HAL
open science

Changement climatique et dynamique de la végétation dans les Andes du Chili central, depuis le milieu du XXème siècle : l'exemple de la vallée de Yerba Loca

Jorge Quense

To cite this version:

Jorge Quense. Changement climatique et dynamique de la végétation dans les Andes du Chili central, depuis le milieu du XXème siècle : l'exemple de la vallée de Yerba Loca. Milieux et Changements globaux. Université de Grenoble, 2011. Français. NNT : 2011GRENV036 . tel-00639115

HAL Id: tel-00639115

https://theses.hal.science/tel-00639115v1

Submitted on 8 Nov 2011

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.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **BIODIVERSITÉ - ÉCOLOGIE - ENVIRONNEMENT**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Jorge QUENSE

Thèse dirigée par **Philippe CHOLER** et
codirigée par **Georges ROVERA**

préparée au sein du **Laboratoire d'Ecologie des Chaînes Alpines (LECA)** et du **laboratoire Politiques publiques, Action politique et Territoires (PACTE)** dans **l'École Doctorale Chimie et Sciences du Vivant**

CHANGEMENT CLIMATIQUE ET DYNAMIQUE DE LA VEGETATION DANS LES ANDES DU CHILI CENTRAL, DEPUIS LE MILIEU DU XXe SIECLE : L'EXEMPLE DE LA VALLEE DE YERBA LOCA

Thèse soutenue publiquement le **23 septembre 2011**
devant le jury composé de :

M. Sylvain BIGOT
Professeur, Université Joseph Fourier, Président du jury
M. Lohengrin CAVIERES
Professeur, Universidad de Concepción, Examinateur
M. Philippe CHOLER
Chargé de recherches, CNRS, Directeur de thèse
Mme Marie-Pierre LEDRU
Directrice de recherche, IRD, Rapporteur
M. Richard MICHALET
Professeur, Université de Bordeaux 1, Rapporteur
M. Georges ROVERA
Maître de conférences, Université Joseph Fourier, Co-directeur de thèse

A Galia et Santiago pour leur amour et soutien inconditionnel

REMERCIEMENTS

Mes remerciements s'adressent à tous ceux qui m'ont accompagné dans le quotidien… avec des moments parfois difficiles mais qui ont fait partie de cette longue histoire qui heureusement, trouve son aboutissement.

J'ai préparé mon Diplômé d'Etudes Approfondies à l'Institut de Géographie Alpine de Grenoble. Là-bas j'ai rencontré beaucoup de gens avec lesquels j'ai encore gardé des contacts. Parmi eux, j'ai rencontré Georges Rovéra qui, avec son infini enthousiasme pour la Géographie et sa grande disponibilité dont il a fait preuve tout au long de ce travail, m'a énormément aidé à voyager à travers cette route. Je tiens à le remercier.

Mes remerciements vont aussi à Sandra Lavorel du LECA pour avoir accepté, au début de cette thèse, de diriger mon projet de recherche.

J'adresse également mes sincères remerciements à Philippe Choler qui a accepté prendre le relais comme Directeur de cette thèse et de guider ce travail rempli d'embûches.

Je tiens également à remercier les membres du Jury qui ont accepté de juger ce travail.

Cette recherche a été effectuée grâce à l'appui du professeur Jose Ignacio Gonzalez (Decano à la Faculté d'Histoire et Géographie au Chili) qui m'a soutenu tout au long de cette thèse. Je souhaite également exprimer ma gratitude à mes collègues géographes au Chili, particulièrement à Federico Arenas et Cristian Henríquez.

Si ce travail a pu aboutir, c'est grâce au soutien et aux encouragements de toutes les personnes qui ont, d'une manière ou autre, participé à cette recherche. Particulièrement, à mes amis grenoblois, niçois, lozériens, lyonnaises, syriens, boliviens, chiliens, sénégalaises et d'autres qui ont partagé avec moi des balades inoubliables dans le Dauphiné et ailleurs. Je tiens à

exprimer tout particulièrement ma reconnaissance à Xavier Bodin, pour son encouragement et son amitié.

Je souhaite également remercier le personnel de l'Institut de Géographie Alpine de Grenoble pour son accueil.

También quisiera expresar mi agradecimiento a todas aquellas instituciones que a través de su personal, participaron directa o indirectamente en esta tesis: el Instituto de Geografía de la Pontificia Universidad Católica de Chile, la Corporación Nacional Forestal (CONAF), el Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF), la Dirección General de Aguas (DGA), el Consejo de Monumentos Nacionales, la Municipalidad de Lo Barnechea y muy especialmente al Santuario de la Naturaleza Yerba Loca.

J'ai aussi une pensé envers la ville de Grenoble, qui a vu la naissance de mon fils Santiago, à qui je dédie ce travail.

J'adresse également mes remerciements à tous les membres de ma famille pour leur soutien.

Je voudrais t'exprimer toute ma reconnaissance, chère Galia, pour ton soutien pendant tous ces moments d'absence. *Gracias por acompañarme en este desafío en tierras extranjeras. Gracias por tomarme de la mano.*

Enfin, parce que les remerciements sont parfois insuffisants, j'ai une pensée pour Gerardo, mon père qui est partie au cours du déroulement de ce chemin.

Santiago du Chili, avril 2011

RESUME

Les milieux oroméditerranéens sont considérés comme particulièrement sensibles aux changements climatiques. Deux questions sont posées dans ce contexte : quelles sont la nature et l'ampleur des modifications climatiques à l'échelle régionale (températures, précipitations et enneigement) au Chili central, depuis les années 70 ? Quels sont les changements de la végétation en montagne (dans la tranche d'altitude 1.500 - 2.500 m), en particulier au niveau de la limite supérieure de la forêt à *Kageneckia angustifolia* ?

La première partie de la thèse présente les spécificités des milieux de montagne et les changements climatiques déjà observés de façon générale et au Chili en particulier. Elle présente aussi les sites d'étude au niveau climatique et biogéographique.

La deuxième partie concerne les données et la méthodologie. Une approche scalaire est mise œuvre, avec confrontation et mise en complémentarité de différentes techniques : télédétection, chroniques climatiques et *mesures in situ*.

La troisième partie présente les résultats. Les données climatiques enregistrées les 30 dernières années aux stations d'El Yeso (2.500 m) et de Los Bronces (3.500 m), montre une croissance d'environ 1 °C pour la température moyenne annuelle, réchauffement plus marqué à El Yeso, au niveau des températures minimales. Pour l'enneigement, il est montré une haute variation interannuelle de la couverture de neige et une élévation de la limite de la neige durant les dernières décennies, d'environ 300 m. Ces résultats, sont accompagnés d'une augmentation faible du NDVI. Au niveau de la vallée Yerba Loca, l'étude diachronique de l'écotone supraforestier montre des transformations vers une augmentation de la superficie des espaces forestiers et leur densification. Enfin, l'expérience de germination, à Yerba Loca montre qu'il existe une différence significative entre le pourcentage de germination des graines à l'intérieur des enclos et à l'extérieur, avec un effet

négatif de la couverture neigeuse sur la germination des plantules.

Mots clefs : changements climatiques, limite de la neige, Andes, télédétection, NOAA-AVHRR, écotone supraforestier, *Kageneckia angustifolia,* Chili, climat méditerranéen, NDVI.

ABSTRACT

Mediterranean areas are considered particularly sensitive to climate change. Two questions are asked in this context: what is the nature and magnitude of regional climate change (climate and snow cover) in central Chile, since the 70's? What are the changes in mountain vegetation (in the altitude range of 1,500-2,500 m), especially at the upper limit of *Kageneckia angustifolia* forest?

The first part of the thesis shows the characteristics of mountain environments and observed climate change at global and Chilean local level. It also presents the study area, from the standpoint of biogeography and climate.

The second part refers to the data and methodology. We used a multiscale approach to the confrontation and the application of several complementary techniques: remote sensing, climatic data and field measurements.

The third part presents the results. Climate data recorded in the last 30 years in the stations of El Yeso (2,500 m) and Los Bronces (3,500 m), shows an increase of about 1° C in mean annual temperature, been the sharpest increase in El Yeso, especially in average of low temperatures. In relation to snow cover, it shows high variation and a rise up in the limit of snowline in recent decades, about 300 m. These results are accompanied by a slight increase in NDVI. In the Yerba Loca valley, the diachronic study of *Kageneckia angustifolia* forest ecotone shows changes towards an increase forest areas and densification. Finally, the experience of germination in Yerba Loca indicates a significant difference between the percentage of germination of the seeds under protection from snow and the ones without treatment, with a negative effect of snow cover on the germination.

Keywords: climate change, snowline, Andes, remote sensing, NOAA-AVHRR, treeline, *Kageneckia angustifolia,* Chile, mediterranean climate, *NDVI*.

“Cuando situado sobre una alta cima el viagero echa sus miradas sobre el conjunto de una región montañosa, lo que llama primero su atención es el desorden que parece reinar en la distribución de estas poderosas moles unidas unas a otras por líneas bizarramente contorneadas; pero insensiblemente desaparece la primera impresión y principia a distinguir en este orden aparente algunas líneas que se repiten de distancia en distancia y parecen todas llevar el mismo rumbo” (Amadeo PISSIS, Geografía Física de la República de Chile, 1875).

SOMMAIRE

RESUME _____ *7*

ABSTRACT _____ *9*

INTRODUCTION _____ *17*

PREMIERE PARTIE : CADRE THEORIQUE ET TERRAIN D'ETUDE _____ *23*

Chapitre 1. Bases théoriques de l'étude _____ 23

Chapitre 2. Présentation de la zone d'étude _____ 61

DEUXIEME PARTIE : DONNEES ET METHODOLOGIE _____ *101*

Chapitre 3. Les sources d'information _____ 103

Chapitre 4. Préparation et traitements des données _____ 113

TROISIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSION _____ *141*

Chapitre 5. Le climat et son évolution récente dans les Andes du Chili central _____ 141

Chapitre 6. L'enneigement et l'altitude de la limite de la neige _____ 163

Chapitre 7. Les Fluctuations du NDVI dans les Andes de Santiago _____ 179

Chapitre 8. La vallée de Yerba Loca : étude des versants et du site expérimental _____ 193

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES _____ *217*

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES _____ *223*

TABLE DES MATIERES _____ *261*

INTRODUCTION

INTRODUCTION

PROBLEMATIQUE GENERALE DE L'ETUDE

Les études sur le fonctionnement des écosystèmes terrestres, leurs possibles modifications et leurs adaptations aux changements climatiques et humaines, ainsi que les effets et les impacts de ces modifications sur les ressources hydriques et biotiques, ont une place importante dans la recherche actuelle. Ces interactions sont particulièrement intéressantes dans les écosystèmes fragiles.

Dans le contexte des modifications environnementales globales, les écosystèmes méditerranéens et surtout certains écosystèmes montagnards sont considérés comme des écosystèmes sensibles au changement climatique des dernières décennies (ANDRADE et PEÑA, 1993 ; GRABHERR et *al*., 1994 ; BENISTON et *al*., 1997 ; BENISTON, 2003). Les zones de climat méditerranéen sont considérées comme des *hotspots* (points chauds) de biodiversité. Ces *hotspots* se caractérisent, à la fois, par des niveaux exceptionnels d'endémisme végétal et par des niveaux critiques de pertes d'habitats (MYERS et *al*., 2000).

Au niveau des conditions climatiques, dans le cas des Alpes par exemple, on enregistre une modification des températures (surtout depuis 25 ans), une diminution de la durée et de l'intensité du gel et une réduction de la couverture neigeuse, accompagnées, en altitude, d'une remontée de la limite nivale et d'une baisse du coefficient de nivosité (ARQUES, 2005 ; AUER et *al*., 2005 ; AUER et *al*., 2007 ; CORONA, 2007 ; GIEC, 2007).

Dans certains écosystèmes et, plus particulièrement au niveau des écotones altitudinaux, là où les espèces poussent près de leurs limites de tolérance par rapport aux facteurs climatiques, on constate des réponses de la végétation à ces changements climatiques, au cours des dernières décennies : évolution des limites et des superficies des formations forestières,

augmentation de la biomasse, modification de la biodiversité, entre autres (KÖRNER et al., 1994 ; CORONA, 2007).

L'hypothèse principale émise est la suivante : les espèces végétales et les écosystèmes méditerranéens de montagne (oroméditerranéens) présentent de multiples stress vis-à-vis des variations, très contrastées d'une saison à l'autre et d'une année à l'autre, des conditions climatiques et de l'eau : températures de l'air et du sol, disponibilité de la ressource en eau. D'autant que certains de ces facteurs sont fortement influencés par l'enneigement, ce qui constitue une spécificité des montagnes méditerranéennes où, à altitude égale, le coefficient de nivosité est souvent plus élevé que dans les montagnes tempérées ; ainsi entre 1.500 et 2.000 m, il est de l'ordre de 55 % dans les Alpes du Sud contre à peine 45 % dans les Alpes du Nord à cause d'un été davantage pluvieux dans ce dernier cas (LLIBOUTRY, 1954 ; ROVERA, 1990).

Dans ce contexte, les questions posées sont les suivantes :

- quelles sont la nature et l'ampleur des modifications climatiques des dernières décennies, à l'échelle régionale en montagne ?
- quelle est la modification récente de la dynamique des écosystèmes dans la tranche d'altitude 1.500-2.500 m où se situe la limite supérieure de la forêt, en particulier dans le cas des formations à *Kageneckia angustifolia*, espèce arborée indicatrice d'une colonisation précoce, dont le développement est sensible aux conditions nivales ?

OBJECTIFS

Pour répondre à ces questions, l'étude vise trois objectifs complémentaires :

- étude de l'évolution récente du climat, notamment des conditions de température et de précipitations à l'échelle régionale (bassins supérieurs de l'Aconcagua, Mapocho et Maipo) ;
- étude de l'évolution de l'enneigement et de la vigueur de la végétation à l'échelle régionale, grâce à des données satellitaires ;
- analyse des formations à *Kageneckia angustifolia* à « Yerba Loca »[1] et étude stationnelle sur l'importance de la couche de neige vis-à-vis de la germination de jeunes individus.

PLAN DE LA THESE

Ce travail s'organise en trois parties et huit chapitres. La première partie est dédiée à une synthèse bibliographique et à la présentation du terrain d'étude, la deuxième partie est méthodologique et la troisième partie est consacrée aux résultats et discussions.

Première Partie : le cadre théorique et terrain d'étude

Le premier chapitre s'intéresse aux bases théoriques fournies sur les études consacrées à la montagne, en géographie et écologie, avec une attention particulière aux études climatiques et de la végétation. On aborde aussi les changements climatiques en montagne et notamment les effets du réchauffement climatique des dernières décennies sur la végétation.

Le deuxième chapitre est consacré à la présentation du terrain d'étude.

[1] Bassin versant de notre zone d'étude.

Deuxième Partie : méthodologie

Le troisième chapitre est consacré à la description des différentes sources d'information utilisées dans cette étude.

Le quatrième chapitre développe la démarche utilisée pour étudier l'évolution du climat et de la végétation de montagne à différentes échelles.

Troisième Partie : les résultats

Le cinquième chapitre est dédié à l'analyse du climat et son évolution récente dans les Andes du Chili central, notamment pour la température et les précipitations.

Le sixième chapitre est consacré à l'étude de l'enneigement et à l'évolution de la limite de la neige, à partir de données satellitaires.

Le septième chapitre s'attache à l'analyse des fluctuations de la vigueur de la végétation en montagne, à partir de données satellitaires.

Le dernier chapitre correspond à l'analyse des formations à *Kageneckia angustifolia* dans la vallée de Yerba Loca et aussi à l'étude sur l'importance de la couche de neige vis-à-vis de la germination de jeunes individus.

PREMIERE PARTIE : CADRE THEORIQUE ET TERRAIN D'ETUDE

PREMIERE PARTIE : CADRE THEORIQUE ET TERRAIN D'ETUDE

CHAPITRE 1. BASES THEORIQUES DE L'ETUDE

1.1. LES MILIEUX DE MONTAGNE

Il n'existe pas une définition « universelle » de la montagne et nombreux sont les termes utilisés, variant selon les disciplines, les traditions et les objectifs. Du point de vue physique et biologique, les montagnes se caractérisent par des traits communs : l'altitude, la pente du terrain, des climats variés, une composition relativement élevée d'espèces endémiques, et un espace particulièrement sensible aux changements (GARCÍA-RUÍZ, 1990 ; ROUGIER et *al*., 2001 ; HUBER et *al*., 2005).

Depuis quelques années, la prise de conscience que les régions de montagne sont une composante importante des écosystèmes terrestres, en termes de ressources et de services qu'elles fournissent (BENISTON et *al*., 1997), a augmenté. Les régions montagneuses occupent un quart de la surface de la terre, avec 20 % de la population mondiale. Elles sont indispensables à l'humanité car elles fournissent plus de 50 % de l'eau consommée, elles sont aussi utilisées pour l'agriculture ou l'exploitation forestière, ou encore comme espaces de loisirs, de tourisme. De plus, elles ont une valeur symbolique pour beaucoup de civilisations (MESSERLI et IVES, 1997 ; KAPOS et *al*., 2000).

Du point de vue physique, la spécificité de la montagne est fondée essentiellement par les caractéristiques du climat, de l'hydrologie souvent influencée par la neige ou la glace et, aussi, de la végétation et de la faune.

1.1.1. Le climat de montagne

Le climat de montagne est influencé par divers facteurs géographiques, telles que la latitude, l'altitude, la topographie et la continentalité. Ces facteurs modifient la distribution spatiale et temporelle du bilan énergétique, de la température et des précipitations (BARRY, 1992 ; 2008). Ces facteurs modifient les éléments du climat tels que la température, la pression atmosphérique, les vents et les précipitations.

L'altitude influence de manière directe la diminution de la pression atmosphérique et de la température, associée à la réduction de la vapeur d'eau. Au niveau global, pour chaque kilomètre d'élévation, la pression atmosphérique diminue (et la pression partielle des gaz qui la composent) d'environ 10 %, toutefois le gradient de pression moyenne varie avec la température et l'humidité (BARRY, 2008).

La topographie, elle aussi, influence le climat en montagne. D'une part, la surface des terres diminue avec l'altitude, avec quelques exceptions locales, par exemple le cas de l'Altiplano. Ainsi, au-dessus de la limite supérieure des arbres (voir page 34), la superficie, en moyenne, est réduite de 50 % tous les 167 m pour les Alpes, et tous les 150 m pour les Andes (KÖRNER, 2007).

D'autre part, les effets de la topographie sur les flux d'air interviennent grâce à plusieurs caractéristiques de base de tout élément du relief. Les dimensions générales et l'orientation d'une chaîne de montagnes par rapport aux vents dominants sont importantes pour les processus à grande échelle, la forme du terrain est particulièrement importantes à l'échelle régionale, tandis que la pente et l'orientation sont la cause de la différenciation locale du climat (BARRY, 1992 ; GUYOT, 1999). En montagne, l'effet de la pente et de l'orientation sur le rayonnement solaire, la vitesse et direction du vent est, de loin, plus important qu'à basse altitude (WIESER, 2007). Par exemple, l'orientation des versants provoque, dans les Alpes, une position

de la limite nivale 200 m plus haut sur les versants sud que sur les versants nord (BARRY, 2008).

Ces facteurs ont comme conséquence que les montagnes ont des conditions climatiques différentes des régions qui les entourent. Même si les masses d'air et les fronts qui l'affectent sont les mêmes que dans les zones climatiques où elles se situent.

1.1.1.1. **Les températures en montagne**

La température est, peut-être, l'aspect le plus important des climats de montagne. En général, elle diminue avec l'altitude car la raréfaction de l'air limite l'absorption des radiations solaires, ce qui est une conséquence directe de la baisse de la pression atmosphérique avec l'altitude (THOURET, 1984). Il est admis un gradient thermique moyen d'environ 0,55 °C pour 100 mètres d'élévation. Toutefois, il faut considérer que dans une région considérée *a priori* comme thermiquement homogène pour une période donné, l'altitude, la position topographique, les masses d'air et l'exposition du versant conditionnent la répartition des températures dans l'espace (DOUGUEDROIT et DE SAINTIGNON, 1984). Ainsi, les fonds de vallées vont réagir d'une façon différente de celle des versants. Au même temps, le gradient thermique altitudinal varie aussi temporellement, saisonnièrement et quotidiennement (THOURET, 1984). Il varie également, d'une montagne a l'autre et d'une section d'élévation á une autre (GOTTFRIED et *al*., 1999). Nous verrons plus tard que dans les Andes de Santiago, le gradient thermique varie assez fortement en altitude.

La diminution de température avec l'altitude s'exprime par l'étagement de la végétation et par la présence de neiges éternelles aux altitudes élevées.

1.1.1.2. **Les précipitations en montagne**

En général, la quantité et l'intensité des précipitations sont très variables et fortement influencées par la direction du vent

dominant et par les caractéristiques du relief (altitude, pente et orientation). De plus, les effets des montagnes sur les mouvements d'air dépendent des taille, longueur et largeur de l'édifice, ainsi que de l'espacement entre les crêtes (phénomène d'abri).

Il est admis que l'altitude influence fortement la répartition spatiale des précipitations en montagne. D'après SMITH (2006), les montagnes modifient et souvent amplifient les précipitations. En effet, comme conséquence de l'altitude et du refroidissement de l'air, les précipitations sont de plus en plus importantes du côté exposé au vent et augmentent aussi avec l'altitude (BONACINA, 1945 ; BARROS et LETTENMAIER, 1994 ; KONRAD, 1996 ; SEVRUK, 1997 ; BRUNSDON et *al*., 2001). En fait, l'ascendance des masses d'air humide provoque une dilatation et un refroidissement de l'air ayant comme conséquence l'augmentation de l'humidité relative, créant des nuages et des précipitations (SMITH, 1979 ; BARRY, 1992). Il s'agit du mécanisme provoquant les précipitations orographiques le long des versants exposés au vent (DOUGUEDROIT et DE SAINTIGNON, 1984).

Toutefois, il est impossible d'établir une règle pour toutes les montagnes car la distribution des précipitations est assez complexe (YANG et *al*., 2007 ; SOKOL et BLIZNÁK, 2009). La relation entre les précipitations et l'altitude dépend fortement de la qualité et représentativité des données car la plupart des stations météorologiques en montagne sont localisées dans les vallées et ne sont presque pas disponibles sur les versants ou à proximité des crêtes (SEVRUK, 1997).

En ce qui concerne les types de précipitations, à peine 5 % des précipitations de la planète tombent au sol sous forme de neige (REES, 2006). Cette proportion augmente à plus de 50 % en régions polaires et aussi dans certains chaînes de montagnes, comme c'est le cas dans les Andes du Chili central, ainsi que nous le préciserons, à partir de 2.100 m d'altitude (LLIBOUTRY, 1956).

Formées par sublimation des molécules d'eau, la neige est définie comme des particules de glace qui chutent ou sont cumulées au sol

(UNESCO, 1970). Il s'agit d'un élément important à différentes échelles de temps et d'espace. A l'échelle globale, la cryosphère, c'est-à-dire les régions enneigées et glacées de la terre, a une fonction dans le contrôle du système climatique de la planète et joue un rôle important comme indicateur du changement global (REES, 2006). La cryosphère représente aussi une importante variable géophysique, particulièrement pour son rôle dans le contrôle d'albédo planétaire (NOLIN et STROEVE, 1997) et pour l'hydrologie (ROSS et WALSH, 1986). Au niveau régional et local, elle influence saisonnièrement autant la biosphère que l'homme, car l'accumulation totale de neige en hiver est importante pour la disponibilité d'eau pendant la saison de fonte, et par conséquence est importante pour la quantité de l'eau disponible pour l'irrigation, la production d'électricité, les activités récréatives de même que pour les plantes (RANGO, 1993 ; MESSERLI et IVES, 1997 ; JONES et *al*., 2001 ; BENISTON, 2003 ; REES, 2006).

1.1.1.3. **La couverture neigeuse et la limite de la neige**

La structure et les dimensions de la couverture neigeuse (SCA[2]) est hautement variable dans le temps et dans l'espace, sous la dépendance de facteurs comme les conditions atmosphériques, l'action du vent (importante dans la redistribution, le compactage et la sublimation de la neige), la topographie (l'altitude, la pente et l'orientation) et la couverture de végétation (THORN, 1978 ; LUCE et *al*., 1998). Par exemple, en montagne il y a une forte relation linéaire entre l'épaisseur de la neige et l'altitude (THORN, 1978) et aussi entre le nombre de jours annuels avec présence de neige et le nombre de jours avec une température moyenne inférieure à 0 °C (BEDNORZ, 2004).

La couverture de neige (SCA) peut être de type temporaire (aussi dénommé saisonnier) ou permanent. La SCA temporaire ou saisonnière correspond aux étendues de neige qui disparaissent pendant l'été,

[2] Abréviation de l'anglais « *Snow cover area* ».

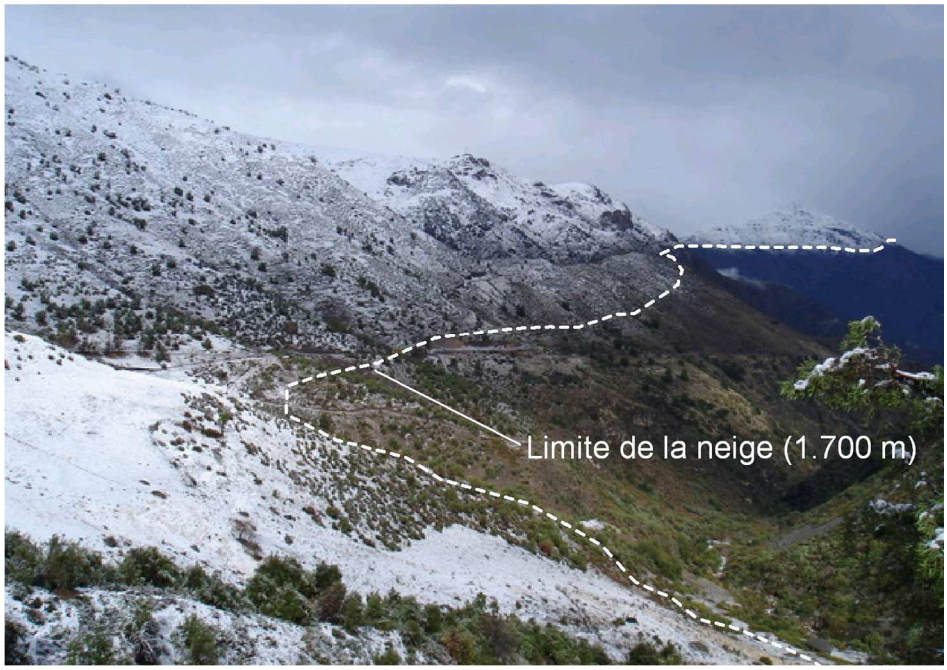
tandis que la SCA permanente correspond à la neige qui est retenue pendant plusieurs années comme, par exemple, sur le continent Antarctique, le Groenland et à haute altitude (REES, 2006).

De plus, la SCA a une variabilité annuelle et interannuelle en rapport avec le du climat. Selon DYE (2001). Le cycle annuel de la couverture neigeuse peut être examiné en étudiant la période d'accumulation maximale (fin de l'hiver) et la période libre de neige (fin de l'été). Au même temps, en utilisant des séries de la SCA, il est possible de calculer la « limite de la neige » tout au long de l'année.

Dans les sciences de la Terre, la limite de la neige, au sens le plus large, équivaut à l'altitude la plus basse de la couche de neige continue à un moment donné. La limite de la neige ou « *snowline* », est une ligne qui délimite une zone ou une altitude avec 100 % de couverture neigeuse ou bien encore, la zone où l'altitude connaît plus de 50 % de couverture de neige (PÉWÉ et REGER, 1972). En montagne, la limite de la neige représente la ligne de séparation entre les zones couverte de neige et les zones libres de celle-ci (SEIDEL et *al*., 1997).

De manière consensuelle, la limite de la neige représente l'altitude au-delà de laquelle la neige ne fond pas. Toutefois, dans la pratique, selon la saison et les conditions topographiques, souvent la neige se dispose en taches (forme de type mosaïqué), notamment en début et en fin d'hiver. Ceci rend difficile le positionnement d'une ligne séparatrice entre la neige et les zones déneigées (photographie 1).

Entre l'été et l'hiver, la limite de la neige varie en fonction de différents facteurs : la quantité de neige tombée, la pente sur laquelle repose la couche de neige, l'exposition au soleil et aux vents dominants, le type et la vitesse du vent, ainsi que la présence ou l'absence de grandes étendues d'eau.



Photographie 1 : Exemple de la limite de la neige à Yerba Loca (prise de vue en juillet 2006).

La figure 1 schématise l'évolution de l'altitude de la limite de la neige le long d'un transect latitudinal Montagnes Rocheuses – Cordillère des Andes.

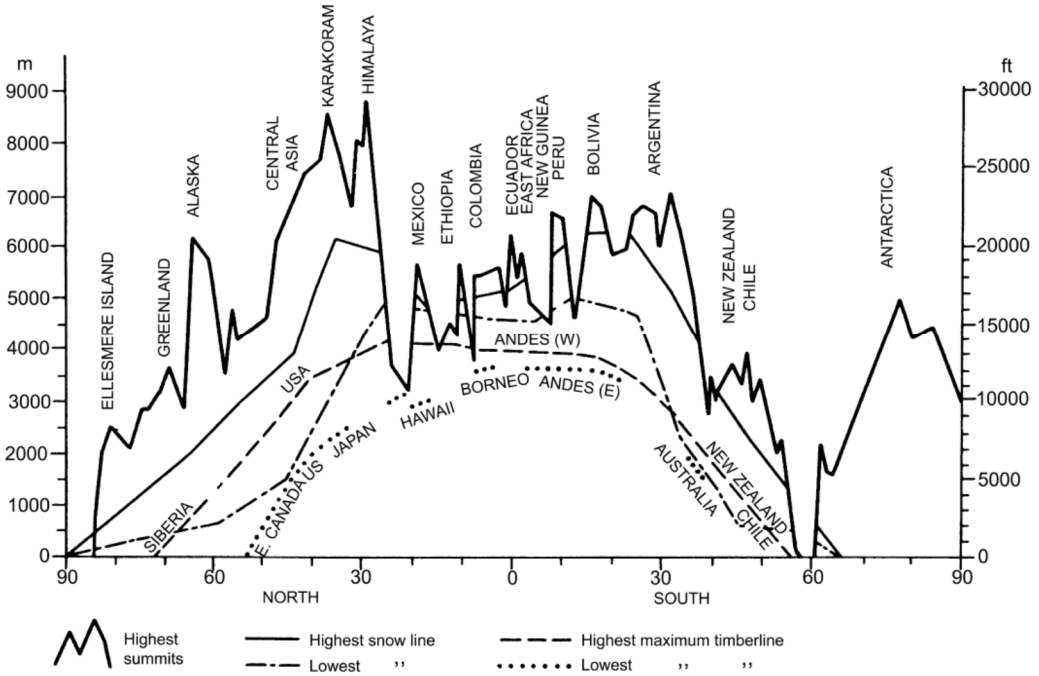


Figure 1 : Transect latitudinal des hauts sommets, limite de la neige et limite supérieure de la forêt (BARRY et IVES, 1974 cité par BARRY, 2008).

En glaciologie, la ligne de la neige (*Snowline*) correspond à la ligne d'équilibre glaciaire (figure 2), c'est-à-dire à la ligne annuelle de fin d'été qui sépare la zone d'accumulation et la zone d'ablation (MEIER, 1962).

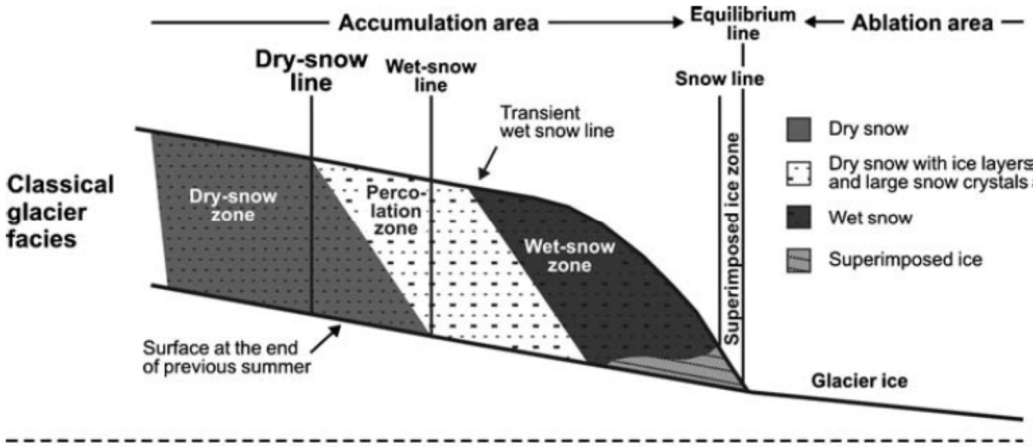


Figure 2 : *Snowline* (du point de vue de la glaciologie) et zones typiques d'un glacier (ARIGONY-NETO et *al*., 2009).

La limite de la neige, d'une part, indique les configurations caractéristiques d'accumulation et d'ablation d'un bassin (BAUMGARTNER et APFL, 1994) et, d'autre part, la ligne de la neige est un important indicateur de la SCA. Sa fluctuation spatiale reflète le comportement climatique, en indiquant une tendance vers des conditions froides ou humides, ou bien vers un climat plus chaud (WUNDERLE et *al*., 2002).

Finalement, du point de vue microclimatologique, la neige atténue les variations de la température du sol. De fait, dans les saisons de transition, les températures du sol sont inférieures à la température de l'air, dues au refroidissement radiatif de la surface en automne et aux effets du retard de la fonte de neige au printemps. Dans les Alpes, les sols ont généralement leur plus basse température pendant l'automne par la pénétration du froid, tandis que l'enneigement d'hiver tend à isoler la terre. L'enneigement est important en raison de sa basse conductivité thermique. Ainsi, l'enneigement agit en tant qu'isolant thermique et en atténuant les variations de la température dans le sol par rapport à celles de la surface. L'amplitude journalière de la

température est plus faible en profondeur et sa synchronisation avec la température de l'air est progressivement retardée. Ces effets dépendent de la date de début de l'enneigement, de sa durée, et de sa profondeur (BARTLETT, 2004).

D'autre part, la neige semble être un facteur écologique important dans les régions de montagnes notamment méditerranéennes comme les Andes chiliennes, ainsi que le montrent certaines études (VUILLE et AMMANN, 1997 ; VUILLE et BAUMGARTNER, 1998 ; VUILLE et *al.*, 2003) et comme nous l'aborderons ultérieurement.

1.1.2. Les écosystèmes de montagne

Du point de vue biologique, les montagnes concentrent une haute biodiversité comme conséquence de l'hétérogénéité topographique et géologique et de l'équivalent d'une compression des zones climatiques (KÖRNER et SPEHN, 2002). Ces écosystèmes, regroupent un ensemble complexe de ressources naturelles étroitement interdépendantes dans l'espace et dans le temps (FAO, 2000)[3].

Les montagnes représentent un milieu très particulier, un complexe d'écosystèmes dans lesquels les plantes se sont adaptées avec des structures et des mécanismes biologiques propres. Parmi les facteurs les plus importants qui déterminent les adaptations des plantes de montagne, on trouve la température, les précipitations, la radiation solaire et les vents. Ces éléments agissent ensemble, par un complexe système de facteurs qui influencent la végétation (BILLINGS et BLISS, 1959 ; GALEN et STANTON, 1995).

En montagne, cette diversité biologique, et plus spécifiquement les plantes, sont caractérisées essentiellement par leur répartition altitudinale. La plupart des espèces de plantes sont limitées à des plages d'altitude bien définies, formant des

[3] Le chapitre 13 d'Action 21 (Gestion des écosystèmes fragiles : mise en valeur durable des montagnes) indique que les montagnes sont un important réservoir d'eau, d'énergie et de diversité biologique.

communautés de plantes typiques (GOTTFRIED et *al.*, 1999), réunies par étages. Cet étagement résulte de gradients dans les facteurs climatiques, et en premier lieu celui de la température, en fonction de l'altitude (OZENDA, 2002).

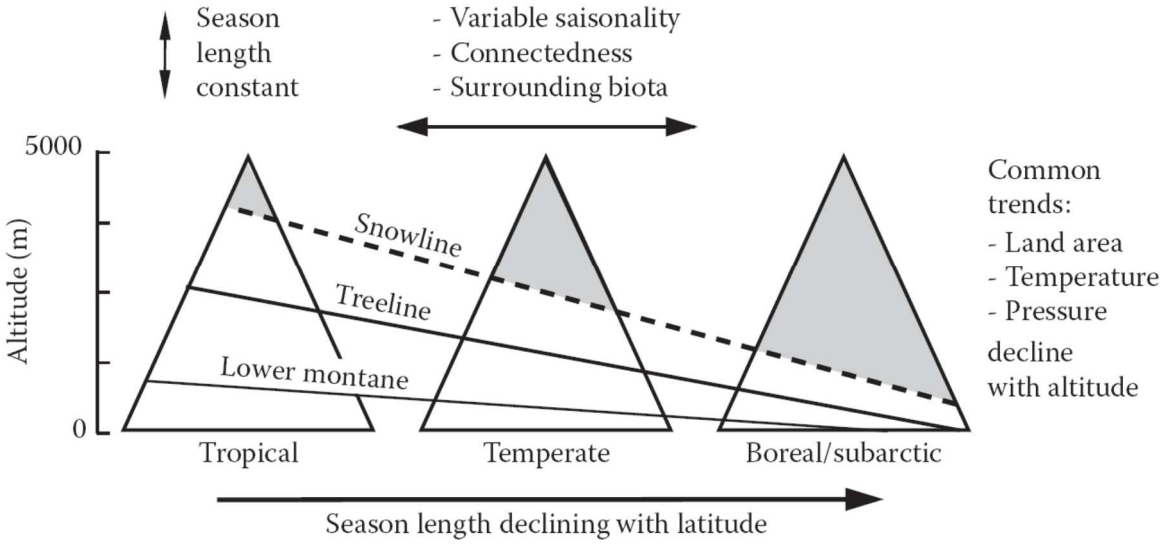


Figure 3 : Conditions environnementales et gradients en montagne (KÖRNER et SPEHN, 2009).

1.1.2.1. **L'étagement de la végétation**

La zonation altitudinale de la végétation, c'est-à-dire le changement de composition et de structure des écosystèmes en fonction de l'altitude, est un des traits les plus caractéristiques de la végétation en montagne. La notion d'étages de végétation a fait l'objet de nombreux travaux en régions de montagne. Elle a une spécificité à la fois biogéographique et écologique (RIVAS-MARTÍNEZ, 1981 ; QUEZEL et BARBERO, 1989 ; OZENDA, 2002).

D'un point de vue phytogéographique, un étage correspond à un découpage macroclimatique altitudinal fondé sur des critères physionomiques et pluviothermiques relativement statiques à l'échelle régionale (THOURET, 1984). Traditionnellement, la zonation altitudinale et les étages ont été définis par des descripteurs spécifiques (montagnard, alpin), se référant

originellement aux Alpes, et ensuite à d'autres montagnes (NINOT et *al*., 2007).

De manière générale et synthétique, trois étages ont été distingués pour les régions de montagne où les régimes de précipitations permettent la croissance des forêts (figure 4) :

- l'étage montagnard qui s'étend de la basse montagne jusqu'à la limite supraforestière ; cette limite a une température moyenne mondiale de la saison de croissance de 6,7 ± 0,8 °C (près de 5,5 °C près de l'équateur et près de 7,5 °C dans des régions tempérées) ; entre les 40°N et 30°S, l'étage montagnard occupe une plage entre 2.000 et 3.000 mètres d'altitude ;
- l'étage alpin (andin) qui correspond à la région comprise entre la limite supérieure de la forêt et la limite inferieure des neiges éternelles ; la surface des terrains est dominée par des pelouses ou arbustes de petite taille ; en dehors des régions subpolaires (entre 60°N et 50°S), l'étage alpin s'étend sur une plage de l'élévation de 800-1.200 mètres, avec sa limite inférieure variant entre les 500 et 4.000 mètres d'altitude, selon la latitude ;
- l'étage nival correspond aux terrains au-dessus des neiges éternelles, définis comme la plus basse altitude où la neige est présente toute l'année (mais pas nécessairement avec une couverture totale) ; dans cet étage, il est encore possible de trouver des plantes jusqu'à environ 6.000 mètres dans certaines régions du monde (KÖRNER et OHSAWA, 2005).

Chaque groupe de régions présente non seulement une séquence particulière d'étages de végétation, mais encore possède un nombre variable et précis d'étages, définis par les seuils bioclimatiques (RIVAS-MARTÍNEZ, 1981).

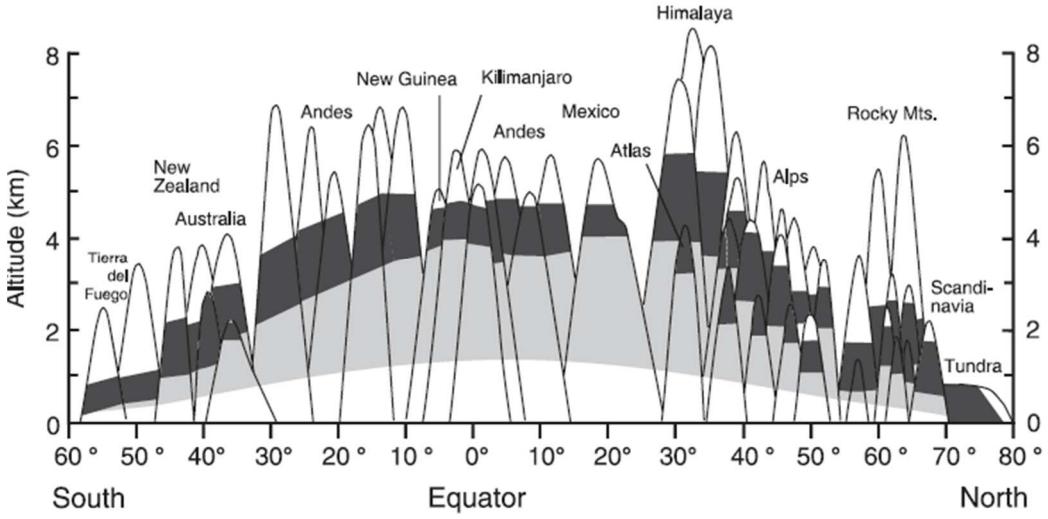


Figure 4 : Profil latitudinal avec la position altitudinale des étages de végétation : la couleur gris correspond à l'étage montagnard, le noir à l'étage alpin et le blanc à l'étage nival (KÖRNER et OHSAWA, 2005).

Selon THOURET (1984) cet étagement, régi par la température, est corrigé par d'autres variables physiques importantes : la position des versants par rapport au flux des précipitations, la pente et l'exposition, la topographie et le substrat édaphique.

1.1.2.2. **L'écotone supraforestier**

Un écotone, au sens large, est une zone de transition entre deux systèmes écologiques adjacents et différenciés. Cette zone de transition est spatialement moins large que les systèmes adjacents (HOLLAND et *al*., 1991). Cette variation de la végétation est produite par la modification d'un facteur du milieu, par exemple la présence ou non d'une couverture neigeuse au long de l'hiver.

Le passage de la forêt vers les pelouses est une des limites de la végétation la plus remarquable de la planète (WALTHER et *al*., 2005). Cette importante limite est une ligne de référence bioclimatique qui permet une comparaison globale (KÖRNER et PAULSEN, 2004). Cette limite est due aussi à l'homme dans plusieurs montagnes du monde. Dans les montagnes européennes, tant l'exploitation forestière et pastoral, que les reboisements de protection du XIXe et du XXe siècle, ont modifié le paysage

forestier jusqu'aux plus hautes altitudes accessibles aux arbres (DIDIER et BRUN, 1998).

De nombreuses recherches ont porté sur l'étude des gradients, en latitude et en altitude, de l'écotone à la limite supérieure de la forêt et sur les facteurs environnementaux qui limitent l'occurrence des arbres (WARDLE, 1971 ; TROLL, 1973 ; TRANQUILLINI, 1979 ; KÖRNER, 1998 ; CAMARERO et GUTIÉRREZ, 2002 ; SMITH et *al*., 2003 ; HOLTMEIER et BROLL, 2005 ; WIESER, 2007).

