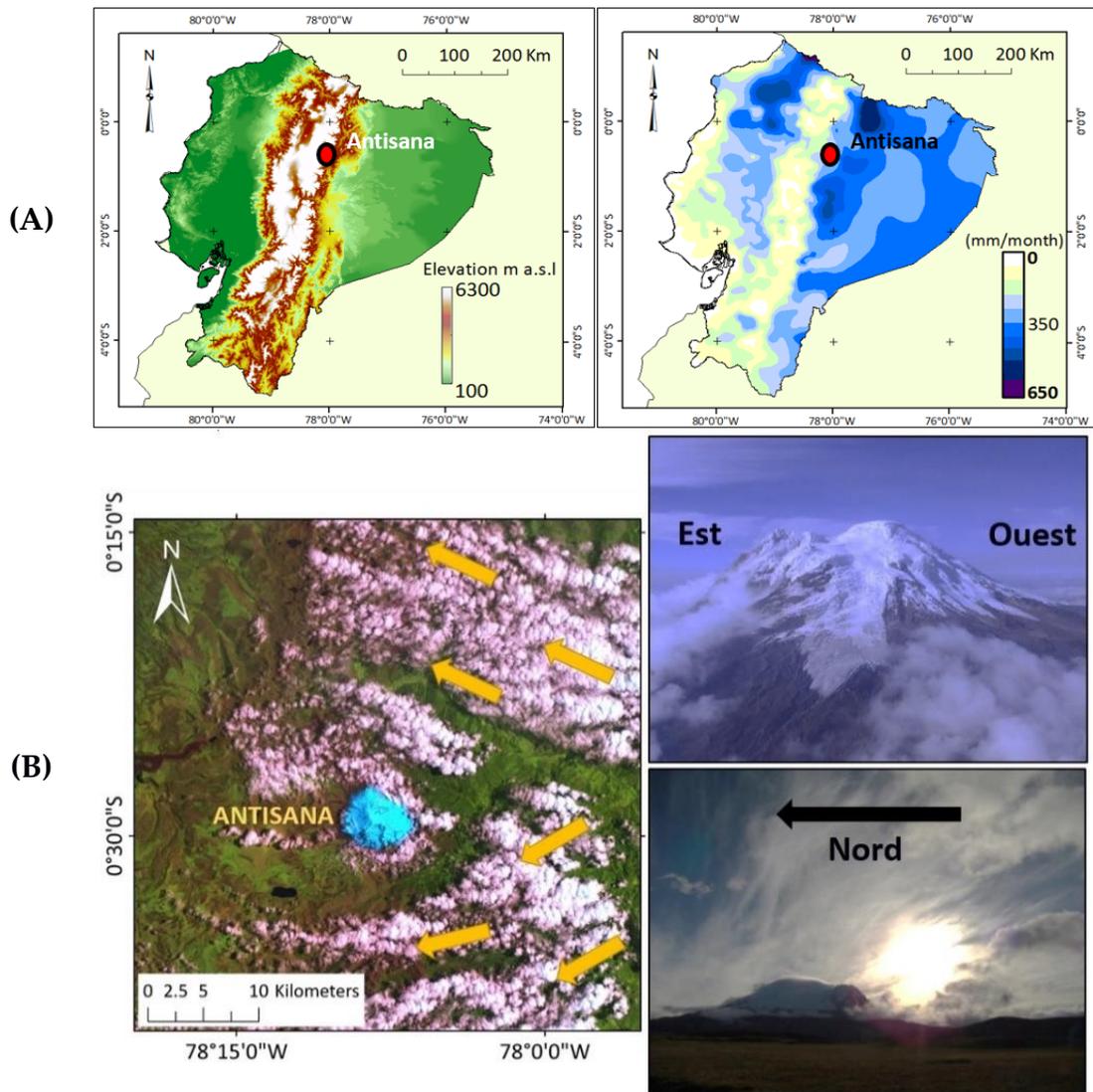


Figure 1.4. (A) à gauche la carte de l'Equateur divisé du nord au sud par la cordillère des Andes ; et à droite la carte des précipitations, dans les deux cartes la localisation du massif de l'Antisana est montrée (point rouge). Les données de précipitation proviennent du géoportail de l'IGM. (B) Illustration des flux humides provenant d'Amazonie sur le massif de l'Antisana en Équateur. A gauche l'image Landsat date du 23 mars 1986, à droite les photos : au-dessus (21 mai 2011) P. Mothes et en dessous (26 septembre 2009) R. Basantes

Plus on monte en altitude, plus la pression atmosphérique baisse, plus l'intensité de la radiation solaire s'accroît, plus la température de l'air diminue. La trajectoire des vents change et les hauteurs des précipitations se modifient. Les molécules d'air, forcées à s'élever sous l'effet du relief, subissent une expansion de caractère adiabatique qui provoque le refroidissement de l'air, la condensation de la vapeur d'eau, la formation de gouttes et la précipitation de ces dernières. Si la décharge est complète, l'air sec descend le long du versant opposé et se réchauffe par compression adiabatique donnant lieu à ce que l'on nomme un « effet de foehn » (Fig. 1.5). Ainsi, il y a un contraste marqué entre le « versant au vent » (NE-SE), très humide, et le « versant sous le vent » (NO-SO), plus sec).

(3) *Les courants océaniques.* L'affleurement des eaux froides de profondeur alimentant le courant de Humboldt le long des côtes péruviennes et au sud de l'Équateur est provoqué par l'action des alizés. Au cours de leur déplacement vers l'équateur ces eaux sont déviées par la force de Coriolis vers l'Ouest, puis se réchauffent en formant le courant sud équatorial qui se dirige vers le Pacifique occidental. (Fig. 1.5). Ainsi pour compenser le débit d'eau de l'Est vers l'Ouest du Pacifique se forment les contre-courants.

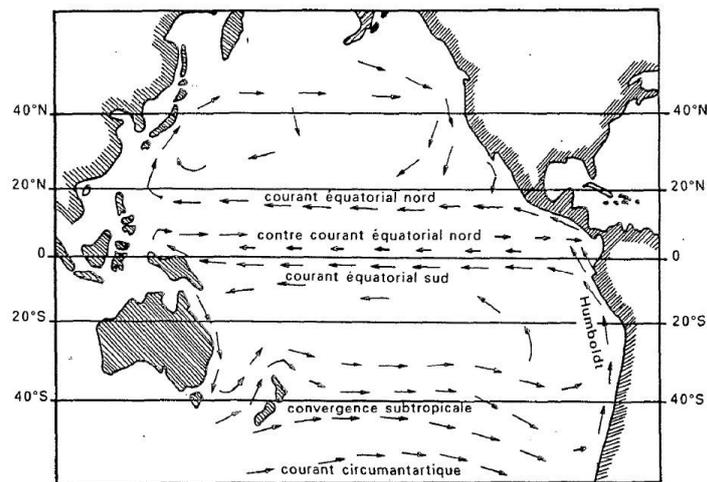


Figure 1.5. Schéma des principaux courants marins de l'océan Pacifique (d'après Pourrut *et al.*, 1994)

La zone de transition entre ces deux courants, appelée Front Équatorial (FE), est située entre la côte nord du Pérou et les îles Galapagos. Ce front océanique déplace habituellement vers le nord en juillet-septembre et vers le sud en janvier-mars. L'apparition d'un phénomène « El Niño » concorde avec un fort déplacement anomal du (FE) vers le sud.

(4) *L'ENSO (El Niño Southern Oscillation).* Il s'agit d'un courant d'eaux chaudes venant du Pacifique ouest qui apparaît chaque année entre décembre et mars/avril le long des côtes de Pérou et d'Équateur (Trenberth, 1997). En conditions normales (Fig 1.6A), les alizés qui soufflent de l'est refoulent cette eau chaude vers l'ouest (warm pool). Cela provoque une dilatation des eaux dans l'ouest du Pacifique, en revanche l'effet contraire se produit dans l'est du Pacifique. Le déplacement des eaux vers l'ouest provoque la remontée des eaux profondes plus froides (upwelling), donnant le courant de Humboldt. Les alizés, renforcés grâce au gradient thermique existant entre l'est et l'ouest se chargent peu à peu au cours de leur trajet vers l'ouest en vapeur d'eau et l'activité convective croissante alimentent la branche ascendante de la cellule de Hadley-Walker. Ce mécanisme engendre d'abondantes précipitations là où la convection se produit, soit au-dessus de la « warm pool » et l'Indonésie, tandis que la sécheresse s'impose entre le Chili, le Pérou et le sud de l'Équateur (Francou et Vincent, 2007).

Certaines années, le courant océanique influencé par les alizés développe une anomalie chaude plus intense, plus étendue et plus durable que la normale. On utilise le terme « El Niño » pour nommer cette anomalie (Fig 1.6B), et sa contrepartie froide est connue sous le terme de « La Niña » (Fig 1.6C) (Trenberth, 1997).

Durant les épisodes « El Niño », les alizés s'affaiblissent laissant les eaux chaudes arriver vers les côtes péruviennes et équatoriennes et la zone de forte convection (warm pool) se déplace vers le centre du Pacifique, et parfois jusqu'aux côtes sud-américaines en modifiant toute la circulation atmosphérique. Surviennent alors des précipitations anormalement fortes sur l'est du Pacifique et sur le versant ouest des Andes (nord-Pérou, Equateur, Colombie, surtout). En revanche, durant les années « La Niña », les alizés se renforcent par rapport à la situation normale, le Pacifique oriental devient plus froid car l'apport des eaux profondes est majeur, et sous cet effet, les côtes sud-américaines sont très sèches. En revanche, les conditions très humides s'installent à l'ouest du Pacifique vers l'Indonésie. La phase chaude de l'ENSO se produit de nos jours tous les 3 à 7 ans environ et dure de 6 à 18 mois.

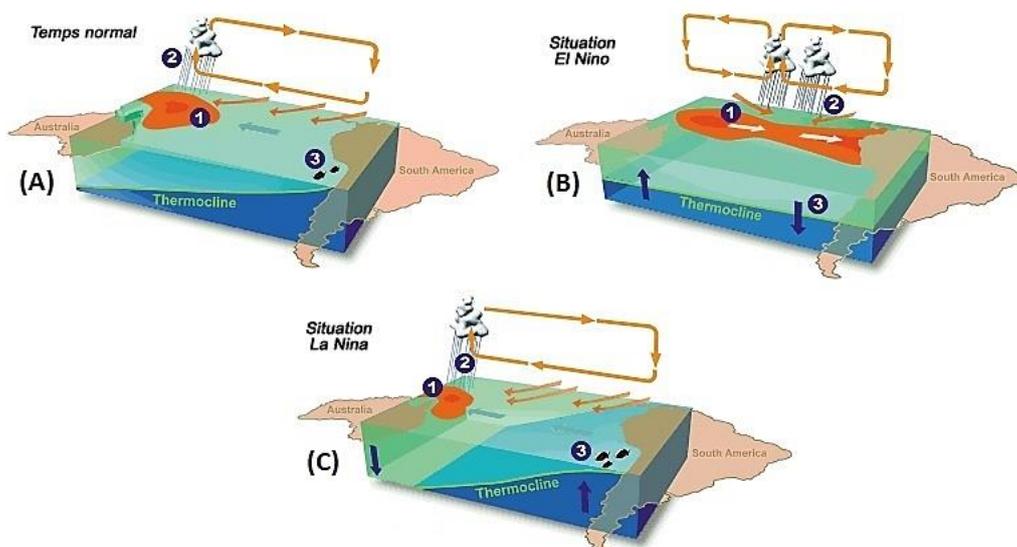


Figure 1.6. Schéma simplifié des régimes des vents et des courants marins dans le Pacifique équatorial. (A) En situation normale ; (B) en situation chaude (EL Niño) ; et (C) en situation froide (La Niña) (d'après D. Ducros, CNES)

Depuis la seconde moitié du XXe siècle, les événements chauds « El Niño » de 1957-1959, 1965-1966, 1972-1973, 1982-83, 1986-1988, 1990-1995, 1997-98, 2009-2010 ont été les plus marquants. En revanche les événements froids « La Niña » de 1954-1956, 1964-1965, 1970-1972, 1973-1974, 1975-1976, 1988-1990, 1999-2000, 2010-2011 ont été les plus significatifs (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>) (Fig 1.7).

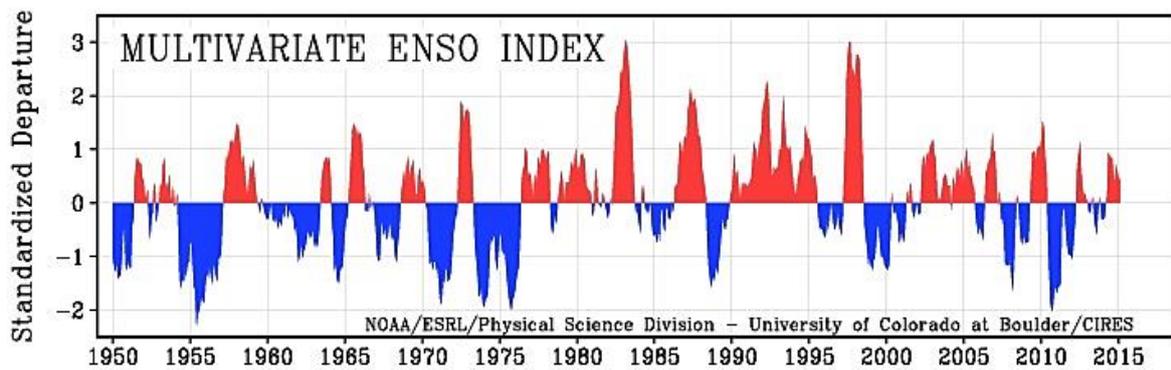


Figure 1.7. L'indice multivarié d'ENSO synthétise plusieurs paramètres liés à l'état superficiel de l'océan et à la basse atmosphère dans le Pacifique central équatorial. Les phases chaudes apparaissent en rouge et les phases froides en bleu. Les données sont exprimées en moyennes mobiles sur deux mois et normalisées par l'écart-type. Les plus marquées sont considérés comme des épisodes El Niño et La Niña (d'après K. Wolder (2011) : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>)

(5) *PDO (Pacifique decadal oscillation)*. Il s'agit d'un mode climatique basé sur une oscillation périodique de la température superficielle de la mer (SST pour *Sea Surface Temperature*) dans le Pacifique nord et le Pacifique tropical (Mantua *et al.*, 1997). Lorsque l'indice PDO est positif (phase chaude), l'eau est anormalement froide dans la partie nord-est du Pacifique, alors que l'eau de la partie est du Pacifique équatorial est anormalement chaude. Quand la PDO est négative, le Pacifique équatorial est froid, et sa partie nord-est est chaude. La persistance des phases positives et négatives est de l'ordre de 20-30 ans. En phase froide de la PDO (exemple entre 1947 et 1976), les épisodes La Niña ont été plus fréquents et plus intenses, tandis qu'en phase chaude de la PDO (1976-1998) les événements El Niño ont été plus marqués et plus nombreux (Fig. 1.8). La PDO est donc un « mode basse fréquence » connecté à l'ENSO, qui est lui, un « mode haute fréquence ».

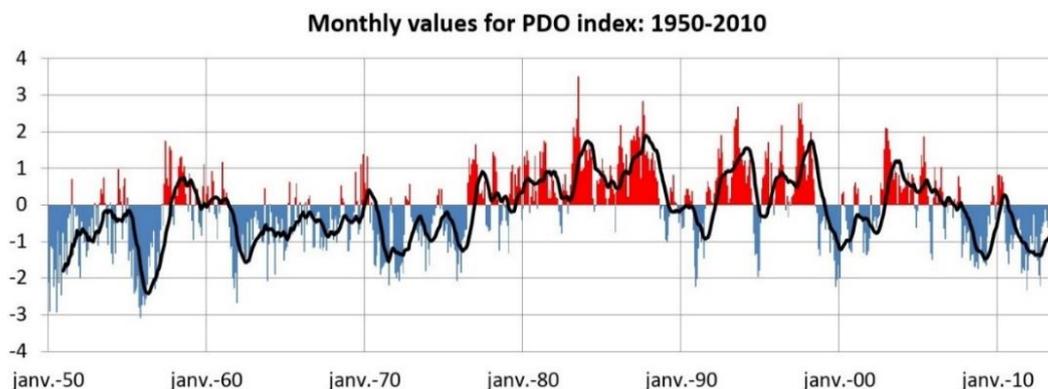


Figure 1.8. Valeurs normalisées pour l'indice PDO, dérivé des anomalies mensuelles SST dans l'océan Pacifique. Le trait noir gras est l'indice annuel de la PDO (Modifié d'après Mantua *et al.*, 1997 : <http://www.atmos.washington.edu/~mantua/abst.PDO.html>)

1.2 Régime climatique dans le secteur de l'Antisana

Dans le massif de l'Antisana les précipitations mensuelles montrent une faible variation saisonnière, sans qu'il y ait une saison vraiment sèche (Francou *et al.*, 2004 ; Villacis, 2008). Entre 1995 et 2008, la moyenne mensuelle est d'environ 80 mm. Sur le versant ouest de l'Antisana (sous le vent), les données mesurées depuis le milieu des années 1990 montrent un régime de précipitations caractérisé par deux périodes de fortes précipitations (Francou *et al.*, 2000). La première, forte, entre mars et mai, et la seconde, plus modérée, entre octobre et décembre (Fig. 1.9A). La couverture nuageuse suit le même schéma que les précipitations tandis que la température de l'air reste relativement constante tout au long de l'année (Fig. 1.9A). La variabilité interannuelle de la température est d'environ 3°C (écart-type sur les 50 dernières années).

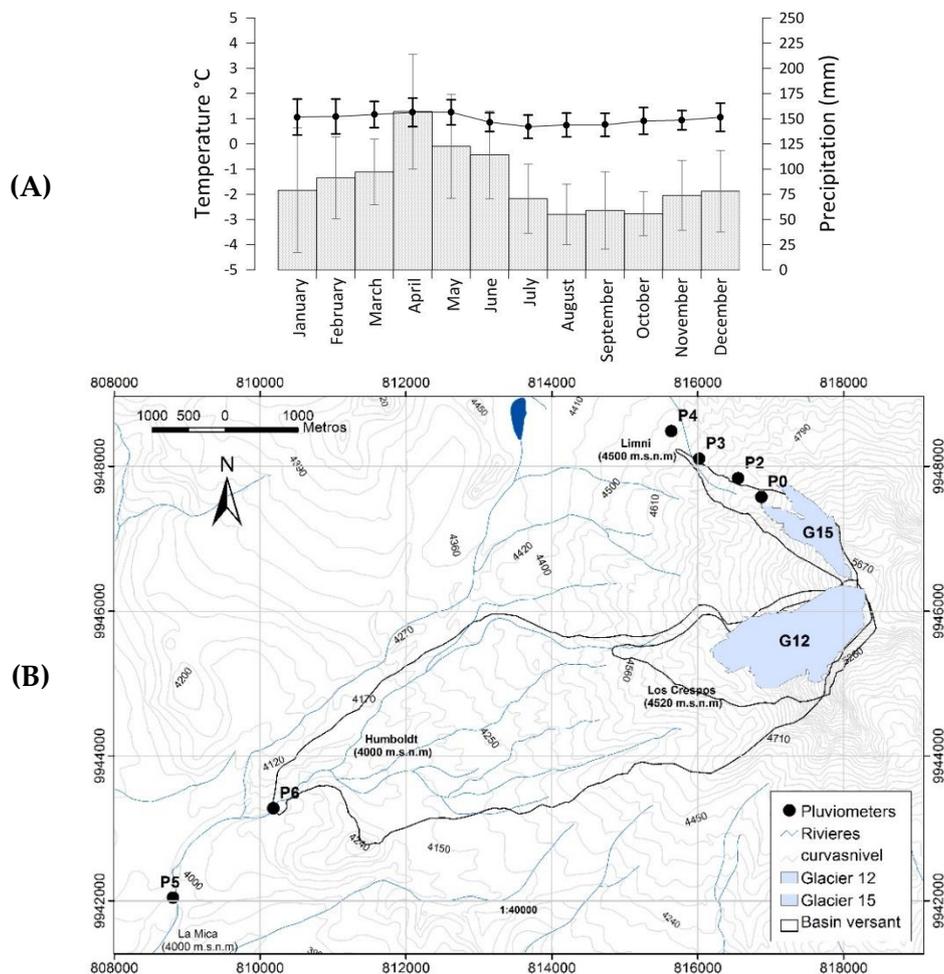


Figure 1.9. (A) Variabilité au cours de l'année de la température (en °C, trait noir) et de la précipitation (en mm, barres grises) dans la zone d'étude (1995-2008). Un écart-type (1σ) est indiqué pour les deux séries. (B) La précipitation est mesurée par un réseau de pluviomètres situés sur le versant ouest du massif entre 4000 m et 4800 m la température au pied du Glacier Antisana 15 à 4850 m.

Dans le site d'étude, nous avons des mesures de précipitation au pied du Glacier Antisana 15 et sur le bassin versant « Humboldt » qui correspond au bassin du Glacier Antisana 12 au cours de la période (1995-2008) (Fig. 1.9B). Au total, six pluviomètres ont été retenus pour l'interprétation de la relation entre le climat et le glacier : P0 (4850 m), P2 (4780 m), P3 (4550 m), P4 (4450 m), P5 (3930 m) et P6 (4059 m). La qualité de cette information a été évaluée par Manciatì *et al.* (2014). Les pluviomètres sont situés dans les deux zones de régimes hydrologiques identifiées par L'Huissier (2005) : la zone Glaciaire (P0, P2, P3, P4) et la zone Páramo (P5, P6).

A partir de cette information Cadier *et al.* (2007) proposent deux indices de précipitation représentatifs de chaque zone : P-Glacier et P-Páramo. Manciatì (2007) et Villacis (2008) utilisent ces deux indices pour décrire le régime des précipitations dans la zone d'étude entre 1995 et 2006 (Fig. 1.10). D'après Villacis (2008), le maximum de précipitations en avril arrive après l'équinoxe de mars alors que l'activité convective est renforcée au niveau de l'équateur. Ceci correspond au renforcement du vent est-ouest, de l'humidité recyclée sur le bassin amazonien, qui est issue originellement de l'évaporation renforcée au niveau de l'océan Atlantique tropical (Villacis *et al.*, 2008 ; Espinoza *et al.*, 2009). Ce maximum peut se prolonger jusqu'à juin, et ceci est caractéristique du versant amazonien (au vent) (Laraque *et al.*, 2007 ; Espinoza *et al.*, 2009). Le maximum de juin est plus marqué dans le páramo (Villacis, 2008).

Etant donné que notre site d'étude se trouve dans le nord-ouest du bassin amazonien (Fig. 1.11A), la variabilité interannuelle des précipitations est forte, situation qui caractérise cette partie du bassin amazonien (Villacis, 2008). Cette variabilité est contrôlée principalement par l'apparition du phénomène ENSO dans la Pacifique (Espinoza *et al.*, 2009). Villacis (2008) précise qu'au niveau de la variabilité intra-saisonnière des précipitations sur l'ensemble du bassin Amazonien, dans la Sierra équatorienne et en particulier dans le massif de l'Antisana, la situation est plus complexe, car le rôle de l'océan Atlantique sur les précipitations a été aussi mis en évidence (Vuille *et al.*, 2000a, b ; Espinoza *et al.*, 2009).

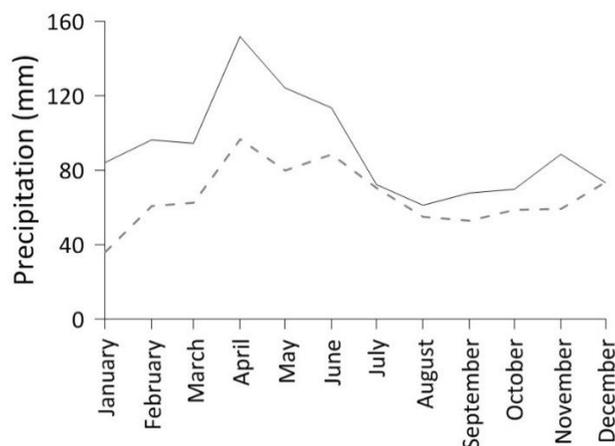


Figure 1.10. Moyenne mensuelle des précipitations dans l'Antisana : Zone Glaciaire (P-Glacier) (trait noir) ; et Zone Páramo (P-Páramo) (trait gris pointillé). Les observations correspondent à la période de 1995 à 2008 (Modifié d'après Villacis, 2008).

D'autre part, les flux humides provenant du bassin amazonien dûs au mécanisme de la « mousson amazonienne » s'intensifient lors de la phase froide de l'ENSO « La Niña », avec le renforcement des alizés responsables des fortes pluies au sud de l'Equateur et l'extrême sud des tropiques. Au contraire, la phase chaude « El Niño » contribue à diminuer les effets de la mousson amazonienne dans la cordillère des Andes.

Par ailleurs, la relation entre la PDO et les précipitations du bassin Amazonien, qui se superpose à l'ENSO, est nette (Villacis, 2008). D'après Espinoza *et al.* (2009) 65 % de la variance annuelle de la précipitation sur l'ensemble du bassin amazonien, partie andine incluse, est expliquée par la combinaison des indices MEI (Multivariate ENSO Index), <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/> et PDO (<http://jisao.washington.edu/pdo/>) (Fig. 1.11B).

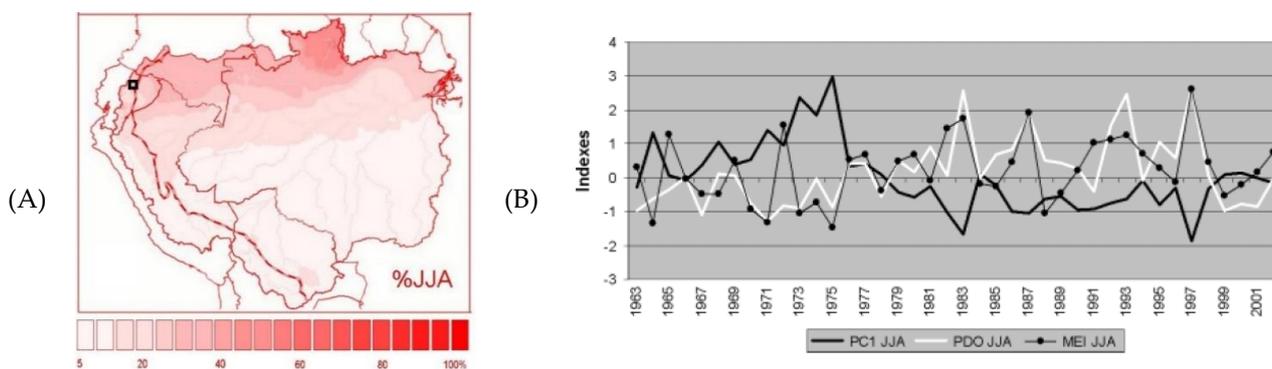


Figure 1.11. (A) Spatialisation de la première composante principale des précipitations sur l'ensemble du bassin Amazonien pour le trimestre de juin à août (PC1 JJA). Le site d'étude est représenté par le carré noir gras. (B) Evolution temporelle du PC1 JJA (trait épais noir), indice PDO (trait blanc) et indice MEI (trait fin avec cercles noirs). (Modifié d'après Espinoza *et al.*, 2009).

Il est difficile d'associer la variabilité des précipitations directement à l'influence de l'ENSO, car la réponse n'est pas homogène (Villacis, 2008). Francou *et al.* (2004) ont mis en évidence que sur l'Antisana 15α pendant les événements El Niño (La Niña), les anomalies positives (négatives) des températures ont un impact important sur l'altitude où se situe la limite pluie/neige : il peut pleuvoir sur les glaciers de l'Antisana jusqu'à 5400 m en période de fort El Niño, et inversement, les chutes de neiges en période de forte La Niña peuvent entretenir un manteau neigeux d'une durée continue de plusieurs mois 100 à 200 m plus bas que le front des glaciers. Par ailleurs, la fréquence des anomalies négatives (positives) de précipitations est plus importante pendant les événements El Niño (La Niña), mais l'influence de l'ENSO sur les précipitations peut se manifester de façon aléatoire au cours de l'année (Fig 1.12) (Villacis, 2008).

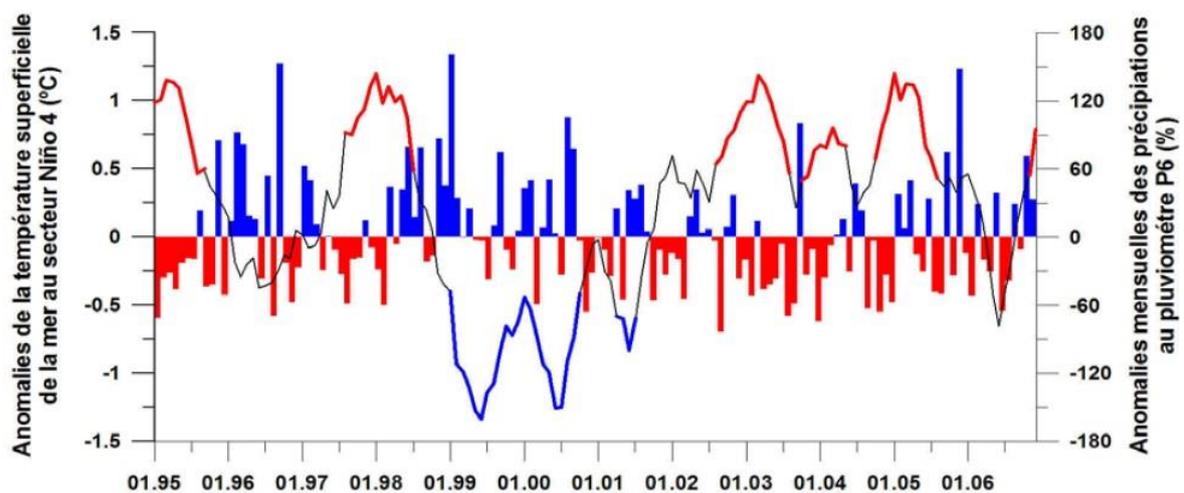


Figure 1.12. Anomalies de la température superficielle de la mer du secteur Niño 4 (trait fin noir, axe gauche). Les anomalies ont été décalées 4 mois. Les événements El Niño (La Niña) sont marqués en rouge (bleu) sur le trait noir. Anomalies mensuelles de précipitations au pluviomètre P6 (zone Páramo) en pourcentage par rapport à la moyenne mensuelle interannuelle de chaque mois. Les barres en rouge (bleu) dénotent les anomalies négatives (positives) de précipitation (d'après Villacis, 2008).

Par ailleurs, il existe une forte variabilité spatiale des précipitations liée au relief et à la topographie. Le total de précipitations annuelles mesurées au pied du glacier (environ 1100 mm) est 40% plus important que les précipitations mesurées dans le páramo (environ 800 mm). Effet qui peut s'expliquer par le fait que le páramo est plus abrité par le volcan tandis que la zone glaciaire est plus exposée aux flux d'humidité provenant de l'Amazonie (direction est-ouest). La différence est plus importante entre janvier et juin alors qu'entre juillet et octobre la différence est moins notable (Villacis, 2008 ; Mancinati *et al.*, 2014).

Ce gradient vertical inverse des précipitations pourrait s'étendre vers le sommet du massif. Ceci voudrait dire que la quantité de précipitations serait bien plus importante que celle mesurée au pied du glacier. Des études précédentes ont déjà discuté des limitations liées à l'estimation des précipitations sur les marges proglaciaires de l'Antisana, notamment à cause du vent et de la topographie. Wagnon *et al.* (2009) précisent que le déficit des précipitations mesurées par les pluviomètres en aval du Glacier Antisana 15 pourrait atteindre environ 50%. Différence qui est du même ordre de grandeur que ce qui a été estimé pour le Glacier Zongo en Bolivie (Soruco *et al.*, 2009b). Nous verrons plus loin que ce gradient vertical des précipitations pourrait entraîner des problèmes dans l'estimation des quantités de neige accumulées sur les glaciers au cours de l'année.

1.3 Particularités des glaciers près de l'équateur

Troll (1941) identifie deux zones tropicales en fonction des conditions climatiques : la zone tropicale interne et la zone tropicale externe. D'après Kaser *et al.* (1996), on distingue deux régimes glaciaires dans ces zones (Fig. 1.13). Dans le cadre de ce travail, je me concentrerai sur la zone tropicale interne près de l'équateur qui présente un climat très humide presque constant tout au long de l'année, contrairement aux conditions observées dans les tropiques externes où la saisonnalité des précipitations, en particulier la saison sèche et la saison humides, très bien marquée.

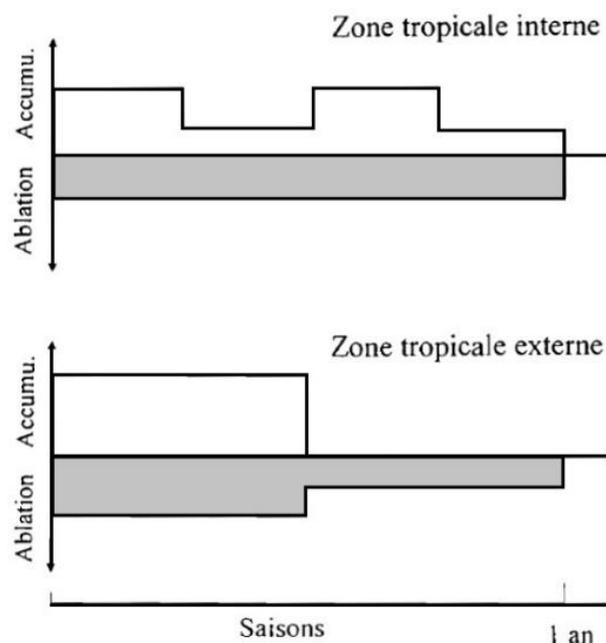


Figure 1.13. Schéma des régimes glaciaires dans la zone tropicale (d'après Kaser et al., 1996)

Les conditions climatiques complexes de la zone tropicale interne sont à l'origine de processus d'ablation et d'accumulation tout au long de l'année sur les glaciers (Kaser, 2001 ; Wagnon *et al.*, 1999 ; Francou *et al.*, 1995, 2003, 2004b). Au contraire, dans les tropiques externes le fonctionnement glaciaire reflète la variabilité saisonnière des précipitations avec une période humide et une période sèche (Soruco *et al.*, 2009a). Ces deux régimes sont différents de celui des autres régions climatiques, par exemple dans les Alpes où l'accumulation correspond à la période hivernale, alors que dans la période estivale, on observe peu d'accumulation et surtout de l'ablation.

Le gradient du bilan de masse dans la zone d'ablation des glaciers tropicaux est très fort (Kaser *et al.*, 1996 ; Benn *et al.*, 2005 ; Soruco *et al.*, 2009b ; Rabatel *et al.*, 2013), comparé à celui de la zone d'accumulation ; comme nous le reverrons en détail au chapitre IV, les observations directes entre 1995 et 2012 sur l'Antisana 15 α montrent un gradient vertical de bilan de masse d'environ 1,8 m $\text{eq. eau } 100 \text{ m}^{-1}$ dans la zone d'ablation et 0,1 m $\text{eq. eau } 100 \text{ m}^{-1}$ dans la zone d'accumulation, c'est aussi le cas sur le Glacier Antisana 12 (2005-2012). Ceci montre que pour les glaciers tropicaux existe une importante contribution de la zone d'ablation à la variabilité du bilan de masse global du glacier (Rabatel *et al.*, 2013). Presque 80 % de la variance du bilan de masse provient de ce qui se passe dans la zone d'ablation du glacier (Soruco *et al.*, 2009b ; Basantes-Serrano *et al.*, soumis).

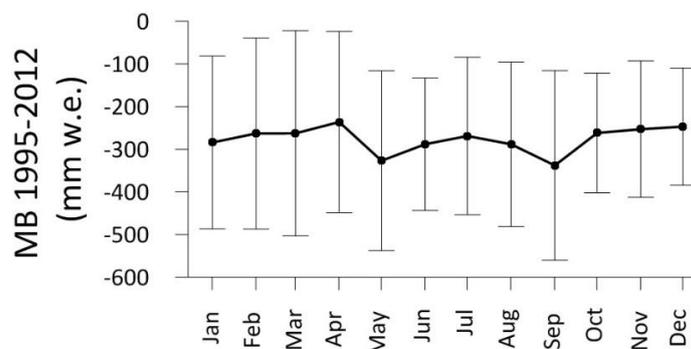


Figure 1.14. Bilan de masse dans la zone d'ablation du Glacier Antisana 15 α entre 1995 et 2012 (trait noir avec des cercles). Un écart-type (1σ) est indiqué (Modifié d'après Francou *et al.*, 2004).

Sur l'Antisana 15 α , l'ablation moyenne mensuelle au cours de l'année est presque constante (environ 300 mm eq. eau par mois). Ceci étant, la variabilité interannuelle du bilan de masse mensuel est très importante : ± 200 mm eq. eau en moyenne (Fig. 1.14), autrement dit les conditions peuvent varier sensiblement d'une année à l'autre (Francou *et al.*, 2013). Cette variabilité est plus forte à proximité des équinoxes, mars-avril-mai (MAM), et septembre-octobre-novembre (SON), où coïncident un maximum de rayonnement potentiel et la période des précipitations (Favier *et al.*, 2004a, b ; Francou *et al.*, 2004).

Cette variabilité pourrait être expliquée pour la variation de la température atmosphérique d'un côté et la fréquence, l'intensité et la nature des précipitations d'un autre côté. Ces facteurs vont moduler les échanges d'énergie à la surface via albédo, et par conséquent la fonte (Francou *et al.*, 2004 ; Favier *et al.*, 2004a). En fait, l'absence de saisonnalité de la température n'empêche pas qu'une variation minimale de la température à échelle interannuelle peut déclencher des conditions d'ablation plus ou moins importantes sur le glacier. Ainsi, selon les années, chaudes ou froides, l'isotherme 0 °C se déplace dans la zone d'ablation entre 4800 et 5100 m d'altitude, ce qui fait varier la nature des précipitations (neige ou pluie) : une augmentation de 1°C de la température peut déplacer l'altitude de la limite neige/pluie d'environ 150 m vers la partie haute des glaciers (Rabatel *et al.*, 2013), ainsi une surface importante du glacier se retrouve exposée à des conditions de fonte.

En effet, la fonte est modulée par l'albédo de la surface du glacier (Favier *et al.*, 2004a, b). L'albédo (qui traduit le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde $SW\downarrow$) dépend de la fréquence et de l'intensité des précipitations solides (Favier *et al.*, 2004b). En d'autres termes, l'intensité de l'ablation dépend de la présence ou non d'un manteau neigeux sur le glacier : si celui-ci est renouvelé régulièrement par des chutes de neige, l'albédo reste fort (0.7-0.8), le bilan net radiatif est faible et peu d'énergie est disponible pour la fonte : en conséquence l'ablation reste faible. En revanche, les années où le manteau neigeux ne peut pas s'installer régulièrement en dessous de 5300 m (précipitations liquides et/ou déficit de précipitation), l'albédo reste constamment faible (0.3-0.5), le bilan radiatif net est élevé, et l'ablation est forte. L'intensité de l'ablation est donc très liée à la présence ou non des précipitations solides à basse altitude sur le glacier autour de la période des équinoxes, lorsque l'intensité de la radiation solaire est potentiellement la plus forte.

De ce fait, la température intervient davantage par la phase des précipitations (déterminant de l'albédo) que par la chaleur sensible, variable qui reste faible dans le bilan d'énergie, comme toujours à haute altitude dans les Andes (Sicart *et al.*, 2005).

En plus, la couverture nuageuse joue aussi un rôle important dans l'intensité de la fonte glaciaire. L'ablation est donc d'autant plus forte que le rayonnement direct n'est pas intercepté par la nébulosité et parvient à la surface du glacier. La couverture nuageuse qui intervient pour masquer le rayonnement incident de courtes longueurs d'onde ($SW\downarrow$) absorbe l'énergie de ces dernières et les réémet vers le sol sous forme de rayonnement de grandes longueurs d'onde (LW) vers la surface du glacier. Par ailleurs, la surface du glacier perd de l'énergie par rayonnement de grande longueur d'onde ($LW\uparrow$). Dans un ciel nuageux (nébulosité d'origine convective), le rayonnement infrarouge émit par l'atmosphère

vers le sol est fort. Ce même rayonnement peut être fort du sol en direction de l'atmosphère la nuit, surtout si le ciel est clair. Dans ce cas, la surface se refroidit et le lendemain il faut davantage d'énergie pour remonter la température de la neige ou de la glace à celle de la fusion. Ainsi, sur l'Antisana 15 α , le rayonnement infrarouge émis par la surface est plus fort que celui qui vient de l'atmosphère pendant le « verano » entre juin-septembre quand le ciel est fréquemment clair. En cette période de l'année, le renforcement des vents d'est pendant le « verano » va contribuer au « pompage d'énergie » via la sublimation (flux de chaleur latente important). Perte d'énergie par émission d'un flux de grandes longueurs d'onde et sublimation s'ajoutent pour réduire de l'ablation en cette période de l'année.

Par ailleurs, si le bilan radiatif de courte longueur d'onde joue un rôle important dans la variabilité du bilan d'énergie de surface via l'albédo, il n'y a pas de lien direct avec la température au pas de temps journalier (Sicart *et al.*, 2008) parce que : (1) la température varie faiblement au cours de la période de fonte ; et (2) le rôle du flux de chaleur sensible (H) est limité du fait de la faible densité de l'air à très haute altitude, impliquant un transfert d'énergie limité. Toutefois, à plus long pas de temps (mois, année), une bonne corrélation existe entre l'ablation et la température, car la température de l'air dépend de plusieurs termes du bilan d'énergie. Une étude en cours menée par Luis Maisincho au sein du Laboratoire de Glaciologie et Géophysique d'Environnement (LGGE) de Grenoble tente d'appliquer un modèle degrés-jour pour quantifier le bilan de masse des glaciers Antisana 12 et 15 (Maisincho, en cours).

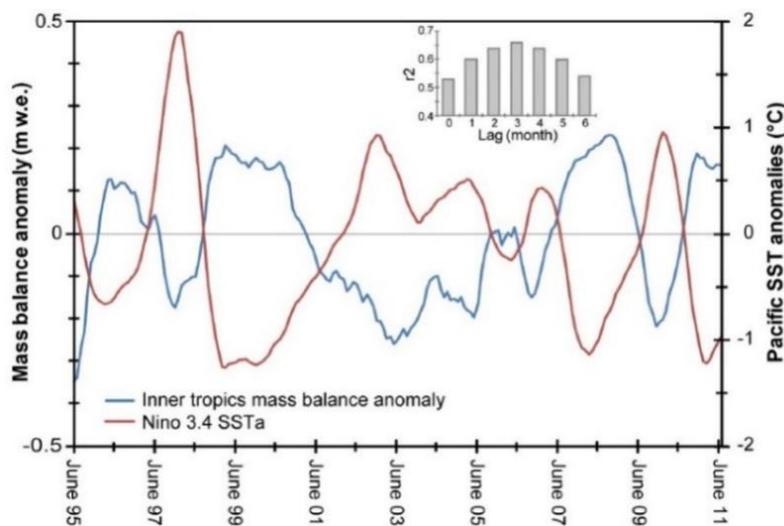


Figure 1.15. Bilan de masse mensuel (m d'éq. eau) dans les tropiques internes, y compris Glacier Antisana 15 α (Équateur) et Glacier Conejeras (Colombie), et les SST dans le secteur de Niño 3.4 SST (°C) entre juin 1995 et août 2011. Les deux séries sont lissées avec une moyenne mobile de 12 mois. En haut, les corrélations entre les deux variables en fonction du décalage temporel en mois (d'après Rabatel *et al.*, 2013)

Enfin, comme la variation de la température atmosphérique dépend étroitement au niveau régional de la variation de la température de la surface (SST) du Pacifique dans sa partie centrale (Niño3-4, Niño-4) et de l'intensité des phases de l'ENSO « El Niño/La Niña », il n'est pas étonnant de trouver une bonne corrélation entre le bilan de masse de la zone d'ablation et la SST de ces secteurs du Pacifique (Fig. 1.15). Cette corrélation est optimale avec un décalage positif de trois ou quatre mois entre le Pacifique et l'Antisana (Francou *et al.*, 2004 ; Favier *et al.*, 2004a ; Vuille *et al.*, 2008 ; Rabatel *et al.*, 2013).

Pendant la phase chaude de l'ENSO (El Niño), la température atmosphérique sur les Andes s'élève suffisamment pour favoriser l'occurrence de précipitations liquides sur le glacier entre le front et 5300 m d'altitude. En l'absence de manteau neigeux sur le glacier, l'albédo de surface reste faible et en conséquence l'ablation est forte. Au contraire, pendant les phases froides de l'ENSO (La Niña) les conditions sont opposées : la température diminue, les précipitations solides sont plus fréquentes, le manteau neigeux quasi permanent et renouvelé, ce qui maintient l'albédo élevé. Par ailleurs, la couverture nuageuse est plus présente, ce qui réduit la quantité d'énergie liée au rayonnement dans les courtes longueurs d'onde (Favier *et al.*, 2004b ; Francou *et al.*, 2004 ; Rabatel *et al.*, 2013).

Ces conditions expliquent les bilans de masse fortement négatifs observés sur le Glacier Antisana 15 α pendant les épisodes El Niño des années 1995, 1997/1998, 2001/2002 ; au contraire, on trouve des bilans de masse positifs ou presque équilibrés au cours d'épisodes « La Niña » de 1999-2000 (Favier *et al.*, 2004a ; Francou *et al.*, 2004).

Cependant, aucun des travaux précédents n'a observé la variabilité spatiale du bilan de masse sur l'ensemble de la surface glacier, car ces travaux se sont basés sur l'information glaciologique disponible uniquement dans la zone d'ablation du Glacier 15 de l'Antisana. Il faut noter que les processus en zone d'accumulation n'ont jamais été étudiés dans le détail et que par conséquent elle reste une zone mal connue. C'est regrettable dans la mesure où elle peut jouer un rôle important dans l'estimation du bilan de masse total du glacier.

De ce fait, l'application de la méthode géodésique pour l'estimation du bilan de masse est le seul moyen d'avoir une image complète des variations de volume des glaciers sur le long terme et de les relier à la variabilité climatique passée.

1.4 Conclusions du chapitre

Le volcan Antisana se situe dans une région qui présente un régime climatique complexe contrôlé par l'interaction du relief et de la circulation atmosphérique. Une place importante est donnée à l'humidité provenant du bassin amazonien qui a une influence marquée sur le climat de la vallée inter-andine. A échelle régionale, ce régime est modifié par les effets des anomalies de la température de surface de la mer (SSTa) dans le Pacifique à travers le phénomène ENSO (échelle de temps décennale) et le mode PDO (échelle multi décennale).

Sur le secteur de l'Antisana, près de l'équateur astronomique, la faible variabilité thermique et le rayonnement potentiel incident quasi-constant au cours de l'année sont des caractéristiques qui, associées aux précipitations, définissent un métabolisme glaciaire singulier où les mécanismes d'ablation et d'accumulation sont présents de façon simultanée tout au long de l'année.

Dans le cas du Glacier Antisana 15 α , les études précédentes montrent une faible variabilité saisonnière du bilan de masse qui contraste avec la forte variabilité interannuelle. Cette variabilité interannuelle est plus forte vers les équinoxes où coïncident la période de fortes précipitations et le maximum de rayonnement potentiel incident. Elle est également à relier aux variations interannuelles de température, laquelle détermine la phase des précipitations (pluie/neige) qui, *in fine*, se traduit par des variations de la quantité d'énergie disponible pour la fonte.

Il est à présent important de chercher à comprendre comment les facteurs morphologiques vont intervenir dans le comportement des glaciers à l'échelle du massif.

« Chaque glacier est doté de caractéristiques morphologiques particulières qui nous permettent d'étudier leur comportement vis-à-vis de l'influence climatique à laquelle ils sont soumis. »

Chapitre II

Les glaciers du volcan Antisana

2.1 Situation géographique

Le volcan Antisana est situé à 40 km à l'est de Quito (capitale de l'Équateur) dans la province du Napo. C'est un stratovolcan actif situé dans la cordillère Orientale (0°28'S, 78°09'W) qui divise la vallée inter-andine de la région amazonienne. Pendant les derniers 15000 ans, l'Antisana a eu environ 50 éruptions de petite et moyenne intensités. Depuis 1590 au moins quatre périodes éruptives sont connues dans le secteur de l'Antisana : 1590-1620, en 1760, en 1773, et en 1802. Cependant il existe beaucoup d'incertitudes sur cette activité (Minard Hall, communication personnelle).

La zone d'étude possède un relief très varié qui va de 2700 m d'altitude dans la vallée du bassin versant jusqu'à 5706 m d'altitude au sommet du volcan, celui-ci étant le quatrième plus élevé d'Équateur. Comme la plus grande partie des volcans, l'Antisana a une structure conique irrégulière et la calotte glaciaire représente environ 20% du total de la surface englacée d'Équateur et la première calotte d'Équateur en extension. Le sommet principal à 5706 m d'altitude est un plateau de 15 ha légèrement incliné vers l'est entouré par une falaise de glace et de neige ; il est connu comme un des sommets les plus dangereux pour les alpinistes.

Les glaciers ont une zone d'accumulation qui représente environ 60% de leur surface, et compte-tenu de la forme conique du volcan, celle-ci est plus étroite que la zone d'ablation. La disposition et le front des glaciers répondent aux contraintes topographique et climatique du site. Ceux du côté ouest descendent jusqu'à environ 4750/4850 m, alors que les glaciers placés sur le bassin versant amazonien ont une partie terminale 300 m plus basse en moyenne.

Le relief et le climat déterminent les caractéristiques physiques et le régime hydrologique des glaciers. Cet effet s'explique par le fait que les glaciers de la partie est sont soumis directement aux flux d'humidité provenant du bassin amazonien, et qu'ils sont alimentés par des précipitations annuelles plus importantes (>2000 mm/an), tandis que du côté ouest du massif, les précipitations ne dépassent pas les 1300 mm/an. Cela pourrait expliquer le fait que le front des glaciers de côté est soient plus bas que ceux de côté ouest.

2.2 L'enjeu économique de la zone de l'Antisana dans l'approvisionnement d'eau de l'agglomération de Quito

La zone de l'Antisana est considérée comme la réserve d'eau la plus importante pour la ville de Quito, avec une population de 2,2 M d'habitants. Selon le dernier recensement fait en 2010, elle constitue la deuxième plus grande agglomération d'Équateur. L'eau consommée dans la ville provient pour près de 60% de cette zone (d'après l'EPMAPS, <http://www.aguaquito.gob.ec/que-hacemos/plan-de-aseguramiento-de-la-disponibilidad-de-agua-potable-en-el-dmq>). Sur place la ressource hydrique fournie par les bassins versants du volcan est aussi utilisée pour la production électrique. L'infrastructure existante est gérée par l'Entreprise de l'eau potable de Quito (EPMAPS, *Empresa Publica Metropolitana de Agua Potable y Saneamiento* de Quito) à partir de deux systèmes principaux de captage : la Mica-Quito Sur au sud-ouest de l'Antisana et Papallacta au nord. Cette infrastructure comprend une station de production d'énergie hydraulique et trois autres projetées.

Actuellement, un volume de l'ordre de 4,5 m³ par seconde est capté dans les bassins versants autour de l'Antisana par les systèmes de captage « Papallacta et La Mica » (EPMAPS, 2007). Par ailleurs, l'agglomération de Quito s'attend à une croissance de 30% de sa population en 2020 et de presque 90% en 2040 (d'après : EPMAPS, <http://www.aguaquito.gob.ec/que-hacemos/plan-de-aseguramiento-de-la-disponibilidad-de-agua-potable-en-el-dmq>). Afin de répondre à la demande d'eau future, des travaux d'aménagements sont prévus par l'entreprise d'eau potable à Quito à près de 4000 m d'altitude en vue d'exploiter un volume additionnel de 5,4 m³ par seconde (EPMAPS, 2007) (Fig. 2.1).

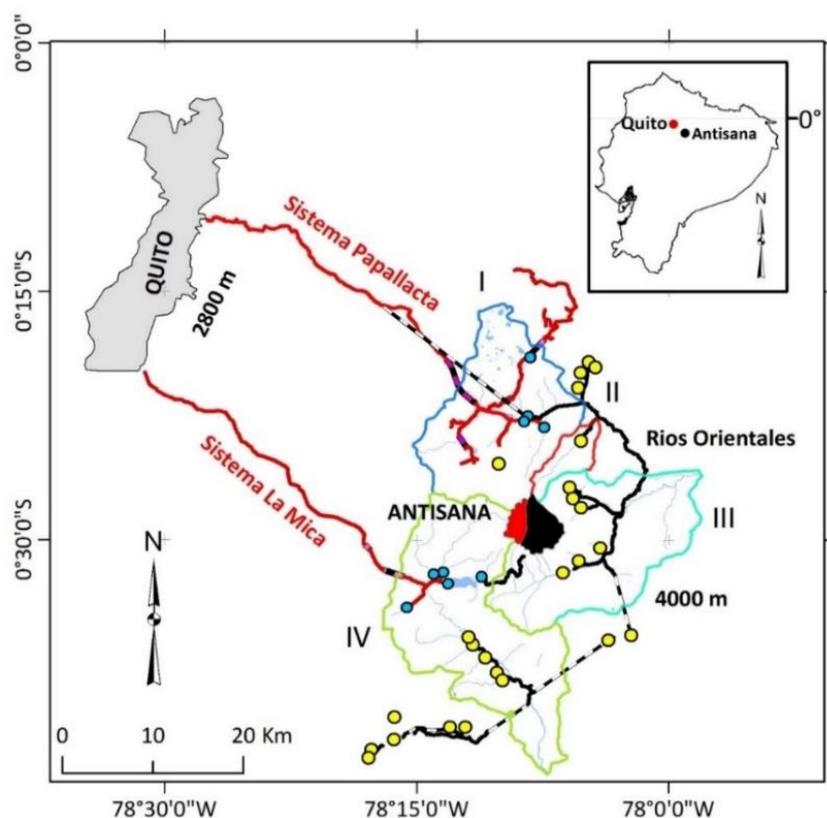


Figure 2.1. Système d'approvisionnement d'eau potable. L'infrastructure existante comprend le « Sistema Papallacta et La Mica » (traits rouges, cercles bleus) et l'infrastructure prévue (traits noirs, cercles jaunes). Les quatre bassins versants : I. Papallacta, II. Jeringa, III. Quijos et IV. Antisana (information cartographique d'après l'EPMAPS)

L'apport hydrique des glaciers à l'approvisionnement d'eau pour la consommation de la ville de Quito est estimé entre 2 % et 4 %. Mais à plus de 4000 m d'altitude, les apports glaciaires peuvent atteindre jusqu'à 35 % pendant les mois de novembre et février et 10 % pendant les mois de mai et août dans un bassin de 15,1 km² avec 15 % de couverture glaciaire et 85 % de couverture végétale (páramo) (Villacís, 2008 ; Villacís *et al.*, 2009). Cette situation pourrait être similaire dans autres massifs comme celui du Cayambe, du Cotopaxi ou encore du Chimborazo. (Villacís *et al.*, 2009).

Dans ce contexte, il est indispensable de connaître les volumes d'eau fournis par les glaciers en prenant en compte leurs fluctuations afin de mener des études sur leurs capacités à fournir de l'eau dans le futur (Huss *et al.*, 2010).

2.3 Le service de surveillance GLACIOCLIM dans le secteur de l'Antisana

Un réseau d'observation des glaciers dans les Andes tropicales a été mis en place par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et un ensemble de partenaires sud-américains depuis le début des années 1990. Il a d'abord été mis en place en 1991 sur le Glacier Zongo en Bolivie et ensuite à partir de juin 1994, en Equateur sur le Glacier Antisana 15 α (Francou *et al.*, 2000) dans le secteur nord-ouest du volcan (Fig. 2.2). Ainsi, le réseau de surveillance fait partie du Service d'Observation labellisé SO/SOERE GLACIOCLIM (Les

GLACiers, un Observatoire du CLIMat) qui fonctionne en partenariat avec des institutions publiques équatoriennes : l'Institut National de Météorologie et d'Hydrologie d'Équateur (INAMHI : *Instituto Nacional de Meteorologia e Hidrologia*), l'École Polytechnique de Quito (EPN : *Escuela Politécnica Nacional*) et l'entreprise d'eau potable de Quito (EPMAPS : *Empresa Pública Metropolitana de Agua Potable y Saneamiento*). Depuis 2011, ce partenariat est structuré au sein du Laboratoire Mixte International GREAT-ICE (LMI GREAT ICE).



Figure 2.2. Localisation des glaciers suivi par le service d'observation GLACIOCLIM sous les tropiques : Zongo et Antisana 15 (Sources : Google Earth et ortho-photo du Glacier 15 de l'Antisana obtenue à partir du vol de 2009)

Le but du service d'observation est de produire une information détaillée sur l'évolution des glaciers, l'hydrologie et le climat de haute montagne à différentes échelles de temps suivant les variables suivies. La base de données inclut des séries de bilans glaciologiques, hydrologiques et de données météorologiques, qui sont mises à disposition gratuitement à travers les sites web GLACIOCLIM (www.lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index.htm) et du World Glacier Monitoring Service (<http://www.geo.uzh.ch/microsite/wgms/index.html>, WGMS, 2012).

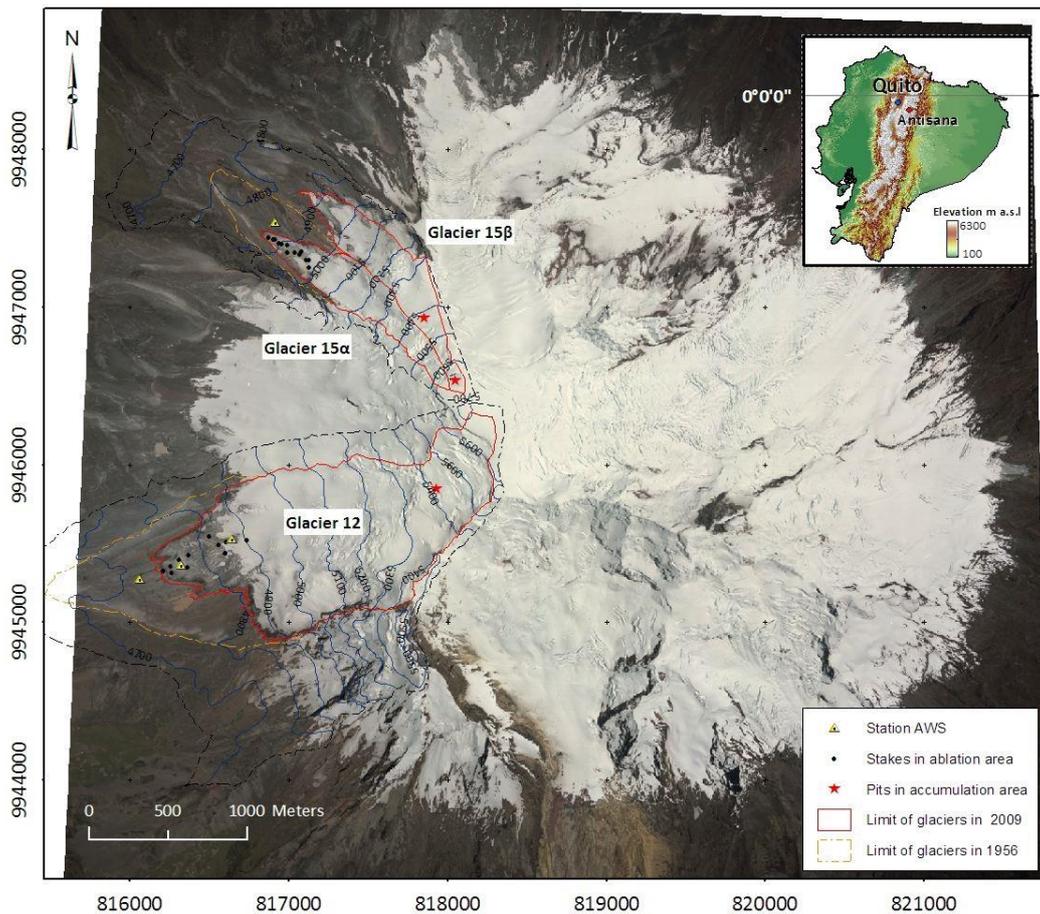


Figure 2.3. Localisation des glaciers Antisana 12 « Los Crespos » et Antisana 15. Le contour rouge continue et le contour orange pointillée montrent la limite des glaciers en septembre 2009 et février 1956 respectivement. La ligne noire pointillée est la surface restituée par photogrammétrie. Les points noirs représentent les balises dans la zone d'ablation, l'étoile rouge est le site de mesure d'accumulation et les triangles jaunes sont les stations météorologiques. L'insertion cartographique en haut et à droite présente la localisation du volcan Antisana (losange rouge) à 40 km à l'est de la ville de Quito, capitale de l'Équateur (losange bleu). Ortho-photo de 2009. UTM zone 17S, WGS84 (équidistance des courbes de niveau = 100 m).

Pour compléter le dispositif d'observation, le Glacier Antisana 12 dit *Los Crespos*, situé au sud-ouest du massif, a été ajouté au programme de surveillance en juillet 2004 par décision des partenaires du programme (Fig. 2.3).

Cette thèse s'appuie sur ce réseau d'observations afin de renforcer le partenariat établi depuis plus de 20 ans. De nos jours, ces glaciers constituent une référence mondiale dans la région tropicale interne grâce à la plus longue série de bilans de masse glaciologiques, de bilan hydrologique et de bilan d'énergie (Francou *et al.*, 2000). Dans une région de haute montagne où les séries météorologiques sont limitées et les glaciers sont une des clefs pour comprendre le changement climatique, la présence de ce laboratoire de terrain a une haute importance.

2.4 Les glaciers sélectionnés dans cette étude

En Équateur les glaciers sont tempérés (Francou *et al.*, 1995) c'est-à-dire que la glace est à température du point de fusion (Cuffey and Paterson, 2010). Les glaciers se trouvent sur le sommet des volcans (entre 4700 m et 5700 m d'altitude). Ils sont donc sur des sommets isolés les uns de autres, au contraire des glaciers d'autres massifs dans la région andine (Vuille *et al.*, 2007). Cette caractéristique permet de réunir sur un espace limité toutes les expositions possibles. Il est par conséquent plus évident de mettre en relation leur évolution avec celles du climat au niveau local ou régional et également en lien avec les facteurs morpho-topographiques propres à chaque glacier.

Les glaciers de l'Antisana ont été décrits pour la première fois par Hastenrath (1981), qui a inventorié dix-sept langues glaciaires autour du volcan, numérotées de 1 à 17 en partant du nord dans le sens horaire (Fig. 2.4).

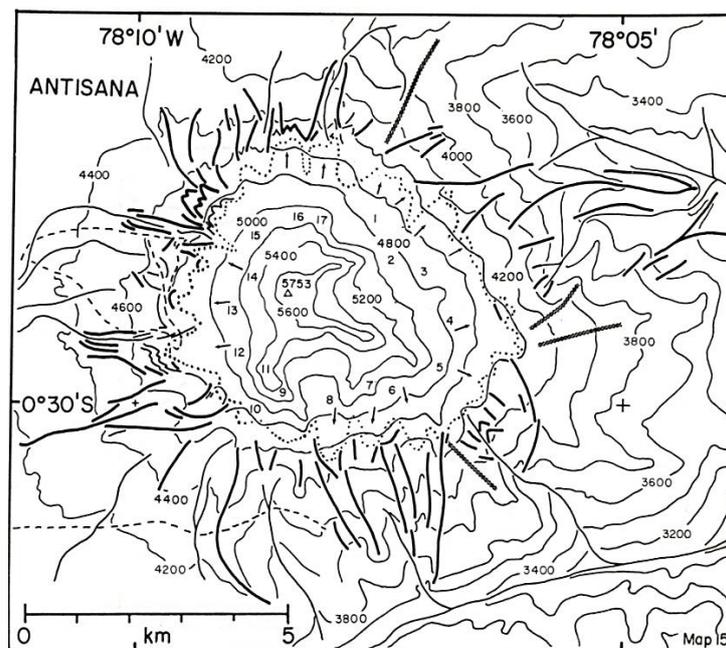


Figure 2.4. Carte de la distribution des glaciers sur l'Antisana à partir des documents historiques (d'après Hastenrath, 1981)

Afin de sélectionner les glaciers pour cette étude, nous avons tout d'abord réalisé une évaluation des caractéristiques morphologiques de chacun des glaciers. Cette évaluation part de l'interprétation des photographies aériennes, des cartes et des documents historiques disponibles (*i.e.* Hastenrath, 1981 ; Semiond, 1997 ; Basantes, 2010). Notre sélection privilégie les glaciers qui offrent des conditions favorables pour l'étude de leur relation avec le climat, ainsi que ceux qui ont un intérêt économique en termes de ressource en eau. Nous avons donc retenu les critères de sélection suivants :

- (1) Une délimitation claire des glaciers et du bassin versant à partir des clichés aériens. Ce facteur est limité dans les clichés argentiques, car le noir et blanc des films donne un faible contraste sur les images. La détermination de la limite du bassin versant est faite sur la base du vol le plus récent (clichés aériens de 2009).
- (2) L'orientation, en essayant de couvrir toutes les expositions existantes.
- (3) Le minimum de couverture nuageuse, qui risque de masquer la surface et d'amener à confondre glacier et surfaces enneigées.
- (4) L'existence ou la projection future d'infrastructure de captage d'eau dans la partie basse des bassins versants.