Plusieurs définitions ont été utilisées pour décrire la limite supérieure de la forêt en montagne. La limite supraforestière ou « *treeline* » (terme anglophone) équivaut à la limite supérieure de la forêt en altitude. La *treeline* correspond à une ligne théorique qui relie des groupes d'arbres d'au moins 3 mètres de hauteur (figure 5). Définition qui correspond bien à la configuration de notre terrain d'étude comme nous le verrons plus loin. Du point de vue géographique la limite supérieure de la forêt correspond au passage de la moyenne à la haute montagne (CHARDON, 1989).

Au même temps, la zone comprise entre la forêt fermée et les derniers arbres adjacents à la végétation herbacée (ou parfois arbustive dans les Alpes) correspond à la *timberline* (HOLTMEIER, 2008), qui concerne la « zone de combat » où l'arbre peu à peu cède la place à une végétation herbacée. Cet écotone plus ou moins large est caractérisé par la présence d'arbres isolés de plus en plus rabougris (VANPEENE, 1998).

KÖRNER et PAULSEN (2004) définissent l'écotone à la limite supérieure de la forêt, comme une zone climatiquement sensible comprise entre la limite des arbres et les communautés alpines caractérisées par des arbres de plus de 3 m de hauteur ainsi que des arbustes et espèces herbacées (TINNER et THEURILLAT, 2003).

Cette zone d'écotone est représentée par le schéma de la figure 5.

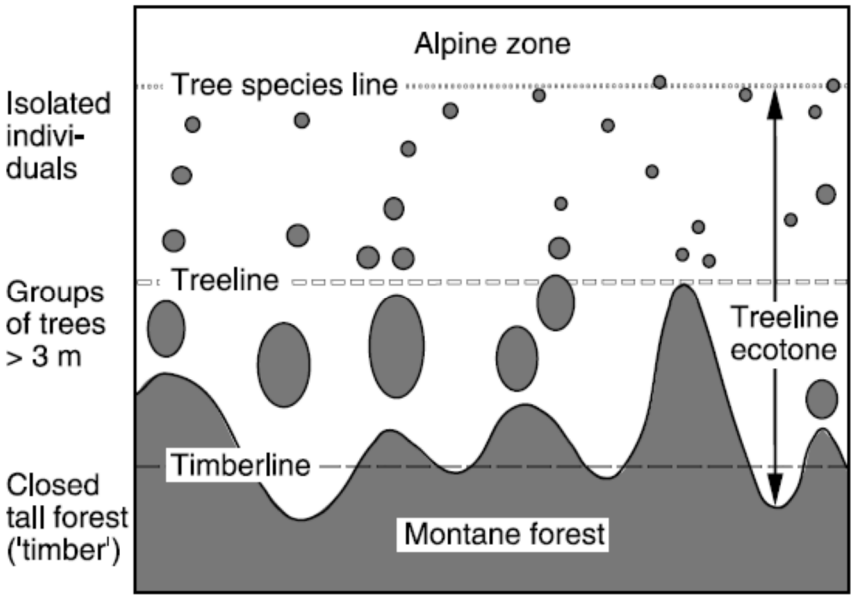


Figure 5 : Représentation schématique de l'écotone au niveau de la *treeline* (KÖRNER et PAULSEN, 2004).

À l'échelle globale, la *treeline* est causée principalement par une carence en chaleur (température du sol et d'air) pendant la courte saison de croissance. Ceci affecte négativement la croissance, la régénération, la résistance au froid et la survie des arbres à leur limite de distribution supérieure en altitude (KÖRNER, 1998 ; KÖRNER et PAULSEN, 2004). Toutefois, cette insuffisance de chaleur estivale doit être considérée en relation avec d'autres facteurs importants et processus à l'échelle locale, tels que des événements climatiques extrêmes, le gel, la sécheresse, les vents, la neige et la glace, les propriétés physiques et chimiques du sol, la topographie, le bilan de carbone, la régénération, les formes de croissance et les formes de peuplements d'arbres (TRANQUILLINI, 1979 ; KÖRNER, 1998 ; HOLTMEIER, 2008). HOLTMEIR (2008) indique également que l'aspect humain est un important facteur qui influence la distribution spatiale et la physionomie des arbres situés à la limite altitudinale de la forêt (figure 6).

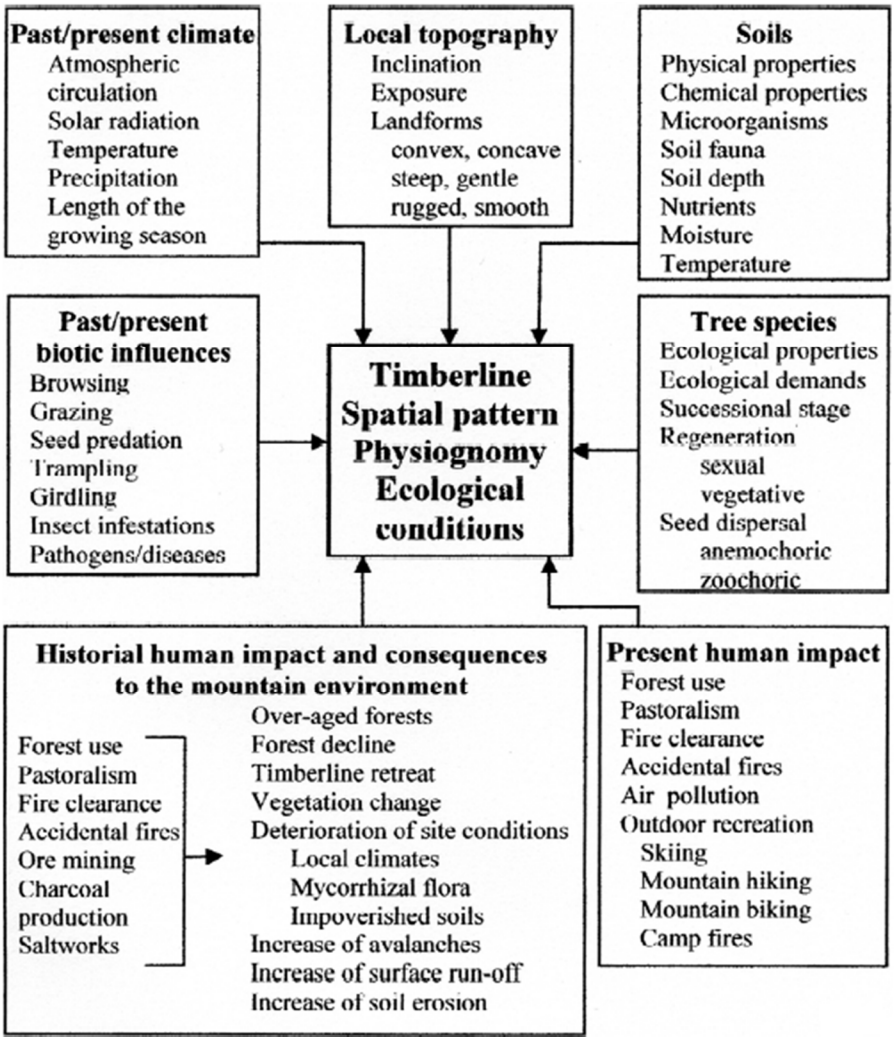


Figure 6 : Facteurs influençant la distribution spatiale et la physiologie de la *Timberline* et les conditions écologiques de l'écotone (HOLTMEIER, 2008).

Les études fournissent certains conclusions à propos des facteurs environnementaux spécifiques qui commandent la distribution spatiale de la *treeline* (HOLTMEIER et BROLL, 2007 ; WIESER, 2007). A ce sujet, la littérature indique six hypothèses possibles : le stress climatique, les perturbations écologiques, le bilan de carbone, la limitation de la croissance de cellules et de la formation de tissus, un apport nutritif limité et une régénération limitée (KÖRNER, 1998 ; KÖRNER, 2003 ; WIESER, 2007 ; SMITH et *al.*, 2009). SMITH et *al.* (2009) ajoutent que des mesures dans le domaine de l'écophysiologie et sur la survivance des plantes dans l'étape de pré-établissement (en incluent la germination) sont les clés pour bien comprendre l'altitude de la *treeline et de la*

timberline. Aussi, MALANSON et *al*. (2007) indiquent qu'il existe plusieurs *treelines*, et qu'il est nécessaire, tout d'abord, d'étudier la biologie de base puis le recrutement et ensuite, se focaliser sur les formes de croissance (figure 7).

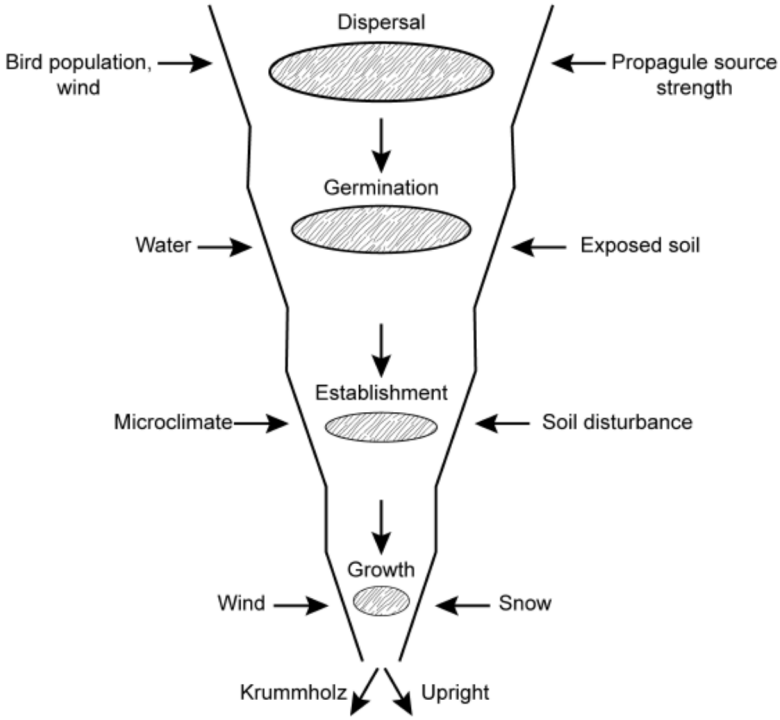


Figure 7 : Schéma de la séquence principale du processus par lequel peut être limité l'établissement des arbres dans l'écotone supérieur de la foret (MALANSON et *al*., 2007).

Dans cette logique, à l'échelle locale, le recrutement des individus est un facteur fondamental et devrait être l'objet principal des études visant à comprendre la dynamique des changements spatiaux à la limite supérieure de la forêt (SMITH et *al*., 2003 ; MALANSON et *al*., 2007). Au même temps, à l'échelle locale (un versant avalancheux) ou stationelle (une crête ou une combe a neige) sont importantes les études soulignant le rôle des processus géomorphologiques, de la lithologie et de la neige comme éléments de perturbation pour l'établissement des arbres à l'altitude de la *treeline* (BUTLER et *al*., 1994 ; ZENG et *al*., 2007).

Finalement, quelques études ont observé la coïncidence de l'altitude de la *treeline* avec des paramètres physiques telles que

l'isotherme 10 °C de la moyenne des températures de l'air en été (DAUBENMIRE, 1954), et 6,7 °C pour la moyenne saisonnière de la température du sol (KÖRNER, 1998).

HERMES (1955, cité par KÖRNER, 2003) met en parallèle la position altitudinale de la limite supérieur des arbres et la position altitudinale de la limite nivale (figure 8). Cette dernière est considérée comme la position altitudinale de l'isotherme moyenne 0 °C pendant le mois le plus chaud. Dans une perspective globale, KORNER (2003) indique que la combinaison de ces deux jeux de données suggère un contrôle physique commun entre la limite de la neige et la limite des arbres à travers le monde.

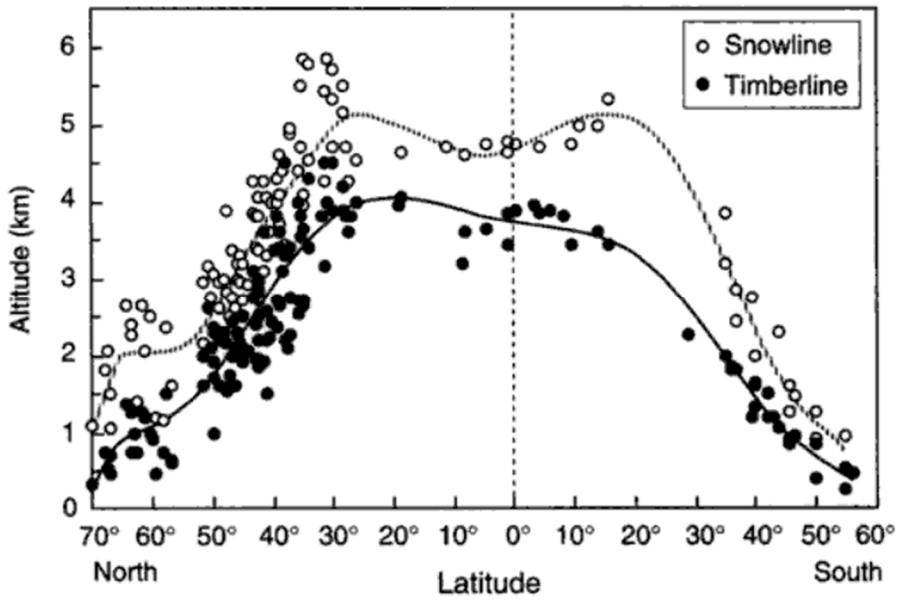


Figure 8 : Position latitudinale de la limite supérieure des arbres et la limite nivale (KÖRNER, 2003).

1.1.3. L'interaction neige-végétation

Dans les écosystèmes de montagne, la neige a une grande importance d'autant que, l'accumulation nivale est sensible aux variations des régimes climatiques. Un changement significatif de la température ou des précipitations affecte la couche de neige (GALEN et STANTON, 1995 ; GUISAN et *al.*, 1995). Les changements de la couche de neige ont des effets rapides, directs et indirects, ainsi que des effets historiques à long terme, sur la croissance

des plantes et sur la productivité des écosystèmes (WALKER et *al.*, 1993 ; GALEN et STANTON, 1995 ; PALACIOS et SANCHEZ, 1997).

Des études dans le domaine des écosystèmes influencés par la neige montrent que les relations entre la neige, le climat et la végétation s'avèrent complexes et qu'elles se manifestent à différents échelles (JONES et *al.*, 2001). Le comportement de la végétation dans les milieux froids comme, par exemple, les montagnes, dépend fortement de la durée, de la distribution et des caractéristiques physiques de la couche de neige (BILLINGS et BLISS, 1959 ; CANADAY et FONDA, 1974 ; WALKER et *al.*, 1993). La durée de la couche de neige détermine en grande partie la durée de la période de croissance de la végétation (OBERBAUER et *al.*, 1998). Ainsi, certaines plantes montrent une croissance rapide pendant le printemps avec des conditions favorables d'enneigement (GALEN et STANTON, 1995).

Dans les milieux de montagne, l'accumulation hivernale de la neige fournit l'essentiel de l'eau à la végétation pendant la période végétative, et pour de nombreux écosystèmes la neige correspond à l'essentiel de la ressource en eau qui sera utilisée pour les plantes tout au long de l'année (JONES et *al.*, 2001). L'eau est un facteur essentiel pour toutes les plantes. En montagne, à certaines altitudes, la pluie est remplacée par des précipitations neigeuses. De cette manière, l'eau reste à disposition des plantes pendant la fonte (BILLINGS et BLISS, 1959). En hiver, la plupart des plantes ne peuvent pas profiter de l'eau car, d'une part elle n'est pas complètement disponible et, d'autre part, parce que les végétaux sont en dormance (BEWLEY et BLACK, 1994).

En montagne, la distribution de la neige et de la végétation sont étroitement liées (KELLER et *al.*, 2005). La configuration de la distribution de la neige sur le terrain est la conséquence la plus visible de la topographie et de son interaction avec des variables climatiques comme le rayonnement, la précipitation et le vent (KÖRNER, 1992 ; GOTTFRIED et *al.*, 1999). La neige, le vent, et la topographie interagissent avec la végétation pour produire la

configuration du dépôt de la neige au sol. La neige est soulevée par le vent des zones exposées et déposée sur les flancs sous le vent des reliefs, des arbres et des roches (WALSH et *al*., 1994; HIEMSTRA et *al*., 2006), créant un forte variabilité spatiale dans la distribution de la neige (CANADAY et FONDA, 1974 ; MALANSON et *al*., 2007).

En ce sens, la topographie joue aussi un rôle important. Ainsi, une étude effectuée dans la péninsule ibérique (Espagne) montre une relation entre la distribution de la végétation de montagne et l'influence de l'action nivale selon les caractéristiques de la topographie. Ses résultats prouvent que lorsque la topographie est uniforme la végétation tend à être distribuée dans des étages altitudinaux homogènes. Cependant, quand le terrain est occupé par des formes liées à l'érosion (creusement ou accumulation sédimentaire) comme les talus d'éboulis ou les couloirs et cônes avalancheux, la neige joue alors un rôle important dans la distribution de la végétation (PALACIOS et SANCHEZ, 1997).

BOWMAN (1992) indique aussi que la neige peut servir de réserve potentielle d'azote pour les écosystèmes alpins en déterminant, en partie, les variations dans l'activité productive des plantes alpines. En ce sens, la neige en surface et la glace dans les sols peuvent être considérées comme d'importants facteurs dans la dynamique des écosystèmes (AUERBACH et HALFPENNY, 1991 ; SOMMERFELD et *al*., 1993 ; ZIMOV, 1993 ; JONES et *al*., 1999).

L'enneigement en montagne produit des effets facilitateurs et inhibiteurs. D'une part, la neige peut protéger les jeunes plantes et ses tiges contre les dommages causés par les basses températures. En effet, l'isolation thermique de la couche de neige permet la protection des plantes des basses températures pendant l'hiver (BILLINGS et BLISS, 1959 ; HADLEY et SMITH, 1983). De même, la neige peut protéger les plantes des dommages dus au vent, peut affecter les températures du sol en hiver, peut fournir de l'humidité au sol pendant la saison de fonte et peut modifier la structure et la chimie du sol (TRANQUILLINI, 1979 ; JONES et

al., 2001 ; MALANSON et *al.*, 2007). D'autre part, la neige peut limiter la période de croissance et générer des avalanches, causant la mortalité des arbres et limitant l'altitude de la *treeline* (BUTLER et *al.*, 1994 ; MALANSON et *al.*, 2007).

Par ailleurs, la neige peut avoir des effets opposés. Ainsi lors d'années neigeuses, la couche de neige peut faciliter le recrutement des arbres (GERMINO et SMITH, 2000 ; GERMINO et *al.*, 2002). En même temps, une couverture neigeuse prolongée dans le temps peut restreindre la saison de croissance.

1.2. LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES RÉCENTS

Dans cette partie, nous ferons une synthèse des principales études liées à l'évaluation des changements climatiques au cours des dernières décennies. Nous aborderons entre autres, la question de la variabilité des températures ainsi que des précipitations, au sein desquelles un intérêt particulier sera donné à la neige.

1.2.1. Aperçu du changement climatique global au cours du XXe siècle

La température moyenne globale de la Terre, en surface, a augmenté de 0,74 °C (± 0,18 °C), estimée à partir d'une tendance linéaire au cours des 100 dernières années. Le taux de réchauffement au cours des 50 dernières années (0,13 °C ± 0,03 °C par décennie) est près du double de celui des 100 dernières années (0,07 °C ± 0,02 °C par décennie ; SOLOMON et *al.*, 2007).

La figure 9 montre les courbes des écarts (différence entre les valeurs observées et les valeurs climatologiques normales) de températures moyennes issues de trois jeux de données différentes : HadCRUT3 du Centre Hadley (BROHAN et *al.*, 2006), GISSTEMP de l'institut Goddard (HANSEN et *al.*, 1999) et NCDC de la NASA (SMITH et REYNOLDS, 2005). Ces données combinent les températures de l'air à la surface des terres et les températures de surface de la mer (SST). Il s'agit des écarts de températures

par rapport à la normale calculée pour la période 1961-1990 (14 °C).

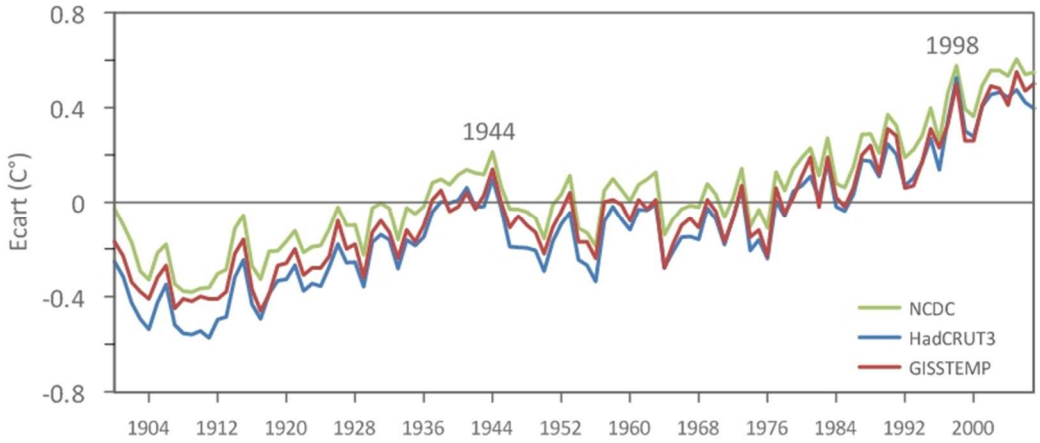


Figure 9 : Écarts des températures entre 1900 et 2007, par rapport à la normale 1961-1990 (élaboration propre à partir de données du HadCRUT3, GISSTEMP et NCDC).

Même si les méthodes de calculs des températures sont différentes (HANSEN et *al.*, 1999 ; SMITH et REYNOLDS, 2005 ; BROHAN et *al.*, 2006), les tendances restent assez similaires pour l'ensemble de la planète.

En général, les courbes des écarts de températures montrent une tendance à l'augmentation très nette pour l'ensemble de la période. A partir de 1910, on observe un réchauffement relativement rapide jusqu'au début des années 1940, suivies d'une autre période de température relativement stable jusqu'au milieu des années 1970. A partir de là, une autre augmentation rapide, similaire à celle du début du siècle, est observée. La tendance récente montre des températures qui semblent se stabiliser depuis le début du XXI siècle (depuis 2004).

D'après le Centre Hadley du Service Météorologique du Royaume-Uni (BROHAN et *al.*, 2006), les dix années les plus chaudes de la planète, depuis le milieu du XXe siècle, ont été enregistrées après 1995 (figure 10). La température moyenne à la surface du globe présentait une anomalie positive de 0,3 °C entre 1977 et 2007. Cette valeur s'élève à 0,49 °C pour les dix dernières années.

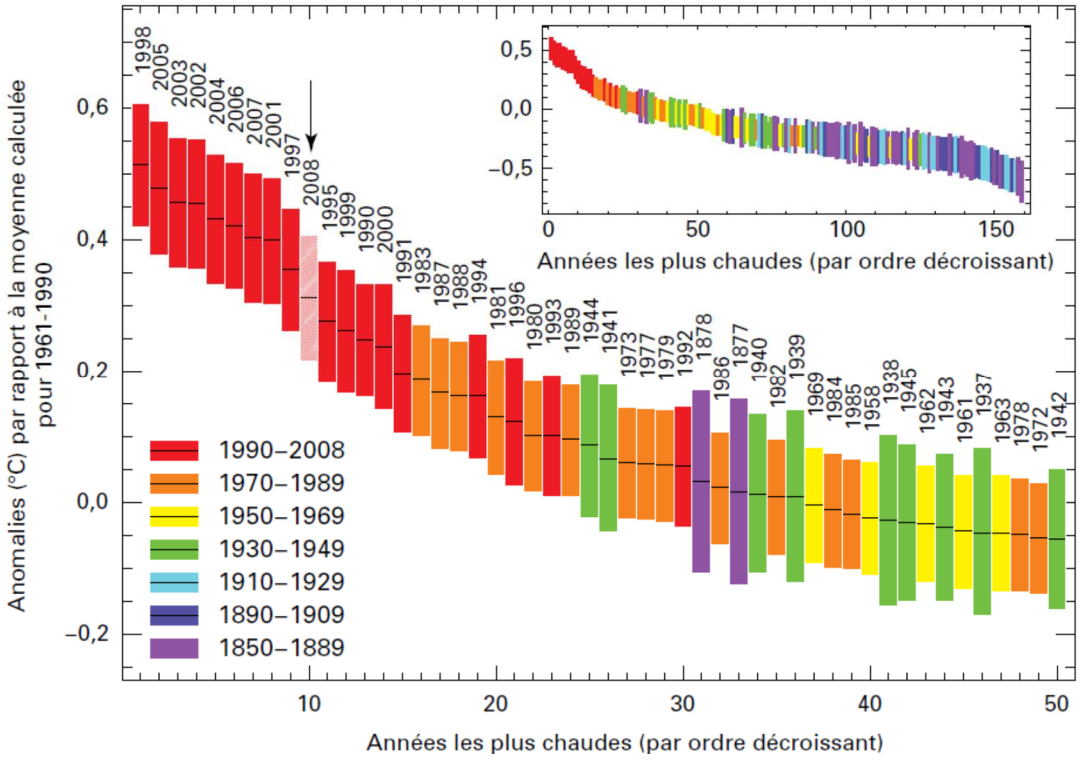


Figure 10 : Ecarts à la température moyenne à la surface du globe, classés par ordre décroissant, depuis 1850 (OMM, 2008 d'après le jeu de données de référence HadCRUT3 ; BROHAN et *al.*, 2006).

Du point du vue spatial, les tendances annuelles sont nettement différentes selon la région observée. De plus, les tendances, pour un même lieu, peuvent être assez différentes selon la période d'observation, surtout pour de courtes périodes (figure 11).

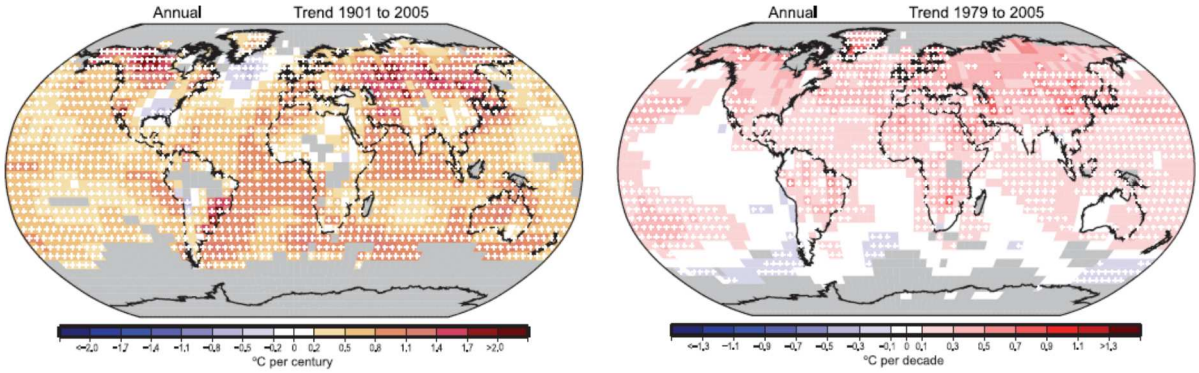


Figure 11: Tendances linéaires des températures annuelles entre 1901 et 2005 (°C par siècle) et entre 1979-2005 (°C par décennies ; SOLOMON et *al.*, 2007).

Des autres éléments du climat, telles que la direction et vitesse du vent, la nébulosité, l'humidité et les précipitations, varient eux aussi dans le temps et dans l'espace. En relation avec les

précipitations, une tendance générale au niveau planétaire est plus difficile à établir. La figure 12 illustre la variabilité de la moyenne des précipitations journalières pour l'ensemble des terres de la planète. La tendance linéaire observée n'est pas statistiquement significative (SOLOMON et *al.*, 2007). On note que, la courbe montre une augmentation globale jusqu'aux années 1950, un petit déclin jusqu'au début des années 1990, puis une reprise. Cependant, encore une fois, le phénomène est difficile à interpréter car le signal est composé d'anomalies régionales de signe opposé (SOLOMON et *al.*, 2007).

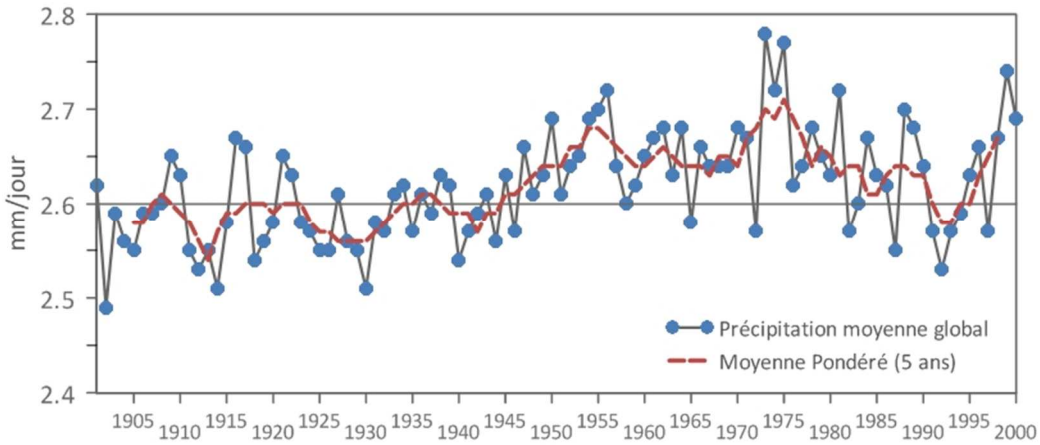


Figure 12 : Précipitations moyennes globales pour la période 1901-2000 (élaboration propre à partir de données de MITCHELL et al., 2003).

En ce qui concerne la neige, des observations de satellite et de surface ont indiqué une sensible diminution, les dernières décennies, de l'extension annuelle de la couverture nivale dans l'hémisphère nord, particulièrement pendant les printemps (ROBINSON et al., 1993 ; GROISMAN et al., 1994 ; EASTERLING et al., 2000). Cette diminution est d'environ de 10 % depuis les années 1960 (ROSENZWEIG et *al.*, 2007).

Aussi, la durée de la période libre de neige a augmenté de 5-6 jours par décennie entre 1972 et l'année 2000, principalement en raison d'une disparition précoce de l'enneigement au printemps (DYE, 2002).

Le suivi du comportement annuel de la couverture de neige peut fournir un indicateur pour étudier les changements climatiques (FOSTER, 1989), et potentiellement, les modifications des écosystèmes (WALKER et *al*., 1993).

1.2.2. Les observations à l'échelle de l'Amérique du Sud

En général, les tendances hémisphériques sont les mêmes que les tendances des écarts des températures de la Terre. Les trois courbes de la figure 13 suivent presque les mêmes variations au cours du dernier siècle. Toutefois, pour l'hémisphère sud, particulièrement à partir des années 1980, on note une tendance à l'augmentation moins nette que dans l'hémisphère nord. Pour l'hémisphère nord, la tendance est, en moyenne, 3,5 fois plus élevée entre 1979 et 2005 par rapport à la période 1901-2005. Tandis que pour l'hémisphère sud, la tendance est similaire pour les deux périodes (tableau 1).

DONNEES	**GLOBALE**		**HÉMISPHÈRE NORD**		**HÉMISPHÈRE SUD**	
	1901–2005	1979–2005	1901–2005	1979–2005	1901–2005	1979–2005
HadCRUT3	0,071 ± 0,017	0,163 ± 0,046	0,075 ± 0,023	0,234 ± 0,070	0,068 ± 0,017	0,092 ± 0,038
NCDC	0,064 ± 0,016	0,174 ± 0,051	0,063 ± 0,022	0,245 ± 0,062	0,066 ± 0,009	0,096 ± 0,038

Tableau 1 : Tendances linéaires (°C par décennies) des écarts de températures hémisphériques de l'air sur les continents et à la surface de la mer (SOLOMON et *al*., 2007).

Vis-à-vis des précipitations, le schéma des tendances pour le total des précipitations annuelles (figure 14) montre un changement avec des conditions de plus en plus humides dans le nord de l'Équateur, le Pérou, la région du sud du Brésil, le Paraguay, l'Uruguay et le nord et centre de l'Argentine. Une baisse est observée dans le sud du Pérou et du Chili (HAYLOCK et *al*., 2006).

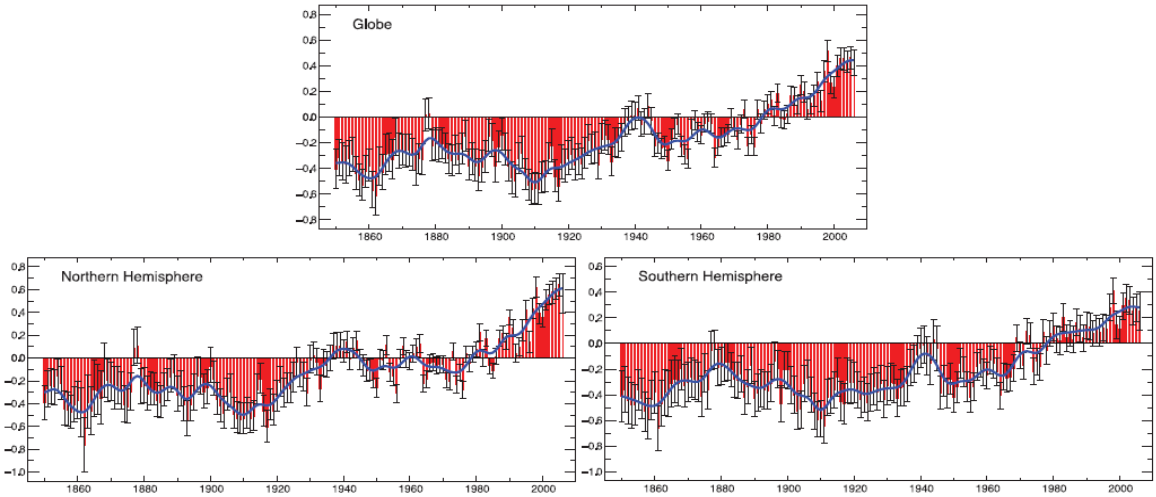


Figure 13 : Ecarts des températures globales et hémisphériques entre 1850 et 2006, par rapport à la normale entre 1961–1990. La courbe en bleu correspond aux variations décennales (BROHAN et *al.*, 2006).

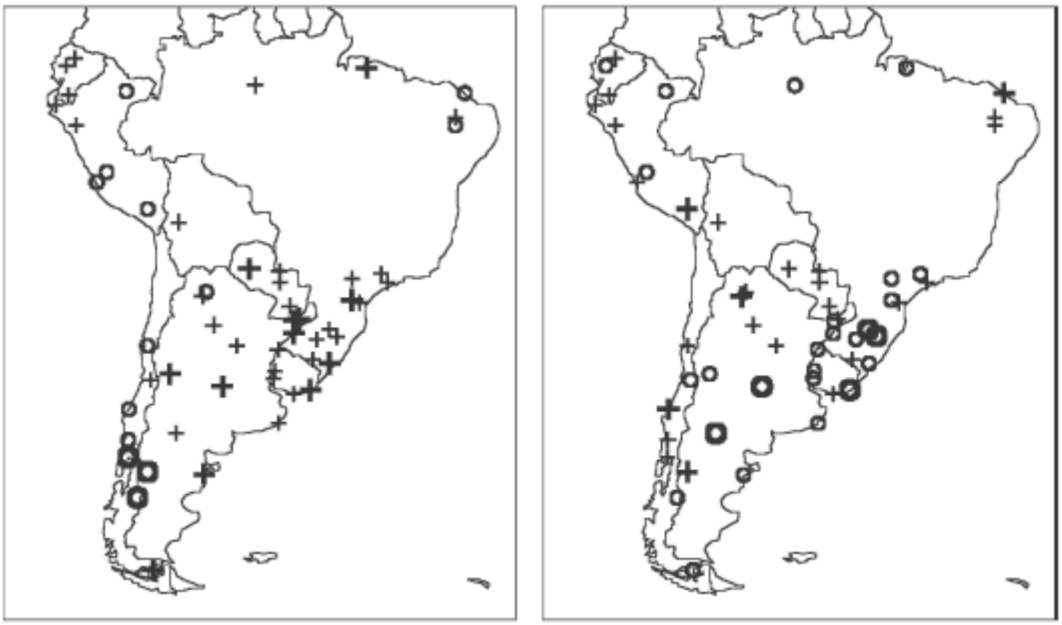


Figure 14 : Tendance linéaire des précipitations entre 1960-2006. A gauche précipitations totales et, à droite, nombre de jours secs consécutifs. + : augmentation ; O diminution (HAYLOCK et *al.*, 2006).

Par ailleurs, les séries temporelles de débits des principaux bassins d'Amérique du Sud présentent un changement de tendance depuis le début des années 1970. La plupart d'entre eux ont une tendance à la hausse (GARCIA et MECHOSO, 2005). D'autres études (ACEITUNO, 1992 ; DAI et WIGLEY, 2000 ; HAYLOCK et *al.*, 2006) montrent une liaison entre les variabilités des précipitations et

l'ENSO (abréviation de l'anglais *El Niño* – Southern Oscillation), dont nous parlerons plus loin.

1.2.3. La situation au Chili central

Pour comprendre et expliquer les variations observées, on analysera les registres météorologiques disponibles pour la zone centrale du Chili, autour de la ville de Santiago. On étudiera plusieurs séries de données temporelles, spécifiquement des séries des températures et de précipitations.

Notre intention est d'analyser les tendances au sein de ces séries, ainsi que la stabilité des valeurs (et de leur variation), au cours du temps. Pour simplifier les analyses, on utilise des techniques statistiques adaptées à l'étude des séries temporelles, comme par exemple le lissage de séries chronologiques.

1.2.3.1. **Les fluctuations du régime thermique**

Pour le Chili, ROSENBLÜTH (1997) indique que les températures de l'air le long de la côte du Pacifique, en extrayant le signal de l'ENSO, ont connu une augmentation relativement soutenue au cours du siècle passé de l'ordre de 1 °C en 100 ans, à l'exception de la zone autour de la latitude 41°S où domine une période de refroidissement entre les années 1950 et 1970. Ce réchauffement général s'est intensifié vers les années 1960 et a ralenti au cours des années 1980. Selon ROSENBLÜTH (1997), les deux situations (réchauffement général et un refroidissement local) sont dues principalement aux changements de la température minimale.

Au Chili central, les températures ont suivi un réchauffement d'environ 1,8 °C entre 1933 et 1992 et de 2,8 °C entre 1960 et 1992. La tendance au réchauffement est aussi fortement influencée par le phénomène ENSO, ce qui explique une partie de la variation des anomalies de température annuelle, principalement dans la partie centrale-nord du Chili (ROSENBLÜTH et *al.*, 1997).

Plus récemment, CARRASCO (2005) a confirmé cette tendance au réchauffement au Chili central, en précisant qu'entre 1961-2001 la température minimale de l'air en surface s'est élevée de 1,3 à 2,1 °C, et de 0,2 et 1,5 °C pour la température maximale.

1.2.3.2. **La variabilité des précipitations**

Au cours du XXe siècle, les précipitations totales au Chili central montrent une tendance générale à une légère diminution (figure 15).

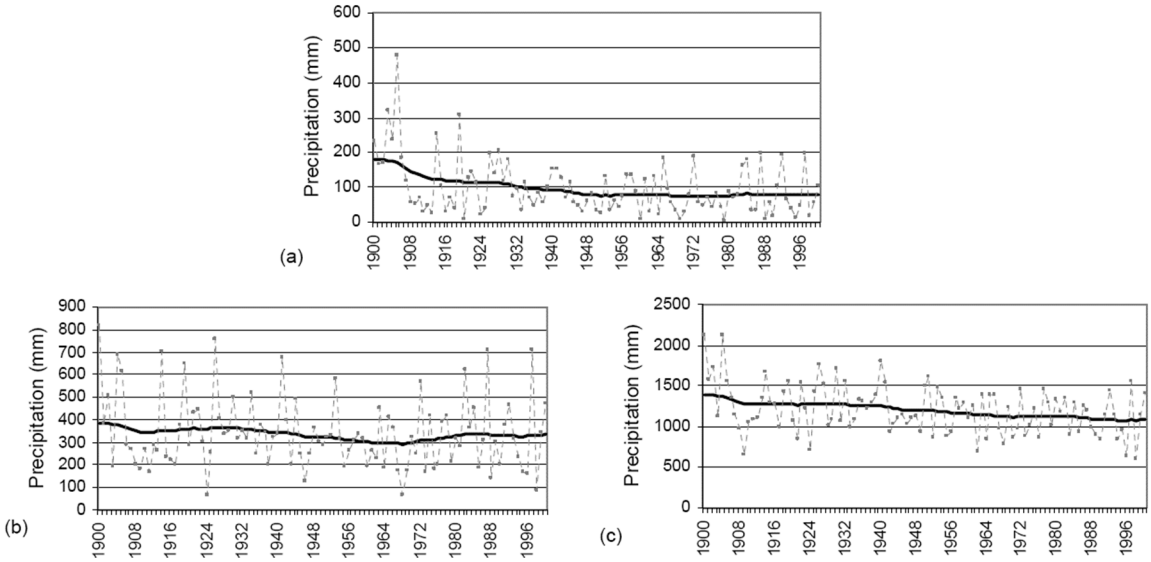


Figure 15 : Comportement des précipitations au XXe siècle au Chili central (La Serena (a), Valparaiso (b) et Concepción (c)). La ligne pointillée correspond à la variabilité interannuelle des précipitations et la ligne noire correspond au filtre exponentiel (CARRASCO, 2005).

Toutefois, entre 30° et 33° de latitude sud, les précipitations totales entre 1970 et 2000 ont montré une faible tendance à l'augmentation (CARRASCO, 2005 ; QUINTANA et ACEITUNO, 2006 ; figure 15). En même temps, les analyses des précipitations journalières au Chili central indiquent que le total annuel de jours de précipitation a diminué entre 1970 et aujourd'hui. Les épisodes des précipitations sont moins fréquents mais plus intenses vers la fin du XXème siècle (CARRASCO, 2005).

Cette tendance est fortement influencée par l'augmentation de l'activité de l'ENSO depuis les années 1970 (voir chapitre 2.2.3).

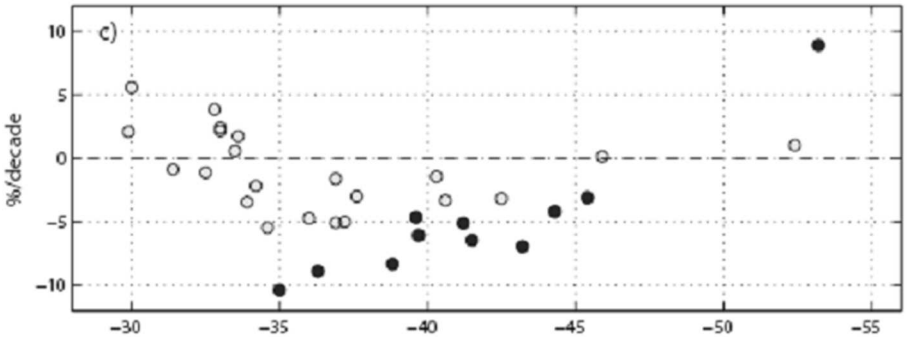


Figure 16 : Tendance linéaire des précipitations annuelles (%/décennies) entre 1970-2000 (QUINTANA et ACEITUNO, 2006).

A Santiago du Chili, la variabilité interannuelle des précipitations est assez importante, allant de 66 mm/an (1924) à plus de 800 mm/an (1900). Pour l'ensemble de la période (1866-2005), la moyenne est de 342 mm/an, avec un écart type de 162 mm/an. La figure 17 montre la variabilité du total des précipitations de la station météorologique de Quinta Normal à Santiago du Chili.