Ainsi, neuf glaciers ont été retenus pour quantifier leurs variations de volume dans le cadre de cette étude : Antisana 2 et 3 ; Antisana 4 ; Antisana 6 ; Antisana 8 ; Antisana 12 ; Antisana 13; Antisana 15 et Antisana 17 (Fig. 2.5). Cependant afin de tirer avantage de la haute qualité des données aériennes et de la disponibilité de l'imagerie satellite, nous avons déterminé les fluctuations de surface pour l'ensemble des glaciers de la calotte.

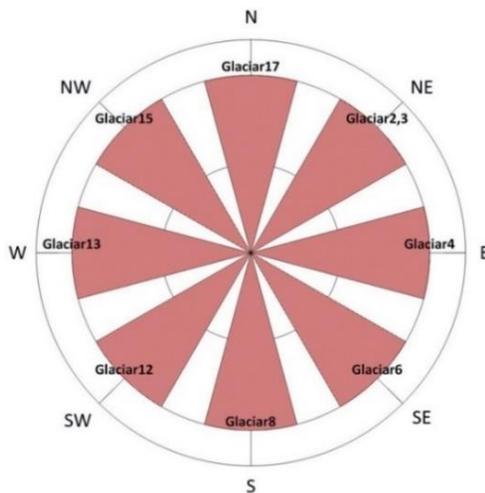


Figure 2.5. Schéma simplifié de localisation des glaciers considérés dans cette étude en fonction de leur orientation autour du volcan. Dans ce graphique, les tailles des glaciers ne sont pas considérées mais elles sont présentées plus loin.

2.5 Jeux de données disponibles

Les glaciers de l'Antisana ont une taille réduite (inférieure à 3,5 km²) et l'analyse de leur bilan de masse est parfaitement envisageable par la méthode géodésique, méthode qui est souvent adaptée aux grands glaciers (e.g. Cox et March, 2004, Berthier *et al.*, 2007 ; Haug *et al.*, 2009). Toutefois, celle-ci exige une certaine précision qui peut seulement être obtenue par l'utilisation des clichés aériens (Soruco *et al.*, 2009b) avant l'apparition des images satellites à très haute résolution, type Pléiades.

Dans ce contexte, tous les clichés aériens disponibles sur la zone d'étude ont été récupérés. En Équateur, les vols photogrammétriques ont été effectués tous les 10 ans environ à partir des années 1950 entre août et février, par l'Institut de Géographie Militaire (IGM, *Instituto Geografico Militar del Ecuador*), période dans laquelle les conditions climatiques sont les plus optimales pour l'acquisition des photos aériennes. Bien qu'aucun vol n'ait été dédié spécifiquement à des études glaciologiques, tous les clichés aériens couvrant des zones englacées du pays bénéficient d'une très haute qualité géométrique et d'un état de conservation impeccable, notamment les clichés argentiques qui datent d'avant les années 1970s.

Les points de contrôle géodésiques utilisés pour la rectification géométrique des photos (GCP : *Ground Control Points*) ont été relevés dans les alentours du volcan. Compte tenu la accessibilité limitée dû à la topographie raide et à des conditions météorologiques défavorables, les travaux géodésiques ont été menées au cours de plusieurs campagnes de terrain entre 2009 et 2011 (Fig. 2.6). Même si les glaciers de cette région sont proches des agglomérations, les conditions climatiques et la topographie abrupte rendent difficile leur approche.



Figure 2.6. Positionnement DGPS dans la zone proglaciaire de l'Antisana. (A) Chute de séracs, ce phénomène est très fréquent dans les glaciers en raison de la topographie escarpé du site ; (B) Mesure DGPS au nord du glacier Antisana 17 ; (C) Mesure DGPS au sud-est du glacier Antisana 5 ; et (D) Mesure DGPS à l'ouest du glacier Antisana 12. (Photos : B. Francou et R. Basantes)

Les points de contrôle de terrain sont distribués autour du volcan sur des emplacements identifiables sur les clichés aériens pour chaque date. Nous avons complété ces observations de points de contrôle hors glacier à l'aide de points mesurés à partir d'un vol effectué en 2011 avec un capteur numérique (DMC : *Digital Mapping Camera*) de nouvelle génération. Les photos de ce vol n'ont pas été prises en compte pour l'étude des glaciers eux-mêmes dans ce travail car le massif de l'Antisana a été couvert en plusieurs fois, les acquisitions sont donc espacées de plusieurs mois dans le courant de l'année 2011. Cependant, ces données aériennes de 2011 font à présent partie d'un projet en cours « *Capacity Building and Twinning for Climate Observing Systems (CATCOS)* » qui est initié par le *World Glacier Monitoring Service (WGMS)* en partenariat avec l'Université de Zurich, le projet a pour but le renforcement des capacités d'observations glaciologiques, notamment dans les pays d'Amérique du Sud (Colombie et Equateur).

Les travaux de photogrammétrie sur les glaciers exigent de prendre soigneusement en compte les paramètres suivants : (1) la résolution spatiale, qui varie d'un vol à l'autre et dépend de la relation base/altitude du vol (B/H) ; (2) la rugosité de la surface du glacier, qui rend plus ou moins facile la restitution de la topographie ; et (3) l'accès aux rapports de calibrations des chambres photogrammétriques anciennes.

Du point de vue des données glaciologiques, on dispose des bilans de masse mensuels et annuels des glaciers Antisana 12 et 15 α qui sont mesurés sur les glaciers dans le cadre du service d'observation GLACIOCLIM (section 2.3). En ce qui concerne la météorologie, j'ai eu accès à différentes bases de données qui comprennent l'information mesurée dans le cadre du service d'observation (section 2.3) ou à partir des stations gérées par l'Institut national de météorologie et hydrologie de l'Équateur (INAMHI) (Fig. 2.7) et des données de ré-analyse NCEP-NCAR à 600hPa (4272 m d'altitude). L'ensemble de données disponibles pour notre étude est présenté dans le tableau 2.1.

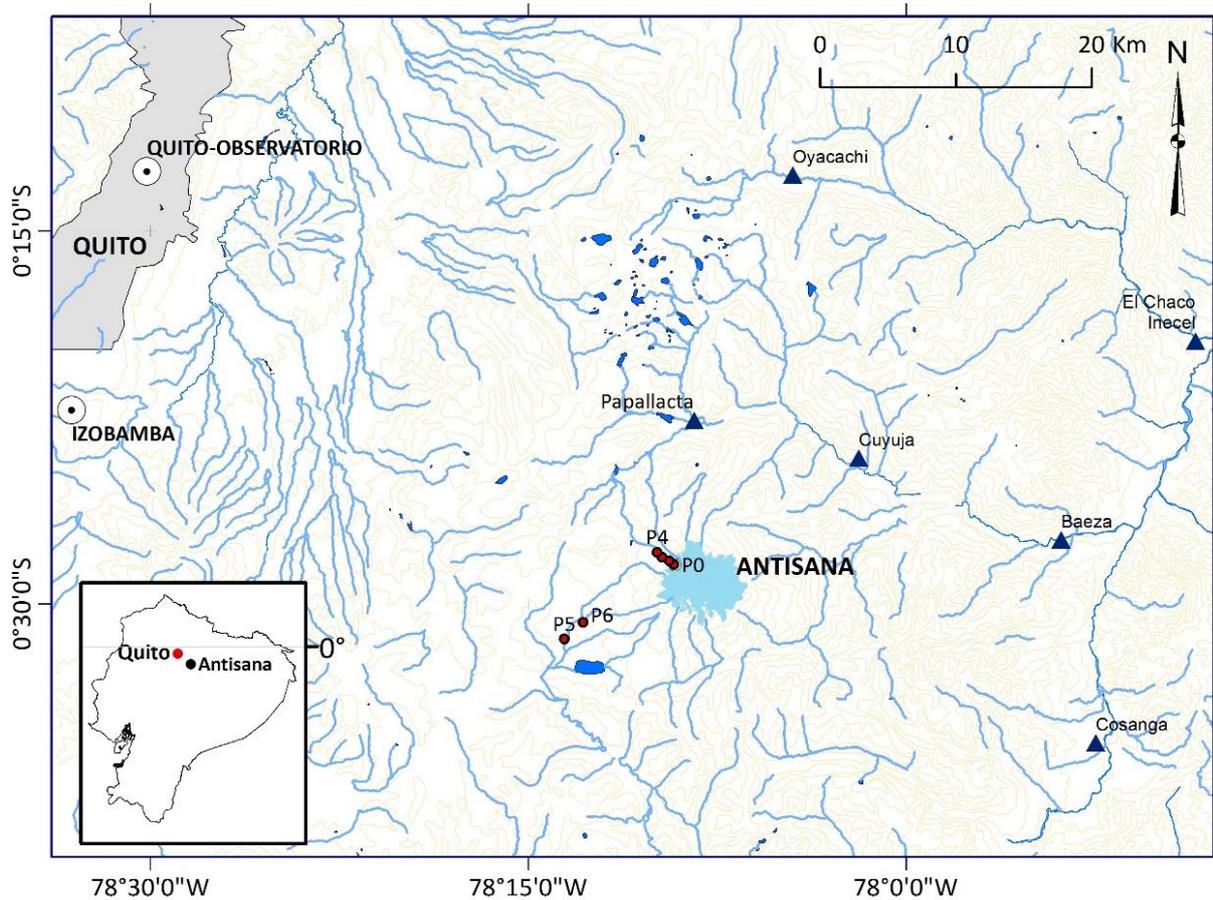


Figure 2.7. Stations météorologiques considérées dans cette étude. Pluviomètres du service de surveillance GLACIOCLIM situés dans le site du côté ouest de l'Antisana (point rouges) et stations météorologiques gérées par l'INAMHI dans les alentours du volcan (triangles bleus et cercles gris). Les périodes d'observations sont données dans le tableau 2.1

Tableau 2.1. Données exploitées dans le cadre de cette étude. (*) La précision (xyz) du prelevement GPS. (**) Dans le cas des clichés aériens l'échelle reflète la qualité géométrique des blocs aériens tandis que (***) dans les images satellites la résolution spatiale s'exprime à travers de la taille de pixel qui est différente d'un capteur à l'autre.

Données cartographiques	Focal (mm)	Précision GPS (m) / Echelle / Résolution (m)	Date d'acquisition	Nombre d'items	Sources
Réseau géodésique GCP(*)	N/A	0.20 m	2009/2011	52	MAE ¹
photographies aériennes(**)	153,55	1:45000	15/02/56	3	MAE ¹
	151,68	1:33000	07/02/65	7	MAE ¹
	152,68	1:53000	18/01/79	6	MAE ¹
	152,91	1:25000	08/08/97	8	MAE ¹
	152,89	1:35000	13/09/09	5	MAE ¹
Landsat-5 TM(***)	N/A	MSpc 30 m / Pan 15m	1986/03/23	1	USGS ²
Landsat-5 TM(***)	N/A	MSpc 30 m / Pan 15m	1987/02/06	1	USGS ²
Landsat-5 TM(***)	N/A	MSpc 30 m / Pan 15m	1991/10/15	1	USGS ²
Landsat-7 ETM+(***)	N/A	MSpc 30 m / Pan 15m	2001/11/03	1	USGS ²
Alos(***)	N/A	Avnir 10 m	2007/02/06	1	MAE ¹
Landsat-8 OLI(***)	N/A	MSpc 30 m / Pan 15m	2014/07/26	1	USGS ²
Certificat de calibration de chambres métriques		T11 ; KC1B ; RC10 ; RC30	N/A	1	USGS ² ; IGM ³

Données glaciologiques	Site	Période	Sources
Bilan de masse glaciologique	Antisana 12	2005-2012	INAMHI ⁴ / GLACIOCLIM ⁵
	Antisana 15α	1994-2012	INAMHI ⁴ / GLACIOCLIM ⁵
Données météorologiques	Caractéristiques	Période	Sources
Température	Station ORE glacier	1995-2008	INAMHI ⁴ / GLACIOCLIM ⁵
	Ré analyses (-77,5°O; 0°S)	1948-2012	NCEP-NCAR ⁶
Précipitation	P0, P2, P3, P4, P5 et P6	1995-2008	INAMHI ⁴ / GLACIOCLIM ⁵
	Izobamba	1962-2008	INAMHI ⁴
	Quito Observatorio	1891-1984	INAMHI ⁴
	Papallacta	1949-1953 ; 1963-1998; 2003-2012	INAMHI ⁴
	Cuyuja	1982-1990 ; 2007-2013	INAMHI ⁴
	Cosanga	1973-1992	INAMHI ⁴
	Baeza	1974-1993	INAMHI ⁴
	Oyacachi	1974-1992	INAMHI ⁴
	El Chaco-Inecel	1977-1993	INAMHI ⁴
Température à la surface des océans (SST 3.4)		1950-2012	NOAA ⁷
Multivariate ENSO Index (MEI)		1950-2012	NOAA ⁷
L'Oscillation décennale du Pacifique (PDO)		1950-2012	NOAA ⁷
¹ Ministerio del ambiente del Ecuador	⁴ Instituto nacional de hidrologia y meteorologia del Ecuador		
² U.S. Geological Survey (http://glovis.usgs.gov)	⁵ Service de surveillance « Les GLACiers, un Observatoire du CLIMat »		
³ Instituto geográfico militar del Ecuador	⁶ National center of environmental prediction – National center of atmospheric research		
	⁷ National oceanic and atmospheric administration		

2.6 Conclusions du chapitre

Les glaciers de l'Antisana sont situés sur un sommet proche d'une forme conique. Ceci est un atout indéniable, car cette distribution permet de disposer de toutes les expositions possibles autour du volcan. Ainsi chaque glacier est doté de caractéristiques morphologiques particulières qui nous permettent d'étudier leur comportement vis-à-vis de l'influence climatique à laquelle ils sont soumis.

Dans ce contexte, sur la base des critères morphologiques et sur la base de la qualité de l'information cartographique disponible sur le massif, neuf glaciers autour du volcan ont été sélectionnés afin d'étudier leur comportement au cours du dernier demi-siècle : Antisana 2 ; Antisana 3 et 4 ; Antisana 6 ; Antisana 8 ; Antisana 12 ; Antisana 13 ; Antisana 15 et Antisana 17.

D'autre part, l'étude des glaciers de l'Antisana porte aussi un intérêt important du point de vue économique car leurs apports à la ressource en eau sont en grande partie captés au bénéfice de Quito. L'évolution de ces derniers exige donc d'être clairement quantifiée.

« Le fonctionnement particulier des glaciers tropicaux nous oblige à adapter certaines approches existantes afin de quantifier de manière précise les fluctuations géométriques des glaciers. »

Chapitre III

Les méthodes de suivi des fluctuations des glaciers de montagne

Ce chapitre expose les méthodes utilisées pour la quantification des variations géométriques des glaciers. Tout d'abord, je présenterai la définition du bilan de masse des glaciers et les méthodes utilisées pour le quantifier, notamment les méthodes glaciologique et géodésique. Ensuite, j'exposerai les différentes approches pour mesurer les variations de longueur et de surface à partir des ortho-photographies et des images satellites.

Dans le cadre de cette thèse, sur le massif de l'Antisana, j'ai récupéré les mesures glaciologiques brutes des glaciers Antisana 12 et 15 α depuis 1994 et 2005 respectivement. Cette information a été utilisée par le calcul du bilan de masse glaciologique. Par ailleurs, le bilan de masse géodésique de neuf glaciers a été calculé pour quatre périodes entre 1956 et 2009. Les fluctuations temporelles de la surface et longueur des glaciers ont été estimées à partir des photographies aériennes et des images satellites entre 1956 et 2014.

3.1 Le bilan de masse des glaciers et les méthodes pour le mesurer

Un glacier de montagne « se nourrit » de précipitations solides qui se conservent dans la zone haute du glacier appelée zone d'accumulation. Au fil du temps, la masse augmente, la densité du matériel change jusqu'à ce qu'il se transforme en glace. Sous l'effet de son propre poids la glace se déforme et commence son parcours de la zone d'accumulation vers la zone d'ablation où la fonte devient dominante.

L'altitude de la ligne d'équilibre (ELA, *Equilibrium-Line Altitude*) signale la limite de la zone d'ablation et la zone d'accumulation, là où le bilan de masse est égal à 0 (Fig. 3.1). Sa position est variable d'une année à l'autre et elle est sensible aux fluctuations du climat du site. Son déplacement fait varier le rapport entre l'extension de zone d'accumulation et la surface du glacier, exprimé par l'AAR (*Accumulation Area Ratio*). Au bout de quelques années la relation linéaire entre la ELA et le AAR et le bilan de masse annuel permet d'établir la ELA0 et le AAR0 du glacier pour des conditions d'équilibre (bilan de masse = 0).

Par exemple, les observations directes entre 1995 et 2012 sur le Glacier Antisana 15α situent la ELA0 à 5083 ± 25 m et l'AAR0 à 60 ± 10 %. Si l'on extrapole cette limite aux autres glaciers d'Equateur, on peut affirmer que ceux dont le sommet est à moins de 5100 m d'altitude n'ont pas de zone d'accumulation ou qu'elle est réduite à peu de chose. De nos jours, ces glaciers sont donc en cours de disparition.

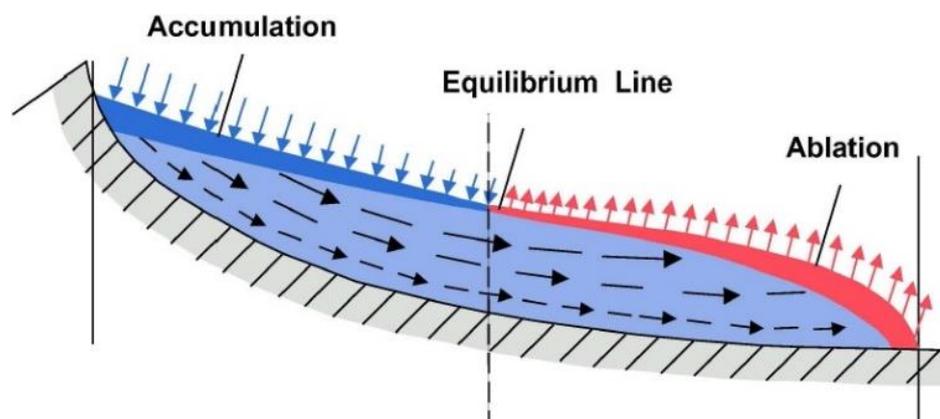


Figure 3.1. Schéma simplifié d'un glacier de montagne (d'après Lüthi & Funk, 2012).

Le flux de glace atteint son maximum lorsqu'il franchit la zone dans laquelle se trouve la ELA moyenne. À l'aval, le flux de glace qui arrive des parties hautes parvient à la zone d'ablation et la perte de masse croît par ablation en direction du front du glacier. In fine, le front du glacier recule ou avance en fonction de la quantité de glace qui parvient du sommet (la dynamique d'écoulement du glacier) et de la rapidité à laquelle croît l'ablation vers le front. La dynamique du glacier (vitesse et ses variations) et sa physionomie de surface sont très influencées par les caractéristiques topographiques du lit rocheux (pente moyenne, irrégularités de toutes sortes).

L'écoulement de la glace est en effet contrôlé par la morphologie du bassin versant. A la fin de l'année hydrologique, la position de chaque balise d'ablation est mesurée au GPS différentiel (DGPS) entre le front du glacier et la ligne d'équilibre, ce qui permet de quantifier la vitesse moyenne d'écoulement en surface du glacier dans sa zone basse. Celle-ci est estimée pour le Glacier Antisana 15 α à environ 45 m par an entre 1995 et 2012 (Basantes-Serrano *et al.*, soumis).

Le bilan de masse est une sorte de diagnostic de l'état de santé du glacier et son interprétation est un indicateur direct des fluctuations climatiques auxquelles est soumis le glacier. Puisqu'il existe une très bonne corrélation entre la ELA et le bilan de masse d'un glacier, ces deux variables sont considérées comme de très bons indicateurs du climat (Hastenrath, 1984 ; Kuhn, 1989 ; Paterson, 1994).

Le bilan de masse du glacier représente la variation de masse totale au cours d'un intervalle de temps donné. Cette variation de masse se produit majoritairement à la surface (c'est le « bilan de surface »), et dans une moindre mesure à l'intérieur et à la base où elle est due à la dynamique du glacier (Cogley *et al.*, 2011). Ainsi, le bilan de masse de surface, (aussi qualifié de « climatique ») d'un glacier résulte de la somme de deux composantes (Paterson, 1994) :

$$B = C + A \quad (3.1)$$

Où :

- (1) *C* est l'accumulation : il s'agit des processus grâce auxquels le glacier va gagner de la masse au cours d'une *année hydrologique*. Ces processus sont liés aux précipitations solides, à l'apport de masse par condensation (givre), aux avalanches et à l'action mécanique du vent.
- (2) *A* est l'ablation : elle comprend les processus qui vont faire perdre de la masse au glacier au cours d'une année hydrologique. Ces processus sont liés à la fonte et à la sublimation ainsi qu'à l'érosion liée à l'action du vent. Dans certains cas cette perte est liée au vêlage du glacier dans un lac glaciaire, ceci ce n'est pas le cas des glaciers en Equateur.

Sur les glaciers de l'Antisana, tous les termes de l'accumulation et de l'ablation ne peuvent pas être quantifiés en raison d'un manque de données disponibles. C'est le cas par exemple de l'ablation interne (\dot{A}_i), car le flux géothermique venant du volcan n'est pas

quantifié, ou l'accumulation interne (\dot{C}_i) par fusion suivi de regel (couches de glace superposées ou *superimposed ice* en anglais). Mais cette glace de regel est négligeable dans les glaciers tempérés (Cogley *et al.*, 2011).

Il y a trois approches pour quantifier le bilan de masse (\dot{B}) des glaciers : les approches hydrologique, glaciologique et géodésique. L'approche hydrologique a pour but de quantifier les gains/pertes en eau totaux de la partie du bassin versant englacé. La méthode est basée sur la quantification des précipitations (P), du débit d'eau qui provient de la fonte du glacier (Q), et de l'évaporation/sublimation (E) qui se produit dans les divers milieux (eau, neige et glace). Il faut aussi prendre en compte l'infiltration et le coefficient de ruissellement sur la partie non-englacée. Cette méthode est capable de reproduire sous certaines conditions la variation temporelle observée du bilan de masse glaciologique (Sicart *et al.*, 2007 ; Villacis, 2008 ; Soruco *et al.*, 2009). Sicart *et al.* (2007) montrent une différence de 30% entre le bilan de masse du Glacier Zongo calculé par la méthode hydrologique et le bilan de masse glaciologique. Soruco *et al.* (2009) attribuent cette différence à une faible représentativité de l'ensemble du glacier par les sites de mesure (réseau de balises) et aussi à la méthode d'interpolation utilisée pour le calcul du bilan de masse spécifique. Le bilan glaciologique est, dans leur cas, moins négatif que le bilan hydrologique. Cet écart a été attribué par une possible sous-estimation des précipitations sur ce glacier. Cette technique ne sera pas utilisée au cours de cette étude parce que, sur le volcan Antisana, les caractéristiques de la géologie favorisent les pertes d'eau par infiltration, y compris sous la langue du glacier (Favier *et al.*, 2008). Ceci engendre des incertitudes qu'il est difficile de quantifier raisonnablement (Villacis, 2008). Une étude parallèle est menée par l'Ecole Polytechnique à Quito afin d'identifier, à l'aide de traceurs, les divers composants de l'écoulement glaciaire à l'aval des glaciers (Marcos Villacis, communication personnelle).

3.1.1 La méthode glaciologique

Le calcul du bilan de masse glaciologique est réalisé par la méthode classique décrite en détail par Cuffey and Paterson (2010). Il s'agit d'une méthode d'observation directe qui est similaire d'un glacier à une autre.

Compte-tenu de la densité du matériel (ρ) (glace ou neige), la variation de masse est exprimée en équivalent en eau (eq. eau). Pour calculer le bilan de masse de surface de

l'ensemble du glacier, le bilan spécifique est pondéré par la surface du glacier selon l'expression suivante :

$$\dot{B} = \frac{1}{S} \int_S \dot{b} ds \quad (3.2)$$

Le bilan de masse est calculé sur une année hydrologique ou à l'échelle saisonnière (voire mensuelle). En Équateur, l'année hydrologique considère la période comprise entre le 1^{er} janvier et le 31 décembre. Compte-tenu de l'absence de saisonnalité dans les tropiques internes, il n'est pas pertinent de distinguer les bilans de masse hivernaux des estivaux. Néanmoins, d'autres limites de périodes pourraient être plus appropriées pour cette région. Par exemple, autour la fin de la première période de précipitations lorsque la vitesse du vent et l'humidité sont étroitement liées (juin) ; ou encore la période de plus faibles précipitations se terminant vers fin de octobre, et finalement à la fin de l'année hydrologique après la seconde période des précipitations importantes (Basantes-Serrano *et al.*, soumis). Nous reviendrons sur ce sujet plus en détails dans le chapitre IV.

Dans le cas des glaciers de l'Antisana cette méthode s'effectue de la manière suivante :

- (1) Dans la zone d'ablation le bilan de masse est estimé au travers de l'implantation de balises dans l'axe central et dans les zones latérales du glacier, entre 5100 m d'altitude et le front glacier (environ 4840 m d'altitude). Le forage des trous pour l'implantation des balises à la surface du glacier est fait sur 10 m d'épaisseur à l'aide d'une sonde à vapeur. Les balises sont faites de cinq tubes de PVC d'une longueur de 2 m chacun reliés les uns aux autres par un fil de nylon et marqués selon l'année et le numéro de la balise. Le bilan de masse de chaque balise (b_{jt}) est calculé à partir de la mesure mensuelle de son émergence (e_m) et d'un sondage de la couche de neige potentiellement présente (N_m) en prenant en compte la densité du névé (400 kg m^{-3}) ou de glace (900 kg m^{-3}) (Fig. 3.2A). La neige de la zone d'ablation disparaît d'une année sur l'autre et n'est pratiquement jamais présente dans cette zone en fin de cycle hydrologique. En l'absence de neige fraîche, nous considérons une valeur moyenne de densité du névé (Favier, 2004).

$$b_{jt} = 0.9 (e_{m-1} - e_m) + 0.4 (N_{m-1} - N_m) \quad (3.3)$$

A la fin de l'année hydrologique de nouvelles balises sont implantées juste en amont de celles qui sont sorties sous l'effet de la fonte du glacier (Francou et Pouyaud, 2004).

(2) Dans la zone d'accumulation un ou deux puits et/ou carottages sont réalisés une fois par an entre 5400 m et le sommet (5700 m) afin de quantifier l'accumulation nette (la quantité de précipitations solides accumulées au cours de l'année hydrologique moins l'ablation) (Fig. 3.2B) pour l'année hydrologique écoulée. On mesure ainsi la hauteur de neige accumulée et on réalise un profil de densité.

Les mesures d'accumulation sont faites en fin d'année hydrologique pendant le second minimum de précipitations appelé « veranillo » (petit été). Cependant, les précipitations quasiment régulières tout au long de l'année rendent difficile la distinction de la limite inférieure de la couche de neige annuelle. Comme on verra dans le chapitre IV, dans les tropiques internes, la stratification des couches de neige n'offre pas la possibilité d'identifier clairement des couches de densité nettement plus forte qui marquerait le début de l'année hydrologique comme c'est le cas pour les latitudes tempérées. Ainsi, lors de la mesure sur le terrain, on a tendance à s'arrêter à la première couche dure, qui peut très bien être celle d'un épisode de fonte à haute altitude postérieur au début de l'année hydrologique (pendant la période juillet-août par exemple qu'on appelle « verano » ou « été » en Équateur). Ceci peut conduire à sous-estimer l'accumulation annuelle, ce qui peut avoir un impact sur le bilan de masse du glacier (dans ce cas, le bilan de masse sera trop négatif) (Basantes-Serrano *et al.*, soumis).

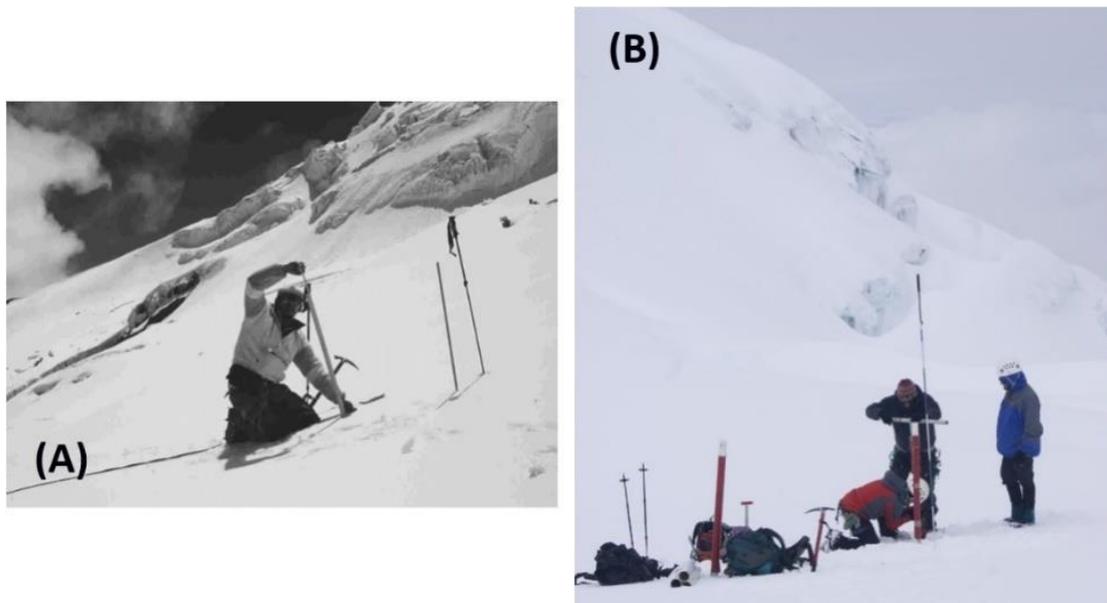


Figure 3.2. (A) Mesure mensuelle d'émergence des balises d'ablation. (B) Mesure annuelle d'accumulation. (Photos : B. Francou)

Calculer le bilan de masse global de l'ensemble du glacier exige que l'on extrapole les mesures ponctuelles à toute la surface glacier. Le glacier est ensuite découpé en tranches d'altitude (S_i), tous des 50 m par exemple, puis le bilan de masse est calculé pour chaque tranche et finalement le bilan de masse (\dot{B}) est pondéré par la surface relative de chaque tranche par rapport à toute la surface du glacier (Fig. 3.3). Le bilan de masse ainsi calculé est appelé « bilan net spécifique ».

$$\dot{B} = \frac{1}{S} * \sum_{i=1}^n \dot{b}_{jt} * S_i \quad (3.4)$$

Le bilan de masse annuel obtenu par cette méthode est très sensible à des erreurs systématiques qui peuvent augmenter linéairement en fonction du nombre des années (N) ainsi qu'à des erreurs aléatoires (Thibert *et al.*, 2008). Les sources de ces erreurs sont : la surface annuelle de référence, la représentativité spatiale des balises et des puits, la variabilité spatiale des composantes du bilan de masse de surface et la méthode d'extrapolation/interpolation utilisée pour couvrir les zones inaccessibles du glacier où il n'y a aucune mesure (Zemp *et al.*, 2013). La méthode fournit des informations précieuses sur la variabilité temporelle du bilan de masse en surface, dans la mesure où les suivis sont réalisés régulièrement sur plusieurs années consécutives (Vincent, 2002; Vincent *et al.*, 2005).

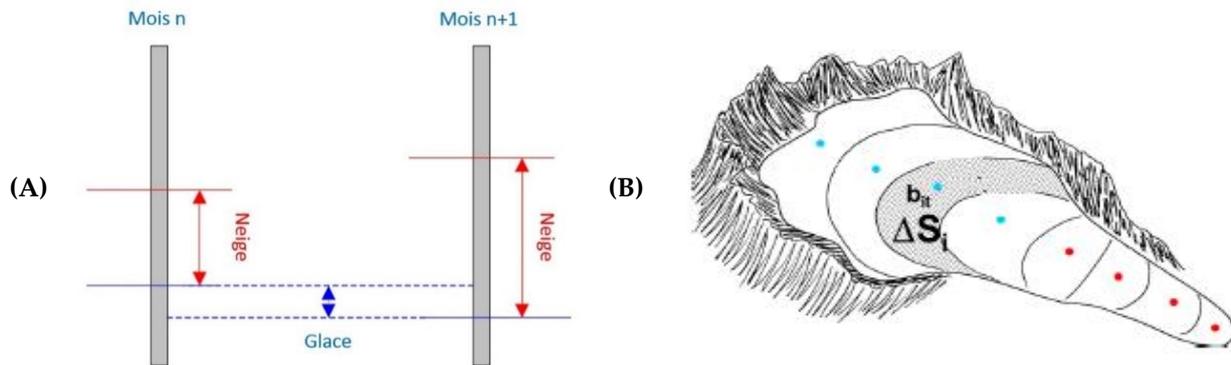


Figure 3.3. Schéma de la mesure et du calcul du bilan de masse sur les glaciers de l'Antisana : (A) mesure de bilan dans la zone d'ablation; (B) les points sur le glacier représentent le bilan de masse spécifique de la zone d'ablation (rouge) et de la zone d'accumulation (bleu) dans chaque tranche d'altitude (S_i). (Modifié : (A) d'après Francou et Pouyaud, 2004 et (B) d'après une présentation de Favier (2011))

Par ailleurs, une des difficultés de l'approche glaciologique concerne la méthode d'extrapolation/interpolation la plus adaptée aux variations temporelles et spatiales du bilan de masse. Une des approches utilisées est un modèle statistique qui permet la reconstruction des bilans de masse en fonction de leurs variabilités spatiale et temporelle. Une méthode a

été proposée par Louis Lliboutry (1974). La méthode a été largement utilisée pour la reconstruction des séries de bilans de masse glaciologiques (Vincent *et al.*, 2000; Thibert *et al.*, 2008; Eckert *et al.*, 2011). D'après cette méthode le bilan de masse peut se décomposer en deux composantes : l'une variable spatialement (α_j), et l'autre variable temporellement (β_t). Les deux composantes sont complètement indépendantes l'une de l'autre. Ainsi, le bilan de masse d'un site j pour une année t peut s'exprimer de la façon suivante :

$$b_{jt} = \alpha_j + \beta_t + \varepsilon \quad (3.5)$$

Où (b_{jt}) est le bilan de masse spécifique d'un site (j) pour l'année (t), et (ε) est un résidu (erreur aléatoire). Cependant, les observations sur le glacier de l'Antisana 15 α montrent que (β_t) n'est pas indépendant de l'altitude (Basantes-Serrano *et al.*, soumis). Ainsi, pour le calcul du bilan de masse annuel, nous avons normalisé le bilan de masse spécifique en fonction de l'altitude avant d'appliquer le modèle statistique.

Le modèle permet l'extrapolation des valeurs de bilan de masse aux emplacements qui ne sont pas couverts par observations directes à cause de la topographie qui rend difficile l'implantation de balises (chute de séracs). L'application de cette approche sera présentée au chapitre IV.

3.1.2 La méthode géodésique

Elle est aussi nommée méthode volumétrique (Cuffey and Paterson, 2010). Il s'agit de la détermination de la variation d'élévation de la surface par soustraction de la coordonnée verticale entre deux points placés sur le même endroit mais à deux époques différentes. L'ensemble des points va déterminer la variation d'épaisseur de la surface du glacier pour une période de temps déterminée. En considérant la densité du matériel (glace/névé), cette variation d'épaisseur nous donne une estimation assez précise du bilan cumulé du glacier. Elle peut se calculer à partir d'une comparaison directe des profils d'altitude (données vectorielles) ou grâce à la comparaison de surfaces interpolées à partir d'un nuage de points (données raster).

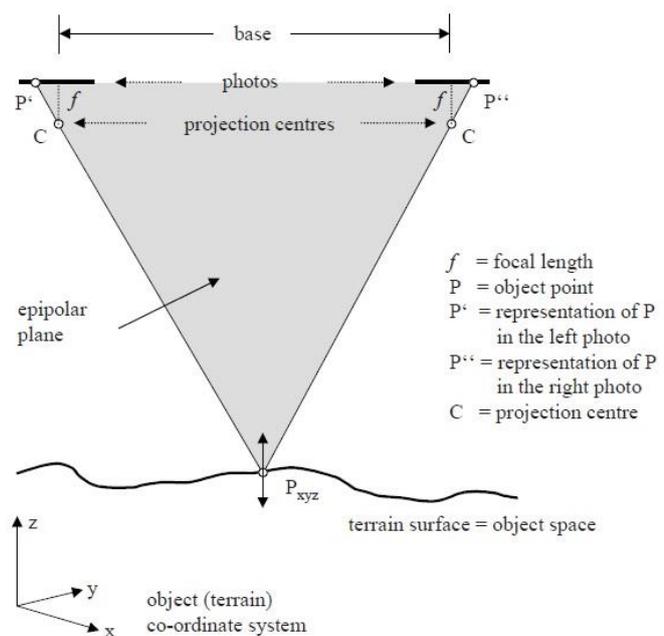
Parmi les techniques d'acquisition de données géodésiques, nous pouvons mentionner : l'acquisition de données par DGPS, la mesure des coordonnées par photogrammétrie (aérienne, terrestre, satellitaire), et la numérisation des cartes historiques du site d'étude. L'incertitude de la méthode dépendra de la qualité des données de départ.

Les erreurs du bilan de masse obtenu par cette méthode ne dépendent pas du nombre d'années (Thibert *et al.*, 2008) ; en revanche les possibles erreurs sont réduites à condition que les données géodésiques soient référencées dans un même système de projection afin de réduire le plus possible le décalage des surfaces topographiques (Cox et March, 2004; Soruco *et al.*, 2009b). Il faut à peu près une décennie pour que le bilan de masse calculé par la méthode géodésique à partir de photographies aériennes argentiques soit significativement plus important que les incertitudes liées à la méthode (Zemp *et al.*, 2013).

La méthode géodésique couvre toutes les composantes du bilan de masse, c'est-à-dire le bilan de surface, interne et basal. Elle est donc très utile pour ré-analyser les observations glaciologiques sur une période moyenne de dix ans. En Équateur, il est presque impossible de déterminer la date idéale pour survoler les glaciers, car les conditions météorologiques sont irrégulières. Mais sachant que la période où se produisent le moins de précipitations est le « veranillo » (décembre-janvier), nous la considérons comme la plus favorable.

La photogrammétrie est une technique qui permet de mesurer la position en trois dimensions (3D : x, y, z) d'un point (P) situé sur le terrain en fonction de sa parallaxe verticale (Linder, 2009). Pour pouvoir reproduire la troisième dimension il est essentiel de disposer au minimum de deux images du même objet prises de différents points de vue permettant de créer la sensation de profondeur (relief) semblable au mécanisme de la vision humaine (Fig. 3.4). Les modèles stéréoscopiques (3D) répondent aux principes de projection optique et mécanique (Li, Zhu and Gold, 2004).

Figure 3.4. Géométrie simplifiée d'un modèle stéréoscopique orienté. Le déplacement en vertical de P(xyz) engendre le déplacement des projections P' et P'' (d'après Linder, 2009).



Il s'agit de calibrer géométriquement chaque image à l'instant de la prise de la photo à l'aide du processus d'orientation. Pour cela il faut connaître : le centre de projection de l'image, les trois rotations (oméga (ω), Phi (ϕ) et kappa (κ)), les paramètres de calibration de la chambre métrique et quelques points de contrôle géodésique (GCP, *ground control points*). Une fois le bloc photogrammétrique calibré nous pouvons générer les différents modèles stéréoscopiques de la surface couverte par les prises de vue et nous pouvons mesurer des caractéristiques métriques des objets sur le terrain.

L'origine de la photogrammétrie remonte à la moitié du XIX^{ème} siècle (Li, Zhu and Gold, 2004). Mais elle a connu son principal développement au cours des dernières décennies avec les progrès de l'informatique. Ces progrès sont venus avec une amélioration des chambres métriques anciennes grâce à des capteurs numériques de nouvelle génération CCD (DCM et ASD40). Cette technique est adaptée aux images provenant des capteurs numériques terrestres, aéroportés, satellitaires et même placés sur des véhicules aériens téléguidés (UAV, *unmanned aerial vehicle*). Mais les fondements mathématiques et physiques de cette technique sont restés les mêmes.

En glaciologie, l'utilisation de la photogrammétrie date des années 1920, époque à laquelle la méthode était déjà reconnue comme la méthode géodésique la plus précise pour quantifier la variation de masse d'un glacier dans un intervalle de temps donné (Finsterwalder, 1954 ; Lliboutry, 1965). Dans les tropiques, cette technique a été appliquée pour la première fois à la surveillance des glaciers dans la Cordillera Blanca au Pérou en 1932 (Kinlz, 1950). Soruco (2008) a fait une description très détaillée des fondements mathématiques de la photogrammétrie dans sa thèse. Il a en effet utilisé cette technique pour estimer le bilan de masse et mettre à jour l'inventaire de 21 glaciers de la Cordillera Real en Bolivie entre 1963 et 2006. Il s'agit jusqu'à nos jours de la plus longue série de bilan de masse de glaciers des tropiques externes.

En Equateur, les premiers vols aériens datent de la moitié des années 1950 mais les données n'ont jamais été exploitées pour l'étude de la relation entre le climat et les glaciers dans les tropiques internes.

Parmi les avantages que nous offre la photogrammétrie nous pouvons citer : (1) les variations d'altitude sont quantifiées avec une précision verticale de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. Nous pouvons ainsi travailler de l'échelle d'un glacier à l'échelle de tout le massif comprenant plusieurs glaciers; (2) la possibilité d'avoir une vision globale de la

distribution spatiale des variations de masse de la calotte de l'Antisana ; (3) la possibilité de ré-analyser et ajuster les séries de bilans de masse glaciologiques pour le Glacier Antisana 15 α sans affecter la variabilité interannuelle quantifiée à partir des observations directes ; (4) c'est le seul moyen de reconstruire le bilan de masse d'un glacier dans le passé au-delà des périodes d'observation *in-situ* et en fonction de la disponibilité des prises de vues aériennes ; et (5) elle permet d'avoir une bonne représentativité spatiale du signal climatique régional observé à travers la variation temporelle du bilan de masse.

En outre, les informations fournies par cette méthode vont compléter les autres études, par exemple : sur l'estimation du volume total d'eau stockée au sein du glacier et de sa variation au fil de temps, ou pour la modélisation hydrologique du bassin versant.

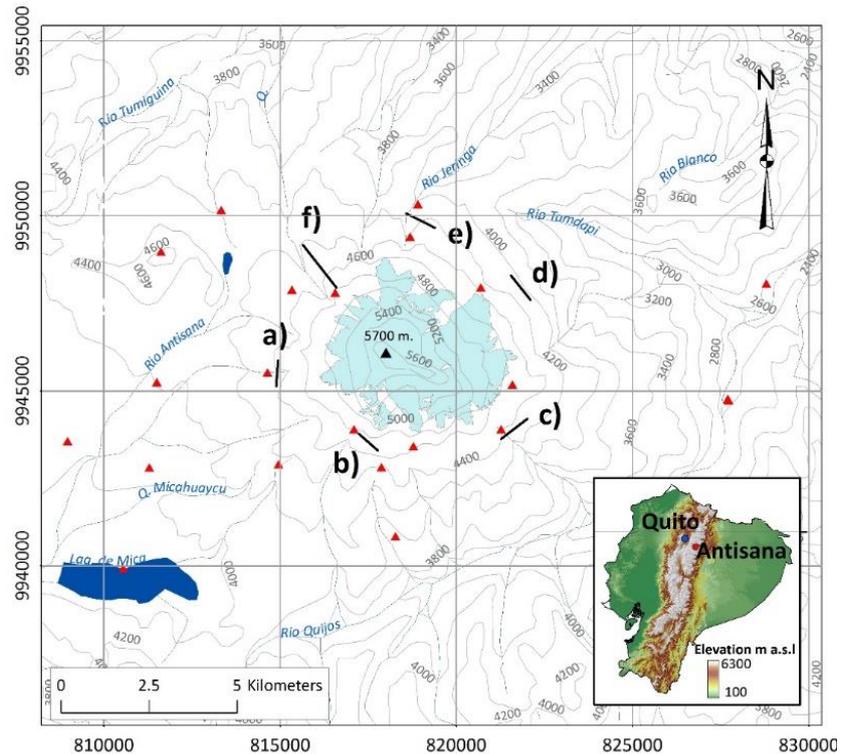
Dans le cadre de mon travail de thèse, la première tâche était la mise en place d'un réseau géodésique de 52 points de contrôle terrestres autour du massif. Seulement 21 ont été retenues aux fins photogrammétriques car les résultats de l'aérotriangulation ont été plus précis (Fig. 3.5). Ce réseau a été implanté entre 2009 et 2011 à partir d'observations DGPS en mode statique rapide avec une base fixe installée sur le versant occidental à environ 5 Km du massif et en référence au réseau de premier ordre de l'Institut de Géographie Militaire (IGM), et correspondant au système de coordonnées UTM (*Universal Transverse Mercator* en anglais) zone 17sud datum de référence WGS84 (*World Geodetic System 1984*). La précision atteinte pour la mesure de ces points de contrôle est de 0.16 m en horizontal et 0.20 m en vertical.

Les prises de vues sélectionnées présentent, sans exception, de bonnes conditions pour reconstruire la topographie de la surface des glaciers, c'est-à-dire une haute qualité géométrique, un contraste optimal, et surtout une échelle spatiale similaire (Tableau 3.1).

Tableau 3.1. Caractéristiques des prises de vues aériennes considérées dans cette étude.

Prises de vol	Focales (mm)	Tailles du pixel sur le terrain (m)	Points de contrôle (GCP)	Orientations résiduelles $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ (m)
15/02/1956	153.55	0.64	21	0.36 ; 0.22 ; 0.40
7/02/1965	151.68	0.46	21	0.29 ; 0.29 ; 0.37
18/01/1979	152.68	0.74	21	0.30 ; 0.18 ; 0.33
3/08/1997	152.91	0.39	21	0.21 ; 0.27 ; 0.20
13/09/2009	152.89	0.48	21	0.29 ; 0.20 ; 0.12

Figure 3.5. Carte de la distribution de 21 points de contrôle terrestres (triangles rouges) utilisés pour l'ajustement géométrique des clichés aériens et des images satellites de la zone de l'Antisana. Les lignes noires montrent la localisation des profils topographiques mesurés par photogrammétrie utilisés pour valider l'ajustement des blocs et la qualité des restitutions. Le profil (d) n'est pas mesuré en 1956 car il y a des secteurs avec des ombres. Les courbes de niveau à 200 m d'intervalle proviennent de la cartographie de l'Institut Géographique Militaire (IGM)



Afin de valider les restitutions topographiques, j'ai fait une analyse des résidus pour plusieurs profils topographiques restitués sur les marges proglaciaires stables (Fig. 3.5) à partir de chacun des modèles stéréoscopiques disponibles (1956, 1964, 1979, 1997 et 2009). En prenant en compte le modèle stéréoscopique de 2009 comme référence, les écarts-types verticaux, σ_z , sont de : $\pm 2,8$ m (1956-2009) ; $\pm 2,4$ m (1964-2009) ; $\pm 2,4$ m (1979-2009) ; $\pm 1,6$ m (1997-2009) et ces moyennes respectives sont 0,6 m ; 0,2 m ; -0,2 m et 0,05 m. Les résultats confirment la bonne cohérence entre les données photogrammétriques des différentes années (Fig. 3.6), et la possibilité de les utiliser pour quantifier précisément les bilans de masse glaciaires.

Concernant le calcul du bilan de masse géodésique, j'ai testé trois approches différentes sur les glaciers Antisana 12 et Antisana 15 pour la période 1997-2009. L'objectif était d'utiliser une méthode qui aboutisse au meilleur compromis possible entre le temps de restitution photogrammétriques pour établir les nuages de points permettant de quantifier les variations de volume, et la précision obtenue. Ces trois approches sont décrites ci-après :

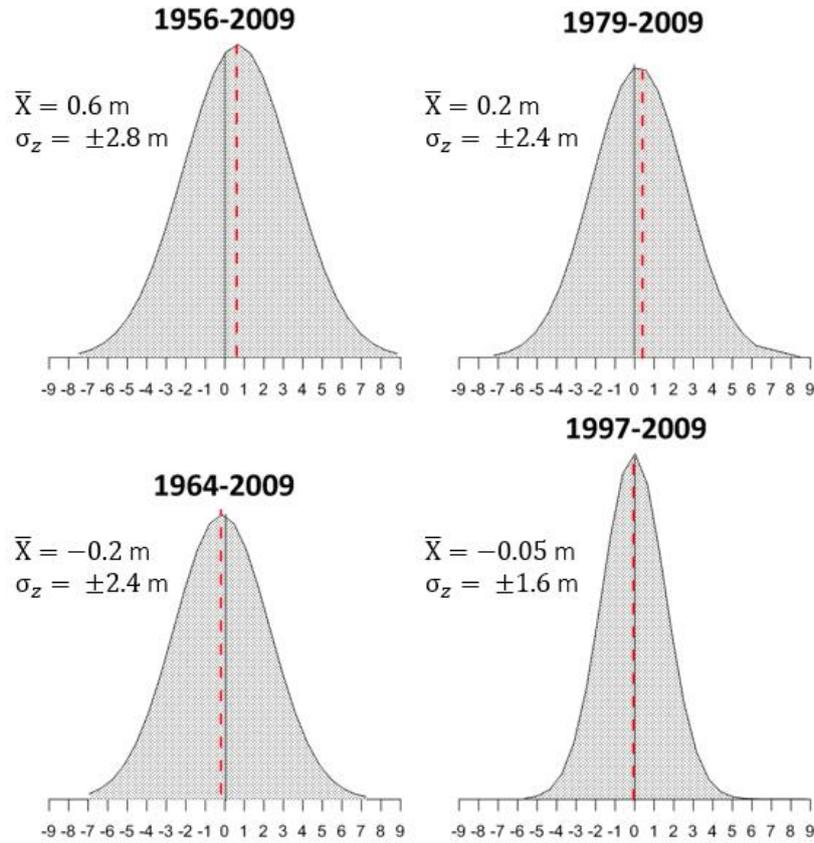


Figure 3.6. Distribution normale des résidus des profils topographiques sur les marges proglaciaires pour les quatre périodes : 1956-2009 ; 1964-2009 ; 1979-2009 ; et 1997-2009 . La localisation des profils est illustrée dans la figure 3.5. Les profils (c, d, e) ne sont pas visibles dans les clichés aériens de 1956.

Approche I : Comparaison de modèles numériques de terrain. Un Modèle Numérique du Terrain (MNT) est une représentation en trois dimensions (3D) d'une portion de la surface terrestre. Le calcul du bilan de masse (en mètres équivalent d'eau : m eq. eau) comprend : (1) la soustraction algébrique des deux MNTs qui donne la variation d'élévation (Δh_n) de chaque pixel (n) pour la période ($t_f - t_o$) définie par la date des deux MNTs; (2) la multiplication de la variation d'élévation (Δh_n) par la taille de pixel (r) et un facteur de densité ($\bar{\rho}$) ; et (3) la division du résultat obtenu par la surface moyenne du glacier \bar{S} entre les deux dates. Cette procédure est résumée par l'équation suivante :

$$B_{geod}_{[t_f-t_o]} = \frac{\bar{\rho} * r^2 * \sum_{i=1}^n \Delta h_n}{\bar{S}} \quad (3.6)$$

En règle générale, il est estimé que la variation de volume est liée à une perte ou un gain de masse en glace et c'est donc la densité de la glace qui est utilisée ($\rho = 900 \text{ kg m}^{-3}$) (Paterson, 1994). Dans le cadre du travail sur le Glacier 15 de l'Antisana, Basantes-Serrano et al. (soumis) ont fait un test de sensibilité à la valeur de densité considérée qui montre que le choix de cette valeur (entre 890 et 900 kg m^{-3}) n'a pas d'impact significatif sur le bilan de masse calculé. La valeur de la densité de la glace est largement utilisée pour le calcul du bilan de masse par la méthode géodésique (Rabatel *et al.*, 2006 ; Bauder *et al.*, 2007 ; Thibert *et al.*, 2008 ; Soruco *et al.*, 2009a ; Vincent *et al.*, 2013), et elle a été retenue pour l'ensemble des calculs présentés dans ce travail.

Pour la construction des MNTs nécessaires à l'application de cette approche, j'ai accompli les étapes suivantes :

(1) L'échantillonnage et nettoyage de la topographie

La restitution photogrammétrique a été réalisée dans sa totalité d'une façon manuelle avec le même mode opératoire que celui utilisé sur les glaciers boliviens par Soruco, (2009b). Bien que cela représente une méthode plus laborieuse qu'une restitution automatique, la précision est supérieure. La densité et la distribution du nuage de points est irrégulière et dépend de la morphologie du glacier (pour que toutes les discontinuités marquées soient mesurées) en tirant avantage de la qualité géométrique et radiométrique des clichés aériens utilisés (Tableau 3.1).

Afin de réduire les erreurs systématiques de la restitution et d'éviter la redondance des données anormales (points en dehors de la surface glacier), une surface avec une taille de pixel de 30 m a été interpolée pour ensuite calculer l'erreur absolue définie comme le résidu de la valeur d'altitude des points mesurés par rapport à l'altitude du même point sur la surface interpolée. Un écart maximal de deux écarts-types a été toléré pour l'incertitude verticale du MNT de 2009 ($\pm 4.4 \text{ m}$), au-delà de ce seuil, les points sont éliminés pour la suite du traitement. Cette opération a été faite en utilisant des outils SIG (Système d'Information Géographique).

(2) Taille optimale du pixel pour l'interpolation du MNT

Dans la création du MNT, le choix de la taille du pixel est souvent arbitraire et dépend de la distance entre les données initiales (*e.g.* nuage de points ou courbes de niveau).

D'un autre côté, l'approche proposée par Shannon (1948) cherche à comprendre la capacité d'un canal de communication à transmettre une certaine quantité d'information contenue dans un message ou un ensemble de messages (Shannon,

1948 ; Shannon et Weaver, 1963). La quantité d'information peut s'exprimer en termes de probabilité : plus la part d'information contenue est importante, plus il est probable d'obtenir un message clair et complet sans laisser place à la redondance qui peut être une cause de perturbation de l'information. L'application de cette théorie a été utilisée dans divers disciplines, par exemple en sciences naturelles où elle est souvent utilisée comme un indicateur de la diversité biologique dans une parcelle (Shen *et al.*, 2003). De même, on peut utiliser cette théorie afin d'optimiser la représentation de la topographie d'une surface (Del Barrio *et al.*, 1992), dans notre cas d'un glacier, en fonction de la distribution et de la densité de points restitués sur le glacier. Cette approche permet de réduire la probabilité d'inclure du bruit dans la surface à cause d'une résolution trop fine du MNT, ou à l'inverse de perdre de l'information à cause d'une sous-estimation de la taille de pixel du MNT.

Cette application peut être représentée à travers le calcul de l'indice de Shannon-Weaver ou Shannon-Wiener (Shannon, 1948 ; Shannon et Weaver, 1963)

Dans le présent travail, cette méthode s'effectue de la manière suivante : (1) Tout d'abord, j'ai calculé un MNT à partir du nuage de points restitué avec trois tailles de pixel différentes : 20, 15 et 10 m ; (2) Ensuite un indice local de Shannon est calculé sur la surface de chaque MNT à travers d'un calcul itératif à partir d'une grille régulière 3x3. Cette procédure a été effectuée avec des outils du logiciel SIG. L'indice local (H_L) est un indicateur de la contribution d'information possible à extrait avec une certaine taille de pixel pour les différents secteurs du MNT et il est donné par l'expression suivante :

$$H_L = - \sum_{i=1}^m p_i \ln p_i \quad (3.7)$$

Considérons une surface représentée par (n) pixels, sur cette surface où l'on peut identifier (m) classes de topographies, la probabilité qu'un pixel choisi au hasard appartienne à une classe déterminé (i) est donné par (p_i). Ainsi, la quantité d'information contenue dans le MNT augmente inversement à la taille du pixel,

La figure 3.7 présente des valeurs de (H_L) pour les différentes tailles de pixel des MNT sur une portion de la surface du Glacier Antisana 12. À 5 m de résolution spatiale le bruit est important (données redondantes qui vont générer des surfaces topographiques fausses), alors qu'à 25 m la topographie est beaucoup plus lisse et on a une perte de détail des caractéristiques morphologiques du glacier. Ainsi, 10 m

semble est le meilleur compromis pour la taille des pixels permettant une bonne représentation de l'hétérogénéité spatiale du terrain.

Nous voyons bien que (H) augmente lorsque que la taille de pixel augmente. L'indice de Shannon peut alors être utilisé pour rendre compte de l'hétérogénéité topographique observée à partir des nuages des points restitués.

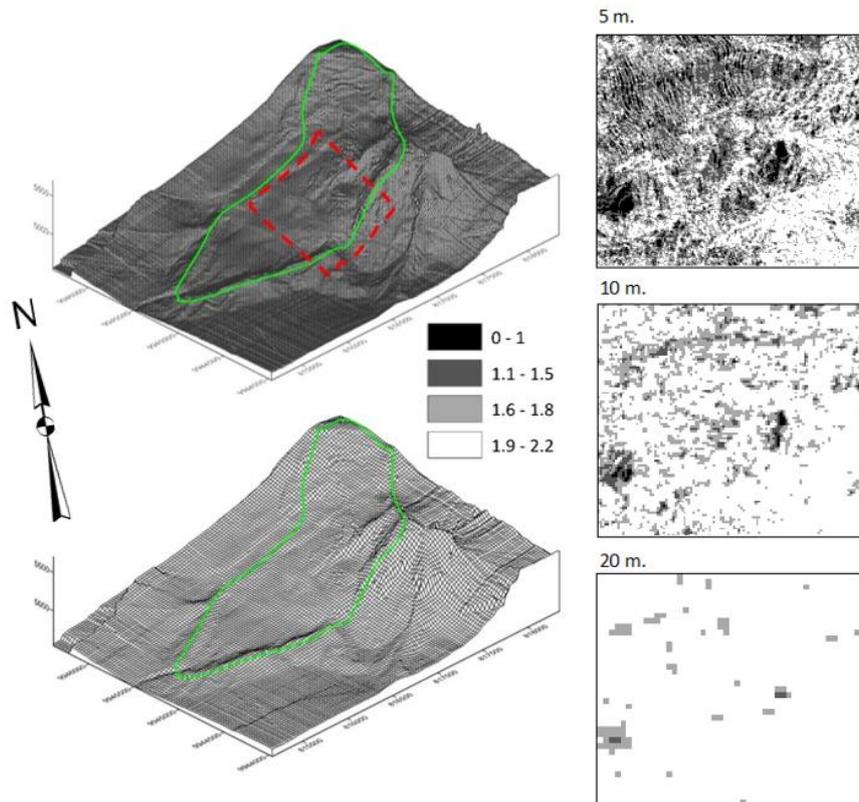


Figure 3.7. Indice de Shannon calculé sur une portion du glacier Antisana 12 pour le MNT de l'année 2009. A gauche le MNT à 5 m de résolution (en haut) et le MNT à 25 m. de résolution (en bas). A droite la distribution spatiale de l'Indice de Shannon pour 5, 10 et 20 m de résolution.

(3) Création et contrôle de la qualité des MNTs

Différentes méthodes d'interpolation peuvent être utilisées pour la création des MNTs (Soruco *et al.*, 2009b). Pourtant il n'existe pas de recette pour favoriser une méthode par rapport à une autre puisque la performance de la méthode dépendra de la complexité du terrain (Li, Zhu and Gold, 2004). Dans ce travail nous avons utilisé cinq méthodes différentes d'interpolation (Kriging, Minimum Curvature, TIN, TOPOGRID et Radial Basis Function) pour la génération de nos MNTs avec une taille de pixel de 10 m. Nous ne présentons pas une description détaillée des techniques d'interpolation largement décrites par ailleurs dans la littérature (Li, Zhu and Gold, 2004 ; Dressler, 2009).

La qualité d'un MNT est donnée par la précision en planimétrie (x, y) et en altimétrie (z). L'incertitude du MNT est le résultat de la propagation d'erreurs commises dans chaque étape de la création du modèle (Li, Zhu and Gold, 2004). Dans notre cas, ce qui compte, c'est : la qualité des clichés aériens, la qualité de l'ajustement du bloc photogrammétrique, la qualité de la calibration des chambres métriques, le type de mesure des points par restitution photogrammétrique, et la méthode d'interpolation de la surface. Nous avons effectué une analyse statistique de l'incertitude des MNTs en comparant les données du MNT avec les données de référence (profils DGPS, profils restitués sur les différents modèles stéréoscopiques) (Basantes-Serrano *et al.*, soumis). De même la fiabilité du MNT a été évaluée en fonction de la différence d'élévation entre deux dates sur une surface stable non-englacée en prenant en compte la prise de vue aérienne de 2009 comme référence, cette analyse est couramment utilisée par d'autres auteurs (Vincent *et al.*, 2013 ; Rolstad *et al.*, 2009). Si les deux MNTs sont bien calés, les résidus doivent suivre une distribution normale gaussienne et leur moyenne doit s'approcher de 0.

Le résultat de cette évaluation donne une erreur aléatoire verticale moyenne (EMC) de ± 2.1 m pour tous les MNTs qui ont été générés (Fig. 3.6).

Approche II : Comparaison de profils topographiques. Il s'agit de mesurer quelques profils transversaux sur l'ensemble du glacier (Vincent *et al.*, 2013) en évitant les secteurs de crevasses et séracs (Fig. 3.8). Cette méthode est malheureusement limitée sur les glaciers de l'Antisana car leur surface présente un nombre important de crevasses et de séracs et le nombre de profils réalisables est limité.

Avec cette approche, le calcul du bilan de masse cumulé suit le même principe que celui du bilan de masse glaciologique : on divise le glacier en tranche d'altitude (S_i), on calcule une variation moyenne d'élévation (Δh) pour chaque tranche d'altitude à partir des profils restitués. Ensuite on pondère cette variation d'élévation par la surface de la tranche d'altitude en prenant en compte la densité de la glace (900 kg m^{-3}). Enfin, on divise la variation de volume par la surface moyenne entre les deux dates. Cependant, la variation de volume obtenue par cette méthode laisse place à des incertitudes qui dépendent de la réponse à la question suivante : combien des profils/points sont nécessaires pour obtenir une variation de volume significative sur glacier ?

Approche III : Densification progressive du nombre de points restitués. Afin d'optimiser la génération des nuages de points 3D pour l'estimation du bilan de masse du glacier nous proposons un couplage d'outils disponibles dans la plupart des logiciels SIG. L'avantage de la photogrammétrie réside dans la possibilité d'obtenir des mesures de variation d'épaisseur sur l'ensemble de la surface du glacier même pour les sites inaccessibles sur le terrain. Ceci permet de disposer d'une bonne couverture spatiale de la variation d'élévation. D'un autre côté, les outils SIG permettent l'analyse des données sur la base des caractéristiques spatiales et temporelles des éléments géographiques, dans notre cas « la surface des glaciers ».

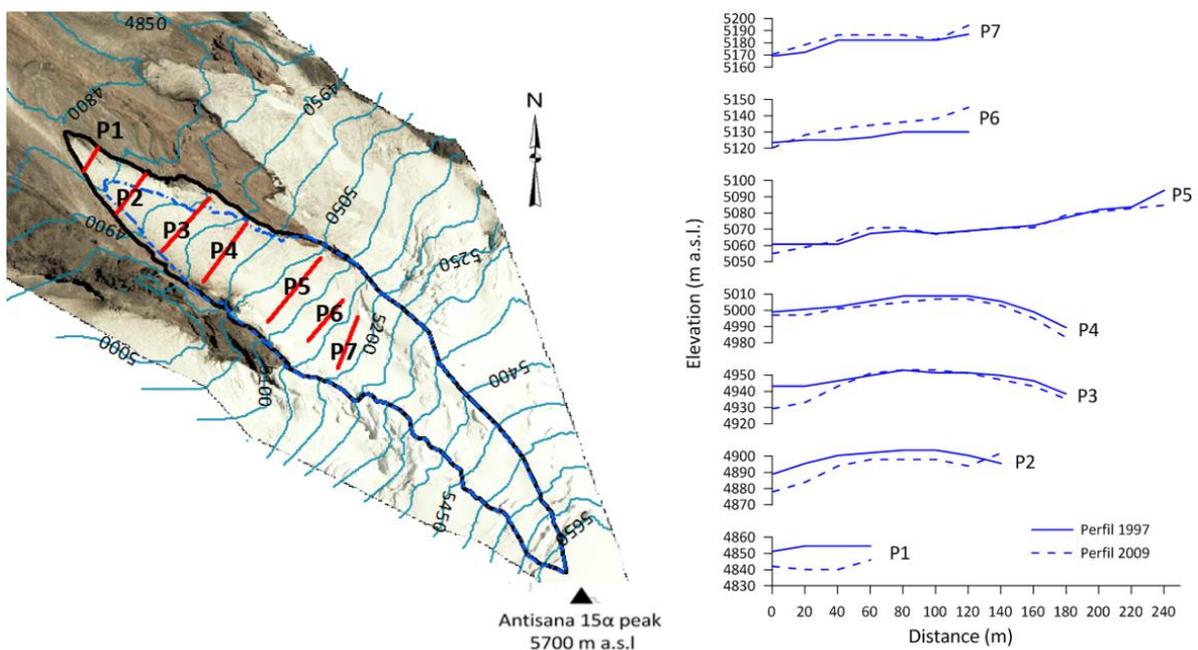


Figure 3.8. Profils de variations d'épaisseur du glacier Antisana 15α mesurés à partir de la photogrammétrie pour chaque année : 1997 et 2009

En fait, nous proposons de partir de la méthode statistique dite « d'échantillonnage aléatoire stratifié » qui est un processus de sélection aléatoire d'observations dans une population pour créer un sous-échantillon qui soit représentatif de cette population. Si l'on connaît une ou plusieurs caractéristiques de l'élément à étudier, on peut proposer des conditions pour améliorer nos estimations (Jayaraman, 1999).

Ainsi, le but de cette approche est d'identifier les sites prioritaires pour mesurer les données topographiques. La densification progressive du points considère la forte variance du bilan de masse qui provient de la zone d'ablation (Soruco *et al.*, 2009b ; Basantes-Serrano *et al.*, soumis). A titre d'exemple, la figure 3.9 montre que la

contribution la plus importante de la variation de masse provient de la partie basse du glacier qui est plus exposée aux conditions d'ablation. Pour les glaciers Antisana 12 et Antisana 15 la part de la variation totale de masse entre 1956 et 2009 provenant de la zone d'ablation est de 70% et 60% respectivement.

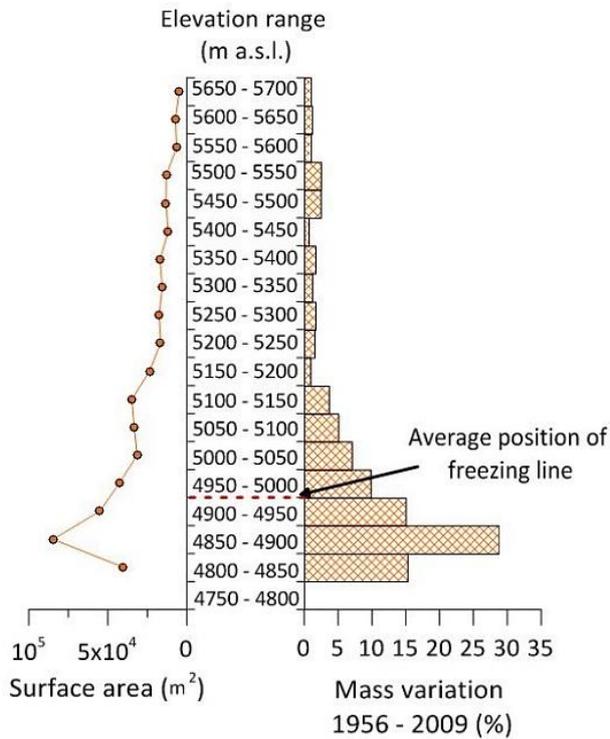


Figure 3.9. A gauche l'hypsographie du glacier et à droite le pourcentage de variation de masse pour chaque tranche d'altitude. Les deux variables sont données en fonction de l'altitude entre 1956 et 2009 sur le glacier Antisana 15α. La ligne rouge montre la position moyenne de l'isotherme 0°C.

Le processus est le suivant: (1) mesurer pour chaque date (e.g. modèles stéréoscopiques de 1997 et 2009) une dizaine de points (x, y) distribués sur la surface du glacier. Il est conseillé de placer les points dans des surfaces bien contrastées et le plus régulièrement possible en évitant les zones de crevasses ou de séracs; (2) calculer la variation d'élévation de la surface (Δh) dans la période considérée et le bilan de masse cumulé pour cette première série de points (le calcul du bilan de masse cumulé se fait de manière similaire à l'approche II); (3) une première analyse exploratoire de notre échantillonnage permet de caractériser statistiquement le nuage de points, la détection de tendances, l'identification d'erreurs de mesures et les corrélations spatiales des données; (4) interpoler une surface avec la méthode géostatistique du krigeage qui nous permet de prédire la variation d'épaisseur du glacier sur des régions où la mesure n'a pas été effectuée. A tout moment il est possible de vérifier le niveau d'incertitude de la prédiction à travers le calcul des erreurs de prédiction et le calcul de probabilité; (5) cette surface de prédiction est

utilisée pour l'échantillonnage des nouveaux points qui devraient être restitués afin d'améliorer l'estimation du bilan de masse. Afin de considérer la variabilité spatiale de l'évolution de la masse, nous allons pondérer l'échantillonnage en fonction de l'altitude avec un facteur d'altitude $[\frac{Z_{\max}-Z_j}{Z_{\max}-Z_{\min}}]$; et (6) le bilan de masse est recalculé avec les nouveaux points et une nouvelle surface de prédiction est générée.

Ce processus est itératif et l'augmentation de la taille des échantillons successifs est progressif jusqu'à que la variation du bilan de masse calculée entre deux itérations successives ne soit pas significative. Finalement, j'établis le nombre optimal de points pour le calcul du bilan de masse de chaque glacier.

Il s'agit d'une méthode de mesure discrète simple et flexible qui permet d'identifier les sites ciblées de mesure des données en minimisant le temps de restitution. L'approche proposée prend directement en compte la variation spatiale de masse et réduit les incertitudes liées à l'application de méthodes d'interpolation d'un MNT et à la taille de pixel utilisée.

3.2 Quantification de la variation d'épaisseur du glacier

Le Tableau 3.2 montre le nombre des points restitués à la surface des glaciers Antisana 12 et 15 α pour chacune des approches évaluées. La totalité des points est nettement plus élevée dans le cas de l'approche I, un grand nombre de points étant nécessaire afin qu'un MNT représente fidèlement la surface du glacier. Par conséquent, pour l'ensemble des glaciers dans l'ensemble des blocs photogrammétriques, le temps consacré à la restitution des nuages de points est beaucoup plus important (environ 8 mois pour restituer plus ou moins 2M de points au total). En fait, la densité de mesures dépend de la morphologie du terrain, de l'échelle et du bon contraste des clichés aériens dont la rugosité de la surface doit être perceptible.

Tableau 3.2. Nombre de points restitués sur les glaciers Antisana 12 et 15 α par photogrammétrie.

Glacier	Nombre de points Approche I		Nombre de points Approche II	Nombre de points Approche III	Surface restitué (km ²)
	1997	2009	1997/2009	1997/2009	
Antisana 12	42365	69862	206	233	2.01
Antisana 15	12388	23981	130	249	0.64

Pour les deux autres approches (II et III) le nombre de points est réduit significativement (pour l'ensemble des glaciers et des cinq blocs photogrammétriques le temps nécessaire a été d'environ 3 mois) sous la condition que toutes les mesures soient faites dans le même endroit d'une date à l'autre. Dans l'approche II, la disposition des points prend en compte principalement la morphologie, tandis que l'approche III on considère en plus la variabilité spatiale du bilan de masse (Fig. 3.10).

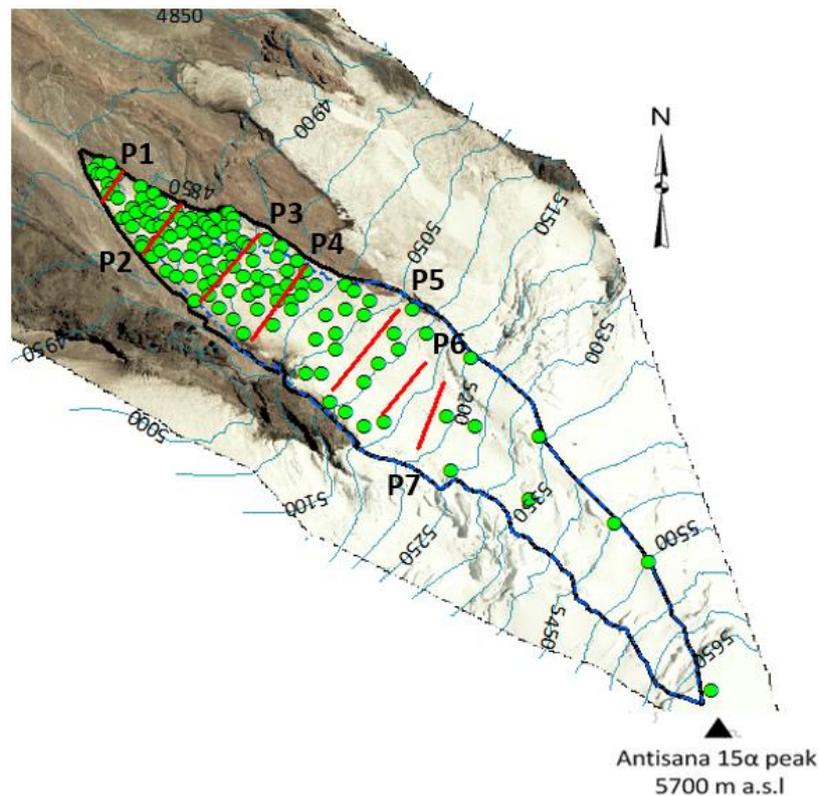


Figure 3.10. Comparaison des profils de variations d'épaisseur du glacier Antisana 15α (lignes rouges, approche II) et les mesures aleatoires (points verts, approche III) sur le Glacier Antisana 15α

Pour l'approche I, il faut considérer l'impact que pourrait avoir la méthode d'interpolation du MNT et la taille de pixel dans le calcul du bilan de masse. Thibert *et al.* (2008) ont montré qu'il existe des différences non significatives entre le bilan de masse calculé par l'interpolation linéaire, un kriging ou TIN. La figure 3.11 illustre l'effet de la résolution du MNT sur l'estimation de l'altitude en zone de montagne : pour un MNT de basse résolution, l'altitude des sommets et des endroits plus raides est sous-estimée, alors qu'au niveau des vallées encaissées le MNT surestime les altitudes (Gardelle *et al.*, 2011). Par conséquent la différence d'épaisseur pourrait aussi être affectée.

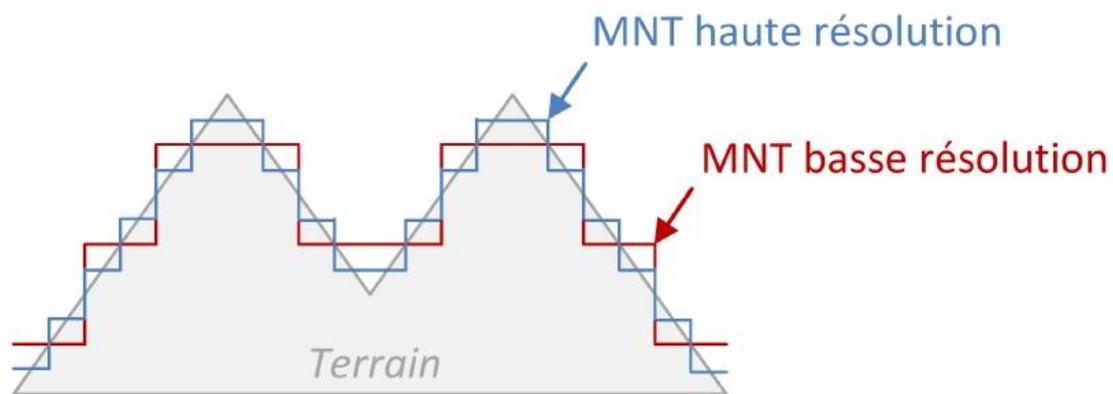


Figure 3.11. Schéma de l'impact de la résolution spatiale des MNTs sur l'estimation des altitudes en fonction du relief (d'après : Gardelle, 2012).

Le tableau 3.3 montre la variation moyenne de la différence d'élévation de la surface sur les glaciers Antisana 12 et Antisana 15 obtenue par soustraction des MNTs en combinant la taille de pixel et la méthode d'interpolation. Compte tenu de la taille optimale de pixel à 10 m, on observe qu'il n'existe pas une différence significative entre les résultats donnés pour les différentes tailles de pixels : une variation entre -0.19 m et 0.10 m reste dans l'incertitude de la variation d'épaisseur (< 1 m). Par ailleurs, les variations de l'élévation sont très proches entre elles, quelle que soit la méthode d'interpolation utilisée pour générer les MNTs. Les MNTs interpolés par la méthode de *Minimum Curvature* nous donnent une valeur de variation d'épaisseur plus proche de la valeur moyenne parmi les quatre méthodes évaluées.

Le tableau 3.4 montre le bilan de masse géodésique pour les glaciers Antisana 12 et Antisana 15 obtenu par les trois approches présentées précédemment pour la période (1997-2009). Si on considère un niveau de confiance de 95%, pour le glacier Antisana 15 la différence entre le résultat obtenu par l'approche II et le résultat donné par les deux autres (approches I et III) est statistiquement significative et dépasse la marge d'erreur du bilan de masse géodésique (± 0.6 m eq. eau) (Basantes-Serrano *et al.*, soumis). Ceci n'est pas le cas du glacier Antisana 12.

Cela nous confirme que pour le calcul du bilan de masse, il n'est pas nécessaire de mesurer toute la surface mais il suffit d'avoir quelques points en priorisant les endroits clefs qui peuvent contrôler la variation de masse sur le glacier.

D'un autre côté, la méthode des profils pourraient sur-estimer le bilan de masse dans les glaciers de l'Antisana car son application est conditionnée à une topographie moins accidentée, ce qui n'est pas le cas pour les glaciers situés sur ces volcans.

Tableau 3.3. Variations d'épaisseur observées sur les glaciers Antisana 12 et 15 entre 1997 et 2009. Les exercices ont été faits pour différentes tailles de pixel (5 m, 10 m et 20 m) et pour différentes méthodes d'interpolation.

Méthode	Antisana 12 Δh (m)	Antisana 15 Δh (m)
KRG5	-5.38	-3.25
KRG10	-5.26	-3.22
KRG20	-5.45	-3.12
MC5	-5.41	-3.26
MC10	-5.36	-3.23
MC20	-5.45	-3.14
TIN5	-5.39	-3.24
TIN10	-5.37	-3.21
TIN20	-5.43	-3.12
TGRD5	-5.37	-3.27
TGRD10	-5.37	-3.27
TGRD20	-5.39	-3.18
Moyen à 10 m de px.	-5.33	-3.23

Kriging (KRG)

Minimum Curvature (MC)

Triangulate interpolation network (TIN)

TopoGrid (TGRD)

Tableau 3.4. Bilan de masse géodésique (1997-2009) pour les glaciers Antisana 12 et 15 selon les trois différentes approches géodésiques

Glacier	Approche I	Approche II	Approche III
	$\sum \dot{B}$ (m eq. eau)	$\sum \dot{B}$ (m eq. eau)	$\sum \dot{B}$ (m eq. eau)
Antisana 12	-4.76	-4.27	-4.71
Antisana 15	-2.98	-1.37	-2.80

Nous proposons donc d'utiliser l'approche III, qui s'avère être la méthode offrant le plus d'avantages, et qui est basée sur une analyse statistique du comportement spatial du bilan de masse. Cette méthode permet de prioriser les sites de mesure par photogrammétrie en réduisant de presque cinq fois le temps de travail.

3.3 Variation géométrique des glaciers de l'Antisana

En glaciologie, l'apport de l'imagerie satellite est devenu capital pour surveiller les changements des glaciers. Les changements se produisant à la surface du glacier comprennent, entre autre, les fluctuations de longueur, de surface et de volume, l'étude de la dynamique du glacier (son écoulement), et le changement d'albédo en surface. Plusieurs inventaires de glaciers ont été effectués à partir de cette technique dans les Alpes (Paul *et al.*, 2013 ; Gardent *et al.*, 2014), l'Himalaya (Berthier *et al.*, 2007 ; Gardelle *et al.*, 2011) ou dans les Andes (Rabatel *et al.*, 2011, 2012 ; Ribeiro *et al.*, 2013). Ainsi les images satellites et la photographie aérienne sont complémentaires aux observations glaciologiques *in-situ* et nous permettent aussi d'avoir une portée supérieure en terme d'aire effective de surveillance.

En tirant avantage de l'existence des données satellites et aéroportées (images satellites et photographies aériennes) entre 1956 et 2014, nous avons mesuré la surface des glaciers. Entre 1956 et le début des années 1990, les données ne sont disponibles qu'une fois par décennie. Ensuite, les images satellites nous ont permis de faire une estimation tous les 5 ans en moyenne jusqu'à 2014. Il a fallu faire une mise à jour de l'inventaire glaciologique existant et de l'évolution temporelle de la géométrie des glaciers.

Pour la période la plus récente 1997-2009, j'ai utilisé les données photogrammétriques en plus des données DGPS de la topographie de la variation annuelle du front glacier afin de disposer d'un ensemble des surfaces de références pour le calcul de bilan de masse glaciologique des glaciers Antisana 12 et Antisana 15 α .

3.3.1 Variation de taille des glaciers (1956-2014)

La reconstruction de l'évolution de la longueur et de la surface des glaciers permet d'établir un diagnostic préliminaire de la répartition et des fluctuations des glaciers dans une région (Soruco *et al.*, 2009a ; Gardelle *et al.*, 2011 ; Gardent *et al.*, 2014). En télédétection, pour cartographier les surfaces des glaciers existent plusieurs techniques basées sur les caractéristiques radiométriques de la neige et de la glace. Les approches les plus courantes sont les semi-automatiques et automatiques appliquées sur des images multi-spectrales provenant des capteurs optiques (Landsat, Aster, Ikonos, Spot, entre autres) mais aussi à partir de photographies aériennes.

Ces méthodes ont été largement discutées au sein de la communauté scientifique car mesurer l'incertitude des polygones peut être un gros défi (Rabatel *et al.*, 2011 ; Paul *et al.*, 2013) et jusqu'à présent il n'existe pas de consensus sur la façon de reporter les incertitudes des surfaces extraites en considérant la grande diversité d'informations et la fidélité des méthodes qui pourront être appliquées. De plus, une des limitations des images multi-spectrales est la couverture nuageuse (Rabatel *et al.*, 2012).

Il existe deux facteurs qui rendent très difficile l'obtention des images de bonne qualité en Equateur : (1) les précipitations sont bien présentes tout au long de l'année, et elles se produisent dans un contexte de faible variation de la température ; (2) la présence d'une couverture nuageuse constante au moment de la période des fortes précipitations. Ainsi, à basse altitude, les précipitations liquides alternent avec les précipitations solides, ces dernières, de quelques heures ou de quelques jours de durée, permettant de mettre en place un couvert neigeux à la surface du glacier. L'albédo en surface se trouve modifié et peut donner lieu à des confusions dans l'identification du front des glaciers, quand celui-ci est masqué par la neige.

Afin de réduire l'incertitude due à la difficile identification des limites glaciaires sur les données satellites ou aéroportées, nous avons d'abord sélectionné des images avec une couverture nuageuse limitée à 10 % et avec une faible couverture de neige sur la plupart des glaciers de la calotte. Pour réduire l'impact de la présence des nuages, nous nous sommes servis de la bande infrarouge pour les masquer et les exclure de l'estimation. Toutes nos données satellites sont déjà corrigées géométriquement et projetées dans un système de coordonnées UTM 17sud WGS84. Cependant, afin de convertir toutes les données au système de référence des blocs aériens, nous avons géoréférencé les images satellites en fonction du réseau géodésique et le MNT (2009) de l'Antisana.

Les surfaces des glaciers pour les années 1956, 1964, 1979, 1997 et 2009 ont été mesurées à partir des blocs photogrammétriques. Pour les années 1986, 1991, 2001, 2007, et 2014, nous avons dérivé la surface englacée des images LANDSAT-5TM, LANDSAT-7ETM et ALOS. Nous avons utilisé une technique semi-automatique pour générer les polygones de la surface du glacier qui consiste à calculer l'indice de neige (NDSI, *Normalized Difference Snow Index*) (Dozier, 1989 ; Hall *et al.*, 1995). Ce calcul prend en compte le fait que la neige et la glace présentent une importante réflectance dans le visible et une forte absorption dans l'infrarouge proche et moyen (Rees, 2006).

$$NDSI = \frac{b_{MIR} - b_{vert}}{b_{MIR} + b_{vert}} \quad (3.8)$$

Ainsi nous avons déterminé qu'au-delà d'un seuil de 0,35-0,40, la surface peut être considérée comme enneigée. Cette technique doit être faite « à la main » avec un contrôle visuel exhaustif direct et si nécessaire avec l'édition manuelle de tous les polygones.

Le calcul de l'indice NDSI a été appliqué aux images LANDSAT. Cependant, dans le cas des images ALOS, cette opération n'est pas valable car l'image ne couvre pas la longueur d'onde nécessaire, c'est-à-dire le spectre infrarouge moyen, et par conséquent, la délimitation de la surface englacée a été faite par une classification supervisée et une édition manuelle des polygones.

Une fois la surface englacée délimitée, nous avons exclu les polygones de moins de 4 fois la surface d'un pixel (0.0036 km² pour LANDSAT et 0.0009 km² pour ALOS) et qui se trouvent à la limite de la calotte glaciaire. Quand la limite du glacier occupe une petite partie du pixel, il est exclu de l'estimation. L'édition des polygones qui représentent les surfaces glaciaires estimées sur les images a été faite à l'aide des combinaisons des bandes (542) avec l'amélioration de sa résolution spatiale dites (pan-sharpening) : il s'agit de la fusion de la combinaison de bandes multi-spectrales de 30 m de résolution spatiale avec la bande panchromatique de 15 m de résolution spatiale. Pour les données ALOS, la combinaison multi-spectrale qui fonctionne le mieux est la (432). Toutes les tâches ont été effectuées à l'aide d'outils SIG.

L'incertitude de l'estimation de la surface a été évaluée en fonction de la résolution spatiale de l'information cartographique et le géoréférencement des images. L'incertitude due au problème d'interprétation sur les images est difficile à quantifier, car elle varie d'un observateur à une autre. Cependant l'expérience et la connaissance du site d'étude est un critère qualitatif de validation.

3.3.2 Surface de référence pour le calcul du bilan de masse entre 1995-2012

Afin de rendre comparables les séries de bilans de masse glaciologique et géodésique, celles-ci doivent être homogénéisées. Cette tâche inclut la mise à jour des surfaces glaciaires annuelles avec lesquelles le bilan de masse glaciologique est calculé. Sur la base des surfaces des glaciers mesurées par la méthode géodésique entre deux dates : initiale (t_0) et finale (t_f), la variation annuelle de la surface du glacier est calculée. S'il n'existe pas d'observations des

contours des glaciers il est possible d'ajuster la surface du glacier en supposant une variation annuelle linéaire de la surface du glacier durant la période de surveillance géodésique (Zemp *et al.*, 2013, voir section 3.2).

Ceci n'est pas le cas des glaciers Antisana 12 et Antisana 15 α dont les contours de la zone d'ablation sont mesurés à la fin de l'année hydrologique à l'aide des relevés DGPS en mode cinématique avec une erreur quadratique moyenne de ($EQM_{xyz} = \pm 4.2$ m) (Basantes-Serrano *et al.*, soumis). La disponibilité de ce genre d'observations nous montre une évolution de la surface glaciaire non-linéaire: par exemple, l'avancée (recul) des langues glaciaires pour certaines années coïncide avec des années de bilan de masse positif (négatif).

De ce fait, afin de tirer avantage de la disponibilité de données de variations annuelles des langues glaciaires nous proposons une approche analytique plus adaptée au comportement non-linéaire du changement de surface des glaciers Antisana 12 et 15 α . Cette adaptation prend en compte la variation annuelle du front du glacier mesurée par DGPS mais aussi la variation annuelle de l'hypsométrie du glacier sur la période de surveillance géodésique. Cette approche est décrite en détail dans Basantes-Serrano *et al.* (soumis) dans le chapitre IV.

En effet, une approche qui suppose une variation linéaire sous-estime (surestime) la surface du glacier quand il y a une augmentation (diminution) de la surface. Avec l'approche proposée la surface annuelle est ajustée année par année (Fig. 3.12). L'incertitude est donnée par l'écart-type des résidus entre les valeurs mesurées (photogrammétrie et observations DGPS) et la valeur calculée par l'approche analytique proposée par Basantes-Serrano (soumis). Il est important de souligner que la différence de surface entre les deux calculs sur la figure 3.12 pour la date correspondant à la première photographie aérienne utilisée (1997) vient d'une ré-estimation de la limite du Glacier Antisana 15 α dans sa partie supérieure (en zone d'accumulation). La limite qui était utilisée avant le présent travail était basé sur la cartographie de l'IGM peu précis. Les photographies aériennes récentes nous ont permis de mieux caractériser cette limite sur la base de la morphologie de surface (notamment les crêtes et la direction des crevasses).

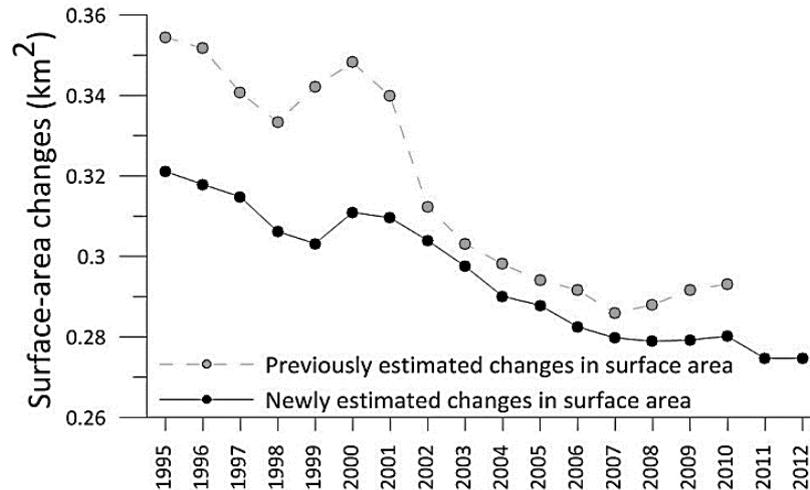


Figure 3.12. Comparaison de la variation de la surface du Glacier Antisana 15 α : avec la limite déterminée par la cartographie IGM et les données géodésiques annuelles (cercles et ligne grise pointillée) et avec l'ajustement de la surface avec la nouvelle cartographie et les données géodésiques annuelles (cercles et ligne noire).

3.3.3 Estimation du recul des glaciers

Au fil des années, la géométrie des glaciers change, elle s'adapte aux changements des variables atmosphériques qui contrôlent les processus d'accumulation et d'ablation à la surface des glaciers. Visuellement, ceci se note par les variations de sa longueur, autrement dit, la variation de la position du front du glacier. Celle-ci est le résultat de l'interaction complexe entre les conditions climatiques régnant dans la région qui contrôlent le bilan de masse, et la dynamique du glacier sur son lit rocheux.

Ainsi, les glaciers recherchent constamment un équilibre avec les conditions climatiques : pour cela, la position de leur front recule ou avance notamment en lien avec les conditions permettant le transfert de masse depuis la zone d'accumulation vers la zone d'ablation. La vitesse à laquelle les glaciers s'écoulent conditionne leur temps de réponse au bilan de masse, et cela change d'un glacier à l'autre en fonction de sa topographie. De ce fait, l'information donnée par les fluctuations du front des glaciers ne peut pas être directement interprétée en termes d'évolution du climat sur une période courte (moins de dix ans), mais cette information prend tout son sens sur le long terme (plusieurs décennies) (Francou et Vincent, 2007). Les observations de la position du front du Glacier Antisana 15 α depuis le début des années 1990 semblent montrer que le temps de réponse de ce glacier aux variations du climat est beaucoup plus court (un ou deux ans) que pour d'autres glaciers de montagne. Il n'y a cependant pas suffisamment des données pour confirmer cette hypothèse.

A partir des surfaces obtenues par télédétection, nous avons estimé les fluctuations du front du glacier. Le principe d'estimation de la fluctuation du front des glaciers a été expliqué par Forel (1895). A partir des outils SIG nous avons adapté les approches décrites par Forel (Basantes, 2010) afin d'estimer les fluctuations du front des glaciers entre 1956 et 2013. Cette approche considère une base fixe tangente au front du glacier de la date plus ancienne dans la partie pro-glaciaire. Cette base sert de référence commune à partir de laquelle nous faisons les mesures de fluctuation du front au cours du temps (Fig. 3.13). Ensuite, l'aire de la surface entre la référence et le front du glacier est calculée (St1). A partir de celle-ci et de la largeur de référence (Ref), nous estimons la longueur moyenne égale à ($L1 = \frac{St1}{Ref}$). Nous reproduisons la même opération pour l'année suivante, par exemple (t2 = 2009), et finalement la différence (L1 - L2) est égale au déplacement du front du glacier entre les deux dates (Fig. 3.13).

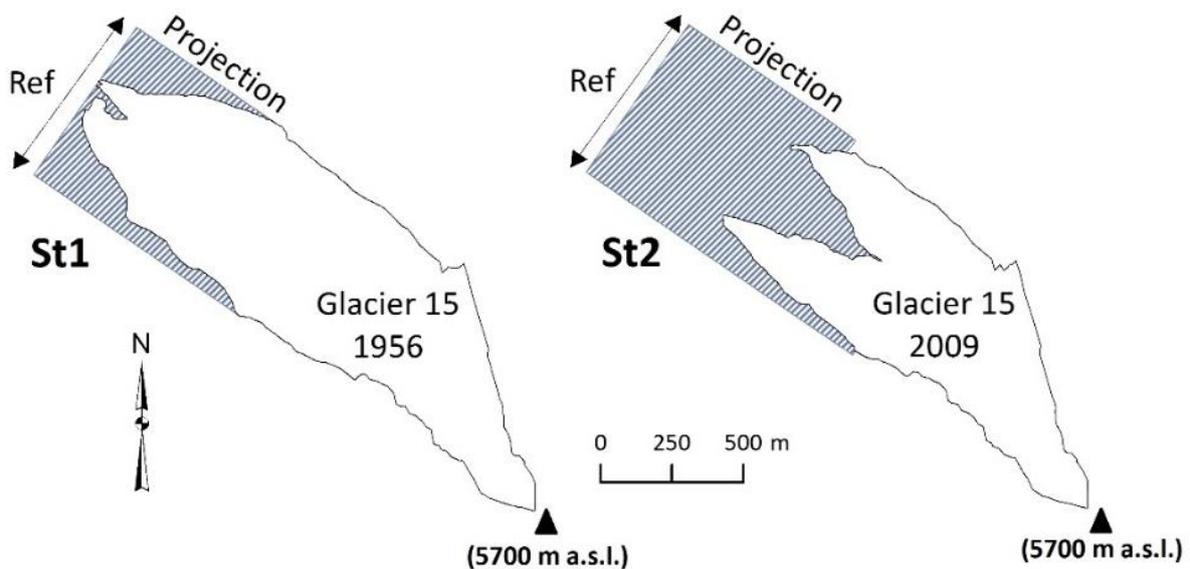


Figure. 3.13. Schéma du calcul de la variation de longueur du Glacier Antisana 15 (polygone blanc). La référence est fixée au limite glacier en 1956.

Cette approche géométrique est relative à chaque glacier et nous donne une idée de la distance de recul ou d'avancée de glacier d'une année sur l'autre. Nous considérons que cette approche est très complète car elle prend en compte l'ensemble du contour de la zone d'ablation du glacier et pas uniquement la position du front à un endroit donné.

3.4 Ré-analyse du bilan de masse du glacier Antisana 15α (1995-2012)

D'après Cogley *et al.* (2011), la ré-analyse des séries glaciologiques consiste en l'évaluation et la possible calibration des séries glaciologiques sur la base des observations faites avec la méthode géodésique. Pour ce travail je me suis basé sur les différentes étapes préconisées dans le schéma de ré-analyse des séries de bilans de masse proposé par Zemp *et al.* (2013). Il s'agit d'un processus conceptuel d'évaluation, de validation ou de calibration des séries de bilan de masse glaciologiques à l'aide des séries de bilan géodésiques, comprenant une analyse statistique des erreurs aléatoires (bruit) et systématiques (biais) (Fig. 3.14).

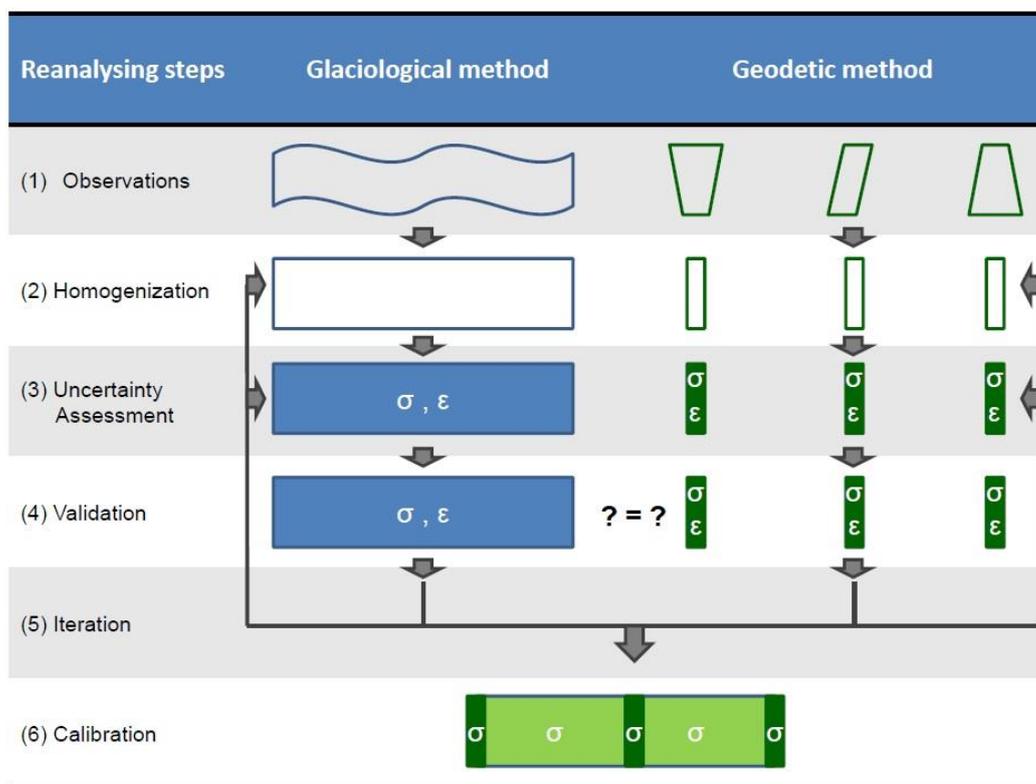


Figure. 3.14. Schéma conceptuel pour la ré-analyse des séries de bilan de masse glaciologique sur la base de données géodésiques (issue de Zemp *et al.*, 2013).

Ce protocole comprend six étapes pour lesquelles les deux séries (bilans glaciologiques et bilans géodésiques) sont examinées et validées afin de juger de leur correspondance statistique. S'il le faut, le bilan de masse glaciologique est calibré afin de réduire les différences qui ne peuvent pas être expliquées par les données disponibles.

Concernant le bilan géodésique, toutes les erreurs systématiques possibles ont été réduites lors du processus d'aérotriangulation/géoréférentiation des clichés aériens. L'estimation des erreurs aléatoires a repris l'approche proposée par Thibert *et al.*, (2008) et Zemp *et al.* (2013). Ce sujet est traité en détail dans le chapitre IV.

La ré-analyse du bilan de masse glaciologique du Glacier Antisana 15 α fait partie d'une publication soumise au *Journal of Glaciology* et qui est présentée *in extenso* au chapitre IV.

3.5 Conclusions du chapitre

Les outils et les méthodes utilisées pour mesurer les fluctuations géométriques (longueur, surface et volume) des glaciers sont communs d'une région à une autre. Cependant le régime particulier des glaciers tropicaux nous oblige à adapter certaines approches existantes afin de quantifier de manière précise les fluctuations géométriques des glaciers. Parmi les adaptations les plus importantes nous pouvons mentionner :

- i. L'adaptation de l'approche statistique de Lliboutry, (1974) pour le calcul du bilan de masse glaciologique des glaciers Antisana 12 et 15 α . Cette adaptation permet de prendre en compte le fait que le terme représentant la variabilité temporelle du bilan de masse (β_t) est dépendant de l'altitude.
- ii. Pour le calcul du bilan de masse géodésique, l'application d'une méthode d'optimisation statistique qui cherche à générer de manière semi-automatique des nuages de points pour mesurer des données d'altitude donnant la priorité aux sites qui sont représentatifs des variations d'épaisseur glaciaire pour une période donnée. Il s'agit d'une approche statistique itérative qui permet de réduire considérablement le temps consacré au calcul du bilan de masse géodésique. Cette approche n'a pas pour objet de remplacer l'élaboration des MNTs qui est une représentation plus fidèle de la topographie. Cette méthode est utilisée pour le calcul du bilan de masse de l'ensemble des glaciers autour de l'Antisana.
- iii. Afin de disposer d'informations sur les fluctuations géométriques des glaciers de l'Antisana, nous avons également utilisé des images satellites (LANDSAT et ALOS). Ainsi une série de variation de surfaces glaciaires a été mesurée pour l'ensemble des glaciers du massif. Cette information est utilisée pour alimenter l'inventaire glaciologique de l'Antisana.

« Dans les tropiques internes, la quasi absence de saisonnalité dans les précipitations rend en quelque sorte « invisible » l'année hydrologique dans la stratigraphie de la neige. »

Chapitre IV

Ré-analyse du bilan de masse du glacier Antisana 15 α

L'objectif de ce chapitre est de ré-analyser à partir des mesures géodésiques effectuées sur le Glacier Antisana 15 α pour la période 1995-2012 les séries de bilans de masse effectuées avec la méthode glaciologique. Ces mesures glaciologiques ont été pratiquées sur le terrain dans le cadre du service de surveillance GLACIOCLIM par plusieurs équipes se succédant entre janvier 1995 à décembre 2012 (elles sont toujours en vigueur).

Elles sont basées, rappelons-le, sur les mesures d'émergence de balises installées en réseau à la surface du glacier en zone d'ablation au pas de temps mensuel, et des mesures d'accumulation faites une fois par an par des puits ou des carottages dans la partie haute du glacier en un ou plusieurs points. Le bilan de masse annuel du glacier est calculé avec la méthode glaciologique, en mesurant régulièrement par topographie l'évolution des surfaces du glacier dans la zone d'ablation (les surfaces ne changent pas dans la zone d'accumulation). Les mesures ne sont pas réalisées entre 5100 m (fin de la zone d'ablation) et 5400 m (premier point de mesure de l'accumulation), car la topographie du glacier ne le permet pas. Aussi, il a fallu interpoler entre ces deux points de mesure. L'interpolation a été faite auparavant selon une approche linéaire. Quant à moi, j'ai choisi pour l'interpolation/extrapolation la méthode statistique de Lliboutry, mais en l'adaptant au fort coefficient d'activité du bilan observé dans la zone d'ablation, et sa faible variation ensuite quand on arrive dans la zone d'accumulation. Enfin le bilan de masse glaciologique cumulé de $-6,05 \pm 2,51$ m eq. eau.

En parallèle, le bilan de masse géodésique a été calculé par photogrammétrie à partir de clichés aériens sur la période 1997-2009, avec un bilan de masse cumulé de $-1,39 \pm 0,52$ m

eq. eau, ce qui correspond à un bilan de masse annuel moyen légèrement négatif égal à $-0,12 \pm 0,04$ m eq. eau par an.

Pour chacune des deux méthodes (glaciologique et géodésique), une analyse minutieuse des incertitudes (erreurs systématiques et aléatoires) a été conduite.

Nous avons mis en évidence une différence très importante entre les bilans glaciologique et géodésique, puisqu'elle s'élève à 4,66 m eq. eau. Cet écart est attribué à une sous-estimation de la mesure d'accumulation dans la partie supérieure du glacier (5400 m et plus). Cette inexactitude dans la détermination de l'accumulation est associée, nous l'avons vu, à l'identification précaire de la couche de neige du cycle hydrologique écoulé. En effet, l'absence de marqueur stratigraphique permettant d'identifier le début du cycle annuel d'accumulation est lié à l'absence de saisonnalité dans les précipitations, une caractéristique typique de la zone tropicale interne, comme nous l'avons vu auparavant (il peut neiger tous les mois de l'année en quantité importante). De ce fait, nous avons déterminé qu'il faudrait augmenter d'environ 70% l'accumulation nette déterminée par les mesures de terrain pour expliquer la différence entre les bilans de masse glaciologique et géodésique. Cette hypothèse est confirmée par l'estimation du flux de glace au voisinage de la ligne d'équilibre. Cette estimation a été rendue possible grâce à : (1) des mesures RADAR (GPR, *Ground penetration radar*) effectuées en septembre 2000 qui ont permis d'estimer l'altitude du lit rocheux et donc l'épaisseur de la glace à ce niveau ; et (2) des mesures de déplacement des balises d'ablation réalisées chaque année permettant d'estimer la vitesse d'écoulement du glacier en surface. En conséquence, nous avons pu mettre en évidence que le gradient vertical de précipitations pourrait être bien plus élevé en haute altitude qu'on le pensait auparavant, du même ordre de grandeur que le gradient horizontal estimé entre les versants est (très humide) et ouest (plus sec) du massif de l'Antisana. De futures recherches seront nécessaires pour mieux contraindre les processus d'accumulation (nature des précipitations solides et quantités accumulées) dans la partie haute de l'Antisana.

Cette introduction résumait les résultats d'un article scientifique en cours de révision à l'International Glaciological Society (IGS) pour le *Journal of Glaciology* [*Slight mass loss revealed by reanalyzing glacier mass balance observations on Glaciar Antisana 15a (inner tropics) during the 1995-2012 period.* Basantes-Serrano, R., A. Rabatel, B. Francou, C. Vincent, L. Maisincho, B. Cáceres, R. Galarraga, D. Alvarez, soumis]. Cet article est reproduit *in extenso* (sans la bibliographie) dans la suite de ce chapitre.

4.1 INTRODUCTION

Several studies have highlighted the high sensitivity of tropical glaciers to climate change (e.g., Kaser and Osmaston, 2002; Rabatel and others, 2013). These glaciers are a proxy to better understand climate variations at annual to decadal scales. A major glacier recession is documented for the tropical Andes since the late 1970s (Rabatel and others, 2013) linked with climate variability at the inter-annual scale, mainly forced by El Niño Southern Oscillation (ENSO), and, at the decadal scale, linked with the trend to increasing atmospheric temperatures (Vuille and others, 2008; Rabatel and others, 2013). To document and understand the inter-annual to decadal changes in these glaciers, there is a need for accurate long term series of glacier mass balances measured on several reference glaciers. This is also a major consideration in the monitoring strategy of the Global Terrestrial Network for Glaciers (<http://gtn-g.org>) focusing on: “extensive glacier mass balance studies within major climatic zones for improved process understanding and calibration of numerical models”.

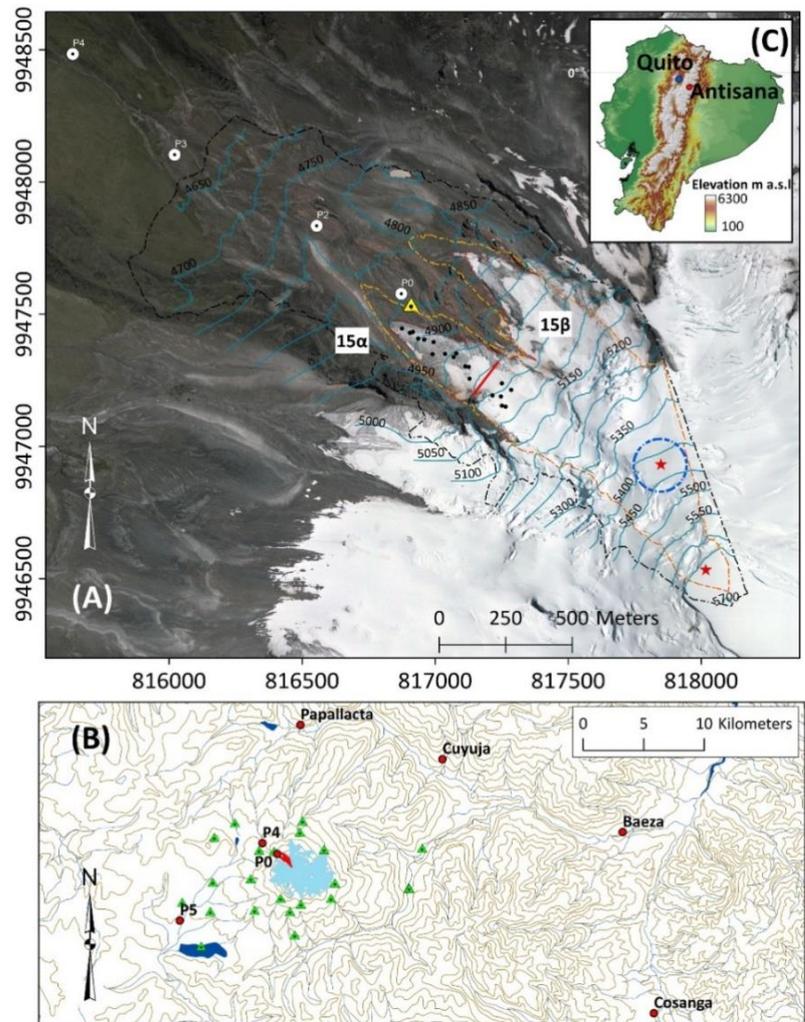
In the Ecuadorian Andes, a monitoring program began on Glaciar Antisana 15 α in June 1994 (Francou and others, 2000). Today, it is a joint program of the GLACIOCLIM observatory and the *Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología* (INAMHI, Ecuador). Mass balance data are freely available through the GLACIOCLIM website (www-igge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index.htm) and the World Glacier Monitoring Service (WGMS, 2012). Up to now, data collected on Glaciar Antisana 15 α have been used to: (1) study the physical processes governing ablation at the glacier surface (Favier and others, 2004); (2) understand the response of an equatorial glacier to regional climate variability, particularly when conditions are forced by ENSO variability (Francou and others, 2004); and (3) assess the contribution of glacier melt to river flow and water availability (Villacis, 2008).

However, specific annual mass balances on Glaciar Antisana 15 α are very sensitive to systematic and random errors depending on the reference surface, the spatial distribution of the direct measurements (stakes/pits/cores), the spatial variability of the surface mass balance components and the interpolation/extrapolation method used to cover areas for which no measurements are available. These uncertainties can lead to an unreliable interpretation of the long term relationship between climate and the glacier. The aim of this study was to re-analyze the glaciological mass balance series obtained from *in-situ* observations, to quantify the uncertainties, and to adjust the series on the basis of the geodetic mass balance obtained using aerial photogrammetry. To this end the analytical

framework proposed by Zemp and others (2013) was applied; this approach is summarized in a generic scheme of six basic steps (see Fig. 1 in Zemp and others, 2013). The standard terminology and notations proposed by Cogley and others (2011) are used.

4.2 STUDY SITE AND CLIMATE SETTINGS

Figure 4.1. (A) 2009 orthophoto-map of Glaciar Antisana 15, red and orange contours are the glacier extents in September 2009 and August 1997 respectively. The dashed black contour is the restituted area; 50-m interval contour lines are shown. The black dots show the ablation stakes in 2010, the red stars show the location of the accumulation pits, the blue dashed circle is the area where accumulation measurements and snow probing were made, the red line at ~5,000 m a.s.l. shows the uppermost GPR cross-section, the white points represent the four rain gauges, and the yellow triangle shows the location of the weather station. Coordinates are given in UTM zone 17S, WGS84. (B) Green triangles show the location of the 21 GCPs used to carry out the photogrammetric adjustment, and the red circles show the locations of the meteorological stations around the volcano. Glaciar Antisana 15 is shown in red. Inset (C) map of Ecuador with the location of Antisana Volcano (red dot) and Quito, capital of Ecuador (blue dot).



Antisana ($0^{\circ}28' S$, $78^{\circ}09' W$) is an irregular cone-shaped stratovolcano located 40 km east of Quito (capital of Ecuador) in the Cordillera Oriental (Fig. 4.1A). The volcano is covered by 17 glaciers as listed by Hastenrath (1981). The present paper focuses on Glaciar Antisana 15 α (5,690-4,850 m a.s.l., 0.28 km², 1.6 km long) located on the north-western side of the volcano (Fig. 4.1B). Since the mid-1950s, the lower part of Glaciar Antisana 15 has been divided into two tongues 15 α and 15 β (Francou and others, 2000).

As described by Francou and others (2004), the seasonal cycle of precipitation is bimodal and there is no clear dry season. One precipitation maximum occurs from March to May followed by a minimum from July to October, and the second maximum occurs in November (Fig. 4.2). Annual precipitation measured on the glacier foreland does not exceed $\sim 1,300 \text{ mm a}^{-1}$. Cloud cover follows roughly the same pattern as precipitation, whereas air temperature remains fairly constant throughout the year and inter-annual variability is about $3 \text{ }^\circ\text{C}$ (standard deviation over the last 50 years). The $0 \text{ }^\circ\text{C}$ isotherm, the so-called freezing line, shifts up and down across the ablation zone of the glacier (between 4,800 and 5,100 m a.s.l.) and a minor variation in air temperature can influence melt processes at the glacier surface by determining the precipitation phase (snow or rainfall), thereby affecting the surface albedo in the ablation zone; an increase of $1 \text{ }^\circ\text{C}$ in temperature can move the snow-rain limit 150 m up the glacier (Francou and others, 2004; Rabatel and others, 2013).

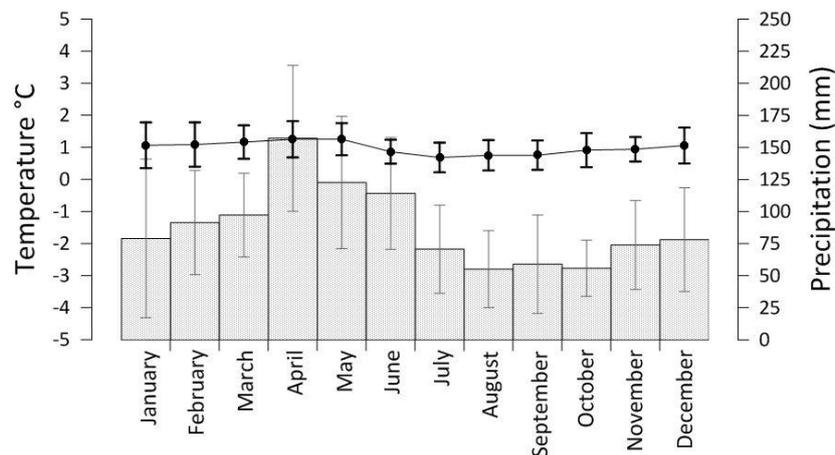


Figure 4.2. Climate conditions on the Glaciar Antisana 15 α foreland. The gray bars represent the average monthly precipitation from a precipitation index (Pglacier Index) computed from the four rain gauges shown in Fig. 4.1 (Manciati and others, 2014). The black dots and the line represent the average monthly temperatures recorded at the weather station on the glacier moraine at $\sim 4,850 \text{ m a.s.l.}$ (Fig. 4.1) over the period 1995-2008. Vertical bars represent the one standard deviation.

4.3 DATA

4.3.1 Glaciological *in-situ* observations

Fifteen to 20 stakes have been measured monthly since June 1994 in the ablation zone of the glacier. These stakes are located between the snout (currently $\sim 4,850 \text{ m a.s.l.}$) and the ELA0 ($\sim 5,080 \text{ m a.s.l.}$), where the gentle sloped glacier tongue provides safe conditions to manage the stakes network. The stakes are located in the center and on the lateral sides of the glacier tongue to capture the spatial variability of the mass balance (Fig. 4.1A).

Access to the accumulation areas of the glaciers is challenging in this part of the Andes since all glaciers are located on volcanoes with rugged topography in their upper reaches. From 5,100 m a.s.l. to the summit, Glaciar Antisana 15 α is in the form of a narrow corridor with steep sides crossed by frequent avalanches. These avalanches are caused by seracs falling from the large crevasse surrounding the dome-shaped summit. Two snow pits/cores were dug in this zone to estimate annual accumulation on a relatively gentle but unstable slope (between 5,400 and 5,650 m a.s.l., at the limit with Glaciar Antisana 15 β). These accumulation measurements are complemented with snow probing in the neighboring areas (~50 m radius) (Fig. 4.1A). In each snow pit/core, snow stratigraphy and variations in density with depth were measured. Accumulation was measured at the end of the hydrological year, which is not well defined close to the equator, but was fixed in late December - early January in a period in which precipitation is generally low. It is worth noting that the lack of precipitation seasonality in the equatorial Andes makes it difficult to identify a well-marked crust, i.e., a layer whose density is close to the density of ice at the base of the current year's accumulation.

As part of the monitoring activities, annual changes in glacier geometry (i.e. snout retreat, changes in surface area) and surface flow velocities at the level of the ablation stakes were quantified using geodetic observations obtained with the Differential Global Position System (DGPS). In addition, ground penetrating RADAR (GPR) measurements were conducted in September 2000 (unpublished data) to determine the ice thicknesses on four cross sections from the glacier snout till ~5,000 m a.s.l. (Fig. 4.1A). These data were used to estimate the ice flux at the uppermost section and validate our hypothesis on the net accumulation in the upper reaches of the glacier.

4.3.2 Aerial photographs

Aerial photographs acquired in 1997 and 2009 over Antisana Volcano were collected. These data comply with the peculiarities required for glaciological applications: (1) a minimum snow cover in the ablation zone; (2) no cloud cover over the glacier and minimum cloud cover over the surrounding areas; (3) the images are of the required brightness and contrast; and (4) optimal geometric characteristics are known (i.e. calibration reports are available). The films were scanned at 14- μ m resolution using an Intergraph PhotoScan TD system. The characteristics of the aerial photographs for each survey are listed in Table 4.1.

Table 4.1. Characteristics of the aerial photographs and topographic restitutions on the Glaciar Antisana 15 and its catchment.

Date of aerial survey	Camera	Photo scale	Number of photos used for the restitution	Focal Camera (mm)	Ground Pixel size (m)	Number of ground control points	Orientation residuals σ_x , σ_y , σ_z (m)	Number of restituted points
August 8 1997	RC30	1:25000	8	152.91	0.39	21	0.21 0.27 0.20	12388
Sept 13 2009	RC30	1:35000	5	152.89	0.48	21	0.29 0.20 0.12	23981

4.3.3 Meteorological data

Precipitation measured at five rain gauges located on the glacier foreland, known as P0 (4,850 m a.s.l.), P2 (4,780 m a.s.l.), P3 (4,550 m a.s.l.), P4 (4,450 m a.s.l.) and P5 (3,930 m a.s.l.) were used. These data sets were analyzed and validated by Mancinati and others (2014). We also used precipitation series from four meteorological stations named Papallacta, Cuyuja, Baeza and Cosanga (Fig. 4.1B). All these data series were used to interpret the mass balance processes occurring on Glaciar Antisana 15 α and their impacts on the specific annual mass balance.

4.4 METHODS

4.4.1 Construction of digital elevation models using aerial photogrammetry

Aerial-photogrammetry is widely used in glaciology to estimate fluctuations in volume (e.g., Rabatel and others, 2006; Bauder and others, 2007; Thibert and others, 2008; Soruco and others, 2009). This method makes it possible to obtain changes in the surface elevation over a long period (around 10 years), and has the advantage of covering the entire glacier surface.

All photogrammetric tasks were carried out using the software Orima-DT from the Leica Photogrammetry Suite (LPS) of the Intergraph Company©. The adjustment process of the aerial photographs was made using on average 25 tie points for each pair of stereo images. For each geodetic survey, a bundle block adjustment was performed on the basis of the selected aerial photos using a geodetic network of 21 Ground Control Points (GCPs) around the volcano observed on stable rocky features by rapid static DGPS survey

during several campaigns in 2009 and 2011 (Fig. 4.1B). Setting up GCPs on the eastern side of the volcano, which is very hard to access, was challenging, but a good spatial distribution of control points was achieved and allowed us to obtain the optimal geometry for the photogrammetric block adjustment without compromising accuracy (RMSxyz of GCPs network is 0.20 m).

The topography restitution of the glacierized and surrounding areas and the edition of these features were made applying a discrete procedure of data collection (isolated points). The collection of 3D features and terrain editing tasks on the pairs of stereo images were simplified by the fact that all the aerial surveys were made around noon, thus reducing shadows and enhancing visual contrast between ice, snow, and off-glacier areas.

The digital elevation models (DEMs) of 10-m cell (pixel) size were created using the minimum curvature interpolation method based on the restituted point's clouds for each date.

The quality of the DEMs was evaluated using five topographic profiles located on the stable non-glacierized terrain on the western side of the volcano. Three topographic profiles were acquired by rapid static DGPS survey and two were collected by photogrammetric restitutions for each survey (Fig. 4.3). The comparison of these profiles allowed us to assess the local uncertainties in the topographic restitutions reaching an average RMSz of ± 1.1 m. In addition, the dome-shaped summit of the volcano allowed us to evaluate changes in elevation in the upper part of the accumulation zone where changes in the thickness of the glacier are expected to be very small. Thus, we compared changes in elevation at 18 sites measured on the flat dome-shaped summit giving a mean difference of ± 1.5 m. This quasi-flat area represents ~1% of the entire 15 km² glacierized area of the volcano.

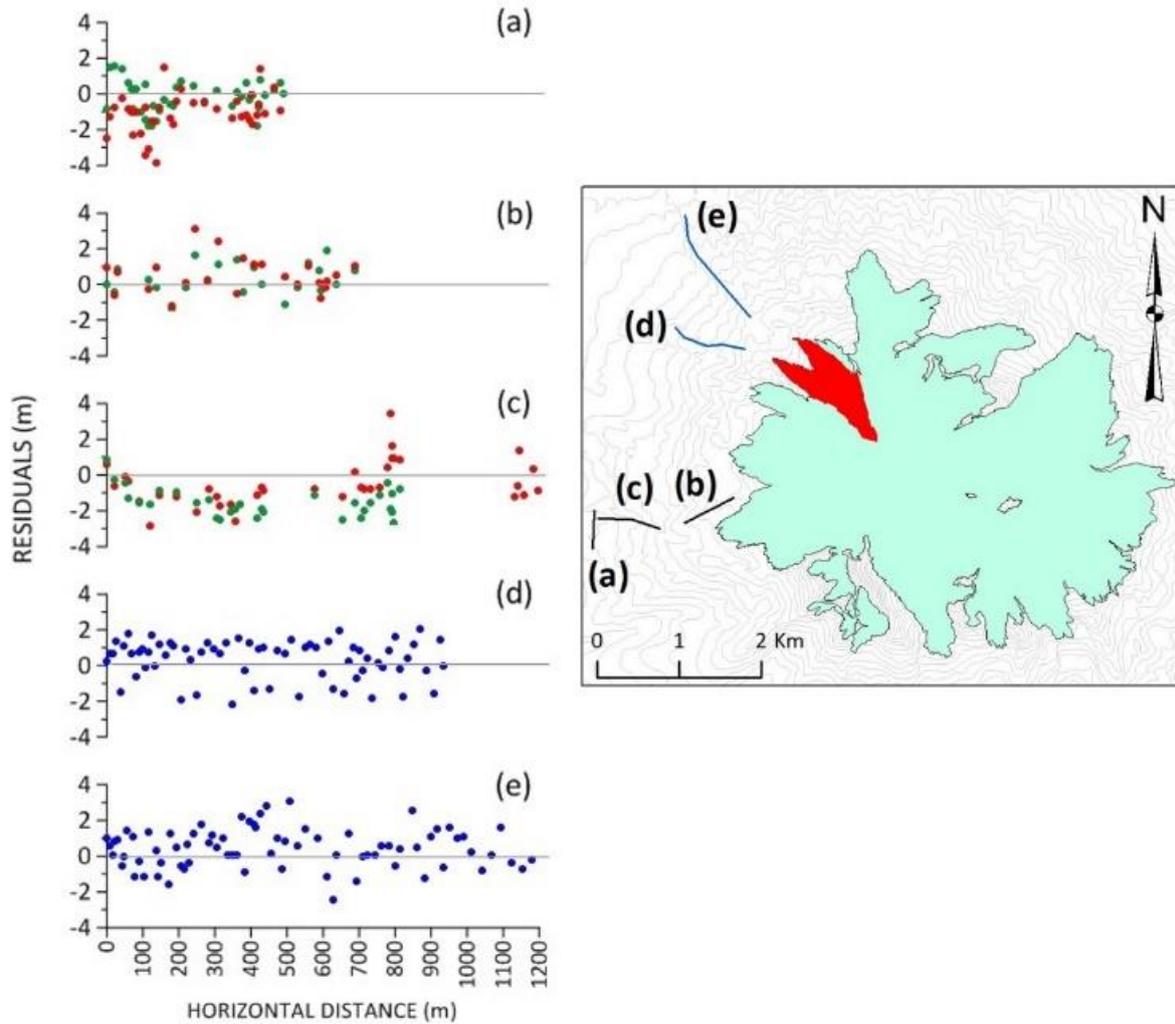


Figure 4.3. Difference in altitude on cross sections measured on non-glacierized terrain between photogrammetric measurements in 1997 (green dots) and 2009 (red dots) and DGPS surveys (a, b, c); and between photogrammetric measurements in 1997 and 2009 (d, e).

We also evaluated the DEMs by comparing the two DEMs on stable terrain. The uncertainty in the difference in elevation was calculated giving an $RMS\Delta z$ and a standard deviation of ± 2.1 m (Fig. 4.4). Note that negative elevation changes (red pixels) evidenced some dead-ice debris-covered patches in 1997 which decreased in volume leading to a change in the morphology of the catchment. A few remnants of these structures were observed during field campaigns and evidenced by the changes visible on the orthophotos. In order to consider only the stable terrain, these features were not taken into consideration. The standard error in the elevation difference was 0.04 m (5,131 pixels) ensuring good agreement between 1997 and 2009 DEMs. Some authors (e.g., Nuth and Kaab, 2011; Zemp and others, 2013) recommended performing a 3D co-registration of successive DEMs when systematic errors are identified related to (1) the displacement in the xyz location of the

successive DEMs; (2) an elevation-dependent bias; and (3) differences in the sensor acquisition geometry. In our case, the two DEMs were consistent: the difference in elevation on stable terrain was sufficiently accurate, and the same geodetic reference was used for each aerial survey during the aero-triangulation process. As a consequence, 3D co-registration of the DEMs was not required.

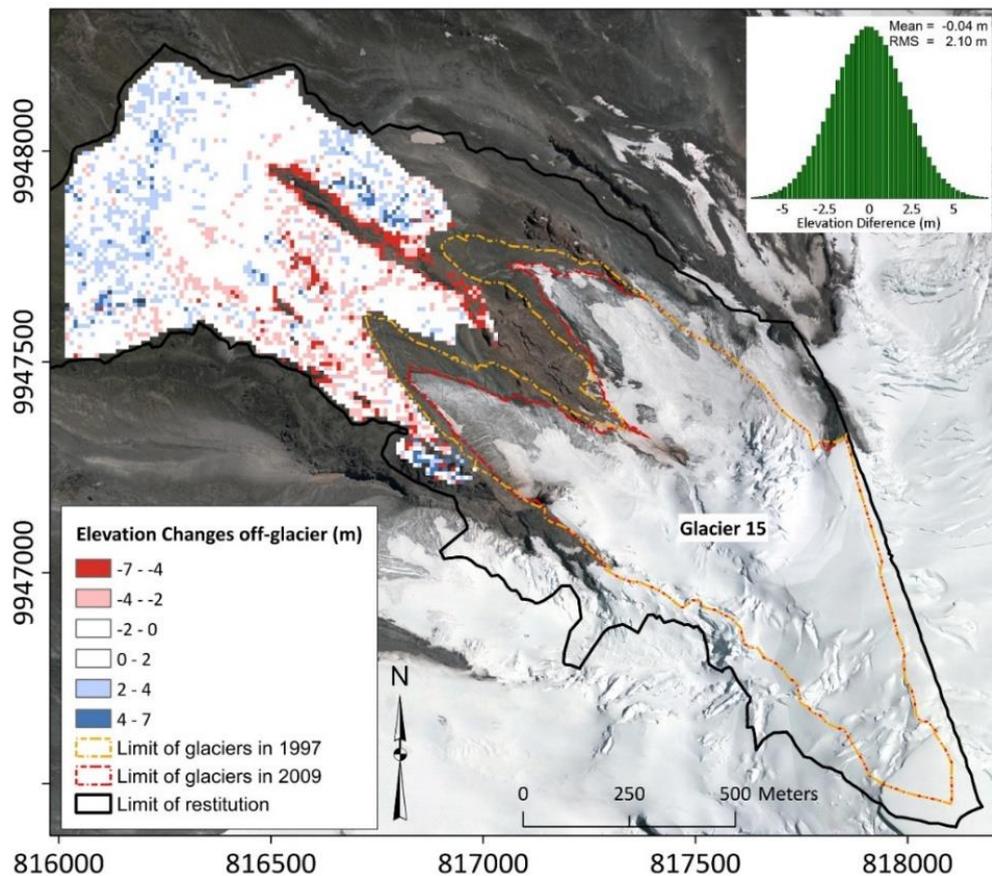


Figure 4.4. Map of changes in elevation over the non-glacierized terrain between [DEM1997 \wedge DEM2009] for 5,131 pixels (spatial resolution = 10 m). The normal distribution, mean and root mean square of the elevation changes are presented in the inset graph.

4.4.2 Quantification of the mass balance using the geodetic method

Algebraic subtraction between two successive DEMs gives the change in surface elevation for each pixel over the period concerned. Changes in surface elevation are then converted into changes in volume resulting in a hypothesis concerning the density of mass lost/gained over the average glacier surface area in the time span of the geodetic surveys. The cumulative mass balance is computed using the following equation (Zemp and others, 2013):

$$B_{\text{geod}}_{[\text{year}_2 - \text{year}_1]} = \frac{\bar{\rho} * r^2 * \sum_{i=1}^n \Delta h_i}{\dot{S}} \quad (4.1)$$

where, ($\bar{\rho}$) is the average density value of the mass change, (r^2) is the pixel size, (Δh_n) is the change in the glacier surface elevation for each pixel, (n) is the number of pixels covering the glacier at its maximum extent, and (\dot{S}) is the average glacier area over the period [$\text{year}_2 - \text{year}_1$].