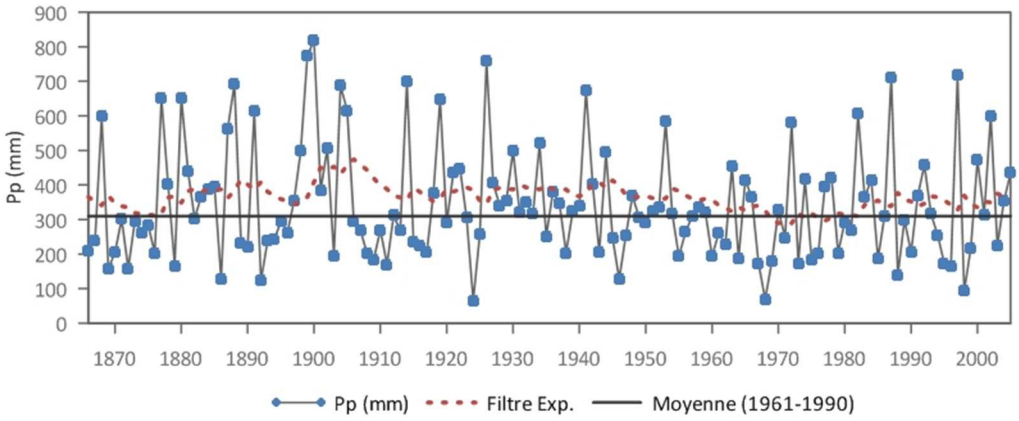


Figure 17 : Total des précipitations (mm) annuelles à Santiago du Chili, entre 1866 et 2005.

En résumé, les données des précipitations montrent une baisse générale au cours du dernier siècle mais avec une légère augmentation au cours de la deuxième moitié du XXe siècle, entre les 30° et les 34°S. Ce phénomène est probablement dû à l'influence de l'ENSO, qui est plus fort au nord de 34°S. Le réchauffement a été concentré pendant les jours sans précipitations, ce qui permet d'augmenter la fusion nivale. Le

nombre de jours avec précipitations a diminué, indiquant que les événements pluvieux ou neigeux sont de moins en moins fréquents mais plus intenses. Cela suggère également que les glaciers sont de plus en plus exposés à plusieurs jours avec des conditions atmosphériques favorables à la fusion de la glace (CARRASCO, 2005).

1.2.4. Les tendances futures

A l'échelle mondiale, un réchauffement des températures de 1,8 à 4 °C est prévu d'ici la fin du XXIe siècle (SOLOMON et *al*., 2007).

Au Chili, la Commission Nationale de l'Environnement a demandé une étude au Département de Géophysique de l'Université du Chili pour connaître la projection future des tendances climatiques actuelles (CONAMA, 2006). Le but principal était de fournir des scénarios climatiques pour le XXIe siècle, sur différentes régions du Chili. Entre autres, l'étude aborde la modélisation des deux scenarios possibles, un scenario modéré (A1) et une autre extrême (A2) (SOLOMON et *al*., 2007).

Pour la haute montagne des Andes, les modèles climatiques prévoient une augmentation des précipitations pour le versant oriental (Argentine) et une diminution sur le versant occidental, particulièrement pour les latitudes moyennes pendant la saison estivale et automnale. Ce contraste est plus marqué pour le scénario A2 (scénario extrême) pendant l'été, où le centre-sud du Chili connaitrait une réduction des précipitations, de moitié par rapport à la valeur actuelle. Pour ce même scénario, les précipitations sont deux fois plus importantes sur le versant oriental de la cordillère (CONAMA, 2006).

Un autre aspect à mettre en avant est celui des possibles conséquences des changements de températures et des précipitations. Ainsi, il y aurait une réduction de la surface capable de stocker la neige en montagne, à cause de l'élévation de l'isotherme 0 °C (nous reviendrons plus loin sur cet aspect).

Pour la zone de montagne comprise entre 30° et 40° de latitude sud, on observerait une diminution de la surface située au-dessus de l'isotherme 0 °C, situation qui aura aussi des répercussions importantes, particulièrement en terme de ressources hydriques, tant pour les hommes que pour les plantes (CONAMA, 2006 ; SOLOMON et *al*., 2007).

1.2.5. Les changements climatiques en montagne

En montagne, la relation entre l'altitude et la tendance à l'augmentation de la température semble complexe. Les sommets et les versants montrent une tendance plus nette que les stations localisées dans les vallées, du fait de l'influence de la circulation de l'air. (PEPIN et LUNDQUIST, 2008). Toutefois, DIAZ et BRADLEY (1997), analysant les enregistrements de température de surface de 116 sites localisés entre les 30° et 70° de latitude nord entre 1951 et 1989, ont constaté que beaucoup de sites d'altitude affichent une nette tendance au réchauffement. Par exemple, les températures moyennes maximales ont légèrement augmenté entre les 500 m et 1.500 m, avec des modifications secondaires à des altitudes plus élevées, alors que les températures minimales ont augmenté aussi d'environ 0,2 °C à une altitude entre 500 m et 2.500 m. Ceci a été confirmé par d'autres études régionales, comme dans les Alpes suisses (BENISTON et REBETEZ, 1996), au Tibet (LIU et CHEN, 2000) et dans les Andes tropicales (VUILLE et BRADLEY, 2000).

Ces changements de température peuvent être observés aussi dans l'étude de la position altitudinale de l'isotherme 0 °C. DIAZ (2003) indique que toutes les grandes chaînes de montagnes continentales montrent, au cours des 50 dernières années, un décalage vers le haut de l'altitude de la température de congélation. Cette situation a été confirmée par d'autres études dans les Andes du Chili central (CARRASCO, 2005) et dans les Andes tropicales (BRADLEY et *al*., 2009). Dans les Alpes, il a été observé également un déplacement vers le haut de l'isotherme 0 °C

(SCHERRER et APPENZELLER, 2006 ; SOLOMON et *al.*, 2007 ; figure 18).

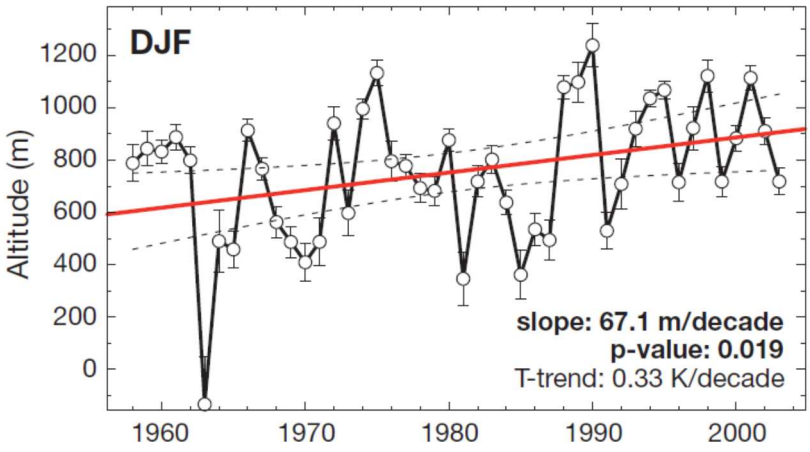


Figure 18 : Elévation de l'isotherme 0 °C en période hivernale (décembre, janvier, février) dans les Alpes suisses entre 1958 et 2003 (SCHERRER et APPENZELLER, 2006).

Il est estimé que pour chaque degré d'augmentation de la température, l'altitude de la limite de la neige augmente d'environ 100-150 m (BAUMGARTNER et APFL, 1994 ; MCCARTHY et *al.*, 2001). Par conséquent, moins de neige s'accumulera à basse altitude, bien que, localement, une accumulation de neige plus importante au-dessus du niveau de congélation est possible, en raison de l'augmentation des précipitations (MCCARTHY et *al.*, 2001). L'élévation de l'isotherme 0 °C interagit aussi avec l'hypsométrie du bassin en déterminant l'aire sur laquelle les précipitations tombent sous forme de neige.

Une étude dans les Alpes suisses, indique que l'épaisseur moyenne de la neige, la durée de l'enneigement continu et le nombre de jours des chutes de neige ont montré une tendance négative vers la fin du siècle passé (LATERNSER et SCHNEEBELI, 2003). Des résultats similaires ont été trouvés par MOTE et *al.* (2005), qui ont observé une diminution de la couche de neige dans les montagnes de l'ouest de l'Amérique du Nord, surtout pendant la deuxième moitié du XXe siècle. Dans les Alpes françaises, au Col de Porte (1.320 m), près de Grenoble dans les Préalpes, la hauteur de neige à la mi-février a diminué d'environ 50 cm entre 1960 et l'année 2000. En même

temps, la durée de la couverture de neige a été plus courte à partir de 1989, comparativement à la période 1975 - 1985 (MARTIN et ETCHEVERS, 2005).

Ces tendances peuvent être attribuées à l'augmentation locale de la température et aussi à un faible impact des précipitations (SCHERRER et *al*., 2004). La température serait aussi le facteur explicatif de la diminution de la durée au sol de la couverture de neige dans les montagnes écossaises (TRIVEDI et *al*., 2007).

La neige est sensible aux variations modestes des régimes climatiques, et un changement significatif de la température ou des précipitations affectera la couche de neige (GALEN et STANTON, 1995 ; GUISAN et *al*., 1995).

En ce qui concerne les glaciers de montagne, bien que les variables climatiques impliquées varient régionalement et temporellement (OERLEMANS, 1994 ; HAEBERLI, 2005), il a été observé une réduction substantielle de la couverture glaciaire mondiale depuis le petit âge glaciaire (vers 1850). Ceci s'est accéléré pendant les deux ou trois dernières décennies (MEIER et *al*., 2003 ; BARRY, 2006). De plus, des analyses de données globales du bilan de masse (HAEBERLI et *al*., 1999 ; DYURGEROV et MEIER, 2000), des mesures directes avec des nouvelles technologies (ARENDT et *al*., 2002 ; RIGNOT et *al*., 2003) et des études avec des données satellitaires (KHROMOVA et *al*., 2003 ; PAUL et *al*., 2004) confirment une augmentation du recul des glaciers actuels.

Ces fluctuations glaciaires observées systématiquement dans diverses parties du monde sont bien corrélées aux tendances globales de la température (PAUL et *al*., 2004 ; OERLEMANS, 2005). Ainsi, dans la plupart des montagnes de la planète, les glaciers ont réduit leur couverture (voir par exemple ZEMP et *al*., 2007 pour les Alpes ; BAJRACHARYA et *al*., 2006 pour l'Himalaya et MASIOKAS et *al*., 2008 pour la Patagonie). Ce recul glaciaire, serait une conséquence de l'augmentation de la température moyenne en montagne. Selon CARRASCO (2005), la cause principale du recul

glaciaire au Chili central est due au réchauffement de la troposphère.

En dernier lieu, dans les Alpes, il est attendu une tendance vers le raccourcissement de l'hiver, de faibles précipitations en été et une augmentation de l'altitude du gel (BENISTON et *al.*, 2003 ; GURTS et *al.*, 2003).

1.3. LA REPONSE DE LA VEGETATION AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES

Le climat est considéré comme le premier facteur, à l'échelle globale, ayant une influence sur la distribution des espèces (MCCARTY, 2001 ; PEARSON et DAWSON, 2003). Il est admis que les conditions climatiques contrôlent la distribution des espèces, ainsi que la composition des biomes (EMANUEL et *al.*, 1985 ; PRENTICE et *al.*, 1992). PEARSON et DAWSON (2003) discutent de l'importance du facteur climatique dans l'explication de la distribution des espèces à différentes échelles et proposent une hiérarchisation très schématique des facteurs en fonction de l'échelle étudiée (figure 19).

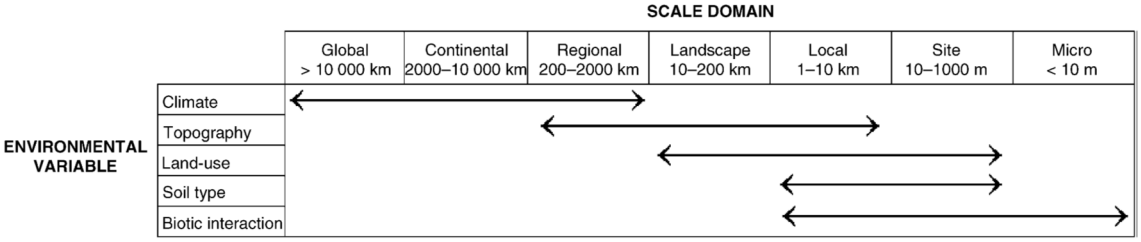


Figure 19 : Hiérarchisation des différents facteurs pouvant affecter la distribution d'une espèce à travers différentes échelles spatiales (PEARSON et DAWSON, 2003).

Le climat est un facteur qui influence la distribution des espèces à toutes les échelles, mais de manière prépondérante aux échelles les plus globales. Aux échelles plus locales, son influence peut être masquée par d'autres facteurs, tels que les facteurs édaphiques ou biotiques (PEARSON et DAWSON, 2003).

Le réchauffement récent a induit des réponses biologiques et écologiques des animaux et des plantes à travers le monde (ROOT et *al.*, 2003). Ces changements, au cours des dernières décennies sont

apparents dans tous les niveaux de l'organisation écologique : au sein des populations, de la composition en espèces des communautés et ainsi que dans la structure et le fonctionnement des écosystèmes (MCCARTY, 2001).

Un des principaux effets du changement climatique sur les écosystèmes est l'adaptation de la distribution des espèces végétales et animales et, en conséquence, des communautés et des biomes (CANADELL et *al.*, 2007), particulièrement dans les écosystèmes les plus sensibles (THEURILLAT et GUISAN, 2001).

Les écosystèmes de montagne tels que ceux des Alpes ou des Andes sont susceptibles d'être particulièrement vulnérables au changement climatique (BENISTON, 1994 ; GUISAN et *al.*, 1995 ; THEURILLAT et GUISAN, 2001), car ils constituent des réservoirs de diversité biologique importants mais fragiles (BENISTON, 1994). En montagne, les facteurs abiotiques et climatiques jouent un rôle plus important qu'à basse altitude. Ces facteurs gouvernent les processus biologiques des plantes et expliquent en grande partie le dynamisme de la végétation (KÖRNER et al., 1994 ; GUISAN et al., 1995 ; KÖRNER, 2000).

La végétation de montagne est particulièrement sensible au changement climatique à long terme (GRABHERR et *al.*, 1995 ; PAULI et *al.*, 1999 ; THEURILLAT et GUISAN, 2001). Les conséquences des changements climatiques sur les communautés biotiques de montagne se traduisent par des changements dans la répartition des espèces en latitude et altitude. Plusieurs auteurs ont montré des déplacements de la végétation vers des altitudes plus élevées (GRABHERR et *al.*, 1994 ; WALTHER et *al.*, 2005), comme conséquence des changements climatiques. Par exemple, GRABHERR (1994) en analysant les migrations de 12 plantes typiques de l'étage nival dans les Alpes (Autriche et Suisse), a démontré que la végétation de haute montagne est très sensible au réchauffement global. Récemment, LENOIR et *al.* (2008) en comparant la distribution altitudinale de 171 espèces de plantes forestières, entre 1905 et 2005, en Europe occidentale, montre que le réchauffement

climatique a provoqué un changement important dans l'altitude optimale des espèces, d'environ 29 mètres par décennie.

Des preuves de l'influence du changement climatique sur la productivité biotique, sur les aires de distribution des espèces et sur les limites des écosystèmes ont également été observées au niveau des écosystèmes forestiers. Dans plusieurs sites de l'hémisphère nord, cette influence s'observe par l'accélération de la croissance des arbres au cours du XXe siècle (DIAZ et BRADLEY, 1997). Selon les espèces et les régions, ces variations sont interprétées comme une combinaison de plusieurs changements majeurs au sein de l'environnement, notamment les changements climatiques dus à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre, un enrichissement des sols en azote issu de la pollution atmosphérique et la reconstitution de sols dégradés après abandon des pratiques de surexploitation (VENNETIER et *al.*, 2005).

Le climat est aussi un facteur important qui gouverne la distribution géographique de la population des arbres en position marginale comme, par exemple, en altitude (WOODWARD et WILLIAMS, 1987 ; DANIELS et VEBLEN, 2004). Quelques études montrent que les réactions les plus significatives face au changement climatique se produisent dans les peuplements localisés en limite d'aire de répartition où les peuplements poussent près des limites de leur tolérance par rapport à certains facteurs du milieu (GRACE, 1987 ; DIDIER et BRUN, 1998 ; JOBBÁGY et JACKSON, 2000 ; RATHGEBER et *al.*, 2000 ; GASTON, 2003) comme, par exemple, les arbres dans l'écotone à la limite supérieure de la forêt.

Plusieurs auteurs ont suggéré l'utilisation des écotones pour détecter des changements climatiques globaux (DI CASTRI et *al.*, 1986 ; DYER et *al.*, 1988). Les écotones supraforestiers peuvent être sensibles à la modification globale du climat et pourraient, en conséquence, être des indicateurs des effets de la modification globale sur les populations d'arbres (HANSEN et DI CASTRI, 1992).

Globalement, il a été observé une réponse de la limite supérieure de la forêt face au réchauffement récent dans plusieurs régions montagneuses (MACDONALD et *al*., 1998 ; PETERSON et PETERSON, 2001 ; KLASNER et FAGRE, 2002). Par exemple, dans les montagnes scandinaves, le réchauffement climatique a fait remonter de plus de 100 m la limite supérieure de plusieurs espèces d'arbres (KULLMAN, 2009). Dans les montagnes méditerranéennes du sud de la France, il a été observé un déplacement de 200 m en amont des pins d'Alep qui occupent désormais l'aire de distribution en basse altitude des forêts de pins sylvestres (VENNETIER et *al*., 2005).

D'après HOLTMEIER (2008), du point de vue climatique, les facteurs qui influencent la remontée de la forêt sont :

- une période végétative plus chaude et libre de gel ;
- aucun événement climatique extrême qui soit préjudiciable à l'établissement des plantes et à la croissance des arbres (par exemple, sécheresse d'été, des hivers extrêmement riches en neige, des hivers sans neige, des gels en retard ou bien des gels précoces et forts) ;
- un enneigement d'hiver (en dehors des tropiques) fournissant aux plantes et aux jeunes arbres un abri face aux dommages possibles du climat et des herbivores ;
- des vitesses faibles à modérées du vent.

La régénération et la densification des arbres, dans l'écotone supérieur de la forêt, est une autre conséquence des changements climatiques récents. De nombreuses études montrent que la densification des populations d'arbres est une conséquence possible du réchauffement récent sur l'écotone supérieur de la forêt (PAYETTE et FILION, 1985 ; MACDONALD et *al*., 1998 ; CAMARERO et GUTIÉRREZ, 2004).

La régénération des arbres dans l'écotone supérieur de la forêt est considérée comme une des réponses écologiques les plus sensibles au réchauffement climatique (PAYETTE et FILION, 1985 ; WEISBERG et BAKER, 1995), phénomène qui semble bien illustré par

les arbres présents sur notre terrain d'étude et qui sera discuté dans cette thèse.

La future position de la limite supérieure de la forêt est donc considérée comme un indicateur des effets des changements de l'environnement (GRACE et *al*., 2002 ; HOLTMEIER et BROLL, 2005). La remontée de la forêt ainsi que sa densification dans l'écotone à la limite supérieure de la forêt pourraient avoir des conséquences dans le cycle global du carbone et sur la biodiversité. Il pourrait y avoir aussi un effet sur la modification paysagère en montagne. Actuellement, il y a intérêt à étudier les causes de cette modification en cherchant une explication liée au changement climatique planétaire. Les chercheurs se focalisent sur les facteurs qui peuvent expliquer cette modification, telles que l'augmentation de la température, la concentration du CO_2 et l'augmentation du dépôt d'azote au sol. La diminution de la radiation solaire comme une conséquence de l'augmentation des nuages et des aérosols, serait aussi un facteur explicatif (KÖRNER, 1998 ; JOBBÁGY et JACKSON, 2000 ; GRACE et *al*., 2002).

Finalement, KELLER et KÖRNER (2003) ont montré que le développement des plantes alpines et non seulement une fonction du changement de température mais dépend également de la durée du jour car les plantes sont sensibles à la longueur du jour surtout au début de la période de croissance. En ce sens, le début de la fonte des neiges détermine la longueur du jour que les plantes utilisent au début de la période de végétation ; par conséquent, la synchronisation entre la fonte et le début de la période végétative est cruciale pour le cycle végétatif des espèces (KÖRNER, 1992). Ainsi, l'étude de la variabilité de la couverture de neige est très importante car les changements sur la couche de neige ont des effets rapides, directs et indirects, ainsi que des effets à long terme sur la croissance des plantes et la productivité des écosystèmes (WALKER et *al*., 1993 ; GALEN et STANTON, 1995 ; PALACIOS et SANCHEZ, 1997). Plusieurs de ces

aspects seront discutés à partir de notre terrain d'étude qu'il convient maintenant de présenter.

CHAPITRE 2. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

2.1. CADRE GENERAL

Notre zone d'étude, est composée de trois niveaux d'échelles :

- l'échelle régionale, qui correspond aux bassins supérieurs de l'Aconcagua, Mapocho et Maipo, situés à l'ouest de la ville de Santiago du Chili, sur le versant occidental des Andes du Chili central, entre 32°30' - 34°15' de latitude sud et 69°48' - 70°30' de longitude ouest ;
- l'échelle moyenne, qui correspond à la vallée de Yerba Loca, située dans le bassin supérieur du Mapocho ;
- et finalement, l'échelle stationnelle située à 2.100 mètres d'altitude dans le sous-bassin de Yerba Loca (voir description détaillée page 84).

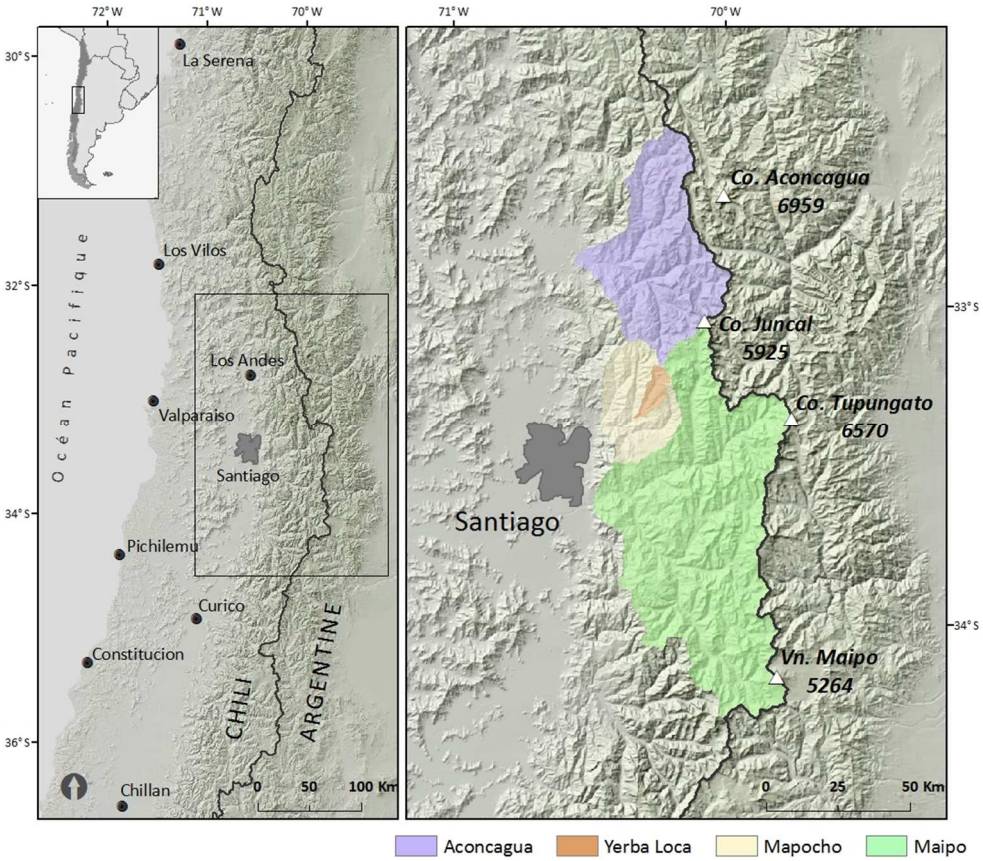


Figure 20 : Présentation de la zone d'étude : principaux bassins versants des Andes du Chili central (source du MNA : données SRTM).

La cordillère des Andes au Chili central, entre 32° et 35° de latitude sud, est orientée nord-sud, avec des altitudes moyennes supérieures à 4.000 mètres et des sommets proches de 6.000 mètres (figure 20). Cette chaîne de montagnes, bordant toute la côte occidentale de l'Amérique du Sud, atteint son point culminant au mont Aconcagua (6.959 m). La cordillère andine constitue par ailleurs la limite naturelle entre le Chili et l'Argentine.

La distance entre la côte et les hauts sommets de la cordillère est inférieure à 180 km et, dans cette bande étroite, le gradient altitudinal de la végétation est très marqué. Dans la cordillère des Andes, les étages bioclimatiques sont comprimés, passant de 800 à 4.000 mètres sur une courte distance (50 km).

Selon BORDE (1980), le relief du Chili central est caractérisé par deux faits essentiels. D'une part, sa disposition par bandes longitudinales avec les Andes, la Dépression Intermédiaire, la Cordillère de la Côte et les Plans Côtiers, et d'autre part, par l'abaissement progressif du relief vers le sud.

La figure 21 montre la configuration des principales unités morphostructurales du Chili central. A l'est de l'Océan Pacifique, on distingue une chaîne côtière qui, à cette latitude, atteint des altitudes proches de 2.000 mètres. Ce relief a son importance au niveau climatique, puisqu'il exerce un rôle de barrière des fronts qui vont toucher notre zone d'étude. Au centre, et entre la cordillère côtière et celle des Andes, il existe une dépression centrale appelée aussi « vallée centrale », où se situe la ville de Santiago.

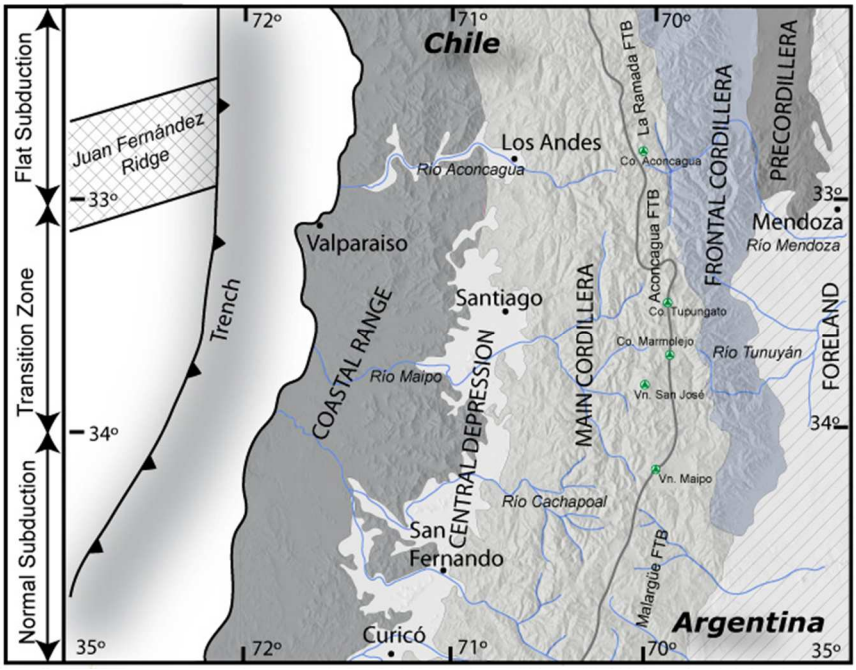


Figure 21 : Principales unités morphostructurales du Chili central (FOCK et *al*., 2005).

Le début de l'orogenèse andine est situé vers la fin du Mésozoïque et le début du Cénozoïque. Cette chaîne montagneuse est formée par le soulèvement tectonique lié à la subduction de la plaque de Nazca sous la plaque sud-américaine (FARÍAS et *al*., 2008).

La Cordillère des Andes au Chili central (33° - 34°S) est composée principalement de roches volcaniques et de dépôts volcanoclastiques du Cénozoïque formant une ceinture continue d'axe nord-sud. Ces dépôts cénozoïques recouvrent les unités marines et continentales mésozoïques, qui sont placées dans une bande étroite près de la frontière chilo-argentine.

Entre les 33° et 34°S, ces dépôts cénozoïques sont connus comme formation Abanico, datées du Miocène supérieur-Eocène inférieur, et par la formation de Farellones, datée du Miocène (KLOHN, 1960 ; VERGARA et *al*., 1988). La formation Abanico forme deux bandes parallèles orientées nord-sud, séparées par la formation Farellones composée de roches volcaniques du Miocène (FOCK et *al*., 2005 ; figure 22).

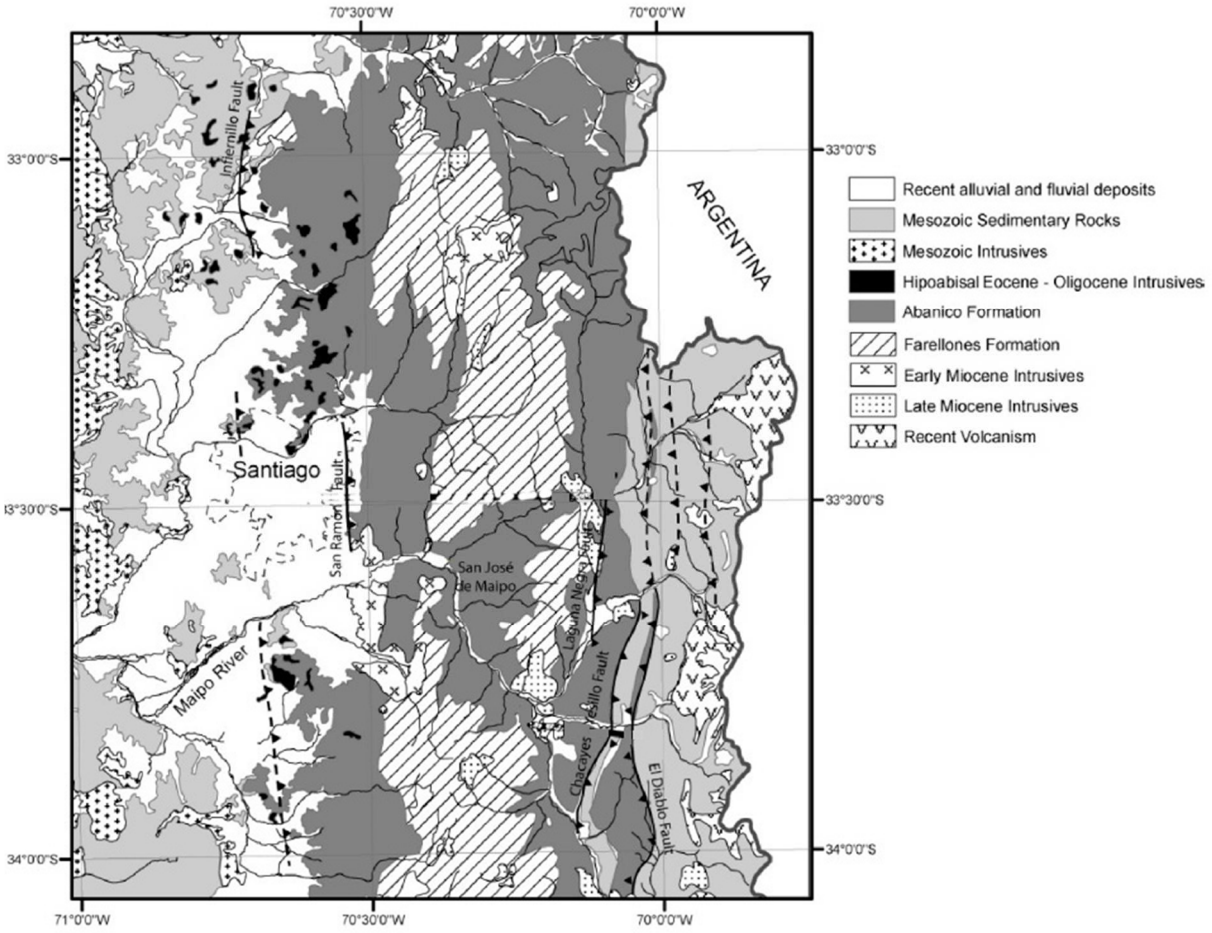


Figure 22 : Carte géologique des Andes du Chili central (FOCK et *al*., 2005).

D'un point de vue climatique, cette partie de la cordillère des Andes est caractérisée par des précipitations abondantes en hiver et des étés secs et ensoleillés. Il s'agit d'une zone de transition entre le nord plus sec et haut, et le sud plus humide et bas (LLIBOUTRY, 1956 ; figure 23).

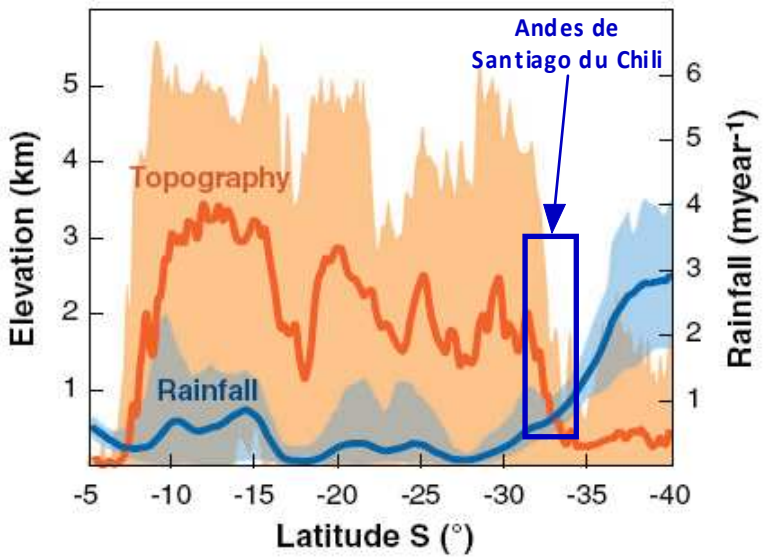


Figure 23 : Topographie et précipitations moyennes de la cordillère des Andes entre 5° et 40° de latitude sud (cité par STRECKER et *al*., 2007, modifié).

Dans leur ensemble, les bassins supérieurs de l'Aconcagua, Mapocho et Maipo (figure 20) représentent une surface totale de 7.830 km^2. Le plus petit, celui du Mapocho, est suffisamment grand vis-à-vis des surfaces minimales conseillées (tableau 2) pour l'étude de la limite de la neige avec imagerie satellitaire (RANGO, 1993).

BASSIN VERSANT	SURFACE (km^2)	ALTITUDE MAXIMALE	ALTITUDE MINIMALE	ALTITUDE MOYENNE
Aconcagua	1.960	5.804	1.074	3.272
Mapocho	1.022	5.401	796	2.491
Maipo	4.844	6.570	888	3.189

Tableau 2 : Surfaces et altitudes des bassins versants étudiés (calculs faits à partir du MNA SRTM).

2.2. LE CLIMAT DU CHILI CENTRAL : MISE EN CONTEXTE

Dans ce chapitre, nous développerons les caractéristiques du climat à l'échelle régionale, en incluant également une partie dédiée à la situation globale et continentale. On présente par ailleurs l'évolution récente du climat en utilisant des données issues de l'analyse des images de satellites et des données météorologiques.

2.2.1. La circulation générale de l'atmosphère

Les phénomènes atmosphériques sont très sensibles au voisinage des océans, à l'orographie et la présence de la végétation à l'échelle continentale. La cordillère des Andes représente un grand obstacle aux flux d'air dans la troposphère. A la latitude de Santiago du Chili, la cordillère dépasse les 5.000 m d'altitude. Selon GARREAUD et ACEITUNO (2007), les Andes ne jouent pas seulement un rôle de barrière climatique, avec des conditions humides sur le versant occidental et sec sur le versant oriental (aux latitudes moyennes), mais aussi favorisent des interactions tropicales et extratropicales, particulièrement de coté oriental, c'est-à-dire des interactions avec les masses d'air du coté de l'Árgentine.

D'autres phénomènes comme *El Niño* et les anomalies des températures de la mer ont un grand impact sur les types de temps et le climat de la région, y compris en montagne. Pour montrer les aspects les plus importants de la circulation atmosphérique de la région centrale du Chili et alentours, nous utiliserons la base de données «NCEP-NACR Reanalysis» (KALNAY et *al*., 1996). Le projet « NCEP-NCAR reanalysis » emploie un grand nombre de données météorologiques pour construire une base de données des différents paramètres météorologiques, sur un maillage planétaire (2,5° x 2,5°), à une échelle de temps journalière, de 1948 à nos jours.

Au large des côtes chiliennes, on trouve une zone de hautes pressions subtropicales, connue sous le nom d'anticyclone du Pacifique Sud (APS). Au sud de cette zone de hautes pressions se produit la rencontre permanente des masses d'air polaire avec les masses d'air tropical, à l'origine de la formation de la plupart de perturbations qui atteignent notre zone d'étude. Au nord de cette zone de rencontre, les précipitations sont quasi absentes sur une vaste surface de l'océan subtropical, du fait de la subsidence de l'air provenant de la zone de convergence intertropicale (ITCZ). La subsidence subtropicale, les masses d'air ascendant sur l'ITCZ et les vents alizés forment la cellule

de Hadley, un élément important de la circulation générale de l'atmosphère (figure 24).

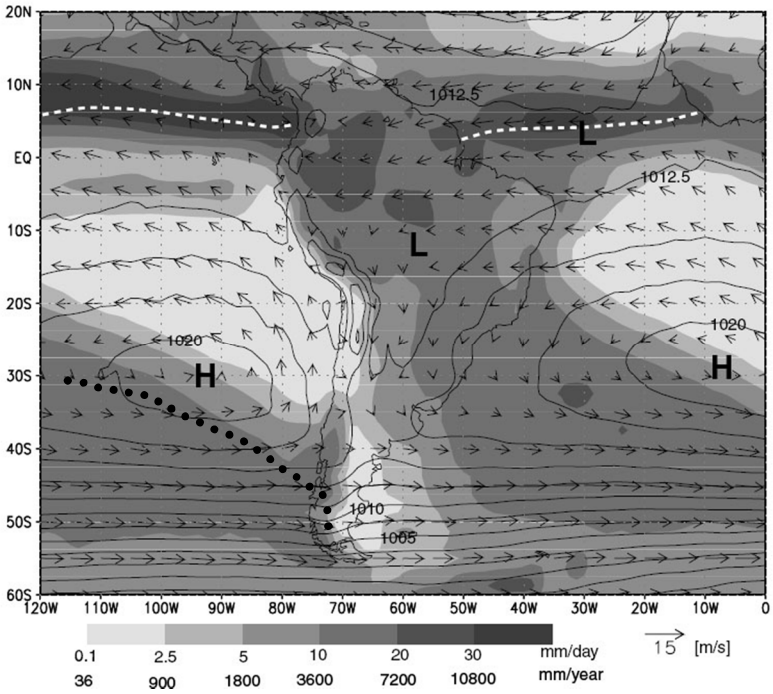


Figure 24 : Précipitations annuelles, pression au niveau de la mer et vents. Les lettres H et L indiquent les centres anticycloniques subtropicaux et les centres des basses pressions continentaux. La ligne blanche en pointillé montre la position moyenne de l'ITCZ. La ligne noire en pointillé montre la position relative des fronts froids d'origine polaire (GARREAUD et ACEITUNO, 2007, modifié).

A cause de la rotation de la terre, dans l'hémisphère sud les vents alizés soufflent du sud-est vers le nord-ouest, ceci explique que dans l'océan, face à la côte nord et centrale du Chili, les vents soufflent du sud. Au sud de l'APS, les isobares sont dessinées d'ouest en est et leurs valeurs diminuent en direction du sud. Par conséquent, dans cette zone les vents principaux viennent d'ouest. Les fronts froids d'origine polaire qui touchent notre zone d'étude, amènent de la pluie pour les zones bases et de la neige en montagne.

L'APS est une zone des hautes pressions située aux 25°S et 90°W avec une influence jusqu'au 35°S. Pendant l'été, l'anticyclone

trouve sa position la plus au sud, où son centre est situé vers les 33°S (figure 25).

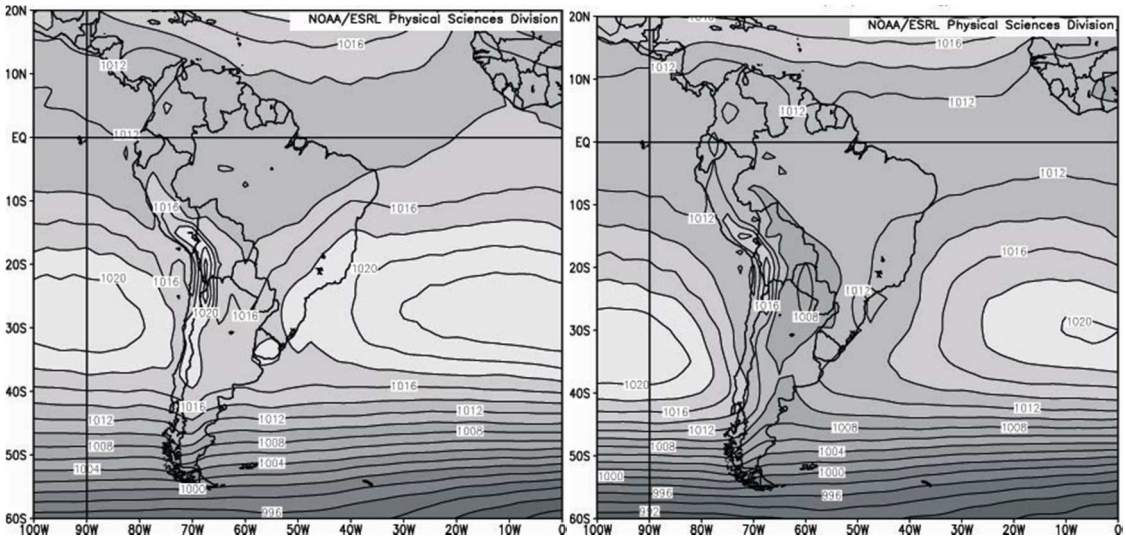


Figure 25 : Configuration moyenne de la pression superficielle en été (à droite) et en hiver (à gauche), sur la moyenne entre 1968 et 1996 (NCEP/NCAR Reanalysis).

La position des isobares de la figure 25, montre le déplacement des hautes pressions vers le nord pendant l'hiver austral, situation qui permet aux fronts froids provenant du sud-ouest, de pénétrer vers le continent. Chaque hiver, on observe plusieurs systèmes frontaux de différentes intensités et distribution spatiale, qui viennent toucher notre zone d'étude. Par exemple, la figure 26 montre l'alternance des centres de hautes et basses pressions, sur une séquence de 6 jours consécutifs, entre le 26 juillet et le 03 août 2001. Nous voulons aussi porter l'attention sur la configuration des pressions sur le bassin pacifique oriental et la zone centrale du Chili. Ces jours-là, le front froid qui a touché notre zone d'étude, a produit de la neige à partir de 2.500 mètres.

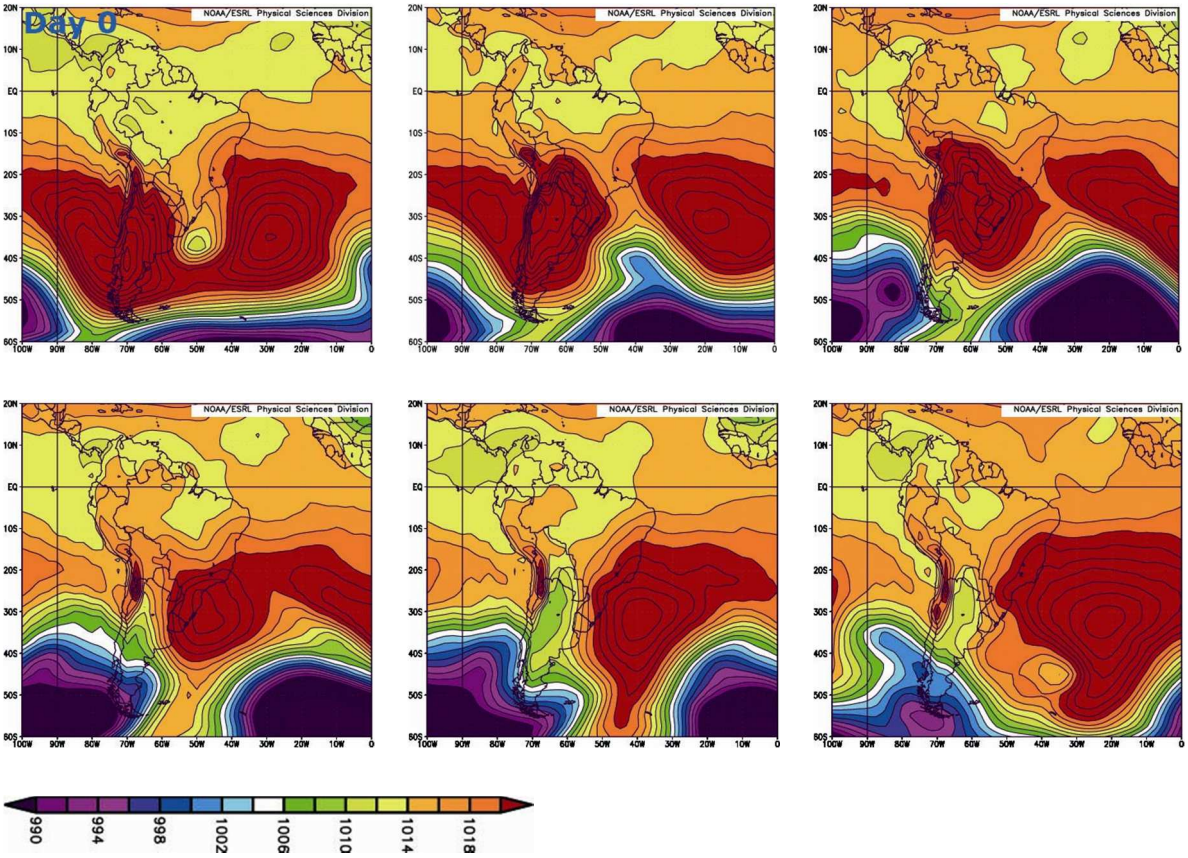


Figure 26 : Séquence de la composition moyenne journalière de la pression superficielle entre le 26-07-2001 et le 03-08-2001 (NCEP/NCAR Reanalysis).

2.2.2. Les caractéristiques du climat de montagne

2.2.2.1. Description générale

Au Chili central, approximativement entre les 25° et 37° de latitude sud, se développe un climat de type méditerranéen (FUENZALIDA et PISANO, 1965; DI CASTRI et HAJEK, 1976 ; AMIGO et RAMIREZ, 1998). Il s'agit d'un climat de la zone subtropicale, caractérisé par des hivers doux et humides, des printemps et automnes assez pluvieux et des étés secs (KÖPPEN, 1936 in KESSELI, 1942 ; EMBERGER, 1942 ; EMBERGER, 1955 in DAGET, 1977).

Selon la classification de KÖPPEN, le climat méditerranéen est défini par les deux conditions suivantes :

- la température du mois d'hiver le plus froid est comprise entre -3° et 18 °C ;

- le mois le plus sec de l'été a une pluviométrie inférieure au tiers de celle du mois d'hiver le plus pluvieux.

La ville de Santiago située à l'intérieur des terres, à l'altitude de 520 m, présente un climat méditerranéen du type « Csb » (DI CASTRI et HAJEK, 1976 ; PEEL et *al*., 2007, voir annexe 1). Il s'agit d'un climat tempéré avec une saison sèche en été et une température moyenne du mois le plus chaud inférieure à 22 °C et une température moyenne des quatre mois les plus chauds supérieure à 10 °C.

La température moyenne annuelle à Santiago, proche de notre terrain d'étude, est de 13,8 °C. Durant l'été austral, entre le 21 décembre et 21 mars pour l'hémisphère Sud, la température moyenne s'élève à 20 °C, tandis qu'en hiver elle est de 8,7 °C. Les mois les plus chauds sont janvier et février avec une moyenne des températures maximales quotidiennes de 29,7 °C. En été, l'amplitude thermique journalière varie entre 15 et 18 °C, avec une humidité relative de 55 %. Le mois de juillet est le plus froid, avec une moyenne des températures minimales de 3,7 °C. L'amplitude thermique mensuelle, calculée sur la base des moyennes des températures minimales et maximales, est très marquée pendant l'été. Le mois de février a une amplitude de 17,3 °C, ceci traduit un important écart des températures entre le jour et la nuit.

Vis-à-vis des précipitations, la plupart d'entre elles sont associées aux fronts provenant de l'océan Pacifique. Ces fronts produisent des précipitations liquides dans les zones basses et de la neige sur la montagne (voir plus loin les précisions à ce sujet). La saison humide est très concentrée pendant l'hiver. A Santiago, 67 % des précipitations de l'année tombent entre les mois de juin et août. Une année dite « normale » enregistre 312 mm d'eau. D'après l'indice d'aridité de DE MARTONNE (1942), Santiago est classée comme une région du type semi-aride (indice d'aridité = 13).

La sécheresse estivale est très marquée (figure 28). A peine 1 mm en moyenne entre décembre et février, calculée sur la base des

relèves météorologiques enregistrés entre 1961 et 1990 (station Santiago-Quinta Normal). L'extrême sécheresse en été est causée pour la permanence de l'APS face aux côtes chiliennes (figure 24).

2.2.2.2. **Classification bioclimatique**

Il existe plusieurs manières de caractériser et classer un lieu sur le plan climatique. Pour les classifications de caractère général, KÖPPEN (cité par THORNTHWAITE, 1933) a travaillé dans un premier temps sur l'identification des régions climatiques de la terre à partir de données des températures et précipitations. Ensuite, il a tracé les limites régionales à l'aide des études de la distribution de la végétation (BROOKS, 1933). THORNTHWAITE (1933 ; 1948) utilise pratiquement la même méthodologie que KÖPPEN, mais en intégrant également des données hydrologiques et édaphiques.

Pour les climats méditerranéens, EMBERGER (1942 ; 1955 in DAGET, 1977) propose une classification, à l'aide d'un diagramme (figure 27). Le diagramme d'EMBERGER positionne les stations météorologiques selon la valeur du quotient pluviothermique (Q2 sur l'axe Y) et la valeur de la moyenne des températures minimales du mois le plus froid (m sur l'axe X). EMBERGER a mis au point un zonage du climat méditerranéen en combinant des données météorologiques et des observations de la végétation. Le Q2 met en relation les températures minimales du mois le plus froid (m) et les températures maximales du mois le plus chaud (M) avec le total de précipitations annuelles du lieu :

$$Q2 = \frac{P}{\frac{M+m}{2}\,(M-m)}$$

avec :

P *: précipitation annuelle en mm*

M *: température maximal du mois le plus chaud*

m *: température minimal du mois le plus froid*

Équation 1: Formule de calcul du quotient pluviothermique (Q2) d'EMBERGER (on exprime les températures en degré absolu).

En général, un climat méditerranéen est d'autant moins sec que le quotient est plus grand. DI-CASTRI et HAJEK (1976), en utilisant les principes proposés par EMBERGER précisent que la région autour de Santiago du Chili présente un climat méditerranéen du type tempéré semi-aride. Par contre, en progressant en altitude dans la cordillère de Santiago, le climat devient plus frais et de type subhumide : c'est le cas de deux stations utilisées dans cette étude, San José de Maipo à 1.000 m (figure 27) et El Yeso (2.475 m d'altitude).

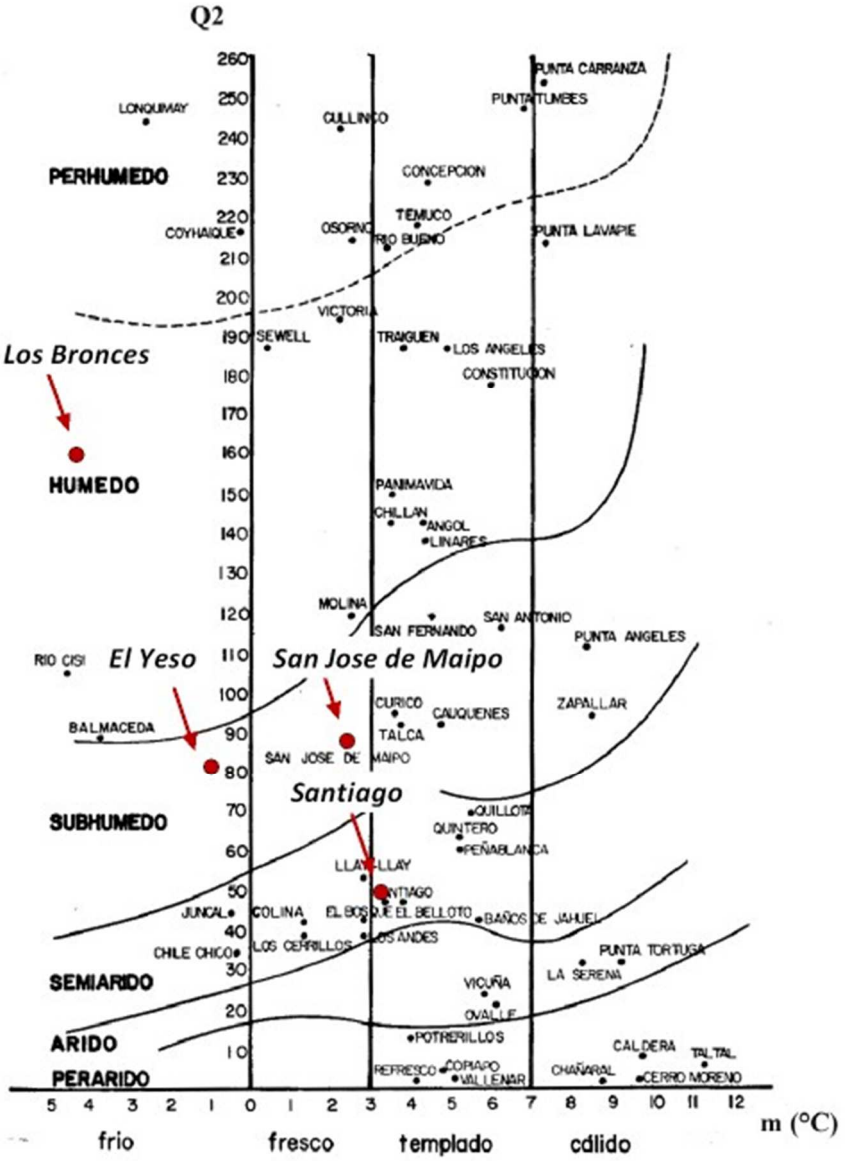


Figure 27 : Le climat méditerranéen et la situation en altitude selon le diagramme pluviothermique D'EMBERGER (DI CASTRI et HAJEK, 1976), complété avec les stations exploitées dans cette étude : Santiago, San Jose de Maipo, El Yeso et Los Bronces).

Ces données confirment que plus on monte en altitude plus le climat est humide à la même latitude et qu'une fraction plus importante des précipitations tombe sous forme de neige, comme nous le détaillerons plus loin. Signalons toutefois que le schéma d'EMBERGER ne tient pas compte de la part de la neige dans le total des précipitations, aspect sur lequel nous reviendrons, car la neige a un rôle écologique important.

Comme on l'a déjà évoqué, une des caractéristiques des climats dits méditerranéens est l'existence d'une saison sèche, plus ou moins longue. BAGNOULS et GAUSSEN (1953 ; 1957) ont proposé une méthode pour déterminer la saison sèche et l'indice xérothermique sur la base de la définition du «mois sec» et sur la durée de la saison sèche. «Un mois sec est celui où le total mensuel des précipitations (P) exprimé en millimètres est égal ou inférieur au double de la température moyenne mensuelle (T), exprimé en degrés centigrades : $P \leq 2T$ (BAGNOULS et GAUSSEN, 1953).

Cette relation permet d'établir des diagrammes ombrothermiques, appelé aussi diagrammes ombrothermiques de BAGNOULS et GAUSSEN (figure 28), dans lesquels un mois est considéré comme sec lorsque la courbe des températures (T) est supérieure à celle des précipitations (P, avec $P = 2T$). Dans notre cas, les diagrammes de la figure 28 précisent que la longueur de l'été, sec et chaud, et ses fluctuations varient selon les stations étudiées. Les diagrammes montrent qu'il existe effectivement une saison sèche ou sans précipitations même à 3.500 mètres d'altitude.

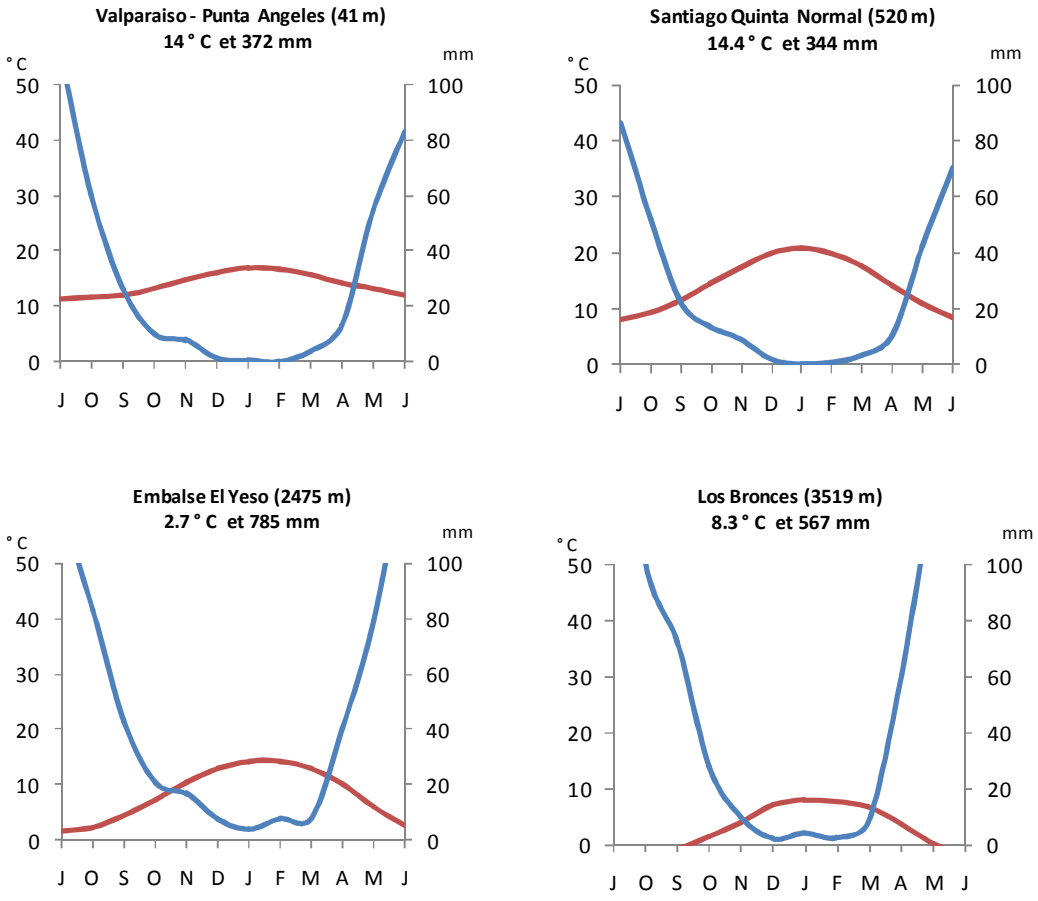


Figure 28 : Diagrammes ombrothermiques de BAGNOULS et GAUSSEN du Chili central à différentes altitudes. Le diagramme est construit sur un modèle d'échelle : 1 °C = 2 mm (élaboration propre à partir de données de la Dirección General de Aguas et de la Dirección Meteorológica de Chile).

2.2.2.3. **Le gradient thermique altitudinal**

Certaines caractéristiques du climat méditerranéen peuvent varier selon l'altitude et la situation orographique. Au Chili, la présence de la cordillère des Andes exerce un rôle modificateur très important. Ainsi, le climat méditerranéen de montagne se caractérise par des étés secs avec des nuits fraîches. Les journées sont chaudes avec quelques nuages et une lumière de haute intensité. Les hivers sont froids, avec la plupart des précipitations sous forme de neige, ce qui provoque un coefficient de nivosité annuel élevé, comme nous le verrons plus loin.

Pour réaliser une comparaison simple des valeurs moyennes de températures et précipitations, nous utilisons les stations

météorologiques de notre zone d'étude (El Yeso et Los Bronces) et celles à la même latitude mais à des altitudes plus basses (figure 29). A Valparaiso, le voisinage de l'océan atténue les températures tout au long de l'année, principalement à cause du courant froid de Humboldt, ceci explique des valeurs plus basses par rapport à la cordillère des Andes (figure 29).

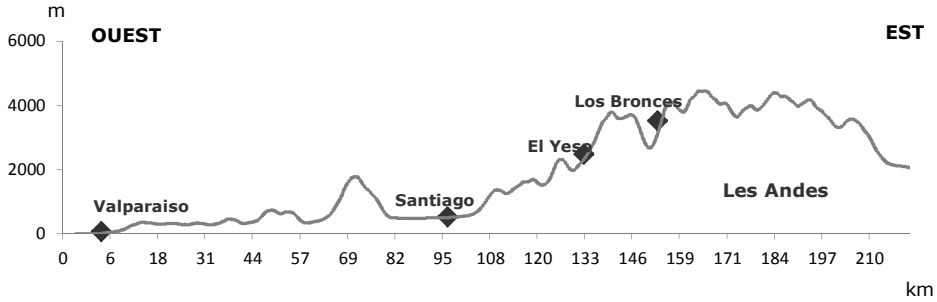


Figure 29 : Position relative des stations météorologiques le long d'un profil altitudinal, à 33°S (élaboration propre).

A Los Bronces, la température moyenne du mois de janvier est de 8,1 °C, c'est-à-dire 12,8 °C de moins qu'à Santiago, située à 520 mètres d'altitude (figure 30). A ce propos, BAGNOULS et GAUSSEN (1953), précisent qu'en montagne la température et les précipitations interviennent pour différencier les climats « oroxérothères » : climats de montagne à été sec. C'est-à-dire un climat caractérisé par des basses températures et des jours secs.

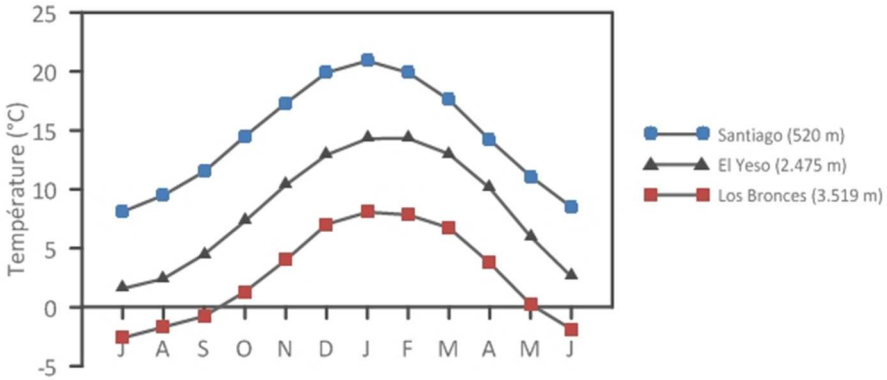


Figure 30 : Températures moyennes mensuelles à Santiago (station Quinta Normal), El Yeso et Los Bronces (1980-2006).

Pour chaque mois de l'année, on se propose de calculer le gradient thermique vertical à partir de la différence arithmétique entre la température moyenne mensuelle des stations étudiées, et en

divisant la valeur obtenue par les différences d'altitude entre les stations. La valeur obtenue est donnée en degrés Celsius pour 100 m (°C/100 m). Dans notre cas, le calcul du gradient thermique nous servira à mieux caractériser le climat en altitude et à bien comprendre l'influence de la température sur la croissance et le développement des végétaux sur notre terrain d'étude.

Comme la période d'acquisition des données de chaque station est assez différente (tableau 3), on utilise comme référence la période 1980-2006 pour calculer le gradient thermique vertical.

STATION	**POSITION GÉOGRAPHIQUE**	**ALTITUDE (m)**	**DATES**	**SOURCE**
Santiago-Pudahuel	33°22'S, 70°47'W	474	1980-2007	DMC
El Yeso	33°40'S, 70°05'W	2.475	1962-2007	DGA
Los Bronces	33°08'S, 70°17'W	3.519	1980-2006	Mine Los Bronces

Tableau 3 : Principales stations météorologiques utilisées (DMC : Dirección Meteorológica de Chile, DGA : Dirección General de Aguas).

D'après nos calculs, le gradient thermique moyen entre la vallée de Santiago (Station Pudahuel) et la station El Yeso à 2.450 m d'altitude est à peine de 0,28 °C/100 m. Ce gradient varie durant l'année (tableau 4). Il est plus fort au printemps (0,34 °C/100 m en septembre) et plus faible en automne (0,22 °C/100 m en mars et avril). Il est moyen entre Santiago et Los Bronces (0,39 °C/100 m, et fort entre El Yeso et Los Bronces. D'après nos calculs, le gradient thermique moyen mensuel est fort entre 2.500 et 3.500 m (0,59 °C/100 m), car on passe à des conditions thermiques plus extrêmes. De même, le gradient est plus fort en été (0,66 °C/100 m entre décembre et février) et plus faible en hiver (0,48 °C/100 m entre juin et août).

MOIS	SP – EY	SP – LB	EY – LB
Janvier	0,30	0,42	0,66
Février	0,25	0,41	0,70
Mars	0,22	0,37	0,66
Avril	0,22	0,36	0,62
Mai	0,23	0,35	0,57
Juin	0,27	0,35	0,51
Juillet	0,29	0,35	0,45
Août	0,31	0,37	0,47
Septembre	0,34	0,41	0,54
Octobre	0,33	0,43	0,62
Novembre	0,32	0,43	0,65
Décembre	0,31	0,42	0,62
Moyen annuel	0,28	0,39	0,59

Tableau 4 : Distribution du gradient thermique moyen mensuel (°C/100 m) entre les stations de Santiago-Pudahuel (SP), El Yeso (EY) et Los Bronces (LB).

Ces dernières valeurs sont proches des valeurs établies par d'autres auteurs (VIDAL, 1992 ; CAVIERES et ARROYO, 1999). CAVIERES a calculé un gradient thermique moyen de 0,61 °C/100 m sur le bassin du « Molina », haute cordillère de Santiago. Ce gradient a été calculé sur la base des valeurs de températures extraites de deux capteurs de températures situés à 2.600 et 3.150 m, entre 1995 et 1996. Ceci confirme que le gradient est fort en montagne.

Ces calculs vont nous permettre d'estimer l'altitude de l'isotherme 0 °C plus tard (voir page 178) et de les comparer avec l'altitude de la limite de la neige.

Des valeurs proches ont été estimées pour les Alpes du Sud, avec des valeurs entre 0,57 °C et 0,59 °C pour 100 mètres (DOUGUÉDROIT et DE SAINTIGNON, 1974 ; ROLLAND, 2003). Dans certains sites de montagne, ces valeurs peuvent être plus élevées, comme par exemple à Schrankogel, dans les Alpes autrichiennes, où le gradient moyen annuel est proche de 0,95 °C (GOTTFRIED et *al.*, 1999).

2.2.2.4. **Les précipitations en altitude**

D'après ROE (2005) les Andes centrales vers 33°S de latitude montrent un régime de précipitations typique des montagnes des moyennes latitudes, une zone plus humide du côté au vent (versant occidental au Chili), et une zone plus sèche du coté protégé des vents principaux (versant oriental en Argentine).

Les précipitations, elles aussi ont une variabilité spatio-temporelle qui répond à plusieurs facteurs. Dans un premier temps, nous nous intéressons à sa concentration pendant l'hiver et à l'influence orographique. Les épisodes de précipitations durant l'hiver se produisent typiquement quand un front froid traverse la région d'ouest vers l'est, et ces épisodes sont quasi uniformes entre la côte et la partie basse de la cordillère (FALVEY et GARREAUD, 2007).

Effectivement, nous pouvons constater que la plupart des précipitations de l'année se concentrent durant les mois d'hiver et que les quantités des précipitations sont peu différentes entre Valparaiso (372 mm/an) et Santiago (312 mm/an), malgré la présence de la cordillère côtière (figure 28). En revanche, l'influence de la cordillère des Andes est bien présente à 2.475 mètres d'altitude où la station El Yeso enregistre 567 mm/an en moyenne entre 1962 et 1991, tandis qu'à Los Bronces le cumul annuel moyen s'élève à 780 mm/an entre 1980 et 2004. Autrement dit, la durée de la saison sèche subit fortement l'influence de l'altitude et, en général, les précipitations sont mieux réparties dans le temps à mesure qu'on s'élève.

De même, pour la caractérisation du gradient pluviométrique, nous avons utilisé des données de précipitations des quatre stations localisées dans la cordillère des Andes de Santiago, entre les 970 et 3.500 mètres d'altitude. Le coefficient de corrélation entre l'altitude et la pluviométrie est de 0,89, ce qui montre une augmentation régulière de la pluviométrie avec l'altitude. D'après nos calculs, le gradient pluviométrique moyen est de 23 mm/100 m,

par rapport à la moyenne des précipitations entre 1980 et 2005. Nous mettons en évidence ce faible gradient.

En montagne, les précipitations se concentrent aussi pendant les mois d'hiver, mais la concentration est moins marquée que dans la plaine. Par exemple, de 80 à 90 % des précipitations de l'année tombent entre avril et septembre. Si, pour Santiago, la saison sèche est comprise entre octobre et avril, en montagne elle est comprise entre décembre et mai, c'est-à-dire sur une période plus courte de deux mois. Malgré cette différence, en été apparaît en montagne un petit maximum de précipitations, dû à des orages locaux (GARREAUD et RUTLLAND, 1997).

De même, si, pour Santiago, l'essentiel des précipitations est de caractère liquide, en revanche à Los Bronces, presque la totalité est sous forme de neige. En effet, en révisant les registres de la station Los Bronces, on constate que le coefficient de nivosité est proche de 98 %, tandis qu'a El Yeso, à 2.475 mètres d'altitude, ce coefficient est d'environ à 70 % (voir étude détaillée page 165).

2.2.3. *El Niño* et l'Oscillation Australe (ENSO)

Les tendances évoquées précédemment sont sous l'influence de l'ENSO, que nous évoquons maintenant de manière assez détaillée car ce phénomène a des incidences sur les précipitations et les écosystèmes dans la cordillère.

2.2.3.1. **Caractéristiques du phénomène**

Les climatologues nomment «variabilité climatique de basse fréquence» trois types de changements dans le climat : ceux se produisant sur plusieurs années consécutives (variabilité interannuelle), ceux, plus lents, à l'échelle des décennies et enfin, les changements qui suivent une tendance à long terme.

GARREAUD et ACEITUNO (2007) expliquent que la variabilité climatique interannuelle dans le continent sud-américain, ainsi

qu'en d'autres endroits de la Terre, est due principalement aux occurrences de « *El Niño* » et « *La Niña* » pendant les phases extrêmes de l'Oscillation du Sud (OS).

L'Oscillation du Sud est un phénomène climatique qui se traduit dans l'atmosphère par une variation à intervalles irréguliers du champ de la pression atmosphérique moyenne entre l'ouest et l'est du bassin du Pacifique sud (ACEITUNO et MONTECINOS, 1993).

Pendant la phase négative de l'OS, dans le centre et l'est de l'Océan Pacifique, on observe une baisse de pression et une hausse (anomalie positive) de la température superficielle de la mer (SST), tandis que pendant la phase positive, les conditions sont plutôt froides (anomalie négative). Si les anomalies des températures superficielles de la mer sont extrêmes et perdurent plusieurs mois, un épisode *El Niño* ou *La Niña* apparait : *El Niño* correspond à la phase tiède d'ENSO et, au contraire, *La Niña* correspond à la phase froide (TRENBERTH, 1997).

Pour caractériser le phénomène ENSO, les chercheurs ont élaboré différents indices sur la base des paramètres climatiques tels que les températures de l'air et de la mer, la pression du niveau de la mer, la vitesse et la direction du vent. Les indices les plus utilisés sont : le « SOI » (*Darwin Southern Oscillation Index*, ROPELEWSKI et JONES, 1987), le « MEI » (*Multivariate ENSO Index*, WOLTER et TIMLIN, 1993), le « TNI » (Trans-Niño Index, TRENBERTH et STEPANIAK, 2001) et l'indice « ONI » (*Oceanic Niño Index*, CLIMATE PREDICTION CENTER, 2008). Ces indices ont été élaborés pour les 5 grandes régions (1, 2, 3, 4 et 3.4, ce dernier composé d'une partie de la région 3 et 4) du bassin du Pacifique (figure 31).

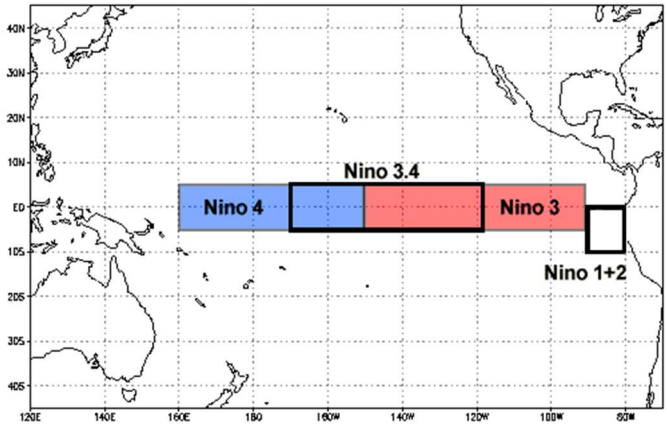


Figure 31 : Régions du bassin pacifique utilisées pour le calcule de la SST (*Climate Prediction Center*, NOAA).

2.2.3.2. **Les fluctuations de l'ENSO**

Il a été constaté que les cycles de réchauffement et de refroidissement de l'eau du Pacifique central et oriental influencent la pression superficielle de la mer. Ainsi, lorsque la pression mesurée à Darwin est comparée à celle mesurée à Tahiti, la différence entre les deux est utilisée pour générer l'indice SOI. Quand les valeurs sont positives, nous avons un événement du type *La Niña*, ou refroidissement de la température de surface de la mer (TSM). Mais lorsque la valeur est négative, nous avons un événement du type *El Niño* (ou réchauffement de la TSM). Autrement dit, l'indice d'oscillation Australe (SOI) mesure les fluctuations à grande échelle de la pression atmosphérique entre l'ouest et l'est du Pacifique tropical au cours des épisodes d'*El Niño* et *La Niña* (ROPELEWSKI et JONES, 1987 ; HALPERT et ROPELEWSKI, 1992).

En général, la série chronologique du SOI correspond très bien aux changements de la TSM dans l'est du bassin du Pacifique. La phase négative du SOI est présente lorsque la pression de l'air à Tahiti est au-dessous de la normale et quand la pression de l'air à Darwin est au-dessus de la normale. Des périodes prolongées de SOI négatives coïncident avec les valeurs anormalement chaudes dans les eaux océaniques de l'est du Pacifique tropical typique des épisodes d'*El Niño*. Des périodes prolongées de valeurs positives du SOI coïncident avec les eaux océaniques anormalement froides,

dans l'est du Pacifique tropical, typique des épisodes de *La Niña* (TRENBERTH, 1997).

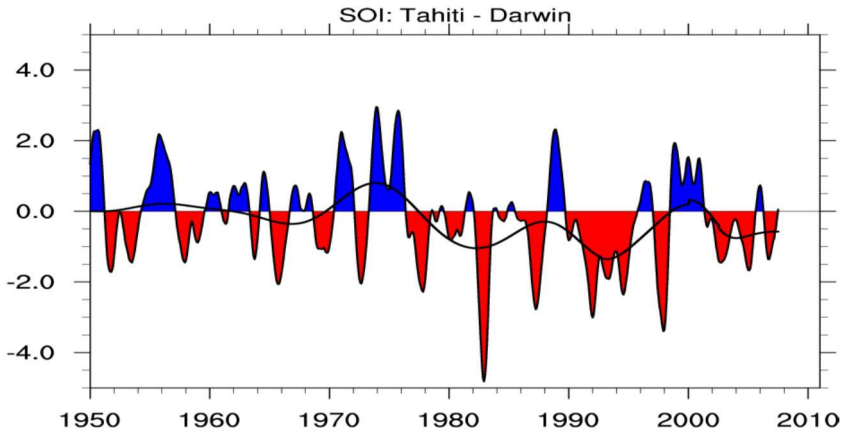


Figure 32 : Evolution de l'indice SOI au cours de la deuxième moitiée de XXe siècle (CAR/CDG, 2008) et, en trait plein noir, la moyenne lissée.

La figure 32 montre l'évolution de l'indice SOI pour le Pacifique centrale. Les périodes *El Niño* sont représentées en couleur rouge, tandis que les périodes La *Niña* sont en bleu. Il est intéressant de noter qu'il s'agit d'un phénomène qui a une fréquence entre deux et sept ans.

La figure 33 montre les épisodes d'*El Niño* et de La *Niña* selon l'indice ONI. Cet indice est construit à partir des anomalies de température de la mer dans la région 3.4. Si les anomalies sont au-dessus de 0,5 °C durant plus de 5 mois consécutifs, un événement *El Niño* se produit, respectivement un événement du type *La Niña* si les anomalies sont au-dessous de -0,5 °C durant 5 mois consécutifs. Ces événements sont classés dans trois catégories : faible (entre 0,5 et 1,0), modérée (entre 1,0 et 1,5) et forte (supérieure à 1,5).

Depuis les années 50, les épisodes d'*El Niño* ont été observés 19 fois, dont 6 de caractère fort et sa dernière manifestation a eu lieu durant les derniers mois de 2008, tandis que la dernière apparition de *La Niña* a été observée au cours de l'été austral 2010-2011.

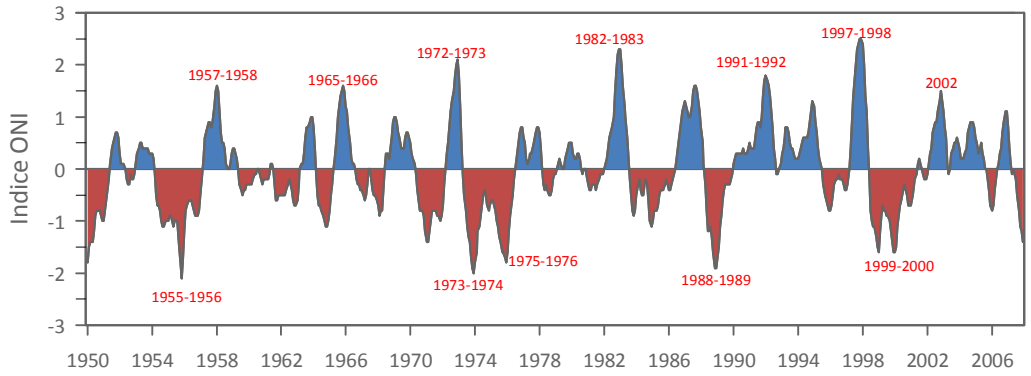


Figure 33 : Evolution de l'indice ONI dans la région 3.4, en relation avec la période 1971-2000 (*Climate Prediction Center*, NOAA).

A l'échelle interannuelle, plusieurs études ont montré l'impact d'ENSO sur le comportement des rivières d'Amérique du Sud (ACEITUNO et VIDAL, 1990 ; GARCIA et MECHOSO, 2005). Toutes les séries temporelles de débits qui ont été analysées, montrent des périodicités semblables à celles d'*El Niño*. Au Chili central, pendant les hivers sous l'influence d'*El Niño* (TSM anormalement chaud), le débit des rivières andines augmentent du fait d'une fréquence et intensité des pluies plus fortes.

On observe donc au Chili central, durant les épisodes *El Niño*, une augmentation des précipitations au-dessus de la moyenne pendant les mois d'hiver (RUTLLAND et FUENZALIDA, 1991 ; ACEITUNO, 1992 ; ACEITUNO et GARREAUD, 1995 ; MONTECINOS et ACEITUNO, 2003 ; GARREAUD et ACEITUNO, 2007). Pour la région andine compris entre les 30° et 35° de latitude sud, ESCOBAR et ACEITUNO (1998) indiquent que l'accumulation de neige tend à être supérieure à la normale quand l'anomalie moyenne de la TSM dépasse 1 °C au cours de la période mai-août.

Toutefois, seulement 50 % des années les plus sèches coïncident avec la phase froide de l'ENSO (événements *La Niña*) dans la zone tropicale du Pacifique. Ceci suggère l'existence d'autres facteurs en dehors de la zone tropicale du Pacifique qui contribuent à expliquer la variabilité des précipitations dans les Andes du Chili central (RUTLLAND et FUENZALIDA, 1991 ; MASIOKAS et *al.*, 2007).

En outre, l'impact de l'ENSO sur les précipitations du niveau continental est variable (figure 34).

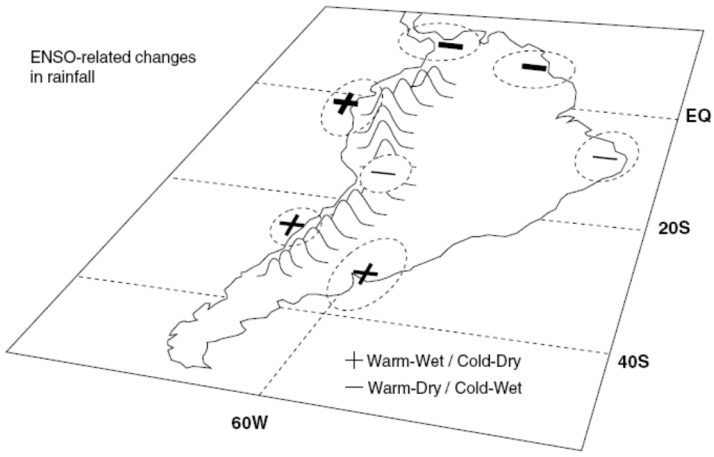


Figure 34 : Relation entre l'ENSO et les fluctuations des précipitations dans les principales régions d'Amérique du Sud. Les régions touchées sont entourées de pointillés et le type d'anomalie indiqué par le signe **+** ou **–** (GARREAUD et ACEITUNO, 2007).

Aussi, plusieurs auteurs ont étudié la réponse de la végétation aux effets de l'ENSO dans différents écosystèmes (MENNIS, 2001 ; SALINAS-ZAVALA et *al.*, 2002 ; ERASMI et *al.*, 2009). Ainsi, l'augmentation des précipitations au cours d'un événement ENSO est cruciale pour le recrutement des plantes et la productivité de certains écosystèmes (POLIS et *al.*, 1997 ; HOLMGREN et *al.*, 2001).

2.3. LA VEGETATION DE LA CORDILLERE DU CHILI CENTRAL

Les écosystèmes de climat méditerranéen sont présents dans différentes régions de la planète : le bassin méditerranéen en Europe et en Afrique, la Californie en Amérique du Nord, la région du Cap en Afrique du Sud, le sud de l'Australie et le Chili central, sont les plus importantes. L'écosystème méditerranéen du Chili représente la transition entre une vaste zone désertique au nord, et la forêt tempérée au sud de la latitude 36°S. Cette zone de transition est composée par une mosaïque des différents types de végétation, allant de la bruyère xérophyte (au nord) à la forêt de décidus d'hiver (au sud), en passant par le *matorral* sclérophylle, végétation typique des versants de la cordillère côtière et des Andes.

La physionomie et la structure de la végétation naturelle du Chili est le résultat des deux gradients environnementaux majeurs : d'une part, un changement progressif du nord au sud, qui se manifeste par une augmentation des précipitations ; et d'autre part, un gradient ouest-est, dû à une diminution de l'influence océanique et à une augmentation de l'altitude (GAJARDO, 1994).

La végétation caractéristique du Chili central est dominée par une formation appelé *matorral*, qui est constitué par des plantes arbustives, plus ou moins denses, des plantes arbustives ligneuses, pérennes et sclérophylles, plus ou moins denses (pour plus de détails voir annexe 2).

2.3.1. La végétation de la cordillère

L'étude de la flore et de la végétation des Andes du Chili central a été abordée par différents auteurs. A la fin du XIXème siècle, MEIGEN (1893, d'après MUÑOZ et *al*., 2000) a étudié la végétation andine à la latitude de Santiago, en décrivant trois étages de végétation : étage de montagne, étage subandin et étage andin. L'étage de montagne est caractérisé par la présence des espèces forestières du type sclérophylle, comme le Quillay (*Quillaja saponaria*), le Litre (*Litraea caustica*) et le Maitén (*Maytenus boaria*). L'étage subandin est caractérisé par des arbustes bas et des herbacées vivaces, tandis que dans l'étage andin trois types de formations se développent : végétation de zones humides, végétation en coussins et végétation d'éboulis.

QUINTANILLA (1980) indique les limites des étages de végétation, en décrivant quatre étages de végétation pour le bassin supérieur du Mapocho : étage montagnard (sous les 1.600 m), l'étage subandin (1.600 – 2.300 m, celui qui nous intéresse le plus), l'étage andin (2.300 – 3.000 m) et l'étage nivoglacial (au-dessus de 3.000 m).

D'après QUINTANILLA (1980), dans l'étage montagnard, la végétation dominante est principalement de type sclérophylle dans les versants exposés au sud, tandis que dans les versants exposés au

nord la végétation est plutôt de type xérophyte. La structure de la végétation est ouverte et peu stratifiée, du fait de la présence de la roche en place et l'intervention humaine. Dans la strate arborée, les espèces prédominantes sont *Quillaja saponaria* (Quillay), *Lithrea caustica* (Litre) et *Kageneckia oblonga* (Bollen) et dans la strate arbustive, *Trevoa chilensis* (Tebo), *Solanum tomatillo* (Tomatillo) et *Colliguaja odorifera* (Colliguay). Les versants plus ensoleillés montrent des communautés d'*Acacia caven*, accompagnés de *Puya chilensis* (Cardón), *Colletia spninosissima* (Crucero) et de cactacées comme *Cereus chilensis* (Quisco).

Dans l'étage subandin, entre les 1.600 et 2.300 mètres, se produit une diminution graduelle de la végétation arborée, cédant la place à une végétation caractérisée par un *matorral* épineux d'altitude, d'aspect « achaparrado » (faible croissance). Le seul arbre qui reste présent est *Kageneckia angustifolia* (Olivillo - Frangel). On peut trouver également *Schinus montanus* (Molle), *Kageneckia oblonga* (Bollén) et *Quillaja saponaria* (Quillay), ainsi que, dans les zones plus humides, *Aristotelia chilensis* (Maqui), *Ephedra chilensis* (Pingo pingo) et quelques *Baccharis*. Vers la limite supérieure de cet étage et sur les versants ensoleillées, on trouve les derniers représentants du *matorral* xérophyte, telles que *Puya chilensis* (Cardon), *Trichocereus chilensis* (Cactus) et *Colliguaja interregima* (Colliguay). Au-delà de 2.000 mètres d'altitude, la couverture de la végétation diminue, présentant de grandes étendues de sol nu exposé aux intempéries. La première espèce de *Stipa sp* (Paja Brava ou Coirón) apparaît à partir de ce niveau d'altitude.

Dans l'étage andin, la couverture végétale est encore plus faible que dans l'étage inférieur, et les espèces sont adaptées à ces conditions écologiques d'altitude déterminantes. La végétation est clairsemée, composée essentiellement de mousses, de lichens et d'herbes qui prennent une physionomie ayant donné à ce type de végétation le nom de steppe andine. La partie inférieure de cet étage est composée d'un *matorral* épineux, avec les mêmes espèces

de l'étage inférieur. L'absence d'arbres et une distribution clairsemée de petits arbustes rabougris caractérisent le paysage de l'étage andin, dont le sol est marqué par la présence de régosols et sols colluviaux. Les espèces qui caractérisent cet étage sont : *Tetraglochin alatum* (Caulla), *Calceolaria thyrsiflora* (Palo dulce), *Calceolaria picta* (Topa-Topa), *Ephedra andina* (Pingo pingo), et *Chuquiraga oppositifolia* (Hierba blanca), accompagnés par des espèces comme *Mulinum spinosum* (Hierba negra), *Berberis empetrifolia* (Uva de la cordillera) et *Fabiana imbricata* (Romerillo). Une caractéristique notable de cet environnement de haute montagne est la présence de végétation en coussin, surtout autour de 3.000 m. L'espèce caractéristique est *Laretia acaulis* (Llaretilla), accompagnée de *Nassauvia axilaris* (Calahuala).

Finalement, dans l'étage nivoglacial, à partir de 3.000 m, la couverture végétale est très limitée. Dans cet environnement dominé par un sol rocheux avec différents degrés de fragmentation, les herbes pérennes telles que *Festuca stipa* (Coirón) et *Calandrinia affinis* (Calandrina) sont dominantes. Il est également possible de trouver *Azorella madreporica* (Llareta).