4.4.3 Quantification of the mass balance using the glaciological method

The glaciological method was used to compute the specific annual mass balance (Cuffey and Paterson, 2010).

In previous studies (e.g., Francou and others, 2004; Manciatì and others, 2014), the glacier was divided into irregular elevation ranges that varied from year to year and depended on the location of the measurement sites. In addition, the mass balance quantification only included a limited number of ablation stakes selected as representative of a specific elevation range. The mass balance for each elevation range was weighted by its relative surface area. For the elevation ranges in which no direct measurements were available, e.g. between the uppermost ablation stake at ~5,080 m a.s.l. (and up to ~5,200 m a.s.l. in a few years) and the lowest snow pit/core (~5,370-5,470 m a.s.l.), a linear interpolation was made. The same consideration was assumed from the lowest to the highest snow pit/core (~5,650 m a.s.l.).

Between the highest snow pit/core and the summit, a constant net accumulation value equal to the value of the highest snow pit/core was assumed. Note that ~60% of the glacier area is not monitored by direct measurements and that most of this area is in the accumulation zone.

For the present study, all the raw field measurements were processed to compute the specific annual mass balance. This represented 3,288 stake measurements in the ablation zone and 50 pits/cores in the accumulation zone over the study period from August 1994 to December 2012. We also considered changes in the extent of the glacier and in the contour lines over time. The specific annual mass balance was computed referring to the fixed-date (January 1), using the following steps:

- *Adjustment of reference-surface.* When calculating the annual mass balance, it is crucial to take changes in hypsography into account. Zemp and others (2013) proposed an analytical solution which assumes a linear change in the extent of each elevation range. However, annual DGPS observations of the outline of Glaciar Antisana 15 α revealed non-linear changes in glacier area. To take these non-linear changes into account, we used a different approach with photogrammetric measurements made between 1997 and 2009, and the annual DGPS measurements of the glacier outline. In this way, we calculated the surface area of each elevation range for each year. The glacier was divided into 50-m elevation ranges. Based on our photogrammetric measurements, we assumed that changes above 5,100 m a.s.l. were negligible. Consequently, we used the 1997 contour lines for this region. Below 5,100 m a.s.l., we used the following method: first, we calculated imaginary hypsographies for each year between 1997 and 2009, only taking changes in the surface area into account, using annual DGPS measurements of the outline of the glacier. Second, we used these hypsographies to calculate the extent of the elevation range in each year. To this end, we calculated the surface area that was common to each elevation range in 1997 and 2009, $S_{\text{ref},t}$, in each year t , taking the annual changes in the outline of the glacier into account. Finally, the elevation range area was corrected using the annual changes in the contour lines between 1997 and 2009. The complete formulation is the following:

$$\bar{S}_{e,t} = S_{\text{ref},t} + \frac{S'}{N} * (t-t_0) + \frac{S''}{N} * (N - t + t_0) \quad (4.2)$$

$\bar{S}_{e,t}$ is the adjusted elevation range area for the elevation range and the corresponding year t . Time t_0 is the first year 1997. S' and S'' are the surface areas contained between the upper/lower contour lines of the elevation range area in 1997 and 2009. (N) is the number of years, i.e. 12.

From 2009 to 2012, the glacier outline and the contour lines resulting from the 2009 geodetic survey were not affected above 5,100 m a.s.l. below this elevation, the annual glacier tongue outlines obtained by DGPS surveys were included. In addition, to compensate for the lack of DGPS observations of the glacier outline in 1995 and 1996, for these two years, we kept the same trend as the one observed after 1996, leading to a change of 1% in the surface area.

- *Interpolation/extrapolation method used to estimate the specific mass balance.* A major source of uncertainty in the quantification of the glacier-wide mass balance is the lack of measurements in inaccessible areas due to crevasses, seracs and the risk of avalanches. In

fact, the main problem involved in computing the specific annual mass balance is the interpolation/extrapolation technique used for the unmeasured areas. As shown by Soruco and others (2009), simple interpolations can lead to significant errors in the computation of the glacier mass balance. In order to better account for the spatial variability, we adapted the statistical approach developed by Lliboutry (1974) (e.g., Vincent and others, 2000; Thibert and others, 2008; Eckert and others, 2011). This approach assumes that the mass balance can be decomposed into a spatially independent temporal variation (β_t) and a spatial pattern independent of time (α_j), thus:

$$b_{jt} = \alpha_j + \beta_t + \varepsilon \quad (4.3)$$

where (b_{jt}) is the specific mass balance at the elevation range (j) during the year (t), and (ε) is an error term.

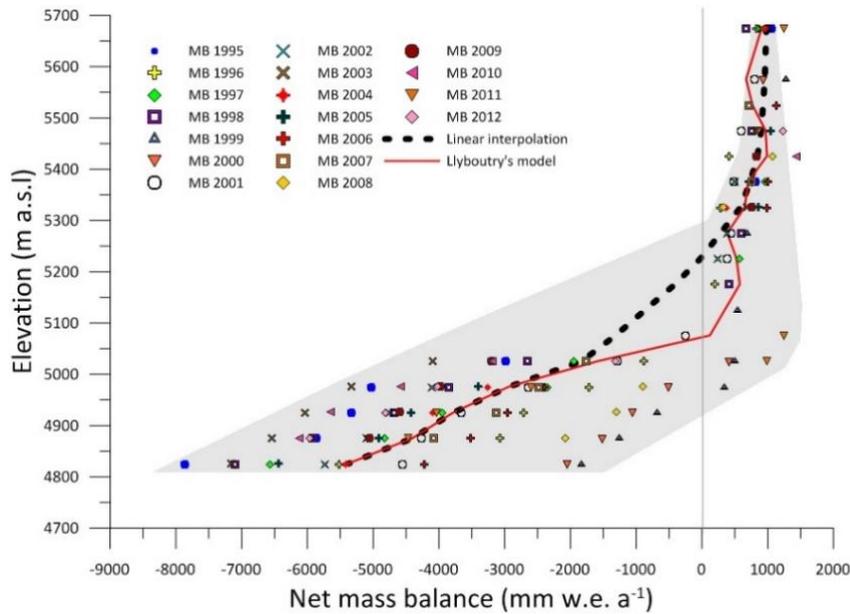


Figure 4.5. Multi-annual average mass balance profiles $b(z)$ of Glacier Antisana 15 α . Average mass balance curve interpolated linearly (black dashed line) and computed using Lliboutry's approach (red line).

However, in this classical approach, the temporal term (β_t) is assumed to remain constant over the entire surface area of the glacier, which is not the case for Glacier Antisana 15 α . Indeed, figure 4.5 shows that temporal variability of the mass balance of this glacier decreases markedly with elevation. Around 80% of the variance originates in elevation ranges below 5,300 m, representing roughly one-third of the total surface area. The centered annual mass balances computed for distinct elevation ranges confirmed

high variability of the mass balance in the ablation zone compared with in the accumulation zone, which shows no variability (Fig. 4.6), similar to that observed by Soruco and others (2009) on Glacier Zongo in the outer-tropics.

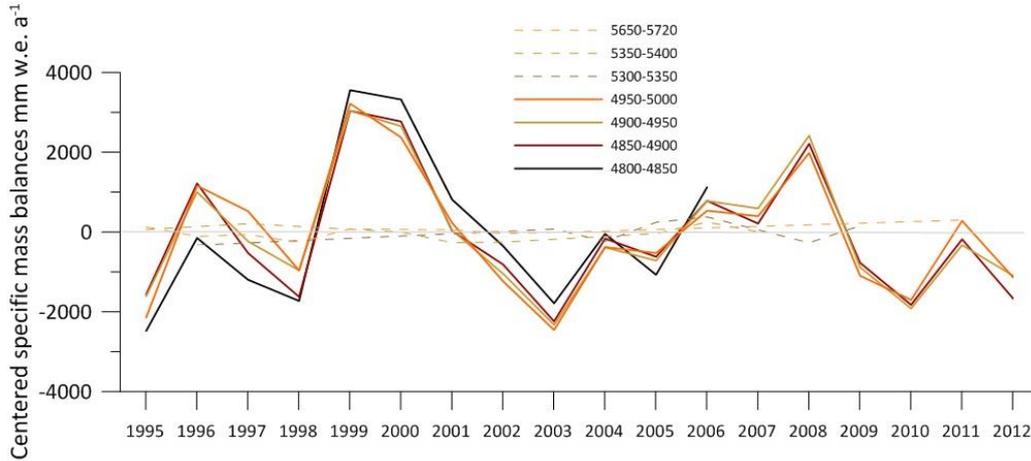


Figure 4.6. Centered specific mass balances for different elevation ranges over the period 1995-2012.

Consequently (β_t) cannot be assumed to be independent of altitude. Note that the interannual variability of the surface mass balance above 5,600 m a.s.l. remains within measurement uncertainty. To account for the dependency on elevation, the specific mass balance (b_{jt}) measured at each range was normalized using an elevation factor $[\frac{Z_{\max}-Z_j}{Z_{\max}-Z_{\min}}]$, before using Lliboutry's approach to compute the specific mass balance. In this elevation factor, (Z_j) is the altitude of each elevation range considered, (Z_{\min}) is the altitude of the lowest elevation range of the glacier, and (Z_{\max}) is the altitude at which temporal fluctuations can be neglected. As a consequence, the term (β_t) represents the temporal fluctuation of the lowest parts of the glacier (below 5,080 m a.s.l.). Lliboutry's approach was applied each year to the mean specific mass balance computed from the stakes located in each elevation range of the glacier.

4.4.4 Quantification of the ice flux using the kinematic method

The GPR measurements allow identifying the bedrock topography along the cross section. At the level of the uppermost cross section at ~5,000 m a.s.l. (close to the ELA) the average ice thickness is 48 ± 4.3 m resulting in a surface area of the cross section of $1.09 \pm 0.14 \cdot 10^4$ m². At the same elevation, the annual surface flow velocity was estimated from the displacement of two stakes giving an average velocity of 30 ± 4.9 m a⁻¹. Following the

approach presented by Azam and others (2012), the ice flux through this cross section is estimated at 2.8 ± 0.29 ($\cdot 10^5$) $\text{m}^3 \text{a}^{-1}$.

4.5 RESULTS

4.5.1 Geodetic mass balance

Glaciar Antisana 15 α showed a negative cumulative mass balance of -1.39 m w.e. between 1998 and 2009, corresponding to a slightly negative average annual mass balance of -0.12 m w.e. a^{-1} . Figure 4.7 shows the spatial distribution of the changes in the surface elevation over Glaciar Antisana 15 α . Note that in the ablation zone, below 5,050 m a.s.l. where the terrain is homogeneous with an average slope of about 30%, the lowering of the glacier surface regularly decreased with elevation (maximum ice thinning reached ~20 m close to the glacier snout). On the other hand, above 5,050 m a.s.l., heterogeneous and complex distribution of changes in surface elevation was observed. Indeed, the steepest accumulation zone (average slope of about 50%) of the glacier comprises several seracs and crevasse sites, so that a large fall of seracs will appear as a loss of mass in its departure zone (Fig. 4.7, arrow A) but as a gain in mass in the deposit zone (Fig. 4.7, arrow B).

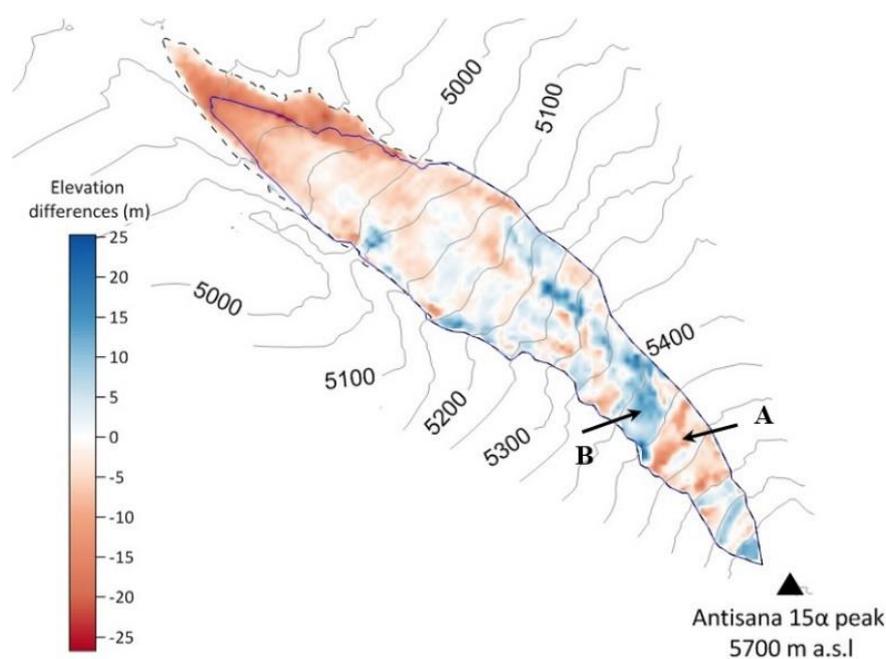


Figure 4.7. Spatial distribution of changes in surface elevation (in m) between 1997 and 2009 on Glaciar Antisana 15 α , 50-m interval contour lines are shown. Mass losses (from pale to dark orange) are concentrated along the ablation zone, whereas mass gains (from pale to dark blue) or even slight losses can be seen in the upper reaches. Black arrows show the zones with unstable seracs (A) and possible deposit areas (B).

4.5.2 Specific mass balance computed using the glaciological method

Using the glaciological method and Lliboutry's approach for interpolation/extrapolation, the average specific annual mass balance of Glaciar Antisana 15 α over the 1995-2012 period was -0.64 m w.e. a⁻¹ which corresponds to a cumulative mass balance of -11.57 m w.e. Table 4.2 presents the entire data series.

Table 4.2. Glaciological time series of Glaciar Antisana 15 α from 1995 to 2012. Columns (A) and (B) show the specific mass balance obtained with the glaciological method and with Lliboutry's approach before (A) and after (B) the adjustment using the geodetic method. The last two columns list changes in surface area (C) and the cumulative glacier snout retreat (D).

	(A) Specific annual mass balance (m w.e. a ⁻¹)	(B) Specific annual mass balance adjusted by geodetic mass balance (m w.e. a ⁻¹)	(C) Surface-area of the glacier (km ²)	(D) Cumulative glacier snout retreat (m)
1995	-1.89	-1.50	0.32	0
1996	-0.57	-0.18	0.32	-28
1997	-0.94	-0.55	0.31	-69
1998	-1.39	-1.00	0.31	-130
1999	0.90	1.29	0.30	-141
2000	0.61	1.00	0.31	-128
2001	-0.79	-0.40	0.31	-140
2002	-1.20	-0.81	0.30	-146
2003	-1.95	-1.56	0.30	-172
2004	-0.72	-0.33	0.29	-205
2005	-0.76	-0.37	0.29	-211
2006	0.03	0.42	0.28	-228
2007	-0.28	0.11	0.28	-239
2008	0.51	0.90	0.28	-236
2009	-1.02	-0.63	0.28	-227
2010	-1.35	-0.97	0.28	-215
2011	0.06	0.45	0.27	-230
2012	-0.84	-0.45	0.27	-235
Average mass balance from 1995 to 2012 (m w.e. a ⁻¹)	-0.64	-0.25		

Between 1998 and 2009, the cumulative glaciological mass balance obtained using Lliboutry's approach was -6.05 m w.e., which is 5.69 m w.e. less negative than the result given by the simple linear interpolation before the current study, and described in section 3.3.

4.5.3 Assessment of uncertainties in the glacier mass balance series

Table 4.3 summarizes the glaciological and geodetic cumulative mass balance data for the period 1998-2009 and the corresponding errors.

Table 4.3. Cumulative mass balances computed from the glaciological ($B_{\text{glac.t}}$) and geodetic ($B_{\text{geod.t}}$) methods for Glaciar Antisana 15 α . Random errors ($\pm\sigma$) corresponding to each method are presented. Data are missing (-) when the errors could not be quantified due to lack of information.

	$B_{\text{glac.t}}$ (m w.e.)	$B_{\text{geod.t}}$ (m w.e.)
PoR (1998-2009)	-6.05	-1.39
$\sigma_{B_{\text{glac.point.t}}}$	± 1.17	-
$\sigma_{B_{\text{glac.spatial.t}}}$	± 2.14	-
$\sigma_{B_{\text{glac.ref.t}}}$	± 0.03	-
$\sigma_{B_{\text{glac.int/ext.t}}}$	± 0.6	-
$\sigma_{B_{\text{geod.DEM.t}}}$	-	± 0.04
$\sigma_{B_{\text{geod.autocorr.t}}}$	-	± 0.35
$\sigma_{B_{\text{geod.dc.t}}}$	-	± 0.31
$\sigma_{B_{\text{geod.sd.t}}}$	-	± 0.22
$\sigma_{B_{\text{int.abl.t}}}$	-	± 0.16
$\sigma_{B_{\text{int.bas.t}}}$	-	± 0.01
σ_{B_t}	± 2.51	± 0.52

4.5.3.1 Assessment of uncertainties on the geodetic mass balance

According to Zemp and others (2013) and Huss (2013), the geodetic mass balance is prone to uncertainties related to the density assumption, difference in survey dates, and internal ablation/accumulation, which thus need to be taken into consideration.

- On a glacier, density is not constant over time and in space (Huss, 2013). Accordingly, if we use an unchanged density conversion (dc) value, such as glacier ice (900 kg m^{-3}), we will likely overestimate the mass balance (Zemp and others, 2013) because the loss of mass in the ablation zone is primarily ice, whereas in the accumulation zone, either

snow/firn or ice can be gained or lost (Zemp and others, 2013). To assess the sensitivity of the geodetic mass balance to the density assumption, three tests were performed. *Test I*: mass changes imply only glacier ice over the entire surface with density = 900 kg m⁻³ according to Sorge's law assuming steady-state conditions (Bader, 1954). This assumption has been widely used by the scientific community in similar studies (e.g., Thibert and others, 2008; Soruco and others, 2009). *Test II*: same as *Test I* but considering a density value of 850 kg m⁻³ to account for changes in snow/firn over the glacier surface (e.g., Sapiano and others, 1998; Huss, 2013). *Test III*: A zonal density assessment was performed considering the density values of 600 kg m⁻³ above the ELA0 and 900 kg m⁻³ below the ELA0.

The cumulative geodetic mass balances given by the three tests were -1.39 m w.e., -1.28 m w.e. and -1.59 m w.e. respectively. The mean difference between the three tests was limited (~0.20 m w.e.). Because the geodetic mass balance given by *Test I* is very close to the average of the three tests, we used a density value of 900 kg m⁻³.

- The geodetic mass balance has to be temporarily adjusted when the dates of the aerial surveys do not match the dates of the field measurements (Cox and March, 2004; Thibert and others, 2005), this is called survey difference (sd). In Ecuador, the annual mass balance is computed from January 1 to December 31. However, the dates of the aerial photographs taken in 1997 (1997/08/03) and 2009 (2009/09/13) did not correspond to the established hydrological year. Consequently, mass balance processes occurring at the glacier surface between the date of the aerial survey and the end of the year had to be included. Precipitation data and a degree-day model could be used to assess the accumulation and ablation processes. However, because the use of a degree-day model for tropical glaciers has been questioned (Sicart and others, 2008), we used a more simple approach. We computed the average monthly mass balance over the period between the two aerial surveys by dividing the geodetic mass balance by the number of months. This approach assumes constant monthly ablation/accumulation rates at the glacier surface, which is acceptable in the case of an equatorial glacier (Francou and others, 2004). As a result, mass balance correction values were -0.07 m w.e. and -0.05 m w.e. for 1997 and 2009 respectively, leading to the total cumulative mass balance from 1998/01/01 to 2009/12/31.
- Internal ablation (A_i) is the amount of water lost not linked with climate conditions but resulting from three sources:

Geothermal heat fluxes at the glacier/bedrock interface. The Antisana ice-cap is located over a supposedly active volcano. However, Antisana volcano has been inactive for at least 400

years (ML Hall, personal communication), and there is no evidence of thermal activity or local ice decreasing due to hot streams on the glaciers and the surrounding terrains (P Ramon, personal communication). Because the geothermal heat fluxes are not measured on Antisana Volcano, we considered an average geothermal heat flux of $\sim 73 \pm 10$ mW/m² (Davies and Davies, 2010). Using the specific latent heat of fusion, basal melting gives 0.69 cm w.e. a⁻¹.

Heat conversion of the potential energy loss from ice motion. This component was estimated using the approach proposed by March and Trabant (1997). Considering an average surface ice velocity of 45 m a⁻¹ ($\pm 40\%$), we assumed the same velocity over the entire glacier surface. Thus the vertical component of the glacier surface displacement (ΔZ) is about ~ 32 m per year. Using an average ice thickness of ~ 50 m (unpublished ground penetrating RADAR measurements performed in 2000), the ice density value, the acceleration of gravity and the specific latent heat of fusion, we estimated an annual melting rate of 0.04 m w.e. a⁻¹.

Heat conversion of the potential energy loss from water flow through and beneath the glacier. These parameters are difficult to quantify accurately due to the lack of data and were therefore not taken into account in the quantification of the glacier-wide mass balance.

- *Internal accumulation (C_i)* results from re-freezing of percolated melt water or the freezing of capillary-trapped water in the cold snow or firn layers in the accumulation zone (Thibert and others, 2008; Cuffey and Paterson, 2010). We assumed internal accumulation to be negligible (Cogley and others, 2011) because Glaciar Antisana 15 α is a temperate glacier (Francou and others, 2004) where accumulated snowfalls can be considered most important for computing the mass balance.

The error related to the DEMs ($\sigma_{B_{\text{geod.DEM.t}}}$) and the auto-correlation ($\sigma_{B_{\text{geod.autocorr.t}}}$) were estimated on the stable non-glacierized area following the approach proposed by Rolstad and others (2009). The error in the density assumption ($\sigma_{B_{\text{geod.dc.t}}}$) is the maximum error given by the density tests (section 3.2). The error related to survey difference ($\sigma_{B_{\text{geod.sd.t}}}$) takes into account the random error in the geodetic mass balance distributed equally over the study period and attributed to the months between the date of the aerial survey until the end of the hydrological year. Errors in internal ($\sigma_{B_{\text{geod.int.abl.t}}}$) and basal ablation ($\sigma_{B_{\text{geod.int.bas.t}}}$) include uncertainties in the related factors described above.

4.5.3.2 Assessment of uncertainties on glaciological mass balance

The total random error is based on the law of error propagation of random errors in field measurements. At the point location ($\sigma_{B_{glac.point,t}}$) we consider uncertainties in ablation and accumulation measurements and uncertainties in density of $\pm 15 \text{ kg m}^{-3}$ for ice and $\pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ for snow/firn (Thibert and others, 2008; Huss, 2013). Any error resulting from the spatial integration of the surface mass balance ($\sigma_{B_{glac.spatial,t}}$) is related to the representativeness of stake measurements and is estimated as the standard deviation of the distribution of the measurements with altitude (Fig. 4.5). Uncertainties associated with changes in the surface area were substantially reduced by considering the annual measurements of the outline of the glacier (section 3.3) and the random error ($\sigma_{B_{glac.ref,t}}$) from the variation coefficient between the mean surface-area assuming linear changes from 1997 to 2009 and the mean surface area given by the non-linear annual changes. Because most tropical glaciers are temperate (Francou and others, 1995) superimposed ice is not significant (Cuffey and Paterson, 2010), and because the flux divergence is not relevant in the computation of the glacier wide mass balance (Cuffey and Paterson, 2010), errors related to these components can be disregarded.

Despite the better agreement of the cumulative mass balance computed from the glaciological method using Liboutry's approach with the geodetic mass balance (section 3.3) a significant discrepancy persisted. This difference can be mainly attributed to systematic errors related to accumulation measurements. Such systematic errors are not considered in this section but are discussed in section 6 below.

4.5.4 Adjustment of the glaciological mass balance

Comparing the cumulative geodetic (-1.39 m w.e.) and glaciological (-6.05 m w.e.) mass balances over the period 1998-2009 gave a difference of 4.66 m w.e. (Fig. 4.8). This difference is beyond the calculated uncertainties. Assuming a normal distribution of the discrepancy (Δ) the null hypothesis ($H_0: \Delta_{(B_{glac,t}-B_{geod,t})} = 0$) can be stated. Considering a confidence level of 95%, the H_0 was accepted, but the β -probability of 56% shows that some systematic differences remain between the two series and that there is a good chance of having accepted a false statement. Instead, considering a confidence level of 90%, the H_0 was not accepted. In both cases, the discrepancy between the glaciological and geodetic balance is statistically significant and the glaciological mass balance needs to be adjusted.

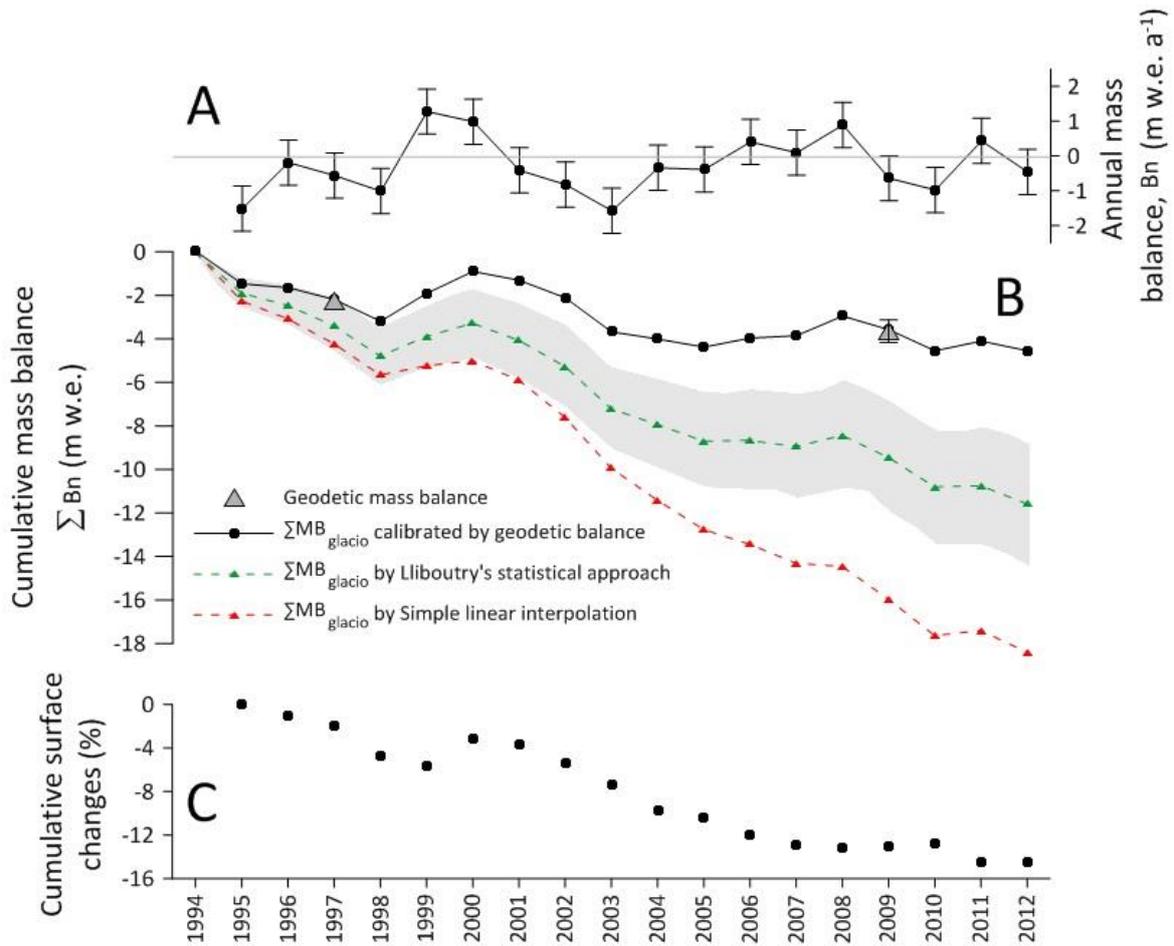


Figure 4.8. (A) Specific annual mass balance for Glaciar Antisana 15α adjusted with the geodetic mass balance. (B) Cumulative glaciological mass balance computed using a simple linear interpolation (red triangles and dashed line), using Lliboutry's approach (green triangles and dashed line), and after calibration (black dots and line) using the geodetic mass balance (gray triangles). Uncertainties associated with each method are shown (vertical bars and light gray shaded area).

To this end, the average annual mass balance was computed for the period of time common to the two methods (1998-2009). Then the glaciological mass balance time series was centered by removing the 1998-2009 average to each annual value. Lastly, the average annual geodetic mass balance was added to each year of the centered glaciological mass balance time series to obtain the adjusted glaciological annual mass balance. Finally, the glaciological mass balance time series was adjusted for the whole period, 1995 to 2012, assuming the same bias observed in the geodetic mass balance over the 1998-2009 period (Table 4.2).

Due to the absence of seasonality in the Ecuadorian Andes, it is not necessary to distinguish between winter and summer mass balances. Consequently, the calibration of the seasonal mass balances proposed by Zemp and others (2013) for re-analyzing glacier mass balance is not useful here.

4.6 DISCUSSION

4.6.1 From glaciological observations to estimation of the mass balance

It should be kept in mind that conducting glaciological observations at Antisana ice cap, like on the other ice-covered volcanoes in Ecuador, is challenging due to the complex topography of the surface of the glaciers. As mentioned above, 60% of the surface area of the glacier is not covered by direct measurements. This would mostly contribute to uncertainties in the computation of the specific mass balance of the Glaciar Antisana 15 α and might consequently lead to unreliable quantification of other glaciological variables such as the ELA and AAR.

We showed that using an adaptation of Lliboutry's approach to compute the specific mass-balance on Glaciar Antisana 15 α , the difference between the cumulative glaciological and geodetic mass balances for the period 1998-2009 was 4.66 m w.e. In fact, the interpolation method applied in previous studies for the estimation of the glaciological mass balance on this glacier was the source of 55% of the total discrepancy. In this way, we demonstrate that Lliboutry's approach performed well on Glaciar Antisana 15 α and succeeded in accurately representing the spatial and temporal variability of the specific mass balance on this glacier (Fig. 4.5).

4.6.2 Uncertainties in estimated accumulation

As previously mentioned, on Glaciar Antisana 15 α surface accumulation measurements are made in two snow pits/cores with additional snow probing in between (Fig. 4.1A). Due to the almost complete absence of seasonality in precipitation, obtaining accurate measurements is challenging. Indeed, the seasonal layer that limits one annual cycle from the previous one is almost invisible for most of the years and may lead to uncertainties when estimating accumulation. Accumulation may be underestimated, leading to a too negative specific glacier mass balance. We tested the sensitivity of the mass balance to the accumulation value by assuming the amount of the annual precipitation measured on the glacier foreland instead of the accumulation values measured on the glacier. This resulted in a cumulative specific mass balance of -6.0 m w.e. (-0.49 m w.e. a⁻¹), which did not reduce the discrepancy between the cumulative glaciological and geodetic mass balances.

If we consider that the remaining difference between the cumulative geodetic and glaciological mass balances is related to the inaccurate quantification of accumulation resulting in underestimation of the accumulation amount, a 70% increase in annual net accumulation would be necessary to balance the cumulative geodetic and glaciological mass balances.

This hypothesis is in good agreement with the ice flux estimate made from the kinematic method (section 4.4). Indeed, we also calculated the ice flux at the level of the same cross section using the average annual surface mass balance over the entire study period. Although dynamics changes were neglected, an average annual mass balance above 5,000 m a.s.l. of 1.07 m w.e. a⁻¹ is needed to balance the two ice flux estimates, which is 60% higher than the measured one.

Such an increase in the net accumulation implies that precipitation on the glacier is underestimated and is higher than the precipitation measured in the glacier foreland. Former studies conducted in Ecuador or in Bolivia have already discussed the problem of precipitation captured by the rain gauges located on the glacier forelands, mostly related to wind and relief effects. Indeed, Wagnon and others (2009) suggested that due to the strong easterly winds, the deficit in precipitation captured by the rain gauges on Antisana 15α foreland could be as high as 50%. On Glaciar Zongo, precipitation deficits ranging from 30 to 50% were mentioned by Soruco and others (2009).

Laraque and others (2007) showed the strong spatial variability in precipitation between the western and the eastern sides of the Cordillera Central in Ecuador. In fact, the precipitation regimes are very complex in this region: a bimodal regime with two maxima in March–May and November and a minimum in June–October has been documented in the western side (leeward) of Antisana Volcano (Francou and others, 2000). In contrast, a unimodal regime with a maximum in June has been observed on the eastern Amazonian side (windward) (Espinoza and others, 2009; Laraque and others, 2007). Antisana Volcano is thus located in a transition zone between the two different regimes. Precipitation data from meteorological stations are very scarce in the region. Table 4.4 presents annual precipitation recorded at the seven available locations in the close vicinity of the volcano (Fig. 4.1B).

Table 4.4. Annual precipitation measured at meteorological stations located close to the volcano (between 1973 and 2013 depending on the station concerned).

Station	Period	Altitude (m a.s.l.)	Precipitation (mm a-1)	Distance to the volcano (km)
P0	1995-2008	4850	1061	0
P4	1995-2008	4450	1294	1.5
P5	1995-2008	3930	760	10
Papallacta	2003-2012	3150	1392	10
Cuyuja	2007-2013	2380	1589	15
Baeza	1981-1986	1960	2258	26
Cosanga	1973-1990	1940	2769	30

It will be noted that precipitation decreases strongly from east to west and with increasing elevation. However, based on data from the available stations, the two effects are almost impossible to distinguish and more data is needed to clearly understand the impact of each variable. On the other hand, the vertical gradient of precipitation appears to be a critical factor. Although a negative gradient is apparent in the data from the seven stations, the comparison of the measurements in the pluviometers located on the glacier foreland (~4,700 m a.s.l.) with the estimated accumulation values in the upper reaches of the glacier that would be needed to balance the geodetic and glaciological mass balances, showed a positive vertical gradient of ~40 mm 100 m⁻¹, meaning that precipitation increases with elevation on the glacier. In addition, the amount and distribution of precipitation are strongly affected by local conditions such as topography and wind exposure. As an example, in June-September when the winds are strong (Favier and others, 2004) the easterlies transport convective clouds that cling the mountain and lead to condensation and then heavy precipitation on the eastern slopes of the volcano (Pourrut, 1994; Laraque and others, 2007) due to the cooling effect of adiabatic expansion (Vuille and others, 2000). This moisture and related precipitation may reach the summit and the upper western slopes in the accumulation zone and result in low intensity precipitation and/or frost deposition, whereas clear-sky conditions may prevail on the foreland of western glacier tongues. The impacts of such meteorological conditions on the accumulation are poorly documented and not yet well understood.

One way to increase our understanding of the accumulation processes would be to perform accumulation measurements several times a year using accumulation stakes in the few flat sites above 5,200 m a.s.l. We suggest considering periods of the year when wind speed and moisture are closely related: a first measurement could be made in May at the end of period of low winds and important cloud cover and thus precipitation. A second one at the end of October to document the processes that occurred during the very windy period with potentially high frost deposition in the upper reaches of the volcano. And finally one at the end of the hydrological year to document the processes that occurred during the second precipitation maximum.

4.7 CONCLUSION

Glaciological mass balance measurements over the period 1995-2012 were reanalyzed using the geodetic mass balance on Glaciar Antisana 15 α . This glacier is considered as a “benchmark glacier” for the inner-tropics in South America. Once the bias was corrected in each series and the uncertainty assessment was performed, the comparison between glaciological and geodetic mass balances showed that the volume lost was overestimated with the glaciological method. It is worth emphasizing that:

- The method used to extrapolate the glaciological data in the zones in which no measurements are available plays an important role in quantifying the specific mass balance. We adapted the statistical approach developed by Lliboutry (1974) to interpolate/extrapolate the data and quantify the specific annual mass balance. Indeed, applying Lliboutry’s approach, the difference between the glaciological and geodetic mass balances has reduced by about 55%.
- Because of the absence of precipitation seasonality, a seasonal surface layer that makes it possible to distinguish between two hydrological years is rarely visible. As a result, measurements of accumulation may be highly inaccurate, which will have a strong impact on the specific mass balance. Assuming that the remaining difference between the geodetic and glaciological mass balance computed applying Lliboutry’s approach is related to the annual accumulation measurements, an increase in 70% of the net accumulation would be needed to balance the two estimations. This hypothesis is supported by an ice flux estimate in the vicinity of the ELA from GPR and surface flow velocity measurements. Other authors have shown that precipitation measured at rain gauges located on the glacier foreland may be underestimated by about 50%. However,

future research should be conducted to increase our knowledge of accumulation processes, especially the role of the physical factors that control snowfall on the glacier (atmospheric temperatures, water vapor content and wind drift).

- The cumulative mass balance of Glaciar Antisana 15 α over the period 1995-2012 is negative -0.25 m w.e. a⁻¹ with some balanced or quite positive years (e.g. the mean annual mass balance between 1999 and 2000 was 1.14 m w.e. a⁻¹ resulting in an immediate approximately 3% increase in the surface area of the glacier). Over the period 1995-2012, the glacier mass loss is related to a 15% decrease in surface-area and a 235 m retreat of the glacier snout.
- Our results show that Glaciar Antisana 15 α was subject to a less pronounced mass loss during the last decade than other glaciers in other mountain ranges, like the Andes (e.g. -0.70 ± 0.10 m w.e. a⁻¹, Rabatel and others, 2013), or in the Alps (e.g. -1.00 ± 0.04 m w.e. a⁻¹, Huss, 2012).

« Entre 1956 et 2014, la calotte glaciaire s'est réduite de 38 % en surface, les glaciers du versant amazonien étant les plus affectés »

Chapitre V

Évolution des glaciers d'Équateur, et en particulier ceux de l'Antisana

Entre le páramo (prairies d'altitude) et la forêt tropicale de l'Équateur, se situe une zone au fonctionnement hydrologique complexe et assez mal connu et d'une richesse remarquable en termes de biodiversité. A l'amont de cette zone, les masses glaciaires sont la plupart du temps situées sur des appareils volcaniques. Ces glaciers s'étalent sur des dômes en forme de cônes et s'écoulent vers l'aval sur des pentes très souvent soutenues. Cette topographie très différente de celle que l'on rencontre sur les glaciers des Andes tropicales/subtropicales, des Alpes ou des Himalaya, a capté l'attention de nombreux explorateurs depuis l'époque de la colonie, qui ont cherché à les connaître et parfois les parcourir. Suite à ces expéditions, des documents de grande valeur historique (récits, peintures et gravures) datant des XVIIIème et XIXème siècles ont été produits. Ces documents ont permis d'identifier la période d'extension maximale des glaciers andins au Petit Âge Glaciaire (PAG) (Francou, 2004 ; Jomelli *et al.*, 2009) ainsi que le début du recul séculaire des glaciers (Hastenrath, 1981).

Plus récemment, depuis la fin du XXème siècle, la mise en œuvre d'un réseau d'observations glaciologiques sur un glacier du volcan Antisana (Francou *et al.*, 2000 ; Rabatel *et al.*, 2013) nous a permis d'étudier en détail le comportement des glaciers. Sur la base de cette information, plusieurs études ont été menées afin de quantifier les variations géométriques de certains glaciers tels que l'Antisana 15 α , l'Antisana 12, et le Carihuayrazo (Francou *et al.*, 2000 ; Cáceres *et al.*, 2008). Par ailleurs, les premiers vols photogrammétriques datant de la moitié des années 1950, ainsi que les données satellites depuis les années 1970

offrent un moyen de compléter le manque d'informations spatiales et temporelles concernant les fluctuations glaciaires (*e.g.*, Jordan *et al.*, 2005 ; Jordan et Hastenrath, 1999 ; Basantes, 2010 ; Collet, 2010 ; Càceres, 2010).

Dans ce chapitre je présente d'abord une synthèse bibliographique des travaux réalisés par différents auteurs sur les fluctuations géométriques des glaciers équatoriens (longueur et surface principalement) depuis le maximum du Petit Âge Glaciaire jusqu'aux observations les plus récentes. Cette synthèse a pour but de replacer dans un contexte spatio-temporel plus large la présentation détaillée des variations de longueur, de surface, mais aussi de volume (bilan de masse) que j'ai quantifiées sur la calotte de l'Antisana à partir des données photogrammétriques et de télédétection et qui font l'objet de la suite de ce chapitre.

5.1 Le recul des glaciers équatoriens depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG)

La première mention des glaciers des Andes d'Équateur est le fait de l'expédition des Savants français Charles-Marie de la Condamine et Pierre Bouguer dans les années 1740. Ces scientifiques ont arpenté les hauts sommets des volcans équatoriens pour les besoins géodésiques qu'ils s'étaient fixés (la mesure de la longueur des premiers degrés du méridien sous l'équateur). Cinquante ans plus tard, c'est autour de l'allemand Alexander von Humboldt, suivi par Moritz Wagner en 1860, de visiter l'Équateur. Puis surviennent les observations géodésiques de Reiss et Stüben de 1870 à 1873. Ils ont donné des informations sur la « ligne de neige », qu'ils situent vers 4800 ± 50 m d'altitude. Cette altitude semble ne pas avoir trop changé entre le milieu du XVIIIe et la fin du XIXe siècle. À l'époque la position du front des glaciers est estimée à environ de 4400 m d'altitude (Francou, 2004).

En 1903, les premières observations d'un recul généralisé des glaciers sont faites par Hans Meyer et le peintre de son expédition, Rudolf Reschreiter, qui reproduit plusieurs marges proglaciaires. Par exemple, ils observent un recul de 50 m à l'amont de la moraine la plus externe du PAG pour le Glacier de la Caldeira de l'Altar (Fig 5.1.). À cette époque la ligne de neige était localisée à environ 4830 m d'altitude, légèrement plus haute que celle rapportée en 1870 (Francou, 2004 ; Jomelli *et al.*, 2009).

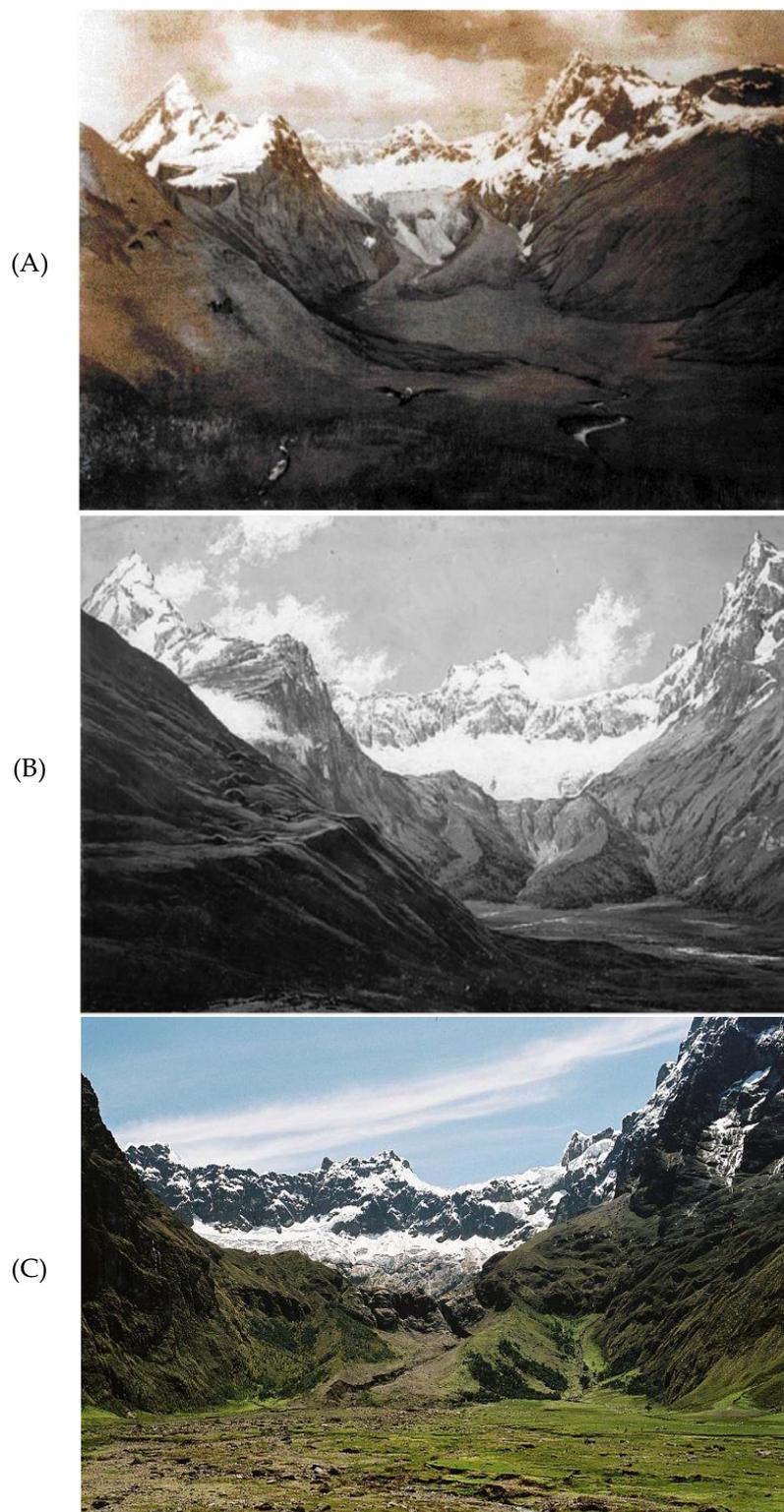


Figure 5.1. Le Glacier de la Caldeira de l'Altar : (A) peint par Troya en 1872 (expédition de Reiss et Stübel) ; et (B) par Reschreiter en 1903 (expédition de Meyer), les moraines latérales attestent de la période d'extension maximale du PAG ; et (C) Photo de M. Holy en 2007 où un résidu de glacier est confiné au pied de la falaise de la caldeira, permettant le développement du plus grand lac glaciaire d'Équateur, la Laguna Amarilla (non visible sur la photo).

Depuis le début du XXème siècle, le retrait des glaciers s'est poursuivi. Dans les années 1980, la ligne de neige avait atteint 4950 mètres d'altitude (Hastenrath, 1981). Ainsi, plusieurs glaciers qui avaient une altitude maximale inférieure à 5000 mètres d'altitude ont pratiquement disparu. Cependant, toute interprétation à partir des documents historiques garde une incertitude non négligeable d'environ ± 50 mètres (Hastenrath, 1981 ; Francou, 2004).

Le premier inventaire glaciaire a été effectué par Hastenrath (1981) pour tous les massifs de l'Équateur. Il identifie trois stades morainiques récents (séculaires) entre 3500 m et 4800 m d'altitude, mettant en évidence une surface couverte par les glaciers dans les Andes de l'Équateur beaucoup plus importante pendant le PAG, mais sans établir de chronologie absolue de leurs fluctuations (Jomelli *et al.*, 2009). C'est en 2007, grâce au travail de datation des moraines par lichenométrie mené par Jomelli *et al.*, 2007 dans plusieurs secteurs des cordillères Orientale et Occidentale (sur 15 glaciers) que l'on peut étudier de manière plus précise ce qui a été interprété à travers les documents historiques.

Ainsi, en Équateur le maximum du PAG s'est produit à deux périodes distinctes selon l'altitude maximale atteinte par les glaciers : en 1730 ± 14 AD pour les glaciers ayant une altitude maximale supérieure à 5700 m, et en 1830 ± 11 AD pour les glaciers dont l'altitude maximale est inférieure à 5700 m (Jomelli *et al.*, 2009 ; Rabatel *et al.*, 2013). Suite à ces stades d'avancées maximales, les glaciers ont connu un recul progressif entrecoupé de légères avancées, notamment autour de 1732 et 1764, ainsi qu'entre 1820 et 1880 (Jomelli *et al.*, 2009) (Fig. 5.2). A partir des années 1970, le retrait est devenu plus important (Francou *et al.*, 2004 ; Jomelli *et al.*, 2009 ; Basantes, 2010 ; Rabatel *et al.*, 2013).

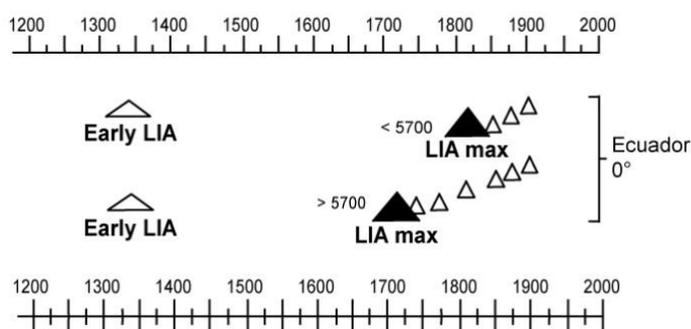


Figure 5.2. Représentation schématisée des différents stades morainiques datés par lichenométrie dans les Andes d'Équateur. Deux schémas sont proposés pour les massifs de plus de 5700 m d'altitude (en bas) et de moins de 5700 m d'altitude (en haut). La position du maximum du PAG est représentée par les triangles noirs, et la position du front glaciaire au cours des étapes de recul par les triangles blancs (Modifié d'après Rabatel *et al.*, 2013).

La figure 5.3 montre les changements observés sur le Glacier Antisana 12 depuis le début du XXe siècle. Une analyse de la position de l'ensemble morainique en ajoutant les données photogrammétriques de 2009 permet d'estimer que sur les cent dernières années, la position du front de ce glacier est remontée de 200 m en altitude, ce qui se traduit par un recul d'environ 850 m en distance.

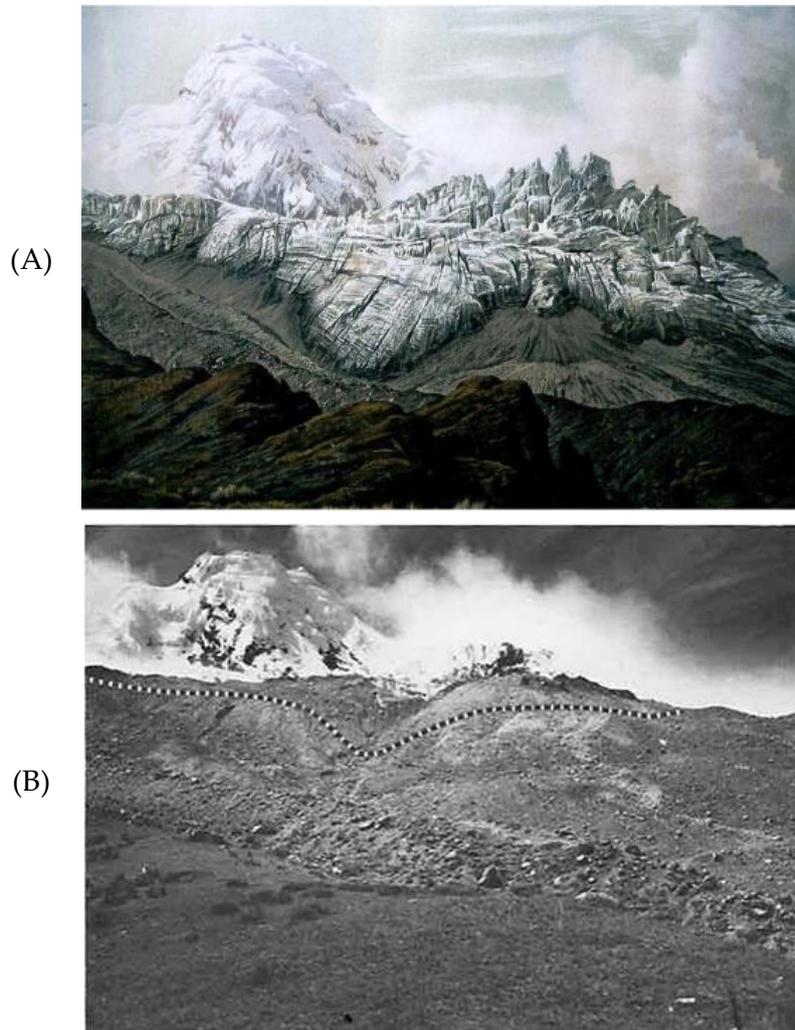


Figure 5.3. Le retrait du Glacier Antisana 12 « Los Crespos » : (A) le front peint par R. Reschreiter en 1903 se situe à 4500 m d'altitude. (B) Photo de S. Hastenrath en 1975, le front du glacier se situe à 4600 m d'altitude et la ligne noire pointillé montre la position du front du glacier en 1903.

En ce qui concerne la réduction de longueur, les glaciers équatoriens ont montré la même tendance que celle observée sur les autres glaciers de la région andine tropicale, notamment en Bolivie et au Pérou (Fig 5.4A). Ils ont reculé d'environ 30% entre le maximum du PAG et la moitié du XXe siècle (Jomelli *et al.*, 2009). Concernant la variation de la ligne d'équilibre, la reconstruction de sa position à partir de la méthode dites de l'AAR permet de mettre en évidence une élévation d'environ 300 m entre le XVIIIe et la fin du XXe siècle

(Jomelli *et al.*, 2009) (Fig 5.4B). Sur la base des mesures du bilan de masse du Glacier Antisana 15 α entre 1995 et 2012, on déduit que la ligne d'équilibre s'est située durant la période plus récente à environ 5100 m d'altitude, c'est-à-dire près de 350 m au-dessus de la position observée à l'époque des Voyageurs scientifiques des XVIIIe et XIXe siècles) (Basantes-Serrano *et al.*, soumis).

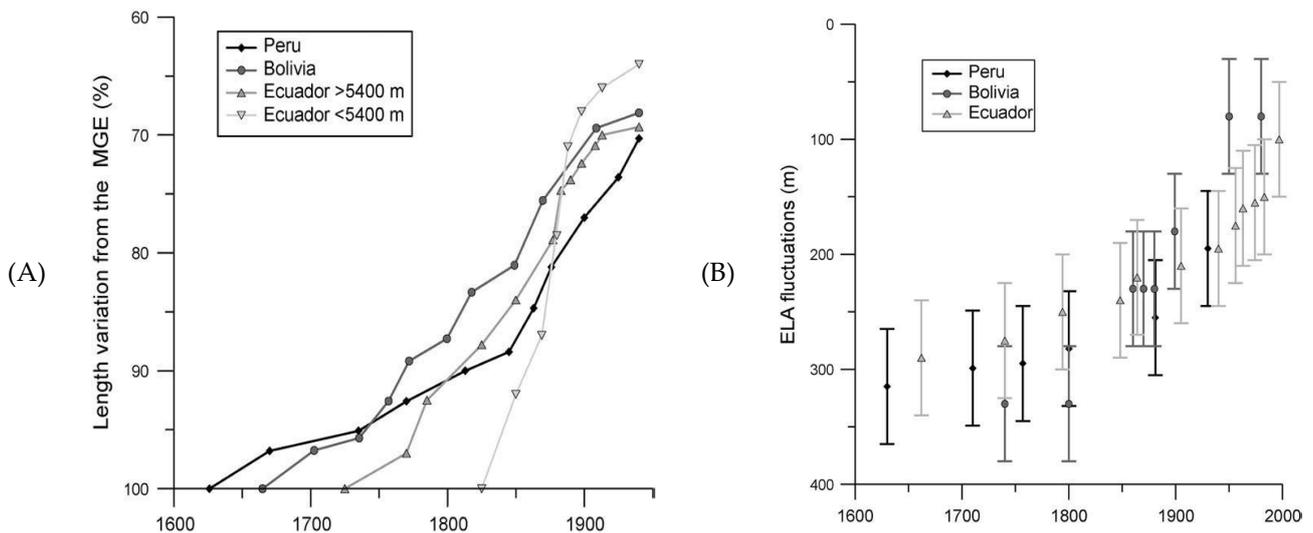


Figure 5.4. (A) L'évolution de la longueur des glaciers dans les Andes tropicales depuis le maximum du PAG (Charquini en Bolivie ; Akilpo au Pérou ; Chimborazo et Carihuayrazo en Équateur). (B) Fluctuations de la ligne d'équilibre estimées dans la Cordillère Blanche au Pérou (losanges), en Bolivie (cercles) et en Équateur (triangles), l'incertitude correspond à la valeur de la variance des différents glaciers considérés. (D'après Jomelli *et al.*, 2009)

Il est important de noter que la position de la ligne d'équilibre qui limite la zone d'accumulation et d'ablation est différente selon l'exposition : elle est plus basse sur la partie orientale des Andes, exposée aux flux humides venant d'Amazonie, et plus élevée sur le versant occidental, plus sec. Hans Meyer a été le premier à relever cette dissymétrie est-ouest (Francou, 2004). Aujourd'hui, grâce aux travaux de photogrammétrie effectués sur les glaciers de l'Antisana dans le cadre de cette étude, il est possible mesurer précisément les variations de ces glaciers (Section 4.3).

Le recul observé des glaciers d'Équateur à partir de la seconde moitié du XIXème, attribué à une évolution naturelle du climat (Jomelli *et al.*, 2009) a affecté également les autres glaciers dans les Andes tropicales (Francou, 2004 ; Rabatel, 2005 ; Polissar *et al.*, 2006 ; Rabatel *et al.*, 2008).

Le recul observé des glaciers d'Équateur à partir de la seconde moitié du XIXème a été attribué par Jomelli *et al.* (2009) à un forçage régional, car il a affecté également les autres glaciers dans les Andes tropicales (Francou, 2004 ; Rabatel, 2005 ; Polissar *et al.*, 2006 ; Rabatel *et al.*, 2008).

5.2 Evolution récente des glaciers dans les Andes équatoriens

En Equateur, les glaciers se situent sur des volcans situés à plus de 5000 m d'altitude. C'est la région équatoriale du monde où se situent les principaux massifs glaciaires, même si ces dernières décennies, ils ont connu une réduction marquée (Jordan et Hastenrath, 1999). Les glaciers recouvrent encore des sommets tels que : 1) le Chimborazo, le Carihuayrazo et l'Illiniza Sur, dans la cordillère occidentale, 2) l'Antisana, le Cayambe, le Cotopaxi, et à un niveau moins important l'Altar dans la cordillère orientale. Actuellement, les calottes glaciaires du Cotopaxi, du Chimborazo, du Cayambe et de l'Antisana sont les plus importantes car elles constituent près de 80 % de la surface totale englacée de l'Équateur et à nos jours la calotte du volcan Antisana est la plus grande en extension (Fig. 5.5).

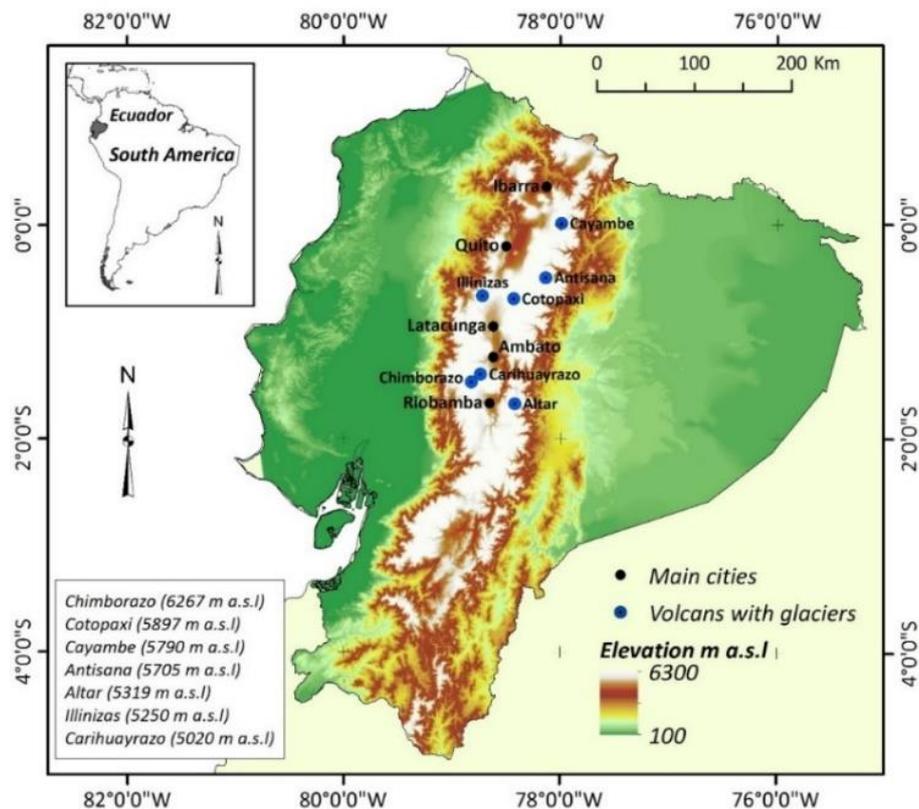


Figure 5.5. Distribution des volcans englacés dans la cordillère des Andes d'Équateur

Hastenrath (1981) est le premier à avoir fait un inventaire des glaciers équatoriens à partir d'archives documentaires, mais il s'est contenté de les nommer et de les décrire, sans apporter d'éléments quantitatifs. Il a évoqué le recul des glaciers depuis le dernier maximum glaciaire (LGM) et le XXe siècle. En 1986, Louis Lliboutry a mené la première étude glaciologique sur l'Antisana (données non publiées, rapport commandé par un Bureau d'études). Ses observations sont limitées aux glaciers occidentaux, notamment le Glacier Antisana 12. Lliboutry a également mentionné que l'information relative aux glaciers qui existait alors en Equateur était très limitée et insuffisante pour établir un inventaire pertinent. Il a aussi mentionné la faible représentation des glaciers par l'information cartographique existante.

En 1999, à l'initiative du Service Géologiques des Etats-Unis (U.S. Geological Survey), Jordan et Hastenrath présentent le deuxième inventaire glaciologique basé sur les clichés aériens et des images satellites Landsat concernant la période 1956-1979 (Jordan et Hastenrath, 1999). En se basant sur ces documents, Caceres (2010) fait une estimation des fluctuations glaciaires pour les massifs du Chimborazo, Cotopaxi et Antisana entre 1997 et 2006. En ce qui concerne les massifs du Cotopaxi et Antisana, Collet (2010) a utilisé les images satellites Landsat pour faire une estimation de la fluctuation des surfaces glaciaires entre 1979 et 2010.

Enfin l'étude des glaciers Antisana 12 et 15α à partir des photos aériennes et des images satellites Landsat, Aster et ALOS conduite dans le cadre de mon travail de Master (Basantes, 2010) a mis en évidence la difficulté d'établir avec précision les limites entre les différents glaciers et par conséquent les incertitudes associées à la délimitation des zones d'accumulations. Ce qui peut entraîner des estimations de surface erronées (Fig. 5.6). Ceci montre qu'une évaluation méticuleuse des incertitudes doit nécessairement accompagner tout travail d'inventaire.

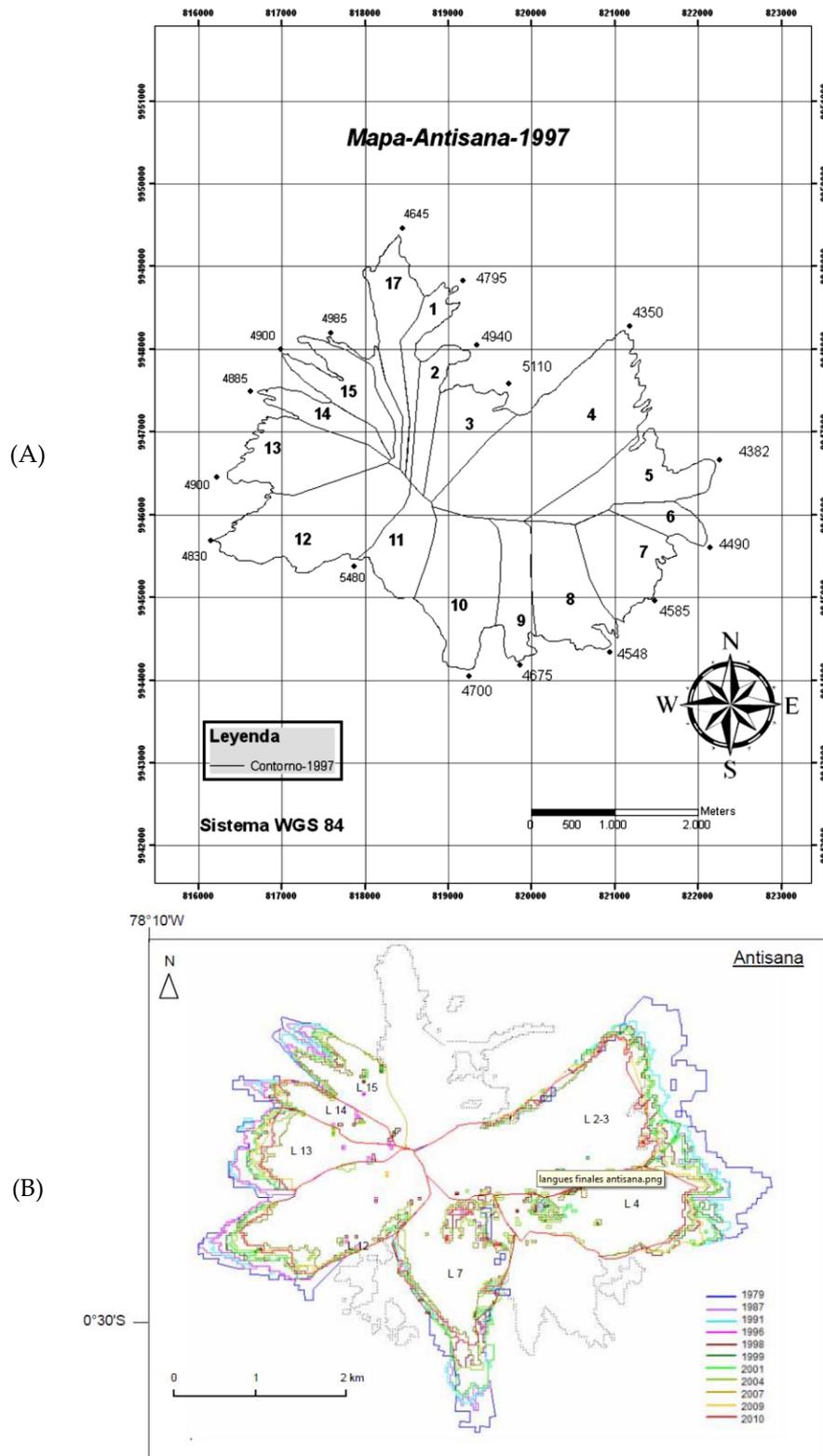


Figure 5.6. Cartes de la répartition des glaciers sur l'Antisana : (A) à partir de la restitution photogrammétrique des clichés photos de 1997 (d'après Cáceres, 2010) ; (B) à partir du calcul des indices de neige (NDSI: *Normalized Difference Snow Index*) sur des images satellite Landsat de plusieurs années (d'après : Collet, 2010)

Les travaux réalisés permettent de conclure que les différents glaciers d'Équateur ont connu une diminution de leur surface d'environ 40 % depuis la seconde moitié du XXème siècle. En outre, toutes les études coïncident pour montrer que les glaciers ont connu certaines années une avancée de leur front en accord avec des bilans de masse positifs (par exemple en 1999 et en 2000) (Francou *et al.*, 2004).