Récemment, MUÑOZ et *al*. (2000) ont établi une nouvelle délimitation des étages de végétation de la cordillère andine du bassin supérieur du Maipo, à travers l'identification des changements dans la structure et la composition florale. Ils considèrent cinq étages : le *matorral* sclérophylle (1.000 – 1.500 mètres), le *matorral* subandin (1.500 – 2.000 mètres), le *matorral* andin (2.000 – 2.700 mètres), la steppe andine (2.700 – 3.300 mètres) et le désert haut-andin (3.300 – 3.800 mètres). Parmi l'ensemble des plantes analysées dans cette dernière étude, 29 % correspondent à des espèces endémiques, ce qui est important du point de vue de la conservation.

En relation aux limites des étages, HOFFMAN (1992) et MUÑOZ (2000) s'accordent à dire que la limite arborescente est assez diffuse dans la cordillère des Andes à cette latitude, et qu'il est possible que cette variation soit liée à une différence dans la

quantité de neige tombée, ainsi que sa durée et son époque de fonte. Toutefois, les caractéristiques topographiques de chaque vallée doivent également avoir une certaine importance.

2.3.2. Caractéristiques de *Kageneckia angustifolia*

Kageneckia angustifolia D. Don est l'espèce dominante de la forêt sclérophylle de montagne du Chili central, entre 1.000 et 2.300 mètres d'altitude. Endémique de la zone méditerranéenne du Chili central et décrite entre la vallée de Limari (30°17'S) et celle du Rio Claro, dans la Région du *Maule* (RODRIGUEZ et *al*., 1983 ; GARCÍA et ORMAZABAL, 2008), *Kageneckia angustifolia* est la seule espèce d'arbre présente à partir de 1.600 mètres (photographie 2), où il forme une forêt ouverte (ARROYO et *al*., 1981 ; RUNDEL, 1981 ; VILLAGRAN et *al*., 1983 ; LEÓN, 1993).

Photographie 2 : Forêt à *Kageneckia angustifolia* sur versant (prise de vue en avril 2008 à Yerba Loca).

K*ageneckia angustifolia* est un arbre dioïque[4] de la famille des Rosacées qui peut atteindre plus de 6 m de hauteur. C'est une espèce semi-décidue d'été, qui perd une partie de son feuillage afin de supporter la forte sécheresse estivale qui caractérise le Chili central. Ses feuilles sont lancéolées et l'arbre fleurit entre les mois de novembre et décembre. Ses graines sont contenues dans des capsules (photographie 3), et dispersées par anémochorie entre les mois de février et avril (LEÓN, 1993 ; HOFFMANN, 1998).

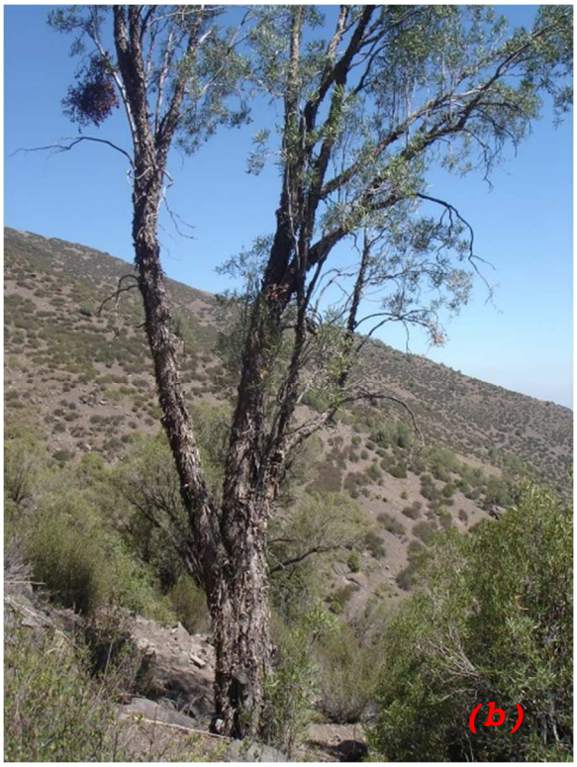
Photographie 3 : Feuilles et capsules de *Kageneckia angustifolia* (prise de vue en mars 2006 à Yerba Loca).

Ses feuilles s'accumulent principalement au-dessous de la canopée, couvrant parfois complètement le sol sous les arbres. Les observations sur le terrain indiquent que sous la canopée, le recrutement de cette espèce et des autres est faible tout au long de l'année, même lorsque des herbivores introduits sont exclus. L'absence des plants au-dessous de la canopée pourrait être associée aux effets négatifs de l'accumulation de la litière sur

[4] Plante dont les fleurs mâles et femelles sont sur des pieds distincts.

ces sites (PEÑALOZA, 1996). Les analyses chimiques des feuilles de *Kageneckia angustifolia* ont affiché l'occurrence de plusieurs composés qui peuvent avoir des effets inhibiteurs sur la germination des graines (par exemple, des cucurbitacins et des triterpénoïdes ; MUÑOZ et *al*., 2002), suggérant que l'inhibition chimique de la litière est susceptible d'être impliquée (CAVIERES et *al*., 2007). MORALES (1945) avait déjà reporté des effets toxiques chez les humains.

Du point de vue morphologique, *Kageneckia angustifolia* émet plusieurs tiges (photographie 4a), et, d'après GAJARDO (communication personnelle, 30 janvier 2008), cela pourrait être dû à des rejets, principalement en raison d'intervention d'origine humaine. Toutefois, le développement de troncs multiples semble aussi être lié à la faible dominance du bourgeon apical (FRITTS, 1976), issue de la mutilation de la tige principale des arbres, et/ou de l'influence de facteurs endogènes, permettant ainsi aux espèces de maintenir une productivité ligneuse élevée (AUSSENAC, 1973) en dépit des fortes contraintes environnementales qui caractérisent certains écosystèmes arborés de la haute montagne méditerranéenne, telles que les conditions climatiques ou la dégradation anthropique (BERTAUDIÈRE et *al*., 2001). Toutefois, il y a aussi des individus à un seul tronc (photographie 4b), mais moins abondants.



Photographie 4 : (a) Morphologie typique d'un individu de *Kageneckia angustifolia*. (b) Individu de *Kageneckia angustifolia* à un seul tronc (prise de vue en décembre 2007 à Yerba Loca).

Enfin, à l'altitude de la *treeline*, les individus de *Kageneckia angustifolia* ont une morphologie distincte, souvent avec un tronc rampant, fortement enraciné et avec des tiges qui se dressent à partir de cette partie au sol (photographie 5) ; ces tiges ont seulement une vingtaine d'années et sont, en tous cas, plus jeunes que le tronc rampant.

Photographie 5 : Morphologie de *Kageneckia angustifolia* à l'altitude de la *treeline* à Yerba Loca (prise de vue en mars 2008).

Finalement, il faut noter que *Kageneckia angustifolia* fait partie de l'écosystème méditerranéen du Chili central, où la végétation présente un haut niveau de diversité biologique et d'endémisme (VILLAGRAN, 1995). Pour cela, cette région de la planète est considérée une des 25 *hotspots* de conservation globale de la biodiversité, c'est-à-dire une zone comportant des concentrations exceptionnelles d'espèces endémiques (COWLING et *al*., 1996 ; MYERS et *al*., 2000).

2.4. DESCRIPTION DE LA VALLEE DE YERBA LOCA

La vallée de Yerba Loca est localisée dans le bassin supérieur de la rivière Mapocho, à 50 km au nord-est de la ville de Santiago du Chili. Yerba Loca est un des rares domaines protégés proches de Santiago où l'on trouve de la forêt à *Kageneckia angustifolia*. Le site a été déclaré « *Santuario de la Naturaleza*[5] » le 24 juillet

[5] Sanctuaire de la Nature.

1973 par le *Consejo Nacional de Monumentos Nacionales* (CNMN) (ARROYO et *al.*, 2002). Dans son ensemble le site s'étend sur plus de 39.000 ha, mais seulement un tiers de son espace est protégé.

Le site a été géré, jusqu'à la fin de l'année 2006, par la *Corporacion Nacional Forestal* (CONAF) en partenariat avec la municipalité de Lo Barnechea, propriétaire du terrain, qui gère le sanctuaire depuis janvier 2007.

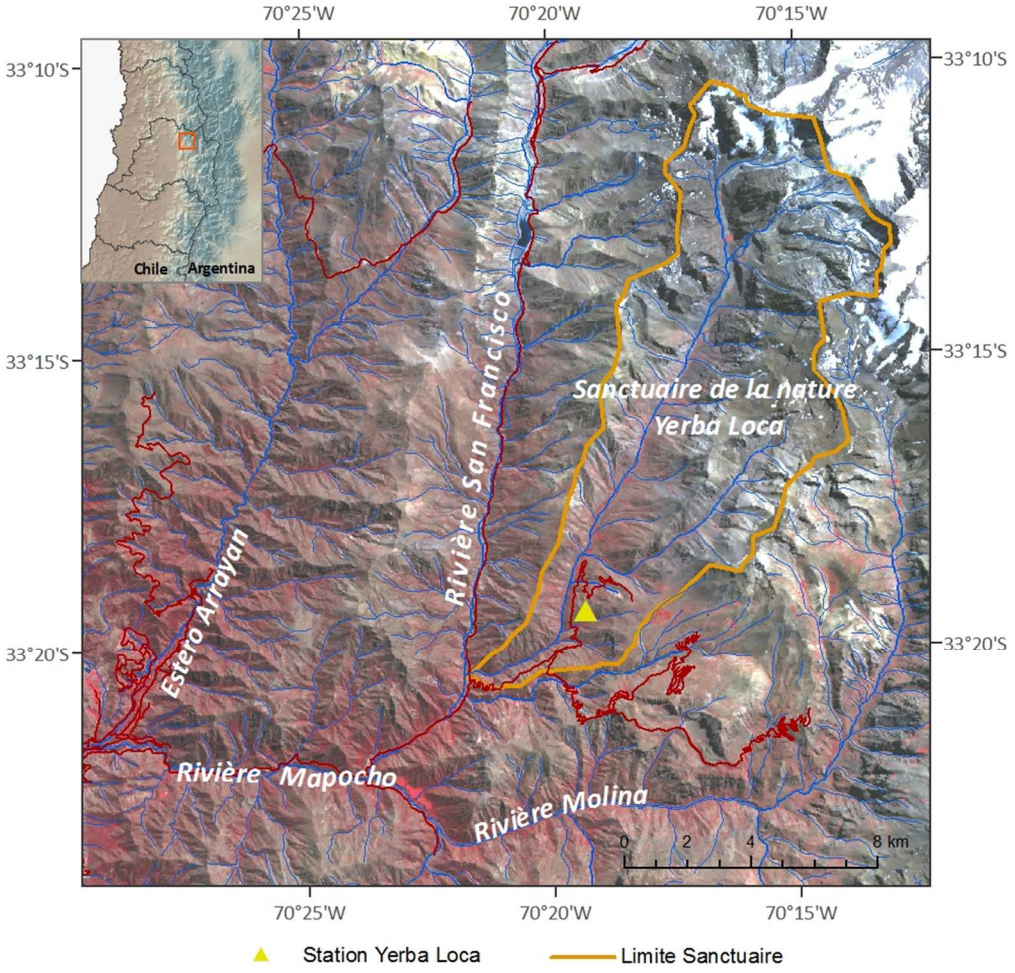


Figure 35 : Localisation du Sanctuaire de la Nature Yerba Loca (image Aster - avril 2003).

A cet endroit domine un climat méditerranéen du type semi-aride froid (DI CASTRI et HAJEK, 1976). Les étés sont secs et chauds, avec une haute radiation solaire. Les hivers sont froids et humides, concentrant la plupart des précipitations de l'année. Dans les Andes du Chili central, les précipitations hivernales

sont du type solide, et la durée au sol de la neige varie entre 3 et 5 mois, en fonction de l'élévation et de l'exposition (ROZZI et *al*., 1989).

Yerba Loca correspond à une vallée glaciaire modelée durant les dernières glaciations quaternaires, avec de forts signes de glaciations du Pléistocène (BARCELÓ, 1984). Aujourd'hui deux glaciers, El Plomo et La Paloma, occupent le fond de la vallée (photographie 6).

Photographie 6 : La vallée de Yerba Loca (prise de vue septembre 2006).

La morphologie du site est caractérisée par trois unités physiographiques :

- au sud-est, la chaîne d'El Plomo-La Parva ;
- au nord-ouest, la chaîne du Yerba Loca qui marque la ligne de partage des eaux avec le bassin versant du Río San Francisco ;
- la vallée glacio-fluviale de Yerba Loca.

Le cours d'eau principal, l'*estero*[6] Yerba Loca, large de 3 à 5 mètres, coule en direction du sud-ouest à travers la vallée du même nom. Il trouve sa source dans le *cerro*[7] La Paloma à 3.900 mètres d'altitude. Dans son parcours de 22 km, le cours d'eau reçoit l'apport de deux affluents, les *esteros* La Leonera et Chorrillos del Plomo, avant de se jeter dans le San Francisco à 1.400 mètres d'altitude.

Son débit moyen annuel est à peine de 1 m^3/s (entre 1987 et 2006), enregistrant une haute variabilité interannuelle avec une période sèche et une autre humide pour chaque année (figure 36). Pendant la saison de fonte, son débit est maximal, pouvant atteindre entre deux et cinq m^3/s.

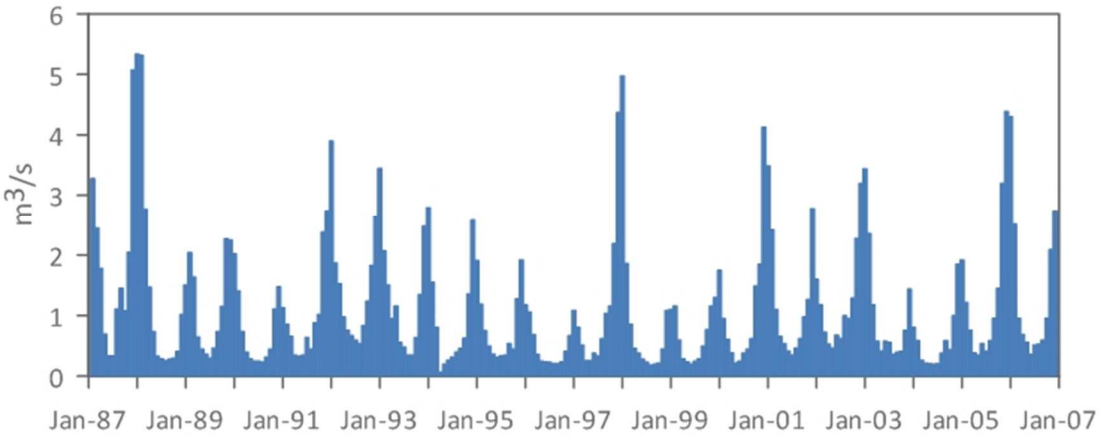


Figure 36 : Débit moyen de l'*estero* Yerba Loca, entre 1987 et 2006 (DGA, 2008).

Du point de vue saisonnier, les basses eaux estivales sont alimentées par les eaux de dégel de la cordillère. Au cours du printemps le débit de l'*estero* augmente fortement, soutenu par la fusion nivale des versants (figure 37). Cette eau est disponible pour les plantes au début de la période végétative.

[6] Au Chili, rivière à faible débit.

[7] Mont.

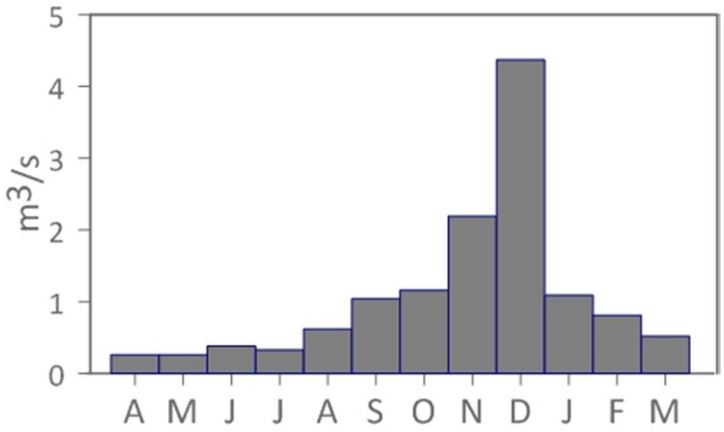


Figure 37 : Débit moyen mensuel de l'*estero* Yerba Loca (calculé entre 1987 et 2006 (DGA, 2008).

A Yerba Loca, quatre types de végétation sont identifiés: le *matorral* sclérophylle à succulents entre 900 et 1.500 mètres, la forêt sclérophylle de montagne dominé par *Kageneckia* angustifolia (photographie 7) entre les 1.600 et 2.300 mètres, la végétation des zones humides (« *vegas* ») et la végétation de l'étage andine entre les 2.100 et 3.700 mètres (ARROYO et *al*., 2002). Au-delà de cette altitude, les plantes vasculaires sont quasiment absentes (CAVIERES et *al*., 2000 ; ARROYO et *al*., 2002).

Photographie 7 : Formation à *Kageneckia angustifolia* au Sanctuaire de la Nature de Yerba Loca - Chili (prise de vue mars 2008).

Dans une étude floristique, ARROYO (2002) a analysé l'apport de la réserve de Yerba Loca à la conservation de la flore vasculaire dans le contexte régional du Chili. Cette étude montre que Yerba Loca, avec une surface équivalent au 0,3 % de la surface de la Région Métropolitaine de Santiago et de la 5ème Région de Valparaiso[8], contient 27 % de la flore native de ces deux régions, et entre 16 et 17 % de la flore de la zone méditerranéen du Chili central. L'étude conclut que la réserve de Yerba Loca est très intéressante du point de vue de la conservation de la flore vasculaire et que les petites zones protégées comme celle-ci sont très riche en biodiversité.

Les Sanctuaires de la Nature, comme le Sanctuaire de Yerba Loca, sont une catégorie des Monuments Nationaux, sous tutelle du *Consejo de Monumentos Nacionales* (CNM), qui dépend du Ministère de l'Education. La loi 17.288 du 04 février de 1970, dans son article 31, définie les Sanctuaires comme : « les sites marins et terrestres qui offrent des possibilités particulières pour les études et recherches géologiques, paléontologiques, zoologiques, botaniques ou écologiques, ou ayant des formations naturelles dont la conservation présente un intérêt pour la science ou pour l'Etat ».

Le système d'aires protégées au Chili comprend non seulement les zones SNASPE (*Sistema Nacional de Areas Silvestres Protegidas del Estado*), destinées à protéger les écosystèmes terrestres localisées sous propriété fiscal, mais aussi plusieurs autres initiatives, comme les aires marines protégées, les zones côtières, les concession d'aires de droit privés, les aires protégées de type privé, les zones rurales réglementées pour le développement touristique, les sanctuaires de la nature (qui ne sont pas nécessairement de propriété fiscale), et les aires d'une reconnaissance internationale, telles que les réserve de la

[8] La Région Metropolitana de Santiago et la 5ème Région ont une surface totale de 32.177 km^2.

biosphère, les sites Ramsar[9] et les sites du patrimoine mondial, qui se recoupent souvent avec d'autres catégories nationales.

Le SNASPE englobe trois types des zones protégées : les Parcs Nationaux, les Réserves Nationales et les Monuments Nationaux, tous sous la tutelle de la CONAF (*Corporacion Nacional Forestal*). Les parcs nationaux ont une fonction de préservation intégrale et d'accueil du public. Quant aux réserves forestières, elles ont pour vocation de développer une gestion durable et multifonctionnelle.

Statut	Type	Nombre	Superficie (km²)
SNASPE[a] dont :	Total	94	141 230
	Parcs nationaux	31	87 177
	Réserves nationales	48	53 874
	Monuments nationaux	15	179
Zones marines protégées[b]	Réserves marines	1	3
Décrets sur la pêche	Réserves génétiques	2	15
Zones marines côtières[c]	Parcs sous-marins de l'île de Pâques	3	. .
	Zones marines côtières protégées	2	710
Monuments nationaux[d]	Sanctuaires naturels	28	–
Aires situées sur des terrains privés, dont :	Total		17 000
	RAPP	133	3 866
	Parques de Chile	400	6 000
	Autres parcs privés	Fluctuant	7 000

a) Aux termes de la loi 18.362. Comprend sept réserves de la biosphère UNESCO-MAB et neuf zones humides Ramsar (couvrant 1 000 km²).Pour mémoire, la superficie continentale totale du Chili est de 756 626 km².
b) Aux termes de la loi sur la pêche (loi 18.892).
c) Aux termes du Décret 475 de 1975.
d) Aux termes de la loi 17.288. Comprend une zone humide Ramsar.

Tableau 5 : Zones protégées au Chili (OCDE, 2005).

[9] Convention sur les zones humides d'importance internationale.

DEUXIEME PARTIE : DONNEES ET METHODOLOGIE

DEUXIEME PARTIE : DONNEES ET METHODOLOGIE

La méthodologie générale consiste en une approche hiérarchique du paysage à la station écologique instrumentée, avec confrontation et mise en complémentarité de différentes techniques : télédétection, chroniques climatiques et mesures *in situ*. La méthode retenue pour ce faire est l'approche multi-scalaire à trois niveaux d'échelles utilisés de manière descendante puis ascendante (figure 38).

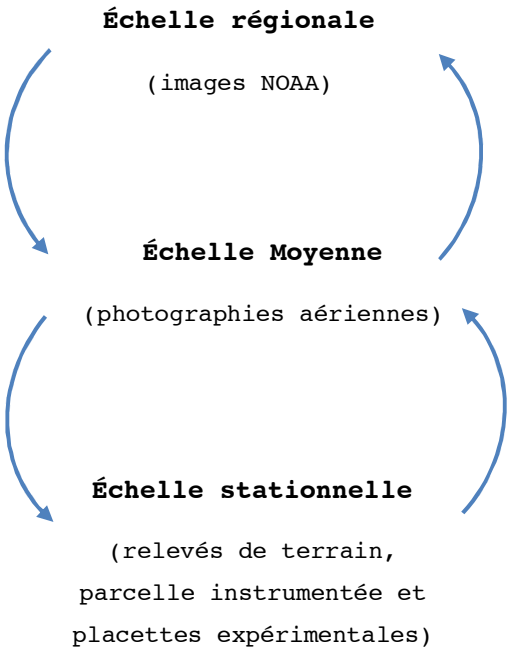


Figure 38 : Démarche descendante et ascendante entre les différents niveaux géographiques de notre étude.

Pour mieux comprendre les processus d'analyse des données satellitaires utilisées dans cette étude, on exposera la manière dont l'information est acquise et comment celle-ci est traitée.

CHAPITRE 3. LES SOURCES D'INFORMATION

3.1. L'IMAGERIE SATELLITAIRE

3.1.1. Images NOAA-AVHRR

A l'échelle régionale, notre intérêt est d'analyser, dans un premier temps, l'évolution de l'enneigement dans les Andes du Chili central, entre 1986 et 2001. Pour cela, les bandes visible et proche infrarouge du spectre électromagnétique des images AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), situées à bord de la plateforme NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), fournissent une information adéquate sur la couverture de neige, du fait de leur résolution spatiale fine (1.000 m) et de leur bonne précision horizontale et temporelle, dans les zones libres des nuages (W.M.O., 2006). De plus, dans un deuxième temps, avec le même jeu de données, on étudie la dynamique de la végétation de montagne à l'aide des indices de végétation.

L'imagerie NOAA-AVHRR offre plusieurs avantages tels que la vision synoptique d'un phénomène à méso-échelle et une nombre important d'informations issues des cinq canaux du radiomètre (HASEGAWA et *al*., 1998 ; MARÇAL et *al*., 2004).

Les satellites NOAA (figure 39) appartiennent à la série des satellites météorologiques mis en orbite par la NOAA/NASA. Ils ont une orbite héliosynchrone, à une altitude de l'ordre de 850 km et sont équipés de différents capteurs dont un radiomètre à balayage, AVHRR.

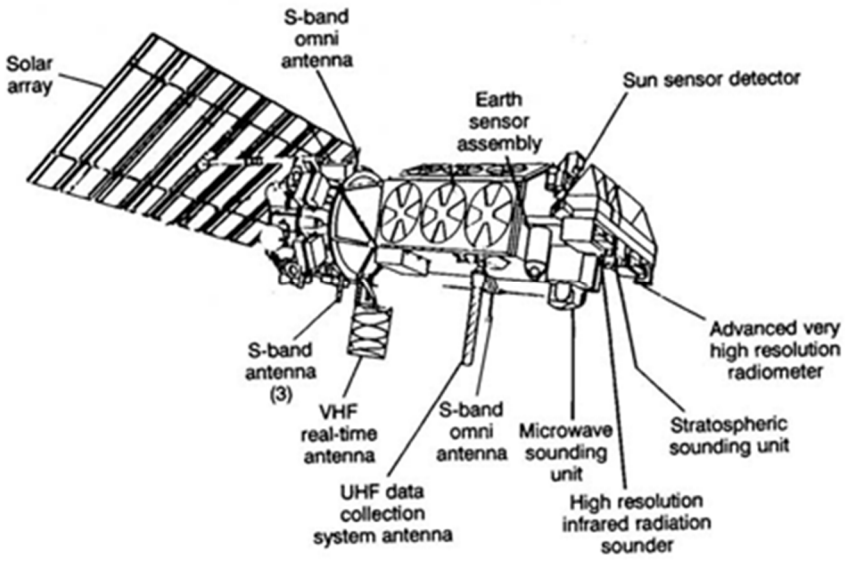


Figure 39 : Les capteurs et les différentes composantes des satellites NOAA (CRACKNELL, 1997).

Le capteur AVHRR est un capteur équipé de cinq bandes spectrales avec une résolution spatiale de 1,1 km au nadir et une fréquence ou résolution temporelle de deux fois par jour (tableau 6).

BANDE SPECTRALE	SATELLITES 7,9,11,12,14	SATELLITES 15,16,17,18	USAGE-APPLICATION PRINCIPALE
1 (visible-rouge)	0,58 - 0,68	0,58 - 0,68	Détection des nuages et cartographie de surface
2 (infrarouge proche)	0,725 - 1,10	0,725 - 1,10	Limites terre-eau
3 (A) (infrarouge moyen)		1,58 - 1,64	Détection de la neige et glace
3 (B) (infrarouge thermique)	3,55 - 3,93	3,55 - 3,93	Cartographie des nuages (nuit) et TSM
4 (infrarouge thermique)	10,30 - 11,30	10,30 - 11,30	Cartographie des nuages (nuit) et TSM
5 (infrarouge thermique)	11,50 - 12,50	11,50 - 12,50	TSM

Tableau 6 : Bandes spectrales du capteur NOAA-AVHRR (KIDWELL, 1998). TSM : Température de Surface de la Mer.

Nous avons utilisé des données format LAC (*Local Area Coverage*). Il s'agit des scènes retransmises vers des stations de réception situées au sol. Les images LAC ont été obtenues à partir de la

base de données CLASS (*Comprehensive Large Array-data Stewardship System*) qui dépend du Service Environnemental d'Information et Données des Etats Unis (NESDIS - *National Environmental Satellite, Data and Information Service*). Il s'agit d'une base de données qui a pour but de faciliter la distribution d'information pour la NOAA en matière de données environnementales.

Environ quatre cents images entre 1986 et 2001 ont été analysées visuellement. Les images libres de nuages, avec un angle de visée inférieur à 40°, ont été retenues. On a sélectionné 136 images (voir liste en annexe 3) soit entre 8 et 9 images par période analysée, entre août et avril, c'est-à-dire entre la fin de la saison hivernale (période de la fonte de la neige) et la fin de l'été (figure 40). Cette sélection obéit à deux motifs. D'une part, les premiers mois correspondent à l'époque de fonte de la neige accumulée en hiver, qui influençant fortement les réserves en eau. Et d'autre part, ces mois voient se produire les changements phénologiques les plus importants dans la période végétative des plantes.

Ce jeu d'images NOAA/AVHRR a été utilisé pour caractériser les variations de la couche de neige et pour calculer les Indices de Végétation (NDVI) pour chaque mois choisis. Les 15 ans de données NDVI ont été tirés des trois différents satellites NOAA: (1) NOAA 9 à partir de juillet 1986 à octobre 1988; (2) NOAA 11 à partir de novembre 1988 à aout 1994, et (3) NOAA 14 à partir de janvier 1995 à mars 2001. Une description plus détaillée de la série NOAA-AVHRR et des traitements des images LAC AVHRR 1B peut être trouvée dans KIDWELL (1998).

SATELLITE	IDENTIFICATEUR	DATE DE LANCEMENT	SERVICE DATES
NOAA-9	NOAA-F	12/12/1984	02/25/1985 - 05/11/1994
NOAA-11	NOAA-H	09/24/1988	11/08/1988 - 09/13/1994
NOAA-14	NOAA-J	12/30/1994	12/30/1994 - Présent
NOAA-15	NOAA-K	05/13/1998	05/13/1998 - Présent

Tableau 7 : Couverture temporelle des satellites NOAA (KIDWELL, 1998).

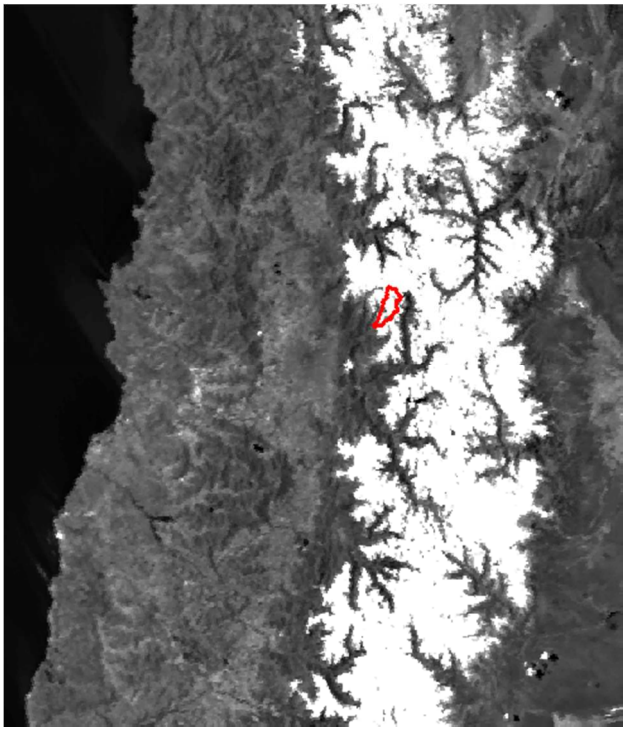


Figure 40 : Image NOAA-AVHRR (bande 2) du 01/09/2002 du Chili central. La couleur blanc représente la surface enneigée sur la chaîne andine, la vallée de Yerba Loca est délimitée en rouge.

3.1.2. Autres images satellitaires

Pour notre étude de site, on a utilisé une image du 4 décembre 2003 (figure 41) du capteur ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). ASTER est un capteur à haute résolution spatiale et spectrale du satellite Terra. Le satellite Terra a été lancé en décembre de 1999 par le Programme d'Observation de la Terre de la NASA (EOS - *Earth Observation System*). Le capteur ASTER produit 14 bandes réparties dans trois sous-systèmes : 3 bandes dans le visible et le proche-infrarouge (PIR : 0,52 - 0,90 μm), de résolution spatiale de 15 m ; 6 bandes de l'infrarouge moyen (IRM : 1,6 - 2,43 μm), de résolution spatiale de 30 m et 5 bandes de l'infrarouge thermique (TIR : 8,12 - 11,65 μm), de résolution spatiale de 90 m. La particularité du sous-système du visible et PIR est qu'il composé de deux télescopes : l'un pointant à la perpendiculaire vers la terre (3N, nadir) et l'autre dirigé en arrière avec un angle de 27° (3B). De cette façon, la même scène est observée deux fois sous un angle

différent. ASTER peut ainsi produire des scènes stéréoscopiques acquises en ligne (*along-track*) couvrant approximativement une superficie de 60 km par 60 km (ABRAMS, 2000).

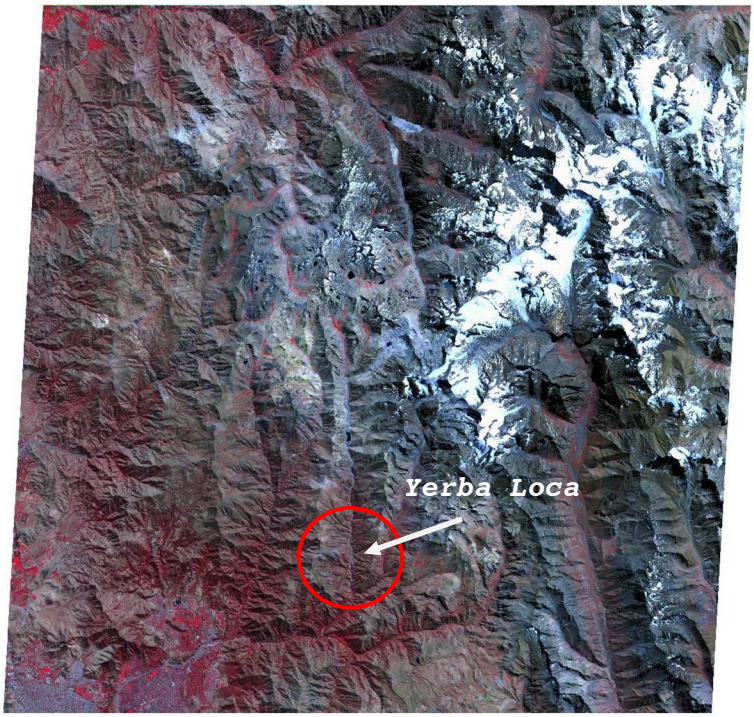


Figure 41 : Image Aster du 04/12/2003 de la zone d'El Plomo-Farelones.

Nous avons utilisé une image du type L1B qui nous a permis, grâce aux bandes stéréoscopiques, la construction d'un MNA (Modèle Numérique d'Altitude) d'une résolution spatiale de 15 mètres.

Finalement, pour complémenter l'étude diachronique des versants à *Kageneckia angustifolia*, nous avons utilisé une image Geoeye du 18 décembre 2009.

3.2. DONNEES METEOROLOGIQUES

La description du climat des Andes du Chili central est obtenue à partir de l'analyse des séries fournies par deux stations météorologiques présentes dans notre zone d'étude, celles d'El Yeso et Los Bronces, auxquelles nous avons ajouté quatre autres stations proches (tableau 8).

STATION	BASSIN VERSANT	ALTITUDE (m)	TYPES DES DONNÉES	DATES	SOURCE
San Jose Reten	Maipo	970	Pp	1971-2007	DGA
Los Almendros	Mapocho	990	T, Pp	1999-2007	DGA
San Gabriel	Maipo	1.240	Pp	1978-2006	DGA
Las Melosas	Maipo	1.527	Pp	1963-2004	DGA
El Yeso Embalse	Maipo	2.475	T, Pp	1962-2007	DGA
Los Bronces	Mapocho	3.519	T, Pp	1980-2006	Los Bronces

Tableau 8 : Stations météorologiques de montagne (Pp : précipitations ; T : températures).

En plus de données fournies pour les stations météorologiques détaillées précédemment, nous avons installé une station météorologique du type semi-automatique à l'intérieur du Sanctuaire de la Nature de Yerba Loca, à 2.100 m d'altitude, à la limite extérieure d'un bosquet de *Kageneckia angustifolia* (voir description du site page 131).

La station météorologique est de marque HYDROEMAC AUTEG, et appartient à l'Institut de Géographie Alpine de Grenoble. Elle est composée d'une unité centrale avec quatre cartes électroniques capables de mesurer différents paramètres météorologiques, d'une batterie de 12 volts et d'une mémoire capable de stocker des mesures de 10 capteurs à un pas de temps horaire durant 3 mois ; la récupération trimestrielle des données est faite par un ordinateur portable. La station elle-même est mise dans une boite métallique afin de la protéger des intempéries (photographie 8).

Photographie 8 : Unité centrale de la station météorologique HYDROEMAC-AUTEG.

La station HYDROEMAC AUTEG compte de dix capteurs, reliés aux cartes électroniques, dont sept de température, deux où température et humidité de l'air sont associées et, enfin, une pour la pluviomètre. Nous avons pu obtenir des mesures météorologiques, durant deux années, entre le 13 janvier 2006 et 13 février 2008.

En relation avec l'exploitation des données météorologiques, les moyennes des températures ont été calculées en utilisant la forme approchée employée par les services officiels, c'est-à-dire la demi-somme des températures minimales et maximales quotidiennes.

En plus des moyennes thermiques, ont été comptabilisés les jours de gel (Tmin ≤ 0 °C), les jours du cycle gel-dégel (Tmax > 0 °C, Tmin ≤ 0 °C), les jours de gel continu (Tmax ≤ 0 °C) et les jours sans gel (Tmin > 0 °C), ces derniers correspondent aussi à la période végétative avec Tmoy > 5 °C (ROVERA, 1990).

Afin de bien cerner les tendances, et en s'appuyant sur le principe que le gel est un excellent indicateur du réchauffement, trois types de jours de gel ont été distingués selon l'intensité : les jours de gel faible (0 °C ≥ Tmin > -3 °C), les jours de gel moyen (-3 °C ≥ Tmin > -6 °C), et les jours de gel fort (Tmin ≤ -6 °C) (adapté de ROVERA, 1990).

Lorsque les calculs statistiques portent sur les saisons, il convient de préciser que l'été correspond aux trois mois les plus chauds, décembre (de l'année antérieure), janvier et février, alors que les mois de juin, juillet et août composent l'hiver.

3.3. LES PHOTOGRAPHIES AERIENNES

Pour l'étude diachronique des versants de la vallée de Yerba Loca, nous avons travaillé un set de photographies aériennes de diverses missions:

- vol HYCON, 1955, échelle 1 : 50.000, clichés 4218-4219 ;
- vol CORFO, 1981, échelle 1 : 30.000, cliché 28660 ;
- vol FONDEF, 1995, échelle 1 : 20.000, clichés 37140-37141 ;

- vol GEOTEC, 1997, échelle 1 : 50.000, cliché 5530.

Le traitement des photographies aériennes repose sur des méthodes classiques, dont la photo-interprétation. La correction géométrique s'effectue à partir des cartes topographiques de notre zone d'étude (Carte *Farellones*, 1 : 50.000) et par des points GPS.

3.4. AUTRES SOURCES D'INFORMATION

Une autre source d'information concerne les données altimétriques. Nous avons utilisé des données de la mission SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Le SRTM fait référence à des données altimétriques recueillies par la navette spatiale Endeavour lors d'une campagne d'observation de la Terre qui a permis d'établir des MNA en utilisant l'interférométrie radar. Parmi les résultats du programme, on distingue les données du type SRTM-3, c'est-à-dire un MNA de résolution de trois secondes d'arc (93 m à l'équateur) et de couverture mondiale.

Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) est une structure de données qui représente la distribution spatiale d'une variable quantitative et continue (FELICÍSIMO, 1994), quand il s'agit de la variable altitude, on parle d'un modèle numérique d'altitude (MNA). Autrement dit, un MNT est la description d'un terrain sous la forme des coordonnées X, Y et Z, X et Y étant les coordonnées géographiques et Z représentant une troisième donnée quantitative, l'ordonnée altitudinale. A partir d'un MNA, il est possible de calculer, à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG), des modèles dérivés, telles que des modèles de pente et d'orientation.

3.5. LA CONSTRUCTION D'UNE BASE DE DONNEES

Face à l'importante quantité d'information de caractère spatiale et alphanumérique que nous avons dû traiter dans cette étude, nous avons construit une base de données. L'intérêt principal est

d'avoir une structure ordonnée pour nous faciliter l'accès à l'information de façon simple et rapide.

La gestion de la base de données est possible grâce à la mise en place d'un SIG. Rappelons brièvement qu'un SIG est un outil permettant de créer, stocker, manipuler, analyser et visualiser un grand volume de données spatialement référencées (BOSQUE, 1997).

Dans le cadre de notre travail de thèse, la combinaison d'un SIG et de données issues de la télédétection, offre une cadre méthodologique idéal pour l'interprétation, la détection des changements et la présentation de nos résultats. L'information issue des analyses de l'imagerie satellitaire est un excellent *input* pour l'analyse synoptique des phénomènes spatiotemporels (ENGMAN et MATTIKALLI, 2003).

La principale source d'information de notre base de données, est celle issue des images NOAA-AVHHR.

CHAPITRE 4. PREPARATION ET TRAITEMENTS DES DONNEES

4.1. LES DONNEES SATELLITAIRES

4.1.1. L'apport de la télédétection spatiale á l'étude de la neige et de la végétation

La télédétection est une discipline qui cherche à obtenir des informations de la Terre en utilisant des images acquises par des satellites ou des plateformes aériennes et en se servant de la radiation électromagnétique émise ou réfléchie par la surface terrestre (LILLESAND et KIEFER, 1994 ; CHUVIECO, 1996).

L'utilisation de données issues de la télédétection peut offrir un cadre méthodologique approprié pour la caractérisation et le suivi des changements spatio-temporels de l'environnement (SINGH et *al.*, 2004 ; PAEGELOW et CAMACHO, 2008), tel que le suivi de la couverture neigeuse et de la végétation en montagne, dans le cas de cette étude.

La télédétection utilise les propriétés physiques des objets pour acquérir des informations sur leur nature. Ceci implique une interaction entre l'énergie qui est transmise par le rayonnement électromagnétique et les objets. Pour la plupart des plates-formes satellitaires, cette énergie est enregistrée par un capteur et transmis à une station de réception, sous forme d'une image numérique (LILLESAND et KIEFER, 1994).

4.1.1.1. **Bases physiques de la télédétection**

Le spectre électromagnétique est le résultat de la décomposition du rayonnement électromagnétique en fréquences constituantes. Le spectre électromagnétique s'étend des courtes longueurs d'onde (rayons gamma) aux grandes longueurs d'onde (audio ; figure 42).

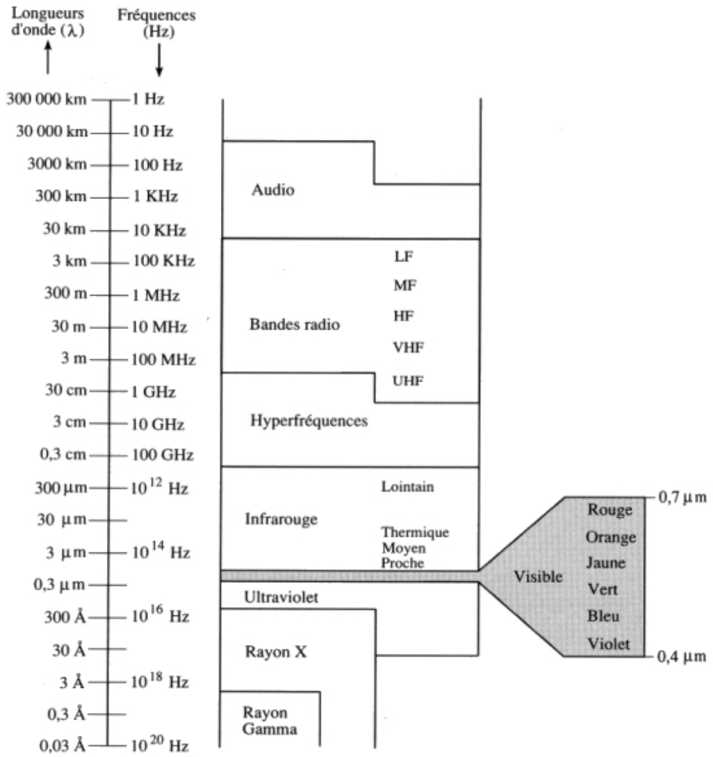


Figure 42 : Spectre électromagnétique et domaines spectraux (BONN et ROCHON, 1993).

La télédétection utilise plusieurs régions du spectre électromagnétique. Tant pour des raisons technologiques que de transparence de l'atmosphère, les ondes les plus importantes pour la télédétection vont de l'ultra-violet jusqu'aux hyperfréquences (RESS, 2001).

Le rayonnement électromagnétique peut être transmis par différentes sources, par exemple par le soleil, source d'énergie principale de notre planète. Ce rayonnement est transporté dans l'espace sous forme d'ondes ou de particules, et une partie parvient jusqu'à la surface de la Terre (LILLESAND et KIEFER, 1994).