A partir de ces différents travaux, on peut faire les commentaires suivants :

Le volcan Chimborazo (6267 m d'altitude) : entre 1962 et 1997, la surface totale de la calotte est passée de 27,7 à 11,8 km² (Cáceres, 2010), ce qui représente une perte de 57 % (Rabatel *et al.*, 2013).

Le volcan Cotopaxi (5897m) : les données de ce massif montrent que ces glaciers n'ont pas évolué notablement entre 1956 et 1976. En revanche, entre 1976 et 1997 les langues glaciaires ont reculé entraînant une perte d'environ 30 % de sa surface (Jordan *et al.*, 2005), jusqu'à atteindre environ 40 % de perte de surface en 2006 de façon assez homogène sans différence notable selon les versants (Cáceres, 2010 ; Collet, 2010). Cependant, on ne dispose pas des observations suffisantes pour confirmer cette hypothèse.

Le volcan Antisana (5705 m d'altitude) : entre 1956 et 1997, la surface de la calotte est passée de 30,8 km² à 15,3 km², ce qui représente une diminution de 50 % de la surface (Cáceres, 2010). Dans la même étude, Cáceres (2010) fait une estimation de la surface de la calotte en 2006 de 11,9 km² en donnant une perte totale de 60 % entre 1956 et 2006. Entre 1979 et 2007, Collet (2010) rapporte une diminution de 21,3 km² à 13 km² ce qui représente une diminution de 39 % de la surface.

Enfin, d'autres études sur le massif Illiniza Sur (5250 m) (Febres, 2007) et le Carihuairazo (5020 m) (Cáceres *et al.*, 2008), montrent une diminution moyenne des surfaces de 50 % entre 1956 et 2008. Si on fait l'hypothèse que la ligne d'équilibre de ces glaciers est proche de celle observée sur le Glacier Antisana 15 α (5100 m d'altitude), ces glaciers sont en déséquilibre et risquent de disparaître dans les toutes prochaines années.

5.3 Evolution des glaciers de l'Antisana au cours des cinq dernières décennies

Ce travail constitue le premier inventaire détaillé des glaciers de la zone tropicale interne. Grâce à la délimitation précise des bassins versants par restitution

photogrammétrique, les variations de surface et les fluctuations de la position du front des glaciers de l'Antisana ont été répertoriés entre 1956 et 2014 à partir des clichés aériens et images des satellites LANDSAT et ALOS disponibles pour le site d'étude.

D'abord, l'intérêt de cet inventaire est de réduire le problème de représentativité auquel nous sommes confrontés, car le bilan de masse géodésique est calculé pour neuf glaciers. Il s'agit d'obtenir plus d'informations sur l'évolution des glaciers afin d'améliorer l'interprétation de l'effet du climat en fonction de la topographie.

Pourtant, il faut souligner qu'une des principales contraintes que rencontrent les capteurs optiques dans cette région est la couverture nuageuse (Rabatel *et al.*, 2012). En effet, comme je l'ai déjà mentionné dans la partie précédente, l'absence de saison sèche à faible nébulosité rend difficile l'obtention d'images de bonne qualité avec une certaine fréquence. En effet, l'acquisition des images en Équateur est limitée à la présence d'une fenêtre météorologique sur le volcan. De plus le traitement des données pour la délimitation des glaciers exige de l'expérience et la connaissance du terrain. Les photographies aériennes et les images satellites utilisées dans cette étude ont été acquises au cours de la période qui précède les périodes de précipitations maximales (février-mars et août-novembre) (Tableau 1.1).

5.3.1 Inventaire des glaciers de l'Antisana

En 2014, la calotte glaciaire de l'Antisana possédait une surface d'environ 15 km² et la position moyenne du front des glaciers du versant occidental était située à 4700 m d'altitude, environ 300 m plus haute que ceux du côté oriental situés à 4400 m d'altitude. L'altitude maximale atteinte par les glaciers était comprise entre 5170 et 5705 m. De nos jours, la taille des glaciers est comprise entre environ 0,10 km² pour l'Antisana 16 et 3,3 km² pour l'Antisana 2 et 3. Dix-sept glaciers ont été identifiés à partir des mesures photogrammétriques, en conformité avec l'inventaire établi par Hastenrath (1981). Cependant, quelques précisions sont nécessaires :

- (1) Au nord-est, le Glacier Antisana 1, comprend plusieurs langues qui s'individualisent de plus en plus à partir des années 1960. Afin de rester cohérent avec l'identification et la numérotation des glaciers faite par Hastenrath (1981), j'ai regroupé ces différentes langues en deux sous-ensembles dénommés : Antisana 1 α et Antisana 1 β .

- (2) Les glaciers Antisana 2 et Antisana 3 sont considérés comme un seul glacier Antisana 2,3 car la partie haute des glaciers porte une zone d'accumulation commune. Il n'existe pas une séparation morphologique entre les deux langues glaciaires.
- (3) Le Glacier Antisana 15 montre actuellement deux langues, nommées Antisana 15 (α , β) par B. Francou, qui se sont individualisées à partir des années 1950 (Francou *et al.*, 2000) ; la langue 15 α est surveillée depuis 1994.

Tableau 5.1. Inventaire des glaciers de l'Antisana en 2009. La dénomination des glaciers a été reprise d'Hastenrath (1981, 2008) et de Lliboutry durant sa visite en 1986 à l'Antisana. A partir des données photogrammétriques récentes (2009) le Glacier 1 est divisé en deux langues glaciaires (α , β).

Glacier	Nom	Surface (km ²)	Longueur (km)	Altitude minimale (m a.s.l.)	Altitude maximale (m a.s.l.)	Altitude moyenne (m a.s.l.)	Pente Moyenne (%)	Exposition
(α)	1	0,33±0,03	0,7	4804	5282	5043	45	NE
(β)	1	0,91±0,03	1,5	4641	5568	5105	45	NE
-	2, 3	3,30±0,03	3,3	4369	5685	5027	45	NE
-	4	1,40±0,02	2,2	4449	5471	4960	40	E
-	5	0,52±0,02	0,8	4705	5185	4945	60	SE
Azufra	6	1,13±0,02	1,8	4426	5602	5014	60	SE
-	7	0,24±0,01	0,9	4610	5169	4890	60	S
De la Caldera	8	1,87±0,03	2,1	4681	5603	5142	35	S
Cimarrones Oriental	9	0,19±0,01	0,5	4705	5345	5025	>100	S
Cimarrones Central	10	0,13±0,01	0,5	4680	5508	5094	>100	SO
Cimarrones Occidental	11	0,11±0,01	0,5	4671	5508	5090	>100	SO
Great West Los Crespos	12	1,74±0,03	2,3	4716	5705	5208	40	SO
Los Crespos	13	0,93±0,02	1,8	4860	5705	5280	50	O
Guagraialina ou Los Crespos Norte	14	0,32±0,01	1,3	4833	5455	5144	50	O
(α , β)	15	0,58±0,01	1,7	4843	5675	5259	50	NO
-	16	0,07±0,01	0,6	4926	5192	5059	45	NO
Norte	17	1,20±0,02	2,5	4625	5705	5163	45	N

Le tableau 5.1 présente l'inventaire des glaciers de l'Antisana. Les paramètres géométriques répertoriés tels que la taille des glaciers, la longueur, l'altitude minimale, l'altitude maximale, l'altitude moyenne et l'exposition ont été calculées à partir des restitutions photogrammétriques les plus récentes (2009), car il s'agit de l'information la plus précise. Cependant la taille des glaciers a été également calculée d'après les données du satellite Landsat 8 en 2014 (Tableau 5.2).

5.3.2 Variations de la taille des glaciers durant la période 1956-2014

Nous estimons que la réduction totale de la calotte glaciaire en surface a été de 38 % dans la période 1956-2014 (Fig. 5.7A). La figure 5.7B montre une diminution modérée de 6 % de la surface glaciaire entre 1956 et 1964 ; puis une période de stabilité de la surface de la calotte jusqu'en 1978. Ensuite, la tendance est globalement négative, le recul des glaciers s'accélère de manière importante et la surface diminue de 35 % entre 1979 et 2006. Enfin, nous constatons une stabilité des fronts des glaciers qui a duré de 2006 à 2014 (Tableau 5.2).

Tableau 5.2. Variation de la surface (en km²) des glaciers de l'Antisana obtenues par photogrammétrie (1956, 1964, 1979, 1997, 2009) et par télédétection (1986, 1991, 2001, 2006, 2014). Les glaciers Antisana [1 α , 1 β] Antisana [9, 10, 11] ont été regroupés.

Glacier	1956	1964	1979	1986	1991	1997	2001	2006	2009	2014
1 α	1,39	1,28	1,31	0,93	0,85	0,58	0,54	0,37	0,33	0,35
1 β	1,64	1,57	1,56	1,32	1,14	0,99	0,89	0,87	0,92	0,91
2, 3	4,39	4,23	4,25	3,80	3,61	3,55	3,40	3,28	3,30	3,27
4	2,32	2,23	2,25	1,91	1,82	1,62	1,63	1,38	1,40	1,36
5	1,12	1,10	1,10	0,86	0,76	0,54	0,57	0,52	0,52	0,55
6	1,65	1,56	1,59	1,40	1,37	1,19	1,26	1,11	1,13	1,22
7	0,41	0,37	0,40	0,36	0,34	0,25	0,25	0,24	0,24	0,25
8	2,51	2,22	2,36	2,22	2,21	1,86	2,01	1,78	1,87	1,89
9, 10, 11	0,88	0,78	0,71	0,62	0,66	0,49	0,61	0,44	0,44	0,25
12	2,34	2,25	2,33	2,18	2,02	2,01	1,88	1,74	1,74	1,73
13	1,46	1,40	1,45	1,39	1,29	1,14	1,10	0,89	0,93	0,92
14	0,47	0,44	0,51	0,47	0,40	0,35	0,36	0,30	0,32	0,34
15	0,89	0,85	0,89	0,85	0,75	0,65	0,65	0,55	0,58	0,56
16	0,63	0,52	0,54	0,43	0,36	0,22	0,19	0,05	0,07	0,06
17	1,67	1,61	1,71	1,45	1,37	1,29	1,29	1,18	1,20	1,17
Surface totale (km ²)	23,8±0,2	22,4±0,2	23,0±0,28	20,2±3,4	19,0±4,2	16,7±0,15	16,6±4,4	14,7±1,3	15,0±0,2	14,8±3,2

Ces chiffres contrastent avec les chiffres rapportés dans les inventaires précédents (Table 5.3). On peut considérer que ces différences sont provoquées par le niveau de précision de l'information de départ et la méthode utilisée. Par exemple en 1979, Collet (2010) utilise des images satellites avec une taille de pixel de 30 m et la delimitation du front des glaciers est faite sur la base de l'indice de neige (NDSI), tandis que dans le cadre de cette thèse on utilise des clichés aériens avec une taille de pixel inférieure à 1 m, ceci nous permet une restitution topographique plus détaillée de la limite de la calotte et donc une estimation plus précise de la surface glaciaire. Pour l'année 2007, la surface estimée par Collet (2010) est proche à celle qu'on estime en 2006. En fait les deux estimations proviennent du traitement des images satellite de mêmes caractéristiques métriques.

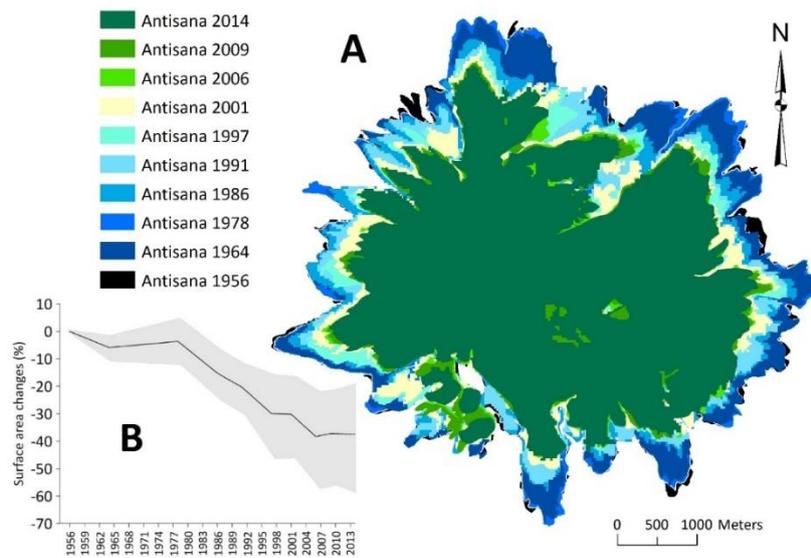


Figure 5.7. **(A)** Variations de la surface des glaciers de la calotte de l'Antisana obtenue par restitutions photogrammétriques (1956, 1964, 1979, 1997, 2009) et par télédétection (1986, 1991, 2001, 2006, 2014). **(B)** Variation moyenne cumulée (en %, en partant de 1956 = 0 %) de la surface (courbe noire) et l'éventail de la variabilité dans la population des glaciers considérée (en gris).

Par ailleurs, les travaux photogrammétriques de Cáceres (2010) sont faits à partir de modèles stéréoscopiques et non par bloc photogrammétrique. Ceci introduit de fortes incertitudes dans l'assemblage de l'information cartographique des glaciers en provoquant des différences plus importantes qu'avec nos résultats. Pour l'estimation de la surface glaciaire en 2006, Cáceres (2010) assume le même taux de retrait observé dans les glaciers du massif Cotopaxi entre 1997 et 2006, ce volcan est situé à 40 km de l'Antisana. Etant donné que la variation de surface glacier est une conséquence du climat mais aussi de la dynamique propre du glacier, cette hypothèse n'est pas valable. En tout cas, il semble que les inventaires précédents surestiment la perte de surface de la calotte de l'Antisana.

Tableau 5.3. Pourcentages de réduction de surface de la calotte glaciaire de l'Antisana rapportés pour quatre sous périodes entre 1956 et 2007 estimés dans les inventaires précédents et le présent travail.

Réduction de surface de la calotte de l'Antisana			
Périodes	Inventaire Cáceres (2010)	Inventaire Collet (2010)	Inventaire Basantes Serrano (présent)
1956-1997	50 %	-	30 %
1997-2006	22 %	-	12 %
1956-2006	60 %	-	50 %
1979-2007	-	39%	35 %

Bien que les fluctuations de l'ensemble des glaciers semblent globalement synchronisées, l'image devient plus complexe dès lors que nous examinons en détail chacun des glaciers. Nous voyons que le rythme du retrait n'est pas homogène selon les glaciers et cela pourrait être lié à leur morphologie respective. La figure 5.8 présente le pourcentage de variation de surface de chaque glacier en fonction de leur l'exposition entre 1956 et 2014. Sur cette figure, il est possible distinguer deux types de glaciers : (1) ceux avec une surface supérieure à 0,5 km² qui ont reculé entre 25 % et 40 % ; et (2) ceux qui ont une surface inférieure à 0,5 km² et qui ont subi un retrait plus fort (entre 40 % et 91 %). Les fluctuations de surface pour chaque glacier entre 1956 et 2014 sont répertoriées dans le tableau 5.2.

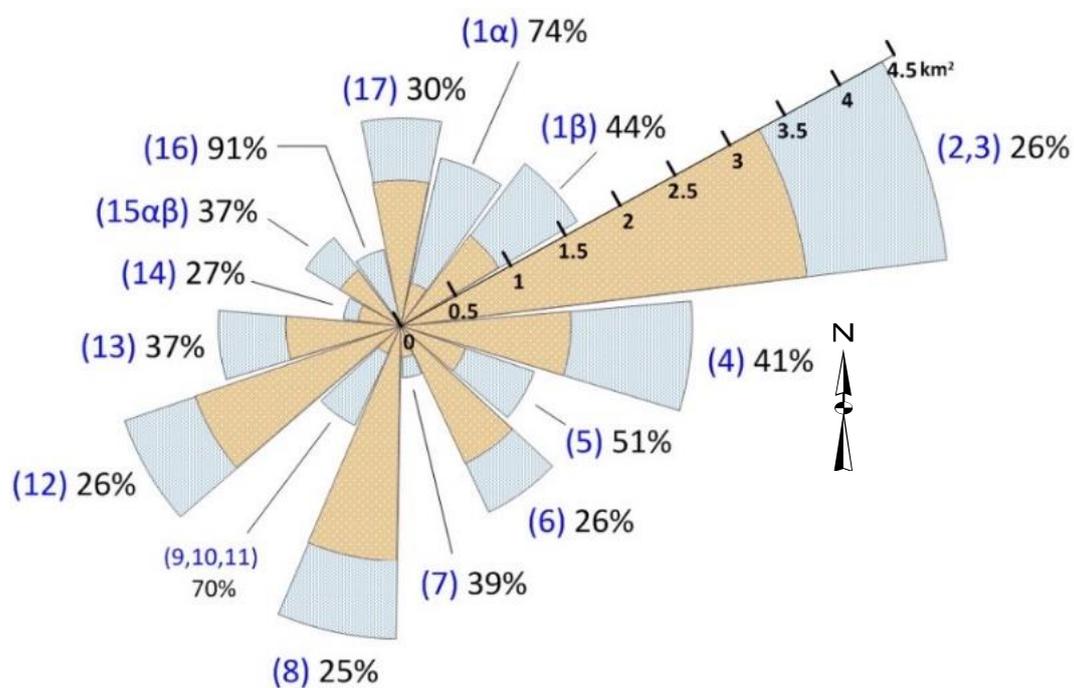


Figure 5.8. Schéma de comparaison de la surface de chaque glacier (nom entre parenthèse) entre 1956 (gris) et 2014 (orange). Le pourcentage indique le retrait des glaciers entre les deux dates. En raison de leur petite taille les glaciers Antisana [9, 10, 11] sont regroupés dans cette figure.

Cette différence de variation, nous l'avons dit, pourrait être liée à la morphologie spécifique des glaciers et la topographie complexe du bassin versant des petits glaciers du second groupe. Par exemple, les glaciers Antisana 1α, Antisana 1β, Antisana 5, Antisana 7 et Antisana 16 sont petits, ils ont une altitude moyenne inférieure à 5100 m et une pente supérieure à 50%. Les glaciers Antisana 9, 10, 11 sont petits et sont situés sur versants à très forte pente (>100%). Par contre, le Glacier Antisana 14 avec une taille de 0,3 km² n'a reculé que de 26 %. Cet effet pourrait être influencé par sa morphologie semblable à celle de ses voisins l'Antisana 13 et l'Antisana 15, et/ou à une altitude moyenne plus élevée.

Afin d'éviter le biais qui peut être dû au rôle de la topographie sur le comportement des glaciers (Soruco *et al.*, 2009a), les glaciers de moins de 0,5 km² ont été omis de l'analyse de la relation entre le climat et les glaciers.

Dans la Figure 5.7B, six périodes ont été distinguées entre 1956 et 2009 :

- (1) Entre 1956 et 1964, les glaciers reculent modérément, avec une moyenne de 0,6 %/an.
- (2) Entre 1965 et 1978, nous constatons une période de stabilité, avec même une légère avancée de quelques langues glaciaires. En général, la variation de surface est légèrement positive (0,2 %/an).
- (3) Entre 1979 et 1997, on note une diminution bien marquée de la surface, avec un recul moyen de 1,4 % par an.
- (4) Entre 1998 et 2001, les glaciers rencontrent pendant cette courte période de trois ans des conditions assez favorables permettant d'interrompre la période de retrait précédente. Ces quelques années d'avancée ont été notées par Francou *et al.* (2004) sur le Glacier 15 α et ont été rapportées aux conditions froides de la période La Niña de 1999-2001 dans le Pacifique. Cependant, cette relative stabilité n'a pas duré longtemps.
- (5) Entre 2002 et 2006, les glaciers reprennent leur retrait, avec une perte de surface de 2,3 % par an. Ceci représente la diminution de surface la plus marquée sur l'ensemble de la période d'étude, mais on retiendra que ce chiffre est quantifié sur une période plus courte que la longue période 1979-1997, durant laquelle certaines années ont sans doute pu présenter des retraits tout aussi marqués.
- (6) Finalement, durant les dernières années (2007-2014), les glaciers montrent une certaine stabilité, avec une augmentation modérée de leur surface à un rythme de 0,11 % par an. Cette tendance a été également observée à partir des mesures DGPS de terrain sur le Glacier Antisana 15 α (Basantes-Serrano *et al.*, soumis).

En ce qui concerne le recul moyen de la position du front des glaciers entre 1956 et 2014, pour les glaciers situés à l'ouest, leur front a reculé d'une distance comprise entre 450 m et 500 m, et est remonté en altitude d'environ 100 m. Par contre, le front des glaciers du versant oriental a reculé de 50 m de plus, c'est-à-dire une distance comprise entre 450 m et 550 m. De même, l'altitude de la position de leur front est montée d'environ 300 m (Fig. 5.9 ; Tableau 5.4).

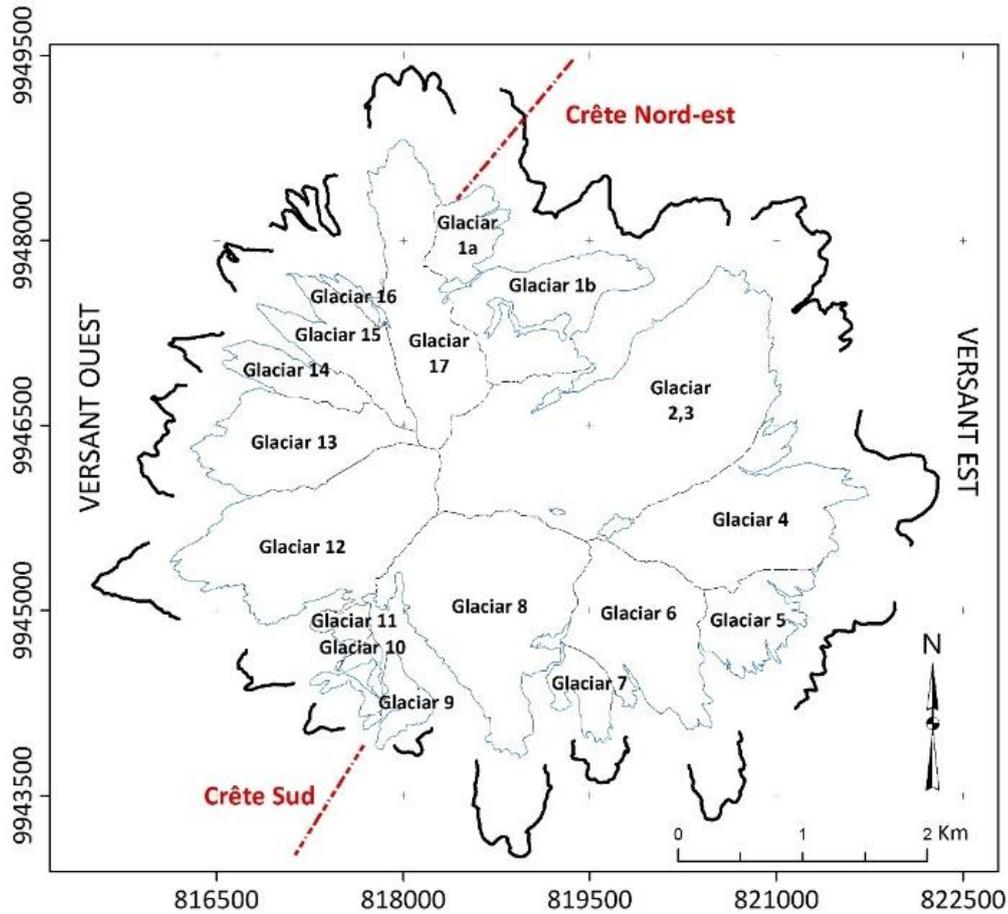


Figure 5.9. Position des fronts des glaciers en 2009 (contour bleu) et en 1956 (contour noir). Le trait rouge montre la division orographique entre le versant ouest où nous trouvons les glaciers Antisana [12 ; 13 ; 15 ; 17] et le versant est où nous trouvons les glaciers Antisana [2,3 ; 4 ; 6 ; 8].

Tableau 5.4. Fluctuations cumulées du front des glaciers par période obtenues par photogrammétrie (P) (1956, 1964, 1979, 1997, 2009) et par télédétection (T) (1986, 1991, 2001, 2003, 2006, 2014). La référence de cette variation est la limite du glacier à 1956.

Source	Années	Antisana							
		2,3	4	6	8	12	13	15	17
P	1956	0	0	0	0	0	0	0	0
P	1964	-92	-64	-82	-117	-21	-50	-55	-61
T	1978	-38	-33	-59	-0,2	16	-5	-7	38
T	1986	-321	-270	-271	-320	-104	-47	-71	-248
T	1991	-432	-327	-298	-350	-198	-119	-202	-373
P	1997	-483	-433	-446	-556	-228	-271	-393	-408
T	2001	-550	-423	-396	-471	-309	-317	-392	-420
T	2006	-627	-598	-485	-586	-429	-476	-549	-468
P	2009	-575	-584	-417	-592	-434	-450	-502	-470
T	2014	-570	-513	-460	-548	-442	-466	-493	-465
Recul total (m)		570±63	513±63	460±63	548±63	442±63	466±63	493±63	465±63

À partir des clichés aériens et des images satellites et en utilisant la méthode proposée dans la section 3.3.3, j'ai estimé un retrait de 100 m de distance pour le Glacier Antisana 15 entre 1998 et 2014. Cette valeur est proche de la valeur mesurée à partir des observations DGPS sur le Glacier 15 α , qui montre un recul de 105 m entre 1998 et 2012 (Basantes-Serrano *et al.*, soumis). En considérant une stabilité et même une avancée de certaines langues glaciaires entre 1964 et 1978 et depuis 2009, la vitesse moyenne de recul des glaciers est d'environ $8,4\pm 0,9$ m par an entre 1956 et 2014 (Fig. 5.10).

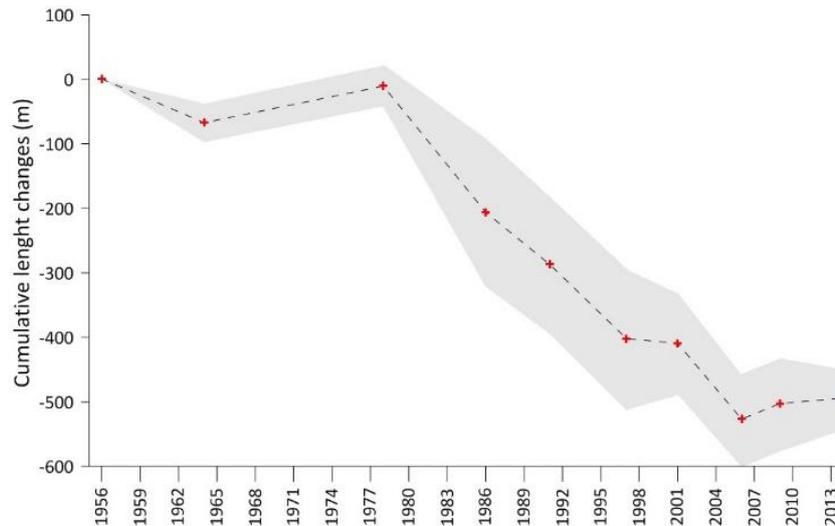


Figure 5.10. Retrait cumulé moyen des langues glaciaires depuis 1956 = 0 jusqu'à 2014 (croix rouges et trait noir pointillé) et la gamme de la variabilité spatiale des glaciers considérée (en gris).

Il ressort que lorsque l'on considère les changements de position du front des glaciers, les différentes périodes mises en évidence ci-dessus à propos des changements de surfaces peuvent être retrouvées : (1) 1956-1964 : un recul des glaciers avec une vitesse moyenne de 7,5 m par an ; (2) 1965-1978 : une avancée des glaciers avec une vitesse moyenne de 4,0 m par an ; (3) 1979-1997 : un recul des glaciers avec une vitesse moyenne de 20,6 m par an ; (4) 1998-2001 : un front des glaciers qui ré-avance avec une vitesse moyenne de 2,0 m par an ; (5) 2002-2006 : une vitesse moyenne de recul de 23,5 m par an ; et (6) 2007-2014 : une ré-avancée des glaciers avec une vitesse moyenne de 4,5 m par an.

Depuis 1979, nous voyons que la variabilité de la fluctuation du front des glaciers devient plus importante (Fig. 5.10), cela semble être lié à : (1) la résolution spatiale des données, car entre 1979 et 2009 et après 2009, nous utilisons, en plus des photographies aériennes, des images satellites pour estimer la surface des glaciers. Cette information est moins précise que celle obtenue à partir des clichés aériens, (10 à 30 m taille de pixel) contre

une taille de pixel d'environ 1 m pour les clichés aériens ; et (2) les caractéristiques locales propres à chaque glacier. Il faut garder en tête que le recul ou l'avancée du front d'un glacier est le résultat de l'interaction entre la dynamique du glacier (son écoulement) et son bilan de masse qui dépend du climat. Dans ce contexte, nous ne pouvons pas donner une explication définitive pour les causes de l'hétérogénéité que nous observons d'un glacier à un autre.

Pour l'instant, nous n'avons pas les données suffisantes pour aller plus loin dans la caractérisation des fluctuations de la position du front des glaciers au cours du temps. De futures recherches doivent être menées pour préciser l'influence de la dynamique dans la réponse de ces glaciers au forçage climatique. Cependant, la tendance moyenne de chaque période est bien représentée par l'ensemble des données avec une incertitude moyenne du 10 %.

Par ailleurs, il faut signaler que l'interprétation faite sur les ortho-photographies aériennes et sur les images satellites a rendu possible l'identification de quelques surfaces rocheuses apparues sur le versant sud-est à proximité du sommet, ainsi que la présence récurrente de crevasses et séracs le long de ces glaciers. Ce fort crevassement met en évidence la rapidité de l'écoulement des glaciers de l'Antisana, ce que l'on peut comprendre en considérant les pentes, toujours raides entre le sommet plat et les fronts, d'une part, et le fait que ces glaciers sont tempérés probablement depuis le sommet, d'autre part. On peut aussi évoquer le fait que ces glaciers sont très chargés de neige dans la zone d'accumulation et que le coefficient d'activité est très élevé dans les zones d'ablation (voir sections suivantes et Basantes-Serrano *et al.*, soumis), particularité qui est censé augmenter la vitesse de transfert de la masse glaciaire vers le bas.

Les observations faites sur les variations de surfaces glaciaires et sur le recul des glaciers constituent seulement un préalable pour décrire l'évolution de ces glaciers au cours du temps. Ces variations sont une approche préliminaire pour analyser ensuite la relation que ces glaciers entretiennent avec climat sur le long terme (Soruco *et al.*, 2009a) car elles sont l'expression concrète des effets du changement climatique sur les glaciers (Vaughan *et al.*, 2013). Mais une analyse plus fine exige que nous abordions les variations de masses des glaciers, ce que nous allons faire ci-dessous.

5.3.3 Variations du bilan de masse des glaciers dans la période 1956-2009

L'indicateur le plus représentatif de « l'état de santé » d'un glacier, nous le savons, est la variation de masse d'un glacier exprimé par son bilan de masse. Toute variation climatique entraîne une réponse dans les bilans de masse du glacier, puis un réajustement par lequel il adapte sa géométrie (surface et longueur) aux nouvelles conditions climatiques. Les bilans de masse des glaciers de l'Antisana ont été calculés par la méthode géodésique entre 1956 et 2009 avec quatre périodes (1956-1964 ; 1965-1978 ; 1979-1997 et 1998-2009) (Fig. 5.11). Les valeurs de bilans de masse géodésiques pour les glaciers sélectionnés dans la section 2.4 au cours des différentes périodes sont répertoriées dans le tableau 5.5. Celles-ci ne prennent cependant pas en compte les glaciers dont les caractéristiques géométriques sont délicates à interpréter comme sur l'Antisana 1 α et 1 β , l'Antisana 5, l'Antisana 7, l'Antisana 9, 10, 11, l'Antisana 16.

Tableau 5.5. (a) Bilans de masse cumulés en m éq. eau par période pour les glaciers étudiés et (b) bilan de masse moyen annuel de chaque glacier pour chacune des périodes

PoR	1956-1964a/b	1965-1978a/b	1979-1997a/b	1998-2009a/b	1956-2009a/b
Antisana 17	-10,47/-1,16	3,43/0,25	-12,36/-0,65	-2,71/-0,23	-22,11/-0,41
Antisana 2,3	-9,13/-1,01	0,46/0,03	-9,51/-0,50	-2,35/-0,20	-20,52/-0,38
Antisana 4	-13,80/-1,53	1,54/0,11	-18,41/-0,97	-5,47/-0,46	-36,14/-0,67
Antisana 6	-12,95/-1,44	1,42/0,10	-11,04/-0,58	1,13/0,09	-21,44/-0,40
Antisana 8	-8,49/-0,94	1,66/0,12	-4,62/-0,24	0,22/0,02	-11,23/-0,21
Antisana 12	-12,63/-1,40	3,07/0,22	-13,75/-0,72	-4,71/-0,39	-28,01/-0,52
Antisana 13	-13,87/-1,54	5,74/0,41	-14,11/-0,74	-3,62/-0,30	-25,86/-0,48
Antisana 15	-10,63/-1,18	2,37/0,17	-18,11/-0,95	-2,80/-0,23	-29,15/-0,54
Moyenne	-1,28	0,18	-0,67	-0,21	-0,45

Les erreurs sur les bilans de masse géodésiques sont de 1,77 ; 0,69 ; 2,0 ; et 0,60 m éq. eau pour les périodes 1956-1964, 1965-1978, 1979-1997 et 1998-2009 respectivement. Cela veut dire que l'erreur moyens annuels est de 0,20 ; 0,08 ; 0,22 et 0,06 m éq. eau par an sur chaque période respectivement. Le calcul des erreurs a été réalisé selon l'approche proposé par Thibert *et al* (2008) et Zemp *et al* (2013). Les bilans géodésiques n'ont pas été ajustés temporellement sur la fin de l'année hydrologique et le processus d'ablation interne non

plus. Ces ajustements peuvent être considérés comme négligeables sur ces glaciers (Basantes-Serrano *et al.*, soumis)

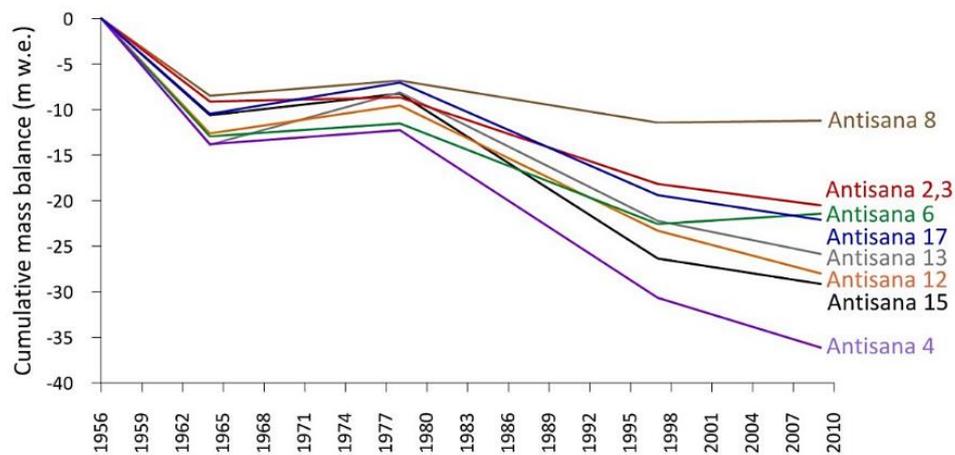


Figure 5.11. Bilans de masse cumulés des glaciers de l'Antisana sur la période 1956-2009

Quelques commentaires ressortent de la figure des bilans cumulés :

- (1) De manière générale, les glaciers ont une tendance négative pendant des cinq dernières décennies. Sur la période 1956-2009, le bilan de masse moyen cumulé pour l'ensemble des glaciers est de -24,3 m éq. eau (-0,45 m éq. eau par an).
- (2) Les bilans de masses sont assez groupés entre le glacier Antisana 2,3 (-20,5 m eq. eau) et le glacier Antisana 15 (-29,1 m eq. eau).
- (3) Les glaciers les plus « extrêmes », avec un bilan de masse moins/plus négatif sont les glaciers Antisana 8 au sud et Antisana 4 à l'est avec -11,2 m éq. eau (-0,21 m éq. eau/an) et -36,1 m éq. eau (-0,68 m éq. eau par an). Ces deux glaciers se trouvent à seulement à 2 km de distance (Fig. 5.9).
- (4) Les écarts entre les glaciers peuvent être dûs aux caractéristiques locales liées à leur morphologie. Malgré cela, on met en évidence une réponse globalement homogène de ces glaciers sur la période.

Cette tendance générale est cohérente avec celle observée sur d'autres glaciers dans les Andes des tropiques externes (Francou *et al.*, 2007 ; Soruco *et al.*, 2009a ; Rabatel *et al.*, 2013). Lorsque nous regardons les bilans de masse rapportés à chaque période, nous observons que :

- (1) Les glaciers ont subi une perte de volume très importante d'environ -11,5 m éq. eau en 9 ans soit -1,3 m éq. eau par an entre 1956 et 1964, ce qui est nouveau par rapport aux autres glaciers étudiés dans les Andes.
- (2) En revanche, la deuxième période (1965-1978) montre que les glaciers ont vu leur masse augmenter de façon modérée, avec un bilan de masse cumulé moyen de 2,5 m éq. eau soit 0,2 m éq. eau par an.
- (3) De 1979 à 1997, tous les glaciers sont rentrés dans une phase de contraction avec un bilan cumulé moyen assez négatif de -12,7 m eq. eau, soit -0,7 m eq. eau par an.
- (4) Enfin, entre 1998 et 2009 l'ensemble des glaciers ont eu un bilan cumulé moyen moins négatif de -2,5 m éq. eau soit -0.2 m éq. eau par an. Ce bilan de masse montre que les glaciers ont été dans une phase beaucoup moins négative. Cette tendance a été observée et présentée de façon plus détaillée sur le Glacier Antisana 15 α par Basantes-Serrano *et al.* (soumis).

5.3.4 Que nous révèle le bilan de masse des glaciers de l'Antisana ?

Dans la mesure où le bilan de masse d'un glacier est le reflet direct des conditions climatiques, nous pouvons interpréter les fluctuations temporelles de ce bilan comme directement représentatives des fluctuations du climat sur une période donnée. La figure 5.12 présente le bilan de masse centré pour chacun des glaciers étudiés entre 1956 et 2009. Le calcul du bilan de masse centré est le résultat de la soustraction du bilan de masse moyen des 54 ans aux bilans de masse annuels de chaque glacier. On observe un comportement assez similaire entre les glaciers au cours de chaque période. Pour chaque période, l'écart-type qui représente la dispersion du bilan masse des glaciers ne dépasse pas l'incertitude des bilans géodésiques : Par exemple, pour la période 1979-1997, la dispersion est de 0,11 m eq. eau par an alors que l'erreur sur le bilan géodésique est de 0,22 m eq. eau par an. L'écart entre les bilans de masse centrés de chaque glacier et la moyenne pour chaque période est lié à des caractéristiques locales propres à chacun des glaciers.

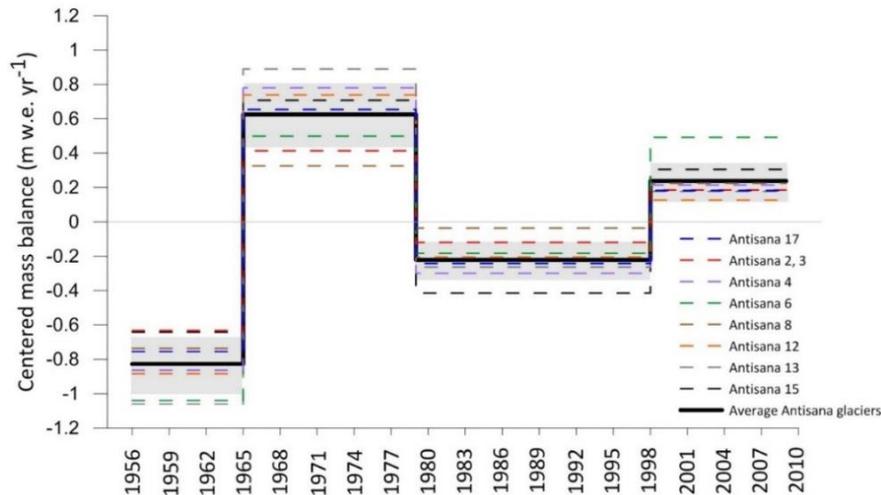


Figure 5.12. Bilans de masse centrés des glaciers de l'Antisana entre 1956 et 2009. Le grisé équivaut à un écart-type (1σ) pour chaque période. La courbe noire en gras représente la moyenne des bilans sur chaque période. Le bilan de masse centré a été calculé sur la base des bilans de masse moyennés de chaque glacier entre 1954-2009.

D'après la figure 5.12, il ressort que :

- (1) Au cours de la période 1956-1964, nous constatons un bilan de masse très déficitaire. Le comportement des glaciers reste très éloigné de la moyenne de la période globale. Les glaciers Antisana 6 et 13 présentent les déficits de masse les plus marqués, à l'opposé des glaciers Antisana 12 et 15. Comme nous l'avons vu précédemment, le retrait du front glaciaire a été d'environ 45 m de distance pour les glaciers orientés vers l'ouest (glaciers Antisana 12 ; 13 ; 15 ; 17) et d'environ 90 m pour les glaciers orientés vers l'est (glaciers Antisana 2,3 ; 4 ; 6 ; 8) (Tableau 5.3) ce qui est cohérent avec les bilans de masse quantifiés. Le Glacier Antisana 8 est le moins déficitaire (-0,94 m eq. eau par an). Ceci pourrait être lié à la morphologie de son bassin versant ; nous y reviendrons dans le chapitre VI.
- (2) À l'inverse de la période précédente, la période 1965-1978 présente une augmentation de la masse glaciaire, exceptionnelle par rapport à la période globale. Ceci est à mettre en parallèle à une légère augmentation de 2 % de la surface de la calotte (voir section 4.3.2). Le Glacier Antisana 13 témoigne avec son bilan de masse moyen de 0,41 m eq. eau par an, de l'augmentation de masse la plus importante. À l'inverse, le Glacier Antisana 8, avec un bilan de masse moyen de 0,12 m eq. eau par an, est plus proche de la moyenne globale. Le bilan de masse du Glacier Antisana 2,3 est très légèrement positif de 0,03 m eq. eau par an avec un comportement proche de l'équilibre. En général les fronts glaciaires ont avancé d'environ 55 m de distance pour l'ensemble des orientations de la calotte. Les glaciers Antisana 12 et 17 ont dépassé 27 m de distance de leur position initiale en 1956 (Tableau 5.3). Durant cette période le Glacier Antisana 8 a connu l'avancée la plus importante avec 115 m de distance.

- (3) Ensuite, vient une longue période de 19 ans (1979-1997) où le bilan de masse est déficitaire, mais moins qu'au cours de la première période (1956-1964). Il s'agit cependant d'une perte qui intervient dans un intervalle de temps plus long et qui va avoir un fort impact sur le comportement moyen global. Cette période a été accompagnée par un retrait très prononcé des langues glaciaires (Tableau 5.3) : environ 350 m de distance pour les glaciers situés au versant ouest (glaciers Antisana 12 ; 13 ; 15 ; 17) et environ 450 m de distance pour les glaciers situés au versant est (glaciers Antisana 2,3 ; 4 ; 6 ; 8), et par conséquent, une diminution importante de la surface de la calotte d'environ 30 % (voir section 4.3.2). Durant cette période, le bilan de masse du Glacier Antisana 8 a été le moins négatif (-0,24 m eq. eau par an) et le plus proche du comportement moyen global. Par contre, les bilans de masse des glaciers Antisana 4 et 15 ont été les plus négatifs, en moyenne de -0,96 m eq. eau par an. Les observations glaciologiques qui ont été faites sur la langue du Glacier Antisana 15 α entre 1995 et 1998 montrent ce qui pourrait être la fin d'une période très déficitaire avec des bilans de masse négatifs sur tous les glaciers.
- (4) Enfin, 1998-2009 est une période durant laquelle nous trouvons des glaciers avec des pertes de masse peu négatives, ce sont les glaciers Antisana (2,3 ; 4 ; 12 ; 13 ; 15 ; 17). Le bilan de masse moyen de ces glaciers est de -0,3 m eq. eau par an. En ce qui concerne les fluctuations du front, les langues glaciaires ont connu un recul de 130 m de distance, dans la même proportion quelle que soit l'orientation considérée, mis à part les glaciers Antisana 6 et 8 qui ont un comportement proche de l'équilibre, avec un bilan moyen très légèrement positif de 0,06 m eq. par an avec une légère avancée du front d'environ 30 m de distance pour le Glacier Antisana 6 et un faible recul d'environ 35 m de distance pour le Glacier Antisana 8 (Tableau 5.3). Ce bilan modérément négatif confirme ce qui a été constaté sur le Glacier Antisana 15 α par Basantes-Serrano *et al.* (soumis) : les glaciers de l'Antisana ont subi une période de stabilité. Au cours de cette période, le Glacier Antisana 12 est plus proche de la moyenne globale.

Par ailleurs, d'une période à l'autre, les bilans de masse centrés de deux glaciers, l'Antisana 6 et l'Antisana 17, montrent des comportements particuliers :

- (1) *Cas de l'Antisana 6* : ce glacier passe d'une anomalie très inférieure à la moyenne pour la période 1956-1964 à une anomalie légèrement inférieure à la moyenne pour la période 1965-1978, ensuite à une anomalie légèrement supérieure à la moyenne pour la période 1979-1997, et finalement à une anomalie nettement supérieure à la moyenne pour la

dernière période (1998-2009). Dans la première et la dernière période le glacier s'écarte de manière importante de la moyenne de l'ensemble des glaciers pour chacune des périodes.

- (2) *Cas de l'Antisana 17* : par rapport au Glacier Antisana 6, le Glacier Antisana 17 montre un comportement inverse. Il passe d'une anomalie légèrement supérieure à la moyenne au cours de la première période à une anomalie légèrement inférieure à la moyenne durant la dernière période.

Durant chaque période le Glacier Antisana 17 reste toujours proche du comportement moyen (Fig. 5.12), autrement dit, il est le plus représentatif du signal climatique moyen observé à partir du bilan de masse centré. C'est pourquoi ce glacier peut être considéré comme un glacier de référence (*benchmark glacier*), car sur le long terme il représente le comportement moyen de l'ensemble des glaciers pour chaque période. Nous pourrions ainsi observer ce glacier préférentiellement aux autres; cependant, son éloignement et sa topographie complexe rendraient très compliqué son suivi instrumental, notamment dans sa partie basse.

5.4 Conclusions du chapitre

De ce chapitre, il est important de retenir deux aspects principaux :

- (1) *Les fluctuations glaciaires dans les Andes équatoriennes depuis le maximum de la PAG à nos jours*. En Équateur, le maximum d'extension des glaciers au PAG n'est pas survenu à la même date selon l'altitude maximale des glaciers dans les différents massifs : pour les glaciers avec une altitude maximale supérieure à 5700 m d'altitude, elle s'est produite autour de 1730 AD, pour les autres elle est plus tardive et survient autour de 1830. Au cours du XXe siècle, le recul s'est intensifié, notamment à la fin des années 1970. Les inventaires glaciologiques récents des principaux sommets équatoriens nous confirment cette tendance. Ils nous montrent une réduction d'environ 40 % des aires englacées depuis la seconde moitié du XXe siècle, malgré quelques périodes d'avancées ou de relative stabilité, par exemple en 1999 et en 2000 et plus récemment entre 2006 et 2014. Le fort recul des glaciers a été plus important pour les massifs dont l'altitude sommitale est inférieure à 5400 m. Dans ces massifs, les glaciers sont en train de disparaître. Si les inventaires existants donnent une idée assez bonne des fluctuations récentes des glaciers dans la région, ils ne prennent pas en considération les particularités géométriques de

chaque glacier, lesquelles vont avoir une influence importante dans la réponse propre de chaque glacier aux changements climatiques.

- (2) *Les fluctuations géométriques récentes des glaciers de l'Antisana*. Les travaux géodésiques et de télédétection menés au cours de cette thèse nous ont permis d'établir de manière précise les variations géométriques des glaciers au cours du dernier demi-siècle. Entre 1956 et 2014, la calotte glaciaire s'est réduite de 38% en surface. En 2014, la surface glaciaire est d'environ 15 km², le premier en extension sur les Andes équatoriennes. L'altitude moyenne des fronts glaciaires est de 4700 m sur le versant occidental, et de 4400 m sur le versant oriental, donc 300 m d'écart.

Sur l'ensemble de la période, les fronts des glaciers ont reculé d'environ 450 à 550 m de distance, les glaciers du versant amazonien étant les plus affectés. Ceci est cohérent avec le fait que leurs fronts se trouvent 300 m plus bas en altitude que ceux des glaciers occidentaux : une plus grande partie de leur surface est exposée, selon la période de l'année, aux conditions plus sèches, moins de couverture nuageuse et plus de rayonnement solaire en augmentant la fonte des glaciers.

Les bilans de masse géodésiques nous montrent une forte variabilité décennale, ce qui doit traduire un signal climatique commun. Les périodes successives 1956-1964 et 1965-1978 sont marquées par des anomalies de bilans de masse : très négatives pour la première, et positives dans la seconde. Une succession du même ordre est notée dans les périodes 1979-1997 (très négative) et 1998-2009 (faiblement positive). Nous voyons, pour chaque période d'étude, un comportement similaire des glaciers, mais il faut noter que cela ne veut pas dire que la variabilité interannuelle soit faible, mais que les glaciers réagissent en phase sur la décennie. Cette réponse est aussi reflétée à travers des variations de la longueur et de la surface des glaciers.

Dans ce contexte, il nous reste à répondre à la question suivante : pourquoi les glaciers n'ont-ils pas connu un recul/une avancée significatif de leur front pendant les périodes où leurs bilans de masse étaient fortement contrastée entre 1956 et 1978 ?

Par ailleurs, la réponse des glaciers semble avoir été homogène dans chaque période, mais en regardant en détail nous pouvons constater qu'ils ont pu avoir, d'une période à l'autre, des comportements hétérogènes : c'est notamment le cas des glaciers 6, 8 ou 17. Ceci pourrait être lié à la morphologie particulière des glaciers.

Ainsi, de nouvelles questions voient le jour :

- Quels sont les facteurs qui font du glacier Antisana 8 un glacier très sensible ? Par exemple, pour une variation minimale de la masse du glacier, celui-ci réagit de façon marquée dans chacune des périodes : pour les périodes 1956-1964 et 1979-1997, le

bilan de masse est moins déficitaire, mais il s'accompagne d'un recul important ; pour la période 1965-1978, le bilan de masse est légèrement positif mais il est accompagné par une forte avancée du front ; pour la dernière période 1998-2009, le bilan est quasi-équilibré, avec une légère avancée du front du glacier.

- Dans quelles mesures les facteurs morpho-topographiques influencent-ils la variabilité du bilan des différents glaciers pour chacune des périodes étudiées, notamment pour les glaciers 6 et 17 qui présentent des situations contrastées l'un par rapport à l'autre ?
- La variabilité du bilan de masse des différents glaciers pour chacune des périodes étudiées apparaît d'autant plus importante que les périodes sont contrastées (bilans moyen très positifs ou très négatifs). Ainsi, la dernière période, avec un bilan moyen proche de l'équilibre, montre une faible variabilité d'un glacier à l'autre, à l'exception du Glacier Antisana 6 qui présente une anomalie fortement positive. Quelles peuvent être les origines de ces comportements hétérogènes ? Cependant, on doit rappeler que cette variabilité reste dans les barres d'erreurs de l'estimation du bilan de masse.

Quelques pistes seront données dans le dernier chapitre afin d'expliquer quels sont les facteurs qui entrent en jeu dans ces comportements.

« Si les glaciers répondent globalement au même signal durant ce demi-siècle, l'exposition et la morphologie introduisent un « bruit » que l'on peut mettre en évidence sur des pas de temps plus courts»

Chapitre VI

Impact de la variabilité climatique sur les glaciers de l'Antisana au cours de la seconde moitié du XXe siècle

Dans le chapitre V, nous avons présenté les fluctuations géométriques (variation de surface, position du front et volume) des glaciers au cours du dernier demi-siècle. Ces variations peuvent être attribuées à l'interaction des facteurs topographiques locaux et des effets climatiques à différentes échelles spatiales.

Pour décrypter les mécanismes de cette réponse, nous devons comprendre comment les conditions morphologiques (facteurs locaux) et les effets du climat (facteurs régionaux) influencent les variations de volume des glaciers. Dans une zone marquée par une faible variabilité annuelle des températures, des précipitations présentes tout au long de l'année, un fort niveau de rayonnement solaire et une influence directe du Pacifique, il est intéressant de se demander quelle influence peuvent jouer les flux humides dominants d'origine amazonienne sur les glaciers du volcan Antisana qui y sont le plus exposés, c'est-à-dire ceux du versant Est. Quels en sont les effets indirects sur les glaciers du versant Ouest ?

L'objectif de ce chapitre est : (1) d'analyser le rôle de la morphologie et de l'exposition dans la variabilité spatiale des bilans de masse des glaciers ; et (2) d'expliquer quelle est l'origine et la nature de cette variabilité des bilans à une échelle de temps décennale, plus particulièrement quelle est la part des forçages climatiques régionaux et globaux ?

6.1 Facteurs pris en compte dans l'analyse

6.1.1 L'exposition

Le principal facteur, au niveau local, qui peut contraindre le comportement d'un glacier, c'est son exposition (Fig. 2.5, voir section 2.4). Peu d'endroits situés sous l'équateur dans le monde offrent la possibilité d'étudier d'une façon aussi claire les changements que cette exposition induit tout au long de l'année sur les bilans de masse. Sur ce site près de l'équateur et à proximité du bassin amazonien, deux variables se croisent : (1) l'exposition au rayonnement solaire incident de courtes longueurs d'onde, qui change totalement au cours de l'année en fonction du mouvement astronomique du soleil à proximité de l'équateur ; et (2) l'exposition aux flux humides très majoritairement d'origine amazonienne, mais qui peut varier d'intensité en fonction des périodes de l'année.

Le tableau 6.1 rappelle les caractéristiques morphologiques des glaciers de l'Antisana qui ont été choisis pour analyser leur réponse au climat.

Tableau 6.1. Synthèse des caractéristiques morphologiques des glaciers de l'Antisana en 2009. La classification morphologique faite est arbitraire (voir la définition plus loin)

Nom	Surface (km ²)	Longueur (km)	Altitude minimale (m a.s.l.)	Altitude maximale (m a.s.l.)	Pente Moyenne (%)	Exposition	Morphologie
Antisana 2, 3	3,30±0,44	3,3	4369	5685	45	NE	Glacier étendu
Antisana 4	1,40±0,25	2,2	4449	5471	40	E	Glacier conique
Antisana 6	1,13±0,21	1,8	4426	5602	60	SE	Glacier conique
Antisana 8	1,87±0,40	2,1	4681	5603	35	S	Glacier de cirque
Antisana 12	1,74±0,24	2,3	4716	5705	40	SO	Glacier étendu
Antisana 13	0,93±0,14	1,8	4860	5705	50	O	Glacier conique
Antisana 15	0,58±0,16	1,7	4843	5675	50	NO	Glacier conique
Antisana 17	1,20±0,23	2,5	4625	5705	45	N	Glacier étendu

6.1.2 L'ensoleillement potentiel

De l'énergie provenant du soleil sous la forme de rayonnement de courtes longueurs d'onde qui entre au sommet de l'atmosphère, une part est réfléchiée par l'atmosphère, une

autre est absorbée par l'atmosphère, et une partie parvient jusqu'au sol (Rees, 2006). Le rayonnement de courtes longueurs d'onde est un terme majeur des flux qui s'échangent entre l'atmosphère et la surface terrestre, particulièrement sous l'équateur (angle d'incidence plus faible) et en haute montagne (atmosphère plus ténue pour intercepter une partie de ce flux).

Le bilan radiatif ($SW_{\downarrow\uparrow}$) de courtes longueurs d'onde est la différence entre le rayonnement incident (SW_{\downarrow}) et le rayonnement réfléchi par la surface (SW_{\uparrow}). La quantité d'énergie réfléchie (SW_{\uparrow}) est modulée par l'albédo (α) de la surface, lequel dépend de sa nature. La relation entre (SW_{\downarrow}) et (SW_{\uparrow}) peut s'écrire $SW_{\downarrow} (1 - \alpha)$. L'albédo varie entre 0 (corps noir parfait) à 1 (corps blanc parfait) ; il est proche de 0,8 pour la neige fraîche sous les tropiques (Lejeune, 2009), et égal à 0,6/0,5 pour un névé exposé plusieurs jours à l'atmosphère, et à environ 0,4 et moins pour la glace. La glace peut donc absorber jusqu'à 60 % de ce rayonnement.

SW_{\downarrow} étant la première source d'énergie pour fondre la neige et la glace, il découle que le bilan va dépendre de la valeur de SW_{\downarrow} parvenant au sol, donc de l'angle d'incidence des rayons solaires (vertical, sous l'équateur en période d'équinoxe, minimum lors des solstices), du masque montagneux (ombre portée) et de la pente ; mais également des nuages qui en interceptent une partie. SW_{\uparrow} , dépend de la fréquence des chutes de neige et du maintien de cette neige au sol, qui contrôlent les propriétés réfléchissantes de la surface.

Le rayonnement incident ou *ensoleillement potentiel* qui arrive à la surface des glaciers sous la forme des composantes directe, diffuse et réfléchie, a été calculée à partir de la méthode développée par Rich *et al.* (1994) et par Fu et Rich (2000, 2002). La méthode prend en compte les paramètres locaux comme la latitude (utilisée dans les calculs de la position du soleil), l'altitude du site, la pente et l'exposition. L'ensemble de ces données est fourni par le modèle numérique de terrain de la surface des glaciers. Les calculs se font en fonction de la période de temps déterminée par le calendrier julien (365 jours, ou 366 pour les années bissextiles). La part de l'énergie réfléchie, qui dépend de l'albédo en surface, n'intervient pas dans le calcul de l'insolation potentielle. Il est important de souligner que l'effet de l'atmosphère dans l'atténuation du rayonnement solaire n'est pas considéré : sur l'Antisana, ce facteur est certainement variable d'un site à un autre et en fonction de la saison car il dépend de la nébulosité qui se forme avec les flux humides en provenance d'Amazonie.

L'insolation potentielle est calculée de la façon suivante : (1) tout d'abord, on calcule un champ de vision du ciel (masque montagneux) dit « champ de vision hémisphérique » pour chaque pixel du MNT ; (2) ensuite, on établit la carte de la trajectoire du soleil (angle zénithal et azimutal de la position du soleil) en fonction d'une période donnée ; (3) enfin, à partir de la superposition des deux surfaces, on estime le rayonnement incident pour chaque pixel du MNT à la surface du glacier. Ce calcul est réalisé à partir d'un SIG (Système d'Information Géographique).

6.1.3 Variables climatiques

Afin d'interpréter le signal commun reflété par le bilan de masse des glaciers, il nous faut comprendre le rôle qu'a pu avoir l'évolution de quelques variables climatiques sur des glaciers, compte tenu de leur exposition et de leur morphologie. Les seules variables disponibles à cette échelle de temps (1956-2009) sont les températures et les précipitations enregistrées dans des stations météorologiques plus ou moins éloignées des glaciers de l'Antisana.

La *température* peut être vue comme une variable intégratrice du bilan d'énergie, car elle est bien corrélée, notamment sur des pas de temps longs (mois, années) à plusieurs termes du bilan d'énergie comme le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde, le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde et le flux de chaleur sensible (Francou *et al.*, 2004). Nous avons déjà mentionné cette variable/processus antérieurement (section 1.3). Une variation minimale de la température peut diminuer ou accroître les processus d'ablation à travers le changement de phase des précipitations qui influent directement sur l'albédo. Par ailleurs, on peut avoir un impact important des *précipitations* dans l'estimation de l'accumulation et par conséquent dans la quantification du bilan de masse des glaciers (voir chapitre IV).

Pour ce faire, on rencontre d'emblée deux difficultés : pour la première, il s'agit du manque des données météorologiques de bonne qualité sur la zone d'étude qui puisse couvrir la période 1956-2009, et pour la seconde, il s'agit du gradient altitudinal des précipitations que l'on ne connaît et qui est susceptible de connaître une importante variabilité spatiale.

Les températures : sur le site d'étude, nous disposons des séries de données de température à pas de temps mensuel mesurées dans la station météorologique de

l'ORE située au pied du Glacier Antisana 15 à environ 4850 m d'altitude (Fig. 2.3, voir section 2.3) pour la période 2005-2012. Par ailleurs, les températures issues des ré-analyses NCEP-NCAR à 600 hPa (T600, environ 4200 m d'altitude) ont été retenues dans le nœud des coordonnées -77,5°O ; 0°S et 2,5° qui couvre le massif de l'Antisana. Villacis (2008) a déjà montré que les températures issues des ré-analyses reproduisent correctement la variabilité des températures mesurées au pied du Glacier Antisana 15.

Grâce à la bonne corrélation entre ces deux séries de température ($r^2 = 0.86$; $p < 0.01$) entre la période de janvier 2005 à décembre 2012 (96 mois) (Fig. 6.1), j'ai reconstruit la série de température pour la totalité de la période de l'étude (1956-2012) à partir de la relation suivante : $(T_{ORE}^{\circ C} (NCEP-NCAR) = 1.14*(T_{600}^{\circ C}) - 1.89)$.

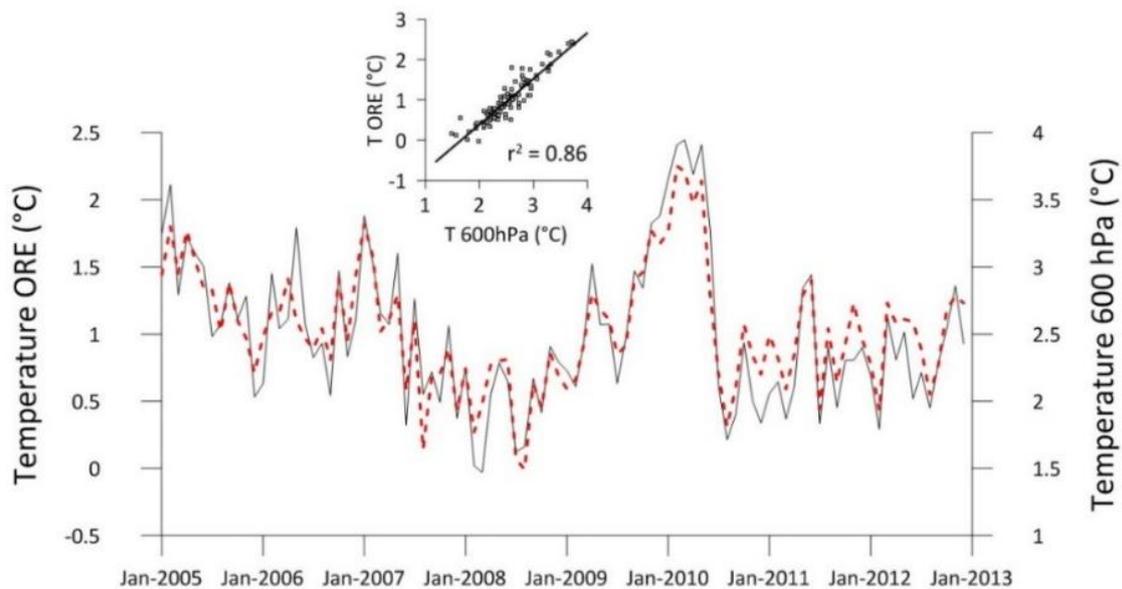


Figure 6.1. Relation entre la température mensuelle observée à la station ORE au pied du Glacier Antisana 15 (trait noir) et la température des ré-analyses à 600 hPa (trait rouge pointillé) entre 2005-2012. La reconstruction des séries de température a été faite pour la période d'étude (1956-2012). Le graphe inséré montre la régression linéaire calculée sur 96 mois entre janvier 2005 et décembre 2012.