Le rayonnement solaire incident, c'est-à-dire le rayonnement reçu à la surface d'un objet, peut être réfléchi, absorbé ou diffusé, lors de son passage par l'atmosphère. Toutefois, celle-ci ne laisse passer le rayonnement que dans certaines bandes spectrales correspondant à des fenêtres (BEGNI et *al*., 2005).

L'atmosphère n'est pas transparente au passage du rayonnement solaire. Vis-à-vis des ondes électromagnétiques, les gaz et les particules qui composent l'atmosphère ont aussi la capacité de diffuser, d'absorber et de transmettre le rayonnement électromagnétique solaire et terrestre. L'atmosphère est presque transparente dans le spectre visible (fenêtre atmosphérique), alors que dans l'infrarouge la fenêtre atmosphérique principale est comprise entre 8 et 14 microns (μm) de longueur d'onde (figure 43).

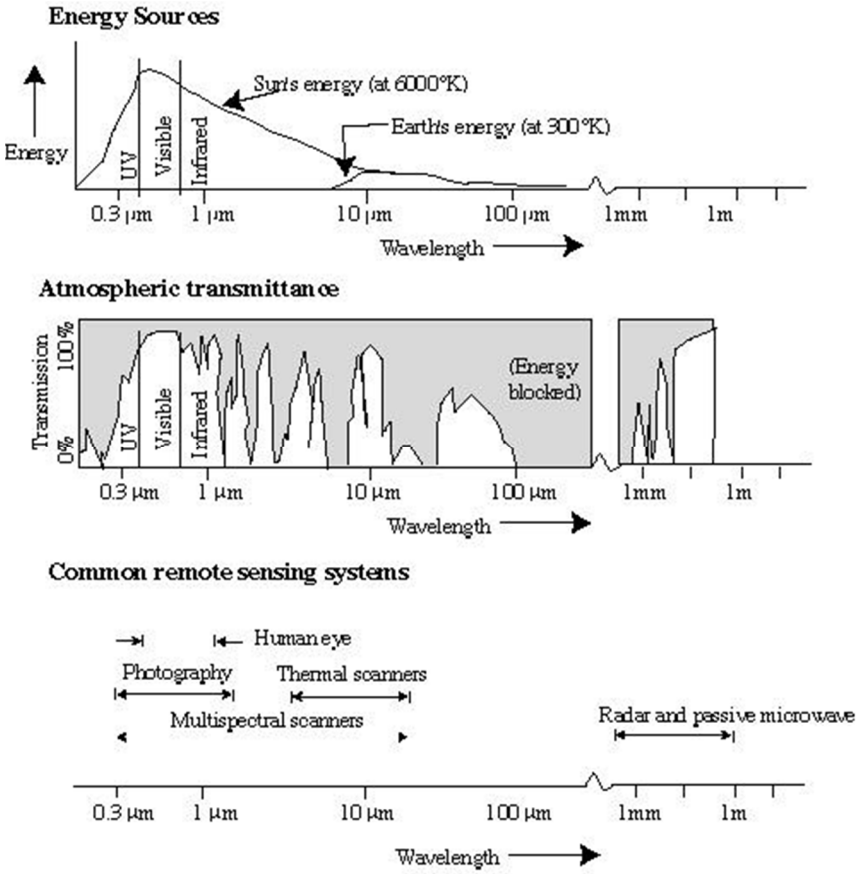


Figure 43 : Longueurs d'ondes électromagnétiques et transmission à travers l'atmosphère (LILLESAND et KIEFER, 1994).

La télédétection est permise grâce à l'interaction de trois éléments : une source d'énergie (soleil ou autre), une cible (la terre) et un vecteur (les capteurs ; figure 44).

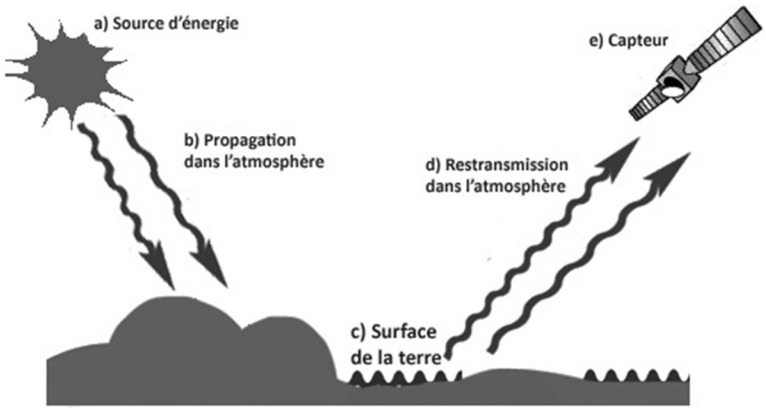


Figure 44 : Acquisition des données par Télédétection (LILLESAND et KIEFER, 1994, modifié).

Les capteurs, portés par les satellites, les avions ou les sondes, effectuent des mesures du rayonnement émis par la Terre et du rayonnement solaire réfléchi par la surface des océans et des continents. Les capteurs observent et enregistrent sous forme d'image la réflectance de l'objet à étudier, par exemple la réflectance des océans, de la végétation ou de la neige. La réflectance ou albédo est le rapport entre l'énergie solaire réfléchie et l'énergie solaire incidente sur une surface. Ainsi, les capteurs collectent et stockent des données sur la réflectance spectrale des corps de la surface terrestre ou de l'atmosphère, dans différentes longueurs d'ondes (figure 45 ; RESS, 2001).

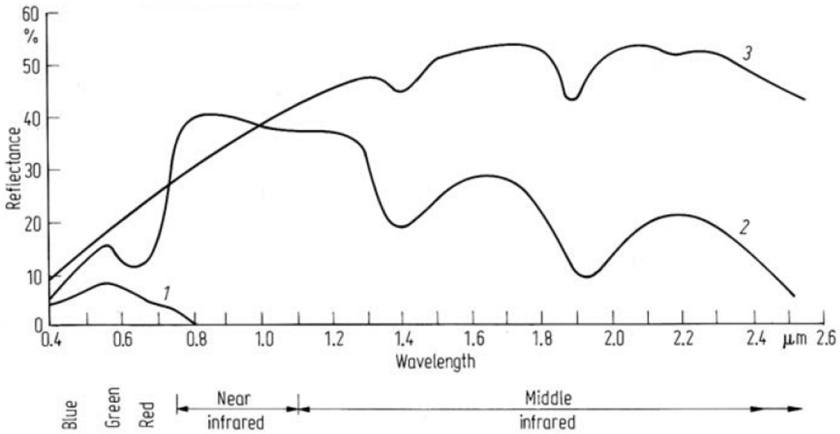


Figure 45 : Réflectance spectrale caractéristique des trois grands types de surfaces. (1) Eau, (2) Végétation et (3) Sol nu (RICHARDS et JIA, 2006).

4.1.1.2. La télédétection de la couverture neigeuse

Les plus importants types d'imagerie satellitaire pour l'étude de la neige proviennent du domaine du visible (y compris le proche infrarouge) et des micro-ondes passives du spectre électromagnétique. En effet, dans le visible (proche infrarouge inclus), la neige a un albédo très élevé (figure 46), et dans la région des micro-ondes, sa température de brillance[10], est nettement inférieure à celle des espaces libre de neige (REES, 2006).

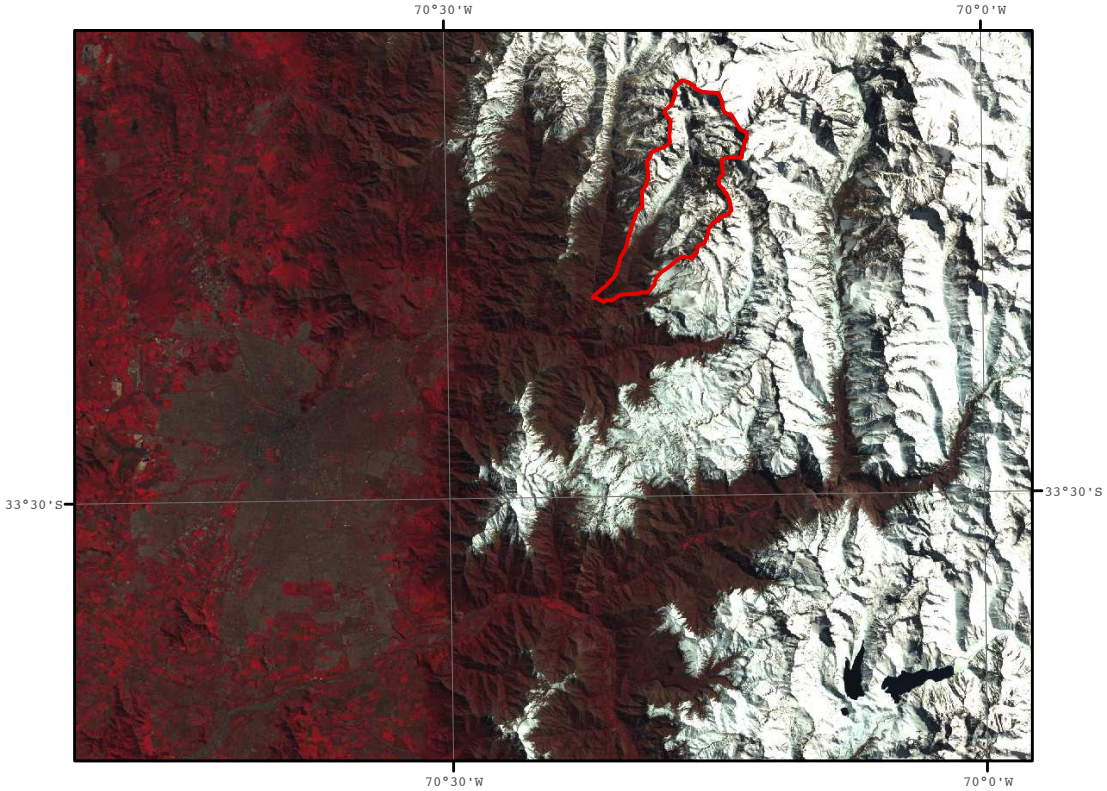


Figure 46 : Image Landsat TM (fausses couleurs) de la cordillère de Santiago du Chili, 10 septembre 2001. La couleur blanche représente la couverture de neige, reconnaissable par son albédo élevé dans le proche infrarouge. La vallée de Yerba Loca est délimitée en rouge.

La plupart des approches du suivi de la couverture de neige sont basées sur l'analyse des images du visible et du proche infrarouge (VIR). En effet, la neige possède une réflectance très élevée, au

[10] Définie comme étant la température qu'aurait un corps noir émettant le même flux de rayonnement que la surface observée.

moins pour les longueurs d'ondes inférieures à environ 0,8 μm, de sorte qu'elle est relativement facile à détecter (RESS, 2001).

Une approche courante pour l'étude de la neige consiste à utiliser l'imagerie multispectrale, composée généralement d'une bande spectrale dans la partie visible du spectre et d'une autre bande centrée près de 1,65 μm, dans le proche infrarouge. En effet, la réflectance spectrale de la couverture de neige et celle des nuages sont très similaires dans les longueurs d'ondes inférieures à 1 μm, mais elles divergent dans le proche infrarouge et ont un différence maximale dans des longueurs d'ondes comprises entre 1,55 et 1,75 μm (REES, 2006 ; figure 47).

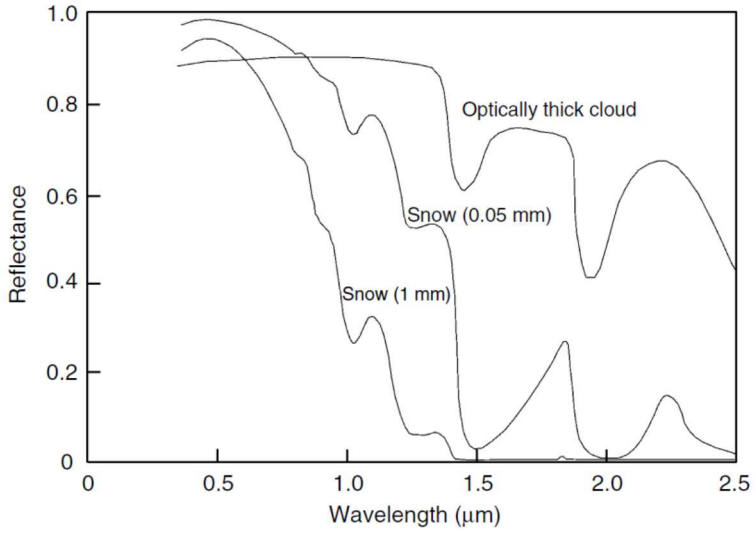


Figure 47 : Réflectance spectrale de la couverture de neige par rapport aux nuages (REES, 2006).

Les études qui utilisent des techniques de télédétection pour évaluer la distribution et la dynamique de la neige sont abondantes. Dans l'hémisphère nord, des auteurs comme DYE (2001 ; 2002 ; DYE et TUCKER, 2003), ont étudié la distribution et la variabilité annuelle du manteau neigeux, grâce aux images NOAA-AVHRR. Au Québec, l'évolution spatio-temporelle de la neige au sol a été l'objet d'études qui ont utilisé des cartes de couverture de neige issues des données NOAA-AVHRR (CHOKMANI et *al.*, 2005).

Certaines études visent, par ailleurs, à identifier la variabilité de la limite de la neige (LN) comme, par exemple, les recherches

développées par KLEINDIENST (2000) dans les Alpes suisses ou par WUNDERLE (2002) dans tout l'Arc Alpin, en utilisant les données du capteur AVHRR.

Il existe différentes méthodes pour estimer l'altitude de la LN. On distingue les méthodes directes, basées sur l'observation de l'altitude de la couche de neige sur le terrain, et les méthodes indirectes comme, par exemple, l'étude de la position altitudinale de l'isotherme 0 °C.

Une autre façon de déterminer la position altitudinale de la limite de la neige est d'utiliser l'imagerie satellitaire. A partir des images issues des satellites, il est possible de confectionner des cartes nivales qui nous permettent d'établir par la suite, les positions de la limite de la neige à l'aide d'un MNA.

Toutefois, tracer la limite de la neige est très difficile car normalement il est fréquent que la couche de neige soit discontinue. Rappelons que selon la WMO (cité par WUNDERLE et *al.*, 2002), la limite de la neige peut être considérée comme « une bande plus ou moins étroite qui représente une zone couverte de neige d'environ 50 % ». Il est possible de tracer cette ligne par des images satellites en identifiant la bordure (la limite) de l'ensemble des pixels classifiés comme neige (KLEINDIENST et *al.*, 2000) et en calculant son altitude moyenne à l'aide d'un MNA (figure 48).

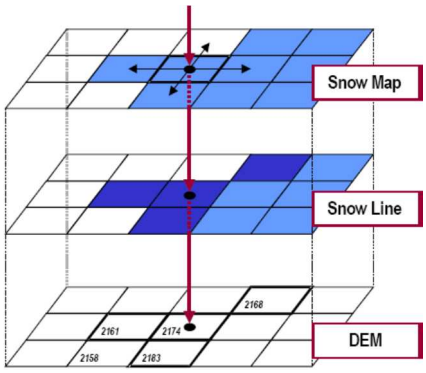


Figure 48 : Méthode d'extraction de la LN à partir des statistiques de voisinage et un MNA (DROZ et WUNDERLE, 2002).

Concernant la validité de l'utilisation des images NOAA-AVHHR pour ce genre d'études, RANGO (1993) indique que la résolution spatiale des images NOAA-AVHRR est suffisante si les surfaces étudiées ont plus de 200-500 km^2. A ce sujet, KLEINDIENST (2000) précise que pour obtenir de bon résultats, la surface minimale doit être supérieure à 200 km^2.

Finalement, les variations de la limite de la neige dépendent, d'une part, des conditions pluviométriques, c'est-à-dire de l'occurrence des épisodes neigeux mais, aussi, des conditions thermiques, puisque la température, notamment la position de l'isotherme 0 °C, agit sur la limite pluie-neige : il s'agit d'un phénomène thermo-pluviométrique.

La limite de la neige sur le versant occidental de la Cordillère des Andes, au Chili central, retrace les variations de la température en altitude, des précipitations et des cumuls tombés au cours de l'hiver.

4.1.1.3. **La télédétection des couverts végétaux**

L'étude de la végétation par l'imagerie satellitaire est permise par les caractéristiques spectrales des plantes. En effet, les végétaux ont des comportements particuliers vis-à-vis de la réflectance dans le spectre électromagnétique. Dans le domaine du visible (400 - 700 nm), le rayonnement est en majeure partie absorbé par les pigments foliaires (chlorophylle, carotène, entre autres). Ainsi, la réflectance est d'autant plus faible que la photosynthèse est importante (FISHER, 1991).

Dans le domaine du proche infrarouge (700 - 1300 nm), les pigments des feuilles ainsi que la cellulose sont transparents. Le rayonnement reçu est donc soit réfléchi, soit transmis. En augmentant les longueurs d'onde du visible au proche infrarouge, on passe d'une réflectance très faible à un réflectance proche de 40 %. Dans le domaine de l'infrarouge moyen, la réflectance des plantes est surtout affectée par leur teneur en eau (GIRARD et GIRARD, 1999 ; figure 49). Ainsi, les bandes rouges (R) et du

proche infrarouge (PIR) montrent une faible dépendance face aux conditions atmosphériques, la première coïncide avec une forte absorption du rayonnement, la seconde offre une réflectance élevée (TUCKER, 1979 ; CALOZ et COLLET, 2001).

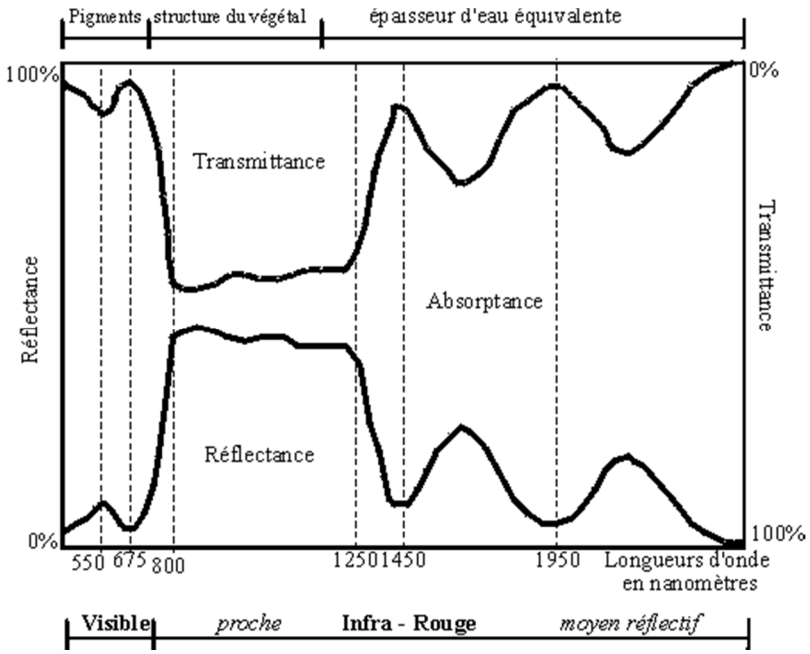


Figure 49 : Réponse spectrale typique de la végétation (GIRARD et GIRARD, 1999).

Ainsi, il est possible de construire des indices à partir d'une combinaison simple ou complexe de bandes spectrales. Les combinaisons de ces bandes ont de bonnes capacités discriminantes et révèlent des propriétés particulières des végétaux, par exemple leur contenu en chlorophylle (TUCKER, 1979). Cet écart (entre R et PIR) a conduit à la fabrication de nombreux indices de végétation faisant ressortir la valeur de cette différence afin de mesurer l'activité photosynthétique de la plante (GIRARD et GIRARD, 1999 ; tableau 9).

DENOMINATION	FORMULE	AUTEURS
RVI Ratio Vegetation Index	$\frac{PIR}{R}$	JORDAN, 1969
NDVI Normalized Diference Vegetation Index	$\frac{PIR - R}{PIR + R}$	ROUSE et *al.*, 1973
PVI Perpendicular Vegetation Index	$\frac{(PIR - a\,R - b)}{\sqrt{a^2 + 1}}$	JACKSON et *al.*, 1980
SAVI Soil Adjusted Vegetation Index	$\frac{(PIR - R)}{(PIR + R + L)}(1 + L)$	HUETE, 1988
TSAVI Transformed Soi1 Adjusted Vegetation Index	$\frac{a(PIR - a\,R - b)}{R + a\,PIR - a\,b + 0{,}08\,(1 + a^2)}$	BARET et *al.*, 1989
ARVI Atmospherically Resistant Vegetation Index	$\frac{(PIR^* - RB^*)}{(PIR^* + RB^*)}$	KAUFMAN et TANRE, 1992
GEMI Global Environment Monitoring Index	$\frac{n(1 - 0{,}25n) - (R - 0{,}125)}{1 - R}$ $n = \frac{2(PIR^2 - R^2) + 1{,}5PIR + 0{,}5R}{PIR + R + 0{,}5}$	PINTY et VERSTRAETE, 1992

Tableau 9 : Indices de végétation les plus couramment utilisés. R : Canal rouge ; PIR : Canal proche infrarouge ; L : facteur d'ajustement du sol ; a : pente de la droite des sols nus, dans l'espace R/PIR ; b : ordonnée à l'origine de la droite des sols nus, dans l'espace R/PIR ; R^* : réflectance apparente moyenne du canal rouge ; PIR^* : réflectance apparente moyenne du canal proche infrarouge (GIRARD et GIRARD, 1999, modifié).

Ces indices sont fortement corrélés à l'activité photosynthétique de la biomasse, l'abondance de la chlorophylle et d'absorption d'énergie par les plantes (revue dans MYNENI et *al.*, 1995).

Malgré le développement de plusieurs indices de végétation plus récents, le NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) reste l'indice le plus utilisé. Cet indice a démontré une forte corrélation avec des paramètres de la végétation telles que la vitalité de la végétation ou la biomasse végétale et il est

considéré comme un bon discriminant de la végétation (KENNEDY, 1989). Ainsi, le NDVI sert à l'analyse de l'évolution saisonnière de la végétation car sa sensibilité est intéressante surtout pour les couverts peu denses (CALOZ et COLLET, 2001), comme c'est le cas dans les Andes du Chili central.

Des séries temporelles du NDVI à l'échelle mondiale ou continentale sont mises à disposition par plusieurs centres de données dans le monde. Ces images fournissent un outil valable pour le suivi des tendances de la végétation. Une grande quantité de littérature sur l'utilisation du NDVI a été publiée au cours des vingt dernières années. Une révision des indices les plus utilisés est fournie par BANNARI (1995).

L'utilisation de données spectrales fournies par les satellites, telles que le NOAA-AVHRR, a été recommandé pour l'étude de la dynamique de la végétation régionale (GIRARD et GIRARD, 1999). Les données du satellite NOAA, pour leur haute résolution temporelle sont utilisées aussi pour étudier la distribution et les dynamiques de la végétation aux niveaux global et local, en évaluant aussi sa relation avec l'écosystème et le climat (GUTMAN, 1999 ; KOGAN et WEI, 2000 ; MOREAU et *al*., 2003 ; VIÑA et *al*., 2004 ; PARUELO et *al*., 2005).

Par exemple, LOTSCH et *al*., 2003 ont utilisé des données de satellites pour observer la relation entre les variations des précipitations et leur influence sur les écosystèmes désertiques et semi-désertiques au niveau planétaire, démontrant une haute association entre les NDVI (AVHRR) et les mois de croissance de la végétation.

La première bande (rouge) du capteur AVHRR est située dans une partie du spectre où la chlorophylle est la cause d'une absorption considérable de la radiation reçue. En revanche, la bande IR (band 2) est située dans une région spectrale où la structure de la végétation (feuilles) conduit à la réflexion de la radiation.

Ces propriétés permettent la construction d'indices à partir d'une combinaison simple ou complexe de bandes spectrales. Les bandes rouge (R) et proche infrarouge (PIR) montrent une faible dépendance face aux conditions atmosphériques, la première coïncide avec une forte absorption du rayonnement, la seconde offre une reflectance élevée (CALOZ et COLLET, 2001). Les combinaisons de ces bandes ont de bonnes capacités discriminantes et révèlent des propriétés particulières des végétaux.

4.1.2. Le prétraitement des images NOAA-AVHRR

Avant d'analyser les images sélectionnées, il est nécessaire de les corriger afin de les rendre utilisables et comparables. Le prétraitement correspond à un ensemble d'opérations qui visent à modifier les images brutes selon trois aspects : une correction des déformations géométriques dues à la prise de vue, des corrections des valeurs radiométriques et finalement une correction atmosphérique.

4.1.2.1. La correction radiométrique

La correction radiométrique dans le traitement des images de satellite est primordiale, puisque les valeurs numériques mesurées par les sondes (valeurs brutes) doivent être converties en valeurs de réflectance (mesure de la capacité d'une surface à réfléchir l'énergie incidente) ou de température de brillance. Le but est de produire des images de réflectance de sorte qu'elles deviennent comparables quantitativement les unes aux autres (CALOZ et COLLET, 2001).

L'étalonnage des données AVHRR permet de transformer les valeurs brutes fournies par le capteur en paramètres physiques. Les bandes du visible et proche infrarouge (canaux 1 et 2) sont converties en albédo et les bandes de l'infrarouge moyen et thermique (canaux 3, 4 et 5) sont converties en température de brillance. Ceci est primordial pour les processus suivants comme, par exemple, le calcul des indices de végétation (JANG, 2004).

De plus, les mesures d'albédo dans les canaux 1 et 2 ont été normalisées par rapport aux conditions d'illumination (correction par rapport à l'angle zénithal solaire) et par rapport à la distance moyenne Terre-Soleil. Cette normalisation permet de comparer les données de réflectance d'une même image ainsi que celles d'images des dates d'acquisition différentes (CHOKMANI et *al*., 2005)[11].

4.1.2.2. **La correction atmosphérique**

L'albédo, issu de la correction radiométrique précédente, correspond à la réflectance mesurée au sommet de l'atmosphère (*Top of the Atmosphere*, TOA). Les mesures de l'albédo sont influencées par les effets résultant des deux processus, l'absorption et la diffusion, exercées par les deux constituants majeurs de l'atmosphère, les gaz et les aérosols, particulièrement dans le spectre du visible et de l'infrarouge moyen. Le terme d'aérosol désigne l'ensemble des particules, liquides ou solides, en suspension dans l'atmosphère (KERGOMARD, 2000).

Les capteurs satellitaires mesurent la quantité d'énergie réfléchie par les objets de la surface de la terre. Toutefois, la lumière solaire qui éclaire les objets, est perturbée par l'atmosphère et n'éclaire pas tous les objets sous un même angle. Ces perturbations sont dues à la présence de gaz et de poussières qui peuvent absorber et/ou réfléchir certaines longueurs d'ondes, modifiant ainsi les propriétés spectrales du rayonnement (REES, 2006).

[11] Pour les détails, voir le manuel préparé par la NOAA (KIDWELL, 1998).

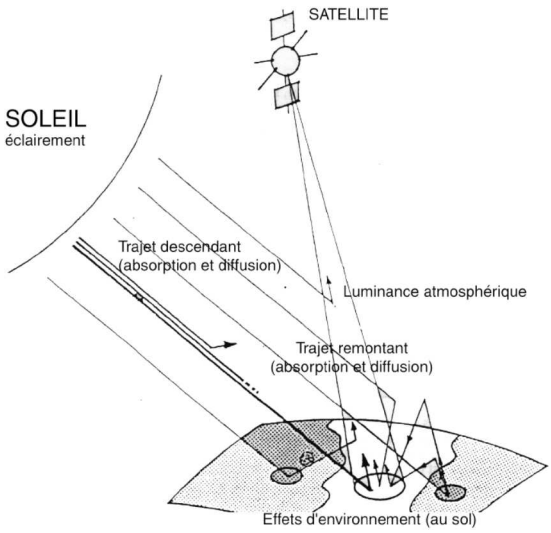


Figure 50 : Trajet atmosphérique et effets de l'atmosphère sur la mesure radiométrique (TANRÉ et *al.*, 1986).

Ainsi, la correction atmosphérique est utilisée pour calculer la réflectance de la surface de la terre, en supprimant les effets atmosphériques de la réflectance TOA (TANRÉ et *al.*, 1992). Il s'agit d'une étape essentielle, surtout pour les études multitemporelles.

Nous avons utilisé une version simplifiée du modèle de simulation de transfert radiatif 6S (*Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum*) mis au point par ANTUNES (2000) a partir du modèle de VERMOTE (1997), développé pour évaluer l'importance des effets de l'atmosphère sur les images satellitaires. Le traitement a été effectué à l'aide du software 6S qui permet de corriger les bandes du visible (1 et 2) du capteur AVHRR, en utilisant des paramètres propres à chaque image, telles que la date de prise, la position du satellite et les conditions d'illumination.

4.1.2.3. **La correction géométrique ou redressement**

Toutes les images utilisées sont soumises à une procédure de correction géométrique à l'aide des paramètres orbitaux du satellite (position, altitude, trajectoires, entre autres) transmises avec les données brutes, ainsi qu'une correction

manuelle avec l'appui des points de contrôle extraits d'une image de référence. En utilisant cette méthode, les images peuvent être corrigées avec une précision de 0,5 – 1 pixel (LAINE et *al.*, 1999).

Les images ont été géométriquement corrigées pour être présentées dans la projection *Universal Transverse Mercator* (UTM, Zone 19 – Datum WGS84), avec une résolution de 500 mètres. À partir de chacune des images, une sous-région couvrant le territoire à l'étude (33° et 35° de latitude sud - 69°30' et 71° de longitude ouest) a été extraite.

4.1.3. L'algorithme de classification de la neige au sol

Les images satellitaires sont couramment utilisées dans la détection de la couverture de neige. Elles présentent un bon contraste dans les différentes longueurs d'ondes (sauf avec les nuages), particulièrement dans l'infrarouge moyen et dans le visible.

Pour l'étude du suivi de la neige à grande échelle et sur une longue période de temps, des techniques de classification à l'aide de seuils hiérarchiques ont été utilisées par différents auteurs (GESELL, 1989 ; VOIGT et *al.*, 1999 ; HALL et *al.*, 2001 ; APPEL et BACH, 2003 ; CHOKMANI et *al.*, 2005).

Afin de discriminer les différentes surfaces présentes dans l'image, les seuils employés sont conçus en se basant sur les différences de réponse spectrale dans les canaux du capteur AVHRR. Les différents seuils correspondent à la valeur d'une bande ou d'une combinaison de bandes d'AVHRR. Ils sont déterminés empiriquement et ils diffèrent d'un algorithme à un autre. Ils sont appliqués à l'ensemble de l'image d'une manière séquentielle, pixel par pixel. Cependant, l'ensemble des algorithmes emploie la bande 3 (AVHRR) comme critère de séparation entre la neige et les nuages. En effet, dans les bandes du visible (1 et 2), les

surfaces enneigées et les nuages présentent des propriétés spectrales similaires (figure 51).

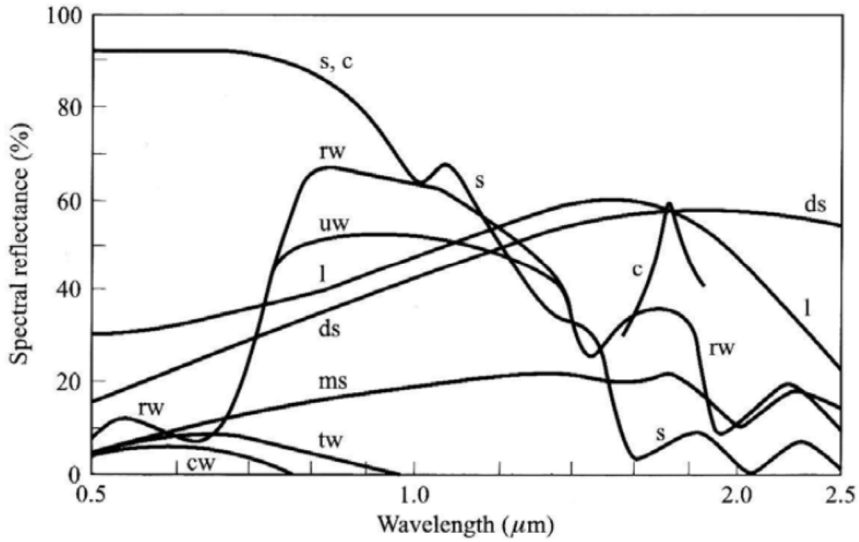


Figure 51 : Courbes des réflectances typiques des différents objets dans la région du visible et infrarouge moyen (**s** : neige ; **c** : nuages ; rw : blé ; uw : blé vert ; l : sol calcaire ; ds : sol sec ; ms : sol humide ; tw ; l'eau trouble ; cw : l'eau claire ; REES, 2001).

En revanche, les surfaces enneigées se caractérisent par une plus faible réflectance dans l'infrarouge moyen que les nuages bas, formés de gouttelettes d'eau. Ceci est moins vrai pour les nuages formés de cristaux de glace (CHOKMANI et *al*., 2005 ; 2006).

L'algorithme développé ici a été inspiré de celui proposé par VOIGT (1999). Selon VOIGT, la technique affiche un taux de réussite variant entre 60 % et 90 %. L'algorithme est conçu pour distinguer trois catégories de surface : neige, nuages et non-neige. Il est composé d'une combinaison de seuils séquentiels, du moins restrictif au plus sélectif. Les pixels qui réussissent à passer tous les seuils sont classés comme neige, sinon ils sont catégorisés comme nuages ou autre (figure 52) :

- les pixels doivent avoir une valeur de température dans la bande 4 (T4) inférieure à la température maximale que pourrait avoir la neige ;

- les pixels doivent également avoir une valeur de température dans T4 supérieure à la température minimale que pourrait avoir la neige ;
- les pixels doivent avoir une différence de température entre les bandes 4 et 5 (ΔT45) inférieure à celle des nuages ;
- les pixels doivent avoir un indice de végétation (NDVI, voir détails page 130) inférieur au maximum que pourrait avoir la neige ;
- les pixels doivent avoir une différence de température entre les bandes 3 et 4 (ΔT34) inférieure à la température maximale que pourrait avoir la neige ;
- les pixels doivent avoir une valeur de réflectance dans la bande 1 (R1) supérieure à la valeur minimale de la réflectance que pourrait avoir la neige.

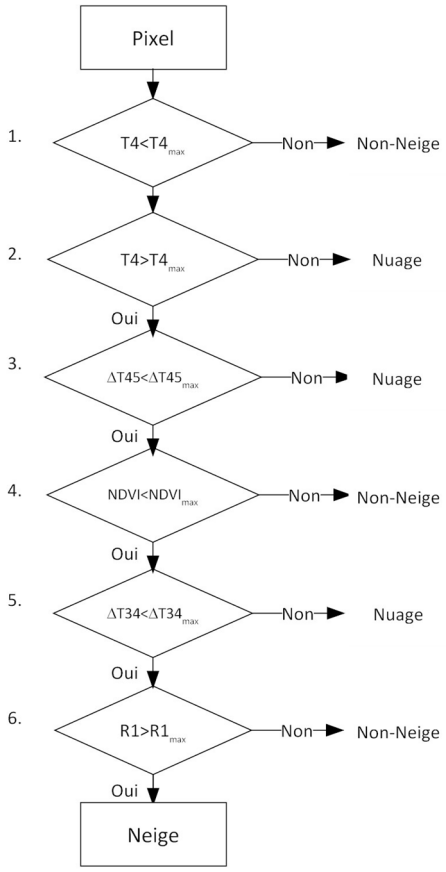


Figure 52 : Schéma d'algorithme de classification des images NOAA-AVHRR.

En utilisant les cartes de SCA et un MNA, nous avons calculé les variations temporelles de la limite de la neige (LN).

4.1.4. Le calcul de l'indice de végétation NDVI

Les données spatiotemporelles à haute résolution sont d'une importance cruciale pour caractériser l'hétérogénéité spatiale et la dynamique temporelle du paysage végétal des Andes du Chili central. Pour cela, nous nous appuyons sur les données du NDVI issu du satellite NOAA, comme une approximation de la verdure de la végétation et plus particulièrement à la productivité (PIPER et al., 2006). Aussi, comme nous l'avons déjà évoqué, cet indice présents de fortes corrélations avec des paramètres relatifs à la végétation, comme la biomasse ou l'indice de surface foliaire, ce qui en fait un outil efficace pour les études de la végétation (JENSEN, 1983 ; PRICE, 1992 ; MYNENI et *al*., 1995).

Étant donné que la végétation verte absorbe une partie du visible de l'énergie solaire incidente (rouge) et reflète une grande partie du proche infrarouge (PIR), le NDVI est basé sur les portions rouges (réflectance faible) et PIR (réflectance élevée) du spectre électromagnétique.

Selon l'expression de base du NDVI, sa plage de variation est de [-1,1] ; la valeur 0 correspond à un indice faible (sols nus), puis celle—ci augmente jusqu'à 1 (valeur absolue) selon l'importance de la végétation. De plus, les variations temporelles du NDVI sont liées aux variations de la densité de ces tissus, et donc aux évolutions temporelles du feuillage.

Nous utilisons le NDVI dérivés de mesures effectuées par le satellite NOAA-AVHRR, parce qu'il permet une couverture spatiale complète avec une haute résolution temporelle. Il y a aussi le fait qu'il existe une longue période de données disponibles (1986-2001), de manière à examiner la variabilité spatiotemporelle.

Divers paramètres statistiques ont été utilisés pour analyser les tendances temporelles et spatiales de la variabilité de surface du

NDVI sur les bassins versants de la façade occidentale de la cordillère des Andes (voir figure 20). Une moyenne spatiale de chacune des quatre paramètres statistiques (valeurs minimale, moyenne, maximale, et coefficient de variation (CV)) a été calculées pour chaque saison. Ces valeurs ont été tracées sur les images de chaque saison, produisant des courbes statistiques. La justification de l'extraction et du tracé des extrêmes du NDVI (valeurs minimales et maximales), ainsi que du CV a pour but de saisir les réponses du paysage de la région aux grandes variations de la pluviométrie (périodes de sécheresse et années humides), contraste de réponses qui n'apparait pas si on travaille avec de valeurs moyennes du NDVI (KOGAN et WEI, 2000).

L'indice NDVI est calculé de la façon suivante :

$$NDVI = PIR - R \ / \ PIR + R$$

Avec:
R : canal rouge
PIR : canal proche infrarouge

4.2. DONNEES ET METHODOLOGIE DE L'ETUDE DE SITE

4.2.1. Données météorologiques

Dans le but de caractériser l'habitat de *Kageneckia angustifolia* du point de vue climatique, nous avons installé le 5 janvier 2006, une station météorologique semi-automatique dont les caractéristiques techniques ont été exposées précédemment (paragraphe 3.2). La station météorologique a été placée sur le site de Yerba Loca à 2.100 mètres d'altitude, sur un versant d'exposition nord-ouest, à la limite extérieure d'un bosquet à *Kageneckia* (photographie 9).

Photographie 9 : Station météorologique avec enclos, à Yerba Loca (2.100 m).

Etant donné que le type de pluviomètre n'est pas adapté pour enregistrer des précipitations de type solide, les valeurs enregistrées pendant la saison neigeuse, essentiellement entre mai et septembre, ne sont pas exploitables car elles ne représentent pas la totalité des précipitations. Cependant grâce aux des observations faites sur le terrain et des mesures thermiques étagées, nous avons estimé la hauteur de la couche de neige, en utilisant des capteurs de températures posés à différentes hauteurs du sol. Le but est d'étudier le gradient vertical des températures à partir du sol pour chaque épisode de précipitations. Pour cela, six capteurs de températures ont été posés, chaque 10 cm, à partir du ras du sol (hauteur totale = 50 cm ; figure 53).

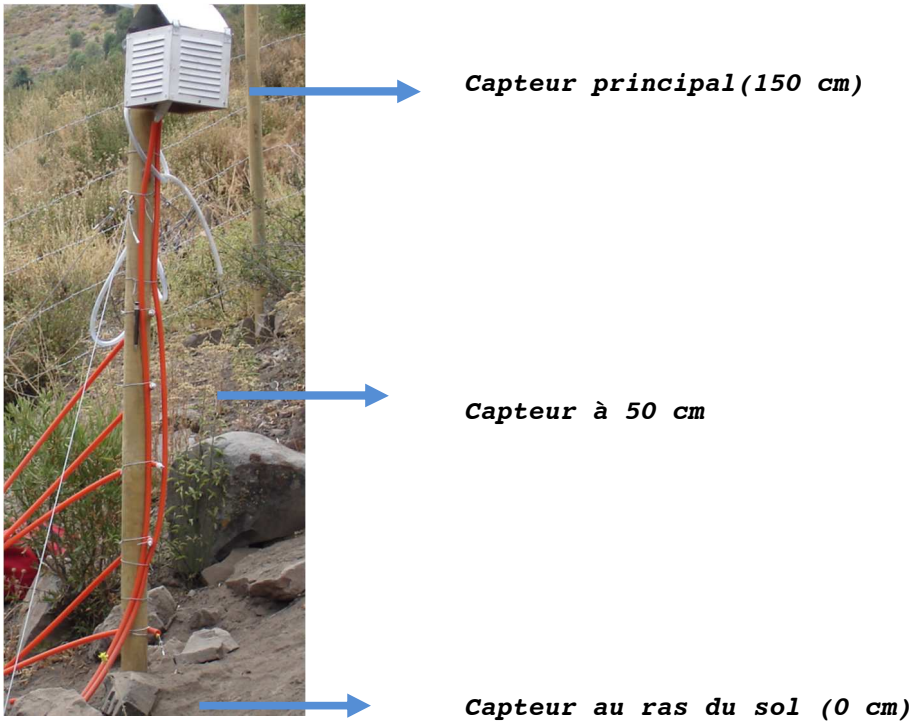


Figure 53 : Schéma de la position des capteurs de température pour estimer la hauteur de neige.

Lorsque le capteur est couvert de neige, on constate des températures proches de 0 °C ainsi qu'une faible variabilité des températures, notamment entre le jour et la nuit. Le résultat de cette analyse nous donne une idée de la hauteur moyenne de la couche de neige pendant la période hivernale et aussi du nombre de jours avec précipitations neigeuses.

Lorsque les calculs statistiques portent sur les saisons, il convient de rappeler que la saison estivale correspond aux trois mois les plus chauds, décembre (de l'année antérieure), janvier et février, alors que les mois de juin, juillet et août composent l'hiver et que l'automne et le printemps correspondent, respectivement, aux trois mois avant et après les mois d'été.

4.2.2. Germination sous protection de la neige

Comme cité précédemment, nous nous sommes intéressés aux effets de la couche de neige dans la germination de *Kageneckia angustifolia*. Pour cela, nous avons conçu une expérience pour

tester la présence de la couche de neige hivernale comme un facteur limitant ou favorisant la germination des graines de *Kageneckia angustifolia*.

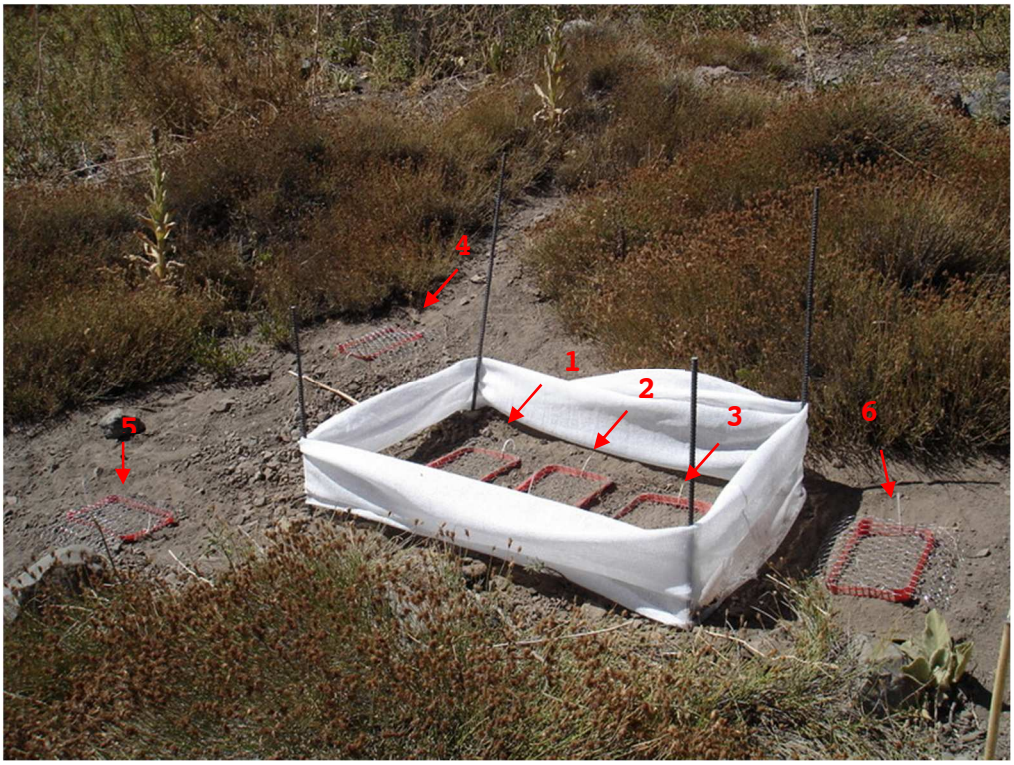
Deux sites ont été choisis : un à proximité d'une lisière de forêt à *Kageneckia angustifolia* à 2.100 mètres d'altitude (site A, photographie 10), qui correspond à l'écotone de transition entre l'étage subandin et le milieu andin ; *et* un second, 300 mètres plus bas à l'extérieur d'un îlot de *Kageneckia angustifolia* (site B, photographie 11). Les deux sites sont placés au milieu d'un versant d'exposition nord-ouest, avec une pente moyenne de 25° et éloignées des arbres adultes d'une dizaine de mètres.