Les précipitations : à l'ouest de l'Antisana, nous disposons d'un réseau de pluviomètres qui appartient au dispositif du service de surveillance GLACIOCLIM. Ils sont relevés mensuellement depuis septembre 1994. Les données disponibles de cette série couvrent la période 1995-2008 (voir section 2.5).

Par ailleurs, nous avons eu accès aux séries de précipitations de six stations météorologiques disponibles aux alentours de l'Antisana qui font partie du réseau météorologique national géré par l'Institut de météorologie et d'hydrologie de l'Equateur (INAMHI) (Tableau 6.2). Ce réseau de stations est situé à 10 km du massif

au nord, nord-est et est (Fig. 2.7, voir section 2.5). Les séries de précipitations couvrent plusieurs périodes depuis les années 1940 (Tableau 1.1, voir section 2.5). Il s'agit cependant d'observations irrégulières avec un manque de données d'environ 10 % à 60 % de la période.

Tableau 6.2. Stations INAMHI existantes autour du volcan. Les périodes avec au moins 10 % de données manquantes y sont indiquées. La localisation des stations est indiquée dans la figure 2.7, section 2.5.

Station	Période	Altitude (m)	Précipitation moyenne (mm par an)	Distance (km)
Oyacachi	1974-1992	3200	1158	29
Papallacta	2003-2012	3150	1392	10
Cuyuja	2007-2013	2380	1589	15
El Chaco	1977-1993	1570	2460	38
Baeza	1981-1986	1960	2258	26
Cosanga	1973-1992	1940	2769	30

Cependant, nous ne pouvons pas comparer les séries des précipitations du tableau 6.2 aux séries des pluviomètres proches des glaciers, car ces stations n'ont pas les mesures correspondantes entre 1995 et 2008. En conséquence, ces données ne nous permettent pas de combler les séries de précipitations manquantes, et moins encore de déterminer des tendances climatiques significatives pour les 54 ans d'étude (1956-2009).

Cette difficulté nous amène à chercher des données de précipitations plus éloignées de l'Antisana. À 50 km à l'ouest de l'Antisana, se situent les stations Quito-Observatoire à 2800 m d'altitude et Izobamba, à 3000 m d'altitude, qui détiennent les plus longues séries météorologiques du pays, 1891-1984 et 1962-2008 respectivement (Fig. 2.7, voir section 2.5). Les deux stations se situent dans la ville de Quito à 20 km l'une de l'autre. Des études précédentes ont utilisé les données de ces stations pour mettre en évidence le changement climatique dans la région depuis le début du XXe siècle (Cáceres *et al.*, 1998), ainsi que pour étudier sa relation avec le recul des glaciers et l'impact sur les ressources hydriques (Manciati *et al.*, 2007 ; Villacis, 2008), car elles sont bien représentatives du climat de la zone inter-andine.

Afin de déterminer si ces séries reproduisent de manière significative la variabilité des précipitations à proximité des glaciers, nous les avons comparées avec les séries de précipitations mesurées à proximité des glaciers au cours de la période commune 1995-2008. Nous trouvons que les précipitations moyennes annuelles de P-Paramo sont corrélées avec un pourcentage de variance commune de 55 % ($p < 0,01$) par les

précipitations d'Izobamba (Fig 6.2). Tandis que les résultats suggèrent une faible corrélation entre P-Glacier et Izobamba, mais qui reste significative avec un risque d'erreur inférieur à 5% ($r^2 = 0,30$; $p = 0,04$).

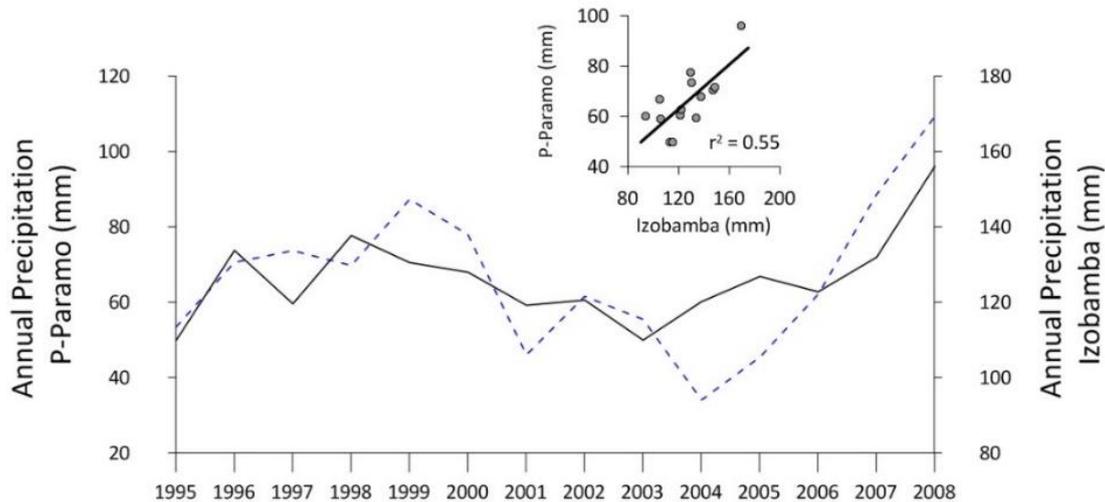


Figure 6.2. Relation entre la précipitation moyenne annuelle mesurée sur P-Páramo dans le bassin versant ouest proche du Glacier Antisana 12 (trait noir) et la précipitation moyenne annuelle mesurée à Izobamba à Quito (trait bleu pointillé) entre 1995-2008 (n = 14).

Toutefois, il faut rappeler que la distribution et la fréquence des précipitations dans cette région subit une forte influence de la topographie et cette relation doit être prise avec beaucoup de prudence, car les séries d'Izobamba ne sont pas représentatives des valeurs absolues des précipitations dans la zone du volcan : la comparaison a donc un intérêt qualitatif. C'est pour cela qu'au lieu de compléter les données des précipitations de P-Páramo, nous avons décidé d'utiliser directement les données de précipitations d'Izobamba pour tenter de comprendre la relation entre les variations des bilans de masse des glaciers et la variation des précipitations au cours de la période d'étude.

Alors que les valeurs des précipitations de la station d'Izobamba sont disponibles seulement à partir de 1962, il nous faut donc compléter les séries depuis le début de la période d'étude (1956). Pour ce faire, nous nous sommes appuyés sur la bonne corrélation existant entre les séries d'Izobamba et de Quito-Observatorio ($r^2 = 0.7$; $p < 0.01$) correspondant à la période février 1962-décembre 1984 (275 mois). Les séries des précipitations ont été complétées à partir de la relation suivante : $(P-Izobamba_{(QObs)} = 0,92*(P-QObs) + 28,55)$. (Fig. 6.3).

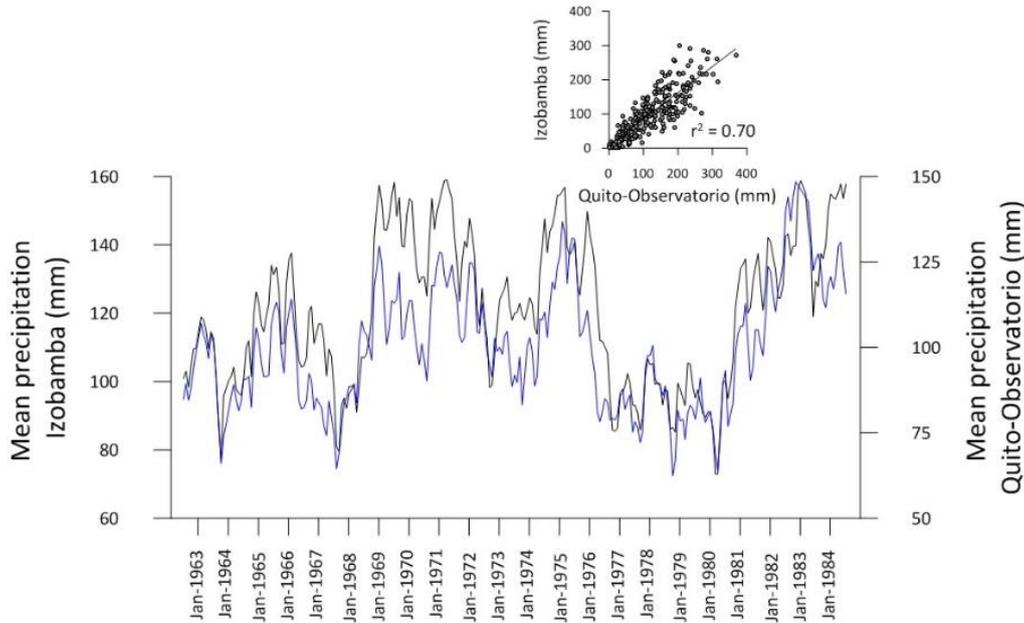


Figure 6.3. Relation entre les précipitations mensuelles mesurées à 50 km du site d'étude dans les stations Izobamba (trait noir) et Quito-Observatorio (trait bleu). La reconstruction des séries de précipitation a été faite pour la période d'étude 1956-2012. Le graphe inséré présente la régression linéaire calculée sur 275 mois entre janvier 1962 et décembre 1984.

Enfin, comme facteurs pouvant expliquer une part importante de la variabilité climatique à échelle globale, j'ai pris en considération l'oscillation australe (*El Niño Southern Oscillation*, ou *ENSO*) ainsi que l'Oscillation décennale du Pacifique (*Pacifique Decadal Oscillation* ou *PDO*). Ces deux paramètres du Pacifique ont été évoqués et expliqués dans la section 1.1 du chapitre I.

6.2 Le comportement des glaciers de l'Antisana expliqué par les facteurs locaux : morphologie et exposition

Au fil du temps, la réponse des glaciers aux forçages climatiques est reflétée par les fluctuations de la géométrie des glaciers. Ces variations ne sont pas forcément similaires d'un glacier à l'autre, car elles sont contraintes par la topographie des bassins versants. En Bolivie, Soruco *et al.* (2009a) ont cherché à corréliser le bilan de masse de 21 glaciers avec quelques paramètres géométriques propres à chacun des glaciers. Les auteurs ont conclu que l'altitude moyenne et l'orientation des glaciers sont les paramètres déterminants qui expliquent une part importante de la variabilité du bilan de masse entre les différents glaciers étudiés en Cordillère Royale.

À première vue, les variations des bilans de masse des glaciers de l'Antisana ne semblent pas être dépendants des caractéristiques géométriques des glaciers. Un traitement similaire à celui effectué en Bolivie ne donne pas de résultats concluants pour nos glaciers. En tous cas, les faibles corrélations trouvées entre le bilan de masse, d'une part, et des paramètres comme la surface moyenne, l'altitude moyenne et la position du front, d'autre part, ne semblent pas donner d'explication significative dans la variance des bilans ($r^2 = 0.2$).

En revanche, lorsque nous regardons les relations entre bilans de masse moyens et exposition des glaciers, nous trouvons une dépendance significative. La figure 6.4A montre le bilan de masse annuel de chaque glacier pour chaque période étudiée en fonction de l'exposition. Nous notons d'abord que dans l'ensemble, les glaciers réagissent en phase : quand le bilan baisse au cours d'un groupe d'années, il baisse pour tous les glaciers, et inversement. Il y a toutefois des variations qui sont singulières et qui perturbent cette réponse coordonnée, particulièrement durant les périodes extrêmement négatives et positives de notre série temporelle (1956-1978). Il y a aussi de notables déphasages qui s'observent sur quelques glaciers, comme par exemple sur l'Antisana 6 et l'Antisana 15.

Par ailleurs, la figure 6.4A montre que la dispersion constatée entre les glaciers selon leur exposition augmente pour les périodes où les bilans sont négatifs. Et inversement, il apparaît que l'effet de l'exposition s'atténue les années où les bilans sont positifs, comme au cours de la période 1965-1978 (Fig. 6.4A). Au cours de cette période, nous observons que les glaciers répondent de façon plus homogène quand le bilan de masse annuel est positif, et que l'on observe une avancée générale de leur front (voir section 4.3).

La figure 6.4B montre la dispersion du bilan de masse annuel moyen par période (sans considérer la période de bilan positif) en fonction de l'orientation des glaciers. On voit bien que la variabilité est similaire entre les glaciers Antisana 17, 4, 8, 12 et 15 ($\pm 0,5$ m eq. eau en moyenne). La variabilité la plus forte est des glaciers Antisana 6 et Antisana 13, $\pm 0,77$ m eq. eau et $\pm 0,63$ m eq. eau respectivement. Tandis que la plus faible variabilité est du Glacier Antisana (2,3) ($\pm 0,4$ m eq. eau en moyenne).

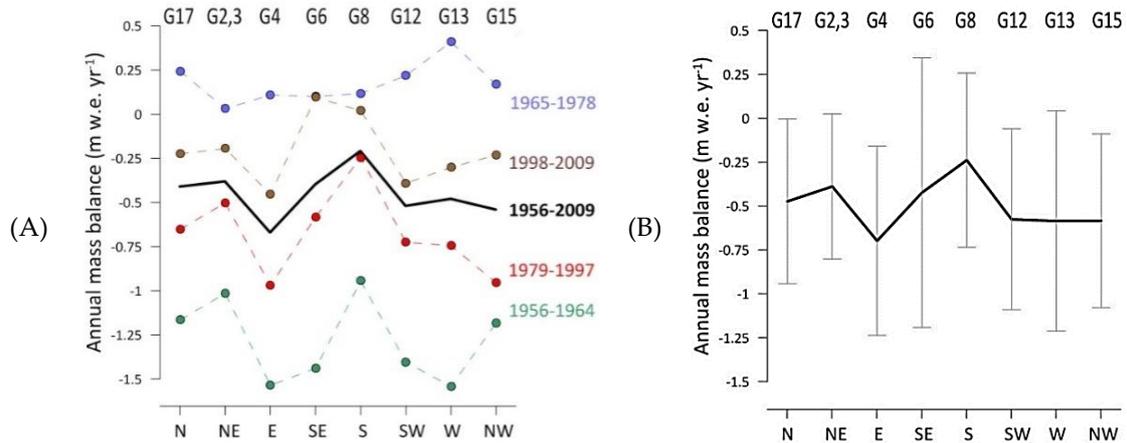


Figure 6.4. (A) Bilans de masse annuels moyens par glacier au cours de chaque période en fonction de l'exposition : 1956-1964 (points verts et ligne pointillée), 1965-1978 (points bleus et ligne pointillée), 1979-1997 (points rouges et ligne pointillée), et 1998-2009 (points bruns et ligne pointillée) ; et (B) Bilan de masse moyen pour 1956-2009 avec la variabilité de chaque glacier indiquée par un écart-type (1σ), sans prendre en compte la période de bilan de masse positive de 1965-1978. Le bilan moyen de la période 1956-2009 (trait ligne noire épaisse) et le nom de chaque glacier est marqué en haut.

Par la suite, nous verrons les enseignements que nous pouvons en tirer pour comprendre comment l'effet de la morphologie peut influencer l'ampleur de cette variabilité. Les caractéristiques de chaque glacier ont été répertoriées dans le tableau. 6.1. Nous pouvons distinguer les glaciers en trois catégories selon leur morphologie (Fig. 6.5) :

- (1) *Glaciers bien étendus sur leur versant* : leur zone d'accumulation est de même largeur que leur zone d'ablation. A l'équilibre, ces glaciers ont besoin d'une contribution significative des précipitations pour alimenter leur vaste bassin d'accumulation, car leur zone d'ablation est très exposée au rayonnement (elle est sans masque montagneux notable). Les glaciers Antisana 17, Antisana (2,3), Antisana 6, et Antisana 12 appartiennent à cette catégorie.
- (2) *Glaciers en forme de cônes* : les taux d'accumulation sont limités sur ces glaciers par le fait que leur zone accumulation est plus étroite que la zone d'ablation. Aussi, il est plus facile à ces glaciers d'atteindre l'équilibre si la zone d'accumulation parvient à haute altitude et que leur zone d'ablation n'est pas trop exposée à l'ensoleillement A cette catégorie, appartiennent les glaciers Antisana 4, Antisana 13, et Antisana 15.
- (3) *Glaciers de cirque* : morphologie très peu répandue sur ce volcan, que l'on retrouve seulement sur le glacier Antisana 8, qui occupe un large renfoncement, avec une partie peu inclinée et entourée de parois escarpées, avec une large zone d'accumulation par rapport à la zone d'ablation. Sa langue s'écoule vers l'aval en quittant le cirque sur peu

de distance, seule partie où elle est peu abritée de l'ensoleillement. Nous verrons par la suite que cette morphologie particulière confère à ce glacier un comportement spécifique.

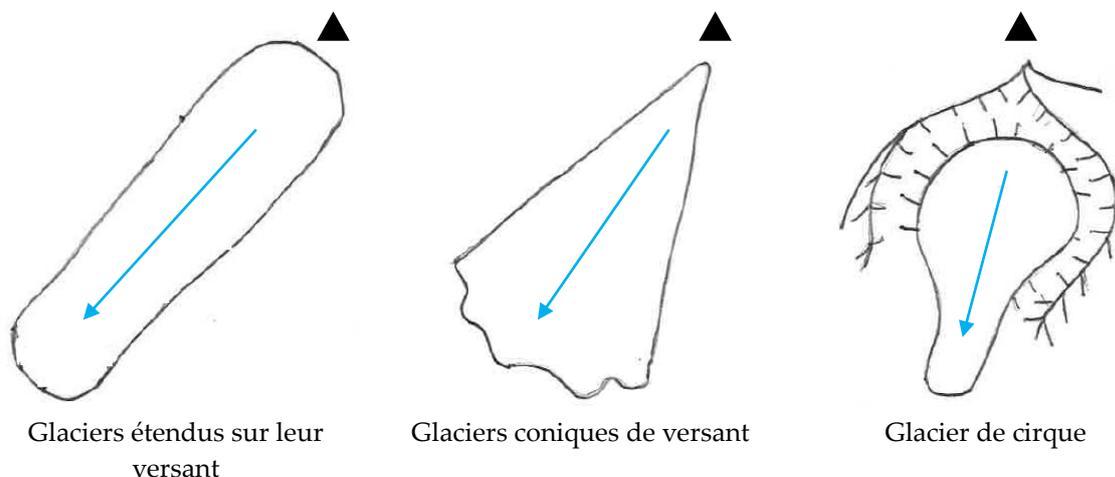


Figure 6.5. Schéma des catégories morphologiques des glaciers de l'Antisana. Le glacier de cirque est indiqué par Müller *et al.*(1977). Les triangles noirs montrent le sommet des glaciers et les flèches la direction de flux

6.2.1 Comment l'exposition et la morphologie du versant modulent le rayonnement incident et influent sur l'ablation

D'une part, l'énergie qui parvient à la surface est liée à la morphologie du glacier, c'est-à-dire à la pente et au masque montagneux ; d'autre part, l'ablation est fortement dépendante de l'albédo moyen, car ce dernier contrôle la quantité de rayonnement de courtes longueurs d'onde qui est absorbé par la surface du glacier. Pour analyser cet effet, l'ensoleillement potentiel et le bilan de masse moyen de la période 1956-2009 ont été comparés. Dans cette analyse, j'ai exclu les bilans de masse de la période 1965-1978 (bilan positifs), car l'effet de l'exposition est atténué au cours de ces années. La figure 6.6A montre une claire relation entre l'ensoleillement potentiel et le bilan de masse annuel moyen par rapport à l'exposition des glaciers au cours de la période d'étude 1956-2009. La figure 6.6B montre une anti-corrélation significative entre les deux variables ($r^2 = 0.56$; $p = 0.03$) : dès lors que l'ensoleillement potentiel est plus important, le bilan de masse devient plus négatif.

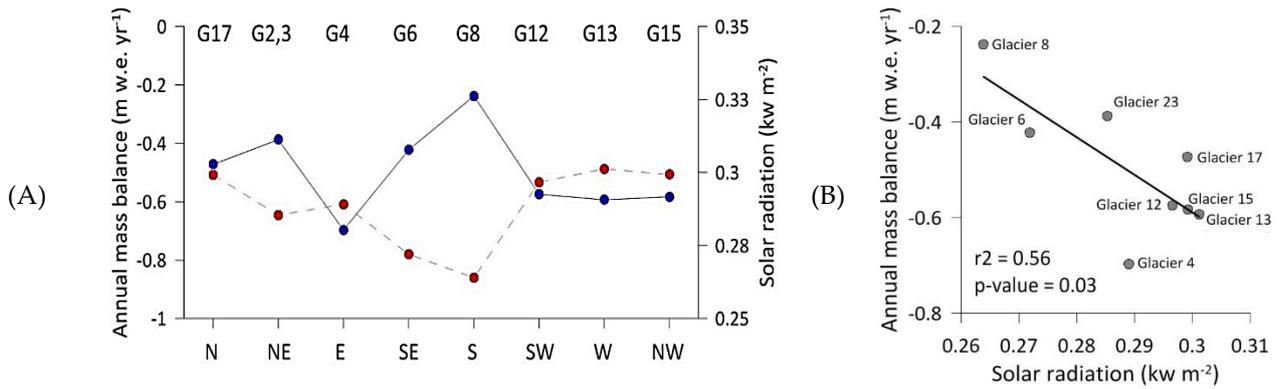


Figure 6.6. Les deux panneaux représentent : (A) la relation entre les variations des bilans de masse en m éq. eau par an (trait noir et cercles bleus) et l'ensoleillement potentiel (trait gris pointillé et cercles rouges) entre 1956-2009 ; et (B) la corrélation entre les deux variables. La relation est donnée en fonction de l'exposition des glaciers. Le nom de chaque glacier est marqué en haut. Dans cette analyse, nous n'avons pas pris en compte la période de bilan de masse positif 1965-1978

Il faut rappeler cependant que le modèle utilisé pour le calcul de l'ensoleillement potentiel ne prend pas compte un facteur de correction lié à la quantité d'énergie réfléchie par la surface, ainsi que les facteurs de correction pour la diffusion du rayonnement solaire par l'atmosphère, car nous ne disposons pas de données à cet égard.

Ainsi, la relation entre le cycle d'ensoleillement potentiel et la variabilité du bilan de masse moyen selon l'exposition des glaciers peut s'expliquer principalement par la morphologie des glaciers. Au vu de cette relation, deux groupes émergent dans notre échantillon de glaciers :

Groupe I : glaciers Antisana 12 ; 13 ; 15 ; 17 (Fig. 6.7).

- (1) L'ensoleillement potentiel reçu à la surface de ces glaciers est quasi constant (300 W. m⁻²). Ceci peut s'expliquer par le type de morphologie de ces glaciers, étendus sur leur versant et exposés pour les glaciers Antisana 12 et 17 et en forme de cônes exposés pour les glaciers Antisana 13 et 15 (Fig. 6.6, Tableau 6.1). Ces glaciers n'ont pas de zones abritées, car le masque montagneux les affecte peu ou pas du tout.
- (2) Les glaciers Antisana 12 (au sud-ouest), Antisana 13 (à l'ouest) et 15 (au nord-ouest) sont abrités des influences directes des flux humides d'origine amazonienne (voir section 1.2). Au cours de la période 1956-2009, ces glaciers semblent avoir une réponse très voisine au bilan de masse moyen de l'ensemble des glaciers, de l'ordre de -0,52 m éq. eau par an (Fig. 6.4A). Cependant, d'une période sur l'autre, les bilans de masse de ces glaciers semblent être assez contrastés. La variabilité du bilan de masse de l'Antisana 13 est plus

marquée que sur les autres glaciers (Fig. 6.4B). Ces disparités parmi les glaciers entre les périodes pourraient s'expliquer par leur différente exposition, mais aussi par leur morphologie (Tableau 6.1). Ainsi, selon la période de l'année, l'accumulation reçue à la surface de ces glaciers peut être d'origine convective (période des équinoxes) et donc plus également distribuée sur les différents versants du volcan ; ou venir avec les vents d'est violents d'Amazonie par effet orographique, comme c'est le cas durant les mois de juin à août : dans ce cas, c'est la position à l'égard de ces flux qui compte.

- (3) Le Glacier Antisana 17 (au nord) est le moins déficitaire du groupe (-0,41 m éq. eau par an) (Fig. 6.4A). Par rapport à la moyenne de l'ensemble des glaciers pour chaque période étudiée, il est passé d'une anomalie légèrement positive à une légèrement négative ; ce comportement peut être lié au contexte géographique. Il est dans une zone de transition entre les deux versants : il peut bénéficier des flux humides amazoniens et peut aussi présenter une position d'abri vis-à-vis des flux du sud-est. De plus, alors qu'il bénéficie d'un fort ensoleillement potentiel lors du solstice de juin (soleil vertical sur le tropique nord), cette période est marquée généralement par une très forte nébulosité entraînée par l'advection de l'air humide amazonien apportée par les vents d'est. Lors du solstice de décembre (« veranillo »), son ensoleillement potentiel est atténué, car se sont alors les versants sud, sud-est et sud-ouest qui reçoivent le plus d'énergie, et cela dans un contexte de plus faible nébulosité que JJA (« verano »).



Figure 6.7. Glaciers du groupe I orientés vers l'ouest : la photo à gauche montre le glacier Antisana 17. La photo à droite montre les glaciers Antisana 15 et 13. Photos Patricia Mothes, 21 mai 2011.

Groupe II : les glaciers Antisana 2,3 ; 4 ; 6 ; 8) (Fig. 6.8) sont des glaciers directement exposés aux flux humides amazoniens qui amènent le gros des précipitations qui intéresse l'Antisana (voir section 1.2).

- (1) L'ensoleillement potentiel a tendance à diminuer graduellement entre le nord-est, l'est et le sud jusqu'à atteindre son minimum sur le glacier Antisana 8. Il se trouve dans la gamme de 260-290 W m². Par leur morphologie, les glaciers Antisana 2,3 et Antisana 4 sont les plus exposés au rayonnement solaire incident (Fig. 6.8), tandis que les glaciers Antisana 6 et Antisana 8 ont une morphologie qui atténue l'apport du rayonnement (Fig. 6.8). Il existe une combinaison entre la morphologie de ces glaciers qui tend à atténuer la quantité de rayonnement solaire incident reçue, et l'exposition aux flux humides qui tend à augmenter la nébulosité et la quantité des précipitations.
- (2) Le glacier Antisana 2,3 (au nord-est, le glacier le plus grand de l'ensemble) descend plus bas que les autres glaciers et s'expose donc davantage aux conditions d'ablation du fait de cette basse altitude (Tableau 6.1). Mais il a aussi une vaste zone d'accumulation fortement exposée aux flux humides. Cette caractéristique pourrait expliquer le fait que la variabilité de son bilan de masse est plus faible (Fig. 6.4B). Son bilan de masse est -0,38 m éq. eau par an entre 1956 et 2009 (Fig. 6.4A).
- (3) Le glacier Antisana 4 (à l'est) a le bilan de masse le plus négatif parmi ce groupe, quelle que soit la période considérée (Fig. 6.4A) ; ceci vient apparemment de sa morphologie (Tableau 6.1). Sa forme conique limite la surface de sa zone d'accumulation, tout comme son altitude maximale bien plus basse que celle du sommet du volcan et ses pentes raides. Ces conditions font que ce glacier est très sensible à la fonte, on peut le voir car il est le glacier plus éloigné de relation ensoleillement/bilan de masse (Fig. 6.6B).
- (4) Le glacier Antisana 6 (au sud-est), est le plus escarpé de l'ensemble et il connaît une variabilité très forte (Fig. 6.4B). Son bilan de masse par période, comparé au bilan de masse moyen des glaciers pour chaque période, passe d'une anomalie très négative à une anomalie très positive au cours des quatre périodes entre 1956 et 2009. Cela peut s'expliquer par sa morphologie (large versant en pente raide), son altitude maximale est élevée et le recul du front des années précédentes a réduit la zone exposée à l'ablation. Ceci change le comportement de ce glacier. Le bilan de masse moyen est de -0,40 m éq. eau par an entre 1956 et 2009.
- (5) Le glacier Antisana 8 (au sud) présente un bilan de masse moins négatif que les autres glaciers, quelle que soit la période considérée (Fig. 6.4A). Pendant la période totale, il perd peu, avec un taux moyen de -0,21 m éq. eau par an. Sa morphologie de cirque profond va jouer en sa faveur : cela va limiter le rayonnement de courtes longueurs d'onde reçu par sa surface, car le masque orographique est important. D'une part, lorsque ce glacier accumule de la masse grâce aux flux humides provenant de l'Amazonie auxquels il est directement exposé, les chutes de neige vont tomber sur les

parois raides et partir en avalanches en direction du glacier, ce qui va générer un phénomène de suraccumulation. D'autre part, les ombres projetées par les parois sur le glacier vont atténuer les effets du rayonnement solaire incident, ce qui va limiter l'ablation. Ces traits font de ce glacier un glacier très réactif, comme nous l'avons souligné au chapitre V.

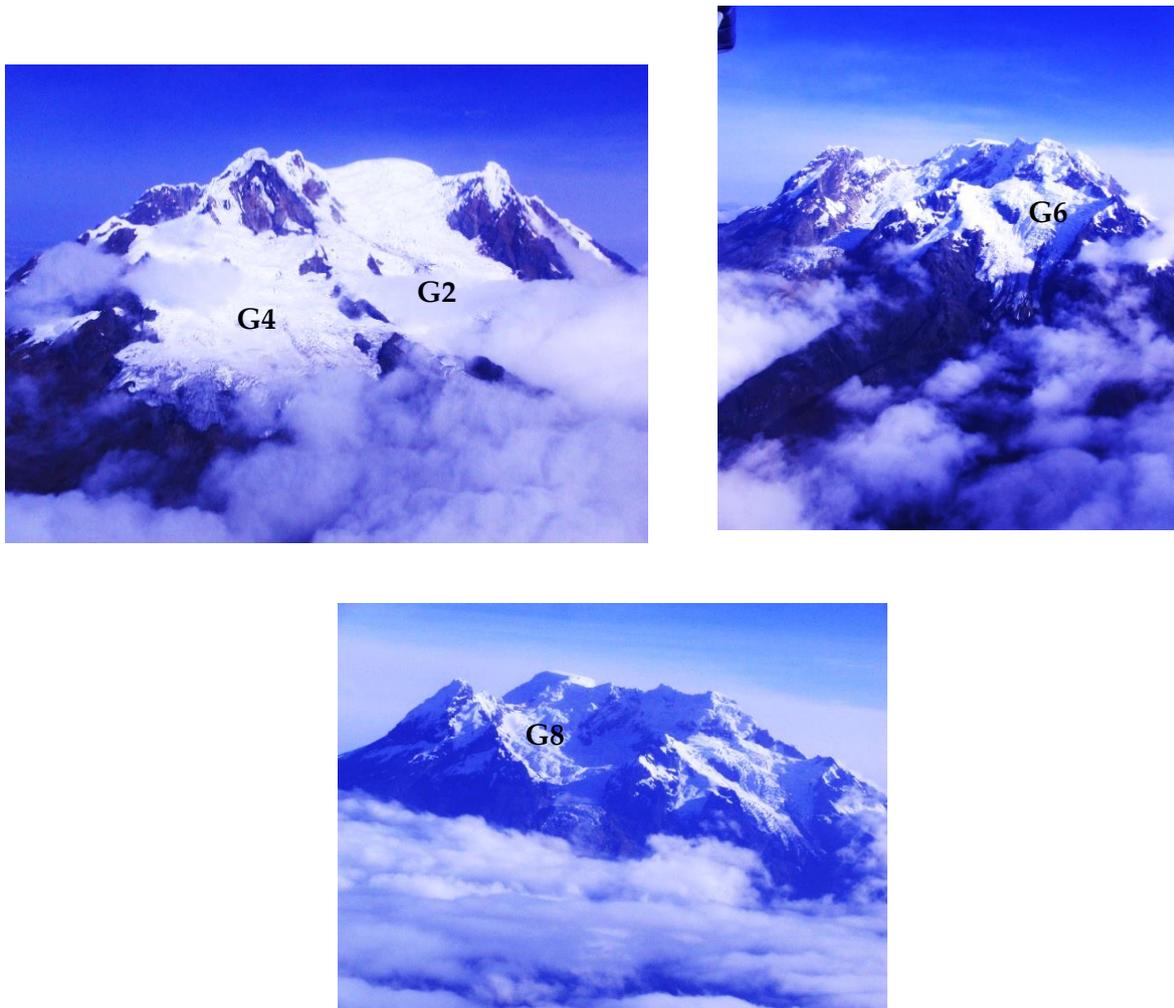


Figure 6.8. Glaciers du groupe II orientés vers l'est : les photos en haut, à gauche, montrent le glacier Antisana [2,3 ; 4] et à droite le glacier Antisana 6 ; en bas, le glacier Antisana 8. Les glaciers sont très exposés aux flux humides qui proviennent de l'Amazonie (Photos de P Mothes, 21 mai 2011)

Suite à ces observations, nous pouvons conclure que lors de chaque période, ces glaciers vont montrer une hétérogénéité dans les fluctuations de leur bilan de masse, laquelle peut être attribuée pour une part à la spécificité de leur morphologie. Cette variabilité spatiale du bilan de masse est plus marquée sur les glaciers du versant est. Ce trait vient d'une morphologie plus accidentée et hétérogène, dont le rôle est accentué par le fait

qu'arrivent sur ce versant de grandes quantités de précipitations, et que ces précipitations sont modulées à petite échelle par la complexité de la topographie que le volcan Antisana oppose à ces flux humides.

Néanmoins, comme nous l'avons montré au chapitre V, cette hétérogénéité de comportement n'empêche pas qu'émerge sur la période du demi-siècle étudiée un signal commun. Ce signal commun ne peut être expliqué que par les variations climatiques à plus grande échelle, c'est-à-dire au niveau régional (Andes, Pacifique, Amazonie). Nous verrons comment interpréter ce signal dans la section 6.3.

6.2.2 Pourquoi les bilans de masse exceptionnellement contrastés observés entre 1956-1978 n'ont-ils pas entraîné des fluctuations significatives du front des glaciers ?

Rappelons que les fluctuations de surface de la calotte glaciaire n'ont pas été remarquables entre 1956 et 1978, passant de 23,8 km² à 22,9 km², alors que les bilans de masse ont subi un comportement très contrasté à l'échelle de toute la période étudiée : ils sont très négatifs entre 1956 et 1964, et positifs entre 1965 et 1978. On peut légitimement se poser la question car, plus près de nous, sur la base des observations directes des glaciers Antisana 15 et 12, on voit que lorsque le bilan de masse est négatif ou positif deux ou trois ans, les glaciers réagissent presque immédiatement par un recul ou une avancée de leur front.

Lorsque l'on regarde à l'échelle de chaque glacier, les différences sont plus notables. Ainsi, les variations particulières à chaque glacier pourraient s'expliquer par la morphologie du bassin versant. Le recul récent des glaciers pendant les deux dernières décennies a découvert la topographie de leur substrat rocheux. Dans la plupart des cas, les zones frontales sont entourées par de puissants remparts morainiques latéraux et frontaux, lesquels dessinent un imposant vallum morainique très creux (Fig. 6.9). Cette caractéristique a été mesurée par les observations géodésiques sur les crêtes latérales et à la base de chaque bassin versant. A titre d'exemple, nous avons estimé que la dénivelée entre les crêtes des moraines et leur base au niveau de la zone proglaciaire est en moyenne de 45 m, tandis que la variation de épaisseur des glaciers mesurée entre 1956 et 2009 a été d'environ 50 m. Par ailleurs, on a constaté que la variation de la crête des moraines entre 1956 et 2009, liée à des processus d'érosion, est comprise dans l'incertitude des travaux géodésiques (± 1.1 m).

De ce fait, entre 1956 et 1978, le vallum morainique était complètement rempli de glace. Cela implique que dans la partie frontale des glaciers qui possèdent un tel vallum morainique, la masse perdue au cours de la période 1956-1964 a été récupérée lors de la période suivante 1965-1978, sans que l'on assiste à un déplacement horizontal notable du front des glaciers : la baisse ou le gain d'épaisseur a été manifestement plus importante que le déplacement horizontal des fronts. En d'autres termes, le vallum morainique peut être comparé à un réservoir qui se vide et se remplit, sans qu'apparaissent de grands déplacements horizontaux du front.

En effet, là où n'existe pas ce type de vallum morainique profond, comme sur les glaciers Antisana 17, Antisana 2,3 et Antisana 8, les fluctuations du front ont été plus marquées.

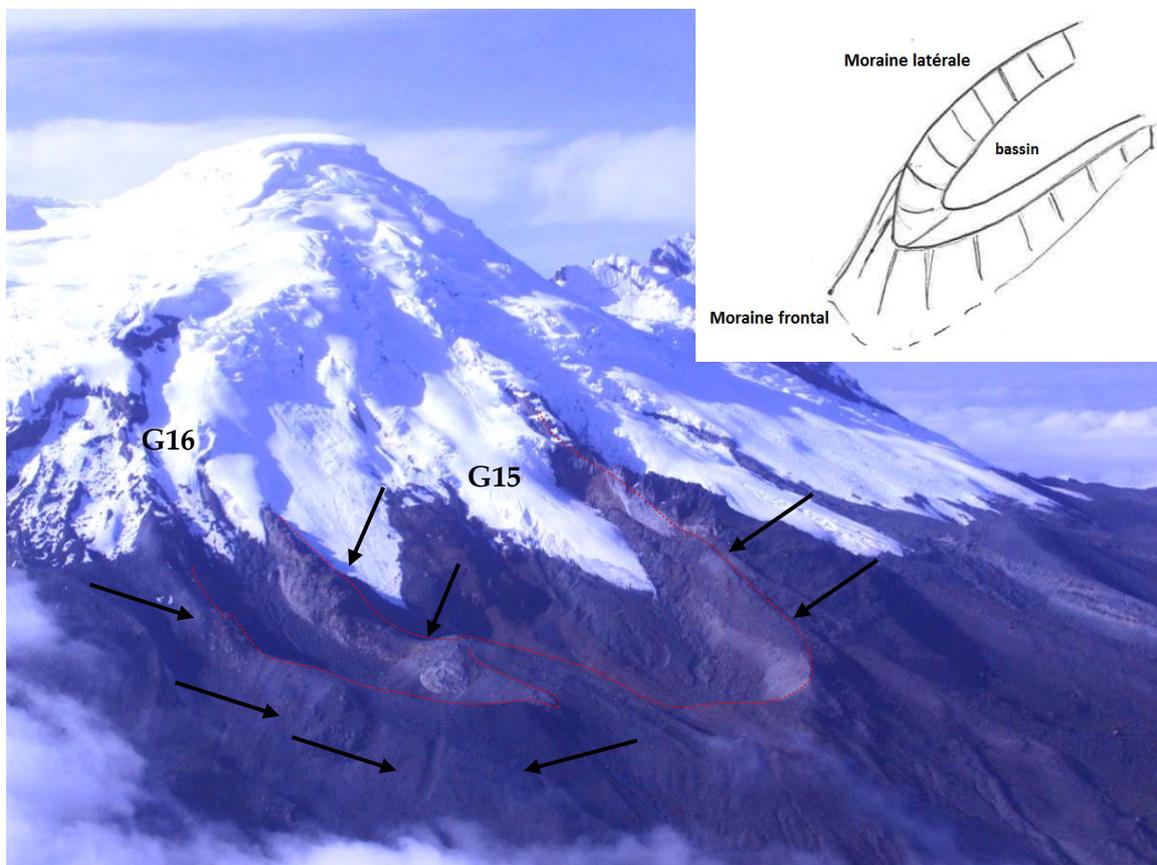


Figure 6.9. Schéma du vallum morainique de la partie frontale du Glacier Antisana 16 et Antisana 15 (pointillés rouge). Les flèches indiquent les moraines qui limitent le vallum.

6.3 Comportement des glaciers de l'Antisana en fonction du climat régional et de ses fluctuations

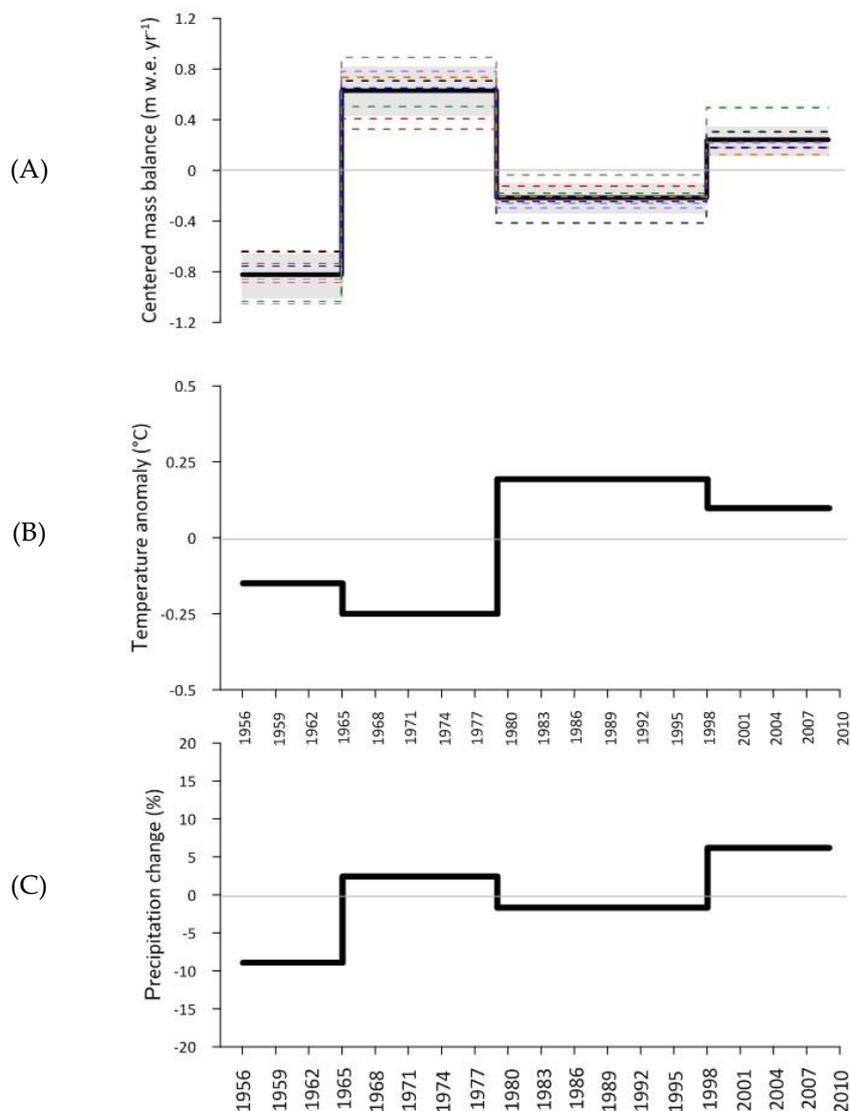


Figure 6.10. (A) Bilans de masse centrés des glaciers de l'Antisana, le trait noir gras représente la moyenne des bilans sur chaque période. En dessous, figurent les anomalies (écarts à la moyenne) : (B) Températures moyennes (trait noir gras) et (C) précipitations moyennes (trait noir gras). Le grisé dans le bilan de masse centré équivaut à un écart-type sur les périodes. Comme le bilan a été centré, les bilans de masse situés au-dessus et au-dessous de la ligne 0 n'impliquent pas que ces bilans soient positifs ou négatifs.

Les bilans de masse des glaciers de l'Antisana montrent des réponses similaires au cours des quatre périodes fixées par les photographies aériennes, qui sont, rappelons-le, 1956-1964, 1965-1978, 1979-1997 et 1998-2009. Ce signal commun ne peut être expliqué que par la variabilité climatique à échelle régionale. Cette variabilité peut être identifiée à partir des séries de température à proximité du Glacier Antisana 15 reconstruites à partir de

données de ré-analyse (TORE°C_(NCEP-NCAR)) et des données des précipitations à Quito, à 50 km de l'Antisana, (P-Izobamba_(QObs)). Précisons toutefois que la périodicité de l'information géodésique disponible crée un biais arbitraire dans la détermination des tendances climatiques spécifiques à chacune des périodes d'étude. Autrement dit, la périodicité des images dont nous disposons ne correspond pas forcément à la périodicité montrée par le climat ! Cependant, comme cette périodicité de l'information est d'ordre décennal, elle peut capturer une variabilité climatique établie sur un pas de temps comparable.

La figure 6.10 présente les bilans de masse centrés des glaciers et les anomalies des températures (°C) et des précipitations (mm) pour la période 1956-2009. Nous pouvons constater une bonne correspondance entre la variabilité décennale du bilan de masse et les fluctuations du climat, sauf pour la période 1956-1964 sur laquelle je reviendrai plus loin

Quelques caractéristiques peuvent être extraites à partir de cette comparaison :

1. *Période 1956-2009* : comme nous l'avons noté dans la section 4.3.3, le bilan de masse est déficitaire. Sur toute la période, les glaciers de l'Antisana perdent -0,45 m éq. eau par an. Cependant, ce comportement négatif n'est pas linéaire en fonction du temps, et l'on constate sur la période considérée des « sous-périodes » très contrastées (voir section 4.3.3).

La variabilité climatique montre quelques tendances générales au cours de cette période d'un demi-siècle. La température à la station (TORE°C_(NCEP-NCAR)), qui montre une moyenne annuelle d'environ $0,9 \pm 0,4$ °C, a connu une hausse de 0,08 °C par décennie (Fig. 6.11). Ceci est cohérent avec les tendances régionales observées par Vuille *et al.* (2015) et avec les tendances globales reportées dans le dernier rapport du IPCC (2013). Les précipitations ne montrent pas une tendance claire sur le demi-siècle, mais leur variabilité à l'échelle décennale est marquée. La moyenne annuelle des précipitations à Quito (P-Izobamba_(QObs)) est de 1432 mm (± 20 %). Cette valeur n'est pas loin de la moyenne annuelle observée sur l'un des pluviomètres installés sur le versant ouest du volcan Antisana (P-Glacier), qui est de 1100 mm/an entre 1995 et 2009. Il faut cependant remarquer que les précipitations estimées sur le versant est du massif de l'Antisana pourrait atteindre environ 2800 mm par an, selon des séries de météorologiques de l'INAMHI (Tableau 6.2). Cette forte variabilité spatiale a déjà été mentionnée au chapitre IV.

2. *Période 1956-1964* : on note le bilan de masse moyen le plus négatif de toute la période (-1,3 m éq. eau par an). Pourtant, cette période a été caractérisée par une anomalie négative des températures (0,15 °C). Pour les précipitations, l'anomalie est négative de 9 % par rapport à la moyenne globale (1956-2009). Il n'y a pas de relation claire entre le bilan très négatif et le contexte climatique, marqué surtout par les températures froides de cette période. Nous essaierons de donner quelques pistes plus loin pour expliquer ce paradoxe.
3. *Période 1965-1978* : au cours de cette période, les bilans de masse ont été légèrement positifs (0,2 m éq. eau par an en moyenne pour l'ensemble des glaciers étudiés), proches des conditions d'équilibre, mais très supérieurs à la moyenne de toute la période. Ces bilans de masse à peu près équilibrés semblent être plus cohérents avec la tendance climatique de la période. Un refroidissement de 0,25 °C combiné avec une augmentation de 3 % des précipitations par rapport à la moyenne offrent des conditions favorables : les chutes de neige plus fréquentes à la surface des glaciers sont favorables au maintien de l'albédo à des valeurs élevées, donc à une ablation réduite, ainsi qu'à une accumulation plus importante dans les zones hautes des glaciers.
4. *Période 1979-1997* : Cette période est dominée par des bilans de masse négatifs avec une perte de moyenne de -0,7 m éq. eau par an. Cette tendance a aussi été observée en Bolivie sur le Glacier Zongo, où il y a eu un important déficit de masse, égal à environ -0,6 m éq. eau par an entre 1975 et 1997 (Soruco *et al.*, 2009b). Cette période est caractérisée par une augmentation des températures d'environ 0,20 °C et une légère réduction des précipitations d'environ 2 %. D'un côté le déficit des précipitations peut se traduire aussi par un déficit de nébulosité, ce qui signifie un apport radiatif plus important. À la surface des glaciers, l'absorption du rayonnement de courtes longueurs d'onde a augmenté à cause de la baisse de l'albédo, corrélatif à des précipitations moins fréquentes et/ou tombant davantage en phase liquide. Cette situation est responsable d'une ablation importante sur cette période de 19 ans.
5. *Période 1998-2009* : nous avons affaire à une période légèrement négative (bilan de masse moyen de -0,2 m éq. eau/an). Ce type de bilan de masse moyen est cohérent avec la tendance climatique observée. La température est 0,10 °C supérieure à la moyenne 1956-2009, mais 0,10 °C plus froide que la moyenne de la période précédente. Les précipitations se sont accrues de 6 %. On peut supposer une couverture nuageuse plus fréquente sur le volcan, avec une diminution des températures qui fait baisser en altitude la limite pluie/neige et qui assure la présence d'une couche de neige plus durable, ce qui a pour effet d'augmenter l'albédo et de diminuer le bilan d'énergie de courtes longueurs

d'onde. Résultat, des taux d'ablation réduits. On reviendra plus loin sur le contexte climatique dans lequel le glacier a pu trouver une période de légère stabilité.

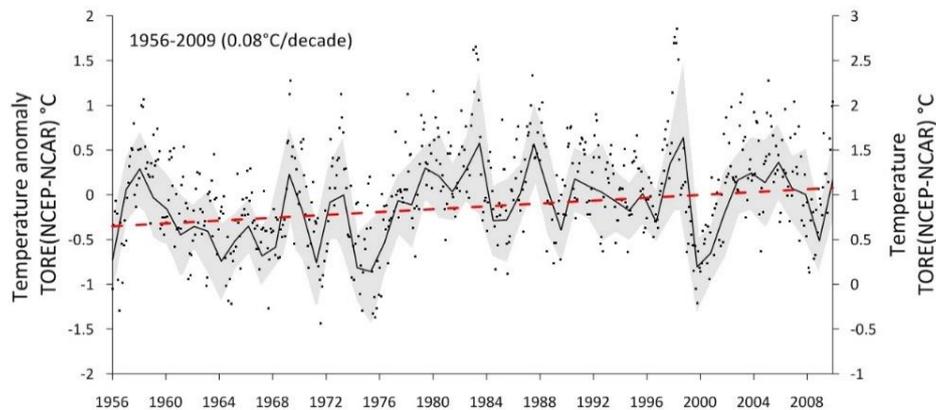


Figure 6.11. Températures moyennes mensuelles reconstruites à (TORE°C (NCEP-NCAR)) (points noirs) et moyenne annuelle (trait noir). L'axe de gauche montre les anomalies de température ré-analysées entre 1956 et 2012 et l'axe de droite montre la température observée. La tendance linéaire ajustée pour la période d'étude (trait rouge). Le gris montre 1 (σ) écart type des observations.

Afin d'analyser l'impact qu'a pu avoir la variabilité saisonnière à échelle interannuelle au cours de la période d'étude 1956-2009, les années ont été divisées en trimestres. Francou *et al* (2004) ont trouvé que la période clef qui explique la grande partie de la variance du bilan de masse annuel se situe autour des équinoxes, soit en mars-avril-mai (MAM) et en septembre-octobre-novembre (SON) (voir section 1.3). Durant ces trimestres, deux variables peuvent se combiner : un maximum d'insolation potentielle (le soleil est proche de la verticale dans le ciel) et des précipitations plus importantes en raison du double passage de la ZCIT. Ce surplus de précipitations est en général surtout observé durant (MAM).

D'après Francou *et al* (2004), deux situations peuvent expliquer le maximum atteint par la variabilité des bilans au cours de cette période : (1) Si les précipitations sont majoritairement solides (neige), car tombant dans un contexte froid, le manteau neigeux au sol va être permanent, ce qui, conjugué à une nébulosité constante, va provoquer une ablation faible à très faible : le fort ensoleillement potentiel de cette période n'aura donc pas d'effet sur le glacier, plus exactement, ne sera pas marqué par une ablation importante ; et (2) si les précipitations sont moins fréquentes et/ou tombant en phase liquide, le manteau neigeux à basse altitude sera très épisodique, ce qui, conjugué à une nébulosité plus faible, va doper l'ablation. Dans ce cas, la fonte va bénéficier davantage du fort ensoleillement de la période de l'équinoxe. De fait, à la suite de Francou *et al*. (2004), nous avons mis à jour le

calcul à partir des séries du bilan de masse glaciologique et peuvent considérer que les trimestres (MAM) et (SON) expliquent 93 % de la variance du bilan annuel entre 1995 et 2012.

En ce qui concerne les trimestres (JJA) et (DJF), qui tombent avec les deux solstices, on n'attend pas d'eux un impact significatif sur le bilan de masse annuel car ils correspondent à la période de l'année où l'apport radiatif au sommet de l'atmosphère est le plus faible sur l'équateur. De plus, en JJA, il y a de forts vents (Easterlies) qui apportent des précipitations par advection de la masse d'air humide amazonienne sur la barrière orographique des Andes, ce qui réduit l'ablation (beaucoup de nébulosité et davantage de sublimation) (Favier *et al.*, 2004b). En DJF, on peut avoir plus d'ablation, mais pas autant que durant (MAM) et (SON), quand les conditions favorables à l'ablation que nous avons citées sont réunies. Dans notre analyse, nous ne considérons pas les périodes (JJA et (DJF) parce qu'elles expliquent peu la variance du bilan annuel.

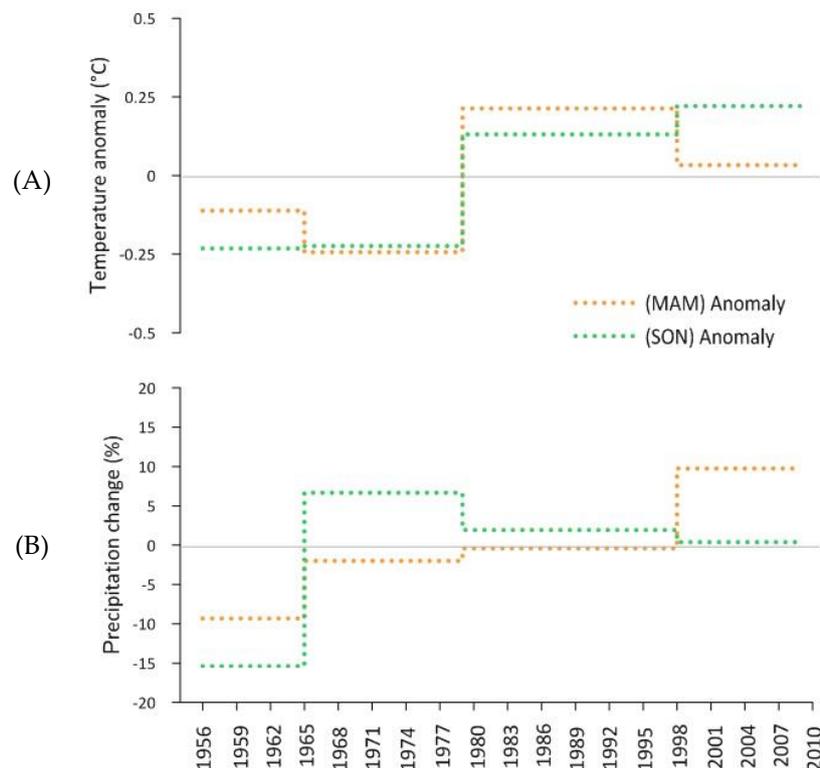


Figure 6.12. En parallèle les anomalies (écarts à la moyenne) : Anomalies des (A) températures ; et (B) des précipitations. Les trimestres MAM (trait orange pointillé) et SON (trait vert pointillé) sur la période 1956-2009.

La figure 6.12 présente une comparaison des anomalies des températures et des précipitations durant les périodes clefs (MAM) et (SON) pour la période 1956-2009. Nous pouvons tout d'abord identifier des caractéristiques climatiques particulières à chaque équinoxe de cette période d'étude :

- (1) En ce qui concerne les températures, il y a un changement d'une anomalie froide à une anomalie chaude à la fin des années 1970 ; mais le trimestre (MAM) montre une variabilité décennale semblable à celle de l'année, tandis que pour le trimestre (SON), il y a deux périodes, l'une avec une anomalie négative marquée mais une faible variation entre 1956 et 1978, et l'autre avec une anomalie positive mais une faible variation entre 1979 et 2009. On constate des évolutions contrastées entre les anomalies des trimestres (MAM) et (SON) entre 1956-1964 et 1998-2009. Entre 1965-1978 et 1979-1997, il y a une dispersion moins importante entre les anomalies sur les trimestres (MAM) et (SON). On verra plus loin que ce comportement peut être lié à des anomalies des températures des eaux de surface du Pacifique, notamment lors des épisodes ENSO.
- (2) En ce qui concerne des précipitations, la variabilité décennale est plus importante selon les périodes. Pour (MAM), cette variabilité est plus forte entre 1956-1964 et 1998-2009, tandis qu'entre 1965-1997 la variabilité est faible. Pour (SON), il y a une variabilité contrastée entre 1956-1964 et 1965-1978 et la variabilité devient plus faible entre 1979-2009.
- (3) *Période 1956-1964* : au cours des trimestres (MAM) et (SON), nous rencontrons un contexte plus froid avec un déficit des précipitations. Dans ces conditions, la couverture nuageuse est plus réduite, le rayonnement incident de courtes longueurs d'onde est absorbé par la surface des glaciers et la fonte devient plus importante. En plus, la baisse des températures peut entraîner des chutes sporadiques de neige, mais peu significatives, car le déficit des précipitations est fort durant cette période. Dans ce contexte, le glacier reste moins protégé par un manteau neigeux, l'albédo se dégrade et les glaciers fondent rapidement car ces périodes sont des périodes d'équinoxes. Cette situation est plus marquée autour de (SON) et elle pourrait conduire à des taux élevés d'ablation durant cette période.
- (4) *Période 1965-1978* : les températures ont connu des conditions plus froides en (MAM) et en SON. Les précipitations ont eu, cependant, un comportement contrasté entre les deux trimestres : au cours du premier équinoxe (MAM), les précipitations ont été proches des conditions normales, c'est-à-dire qu'il y a eu une forte probabilité que des précipitations solides tombent sur les glaciers. Une couche de neige a permis à la fonte de diminuer. Au

cours du second équinoxe (SON), les conditions ont été plus favorables pour les glaciers car, dans un contexte froid et plus humide, les chutes de neige ont été fréquentes. La nébulosité plus fréquente accompagnant les précipitations a pu contribuer à intercepter le rayonnement de courtes longueurs d'onde, allant dans le sens d'une diminution du bilan radiatif de courtes longueurs d'onde et donc de l'ablation.

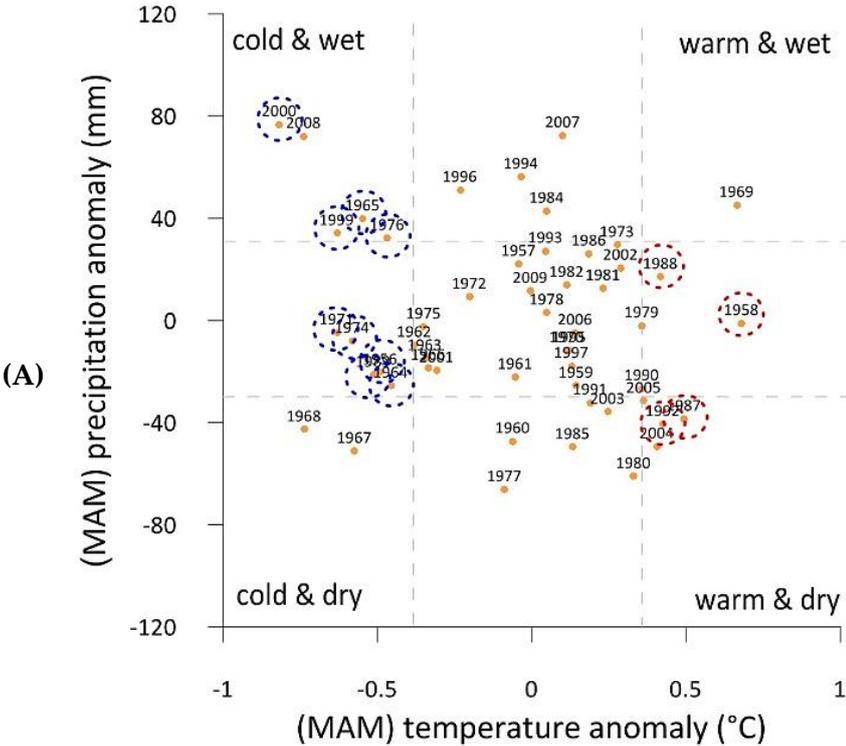
- (5) *Période 1979-1997* : nous nous trouvons dans un contexte plus chaud avec des précipitations variant peu pendant les équinoxes (MAM) et (SON). Même si on note sur l'année une légère diminution des précipitations (Fig. 6.12), pendant ces trimestres, c'est surtout la hausse des températures qui a privilégié la présence d'épisodes pluvieux et cette tendance a été plus marquée en (SON), où nous trouvons une augmentation modérée des précipitations.
- (6) *Période 1998-2009* : elle montre une situation contrastée entre les deux équinoxes : au cours de premier équinoxe (MAM), un contexte légèrement chaud mais très humide. Le second équinoxe (SON) montre des conditions chaudes et une stabilité des précipitations. En (SON), la hausse des températures va privilégier les précipitations liquides sur les glaciers et donc la fonte, et en (MAM) l'effet sera inverse car on note une baisse des températures. Cependant, si nous revenons à la figure 6.10, nous voyons que les précipitations ont en général augmenté de façon marquée pendant cette dernière période, ce qui est cohérent avec une augmentation de la nébulosité qui va masquer sur les glaciers le fort rayonnement solaire potentiel caractéristique de ces trimestres d'équinoxe. Les observations glaciologiques faites sur le Glacier Antisana 15 montrent de forts taux d'ablation dans la zone d'ablation ; de même les observations géodésiques indiquent une accumulation nettement plus importante que celle mesurée directement sur le terrain. Ces deux effets se compensent pour pousser les glaciers vers l'équilibre.

Ces explications restent essentiellement qualitatives et ne permettent pas d'envisager d'entrer dans les processus qui ont abouti à cette variabilité observée sur les bilans de masse. Ceci, faute de données sur d'autres glaciers que le Glacier Antisana 15 α pour la période postérieure à 1995.

On peut envisager à présent d'analyser cette variabilité des bilans et des variables températures et précipitations dans le contexte régional qui lie les Andes tropicales internes aux anomalies thermiques du Pacifique. Le Pacifique subit des phénomènes d'ampleurs décennale et multi décennale qui mettent en jeu la température superficielle de ses eaux et la circulation atmosphérique sur l'ensemble du bassin. Ces phénomènes sont l'ENSO, d'une

part, qui induit une variabilité haute fréquence (sur moins de 10 ans, en général sur 3-7 ans), et la PDO qui est un phénomène bas fréquence (sur 15-25 ans). Nous avons présenté ces modes oscillatoires dans la section 1.1. Comme les périodes étudiées ici sont marquées par des modes contrastés du Pacifique, il est légitime de vouloir rapprocher la variabilité constatée sur les bilans de masse des glaciers de l'Antisana et ces événements ayant eu lieu dans le Pacifique.

En restant toujours sur les équinoxes (MAM et SON), qui sont des périodes clés pour les bilans de masse des glaciers, nous avons cherché à relier les anomalies de températures et de précipitations dans les Andes équatoriennes pour identifier des années où ces anomalies peuvent coïncider (Fig. 6.13). Cette coïncidence (chaud et sec *versus* froid et humide) a pour effet de produire sur les glaciers des bilans contrastés, positifs ou négatifs.



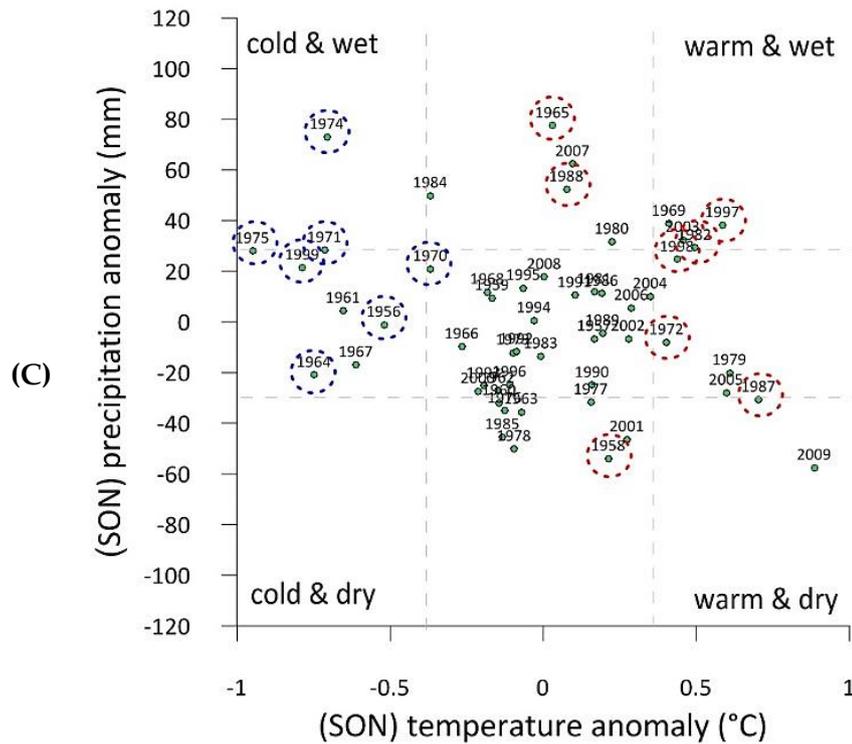


Figure 6.13. Relation entre les anomalies de températures ($^{\circ}\text{C}$) et les anomalies de précipitations (mm) pour chaque trimestre : (A) MAM (points orange) ; et (B) SON (points verts), entre 1956-2009. Les années ENSO chaudes (froides) *El Niño* (*La Niña*) sont indiquées avec les cercles rouges (bleus). Le trait gris pointillé montre 1 (σ) écart type des trimestres entre 1956-2009. (Modifié d'après Vuille *et al.*, 2008)

Que nous révèle cette analyse ?

- (1) Les phases froides de l'ENSO (*La Niña*) : les conditions froides prédominent, avec pour les précipitations, des conditions qui vont de légèrement en-dessous de la moyenne à très au-dessus des moyenne (conditions très humides).
- (2) Les phases chaudes de l'ENSO (*El Niño*) : les conditions chaudes prévalent, mais il n'y a pas vraiment de tendance pour les précipitations, c'est-à-dire que les conditions peuvent aller de moins humides à très humides.
- (3) Au cours des périodes 1956-1964 et 1998-2009, on a eu alternativement des épisodes intenses chauds/froids (*El Niño*/*La Niña*) (Fig. 6.13). On peut distinguer en (MAM) l'année *La Niña* très intense de 2000 et *El Niño* très intense de 1998. Ces conditions thermiques contrastées peuvent entraîner une variabilité différente entre (MAM) et (SON) (Fig. 6.12).
- (4) Au cours de la période 1965-1978, les conditions froides et légèrement moins humides sont les caractéristiques de (MAM), tandis que les conditions froides et plus humides

marquent (SON) (Fig. 6.12). Cette période d'avancée généralisée des glaciers a été renforcée par une présence plus fréquente de phases froides de l'ENSO (La Niña) (Fig. 6.13).

- (5) Au cours de la période 1979-1997, il y a eu des conditions chaudes et moins humides en (MAM) et (SON) (Fig. 6.12). Cette période est liée à la présence plus fréquente d'épisodes ENSO (El Niño). L'année El Niño très intense de 1983 ressort très nettement durant (MAM) (Fig. 6.13). Sur cette période, les glaciers ont eu des taux d'ablation élevés et cela est en rapport avec l'occurrence d'épisodes chauds intenses, fréquents et parfois de longue durée dans le Pacifique.

Comme nous l'avons mentionné ci-dessus, entre 1965-1978 et entre 1979-1997, les températures ont été plus homogènes entre MAM et SON, avec des conditions fréquemment froides, et des conditions fréquemment chaudes, respectivement. Ces conditions coïncident avec la variabilité multi-décennale du Pacifique (PDO), la première (1965-1978) surtout négative (PDO-) et la seconde positive (PDO+). La figure 6.14 montre la relation entre le bilan de masse centré et la PDO. On voit bien que lors de la phase négative de la PDO, les bilans de masses ont tendance à être positifs, et que lors de la phase positive de la PDO, ils sont plutôt déficitaires. Après El Niño 1997/1998 se produit un changement de phase de la PDO (Vuille *et al.*, 2015), ce qui est aussi cohérent avec l'avènement de conditions plus équilibrées sur les glaciers. Autant dire que, sur le long terme, les glaciers de l'Antisana ont un comportement réglé sur les variations de températures du Pacifique, comme cela a été déjà souligné avant nous.

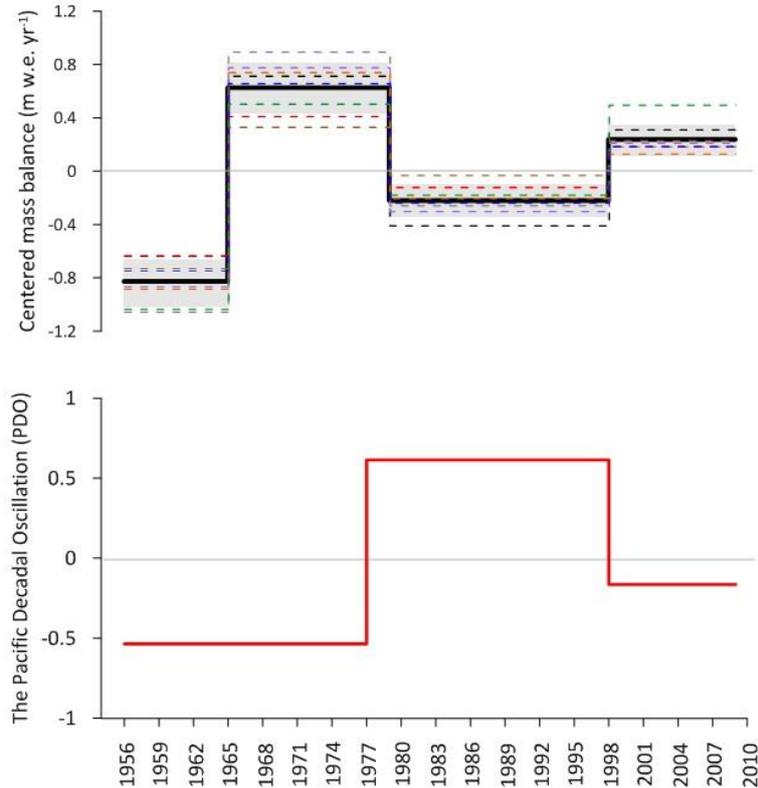


Figure 6.14. Bilans de masse centrés des glaciers de l'Antisana : le trait noir en gras représente la moyenne des bilans sur chaque période. En dessous, l'Oscillation décennale du Pacifique (PDO).

6.4 Relation entre bilan de masse et évolution des surfaces glaciaires.

On sait que sur la plupart des glaciers du monde, les bilans de masse sont rarement corrélés dans le temps court (moins de dix ans) aux surfaces glaciaires, parce la dynamique des glaciers introduit un temps de réaction, qui peut être de plusieurs décennies (Franco et Vincent, 2007). Sur les glaciers de l'Antisana, ce temps de réaction est court, comme le montre la corrélation significative ($r^2 = 0,55$; $p\text{-value} = 0.03$) trouvée entre les bilans de masse et les surfaces perdues par les glaciers au cours de la période totale 1956-2009 (Fig. 6.15). Ceci est sans doute en rapport avec la morphologie des glaciers (glaciers tempérés, en pente raide, de topographie peu complexe, et d'une longueur limitée (moins de 3 km). On peut aussi, à titre d'hypothèse, ajouter que le très fort gradient du bilan noté dans la zone d'ablation, et la forte accumulation constatée dans la zone haute peuvent contribuer à diminuer le temps de transfert de masse entre le haut et le bas des glaciers : une forte masse à évacuer en haut, un « appel au vide » provoqué par un accroissement important de l'ablation en direction du front du glacier. Cependant, cette hypothèse ne peut être vérifiée qu'en étudiant la dynamique de ces glaciers, ce que nous n'avons pas prévu de faire dans cette thèse.

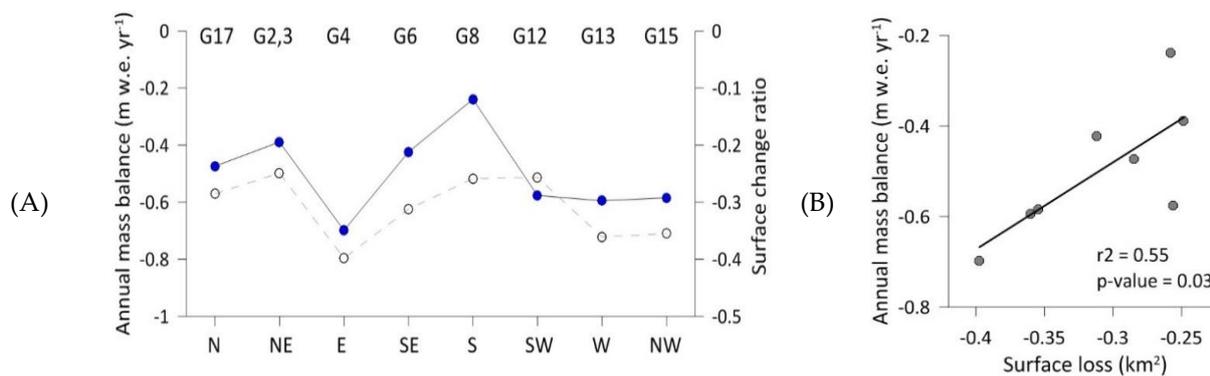


Figure 6.15. Les panneaux représentent : (A) La variation des bilans de masse en m éq. eau par an (trait noir et cercles bleus) et la quantité de surface perdue (trait gris pointillé et cercles blancs) entre 1956-2009 ; et (B) Corrélation entre les deux variables. La relation est donnée en fonction de l'exposition des glaciers. Le nom de chaque glacier est marqué en haut.

6.5 Conclusions du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons tenté de déterminer quels sont les facteurs déterminants qui interviennent dans la réponse des glaciers de l'Antisana à la variabilité climatique. Sur cette période 1956-2009, nous l'avons fait en utilisant des variables qui nous ont été accessibles : 1) pour expliquer les différences de comportement entre glaciers, nous avons pris en compte d'une part l'exposition, où se croisent l'effet de l'angle d'incidence du rayonnement direct au cours de l'année et celui des flux humides d'origine amazonienne, et d'autre part la morphologie de ces glaciers, en particulier leur forme générale et leur degré d'encaissement dans la topographie du volcan ; et 2) pour rendre compte de la variabilité des bilans apparue sur les périodes déterminées par la disponibilité de l'information photogramétrique entre 1956 et 2009, nous avons utilisé des variables climatiques simples : les températures et les précipitations.

En examinant les facteurs locaux, nous voyons que les glaciers exposés à l'ouest ont un comportement homogène. Il s'agit de glaciers ayant une morphologie similaire et qui sont abrités vis-à-vis des flux humides amazoniens. En revanche, les glaciers exposés au versant est (amazonien) ont un bilan de masse qui montre une variabilité spatiale plus importante. Cela tient à la morphologie très hétérogène de ces glaciers (pentes raides, formes en cirques encaissés, variations de l'altitude du sommet). Ce secteur reçoit des précipitations plus fortes (sans doute le double du versant ouest, mais cela reste à documenter) et est soumis à une nébulosité plus constante, ce qui explique les basses altitudes auxquelles parviennent le front des glaciers (200-300 m plus bas que les fronts des glaciers ouest).

Dans un deuxième temps, nous avons montré que ces facteurs locaux ne parvenaient pas à masquer le fait que, sur le long terme, les glaciers de l'Antisana ont réagi en phase vis-à-vis de tendances climatiques régionales et globales. Dans ce signal commun, les bilans de masse ont connu des périodes de forts déficits et des périodes de stabilité qui s'expliquent par la variabilité climatique. Le climat de la région de l'Antisana, en conformité avec la variabilité de la région, est influencé par les modes du Pacifique (phénomènes ENSO et mode PDO). Cette variabilité concerne en premier lieu la température atmosphérique, et dans une moindre mesure les quantités de précipitations. Ce sont les périodes des équinoxes qui transmettent le mieux cette variabilité, ce qui nous a amené à nous focaliser sur les trimestres (MAM) et (SON). Les périodes dominées par La Niña, froides et marquées par des précipitations fréquentes, génèrent des bilans de masse équilibrés voire légèrement positifs, comme par exemple la période 1965-1978. En revanche, les périodes dominées par El Niño coïncident avec des bilans de masse négatifs, tels que ceux de la période 1978-1997, car elles montrent une anomalie positive des températures et une anomalie plutôt négative des précipitations. Les périodes 1956-1964 (bilans de masse très négatifs) et 1997-2009 (bilans de masse proches de l'équilibre) sont plus difficiles à interpréter au pas de temps qui nous est imposé, car elles montrent alternativement des situations chaudes et froides. Le recul des glaciers sur la période est marqué, avec un bilan de masse moyen de $-0,45$ m éq. eau par an. Ce recul général, qui a touché tous les glaciers du volcan, est associé à une hausse globale des températures sur la période, tandis que l'effet des précipitations est certainement très important pour les glaciers de cette calotte mais reste méconnue.

Conclusion et perspectives

L'étude des glaciers est une des clefs importantes pour comprendre la variabilité climatique à l'échelle de temps décennale et multi-décennale dans les régions tropicales. Elle vient aussi palier la rareté des stations météorologiques et hydrologiques aux altitudes dépassant les 4000 m pour documenter les effets du changement climatique et l'impact que ces derniers peuvent avoir sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants de montagne et sur la ressource en eau. Alors que les glaciers de Bolivie et du Pérou, dans la région tropicale andine externe, ont déjà fait l'objet de nombreuses études et synthèses approfondies (concentrées surtout autour du Glacier Zongo en Bolivie, 16°S), ceux de la zone tropicale interne (Equateur et Colombie) ont été jusqu'à présent moins étudiés. Les études se sont focalisées en Equateur depuis 1995 et le début des années 2000 sur les bilans de masse et les bilans d'énergie du Glacier Antisana 15. Cependant, on manquait de vision générale sur tous les glaciers de ce volcan pour juger de la représentativité de ce glacier choisi en 1994 pour une surveillance à long terme. Seuls quelques glaciers d'Equateur (dont le Cotopaxi et le Chimborazo) ont été étudiés avec une perspective multi-décennale à partir d'une approche géodésique pour quantifier leurs reculs, mais ces études n'ont pas été accompagnées d'analyses poussées pour mettre en perspective ces reculs avec des variables locales (exposition, morphologie) et régionales (réponse à l'évolution multi-décennale du climat). Enfin, les bilans de masse recueillis sur le Glacier Antisana 15 par un suivi de terrain n'avaient pas encore reçu de vérification croisée par d'autres méthodes, comme cela a été le cas sur le Zongo (Soruco *et al.*, 2009b).

Cette thèse s'insère dans les programmes conduits par l'équipe Great Ice de l'IRD, puis par le LMI Great Ice pour comprendre la réponse des glaciers des Andes tropicales à l'évolution du climat depuis les années 1970 et estimer l'impact de leur recul sur la ressource, en particulier l'approvisionnement en eau de la ville de Quito.

Ce travail, basé sur une étude photogrammétrique de quelques glaciers répartis sur les diverses expositions du volcan et portant sur une période d'un peu plus de 50 ans, a permis des avancées dans plusieurs domaines, nous en retiendrons deux principaux.

(1) *Réévaluation des bilans de masse sur le Glacier Antisana 15 α* : alors que ce glacier est devenu le glacier de référence pour toute la zone tropicale interne (et pas seulement dans les

Andes), le bilan de masse quantifié à partir des mesures directes de l'ablation et de l'accumulation était entaché d'erreurs systématiques. Sur la période commune de la géodésie et de la glaciologie de terrain, soit sur l'intervalle 1998-2009, nous avons constaté que le bilan de masse déterminé par la méthode géodésique était environ 4,66 m éq. eau moins négatif que le bilan de masse découlant de la méthode glaciologique. Une étude précise des incertitudes a été conduite afin d'identifier l'origine de la disparité entre les deux bilans. Il a été conclu que cette large différence entre les deux méthodes vient surtout d'erreurs systématiques commises dans les mesures d'accumulation à haute altitude. Ces erreurs viennent de la difficulté à identifier la couche de neige qui s'est accumulée en cours d'année, car il n'existe pas de marqueurs pertinents pour localiser le début et la fin de la période d'accumulation. Cela est dû à la quasi absence de saisonnalité dans les précipitations, ce qui rend en quelque sorte « invisible » l'année hydrologique dans la stratigraphie de la neige. Ainsi, on a pu estimer que l'accumulation avait été sous-estimée d'environ 70 %. Cette donnée a été confirmée à travers une estimation du flux de glace (vitesse et épaisseur) en haut de la zone d'ablation. Ce fait nouveau montre que les régions sommitales de l'Antisana pourraient recevoir près de 2 mètres équivalent en eau sous forme de neige et de givre. Ce résultat a des conséquences majeures pour tout calcul futur d'un bilan hydrologique au niveau du massif.

- (2) Contribution à la connaissance de la relation entre l'évolution des glaciers de l'Antisana et la variabilité climatique au cours de la seconde moitié du XXe siècle. Pendant le dernier demi-siècle, nous avons observé des bilans de masse déficitaire qui s'élève en moyenne à -0,45 m éq. eau par an. Cependant cette perte de masse n'est pas linéaire en fonction du temps, mais se trouve être affectée d'une variabilité décennale importante. Bien que la périodicité adoptée soit calée sur la disponibilité des documents photographiques, nous avons mis en évidence des évolutions contrastées au cours de ces périodes étudiées.
 - a. Les bilans les plus contrastés sont apparus au début de la période d'étude, c'est-à-dire entre 1956-1964 et 1965-1978 : ce sont des bilans de masse moyens très déficitaires dans le premier cas ($-1,3 \pm 0,2$ m éq. eau par an) et des bilans de masse moyens proches de l'équilibre dans le second cas ($+0,2 \pm 0,04$ m éq. eau par an). Suivent : une période très déficitaire de 1978 à 1997 ($-0,7 \pm 0,07$ m éq. eau par an), classiquement observée dans les Andes tropicale à partir des années 1976-1980, qui signale un changement important dans le climat andin ; puis un retour à des bilans

proches de l'équilibre ($-0.2 \pm 0,04$ m éq. eau par an) pour la période la plus récente 1998-2009 dans les Andes équatoriennes.

- b. Cette variabilité est pareillement observée sur tous les glaciers étudiés sur l'Antisana, elle peut donc être considérée comme la réponse commune de ces glaciers à un signal climatique fort au niveau régional. Ce signal traduit une variabilité des températures qui est étroitement liée aux anomalies chaudes et froides des eaux superficielles du Pacifique central (mode ENSO). L'influence de l'ENSO avait déjà été documentée sur le Glacier Antisana 15 par Francou *et al.* (2004) et Vuille *et al.* (2008) mais il est confirmé sur notre échantillon de glaciers et sur une période plus longue (plus de 50 ans au lieu de moins d'une décennie). Nous ajoutons, grâce à notre série longue, l'influence que joue la PDO, un mode déjà documenté au niveau des Andes tropicales par plusieurs études sur le climat (par exemple Seiler *et al.*, 2013 en Bolivie).
- c. Si les glaciers répondent globalement au même signal durant ce demi-siècle, l'exposition et la morphologie introduisent un « bruit » que l'on peut mettre en évidence sur des pas de temps courts, de l'ordre de la décennie (nous ne pouvons pas aller en deçà avec nos données). Les glaciers orientés à l'est reçoivent de plein fouet les flux humides d'Amazonie, et ces précipitations plus importantes et une nébulosité très présente leur valent de descendre 200 m à 300 m plus bas en altitude. Couplé à ce facteur, la complexité des morphologies sur ce versant Est, plus accidenté et raide, provoque des différences notables de réponse entre les glaciers de ce versant, selon leur pente, leur forme en cirque encaissé ou au contraire leur surface étendue et régulière bien exposée à l'insolation. On a identifié le Glacier Antisana 17 comme le glacier évoluant le plus dans « la tranche moyenne » des glaciers de l'Antisana, ce qui lui donne un intérêt potentiel particulier en termes de surveillance sur le long terme.

Des nouvelles questions et de futures pistes de recherche dérivent de ce travail, que je peux résumer en trois points :

- (1) Afin de mieux appréhender comment le comportement présent (et futur) des glaciers varie(ra) d'un versant à l'autre, il serait intéressant de réaliser une étude durant quelques années sur un glacier du versant est de l'Antisana. Les candidats possibles pour cette surveillance limitée en temps seraient le Glacier Antisana 17 (au nord) et/ou le Glacier Antisana 2,3, au nord-est. On pourrait y installer une rangée de balises au centre

disposées en transect entre le front et la ligne d'équilibre moyenne, avec quelques balises latérales. Cela permettrait de mesurer le coefficient d'activité, qui peut être différent de celui mis en évidence sur le Glacier Antisana 15. Une lecture de ce réseau sur un pas de temps trimestriel serait envisageable sans réclamer une logistique déraisonnable. Ces observations pourraient être accompagnées de mesures météorologiques grâce à l'installation d'une station automatique au pied du Glacier 17 ou 2,3, avec au minimum des capteurs de température, d'humidité, de radiation globale, de vent, accompagnés de deux ou trois pluviomètres (et pluviographes) de différents types. Sans oublier une station hydrologique sur un des torrents émissaires. Ces travaux futurs peuvent se faire avec l'implication des institutions nationales qui participent au programme et aussi la présence d'autres chercheurs, comme Luis Maisincho, qui travaille actuellement sur la modélisation glaciologique à l'échelle de tout le massif de l'Antisana.

- (2) Nous avons souligné au cours de cette étude que les gradients de précipitations restent très méconnus sur le massif. Ceci a conduit à la mauvaise estimation du bilan de masse du Glacier Antisana 15 α depuis le début du programme. Une augmentation des précipitations solides peut en partie expliquer la période de bilans de masse proches de l'équilibre entre 1998 et 2009. Pour pallier l'incertitude sur l'estimation de l'accumulation et pour documenter le cycle des précipitations en haute altitude, il est proposé un protocole de mesures qui comprendrait l'installation de balises d'accumulation mesurées selon un pas de temps trimestriel (MAM, JJA, SON, DJF). Il est essentiel de connaître l'accumulation sur les hautes pentes de l'Antisana, et cela peut être fait en quelques endroits favorables : plateau sommital à 5705 m, sommet du Glacier Antisana 17 vers 5600 m, qui est en pente douce jusqu'à 5300 m et qui est jointif du Glacier Antisana 15 (ce dernier est trop accidenté dans sa zone d'accumulation pour y faire des mesures suivies).
- (3) Finalement, afin de comprendre la réponse des glaciers aux bilans, eux-mêmes dérivant directement de la variabilité climatique, il sera nécessaire d'aborder les questions de dynamique sous l'angle de la modélisation. Ceci peut se faire : i) en connaissant les vrais taux d'accumulation à haute altitude ; ii) en mesurant les vitesses superficielles d'écoulement de la glace depuis la ELA moyenne jusqu'au front (données disponibles sur le Glacier 15) ; iii) en connaissant les épaisseurs de glace en plusieurs points entre le front et le sommet grâce à des campagnes RADAR (plusieurs ont déjà été conduites au sommet et sur la zone d'ablation du Glacier Antisana 15).

Toutes les acquisitions d'images à haute résolution provenant de satellites, de photographies aériennes, de LiDARs terrestres ou aéroportés, devront être recherchées dans

le contexte de la coopération internationale (déjà en cours) pour compléter ce travail, car je pense avoir démontré, au cours de cette étude, l'intérêt des méthodes géodésiques comme complément aux méthodes de terrain.

Annexe A

Huit ans de bilan de masse de terrain sur le Glacier Antisana 12 « Los Crespos » (2015-2012)

Etant donné l'intérêt qu'il y a de connaître la contribution hydrique du glacier Antisana 12 « Los Crespos » aux bassins versant qui fournissent de l'eau au système d'approvisionnement de la ville de Quito, le service de surveillance SO/SOERE GLACIOCLIM a décidé d'intégrer ce glacier au réseau d'observation et de l'instrumenter (Fig. A.1). Le glacier Antisana 12 a une surface de de 1,7 km² et une longueur de 2,3 km. Situé sur le côté sud-ouest de la calotte, il représente 56% de la surface totale du bassin versant *Los Crespos* (3,0 km²).

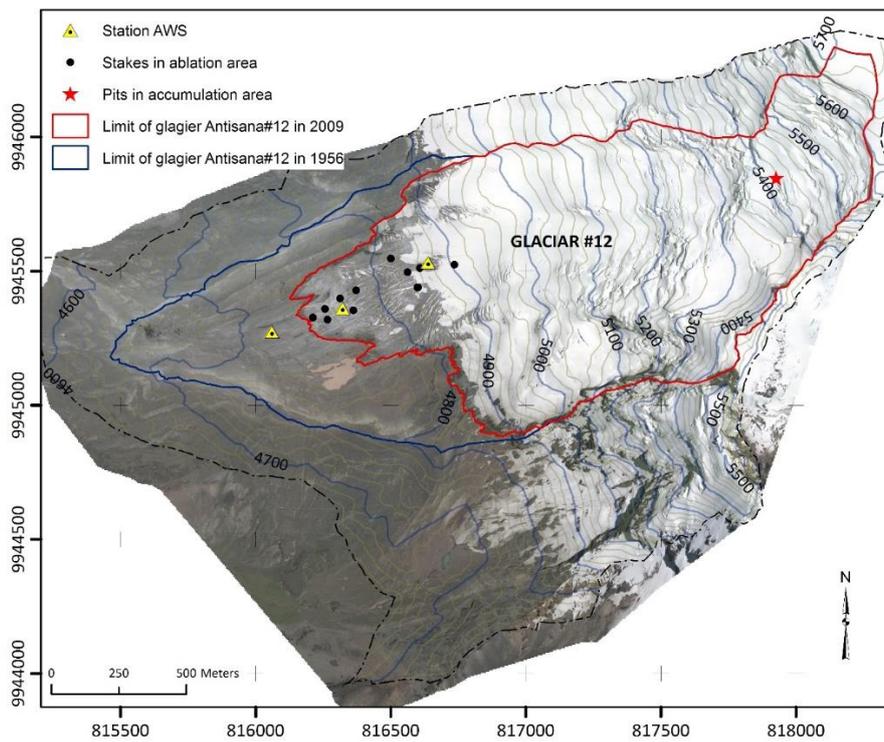


Figure A.1. Glacier Antisana 12 « Los Crespos ». La courbe rouge et bleu montre la limite des glaciers en septembre 2009 et février 1956 respectivement. La courbe noire pointillée indique la surface restituée par photogrammétrie. Les points noirs représentent les balises dans la zone d'ablation en 2012, l'étoile rouge est le site de mesure de l'accumulation annuelle et les triangles jaunes sont les stations météorologiques. Orthophoto 2009 UTM zone 17S, WGS84 (courbes de niveau 20 m d'équidistance).

Sur ce glacier les mesures glaciologiques ont démarré en août 2004. Les mesures des balises suivent le même protocole que celui du glacier Antisana 15 α à 1,5 km au nord-ouest, la procédure est décrite en détail dans le chapitre III. Au total, 898 données brutes de balises dans la zone d'ablation et 17 forages dans la zone d'accumulation m'ont permis de recalculer le bilan de masse glaciologique sur ce glacier pour la période (2005-2012)

Le calcul du bilan de masse glaciologique a été fait avec les mêmes méthodes que sur le glacier Antisana 15 α (chapitre IV) ; cependant j'ai rencontré quelques difficultés :

- (1) Entre 2005 et 2009, les observations ont été effectuées entre 4750 m et 5000 m d'altitude. Ainsi, seulement 30 % de la surface du glacier (zone d'ablation) ont été surveillés en laissant 70% de la surface du glacier sans mesures. Entre 2010 et 2012, les mesures se sont faites de manière plus irrégulière et elles se sont réduites à la tranche d'altitude la plus basse, entre 4750 m et 4900 m d'altitude ; cela correspond à environ 20% de la surface glacier en laissant presque 80% du glacier sans surveillance.
- (2) Dans la zone d'accumulation, il n'existe qu'un seul site de mesure de l'accumulation, à 5400 m d'altitude. Puisque la zone d'accumulation de ce glacier est très proche à celle de « l'Antisana 15 α », nous allons aussi prendre en compte l'accumulation mesurée sur le glacier Antisana 15 α pour compléter les observations dans la zone d'accumulation du glacier Antisana 12.

Entre 2005-2012, le bilan de masse glaciologique cumulé pour le Glacier Antisana 12 est de -4,56 m éq. eau, ceci correspond à un bilan de masse annuel moyen de -0,57 m éq. eau par an. Les mesures photogrammétriques réalisées sur le Glacier Antisana12 nous ont permis de calculer le bilan de masse géodésique entre 1998-2009. Le bilan de masse géodésique a été calculé à partir de l'approche III proposé dans le cadre de cette thèse (section 3.1.2). Entre 1998 et 2009, le bilan de masse cumulé est de -4,71 m éq. eau, ce qui correspond à -0,39 m éq. eau par an. Pour le moment, afin de garder une cohérence avec la tendance observée sur bilan de masse géodésique et parce que l'on ne dispose pas d'information géodésique disponible sur la période 2005-2012, nous avons décidé de considérer le bilan de masse géodésique moyen pour caler le bilan de masse glaciologique. Le tableau A.1 présente les observations du glacier Antisana 12.

Dans un travail futur, il faudrait chercher à répondre aux questions mentionnées ci-dessous :

- (1) Quel sont les processus actif à la surface de ce glacier Antisana 12 qui font que le bilan de masse du glacier est plus négatif que celui mesuré sur glacier Antisana 15 dans la période 2005-2012 ? Durant cette période le bilan de masse du Glacier 15 est de -0,07 m éq. eau par an et du Glacier 12 est de -0,20 m éq. eau par an
- (2) Pourquoi y-a-t-il eu une situation contrastée entre le bilan de masse de 2009 et 2011 entre ces deux glaciers, Antisana 12 et Antisana 15 ? On constate en effet qu'au cours de cette période, le bilan de masse du Glacier 12 est positif (environ 0,40 m éq. eau par an) tandis que celui du Glacier 15 est négatif (environ -0,40 m éq. eau par an).

Tableau A.1. Séries du bilan de masse annuel du glacier Antisana 12 entre 2005 et 2012.

	(A) Bilan de masse glaciologique (m éq. eau par an)	(B) Bilan de masse ajusté (m éq. eau par an)	(C) Surface du glacier en km ²
2005	-1,77	-1,39	1,70
2006	-1,14	-0,76	1,69
2007	-0,93	-0,56	1,66
2008	-0,29	0,08	1,69
2009	-0,71	-0,34	1,74
2010	1,00	1,38	1,71
2011	-0,14	0,24	1,73
2012	-0,58	-0,20	1,73
Bilan de masse moyen (m éq. eau)	-0,57	-0,20	

Annexe B

Estimation de la ELA avec la méthode du Altitude Area Balance Ratio (AABR)

Tout comme le bilan de masse, la variation de la position de la ELA permet d'analyser la relation entre le glacier et le climat (Rabatel *et al.*, 2012). Ainsi, sur tous les glaciers du monde, le bilan de masse est bien corrélé avec la position de la ELA.

L'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers du massif de l'Antisana pour lesquels on ne dispose pas de mesure de terrain a été estimée avec la méthode géométrique « Altitude Area Balance Ratio » (AABR), appelée aussi la méthode « Balance Ratio » (BR) (Furbish et Andrews, 1984 ; Benn et Evans, 1998 ; Benn *et al.*, 2005). Cela a été fait pour chaque date correspondant aux photographies aériennes à notre disposition durant la période 1956-2009. La AABR considère la contribution du bilan de masse de la zone ablation et de la zone d'accumulation à la position de la ELA. Cette contribution est donnée par le ratio entre les coefficients d'activité de la zone ablation et de la zone d'accumulation (BR). La méthode prend aussi en compte l'hypsométrie du glacier pour une date donnée.

Avec la disponibilité croissante des observations *in situ* de bilan de masse, des contours glaciers ainsi que des MNTs, cette méthode est de plus en plus utilisée pour la détermination de paleo-ELAs (Rea, 2009). Les ratios BR sont déterminés à partir de séries de bilan de masse récentes comme par exemple celle du Glacier Antisana 15 α .

Furbish et Andrews (1984) suggèrent la détermination d'un ratio caractéristique pour chaque fonctionnement glaciaire. Rea, (2009) considère les bilans de masse d'une quarantaine de glaciers afin de déterminer un BR représentatif pour chaque région du globe. Cependant le peu de données dans la zone tropicale a restreint le calcul d'un ratio pour cette région (Rea, 2009).

En se basant sur le bilan de masse mesuré sur le Glacier Antisana 12 et 15 α dans le période d'observation (voir Fig. 5, Basantes-Serrano *et al.*, soumis) un ratio de 13 ± 5 a été calculé. Cette valeur est proche de celle estimée pour le Glacier Zongo (15) par Rea (2009). Le gradient de bilan de masse des glaciers tropicaux est très élevé dans la zone d'ablation alors

qu'il est quasi nul dans la zone d'accumulation. Par conséquent, le ratio BR de cette région dépend en grande partie du bilan de masse de la zone d'ablation.

D'après Furbish et Andrews, 1984, certaines hypothèses sont nécessaires pour appliquer cette méthode:

- (1) Le coefficient d'activité des glaciers est représenté par une expression linéaire. Ceci n'est pas le cas des glaciers tropicaux dans la mesure où, en zone d'ablation, le gradient de bilan est plus fort que celui de la zone d'accumulation (Soruco et al., 2009b ; Basantes Serrano et al., soumis).
- (2) Le ratio est constant dans le temps, c'est-à-dire que les conditions climatiques dans le passé sont similaires aux conditions actuelles (Rea, 2009).
- (3) Les limites des glaciers doivent être faciles à identifier.

Les résultats obtenus avec cette méthode sont présentés dans le chapitre IV. Même si cette méthode de quantification de la ELA est sujette à des hypothèses qui ne sont pas nécessairement respectées pour des glaciers tropicaux, ces estimations constituent un premier essai de la détermination de la position de la ELA dans le passé récent au niveau des différents glaciers de l'Antisana. Ainsi, les ELAs calculées par la méthode AABR doivent être prises avec précaution. De futures recherches doivent être menées pour évaluer d'une façon plus rigoureuse l'application de la méthode AABR pour l'estimation de la ELA ou pour adapter la méthode aux glaciers dans cette région : par exemple l'utilisation direct des variations d'épaisseur dans le calcul des ratios entre la zone d'ablation et la zone d'accumulation.

Reconstruction de la ligne d'équilibre (ELA) entre 1956-2009

La ligne d'équilibre a été estimée par la méthode de l'*Area-Altitude Balance Ratio* (AABR) (Benn and Evans, 1998 ; Benn *et al.*, 2005) (voir section 3.3.4). Le ratio entre le gradient d'ablation et le gradient de accumulation dit « *Balance Ratio* (BR) » a été calculé à partir des données de bilan de masse des glaciers Antisana 12 et 15α. Ce ratio est généralement élevé pour les glaciers tropicaux. Pour l'Antisana, il atteint 13 ± 5 . L'incertitude dans l'estimation de la ELA par cette méthode est ± 50 m et prend en compte l'erreur dans la détermination de la variation de surface ainsi que celle du ratio BR. Le tableau B.1 présente l'altitude la ligne d'équilibre calculée pour chacun des glaciers. Il faut toutefois faire

l'hypothèse que le BR quantifié pour les glaciers Antisana 12 et 15 à partir des mesures actuelles est transposable aux autres glaciers de l'Antisana et constant dans le temps.

Tableau B.1. Altitude de la ligne d'équilibre (m) pour chaque glacier pour chaque période d'étude. La méthode AABR a été utilisée pour déterminer ces ELAs.

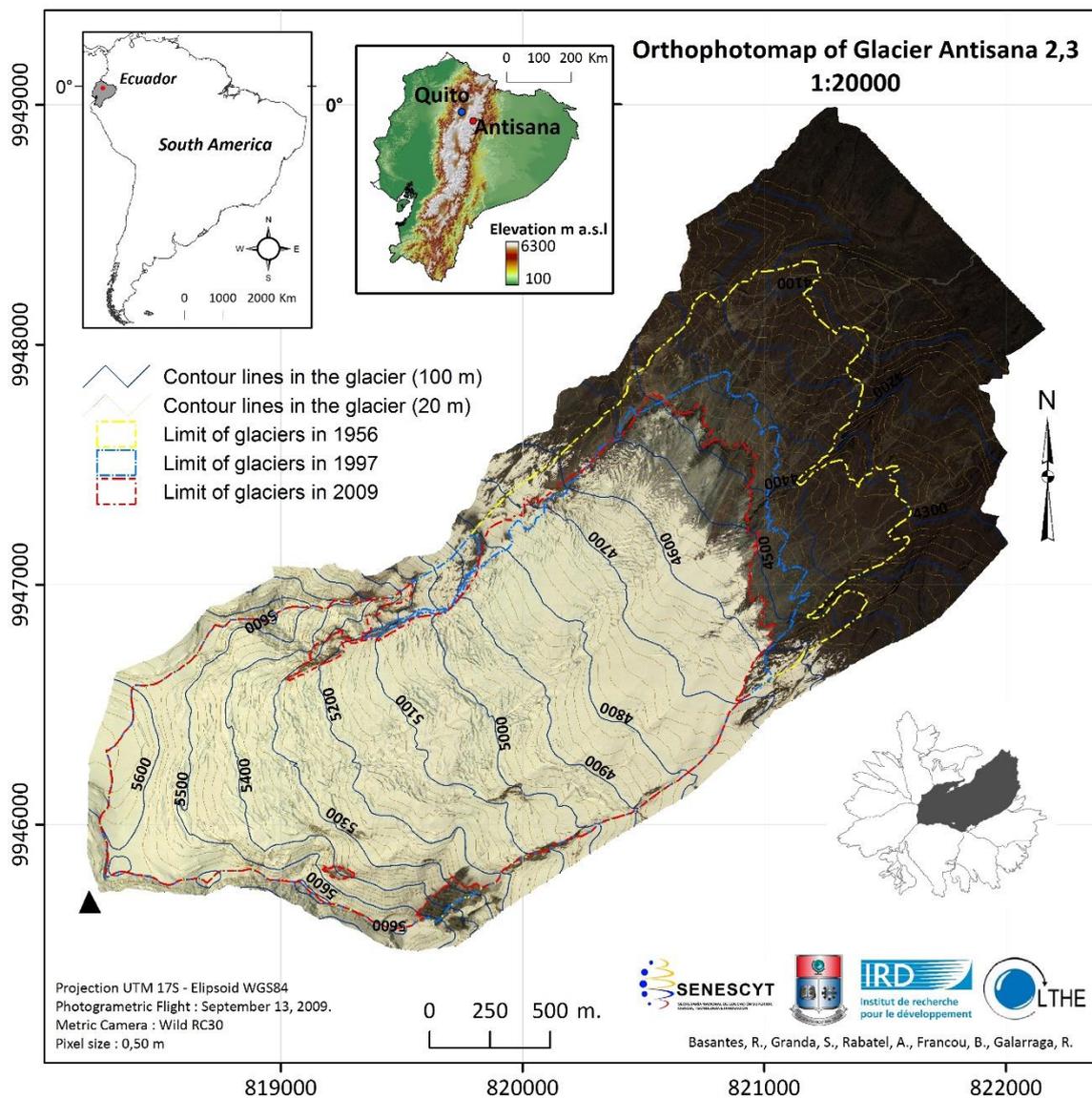
Glacier/Période	1956-1964	1965-1978	1979-1997	1998-2009
Antisana 2,3	4625	4612	4648	4773
Antisana 4	4666	4683	4718	4808
Antisana 6	4640	4655	4713	4849
Antisana 8	4807	4785	4849	4982
Antisana 12	4970	4962	4966	4995
Antisana 13	5016	5013	5024	5063
Antisana 15	5033	5032	5047	5100
Antisana 17	4845	4834	4871	4975

Cependant, les valeurs de la ligne d'équilibre données par la méthode AABR représentent une estimation préliminaire. Le modèle a été calibré sur deux glaciers : les glaciers Antisana 12 et 15. Néanmoins le gradient du bilan de masse dans la zone d'ablation et la zone d'accumulation pourrait être distinct sur les glaciers situés à l'est et ceux situés à l'ouest, en raison de conditions climatiques locales différentes, ou en raison de la morpho-topographie différente d'un glacier à l'autre pouvant influencer sur sa réponse dynamique et donc sur l'ajustement de sa surface à un forçage climatique donné. Par conséquent, nous suggérons de prendre ces résultats avec précaution. C'est pour cette raison que nous ne prendrons pas en compte ces valeurs de la ELA dans l'interprétation de la relation entre le climat et les glaciers.

Annexe C

Cartographie et fluctuations des glaciers de l'Antisana

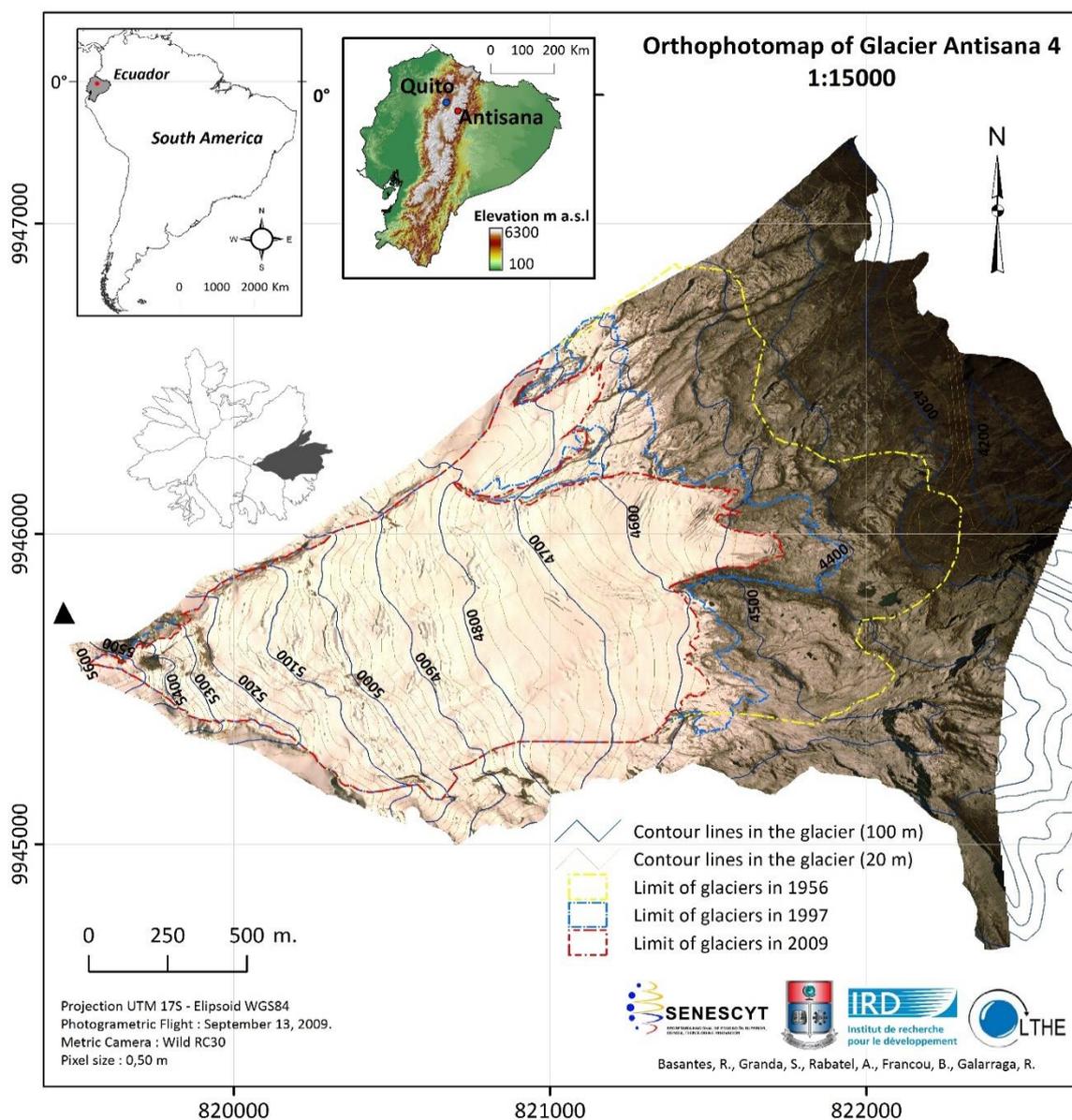
6.1. Glacier Antisana 2,3



	Surface (km ²)	Recul cumulé (m)
1956	4,39±0,05	0
1964	4,23±0,04	-92
1978	4,25±0,06	-38
1986	3,80±0,72	-321
1991	3,61±0,70	-432
1997	3,55±0,03	-483
2001	3,40±0,84	-550
2006	3,28±0,22	-627
2009	3,30±0,03	-575
2014	3,27±0,65	-570
Réduction (1956-2014)	26%	-570±63

	Bilan de masse cumulé (m eq. eau)	Bilan de masse annuel (m eq. eau)
1956-1964	-9,13±1,50	-1,01±0,17
1965-1978	0,46±0,57	0,03±0,04
1979-1997	-9,51±1,51	-0,50±0,08
1998-2009	-2,35±0,51	-0,20±0,04
1956-2009	-20,52±3,13	-0,38±0,06

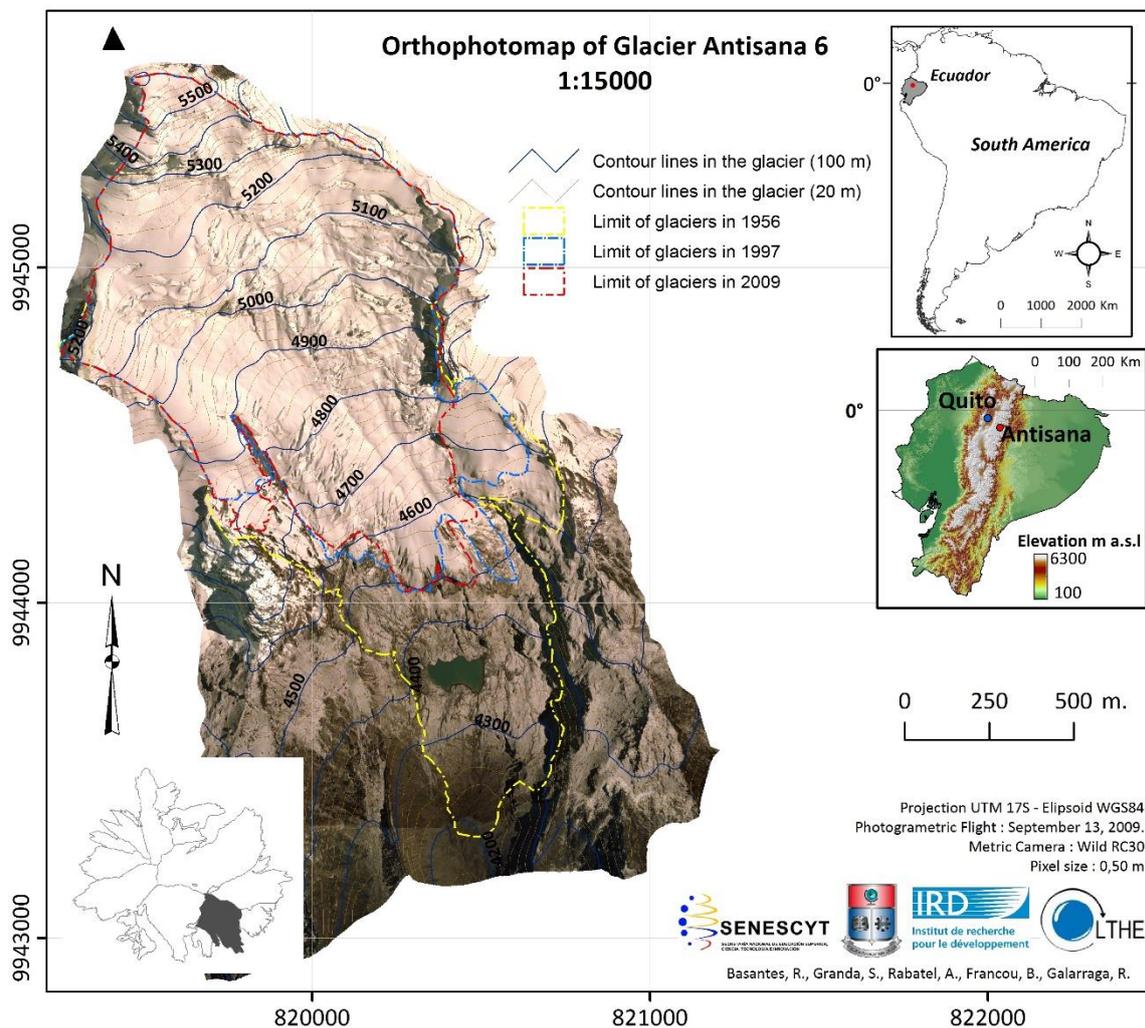
6.2. Glacier Antisana 4



	Surface (km ²)	Recul cumulé (m)
1956	2,32±0,03	0
1964	2,23±0,03	-64
1978	2,25±0,04	-33
1986	1,91±0,48	-270
1991	1,82±0,55	-327
1997	1,62±0,02	-433
2001	1,63±0,58	-423
2006	1,38±0,19	-598
2009	1,40±0,02	-584
2014	1,36±0,49	-513
Réduction (1956-2014)	41%	-513±63

	Bilan de masse cumulé (m eq. eau)	Bilan de masse annuel (m eq. eau)
1956-1964	-13,80±2,18	-1,53±0,24
1965-1978	1,54±0,64	0,11±0,05
1979-1997	-18,41±2,85	-0,97±0,15
1998-2009	-5,47±0,92	-0,46±0,08
1956-2009	-36,14±5,48	-0,67±0,10

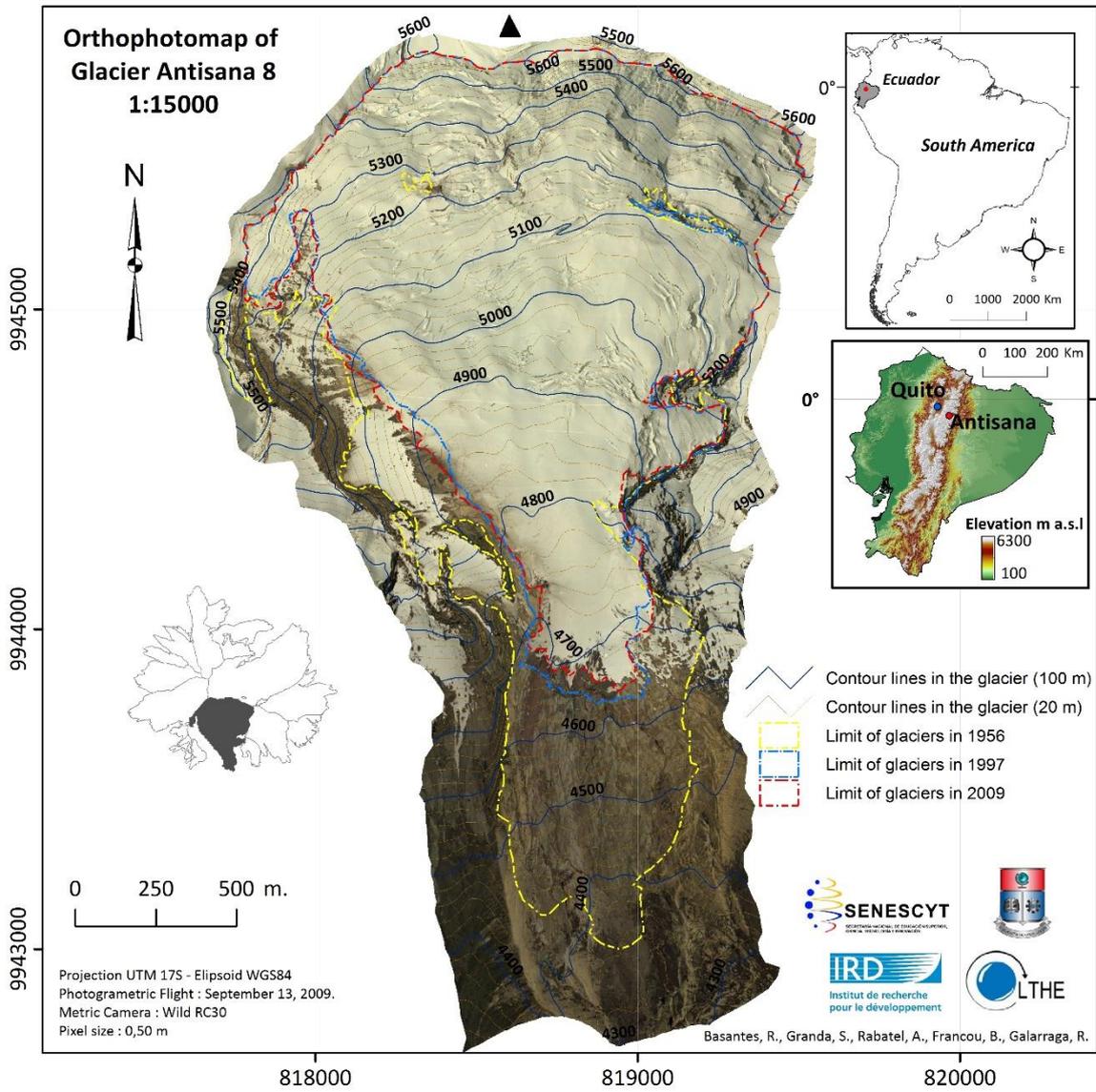
6.3. Glacier Antisana 6



	Surface (km ²)	Recul cumulé (m)
1956	1,65±0,03	0
1964	1,56±0,02	-82
1978	1,59±0,03	-59
1986	1,40±0,42	-271
1991	1,37±0,41	-298
1997	1,19±0,02	-446
2001	1,26±0,39	-396
2006	1,11±0,15	-485
2009	1,13±0,02	-417
2014	1,22±0,42	-460
Réduction (1956-2014)	26%	-460±63

	Bilan de masse cumulé (m eq. eau)	Bilan de masse annuel (m eq. eau)
1956-1964	-12,95±2,07	-1,44±0,23
1965-1978	1,42±0,63	0,10±0,05
1979-1997	-11,04±1,75	-0,58±0,09
1998-2009	1,13±0,43	0,09±0,04
1956-2009	-21,44±3,28	-0,40±0,06

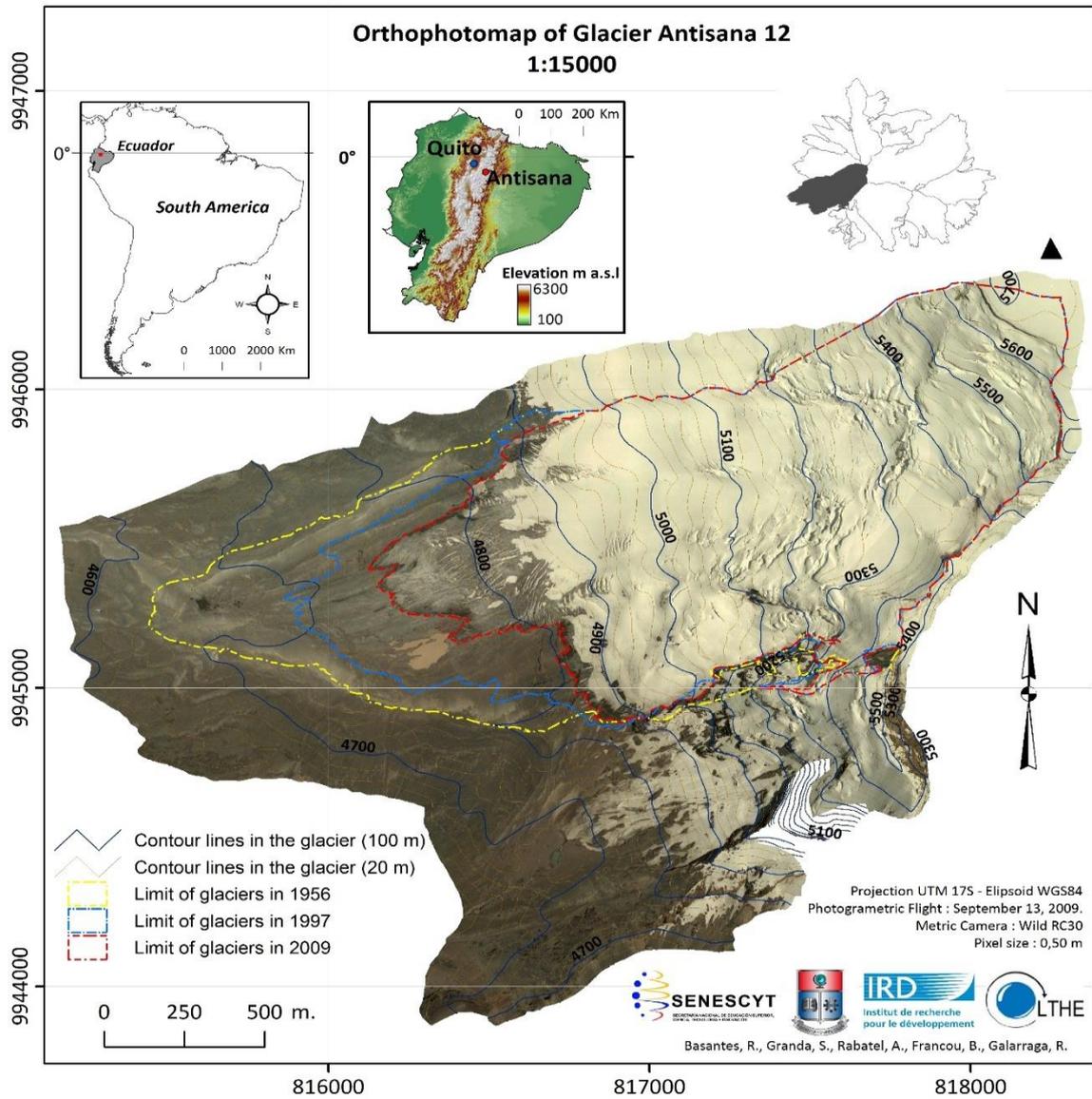
6.4. Glacier Antisana 8



	Surface (km ²)	Recul cumulé (m)
1956	2,51±0.05	0
1964	2,22±0.04	-117
1978	2,36±0.06	-0,2
1986	2,22±0.78	-320
1991	2,21±0.89	-350
1997	1,86±0.02	-556
2001	2,01±0.73	-471
2006	1,78±0.21	-586
2009	1,87±0.03	-592
2014	1,89±0.61	-548
Réduction (1956-2014)	25%	-548±63

	Bilan de masse cumulé (m eq. eau)	Bilan de masse annuel (m eq. eau)
1956-1964	-8,49±1,44	-0,94±0,16
1965-1978	1,66±0,63	0,12±0,05
1979-1997	-4,62±0,86	-0,24±0,05
1998-2009	0,22±0,38	0,02±0,03
1956-2009	-11,23±1,77	-0,21±0,03

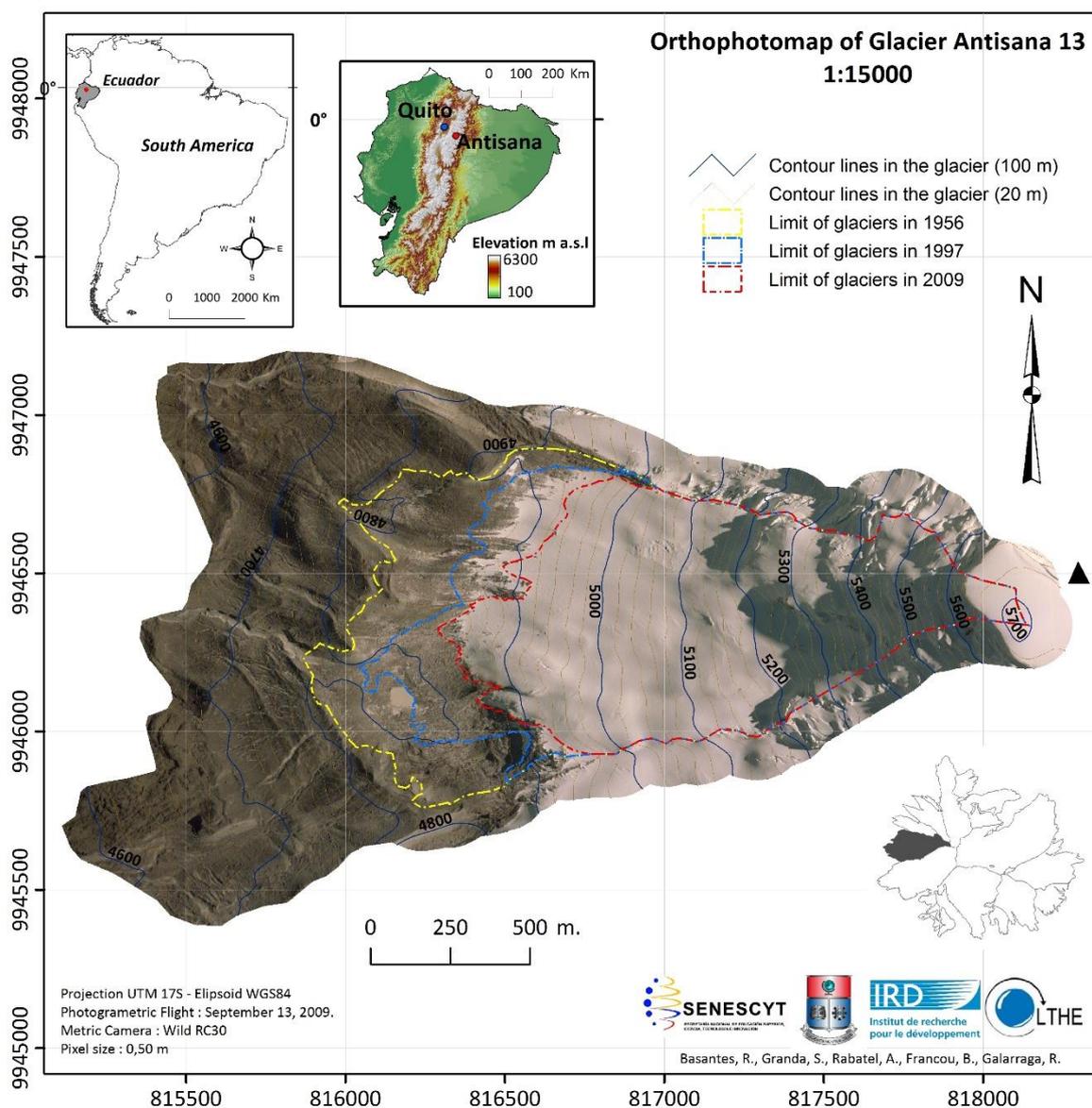
6.5. Glacier Antisana 12



	Surface (km ²)	Recul cumulé (m)
1956	2,34±0.04	0
1964	2,25±0.03	-21
1978	2,33±0.04	16
1986	2,18±0.48	-104
1991	2,02±0.52	-198
1997	2,01±0.02	-228
2001	1,88±0.57	-309
2006	1,74±0.19	-429
2009	1,74±0.03	-434
2014	1,73±0.41	-442
Réduction (1956-2014)	26%	-442±63

	Bilan de masse cumulé (m eq. eau)	Bilan de masse annuel (m eq. eau)
1956-1964	-12,63±2,01	-1,40±0,22
1965-1978	3,07±0,75	0,22±0,05
1979-1997	-13,75±2,14	-0,72±0,11
1998-2009	-4,71±0,81	-0,39±0,07
1956-2009	-28,01±4,25	-0,52±0,08

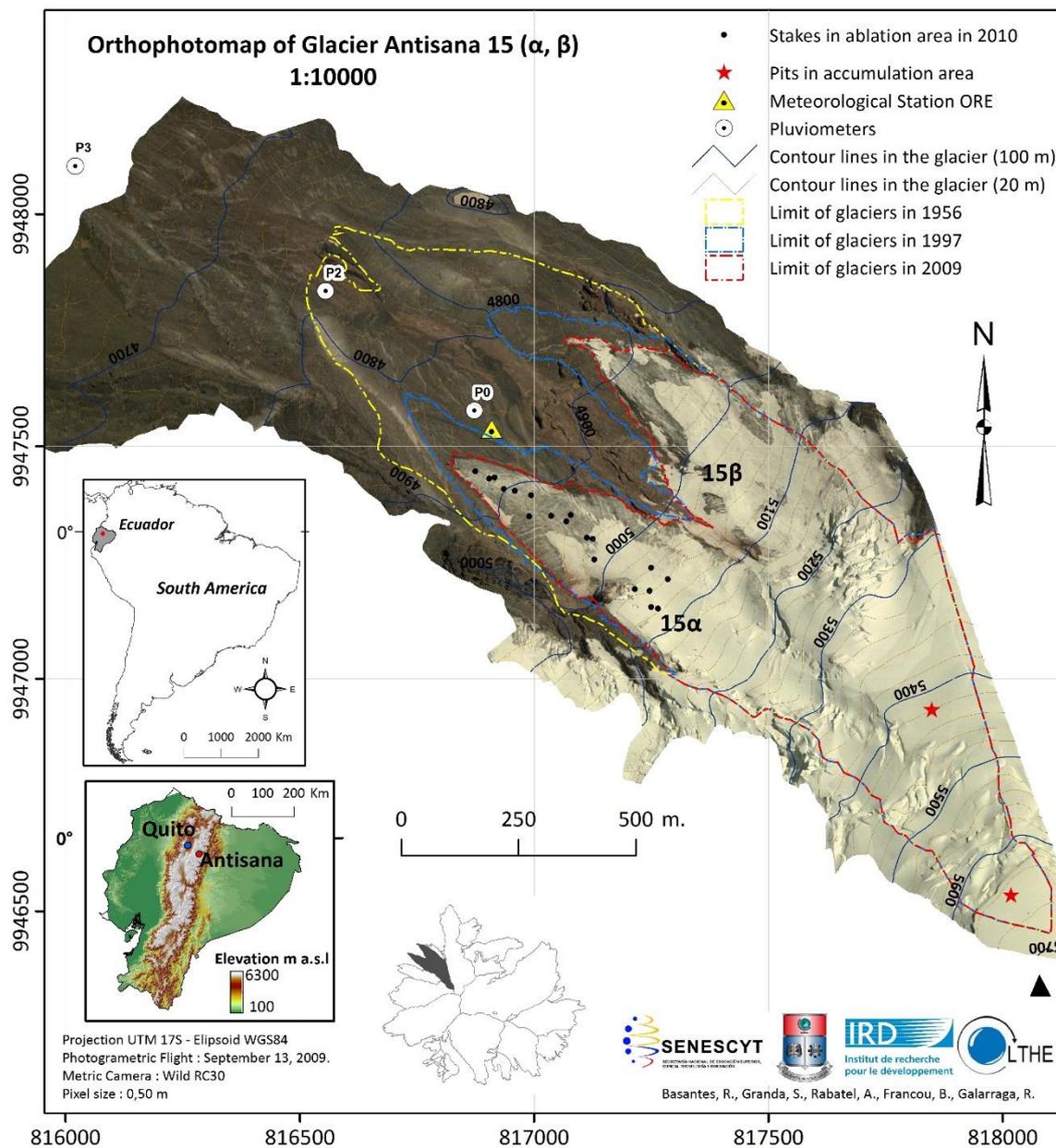
6.6. Glacier Antisana 13



	Surface (km ²)	Recul cumulé (m)
1956	1,46±0.03	0
1964	1,40±0.02	-50
1978	1,45±0.03	-5
1986	1,39±0.40	-47
1991	1,29±0.40	-119
1997	1,14±0.01	-271
2001	1,10±0.34	-317
2006	0,89±0.14	-476
2009	0,93±0.02	-450
2014	0,92±0.31	-466
Réduction (1956-2014)	37%	-466±63