Photographie 10 : Site A à 2.100 mètres d'altitude (prise de vue en janvier 2007 à Yerba Loca).

Photographie 11 : Site B à 1.800 mètres d'altitude (prise de vue en janvier 2007 à Yerba Loca).

L'intérêt de travailler à deux altitudes différentes est de comparer les résultats entre le site A, placé à la limite supérieure de la forêt à *Kageneckia angustifolia* et à proximité de la limite de la neige pendant l'hiver (altitude minimale de la couche de neige), et le site B situé 300 mètres plus bas, moins influencé par la neige.

La configuration expérimentale de base est composée de six placettes (photographie 12), dont trois d'entre elles placées à l'abri de la couche de neige hivernale (à l'intérieur de l'enclos) et trois autres placées en plein champ (à l'extérieur de l'enclos).



Photographie 12 : Configuration expérimentale de base, avec les 6 placettes.

Pour chaque configuration, nous avons fait quatre réplicats, pour un total de 24 unités expérimentales. Chacune de ces unités correspond à un pot en plastique (sans fond) de 30 x 10 cm. Elles ont été ensemencées de 100 graines, provenant de trois populations différentes et réparties de manière aléatoire. Chaque placette a été couverte par un filet métallique pour protéger les plantes des éventuels herbivores. Les graines de *Kageneckia angustifolia* (photographie 13) ont été collectées sur place pendant l'été austral 2005-2006. Ensuite, elles ont été stockées dans des sacs en papier, de manière de préserver sa viabilité pendant le temps de conservation (PEÑALOZA, 1996).

Photographie 13 : Graines de *Kageneckia angustifolia* collectées pendant l'été 2005-2006.

Pour protéger les placettes abritées de la couche de neige, nous avons fabriqué un « enclos » en filet plastique de couleur blanc (100 x 50 x 70 cm). On a choisi le filet avec le moindre pourcentage d'ombre (25 %) disponible, de manière à permettre la libre circulation de l'air. Un toit en plastique transparent a été posé avec une inclinaison de 35 %, de manière à éviter au maximum l'accumulation de neige, tout en permettant la pénétration de la lumière du jour à l'intérieur des enclos. Toutefois, nous n'avons pas mesuré l'effet de l'ombrage et de la lumière dans les différences de germination enregistrées à l'intérieur des enclos. Les enclos ont été démontés une fois la couche de neige fondue (fin août).

Par ailleurs, nous avons placés trois placettes de contrôle dans chaque site, de façon à connaître l'éventuelle germination des graines des autres années. Toutefois, nous n'avons pas observé la germination des graines, autres que celles germées à l'intérieur des placettes semées. La figure 54 montre un schéma avec la configuration de base des placettes.

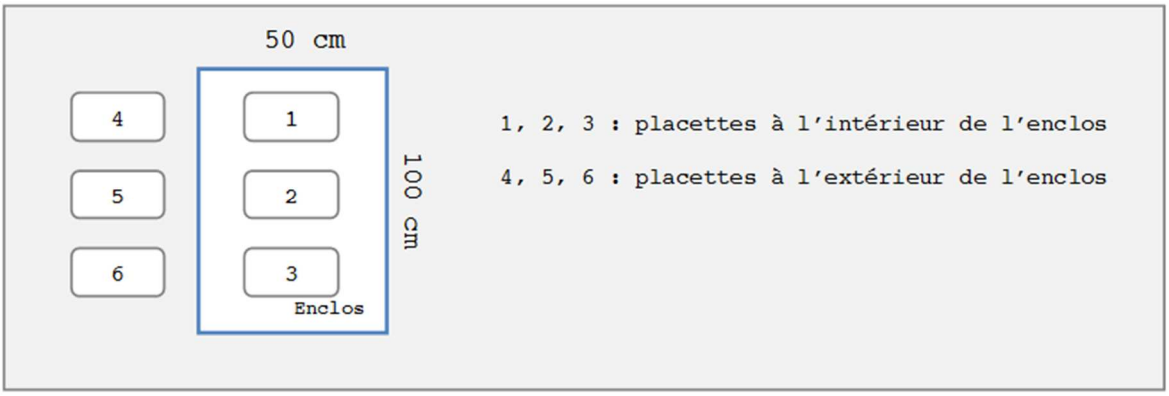


Figure 54 : Schéma de configuration de base des placettes.

Pour chaque site, le nombre d'individus germés au cours des 6 mois a été comptabilisé toutes les deux ou trois semaines. Une analyse de variance du type ANOVA a été réalisée pour les résultats de la germination des grains.

Finalement, chaque site a été équipé de 6 enregistreurs de température (*Dataloggers* type Ibuttom ; -5 à +30 °C ; 0,1 °C de résolution ; 16 mm de diamètre) pour mesurer la température au sol. Les *dataloggers* ont été placés sous le sol, à 10 cm de profondeur, de la manière suivante : deux à l'intérieur des enclos, deux autres à l'extérieur des enclos, un sous la bruyère dominée par *Guindilia trinervia* et le dernière sous la canopée des arbres adultes à proximité des placettes. Les *dataloggers* ont été programmés pour qu'ils enregistrent la température toutes les deux heures à partir de minuit du 18 janvier 2006 et jusqu'au 31 décembre 2007. Chaque quatre mois, on a récupéré les données enregistrées par intermédiaire d'une connexion USB, faisant attention à ne pas trop altérer l'endroit choisi pour loger le capteur.

TROISIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSION

TROISIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSION

CHAPITRE 5. LE CLIMAT ET SON EVOLUTION RECENTE DANS LES ANDES DU CHILI CENTRAL

Dans la cordillère des Andes de Santiago du Chili, peu de longues séries météorologiques sont disponibles. Malgré cet inconvénient, nous avons pu obtenir des données qui vont nous permettre de préciser les principales caractéristiques du climat andin des 30 dernières années.

Pour mieux comprendre l'évolution du climat des Andes du Chili central, on fera une description détaillée du régime thermique et des précipitations à El Yeso et à Los Bronces.

5.1. LA SITUATION A 2.500 METRES: EL YESO

La station météorologique de « El Yeso » est localisée à proximité du barrage du même nom à l'intérieur de la vallée du Maipo à une altitude de 2.475 mètres (33°40'S - 70°05'W) et à 40 km au sud de Yerba Loca. La station est administrée par la DGA et fournit des données depuis septembre 1962.

5.1.1. Le régime thermique

La température moyenne annuelle à El Yeso, entre 1962 et 1991 (normale climatique ou valeur de référence), est proche de 8,3 °C, avec une moyenne des minima de 3,9 °C et 13,9 °C pour les maxima. En été la température moyenne s'élève à 14,4 °C, tandis qu'en hiver, elle descend à 3 °C. Toutefois, ces valeurs moyennes (tableau 10) ne reflètent pas les variations journalières et saisonnières, ni même les conditions extrêmes.

Par exemple, le 24 février 1991, sous conditions atmosphérique normales, la température maximale dépasse les 28 °C. En hiver, presque la moitié des journées ont des températures minimales

négatives (le record a été enregistré le 12 août 1977 avec -17 °C).

En outre, l'amplitude thermique, c'est-à-dire l'écart entre la température moyenne minimale et maximale mensuelle, est proche de 11 °C en été, et de 7,7 °C en hiver.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Tmoy	14,9	15	13,7	10,2	6,3	3,5	2,3	3,2	4,7	8	10,8	13,5
Tmin	8,9	9,1	8,1	5,3	2,2	0	-1,4	-0,9	0,1	2,7	5,3	7,6
Tmax	20,7	20,9	19,3	15,1	10,4	7,1	5,9	7,4	9,3	13,2	16,2	19,2
AM	11,8	11,8	11,2	9,8	8,2	7,1	7,3	8,3	9,3	10,5	10,9	11,6
Gel	0,1	0	0,3	2,2	9	15,1	19,5	17,6	14,7	6,4	2,1	0,2

Tableau 10 : Régime thermique mensuel à El Yeso (période 1978-2006). AM : amplitude mensuelle moyenne des températures ; Gel : moyenne mensuelle du nombre de jours à gel-dégel et gel continue.

Les variations des températures moyennes annuelles au cours de la période montrent que les fluctuations interannuelles sont assez importantes. Malgré tout, une tendance à l'augmentation, depuis les années 60, apparaît avec les températures moyennes annuelles d'El Yeso (figure 55). On note, en particulier, que depuis la fin des années 1980 les températures moyennes annuelles atteignent, tous les ans, des valeurs supérieures à 8 °C.

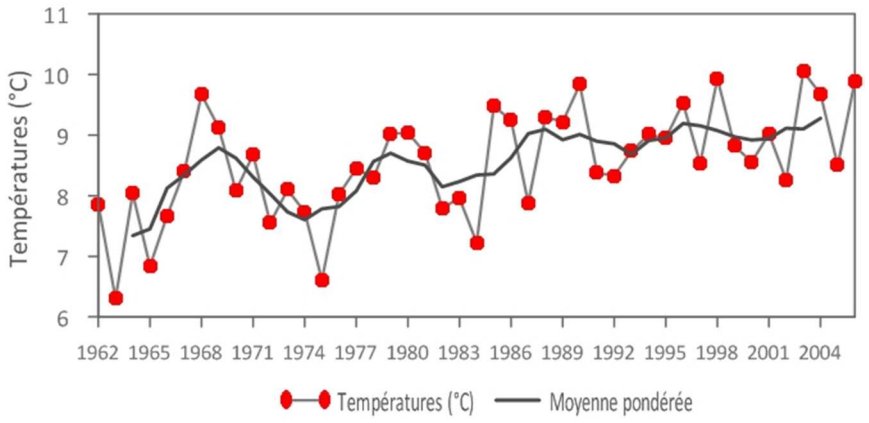


Figure 55 : Températures moyennes annuelles à El Yeso entre 1962 et 2006.

L'année la plus chaude a été celle de 2003 avec 1,2 °C au-dessus de la moyenne, tandis que la plus froide a été celle de 1963. L'hiver le plus froid depuis 1977 a été celui de 1984 avec un

écart négatif d'environ 3 °C, tandis que l'hiver le plus doux a été celui de 1998 avec un écart positif de 2,6 °C.

Dans l'ensemble, les températures maximales et minimales ont, elles aussi, une tendance à l'accroissement depuis 1978 (figure 56). On remarque que l'écart-type pour la courbe des températures minimales, est moins important que celui des températures maximales, c'est-à-dire que les valeurs des températures minimales sont plus groupées autour de la moyenne que ne le sont les températures maximales.

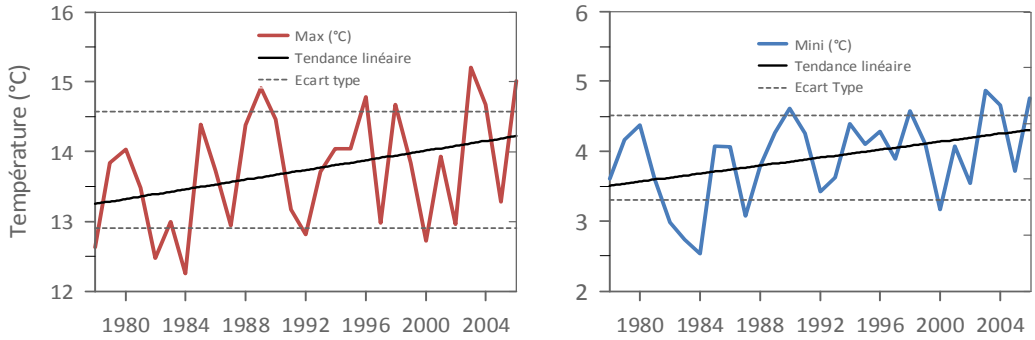


Figure 56 : Evolution des températures moyennes minimales et des maximales annuelles à El Yeso, entre 1978 et 2006.

En terme de saison, les changements les plus importants se produisent en hiver et au printemps, où les écarts des températures minimales sont les plus élevés, par rapport aux écarts calculés sur les mois d'été et d'automne (figure 57).

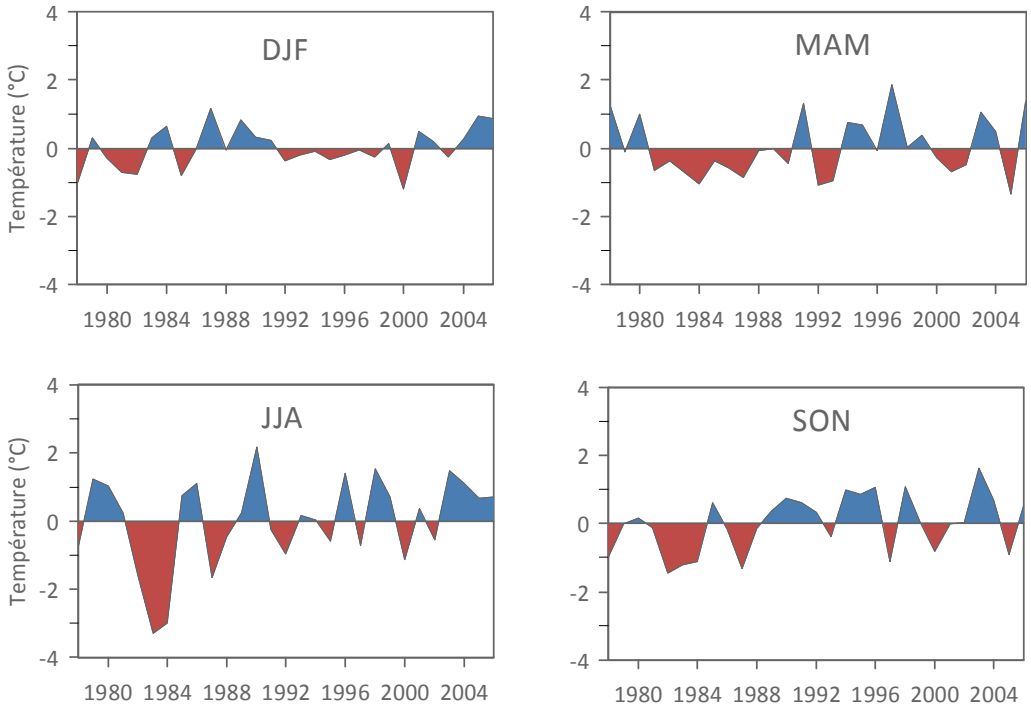


Figure 57 : Ecarts des températures minimales à El Yeso, selon la saison.

Un autre élément intéressant à remarquer, donnant une idée des variations des valeurs extrêmes, est le nombre de jours avec une température maximale supérieure au percentile 90 et le nombre de jours avec une température minimale inférieure au percentile 10 (figure 58). Cette évolution saisonnière entre 1977-2006 montre la concentration saisonnière des extrêmes : les jours les plus chauds en haut (en rouge) et les jours les plus froids en bas (en bleu). Ainsi, la figure 58 (a) montre le nombre de jours avec une température maximale supérieure au percentile 90 (22 °C) par rapport aux températures maximale journalières entre 1977 et 2006. La figure 58 (b) montre le nombre de jours avec une température maximale inférieure au percentile 10 (-3 °C) par rapport aux températures minimales journalières entre 1977 et 2006.

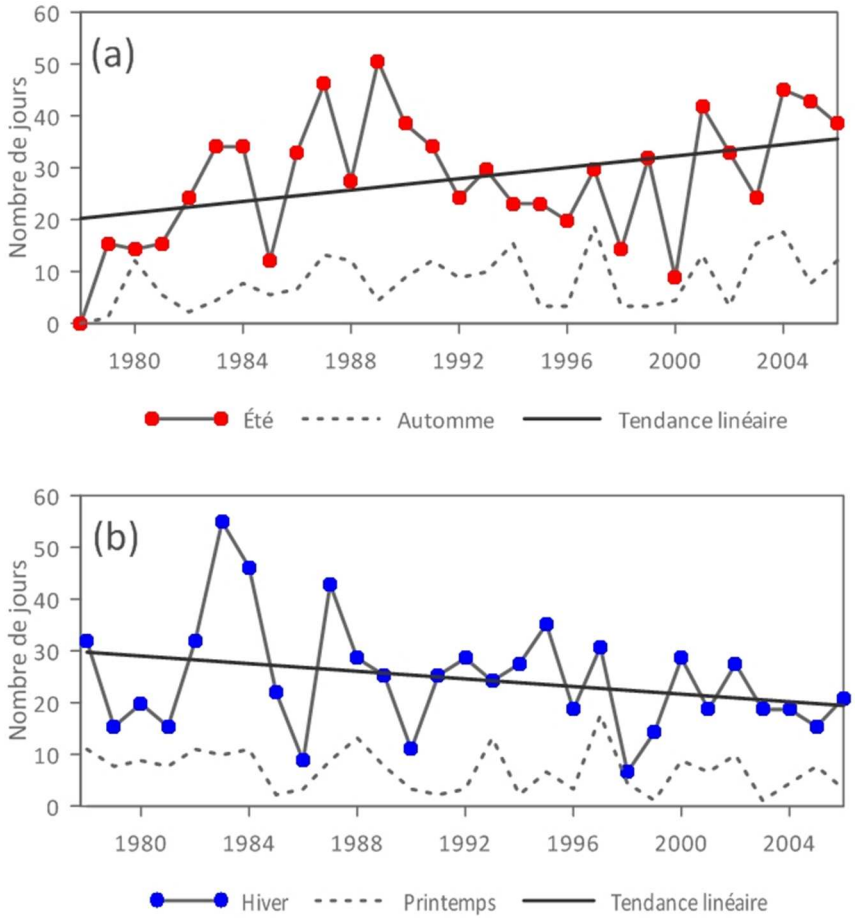


Figure 58 : Nombre de jours (%) à El Yeso avec une température maximale > 90ième centile et une température minimale < 10ième centile (par rapport aux températures journalières de la période 1978-2006).

Il est intéressant de noter la diminution du nombre de jours les plus froids en hiver. Effectivement, on constate qu'au début de la période analysée, les hivers concentraient autour de 30 jours parmi les plus froids de la période. Depuis les années 2000, les jours les plus froids ne dépassent pas 20 en hiver, c'est-à-dire que vers la fin de la période, les jours les plus froids de l'année débordent, sans doute, la fin de l'automne ou le début de printemps.

En résumé, l'évolution des températures montrent une tendance à la hausse, avec des variations interannuelles et saisonnières importantes. Ceci pourrait vouloir dire que des températures plus élevées pourraient avoir une incidence sur la quantité de précipitations qui tombent sous forme de neige et produire des

pics de fonte de neige plus tôt, ce qui peut modifier la disponibilité saisonnière d'eau pour les plantes, comme nous le verrons plus loin.

5.1.2. Les jours de gel et la période végétative

Le gel détermine une limite sélective dans l'établissement et le développement de la végétation, en fonction de la saison ou du moment de la journée dans lequel il intervient (KÖRNER et *al.*, 2003). Le gel est donc un facteur limitant de la croissance des plantes.

A El Yeso, en moyenne entre 1978 et 2006, la période de gel se déroule entre mai et octobre, mais des gelées précoces en mars et tardives en novembre, ou même en décembre, peuvent aussi être observées (figure 59). Les gels finissent tard au printemps et commencent tôt en automne, ce qui réduit la période végétative par rapport aux basses altitudes.

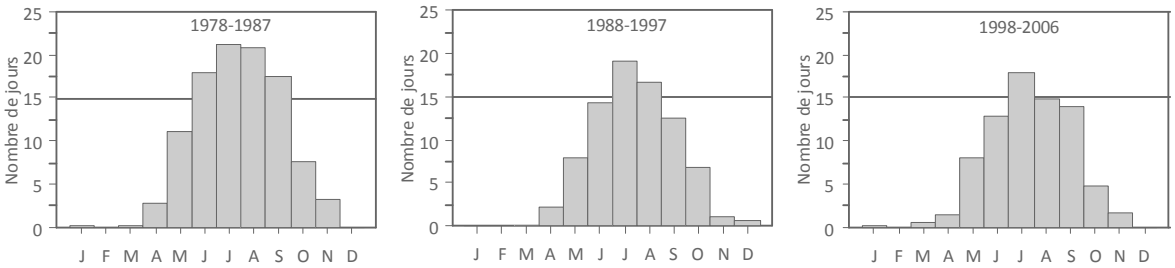


Figure 59 : Distribution mensuelles des jours de gel à El Yeso, pour différentes périodes.

En moyenne, sur la période 1978-2006, la station El Yeso enregistre 87 jours de gel-dégel par an, soit 24 % de l'année, 59 % de ces jours ont lieu pendant l'hiver.

Si la température de l'air à El Yeso a augmenté entre 1962 et 2006, on devrait trouver une évolution négative de la quantité de jours de gel par an et, logiquement, une augmentation des jours sans gel. En effet, pour l'ensemble de la période, il est observé une augmentation des jours sans gel (figure 60). En moyenne la

deuxième moitié de la période (1992-2006) enregistre 17 jours de plus de jours sans gel, par rapport à la période 1977-1991.

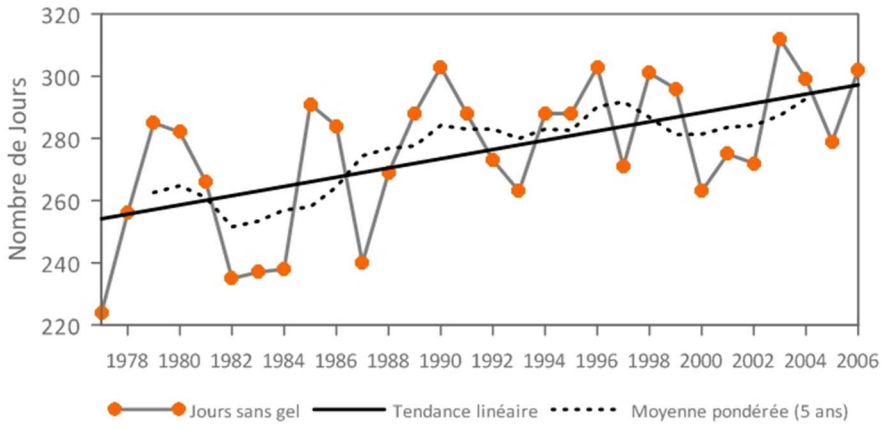


Figure 60 : Nombre de jours sans gel par année à El Yeso, 1978-2006.

Au contraire, entre 1992 et 2006, le nombre de jours de gel diminuent de 20 % par rapport à la période 1977-1991. Cette diminution semble être plus marquée pour le mois d'octobre (figure 59).

A l'échelle saisonnière, c'est l'hiver qui montre la diminution plus importante du nombre de jours de gel, suivi d'une diminution moins marquée au printemps. En automne, la courbe du nombre de jours de gel est plutôt stable dans le temps (figure 61).

Selon l'intensité du gel, les jours se répartissent de la façon suivante (moyenne pour l'ensemble de la période) : 47 jours à gel faible, soit 12,9% de l'année, 25 jours à gel moyen, soit 6,9 % de l'année et 14 jours à gel fort, soit 3,9 % de l'année.

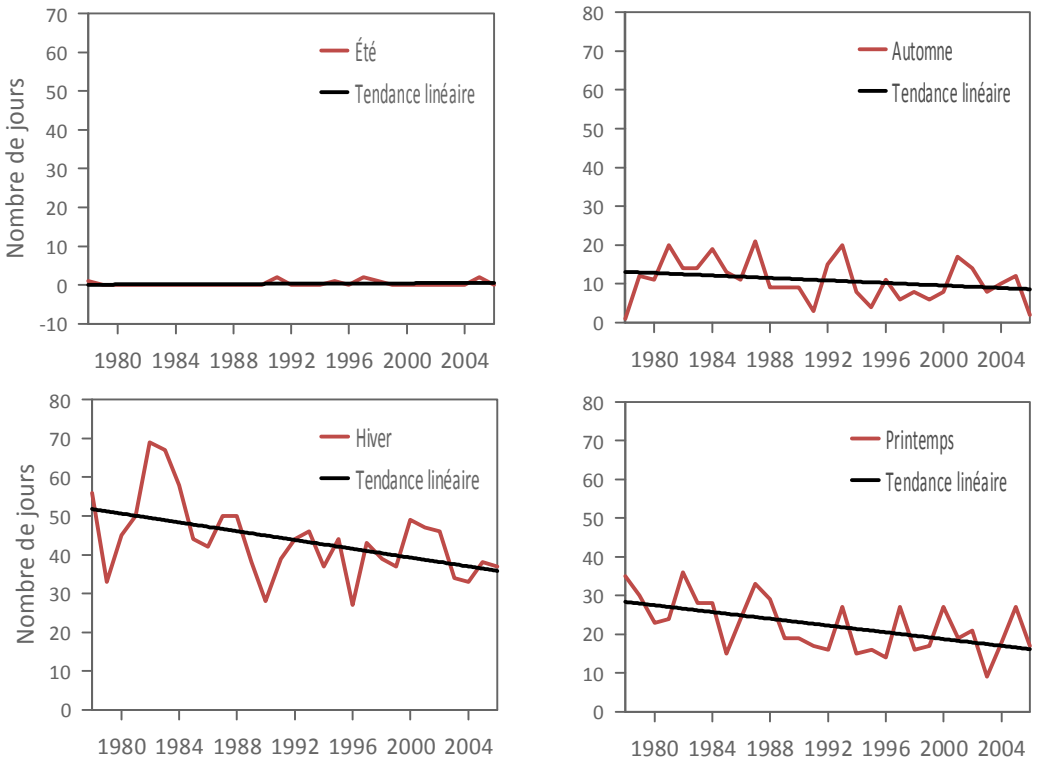


Figure 61 : Nombre de jours de gel à El Yeso entre 1978 et 2006, par saison.

A l'échelle interannuelle, les variations sont assez importantes. On observe une diminution générale des jours à gel moyen et fort, et aussi une situation plutôt stationnaire pour le nombre de jours à gel faible (figure 62). La diminution des jours à gel fort, pendant l'hiver, est aussi remarquable.

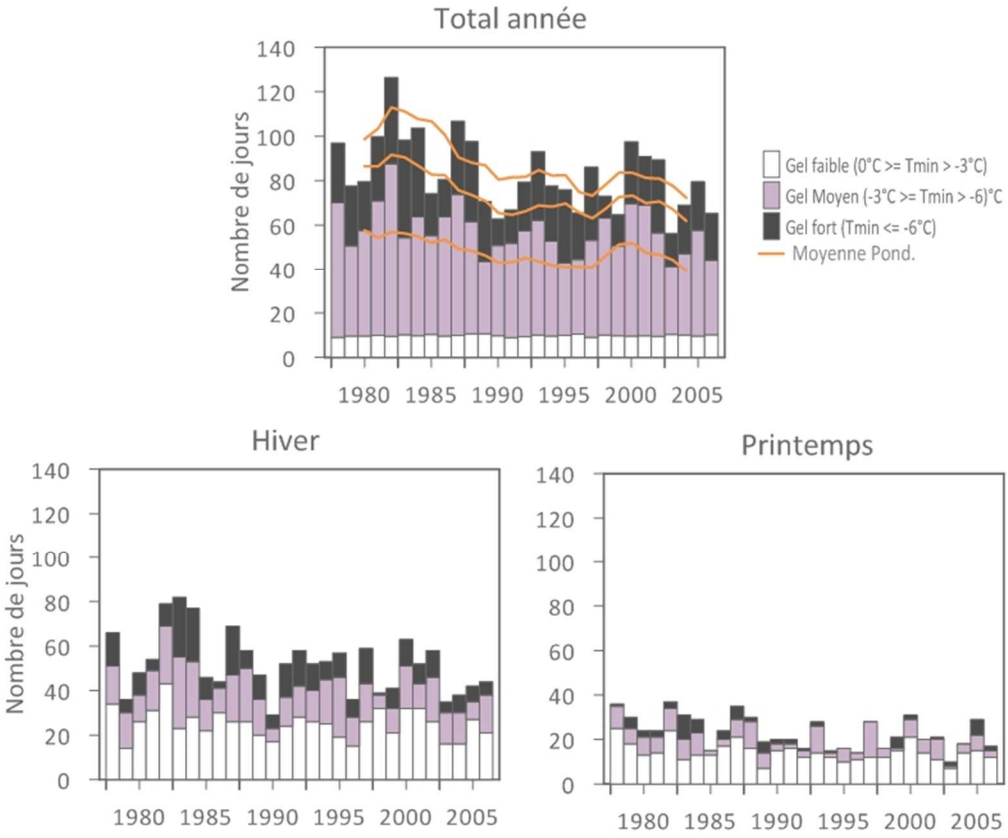


Figure 62 : Nombre de jours de gel selon son intensité à El Yeso entre 1978 et 2006.

Finalement, la figure 63 montre la proportion de jours de gel selon l'intensité, pour les saisons d'hiver et printemps. Globalement, les proportions ne changent pas trop au cours des années, mais on s'aperçoit que les jours à gel fort sont plus nombreux en hiver qu'au printemps (figure 62). Aussi, il est observé une diminution relative des jours à gel fort au cours des années pour la saison de printemps, ce qui pourrait avoir des conséquences pour la phénologie des arbres.

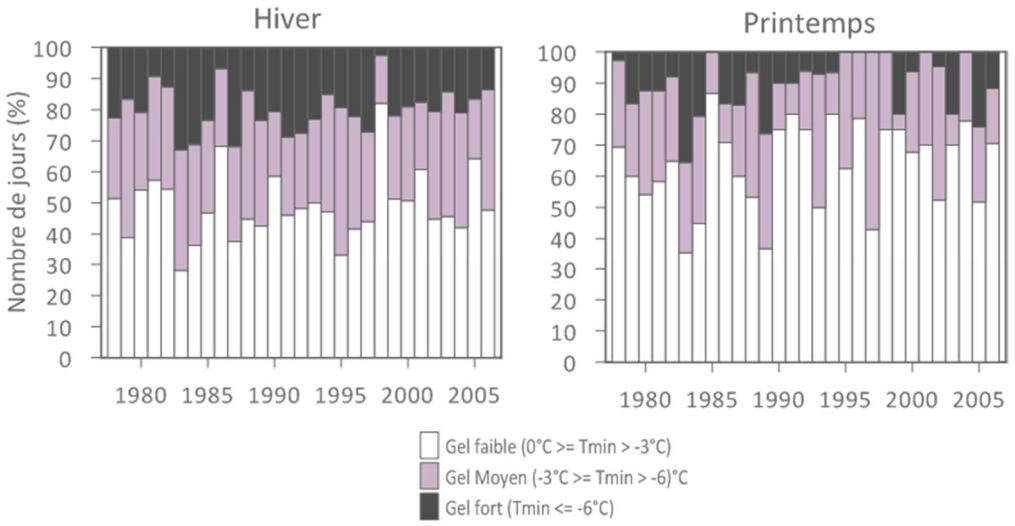


Figure 63 : Distribution du nombre de jours (%) à El Yeso, selon l'intensité du gel, par rapport au total des jours de gel en hiver et au printemps de 1978 à 2006.

La période végétative (ou longueur de la saison de croissance) peut être considérée comme l'expression d'une valeur climatique. Certains auteurs considèrent qu'il s'agit du nombre de jours dont la température moyenne de l'air est supérieure à un certain seuil. Ainsi, il est accepté que le début théorique de la période de végétation commence quand la température moyenne quotidienne de l'air est supérieure ou égale à 5 °C, pendant cinq ou six jours consécutifs et se termine au bout de cinq ou six jours consécutifs de températures inférieures à 5 °C. D'autres auteurs considèrent qu'il s'agit du nombre de jours dont la température minimale de l'air est supérieure à 0 °C ou bien ceux dont Tmoy > 5 °C (ROVERA, 1990). Au fait, il a concordance entre les deux phénomènes car au printemps (ou en automne) lorsque la température moyenne quotidienne atteint environ 5 °C, la température maximale est alors d'une dizaine de degrés et la température minimale proche de 0 °C.

A El Yeso, nous avons calculé la période végétative à partir des températures moyennes journalières entre 1980 et 2007 (figure 94). A cette altitude, la saison de croissance débute la première semaine de septembre et termine la deuxième semaine d'avril, avec une moyenne de 219 jours.

D'après SCHROTER (1923, cité par THEURILLAT et *al.*, 1998) la période végétative se raccourcit, en moyenne, de 9 jours tous les 100 m d'altitude (six jours en printemps). Effectivement, à los Bronces, station située 1.050 m plus haut et présentée plus loin, le début de la période végétative est 76 jours plus tard. En même temps, dans les zones à couverture saisonnière de neige, la période libre de neige détermine la longueur de la saison de croissance pour les plantes, et donc les écosystèmes (EUSKIRCHEN et *al.*, 2006 ; BARRY et *al.*, 2007). Ainsi, à Los Bronces, en moyenne, la période libre de neige est de 198 jours entre 1980 et 2002.

5.1.3. Les précipitations

Les précipitations à El Yeso sont de l'ordre de 581 mm par an (cumul moyen calculé entre 1962 et 2006). Le cycle annuel des précipitations est caractérisé par un maximum en hiver, et une diminution très nette en été. L'hiver concentre 59 % des précipitations de l'année, suivi par l'automne avec 117 mm, soit 22 % de l'année (figure 64).

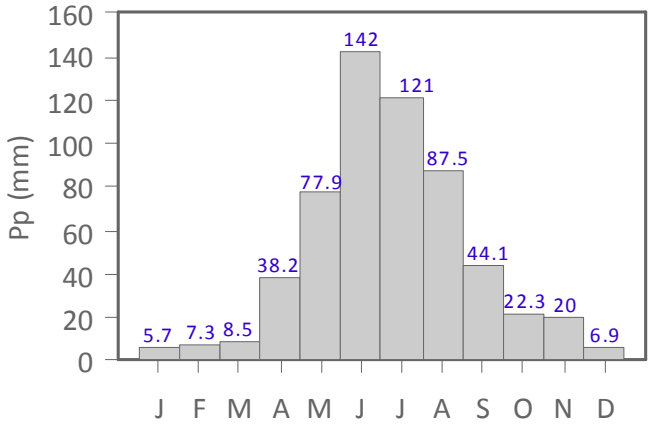


Figure 64 : Distribution mensuelle des précipitations à El Yeso, hauteur moyenne calculée entre 1962 et 1991.

On observe aussi une forte variabilité interannuelle des conditions climatiques dominantes, avec autant d'hivers humides (H), que d'hivers secs (S) (figure 65). Les années qui ont des

précipitations totales égales ou supérieures au percentile 70 pour l'ensemble de la période, sont classées comme humides, et celles qui ont des précipitations inférieures au percentile 30 sont classées comme sèches (LÓPEZ-MORENO et STÄHLI, 2008). Ainsi, on remarque que les années 1968, 1996 et 1998 ont été les plus sèches de la période avec des températures moyennes assez élevées.

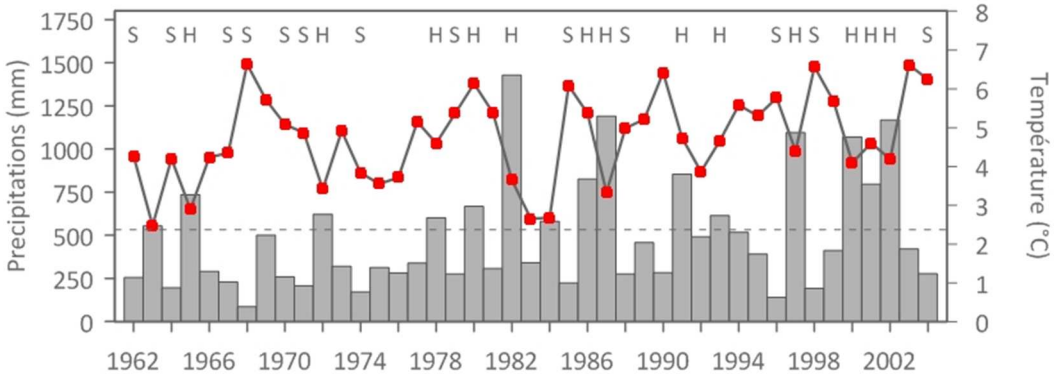


Figure 65 : Précipitations et température moyenne entre avril et septembre (période d'accumulation), à El Yeso entre 1962 et 2004. La ligne pointillée correspond à la moyenne des précipitations de la période (année humide (H) ; année sèches (S)).

Les modèles climatiques estiment une baisse des précipitations pour la zone centrale du Chili (CONAMA, 2006). Toutefois, l'impact du changement climatique sur les précipitations est moins connu et plus difficile à prévoir. D'après QUINTANA et ACEITUNO (2006), les précipitations au Chili central sont conditionnées par une forte variabilité dans le temps à l'échelle décennale, qui est liée à des changements de l'ENSO et à des conditions de l'Oscillation décadaire du Pacifique. D'après cette étude, entre les 30° et 39° de latitude sud, prédomine une tendance à la baisse jusqu'aux années 70, suivie d'un régime de précipitations annuelles qui est resté plus ou moins stationnaire, notamment entre les 30° et 34° de latitude sud, au cours des 30 dernières années.

Cette analyse est concordante avec ce qu'on peut tirer des valeurs de précipitations mensuelles de la station El Yeso, entre 1962 et 2006. Et nous considérerons ce fait comme valable pour l'ensemble de notre zone d'étude, particulièrement vers les 2.500 mètres d'altitude où se positionne la *treeline*.

D'après la figure 66, la courbe de tendance linéaire, calculée pour l'ensemble de la période, montre une pente positive, qui ne correspond pas aux observations réalisées par QUINTANA et ACEITUNO (2006). Toutefois, lorsque qu'on regarde la série de plus près, on s'aperçoit que l'ensemble peut être décomposé en trois parties, notamment pour le calcul des tendances (figure 66). Dans cette optique, prédomine une tendance à la baisse jusqu'à la moitié des années 1970, suivie d'une phase stationnaire, qui se poursuit jusqu'au début des années 1990. Ensuite, la tendance change à nouveau vers des valeurs à la hausse.

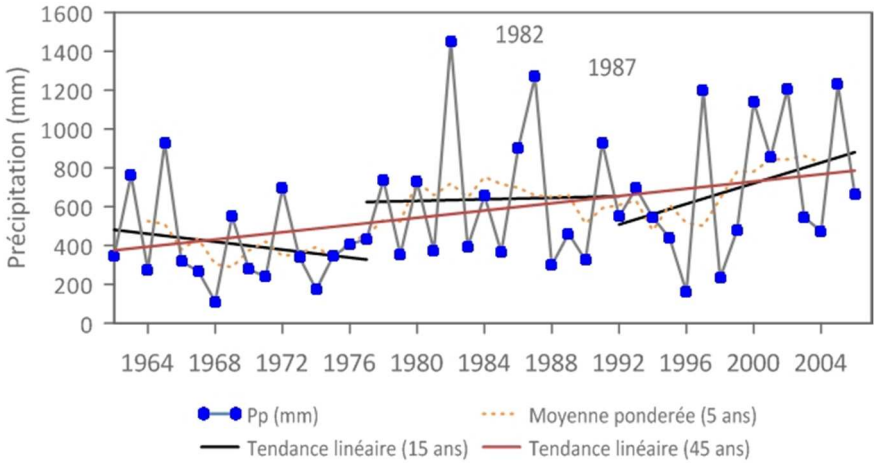


Figure 66 : Total des précipitations par an, en millimètres d'eau entre 1962 et 2006.

5.2. LA SITUATION A 3.500 METRES : LOS BRONCES

La station météorologique de « Los Bronces » est située dans le sous-bassin du « San Francisco » du bassin versant du Mapocho, à 3.519 mètres d'altitude (33°08'S, 70°17'W) et à 12 km au nord de Yerba Loca. En fonctionnement depuis 1980, ce poste est géré par le personnel de l'exploitation minière de Los Bronces, propriété de la Société *Compañía Minera Disputada de Las Condes* et *Angloamerican*.

5.2.1. L'analyse du régime thermique

A Los Bronces, la température moyenne annuelle, entre 1980-2006, est de 2,7 °C. La moyenne des températures minimales est limitée à 0,1 °C, tandis que la moyenne des maximales est de 6,3 °C.

Les maxima enregistrent une amplitude saisonnière assez importante (autour de 12 °C). Les plus fortes températures se placent pendant la saison sèche, soit à partir de décembre. Pendant l'été, la température moyenne s'élève à 7,7 °C, avec une moyenne des maximales de 11,2 °C.

Les minima ont une amplitude qui atteint dans l'année 11,5 °C et pendant six mois les minima moyens sont négatifs, les six mois les plus neigeux de l'année (entre mai et octobre). Pendant les mois d'hiver (entre juin et août), les conditions thermiques sont plus rigoureuses : la température moyenne descend à -2 °C, et la moyenne des minimales ne dépassent pas -4,3 °C.

Janvier est le mois le plus chaud de l'année avec une température moyenne de 8,1 °C et une température maximale moyenne de 9,7 °C, tandis que juillet est le mois le plus froid, avec une température moyenne de -2,5 °C.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Tmoy	8,1	7,9	6,9	3,6	0,3	-1,9	-2,5	-1,6	-0,8	1,5	4,1	7,0
Tmin	4,5	6,6	4,2	0,8	-1,9	-3,7	-4,9	-4,2	-4,5	-0,5	1,0	4,3
Tmax	9,7	12,7	10,5	7,2	3,6	1,8	0,8	1,9	2,1	6,1	7,5	11,1
AM	7,6	7,2	7,0	6,3	5,5	5,3	6,0	5,9	6,2	6,5	6,7	7,1
Gel	1,2	0,7	3,2	12,4	21,7	24,4	26,5	24,1	23,9	19,2	9,6	3,5

Tableau 11 : Régime thermique mensuel à Los Bronces (par rapport à la période 1998-2006). AM : amplitude mensuelle moyenne des températures ; Gel : moyenne des jours à gel-dégel et gel continu.

Ainsi que pour la station d'El Yeso, l'année la plus chaude à Los Bronces depuis 1980, a été celle de 2003 avec un écart de 0,9 °C supérieur à la moyenne. L'année 1984 se confirme également comme l'année la plus froide, avec un écart négatif de 1,1 °C.

En ce qui concerne les variations interannuelles, la courbe des écarts des températures moyennes annuelles est plutôt stationnaire. Toutefois, on observe une faible tendance à la hausse depuis 1980 (figure 67). Au vu de la courbe de tendance obtenue, il apparaît que la température moyenne à Los Bronces s'est élevée au cours des 25 dernières années de l'ordre de 0,4 °C.

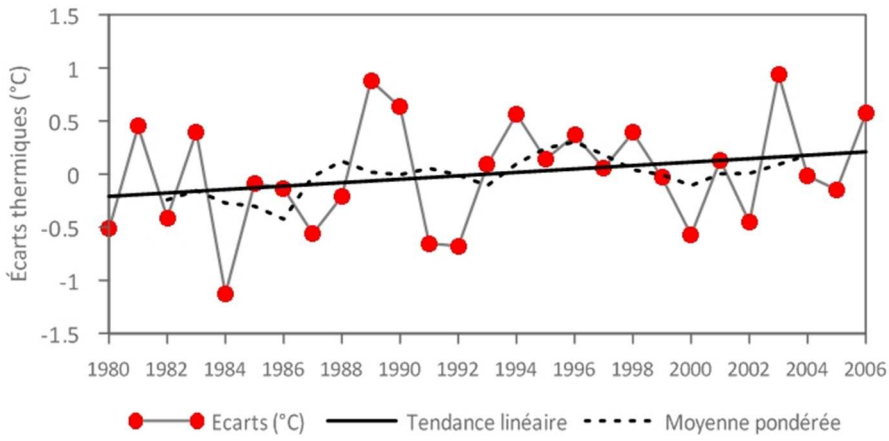


Figure 67 : Écarts des températures moyennes annuelles à Los Bronces, durant la période 1980-2006.