	Bilan de masse cumulé (m eq. eau)	Bilan de masse annuel (m eq. eau)
1956-1964	-13,87±2,20	-1,54±0,24
1965-1978	5,74±1,08	0,41±0,08
1979-1997	-14,11±2,21	-0,74±0,12
1998-2009	-3,62±0,70	-0,30±0,06
1956-2009	-25,86±3,95	-0,48±0,07

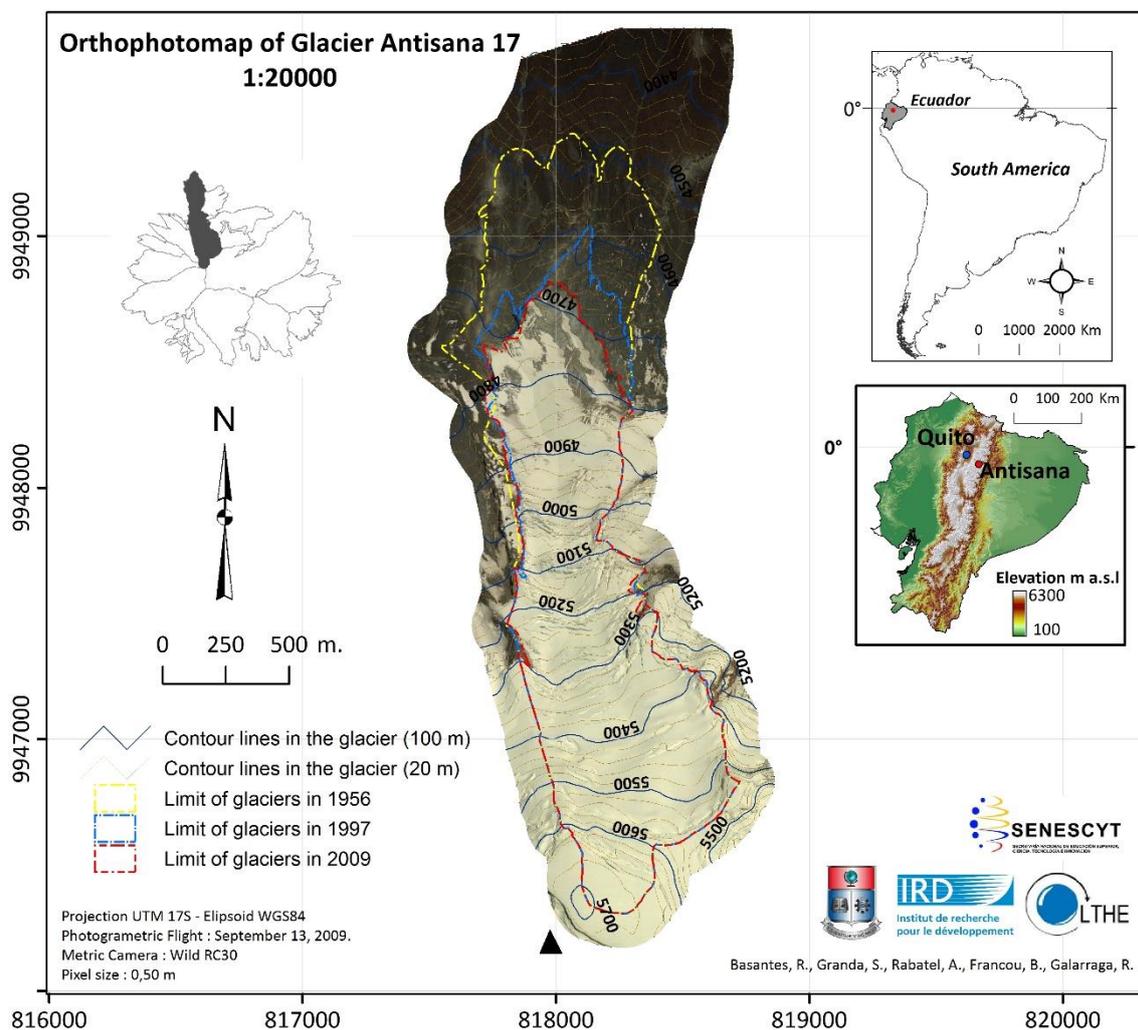
6.7. Glacier Antisana 15



	Surface (km ²)	Recul cumulé (m)
1956	0,89±0,02	0
1964	0,85±0,02	-55
1978	0,89±0,03	-7
1986	0,85±0,34	-71
1991	0,75±0,40	-202
1997	0,65±0,01	-393
2001	0,65±0,33	-392
2006	0,55±0,11	-549
2009	0,58±0,01	-502
2014	0,56±0,34	-493
Réduction (1956-2014)	37%±	-493±63

	Bilan de masse cumulé (m eq. eau)	Bilan de masse annuel (m eq. eau)
1956-1964	-10,63±1,74	-1,18±0,19
1965-1978	2,37±0,68	0,17±0,05
1979-1997	-18,11±2,84	-0,95±0,15
1998-2009	-2,80±0,57	-0,23±0,05
1956-2009	-29,15±4,55	-0,54±0,08

6.8. Glacier Antisana 17



	Surface (km ²)	Recul cumulé (m)
1956	1,67±0.03	0
1964	1,61±0.02	-61
1978	1,71±0.04	38
1986	1,45±0.45	-248
1991	1,37±0.44	-373
1997	1,29±0.02	-408
2001	1,29±0.45	-420
2006	1,18±0.15	-468
2009	1,20±0.02	-470
2014	1,17±0.41	-465
réduction (1956-2014)	30%±	-465±63

	Bilan de masse cumulé (m eq. eau)	Bilan de masse annuel (m eq. eau)
1956-1964	-10,47±1,71	-1,16±0,19
1965-1978	3,43±0,77	0,25±0,06
1979-1997	-12,36±1,94	-0,65±0,10
1998-2009	-2,71±0,55	-0,23±0,05
1956-2009	-22,11±3,37	-0,41±0,06

Références

- Azam, M.F., Wagnon, P., Ramanathan, A.L., Vincent, C., Sharma, P., Arnaud, Y., Linda, A., Pottakkal, J.G., Chevallier, P., Singh, V.B., Berthier, E., 2012. From balance to imbalance: a shift in the dynamic behaviour of Chhota Shigri glacier, western Himalaya, India. *Journal of Glaciology* 58, 315–324. doi:10.3189/2012JoG11J123
- Bader, H., 1954. Sorge's Law of densification of snow on high polar glaciers. *Journal of Glaciology* 2, 319–323.
- Basantes, R., 2010. Análisis espacio-temporal de comportamiento geométrico de dos glaciares del Volcán Antisana y su relación con la variabilidad climática, Master Thesis, Univ. Nice, France, 71pp.
- Basantes-Serrano, R., A. Rabatel, B. Francou, C. Vincent, L. Maisincho, B. Cáceres, R. Galarraga, D. Alvarez (submitted). Slight mass loss revealed by reanalyzing glacier mass balance observations on Glaciar Antisana 15a (inner tropics) during the 1995-2012 period. *J. Glaciol.*
- Bauder, A., Funk, M., Huss, M., 2007. Ice-volume changes of selected glaciers in the Swiss Alps since the end of the 19th century. *Annals of Glaciology* 46, 145–149. doi:10.3189/172756407782871701
- Benn DI and Evans DJA (1998) *Glaciers and Glaciation*. Publisher Arnold, London. 734pp.
- Benn, D.I., Ballantyne, C.K., 2005. Palaeoclimatic reconstruction from Loch Lomond Readvance glaciers in the West Drumochter Hills, Scotland. *J. Quaternary Sci.* 20, 577–592. doi:10.1002/jqs.925
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., Chevallier, P., 2007. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment* 108, 327–338. doi:10.1016/j.rse.2006.11.017
- Bradley, R.S., Vuille, M., Diaz, H.F., Vergara, W., 2006. Threats to Water Supplies in the Tropical Andes. *Science* 312, 1755–1756. doi:10.1126/science.1128087
- Cáceres, L., 1998. Estudio del Cambio Climático en el Ecuador, Resumen General. República del Ecuador et U.S. Country Studies Program, Quito, 166 pp

- Cáceres, B., Francou, B., Favier, V., Bontron, G., Tachker, P., Bucher, R., Taupin, J.D., Vuille, M., Maisincho, L., Delachaux, F., Chazarin, J-P., Cadier, E., Villacís, M., 2006. El glaciar 15 del Antisana investigaciones glaciológicas y su relación con el recurso hídrico In: Demuth S, Gustard A, Planos E, Scatena F and Servat E. (Editors). *Climate Variability and Change Hydrological Impacts*. Habana, Cuba: IAHS Publication., 308, 479-482
- Cáceres, B., Maisincho, L., Manciat, C., Loyo, C., Cuenca, E., Villacís, M., Freire, D., Francou, B., Cadier, E., 2008. *GLACIARES DEL ECUADOR ANTISANA 15 Y 12, CARIHUAYRAZO*, Balance de Masa, Topografía, Pluviometría, Meteorología & Hidrología. Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología del Ecuador, 111 pp
- Cáceres, B., 2010. Actualización del inventario de tres casquetes glaciares del Ecuador, Master Thesis, Univ. Nice, France, 84 pp
- Cadier, E., Maisincho, L., Ulloa, D., Mella, R., Mothes, P., Schaeffer, M., Francou, B., Rivero, D., Jordan, E., Ungerechts, L., Barba, D., David, E., Samaniego, P., 2007. Segunda Campaña de mediciones de los glaciares del volcán Cotopaxi, 19-27 de enero de 2007, Informe Provisional, INAMHI, IRD-LGGE, IG-EPN, CECS-Chile, Quito, 39 pp
- Cauvy-Fraunié, S., Andino, P., Espinosa, R., Calvez, R., Anthelme, F., Jacobsen, D., Dangles, O., 2014a. Glacial flood pulse effects on benthic fauna in equatorial high-Andean streams. *Hydrol. Process.* 28, 3008–3017. doi:10.1002/hyp.9866
- Cauvy-Fraunié, S., Espinosa, R., Andino, P., Dangles, O., Jacobsen, D., 2014b. Relationships between stream macroinvertebrate communities and new flood-based indices of glacial influence. *Freshw Biol* 59, 1916–1925. doi:10.1111/fwb.12395
- Cogley, J. G., Hock, R., Rasmussen, L. A., Arendt, A. A., Bauder, A., Braithwaite, R. J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., and Zemp, M., (2011) Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 44, 256–258. doi:10.1657/1938-4246-44.2.256b
- Collet, M., 2010. Suivi spatio-temporel des calottes glaciaires de l'Antisana et du Cotopaxi (Equateur), Analyse par télédétection dans un contexte de changement climatique, Master Thesis, Univ. Rennes, France, 102 pp
- Cox, L.H., March, R.S., 2004. Comparison of geodetic and glaciological mass-balance techniques, Gulkana Glacier, Alaska, U.S.A. *Journal of Glaciology* 50, 363–370. doi:10.3189/172756504781829855
- Cuffey, K.M., Paterson, W.S.B., 2010. *The Physics of Glaciers*. Academic Press.
- Davies, J.H., Davies, D.R., 2010. Earth's surface heat flux. *Solid Earth* 1, 5–24. doi:10.5194/se-1-5-2010

- Del Barrio, G., Bernardo, A., Diez, C., 1992 The Choice of Cell Size in Digital Terrain Models: An Objective Method, Conference on Methods of Hydrologic Comparison, Oxford, UK, September 29-October 20.
- Li, Z., Zhu, C., & Gold, C., 2014. Digital terrain modeling: principles and methodology. CRC press.
- Dozier, J., 1989. Spectral signature of alpine snow cover from the landsat thematic mapper. *Remote Sensing of Environment* 28, 9–22. doi:10.1016/0034-4257(89)90101-6
- Dressler, M., 2009. Art of Surface Interpolation (Doctoral dissertation, PhD thesis).
- Eckert, N., Baya, H., Thibert, E., Vincent, C., 2011. Extracting the temporal signal from a winter and summer mass-balance series: application to a six-decade record at Glacier de Sarennes, French Alps. *Journal of Glaciology* 57, 134–150. doi:10.3189/002214311795306673
- EMPRESA METROPOLITANA DE ALCANTARILLADO Y AGUA POTABLE (EMAAP-Q), 2007. Estudio Hidrológico a Nivel de Prefactibilidad de las Cuencas Aportantes de los Ríos Antisana, Quijos, Blanco Grande y Papallacta. Ministerio del Ambiente (PRAA). QUITO, Ecuador. Pg. 43 – 50.
- Espinoza Villar, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., Vauchel, P., 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *Int. J. Climatol.* 29, 1574–1594. doi:10.1002/joc.1791
- Favier, V., 2004. Etude du bilan d'énergie de surface et de la production des écoulements de fonte d'un glacier des Andes d'Equateur : relation glacier - climat en zone tropicale. Université de Montpellier 2, Montpellier.
- Favier, V., Wagnon, P., Ribstein, P., 2004a. Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophys. Res. Lett.* 31, L16403. doi:10.1029/2004GL020654
- Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, JP., Maisincho, L., Coudrain. A., 2004b. One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes. *Journal of Geophysical Research* 109. doi:10.1029/2003JD004359
- Favier, V., Coudrain, A., Cadier, E., Francou, B., Ayabaca, E., Maisincho, L., Praderio, E., Villacis, M., Wagnon, P., 2008. Evidence of groundwater flow on Antizana ice-covered volcano, Ecuador. *Hydrological Sciences Journal = Journal des Sciences Hydrologiques* 53, 278–291. doi:10.1623/hysj.53.1.278

- Febres, A., 2007. Análisis Temporal-Espacial de la Cobertura Nivoglaciaria del Volcán Iliniza Sur. Tesis de Grado. Escuela Politécnica Nacional. EPN. Quito, Ecuador. 245 p
- Finsterwalder, R., 1954. Photogrammetry and glacier research with special reference to glacier retreat in the eastern Alps. *Journal of Glaciology* 2, 306–315.
- Forel, F.A., 1895. Les variations périodiques des glaciers. Discours préliminaire. Extrait des Archives des Sciences physiques et naturelles XXXIV, 209–229
- Francou, B., Cáceres, B., Gómez, J., Soruco, A., 2007. Coherence of the glacier signal throughout the tropical Andes over the last decades, in: Conferencia Internacional de Cambio Climático: Impacto en los Sistemas de Alta Montaña, Bogotá (COL), 2005/11 (Eds.), Proceedings of the First International Conference on the Impact of Climate Change on High-Mountain Systems. Ideam, Bogotá, pp. 87–97.
- Francou, B., Ribstein, P., Saravia, R., Tiriau, E., 1995. Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier, cordillera Real, Bolivia, 16° S. *Journal of Glaciology* 41, 61–67.
- Francou, B., Ramirez, E., Cáceres, B., Mendoza, J., 2000. Glacier Evolution in the Tropical Andes during the Last Decades of the 20th Century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. *Ambio* 29, 416–422.
- Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J., Sicart, J.-E., 2003. Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *J. Geophys. Res.* 108, 4154. doi:10.1029/2002JD002959
- Francou, B., Vuille, M., Favier, V., Cáceres, B., 2004. New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. *J. Geophys. Res.* 109, D18106. doi:10.1029/2003JD004484
- Francou B (2004) Andes del Ecuador: los glaciares en la época de los viajeros (siglos XVIII a XX), In *Los Andes el reto del espacio mundo andino: homenaje a Olivier Dollfus*, edited by: Deler J-P and Mesclier E. Inst. Fr. Et. And., Lima, 137–152, 2004
- Francou, B., & Pouyaud, B., 2004. Métodos de observación de Glaciares en los Andes Tropicales. GLACIOCLIM Observatoire de Recherche pour l'Environnement. 243 pp
- Francou, B., & Vincent C., 2007. Les glaciers à l'épreuve du climat, IRD, Belin, Paris, 274 pp.
- Francou, B., Rabatel, A., Soruco, A., Sicart, J.-E., Ginot, P., Cáceres, B., Condom, T., Villacis, M., Ceballos, J.L., Lehmann, B., Anthelme, F., Dangles, O., Gomez, J., Favier, V., Maisincho, L., Jomelli, V., Gonzalez, C., Vuille, M., Wagnon, P., Lejeune, Y., Ramallo, C., Mendoza, J., 2013. Glaciares de los Andes tropicales: víctimas del cambio climático. CAN, Lima.

- Fu, P., Rich, P.M., 2000. The Solar Analyst 1.0 Manual. Helios Environmental Modeling Institute (HEMI), USA.
- Fu, P., Rich, P.M., 2002. A geometric solar radiation model with applications in agriculture and forestry. *Computers and Electronics in Agriculture* 1-3, 25–35.
- Furbish, D.J., & Andrews, J.T., 1984. The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *J Glaciol.*, 30, 199–211.
- Gardelle, J., Arnaud, Y., Berthier, E., 2011. Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009. *Global and Planetary Change* 75, 47–55. doi:10.1016/j.gloplacha.2010.10.003
- Gardelle, J., 2012. Evolution récente des glaciers du Pamir-Karakoram-Himalaya : apport de l'imagerie satellite (phdthesis). Université de Grenoble.
- Gardent, M., Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Deline, P., 2014. Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change* 120, 24–37. doi:10.1016/j.gloplacha.2014.05.004
- Hall, D.K., Benson, C.S., Field, W.O., 1995. Changes of Glaciers in Glacier Bay, Alaska, Using Ground and Satellite Measurements. *Physical Geography* 16, 27–41. doi:10.1080/02723646.1995.10642541
- Hastenrath, S., 1981. The glaciation of the Ecuadorian Andes / Stefan Hastenrath. Balkema, Rotterdam.
- Hastenrath, S., 1984. The Glaciers of Equatorial East Africa. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Hastenrath, S., 2008. Recession of equatorial glaciers: a photo documentation (Vol. 25). Sundog Publishing.
- Haug, T., Rolstad, C., Elvehøy, H., Jackson, M., Maalen-Johansen, I., 2009. Geodetic mass balance of the western Svartisen ice cap, Norway, in the periods 1968–1985 and 1985–2002. *Annals of Glaciology* 50 (50), 119–225.
- Huss, M., Jouvett, G., Farinotti, D., Bauder, A., 2010. Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 815–829. doi:10.5194/hess-14-815-2010
- Huss, M., 2012. Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale: the European Alps 1900–2100. *The Cryosphere* 6, 713–727. doi:10.5194/tc-6-713-2012
- Huss, M., 2013. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere* 7, 877–887. doi:10.5194/tc-7-877-2013

- IPCC (2013), Summary for Policymakers, In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jacobsen, D., Andino, P., Calvez, R., Cauvy-Fraunié, S., Espinosa, R., Dangles, O., 2014. Temporal Variability in Discharge and Benthic Macroinvertebrate Assemblages in a Tropical Glacier-Fed Stream. *Freshwater Science* 33, 32–45. doi:10.1086/674745
- Jacobsen, D., Cauvy-Fraunie, S., Andino, P., Espinosa, R., Cueva, D., Dangles, O., 2014. Runoff and the longitudinal distribution of macroinvertebrates in a glacier-fed stream: implications for the effects of global warming. *Freshw Biol* 59, 2038–2050. doi:10.1111/fwb.12405
- Jayaraman, K. (1999). *Manuel de statistique pour la recherche forestière*. Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture.
- Jomelli, V., Ginot, P., Rabatel, A., Grancher, D., Brunstein, D., 2007. The Little Ice Age in the tropical Andes. In: *Is it the end of snowy heights? Glaciers and climatic change in the Andean Community*. Published by the General Secretariat of the Andean Community, IRD, UNESCO and the Spanish International cooperation Agency. Lima Peru Communita Andina, 103 pp
- Jomelli, V., Favier, V., Rabatel, A., Brunstein, D., Hoffmann, G., Francou, B., 2009. Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives* 281, 269–282. doi:10.1016/j.palaeo.2008.10.033
- Jordan, E., 1991. *Die Gletscher der bolivianischen Anden: Eine photogrammetrisch-kartographische Bestandsaufnahme der Gletscher Boliviens als Grundlage für klimatische ... Forschung*. F. Steiner, Stuttgart.
- Jordan, E., & Hastenrath, S., 1998. *Glaciers of South America* (No. PP - 1386-I). United States Geological Survey. Edited by Williams, R.S., Ferrigno, J.G, 31-50.
- Jordan, E., Ungerechts, L., Cáceres, B., Peñafiel, A., Francou, B., 2005. Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997 / Estimation par photogrammétrie de la récession glaciaire sur le Volcan Cotopaxi (Equateur) entre 1956 et 1997. *Hydrological Sciences Journal* 50, null–961. doi:10.1623/hysj.2005.50.6.949

- Kaser, G., Hastenrath, S., and Ames, A., 1996. Mass balance profiles on tropical glaciers, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 32, 75–81
- Kaser, G., 2001. Glacier-climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology* 47, 195–204. doi:10.3189/172756501781832296
- Kaser, G., & Osmaston, H., 2002. *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press, New York, 209pp.
- Kinlz, Hans. Die Kordillere Blanca. *Jahrbuch des Österreichischen Alpenvereins*, Bd. 75, 1950, 37-48.
- Kistler, R., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Kalnay, E., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H., Jenne, R., Fiorino, M., 2001. The NCEP–NCAR 50–Year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 82, 247–267. doi:10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO2
- Kuhn, M., 1989. The Response of the Equilibrium Line Altitude to Climate Fluctuations: Theory and Observations, in: Oerlemans, J. (Ed.), *Glacier Fluctuations and Climatic Change, Glaciology and Quaternary Geology*. Springer Netherlands, 407–417.
- Laraque, A., Ronchail, J., Cochonneau, G., Pombosa, R., Guyot, J.L., 2007. Heterogeneous Distribution of Rainfall and Discharge Regimes in the Ecuadorian Amazon Basin. *J. Hydrometeor* 8, 1364–1381. doi:10.1175/2007JHM784.1
- Lejeune, Y., 2009. Apports des modèles de neige CROCUS et de sol ISBA à l'étude du bilan glaciologique d'un glacier tropical et du bilan hydrologique de son bassin versant (phdthesis). Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R.B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R.H., Zhang, T., 2007. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. [WWW Document]. Titel: Climate change 2007 : the physical science basis ; summary for policymakers, technical summary and frequently asked questions. Part of the Working Group I contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. URL <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-chapter4.pdf> (accessed 5.8.15).
- Lhuissier, P., 2005. Mise en évidence de modèles de comportement pluviométrique sur le volcan Antizana, Rapport de stage, IRD, UR032, Quito, Ecuador.
- Li, Z., Zhu, C., & Gold, C., 2014. *Digital terrain modeling: principles and methodology*. CRC press.

- Linder, W., 2009. Digital photogrammetry, A Practical Course. Springer, doi: 10.1007/978-3-540-92725-9
- Lliboutry, L., 1965. *Traité de glaciologie. Tome II: Glaciers, variations du climat, sols gelés.* Masson et Cie, Paris.
- Lliboutry, L., 1974. Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. *Journal of Glaciology* 13, 371–392.
- Luthie, M., Funk, M., 2012. Physics of Glaciers I 651-4101-00 / HS 2012. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie VAW, ETH Zürich.
- Maisincho, L., (these en cours) Analyse de l'influence de la fonte nivoglacière sur la production des débits dans les Andes tropical : Glaciers 15 et 12 de l'Antizana (Equateur).
- Manciati, C., Freile, D., Galárraga, R., Cadier, E., Francou, B., 2007. Modelación del balance de masa de glaciares tropicales de América del Sur. Caso de estudio en el nevado Antisana, Ecuador, IX Congreso Nacional de Hidráulica y 1ero de Manejo Integral de Recursos Hídricos. EPN, CD ROM, Quito, Ecuador.
- Manciati, C., Villacís, M., Taupin, J.-D., Cadier, E., Galárraga-Sánchez, R., Cáceres, B., 2014. Empirical mass balance modelling of South American tropical glaciers: case study of Antisana volcano, Ecuador. *Hydrological Sciences Journal* 59, 1519–1535. doi:10.1080/02626667.2014.888490
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C., 1997. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78, 1069–1079. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2
- March, R.S., & Trabant, D.C., 1997. Mass balance, meteorological, ice motion, surface altitude and runoff data at Gulkana Glacier, Alaska, 1993 balance year. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 96-4299. Fairbanks, Alaska, 36 pp.
- Müller, F., Cafilisch, T. and Müller, G. (eds.). 1977. Instructions for the compilation and assemblage of data for a world glacier inventory. IAHS(ICSU)/UNESCO report, Temporal Technical Secretariat for the World Glacier Inventory (TTS/WGI), ETH Zurich, Switzerland.
- Nuth, C., & Kääb, A., 2011. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere* 5, 271–290. doi:10.5194/tc-5-271-2011
- Paterson, W. S. B., 1994. *The physics of glaciers*, 3 Edn., Oxford, Elsevier.

- Paul, F., Barrand, N.E., Baumann, S., Berthier, E., Bolch, T., Casey, K., Frey, H., Joshi, S.P., Konovalov, V., Bris, R.L., Mölg, N., Nosenko, G., Nuth, C., Pope, A., Racoviteanu, A., Rastner, P., Raup, B., Scharer, K., Steffen, S., Winsvold, S., 2013. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Annals of Glaciology* 54, 171–182. doi:10.3189/2013AoG63A296
- Pfeffer, Arendt, A.A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J.G., Gardner, A.S., Hagen, J.O., Hock, R., Kaser, G., Kienholz, C., Miles, E., Moholdt, G., Molg, N., Paul, F., Radic, V., Rastner, P., Raup, B., Rich, J., Sharp, M.J., Randolph, C., 2014. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *J. Glaciol.* 60, 537–552. doi:10.3189/2014JoG13J176
- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V., Bradley, R.S., 2006. Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *PNAS* 103, 8937–8942. doi:10.1073/pnas.0603118103
- Pourrut, P., 1994. L'eau en Équateur: principaux acquis en hydroclimatologie. ORSTOM éditions. 146 p.
- Rabatel, A. 2005. Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie depuis le maximum du Petit Age Glaciaire. Ph.D. Thesis, University Joseph Fourier – Grenoble – France
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., Grancher, D., 2005. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 1311–1322. doi:10.1016/j.crte.2005.07.009
- Rabatel, A., Machaca, A., Francou, B., Jomelli, V., 2006. Glacier recession on Cerro Charquini (16° S), Bolivia, since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *Journal of Glaciology* 52, 110–118. doi:10.3189/172756506781828917
- Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V., Naveau, P., Grancher, D., 2008. A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. *Quaternary Research* 70, 198–212. doi:10.1016/j.yqres.2008.02.012
- Rabatel, A., Castebrunet, H., Favier, V., Nicholson, L., Kinnard, C., 2011. Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29° S): recent mass balance and 50 yr surface area variations. *The Cryosphere* 5, 1029–1041. doi:10.5194/tc-5-1029-2011
- Rabatel, A., Bermejo, A., Loarte, E., Soruco, A., Gomez, J., Leonardini, G., Vincent, C., Sicart, J.E., 2012. Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics? *Journal of Glaciology* 58, 1027–1036. doi:10.3189/2012JoG12J027
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J.L., Basantes, R., Vuille,

- M., Sicart, J.-E., Huggel, C., Scheel, M., Lejeune, Y., Arnaud, Y., Collet, M., Condom, T., Consoli, G., Favier, V., Jomelli, V., Galarraga, R., Ginot, P., Maisincho, L., Mendoza, J., Ménégos, M., Ramirez, E., Ribstein, P., Suarez, W., Villacis, M., Wagnon, P., 2013. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere* 7, 81–102. doi:10.5194/tc-7-81-2013
- Rea, B.R., 2009. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews, Special Theme: Modern Analogues in Quaternary Palaeoglaciological Reconstruction* (pp. 181-260) 28, 237–248. doi:10.1016/j.quascirev.2008.10.011
- Rees, W.G., 2006. Remote sensing of snow and ice. CRC Press, Boca Raton, FL
- Ribeiro, R. da R., Ramirez, E., Simoes, J.C., Machaca, A., 2013. 46 years of environmental records from the Nevado Illimani glacier group, Bolivia, using digital photogrammetry. *Annals of glaciology* 54, 272–278. doi:10.3189/272 2013AoG63A494
- Rich, P. M., R. Dubayah, W. A. Hetrick, S. C. Saving., 1994. Using Viewshed models to calculate intercepted solar radiation: applications in ecology. *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing Technical Papers* 524–529.
- Rolstad, C., Haug, T., Denby, B., 2009. Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis: application to the western Svartisen ice cap, Norway. *Journal of Glaciology* 55, 666–680. doi:10.3189/002214309789470950
- Sapiano, J.J., Harrison, W.D., Echelmeyer, K.A., 1998. Elevation, volume and terminus changes of nine glaciers in North America. *Journal of Glaciology* 44, 119–135.
- Seiler, C., Hutjes, R.W.A., Kabat, P., 2012. Climate Variability and Trends in Bolivia. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 52, 130–146. doi:10.1175/JAMC-D-12-0105.1
- Sémiond, H., Francou, B., Ayabaca, E., De la Cruz, A. and Chango, R., 1998. El glaciar 15 del Antizana (Ecuador), *Investigaciones glaciológicas 1994-1997. Inf. 1, ORSTOM - EMAAP-Q - INAMHI, Quito, Ecuador.*
- Shannon, C.E., 1948. A Mathematical Theory of Communication. *Bell System Technical Journal* 27, 379–423. doi:10.1002/j.1538-7305.1948.tb01338.x
- Shannon, C. E. et Weaver, W., 1963. *The Mathematical Theory of Communication.* University of Illinois Press
- Shen, T.-J., Chao, A., Lin, C.-F., 2003. Predicting the number of new species in further taxonomic sampling. *Ecology* 84, 798–804. doi:10.1890/0012-9658(2003)084[0798:PTNONS]2.0.CO;2

- Sicart, J.-E., Wagnon, P., Ribstein, P., 2005. Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16 degrees S, Bolivia) - D12106. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 110, NIL_81–NIL_97. doi:10.1029/2004JD005732
- Sicart, J.E., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., Condom, T., 2007. Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods. *Global and Planetary Change, Mass Balance of Andean Glaciers* 59, 27–36. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.024
- Sicart, J.E., Hock, R., Six, D., 2008. Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. *J. Geophys. Res.* 113, D24113. doi:10.1029/2008JD010406
- Soruco, A. (2008) Etude du Retrait des Glaciers depuis 50 Ans dans les Bassins Hydrologiques Alimentant en Eau la Ville De La Paz–Bolivie (16°S). Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier. GRENOBLE, Francia. Pg. 60 – 104
- Soruco, A., Vincent, C., Francou, B., Gonzalez, J.F., 2009a. Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia. *Geophys. Res. Lett.* 36, L03502. doi:10.1029/2008GL036238
- Soruco, A., Vincent, C., Francou, B., Ribstein, P., Berger, T., Sicart, J.-E., Wagnon, P., Arnaud, Y., Favier, V., Lejeune, Y., 2009b. Mass balance of Glaciar Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Annals of Glaciology* 50, 1–8.
- Soruco, A., C. Vincent, A. Rabatel, B. Francou, E. Thibert, J.-E. Sicart, T. Condom. 2015. Impacts of glacier shrinkage on water resources of La Paz city, Bolivia (16°S). *Annals of Glaciology*, 56(70), doi: 10.3189/2015AoG70A001.
- Thibert, E., Blanc, R., Vincent, C., Eckert, N., 2008. Glaciological and volumetric mass-balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps. *Journal of Glaciology* 54, 522 à 532. doi:10.3189/002214308785837093
- Thibert, E., Faure, J., Vincent, C., 2005. Bilans de masse du Glacier Blanc entre 1952, 1981 et 2002 obtenus par modèles numériques de terrain. *La Houille Blanche* 2, 72–78. doi:10.1051/lhb:200502010
- Trenberth, K.E., 1997. The Definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78, 2771–2777. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2
- Troll, C., 1941. *Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge der Erde*, Bonn, Germany.

- U.S. Geological Survey (USGS) (2009) Remote-sensing image Sioux Falls, South Dakota USA. U.S. Geological Survey Earth Resources Observation & Science
- Urrutia, R., Vuille, M., 2009. Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: Temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. *J. Geophys. Res.* 114, D02108. doi:10.1029/2008JD011021
- Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang, 2013: Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Vergara, W., Deeb, A., Valencia, A., Bradley, R., Francou, B., Zarzar, A., Grünwaldt, A., Haeussling, S., 2007. Economic impacts of rapid glacier retreat in the Andes. *Eos Trans. AGU* 88, 261–264. doi:10.1029/2007EO250001
- Villacis, M., 2008. Ressources en eau glaciaire dans les Andes d'Equateur en relation avec les variations du climat: le cas du volcan Antisana. Université de Montpellier 2, Montpellier. 231 p
- Villacís, M., Cadier, E., Pouyaud, B., Cáceres, B, Nuniez, J., Galarraga, R., Francou B., 2010. Relaciones hidrológicas entre el Glaciar y los páramos de los Andes tropicales de Ecuador: Su papel en la disponibilidad de recursos hídricos. IV Simposio Internacional sobre Cambios Globales "Impactos y Perspectivas"
- Vincent, C., Vallon, M., Reynaud, L., Le Meur, E., 2000. Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957–97. *Journal of Glaciology* 46, 499–506. doi:10.3189/172756500781833052
- Vincent, C., 2002. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *J. Geophys. Res.* 107, 4375. doi:10.1029/2001JD000832
- Vincent, C., Ribstein, P., Favier, V., Wagnon, P., Francou, B., Le Meur, E., Six, D., 2005. Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 97–106. doi:10.1016/j.crte.2004.08.010
- Vincent, C., Ramanathan, A., Wagnon, P., Dobhal, D.P., Linda, A., Berthier, E., Sharma, P., Arnaud, Y., Azam, M.F., Jose, P.G., Gardelle, J., 2013. Balanced conditions or slight mass gain of glaciers in the Lahaul and Spiti region (northern India, Himalaya) during the nineties preceded recent mass loss. *The Cryosphere* 7, 569–582. doi:10.5194/tc-7-569-2013

- Vuille, M., Bradley, R.S., Keimig, F., 2000a. Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *J. Geophys. Res.* 105, 12447–12460. doi:10.1029/2000JD900134
- Vuille, M., Bradley, R.S., Keimig, F., 2000b. Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies. *J. Climate* 13, 2520–2535. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<2520:CVITAO>2.0.CO;2
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B.G., Bradley, R.S., 2008a. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews* 89, 79–96. doi:10.1016/j.earscirev.2008.04.002
- Vuille, M., Kaser, G., Juen, I., 2008b. Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Global and Planetary Change* 62, 14–28. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.11.003
- Vuille, M., Franquist, E., Garreaud, R., Lavado Casimiro, W.S., Cáceres, B., 2015. Impact of the global warming hiatus on Andean temperature. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2015JD023126. doi:10.1002/2015JD023126
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., 1999. Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *J. Geophys. Res.* 104, 3907–3923. doi:10.1029/1998JD200011
- Wagnon, P., Lafaysse, M., Lejeune, Y., Maisincho, L., Rojas, M., Chazarin, J.P., 2009. Understanding and modeling the physical processes that govern the melting of snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador. *J. Geophys. Res.* 114, D19113. doi:10.1029/2009JD012292
- WGMS (2012) *Fluctuations of Glaciers 2005–2010, Volume X*. Edited by: Zemp M, Frey H, Gärtner-Roer I, Nussbaumer SU, Hoelzle M, Paul F and Haerberli W, ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 336 p (doi: 10.5904/wgms-fog-2012-11)
- Wolter, K., and M. S. Timlin, 2011: El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). *Intl. J. Climatology*, 31, 14pp., in press. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY* *Int. J. Climatol.* 31: 1074–1087 (2011) Published online 14 April 2011 in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com) doi: 10.1002/joc.2336
- Zemp, M., Thibert, E., Huss, M., Stumm, D., Rolstad Denby, C., Nuth, C., Nussbaumer, S.U., Moholdt, G., Mercer, A., Mayer, C., Joerg, P.C., Jansson, P., Hynek, B., Fischer, A., Escher-Vetter, H., Elvehøy, H., Andreassen, L.M., 2013. Reanalysing glacier mass balance measurement series. *The Cryosphere* 7, 1227–1245. doi:10.5194/tc-7-1227-2013

Liste des figures

	Pg.
Figure 1.1. Délimitation de la zone tropicale et distribution des glaciers (d'après Kaser et al., 1996)	6
Figure 1.2. A gauche, schéma des cellules de Hadley. A droite, schéma de la circulation méridienne entre les tropiques qui est forcée par le réchauffement vers l'équateur et le transport convectif (d'après COMET® Website at http://meted.ucar.edu/ of the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR)	7
Figure 1.3. Conditions de vent et précipitations d'après les données TRMM en janvier et juillet en Amérique du Sud (d'après COMET® Website at http://meted.ucar.edu/ of the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR))	7
Figure 1.4. (A) à gauche la carte de l'Équateur divisé du nord au sud par la cordillère des Andes ; et à droite la carte des précipitations, dans les deux cartes la localisation du massif de l'Antisana est montrée (point rouge). Les données de précipitation proviennent du géoportail de l'IGM. (B) Illustration des flux humides provenant d'Amazonie sur le massif de l'Antisana en Équateur. A gauche l'image Landsat date du 23 mars 1986, à droite les photos : au-dessus (21 mai 2011) P. Mothes et en dessous (26 septembre 2009) R. Basantes	9
Figure 1.5. Schéma des principaux courants marins de l'océan Pacifique (d'après Pourrut et al., 1994)	10
Figure 1.6. Schéma simplifié des régimes des vents et des courants marins dans le Pacifique équatorial. (A) En situation normale ; (B) en situation chaude (EL Niño) ; et (C) en situation froide (La Niña) (d'après D. Ducros, CNES)	11

- Figure 1.7. L'indice multivarié d'ENSO synthétise plusieurs paramètres liés à l'état superficiel de l'océan et à la basse atmosphère dans le Pacifique central équatorial. Les phases chaudes apparaissent en rouge et les phases froides en bleu. Les données sont exprimées en moyennes mobiles sur deux mois et normalisées par l'écart-type. Les plus marquées sont considérés comme des épisodes El Niño et La Niña (d'après K. Wolder : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>) 12
- Figure 1.8. Valeurs normalisées pour l'indice PDO, dérivé des anomalies mensuelles SST dans l'océan Pacifique. Le trait noir gras est l'indice annuelle de la PDO (Modifié d'après Mantua et al., 1997 : <http://www.atmos.washington.edu/~mantua/abst.PDO.html>) 12
- Figure 1.9. (A) Variabilité au cours de l'année de la température (en °C, trait noir) et de la précipitation (en mm, barres grises) dans la zone d'étude (1995-2008). Un écart-type (1σ) est indiqué pour les deux séries. (B) La précipitation est mesurée par un réseau de pluviomètres situés sur le versant ouest du massif entre 4000 m et 4800 m la température au pied du Glacier Antisana 15 à 4850 m. 13
- Figure 1.10. Moyenne mensuelle des précipitations dans l'Antisana : Zone Glaciaire (P-Glacier) (trait noir) ; et Zone Páramo (P-Páramo) (trait gris pointillé). Les observations correspondent à la période de 1995 à 2008 (Modifié d'après Villacis, 2008) 15
- Figure 1.11. (A) Spatialisation de la première composante principale des précipitations sur l'ensemble du bassin Amazonien pour le trimestre de juin à août (PC1 JJA). Le site d'étude est représenté par le carré noir gras. (B) Evolution temporelle du PC1 JJA (trait épais noir), indice PDO (trait blanc) et indice MEI (trait fin avec cercles noirs). (Modifié d'après Espinoza et al., 2009). 15
- Figure 1.12. Anomalies de la température superficielle de la mer du secteur Niño 4 (trait fin noir, axe gauche). Les anomalies ont été décalées 4 mois. Les événements El Niño (La Niña) sont marqués en rouge (bleu) sur le trait noir. Anomalies mensuelles de précipitations au pluviomètre P6 (zone Páramo) en pourcentage par rapport à la moyenne mensuelle interannuelle de chaque mois. Les barres en rouge (bleu) dénotent les anomalies négatives (positives) de précipitation (d'après Villacis, 2008). 16

- Figure 1.13. Schéma des régimes glaciaires dans la zone tropicale (d'après Kaser et al., 1996) 17
- Figure 1.14. Bilan de masse dans la zone d'ablation du Glacier Antisana 15 α entre 1995 et 2012 (trait noir avec des cercles). Un écart-type (1σ) est indiqué (Modifié d'après Francou *et al.*, 2004). 18
- Figure 1.15. Bilan de masse mensuel (m d'eq. eau) dans les tropiques internes, y compris Glacier Antisana 15 α (Équateur) et Glacier Conejeras (Colombie), et les SST dans le secteur de Niño 3.4 SST ($^{\circ}\text{C}$) entre juin 1995 et août 2011. Les deux séries sont lissées avec une moyenne mobile de 12 mois. En haut, les corrélation entre les deux variables en fonction du décalage temporel en mois (d'après Rabatel *et al.*, 2013) 20
- Figure 2.1. Système d'approvisionnement d'eau potable. L'infrastructure existante comprend le « Sistema Papallacta et La Mica » (traits rouges, cercles bleus) et l'infrastructure prévue (traits noirs, cercles jaunes). Les quatre bassins versants : I. Papallacta, II. Jeringa, III. Quijos et IV. Antisana (information cartographique d'après l'EPMAPS) 25
- Figure 2.2. Localisation des glaciers suivi par le service d'observation GLACIOCLIM sous les tropiques : Zongo et Antisana 15 (Sources : Google Earth et ortho-photo du Glacier 15 de l'Antisana obtenue à partir du vol de 2009) 26
- Figure 2.3. Localisation des glaciers Antisana 12 « Los Crespos » et Antisana 15. Le contour rouge continue et le contour orange pointillée montrent la limite des glaciers en septembre 2009 et février 1956 respectivement. La ligne noire pointillée est la surface restituée par photogrammétrie. Les points noirs représentent les balises dans la zone d'ablation, l'étoile rouge est le site de mesure d'accumulation et les triangles jaunes sont les stations météorologiques. L'insertion cartographique en haut et à droite présente la localisation du volcan Antisana (losange rouge) à 40 km à l'est de la ville de Quito, capitale de l'Équateur (losange bleu). Ortho-photo de 2009. UTM zone 17S, WGS84 (équidistance des courbes de niveau = 100 m). 27
- Figure 2.4. Carte de la distribution des glaciers sur l'Antisana à partir des documents historiques (d'après : Hastenrath, (1981)) 28

- Figure 2.5. Schéma simplifié de localisation des glaciers considérés dans cette étude en fonction de leur orientation autour du volcan. Dans ce graphique, les tailles des glaciers ne sont pas considérées mais elles sont présentées plus loin. 29
- Figure 2.6. Positionnement DGPS dans la zone proglaciaire de l'Antisana. (A) Chute de séracs, ce phénomène est très fréquent dans les glaciers en raison de la topographie escarpé du site ; (B) Mesure DGPS au nord du glacier Antisana 17 ; (C) Mesure DGPS au sud-est du glacier Antisana 5 ; et (D) Mesure DGPS à l'ouest du glacier Antisana 12. (Photos : B. Francou et R. Basantes) 30
- Figure 2.7. Stations météorologiques considérées dans cette étude. Pluviomètres du service de surveillance GLACIOCLIM situés dans le site du côté ouest de l'Antisana (point rouges) et stations météorologiques gérées par l'INAMHI dans les alentours du volcan (triangles bleus et cercles gris). Les périodes d'observations sont données dans le tableau 2.1 32
- Figure 3.1. Schéma simplifié d'un glacier de montagne (d'après Luthie & Funk, 2012). 37
- Figure 3.2. (A) Mesure mensuelle d'émergence des balises d'ablation. (B) Mesure annuelle d'accumulation. (Photos : B. Francou) 41
- Figure 3.3. Schéma de la mesure et du calcul du bilan de masse sur les glaciers de l'Antisana : (A) mesure de bilan dans la zone d'ablation; (B) les points sur le glacier représentent le bilan de masse spécifique de la zone d'ablation (rouge) et de la zone d'accumulation (bleu) dans chaque tranche d'altitude (Si). (Modifié : (A) d'après Francou et Pouyaud, 2004 et (B) Favier, 2011) 42
- Figure 3.4. Géométrie simplifiée d'une modèle stéréoscopique orienté. Le déplacement en vertical de P (xyz) engendre le déplacement des projections P' et P''. (d'après Linder, 2009) 44

- Figure 3.5. Carte de la distribution de 21 points de contrôle terrestres (triangles rouges) utilisés pour l'ajustement géométrique des clichés aériens et des images satellites de la zone de l'Antisana. Les lignes noires montrent la localisation des profils topographiques mesurés par photogrammétrie utilisés pour valider l'ajustement des blocs et la qualité des restitutions. Le profil (d) n'est pas mesuré en 1956 car il y a des secteurs avec des ombres. Les courbes de niveau à 200 m d'intervalle proviennent de la cartographie de l'Institut Géographique Militaire (IGM) 47
- Figure 3.6. Distribution normale des résidus des profils topographiques sur les marges proglaciaires pour les quatre périodes : 1956-2009 ; 1964-2009 ; 1979-2009 ; et 1997-2009 . La localisation des profils est illustrée dans la figure 3.5. Les profils (c, d, e) ne sont pas visibles dans les clichés aériens de 1956. 48
- Figure 3.7. Indice de Shannon calculé sur une portion du glacier Antisana 12 pour le MNT de l'année 2009. A gauche le MNT à 5 m de résolution (en haut) et le MNT à 25 m. de résolution (en bas). A droite la distribution spatiale de l'Indice de Shannon pour 5, 10 et 20 m de résolution. 51
- Figure 3.8. Profils de variations d'épaisseur du glacier Antisana 15 α mesurés à partir de la photogrammétrie pour chaque année : 1997 et 2009 53
- Figure 3.9. A gauche l'hypsographie du glacier et à droite le pourcentage de variation de masse pour chaque tranche d'altitude. Les deux variables sont données en fonction de l'altitude entre 1956 et 2009 sur le glacier Antisana 15 α . La ligne rouge montre la position moyenne de l'isotherme 0 °C. 54
- Figure 3.10. Comparaison des profils de variations d'épaisseur du glacier Antisana 15 α (lignes rouges, approche II) et les mesures aleatoires (points verts, approche III) sur le Glacier Antisana 15 α 56
- Figure 3.11. Schéma de l'impact de la résolution spatiale des MNTs sur l'estimation des altitudes en fonction du relief. (d'après : Gardelle, 2014) 57
- Figure 3.12. Comparaison de la variation de la surface du Glacier Antisana 15 α avant (cercles et ligne grise pointillée) et après (cercles et ligne noire) l'ajustement de la surface entre 1997 et 2009 63

- Figure. 3.13. Schéma du calcul de la variation de longueur du Glaciar Antisana 15 (polygone blanc). La référence est fixée au limite glacier en 1956. 64
- Figure. 3.14. Schéma conceptuel pour la ré-analyse des séries de bilan de masse glaciologique sur la base de données géodésiques (issue de Zemp et al., 2013). 65
- Figure 4.1. (A) 2009 orthophoto-map of Glaciar Antisana 15, red and orange contours are the glacier extents in September 2009 and August 1997 respectively. The dashed black contour is the restituted area; 50-m interval contour lines are shown. The black dots show the ablation stakes in 2010, the red stars show the location of the accumulation pits, the blue dashed circle is the area where accumulation measurements and snow probing were made, the red line at ~5,000 m a.s.l. shows the uppermost GPR cross-section, the white points represent the four rain gauges, and the yellow triangle shows the location of the weather station. Coordinates are given in UTM zone 17S, WGS84. (B) Green triangles show the location of the 21 GCPs used to carry out the photogrammetric adjustment, and the red circles show the locations of the meteorological stations around the volcano. Glaciar Antisana 15 is shown in red. Inset (C) map of Ecuador with the location of Antisana Volcano (red dot) and Quito, capital of Ecuador (blue dot). 70
- Figure 4.2. Climate conditions on the Glaciar Antisana 15 α foreland. The gray bars represent the average monthly precipitation from a precipitation index (Pglacier Index) computed from the four rain gauges shown in Fig. 5.1 (Manciati and others, 2014). The black dots and the line represent the average monthly temperatures recorded at the weather station on the glacier moraine at ~4,850 m a.s.l. (Fig. 5.1) over the period 1995-2008. Vertical bars represent the one standard deviation. 71
- Figure 4.3. Difference in altitude on cross sections measured on non-glacierized terrain between photogrammetric measurements in 1997 (green dots) and 2009 (red dots) and DGPS surveys (a, b, c); and between photogrammetric measurements in 1997 and 2009 (d, e). 75

- Figure 4.4. Map of changes in elevation over the non-glacierized terrain between [DEM1997 \wedge DEM2009] for 5,131 pixels (spatial resolution = 10 m). The normal distribution, mean and root mean square of the elevation changes are presented in the inset graph. 76
- Figure 4.5. Multi-annual average mass balance profiles $b(z)$ of Glaciar Antisana 15 α . Average mass balance curve interpolated linearly (black dashed line) and computed using Lliboutry's approach (red line). 79
- Figure 4.6. Centered specific mass balances for different elevation ranges over the period 1995-2012. 80
- Figure 4.7. Spatial distribution of changes in surface elevation (in m) between 1997 and 2009 on Glaciar Antisana 15 α , 50-m interval contour lines are shown. Mass losses (from pale to dark orange) are concentrated along the ablation zone, whereas mass gains (from pale to dark blue) or even slight losses can be seen in the upper reaches. Black arrows show the zones with unstable seracs (A) and possible deposit areas (B). 81
- Figure 4.8. (A) Specific annual mass balance for Glaciar Antisana 15 α adjusted with the geodetic mass balance. (B) Cumulative glaciological mass balance computed using a simple linear interpolation (red triangles and dashed line), using Lliboutry's approach (green triangles and dashed line), and after calibration (black dots and line) using the geodetic mass balance (gray triangles). Uncertainties associated with each method are shown (vertical bars and light gray shaded area). 87
- Figure. 5.1. Le Glacier de la Caldeira de l'Altar : (A) peint par Troya en 1872 (expédition de Reiss et Stübel) ; et (B) par Reschreiter en 1903 (expédition de Meyer), les moraines latérales attestent de la période d'extension maximale du PAG ; et (C) Photo de M. Holy en 2007 où un résidu de glacier est confiné au pied de la falaise de la caldeira, permettant le développement du plus grand lac glaciaire d'Équateur, la Laguna Amarilla (non visible sur la photo). 95

- Figure. 5.2. Représentation schématique des différents stades morainiques datés par lichénométrie dans les Andes d'Équateur. Deux schémas sont proposés pour les massifs de plus de 5700 m d'altitude (en bas) et de moins de 5700 m d'altitude (en haut). La position du maximum du PAG est représentée par les triangles noirs, et la position du front glacier au cours des étapes de recul par les triangles blancs (Modifié d'après Rabatel et al., 2013). 96
- Figure. 5.3. Le retrait du Glacier Antisana 12 « Los Crespos » : (A) le front peint par R. Reschreiter en 1903 se situe à 4500 m d'altitude. (B) Photo de S. Hastenrath en 1975, le front du glacier se situe à 4600 m d'altitude et la ligne noire pointillée montre la position du front du glacier en 1903. 97
- Figure. 5.4. (A) L'évolution de la longueur des glaciers dans les Andes tropicales depuis le maximum du PAG (Charquini en Bolivie ; Akilpo au Pérou ; Chimborazo et Carihuayrazo en Équateur). (B) Fluctuations de la ligne d'équilibre estimées dans la Cordillère Blanche au Pérou (losanges), en Bolivie (cercles) et en Équateur (triangles), l'incertitude correspond à la valeur de la variance des différents glaciers considérés. (D'après Jomelli et al., 2009) 98
- Figure. 5.5. Distribution des volcans englacés dans la cordillère des Andes d'Équateur 99
- Figure 4.6. Cartes de la répartition des glaciers sur l'Antisana : (A) à partir de la restitution photogrammétrique des clichés photos de 1997 (d'après Cáceres, 2010) ; (B) à partir du calcul des indices de neige (NDSI: Normalized Difference Snow Index) sur des images satellite Landsat de plusieurs années (d'après : Collet, 2010) 101
- Figure 5.7. (A) Variations de la surface des glaciers de la calotte de l'Antisana obtenue par restitutions photogrammétriques (1956, 1964, 1979, 1997, 2009) et par télédétection (1986, 1991, 2001, 2003, 2006, 2014). (B) Variation moyenne cumulée (en %, en partant de 1956 = 0 %) de la surface (courbe noire) et l'éventail de la variabilité dans la population des glaciers considérée (en gris). 106
- Figure 5.8. Schéma de comparaison de la surface de chaque glacier (nom entre parenthèse) entre 1956 (gris) et 2014 (orange). Le pourcentage indique le retrait des glaciers entre les deux dates. En raison de leur petite taille les glaciers Antisana [9, 10, 11] sont regroupés dans cette figure. 107

- Figure 5.9. Position des fronts des glaciers en 2009 (contour bleue) et en 1956 (contour noire). Le trait rouge montre la division orographique de la versant ouest où nous trouvons les glaciers Antisana [12 ; 13 ; 15 ; 17] et le versant est où nous trouvons les glaciers Antisana [2,3 ; 4 ; 6 ; 8]. 109
- Figure 5.10. Retrait cumulé des langues glaciaires depuis 1956 = 0 jusqu'à 2014 (croix rouges et trait noir pointillé) et la gamme de la variabilité des glaciers considérée (en gris). 110
- Figure 5.11. Bilans de masse cumulés des glaciers de l'Antisana sur la période 1956-2009 113
- Figure 5.12. Bilans de masse centrés des glaciers de l'Antisana entre 1956 et 2009. Le grisé équivaut à un écart-type (1σ) pour chaque période. La courbe noire en gras représente la moyenne des bilans sur chaque période. Le bilan de masse centré a été calculé sur la base des bilans de masses moyennes de chaque glacier entre 1954-2009. 115
- Figure 6.1. Relation entre la température mensuelle observée à la station ORE au pied du Glacier Antisana 15 (trait noir) et la température des ré-analyses à 600 hPa (trait rouge pointillé) entre 2005-2012. La reconstruction des séries de température a été faite pour la période d'étude (1956-2012). Le graphe inséré montre la régression linéaire calculée sur 96 mois entre janvier 2005 et décembre 2012. 124
- Figure 6.2. Relation entre la précipitation moyenne annuelle mesurée sur P-Páramo dans le bassin versant ouest proche du Glacier Antisana 12 (trait noir) et la précipitation moyenne annuelle mesurée à Izobamba à Quito (trait bleu pointillé) entre 1995-2008 (n = 14). 126
- Figure 6.3. Relation entre les précipitations mensuelles mesurées à 50 km du site d'étude dans les stations Izobamba (trait noir) et Quito-Observatorio (trait bleu). La reconstruction des séries de précipitation a été faite pour la période d'étude 1956-2012. Le graphe inséré présente la régression linéaire calculée sur 275 mois entre janvier 1962 et décembre 1984. 127

- Figure 6.4. (A) Bilans de masse annuels moyens par glacier au cours de chaque période en fonction de l'exposition : 1956-1964 (points verts et ligne pointillée), 1965-1978 (points bleus et ligne pointillée), 1979-1997 (points rouges et ligne pointillée), et 1998-2009 (points bruns et ligne pointillée) ; et (B) Bilan de masse moyen pour 1956-2009 avec la variabilité de chaque glacier indiquée par un écart-type (1σ), sans prendre en compte la période de bilan de masse positive de 1965-1978. Le bilan moyen de la période 1956-2009 (trait ligne noire épaisse) et le nom de chaque glacier est marqué en haut. 129
- Figure 6.5. Schéma des catégories morphologiques des glaciers de l'Antisana. Le glacier de cirque est indiqué par Müller *et al.*, (1977). Les triangles noirs montrent le sommet des glaciers et les flèches la direction de flux 130
- Figure 6.6. Les deux panneaux représentent : (A) la relation entre les variations des bilans de masse en m éq. eau par an (trait noir et cercles bleus) et l'ensoleillement potentiel (trait gris pointillé et cercles rouges) entre 1956-2009 ; et (B) la corrélation entre les deux variables. La relation est donnée en fonction de l'exposition des glaciers. Le nom de chaque glacier est marqué en haut. Dans cette analyse, nous n'avons pas pris en compte la période de bilan de masse positif 1965-1978 131
- Figure 6.7. Glaciers du groupe I orientés vers l'ouest : la photo à gauche montre le glacier Antisana 17. La photo à droite montre les glaciers Antisana 15 et 13. Photos Patricia Mothes, 21 mai 2011. 132
- Figure 6.8. Glaciers du groupe II orientés vers l'est : les photos en haut, à gauche, montrent le glacier Antisana [2,3 ; 4] et à droite le glacier Antisana 6 ; en bas, le glacier Antisana 8. Les glaciers sont très exposés aux flux humides qui proviennent de l'Amazonie (Photos de P Mothes, 21 mai 2011) 134
- Figure 6.9. Schème du vallum morainique de la partie frontale du Glacier Antisana 16 et Antisana 15 (pointillés rouge). Les flèches indiquent les moraines qui limitent le vallum. 136

- Figure 6.10. (A) Bilans de masse centrés des glaciers de l'Antisana, le trait noir gras représente la moyenne des bilans sur chaque période. En dessous, figurent les anomalies (écarts à la moyenne) : (B) Températures moyennes (trait noir gras) et (C) précipitations moyennes (trait noir gras). Le grisé dans le bilan de masse centré équivaut à un écart-type sur les périodes. Comme le bilan a été centré, les bilans de masse situés au-dessus et au-dessous de la ligne 0 n'impliquent pas que ces bilans soient positifs ou négatifs. 137
- Figure 6.11. Températures moyennes mensuelles observées à (TORE°C (NCEP-NCAR)) (points noirs) et moyenne annuelle (trait noir). L'axe de gauche montre les anomalies de température ré-analysées entre 1956 et 2012 et l'axe de droite montre la température observée. La tendance linéaire ajustée pour la période d'étude (trait rouge). Le gris montre 1 (σ) écart type des observations. 140
- Figure 6.12. En parallèle les anomalies (écarts à la moyenne) : Anomalies des (A) températures ; et (B) des précipitations. Les trimestres MAM (trait orange pointille) et SON (trait vert pointille) sur la période 1956-2009 142
- Figure 6.13. Relation entre les anomalies de températures (°C) et les anomalies de précipitations (mm) pour chaque trimestre : (A) MAM (points orange) ; et (B) SON (points verts), entre 1956-2009. Les années ENSO chaudes (froides) El Niño (La Niña) sont indiquées avec les cercles rouges (bleus). Le trait gris pointillé montre 1 (σ) écart type des trimestres entre 1956-2009. 145
- Figure 6.14. Bilans de masse centrés des glaciers de l'Antisana : le trait noir en gras représente la moyenne des bilans sur chaque période. En dessous, l'Oscillation décennale du Pacifique (PDO). 147
- Figure 6.15. Les panneaux représentent : (A) La variation des bilans de masse en m éq. eau par an (trait noir et cercles bleus) et la quantité de surface perdue (trait gris pointillé et cercles blancs) entre 1956-2009 ; et (B) Corrélation entre les deux variables. La relation est donnée en fonction de l'exposition des glaciers. Le nom de chaque glacier est marqué en haut. 148

Figure A.1. Glacier Antisana 12 « Los Crespos ». La courbe rouge et bleu montre la limite des glaciers en septembre 2009 et février 1956 respectivement. La courbe noire pointillée indique la surface restituée par photogrammétrie. Les points noirs représentent les balises dans la zone d'ablation en 2012, l'étoile rouge est le site de mesure de l'accumulation annuelle et les triangles jaunes sont les stations météorologiques. Orthophoto 2009 UTM zone 17S, WGS84 (courbes de niveau 20 m d'équidistance).

155

Liste des tableaux

	Pg.
Tableau 2.1. Données exploitées dans le cadre de cette étude. (*) La précision (σ_{xyz}) du prelevement GPS. (**) Dans le cas des clichés aériens l'échelle reflète la qualité géométrique des blocs aériens tandis que (***) dans les images satellites la résolution spatiale s'exprime à travers de la taille de pixel qui est différente d'un capteur à l'autre.	33
Tableau 3.1. Caractéristiques des prises de vues aériennes considérées dans cette étude.	46
Tableau 3.2. Nombre de points restitués sur le glacier par photogrammétrie	55
Tableau 3.3 Variations d'épaisseur observées sur les glaciers Antisana 12 et 15 entre 1997 et 2009. Les exercices ont été faits pour différentes tailles de pixel (5 m, 10 m et 20 m) et pour différentes méthodes d'interpolation.	58
Tableau 3.4. Bilan de masse géodésique (1997-2009) pour les glaciers Antisana 12 et 15 selon les trois différentes approches géodésiques	58
Tableau 4.1. Characteristics of the aerial photographs and topographic restitutions on the Glaciar Antisana 15 and its catchment.	73
Tableau 4.2. Glaciological time series of Glaciar Antisana 15 α from 1995 to 2012. Columns (A) and (B) show the specific mass balance obtained with the glaciological method and with Lliboutry's approach before (A) and after (B) the adjustment using the geodetic method. The last two columns list changes in surface area (C) and the cumulative glacier snout retreat (D).	82
Tableau 4.3. Cumulative mass balances computed from the glaciological ($B_{glac.t}$) and geodetic ($B_{geod.t}$) methods for Glaciar Antisana 15 α . Random errors ($\pm\sigma$) corresponding to each method are presented. Data are missing (-) when the errors could not be quantified due to lack of information.	83

Tableau 4.4. Annual precipitation measured at meteorological stations located close to the volcano (between 1973 and 2013 depending on the station concerned).	90
Tableau 5.1. Inventaire des glaciers de l'Antisana à 2009. La dénomination des glaciers a été reprise d'Hastenrath (1981, 2008) et de Lliboutry durant sa visite en 1986 à l'Antisana. A partir des données photogrammétriques récentes (2009) le Glacier 1 est divisé en deux langues glaciaires (α , β).	104
Tableau 5.2. Variation de la surface (en km ²) des glaciers de l'Antisana obtenues par photogrammétrie (1956, 1964, 1979, 1997, 2009) et par télédétection (1986, 1991, 2001, 2003, 2006, 2014). Les glaciers Antisana [1α , 1β] Antisana [9, 10, 11] ont été regroupés.	105
Tableau 5.3. Pourcentages de réduction de surface de la calotte glaciaire de l'Antisana rapportés pour quatre sous périodes entre 1956 et 2007 estimés dans les inventaires précédents et le présent travail.	106
Tableau 5.4. Fluctuations cumulées du front des glaciers par période obtenues par photogrammétrie (P) (1956, 1964, 1979, 1997, 2009) et par télédétection (T) (1986, 1991, 2001, 2003, 2006, 2014). La référence de cette variation est la limite du glacier à 1956.	109
Tableau 5.5. (a) Bilans de masse cumulés en m éq. eau par période pour les glaciers étudiés et (b) bilan de masse moyen annuel de chacune des périodes	112
Tableau 6.1. Synthèse des caractéristiques morphologiques des glaciers de l'Antisana en 2009. La classification morphologique faite est arbitraire (voir la définition plus loin)	121
Tableau 6.2. Stations INAMHI existantes autour du volcan. Les périodes avec au moins 10 % de données manquantes sont y indiquées. La localisation des stations est indiquée dans la figure 2.7, section 2.5.	125
Tableau A.1. Séries du bilan de masse annuel du glacier Antisana 12 entre 2005 et 2012.	157
Tableau B.1. Altitude de la ligne d'équilibre (m) pour chaque glacier pour chaque période d'étude. La méthode AABR a été utilisée pour déterminer ces ELAs.	160