Ceci est dû à la hausse des températures minimales qui se sont élevées de près de 0,8 °C alors que sur cette même période, les températures maximales n'ont pratiquement pas progressé (figure 68).

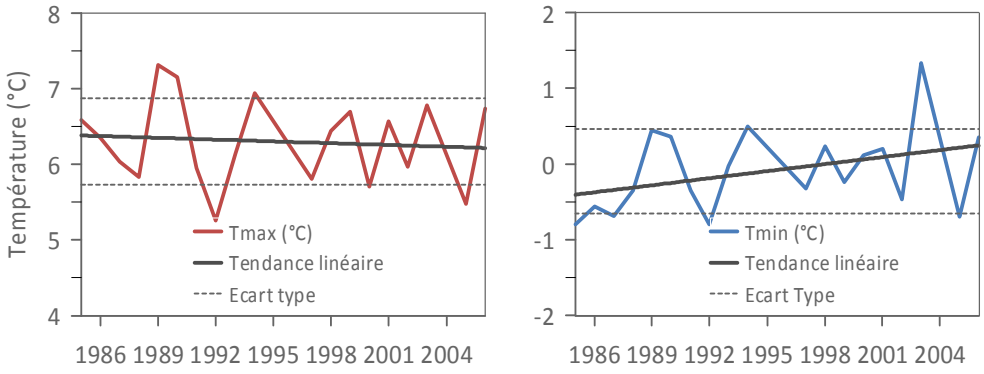


Figure 68 : Evolution des températures moyennes minimales et maximales annuelles à Los Bronces.

Effectivement, à Los Bronces, à la différence de la situation observée à El Yeso, on n'observe pas une tendance à l'augmentation

de la moyenne des températures maximales annuelles. Depuis 1985, la température moyenne annuelle des maxima aurait tendance à rester stationnaire. Toutefois, pour les moyennes des minima annuels, on observe une tendance au réchauffement.

A l'échelle des saisons, cette hausse des températures minimales s'observe surtout en hiver. L'accroissement est également important en automne. Quant aux températures maximales, elles auraient, par contre, plutôt tendance à rester stationnaires pendant les quatre saisons.

A propos des variations interannuelles des valeurs extrêmes, on constate une diminution des jours les plus chauds entre 1980 et 2006, particulièrement pendant la saison estivale. En effet, les jours avec une température maximale supérieure au percentile 90 sont plus nombreux au début de la période (figure 69 gauche). Ceci pourrait expliquer, en partie, la faible augmentation des températures moyennes annuelles des 25 dernières années. Aussi, on observe que la quantité de jours les plus froids (inférieurs au percentile 10) reste plutôt stable pour l'ensemble de la période (figure 69 droite).

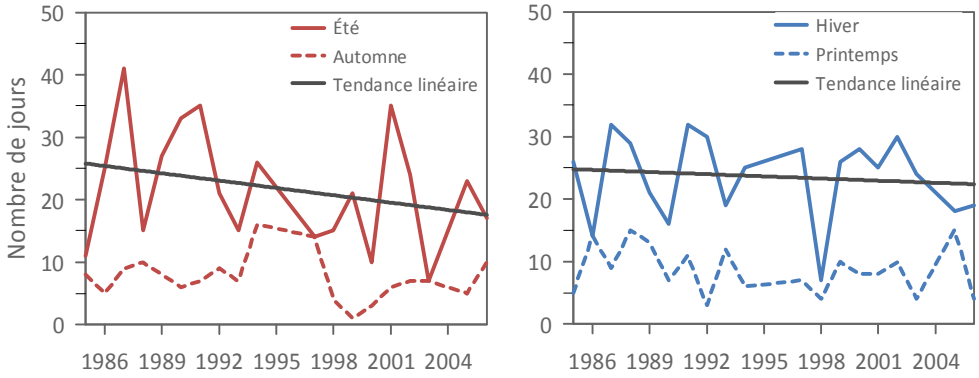


Figure 69 : Nombre de jours à Los Bronces avec une température maximale > percentile 90 (en rouge) et une température minimale < percentile 10 (en bleu) (par rapport à la période 1985-2006).

5.2.2. Les jours de gel

En moyenne sur la période 1985-2006, la station de Los Bronces enregistre 170 jours de gel par an dont 108 correspondent aux

jours de gel-dégel. Du total des jours de gel, 44 % occurrent pendant l'hiver, 31 % en printemps, 21 % en automne et 3 % en été (tableau 11).

On observe qu'entre mai et octobre, plus de la moitié des journées sont des jours de gel (figure 70). On constate également que la quasi-totalité des jours du mois le plus froid enregistrent du gel (27 jours en moyenne pendant juillet).

Dans l'ensemble, on observe une faible variation du nombre de jours de gel au cours des 20 dernières années. On remarque cependant une nette baisse des jours de gel pendant le mois d'octobre au cours de la deuxième décennie étudiée (1996-2006).

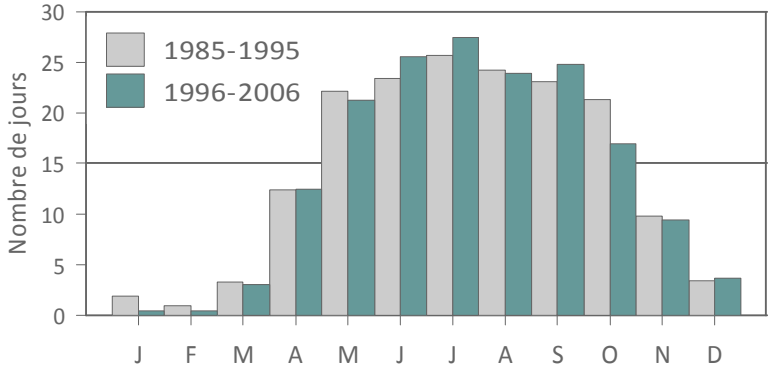


Figure 70 : Distribution mensuelles des jours de gel à Los Bronces, pour différentes périodes.

Selon l'intensité du gel, les jours se répartissent de la façon suivante (moyenne pour l'ensemble de la période) : 63 jours à gel faible, soit 17,3 % de l'année, 49 jours à gel moyen, soit 13,42 % de l'année et 58 jours à gel fort, soit 15,9 % de l'année.

Pour l'ensemble de la période, il est observé une augmentation des jours sans gel. En moyenne, aujourd'hui, on enregistre 10 jours supplémentaires sans gel par rapport au début de la période. Ce sont les saisons d'automne et de printemps qui voient le plus diminuer les jours de gel, entre 1986 et 2006 (figure 71).

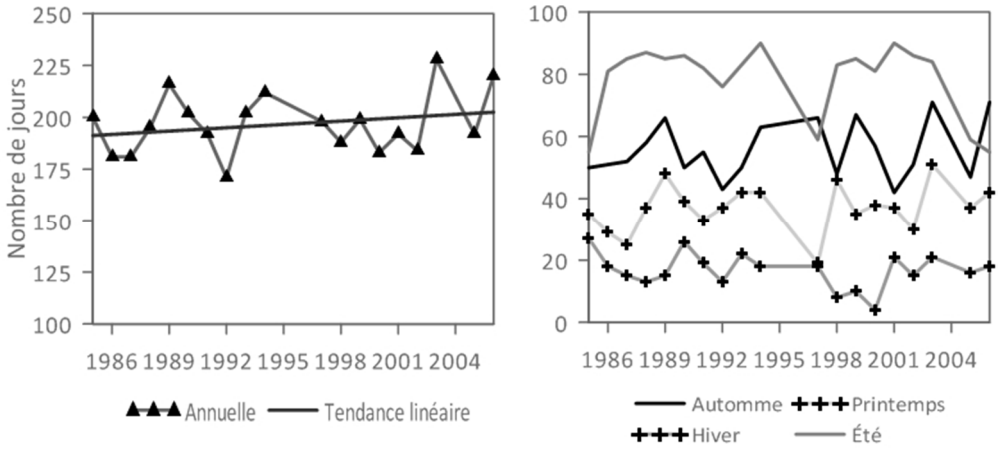


Figure 71 : Nombre de jours sans gel par année et par saison à Los Bronces, 1985-2006.

En ce qui concerne les cycles gel-dégel, on peut vérifier une légère tendance à la hausse pendant l'hiver et à la baisse le reste de l'année (figure 72). Toutefois, les jours de gel-dégel, pour l'ensemble de la période, ont peu varié.

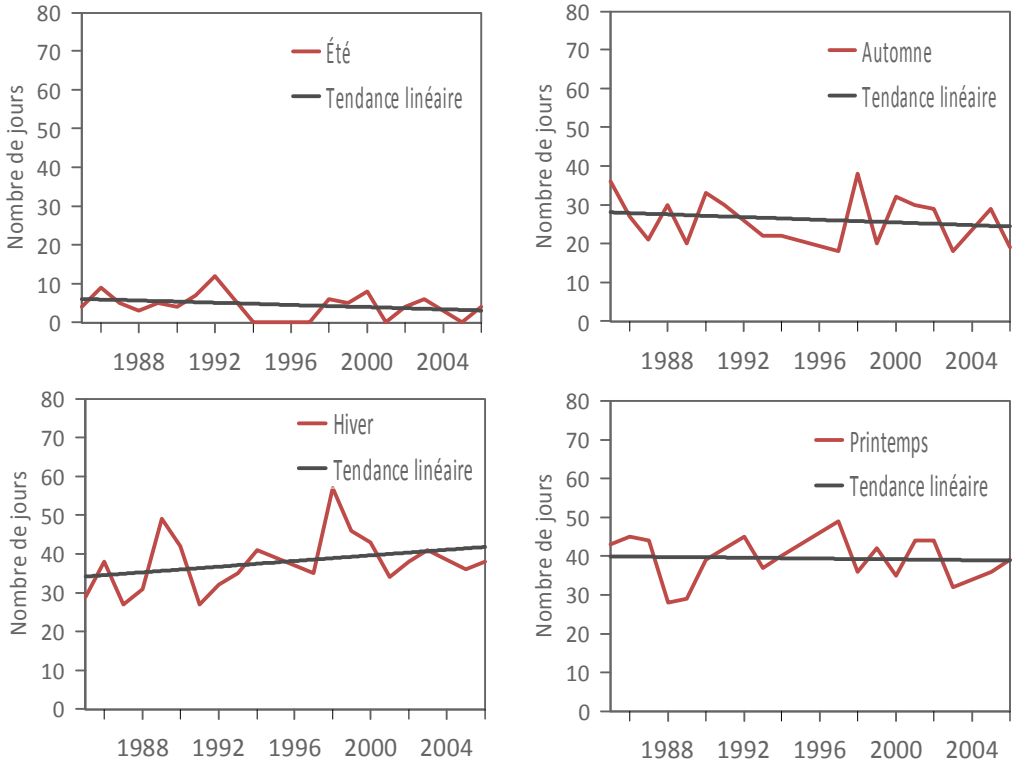


Figure 72 : Nombre de jours à gel à Los Bronces entre 1985 et 2006, par saison.

5.2.3. Les précipitations

Les précipitations à Los Bronces, sont de l'ordre de 780 mm par an (hauteur d'eau calculée entre 1980 et 2004). Ils se caractérisent par un maximum en hiver et une diminution très nette en été. La saison des pluies qui s'étale d'avril à septembre, cumule 90 % des précipitations de l'année. La saison hivernale concentre 60 % de précipitations de l'année, suivie de l'automne avec 184 mm, soit 23 % de l'année (figure 73).

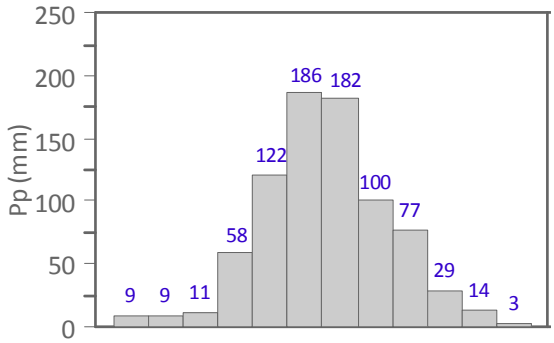


Figure 73 : Distribution mensuelle des précipitations totales (solides et liquides) à Los Bronces, calculée entre 1980 et 2004.

A cette altitude, les précipitations sont essentiellement neigeuses. En moyenne, le mois de juin est le mois le plus neigeux de l'année (204 cm), tandis que février cumule à peine 1,7 cm de neige par an (tableau 12).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Pp solide (cm)	6,1	1,7	9,2	45,1	112,4	203,8	168,7	121,3	86	26,2	11,7	2,4
Equiv. en eau (mm)	6,1	2	8,3	56,6	118,8	185,8	181,6	100,4	76,7	26,7	12,4	2,6
Pp liquide (mm)(1)	3,1	7	2,6	1,7	2,7	0,2	0	0	0	1,9	1,7	0,8
Ecart type Pp solide	8,7	3	10,6	38,3	71,2	179,6	145,6	128,4	74,9	27,6	17,6	4,2

Tableau 12 : Relevés nivométriques et pluviométriques moyens à Los Bronces, entre 1980 et 2004. (1) Moyenne entre 1993 et 2002.

Dans l'ensemble, pendant les 20 dernières années, le total des précipitations à Los Bronces semble diminuer. Cependant, et malgré notre courte série, lorsqu'on prend la courbe de la moyenne

pondérée (5 ans), on s'aperçoit que la variation est plutôt faible. De plus, il faut souligner l'extrême variabilité des précipitations qui rend difficile leur interprétation (figure 74).

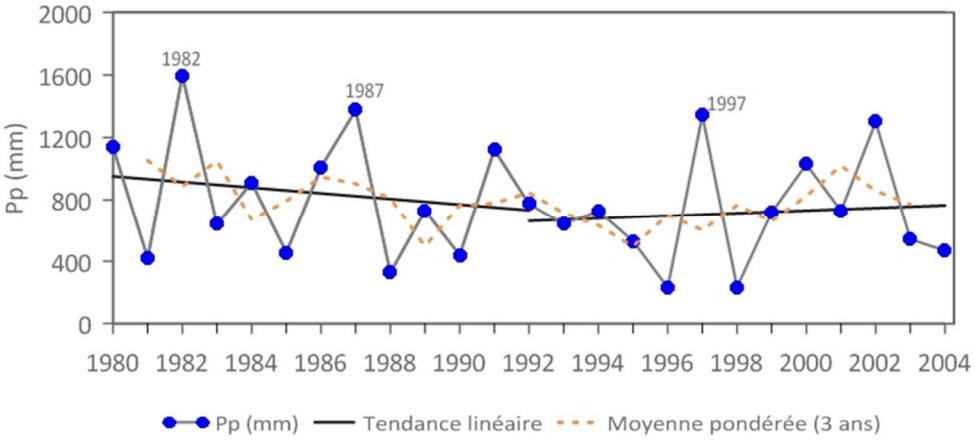


Figure 74 : Total des précipitations annuelles à Los Bronces (en mm, équivalent en eau), entre 1980 et 2004.

Par exemple, les années 1986 et 1998 ont été extrêmement sèches. Elles ont enregistré moins du tiers des précipitations par rapport à une année normale (calculée entre 1980 et 2004). En revanche, les années 1982 et 1987, ont été largement excédentaires et enregistrent presque le double des précipitations par rapport à la moyenne de la période. Notons que ces années humides ont été sous l'influence du phénomène *El Niño*.

Au final, on observe une forte variabilité interannuelle des conditions climatiques dominantes avec autant d'hivers humides (H) que d'hivers secs (S) (figure 75).

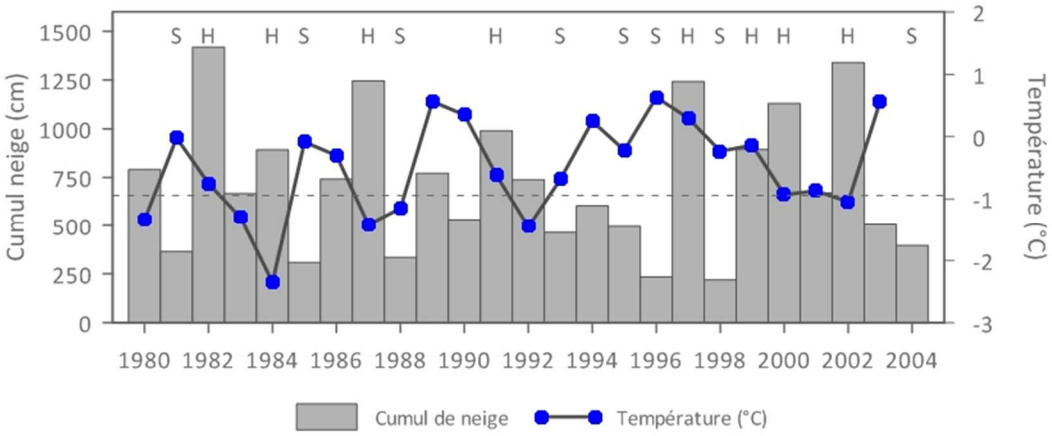


Figure 75 : Cumul de neige et température moyenne pendant la période d'accumulation, à Los Bronces entre 1980 et 2004. La ligne pointillée correspond à la moyenne du cumul de neige de la période (année humide (H) ; année sèche (S)). La période d'accumulation se concentre entre mai et septembre.

Les années qui ont des précipitations totales, égales ou supérieures au percentile 70 pour l'ensemble de la période, sont classées comme humides, et celles qui ont des précipitations inférieures au percentile 30 sont classées comme sèches (LÓPEZ-MORENO et STÄHLI, 2008).

De même, l'écart-type, calculé sur la base des moyennes mensuelles de chaque année, montre une grande dispersion entre mai et juillet, les mois les plus humides de l'année (figure 76).

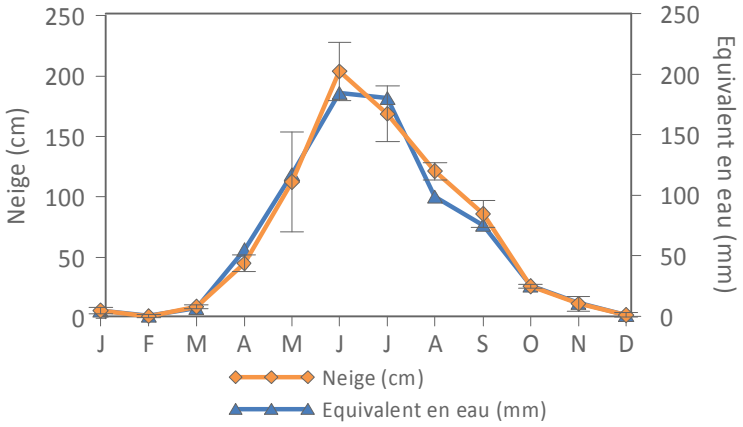


Figure 76 : Précipitations neigeuses moyennes mensuelles et leur équivalent en eau à Los Bronces, entre 1980 et 2004.

En résumé, à Los Bronces, la saison froide, entre avril et septembre, concentre la plupart des précipitations de l'année (>90

%). L'hiver cumule 60 % de précipitations totales, desquelles 100 % sont de caractère solide.

La saison humide, qui s'étale entre avril et novembre, concentre 90 % des précipitations totales. Du total des précipitations de l'année, 98 % correspondent à des chutes de neige. Les 2 % restants sont des pluies de type orageux pendant l'été.

CHAPITRE 6. L'ENNEIGEMENT ET L'ALTITUDE DE LA LIMITE DE LA NEIGE

Il convient de rappeler que la neige est un élément très important en régions de montagne, comme les Alpes ou les Andes, pour le développement des écosystèmes (BILLINGS et BLISS, 1959 ; JONES et *al.*, 1999). Dans les montagnes méditerranéennes du Chili où l'accumulation hivernale de la neige fournit l'essentiel de l'eau pendant le début de la période végétative, les chutes de neige se concentrent pendant la saison hivernale et leur étude est un élément essentiel afin de préciser les tendances liées aux changements climatiques (WMO, 2006) et de cerner les effets de ce changements sur la végétation.

Grâce à l'analyse des images NOAA-AVHRR, on a obtenu des cartes d'enneigement des Andes du Chili central entre 1986 et 2001 et entre les mois d'août et d'avril. Ces résultats préliminaires, combinés à un MNA (issu de la mission SRTM, résolution 90 m), ont permis d'estimer l'altitude de la limite de la neige (LN). Chaque période analysée compte en moyenne de 9 images d'observation.

La Limite de la Neige est un important indicateur de l'ampleur de la couverture nivale. Sa fluctuation spatiotemporelle peut indiquer les tendances de variation du climat (WUNDERLE et *al.*, 2002). Notre objectif est d'étudier les variations interannuelles et saisonnières de la position altitudinale de la limite de la neige comme révélateur des fluctuations de la couverture nivale, pendant la période de fonte. Par ailleurs, nous avons étudié les variations de l'enneigement par rapport aux conditions topographiques.

Avant cela, il est nécessaire d'expliquer trois phénomènes qui nous semblent essentiels pour bien comprendre les fluctuations de l'enneigement dans les Andes du Chili central : l'altitude de l'isotherme 0 °C, le coefficient de nivosité et l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire.

6.1. ALTITUDE DE L'ISOTHERME 0 °C

Comme nous avons déjà évoqué, l'isotherme 0 °C représente l'altitude à laquelle la température moyenne annuelle atteint la valeur de 0 °C. On estime que l'altitude moyenne de l'isotherme 0 °C, dans les Andes de Santiago, est située entre 3.500 m et 3.600 m (ESCOBAR et VIDAL, 1992 ; BRENNING, 2005). Toutefois, si on ne tient compte que des jours de précipitations, l'altitude descend à 2.400 m (GARREAUD, 1992). En hiver, l'altitude moyenne de l'isotherme 0 °C, calculée à partir des données de radiosondage (stations de Quintero et Santo Domingo), descend vers 3.000 m et pendant l'été elle se situe au-delà de 4.200 m.

Du point de vue du changement climatique, l'augmentation de la température de l'air entraîne la remontée en altitude de l'isotherme 0 °C. Sa position est importante dans la mesure où elle permet la détermination de la limite pluie-neige. Ainsi, entre 1975 et 2001, l'altitude de l'isotherme 0 °C s'est élevée de 152 ± 4 m, avec un élévation de 200 ± 6 m en hiver et de 122 ± 8 m en été (CARRASCO, 2005 ; figure 77).

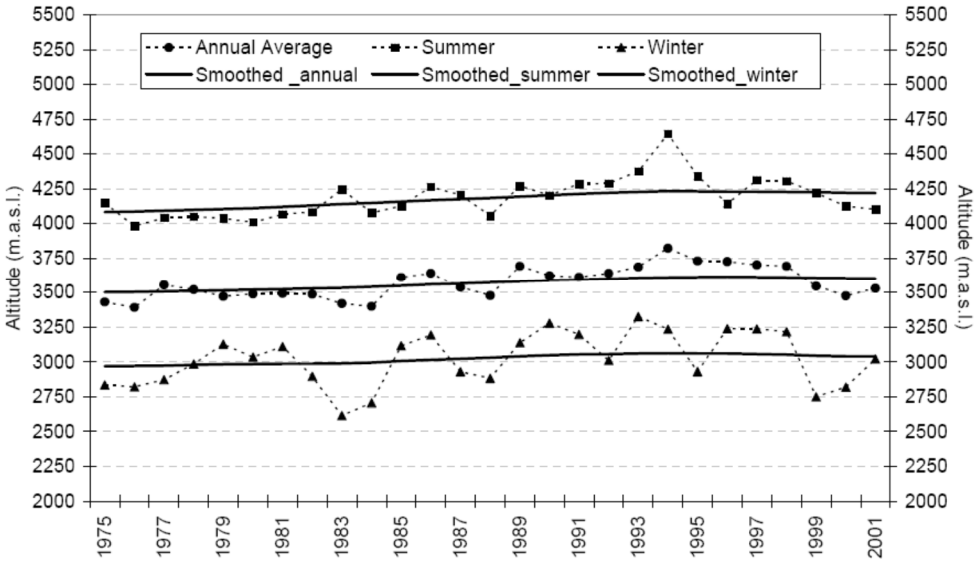


Figure 77 : Altitude moyenne annuelle de l'isotherme 0 °C au Chili central à partir des données de radiosondage (CARRASCO, 2005).

D'après CARRASCO (2005), l'analyse de l'altitude de l'isotherme 0 °C en tenant compte seulement des jours de précipitations, montre

que l'augmentation de l'altitude entre 1975 et 2001 est à peine de 12 mètres. Ceci pourrait indiquer que le réchauffement de l'atmosphère est survenu principalement au cours de jours sans précipitation. Au même temps, la tendance à la migration en altitude de l'isotherme 0 °C suggère une augmentation de la fonte de neige pendant la période sans précipitation, ce qui influence la durée d'enneigement au sol en montagne (CARRASCO, 2005).

6.2. PRECISIONS SUR LE COEFFICIENT DE NIVOSITE AU CHILI CENTRAL

A Los Bronces, comme nous avons déjà évoqué dans le chapitre dédié au climat du Chili central, le coefficient de nivosité est très élevé. En effet, ce coefficient est proche de 98 % et de 100 % en hiver. Cela confirme qu'à 3.500 mètres, la neige est la forme caractéristique des précipitations, en dehors de rares épisodes de pluies en été. Les 2 % de précipitations liquides estivales sont dus à l'effet combiné de l'anticyclone du Pacifique Sud durant l'été austral et des phénomènes de subsidence régionale qui entraîne, au Chili central, des précipitations restreintes presque exclusivement à la cordillère des Andes. Il s'agit de pluies de type convectif (orages) et on compte en moyenne 5 à 6 épisodes par saison, d'une durée variable d'un et sept jours (GARREAUD et RUTLLAND, 1997).

La station météorologique d'El Yeso ne fournit pas de relevés nivométriques. Toutefois, nous avons réalisé une estimation de la proportion de neige sur l'ensemble des précipitations en utilisant le seuil de température qui sépare les précipitations sous forme de neige de celles sous forme liquide. Au Chili central, on peut considérer comme neige les précipitations tombées les jours où la température est en dessous de 1 °C (VIDAL, 1992). On estime donc, que le coefficient de nivosité à El Yeso (2.500 m), entre 1981 et 2002, est en moyenne annuelle proche de 76,2 % ± 4 % et de d'environ 89 % ± 4 % pendant la saison hivernale (tableau 13). Cette estimation vaut également pour la vallée de Yerba Loca, notamment là où se situe l'étude stationnelle.

STATION	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Los Bronces	67	23	76	97	98	100	100	100	100	93	88	73
El Yeso	0	0	18	33	71	88	92	88	82	70	44	5

Tableau 13 : Coefficient de nivosité moyen mensuel à Los Bronces et à El Yeso.

Pour expliquer ces valeurs, il faut rappeler deux aspects détaillés dans le chapitre 2. D'une part, la diminution de la température avec l'altitude et, d'autre part, la concentration des pluies pendant l'hiver.

Les températures moyennes pendant les mois humides chutent à peu près de 11 °C entre Santiago (520 m) et Los Bronces (3.500 m). Même si l'écart est peu significatif, du fait du phénomène d'inversion thermique situé vers 1.500 mètres, il est suffisant pour que la baisse des températures moyennes avec l'altitude ait pour effet le remplacement de la pluie par la neige. Par ailleurs, en montagne, la saison humide s'étale entre avril et novembre, alors que les températures sont basses et les précipitations abondantes (presque 90 % des précipitations de l'année). Ainsi, les basses températures pendant la saison d'accumulation nivale et la haute concentration des précipitations font que le coefficient de nivosité est très élevé.

A ce sujet, LLIBOUTRY (1954 ; 1956) indique que le coefficient de nivosité au Nevado Juncal (38 km a sud-ouest de Yerba Loca), est de 100 % à 3.000 mètres d'altitude (figure 78). D'après la figure 78, l'indice est déjà de 100 % à partir d'une altitude de 2.500 mètres.

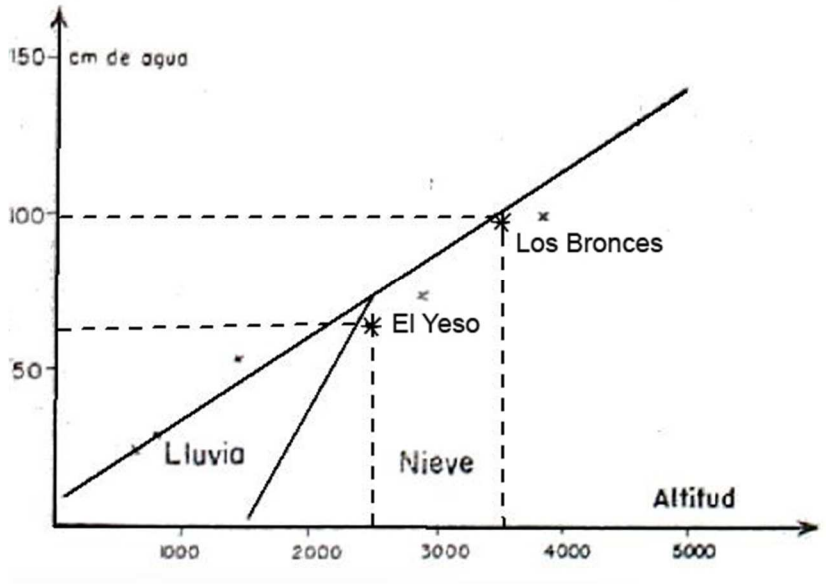


Figure 78 : Précipitations annuelles au « Nevado Juncal » en relation avec l'altitude, Andes du Chili central (cité par LLIBOUTRY, 1956, complété en positionnant El Yeso et Los Bronces).

A titre de comparaison, en moyenne dans les Alpes du Sud, le coefficient de nivosité est de 100 % au-delà de 4.000 mètres d'altitude. BOISVERT (1955) indique que dans les Alpes Maritimes, le coefficient de nivosité était de l'ordre de 10 % à 1.000 m et proche de 20 % à 1.500 m.

Les observations de LLIBOUTRY (1954 ; 1956) sont très intéressantes dans la mesure où elles suggèrent que depuis les années cinquante l'indice de nivosité a peut être changé. D'après nos calculs, à Los Bronces, le coefficient de nivosité est toujours proche de 100 %. Par contre, à El Yeso, mille mètres plus bas, ce coefficient ne dépasse pas les 74 % annuels (entre 1981 et 2002), alors que selon LLIBOUTRY il y a 50 ans, il était proche de 100 % (figure 78). Certes, on peut dire que le graphique précité n'avait pas l'ambition d'être précis lors de son élaboration à partir de données peu nombreuses mais l'écart d'environ 25 % entre les deux valeurs, vers 2.500 m, nous semble significatif ou, du moins, mérite d'être souligné.

De même, d'après les observations de LLIBOUTRY (1954 ; 1956), il y a 50 ans, on avait des chutes de neige tous les trois ans à Santiago, et presque tous les ans à 1.000 mètres d'altitude.

Aujourd'hui, les chutes de neige à Santiago du Chili sont un phénomène très rare.

6.3. ALTITUDE DE LA LIGNE D'EQUILIBRE GLACIAIRE (LEG)

Pour confirmer les effets du réchauffement sur les précipitations solides, compléter les remarques à propos de la remontée du coefficient de nivosité, et avant d'affiner l'étude sur la variabilité de l'enneigement, nous rapportons brièvement la situation à propos de l'évolution d'une autre limite altitudinale importante, celle de LEG. La dynamique des glaciers est largement influencée par le comportement des températures et des précipitations au niveau régional et local. Ces deux variables déterminent l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire, qui représente la ligne théorique d'un glacier où le bilan de masse est nul. Cette ligne établie une séparation entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation du glacier (LLIBOUTRY, 1956 ; FRANCOU, 1993). Sur plusieurs années, la mesure de l'altitude à laquelle la fonte annuelle équilibre exactement l'accumulation annuelle, détermine les années de perte ou de gain de matière, c'est-à-dire le bilan de masse du glacier.

Les glaciers des Andes du Chili central couvrent une surface de 902 km^2, dont 46 % sont situés dans le bassin de la rivière Maipo, où sont inventorié un total de 647 glaciers avec une surface de 421 km^2 (MARANGUNIC, 1979). Toutefois, 39 % d'entre eux correspondent à des glaciers rocheux ou à des glaciers couverts (164 km^2). La plupart de ces glaciers ont une surface inférieure à 1 km^2, et représentent au total 105 km^2 (VALDIVIA, 1984).

Au Chili central, la LEG moyenne du glacier Echaurren Norte est de 3.800 m, mais elle varie en fonction des conditions climatiques de l'année (LLIBOUTRY, 1956 ; ESCOBAR et *al.*, 1995), particulièrement en réponse aux précipitations (RIVERA et *al.*, 2000 ; LE QUESNE et *al.*, 2009).

La tendance au recul des glaciers correspond à une élévation de la LEG de l'ordre de 127 m (CARRASCO, 2005). Ce rythme d'élévation est du même ordre de grandeur que celui estimé sur le versant argentin pour une période équivalente (CARRASCO, 2005 ; COSSART et LE GALL, 2008). Cependant, pour notre recherche, les variations de la surface enneigée sont plus importantes et influencent directement la dynamique des végétaux, à court terme.

6.4. L'ENNEIGEMENT ET SA VARIABILITE SPATIOTEMPORELLE

6.4.1. Aspects généraux

Le manteau neigeux est le résultat de l'accumulation de la neige au sol produit par des précipitations solides. La distribution spatiotemporelle et la hauteur du manteau neigeux dépendent de plusieurs facteurs : passages des tempêtes de neige, conditions météorologiques entre chaque chute de neige, action du vent, effet de la topographie et de la couverture végétale, entre autres.

Dans les Andes du Chili central, on distingue nettement une période d'accumulation et une période de fonte. L'essentiel de l'accumulation neigeuse tombe entre avril et septembre. A Los Bronces, en fonction des conditions climatiques de l'année, la hauteur de neige pendant la saison hivernale peut varier de quelques centimètres à plus d'un mètre (1980-2001). Ainsi, pendant les années humides, la hauteur moyenne est de 137 cm, tandis que durant les années sèches, elle est à peine de 56 cm (figure 79).

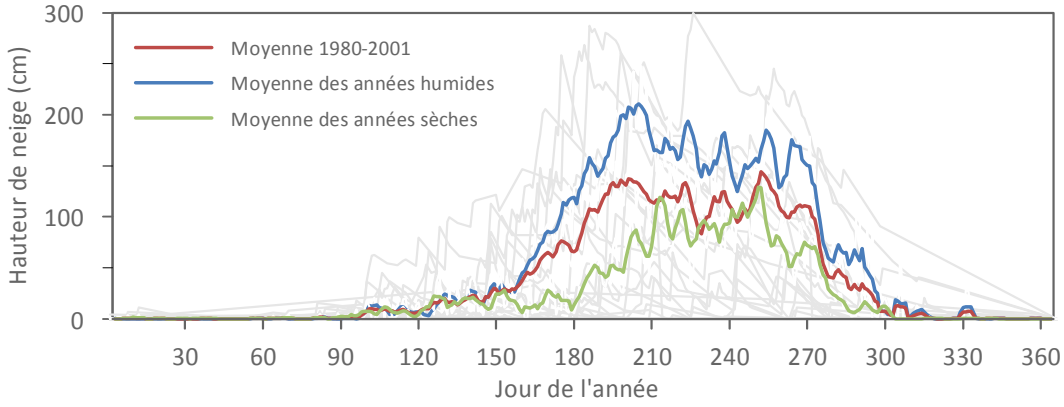


Figure 79 : Evolution moyenne annuelle de la hauteur de neige à Los Bronces sur la période 1980-2001.

La période de fonte correspond à la durée de la fusion de la neige cumulée pendant les mois d'accumulation. Pour notre zone d'étude, à 2.500 m d'altitude, le début de la fonte de la couche de neige varie entre septembre et octobre, selon les conditions climatiques de l'année.

Par ailleurs, le débit des cours d'eau des Andes du Chili central, tels que le Mapocho et le Maipo, est soutenu principalement par des précipitations neigeuses et par la fonte de glaciers. Les deux cours d'eau ont un régime hydrologique glacio-nival, caractérisé par d'importants débits pendant le printemps et l'été, conséquence de la fonte de la neige. Les débits mesurés pour El Maipo à El Manzano (figure 80) sont à leur maximum en décembre-janvier, tandis que les précipitations sont à leur minimum (saison sèche).

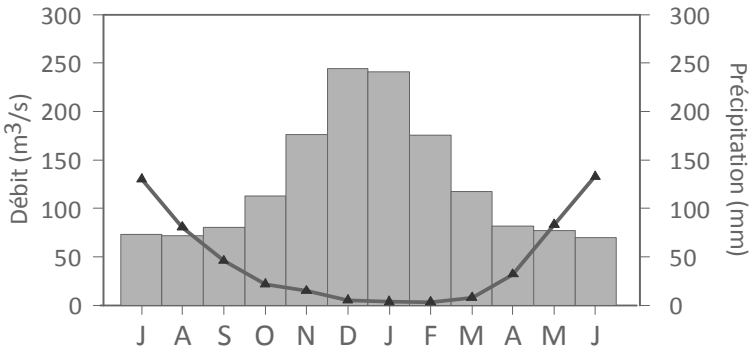


Figure 80 : Débit moyen mensuel du Maipo à El Manzano (barres) et précipitations moyennes mensuelles à San Jose de Maipo (ligne), entre 1980 et 2006 (DGA, 2008).

6.4.2. L'enneigement à partir des images NOAA-AVHRR

Les images AVHRR sont une source utilisable pour l'étude de la couverture neigeuse à l'échelle régionale car elles recouvrent la gamme d'échelles allant de 10 à 100 km environ. Les bandes du visible et proche infrarouge des images AVHRR fournissent une information adéquate pour déterminer les zones enneigées, grâce à leurs bonnes résolutions, précision horizontale et temporelle, dans les zones libres de nuages (W.M.O., 2006). Rappelons que les cartes de couverture de neige dérivées de données satellitaires sont une représentation basée sur les pixels de l'image. Avec une résolution spatiale allant de quelques centaines de mètres jusqu'à plusieurs kilomètres, un pixel est classé en «neige» ou «non-neige».

Du point de vue interannuel, les conditions de l'enneigement sont très contrastées. Les cartes d'enneigement issues de l'analyse des images NOAA-AVHRR montrent la variabilité saison après saison (figure 81). Ces cartes montrent l'accumulation maximale de neige dans les Andes, au mois de septembre (fin de l'hiver).

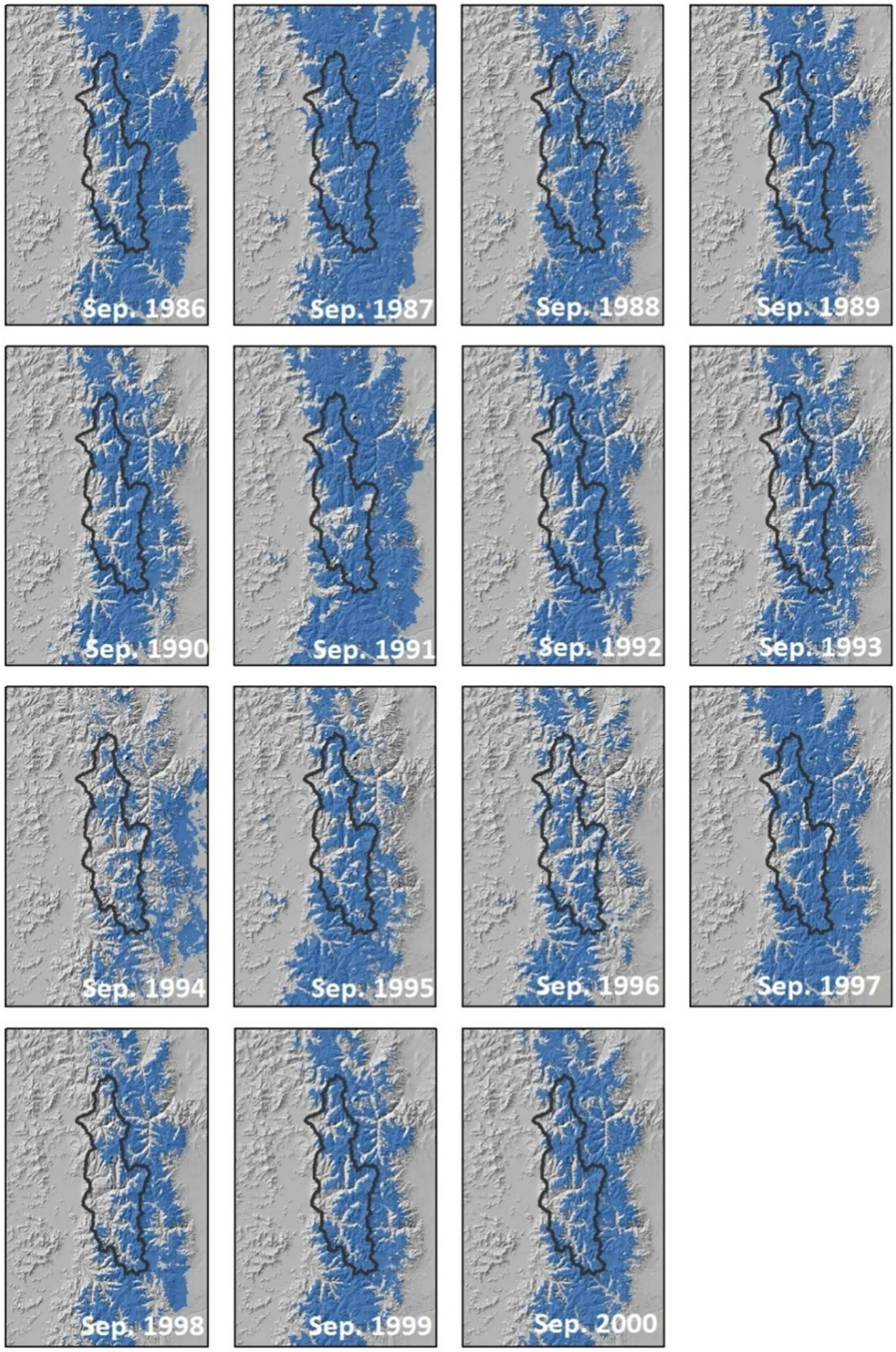


Figure 81 : Surface enneigée (bleu : SCA maximale, durant le mois de septembre) dans la zone d'étude des trois bassins versants de l'Aconcagua, du Maipo et du Mapocho, à partir des analyses des images de satellites NOAA-AVHRR entre 1986 et 2000.

La variation interannuelle de la couverture de neige peut être analysée en regardant la SCA maximale (mois de septembre). La SCA maximale a varié entre 12.000 et 26.000 km^2 au cours de la période

d'observation. L'étendue maximale est supérieure à 19.000 km^2, tous les ans, sauf en 1988, 1996 et 1998. Comme nous l'avons déjà vu au chapitre précédent, deux de ces années, 1996 et 1998, ont eu très peu de précipitations entre avril et septembre (moins de 200 mm à El Yeso) et de hautes températures de l'air (6,2 °C en moyenne et une anomalie proche de 3 °C par rapport à la moyenne de 1962-2004).

Dans l'ensemble, la SCA maximale a un faible rapport avec le total des précipitations entre avril et septembre (corrélation de Spearman ρS = 0,4, p-valeur 0,14) et faible aussi avec la moyenne des températures (ρS = 0,48, p-valeur 0,07). Cependant, l'influence des précipitations et des températures a été difficile à percevoir en raison de leur intercorrélation (précipitations et températures entre avril et septembre: ρS = -0,75, p-valeur 0,001; précipitations entre avril et février et température entre novembre et février: ρS = -0,53, p valeur 0,041), ce qui peut être attribué à l'origine polaire des masses d'air humide.

Finalement, du point de vue de la topographie, les versant exposés au sud et, dans une moindre mesure, les versants exposés à l'est ont une couverture de neige plus abondante (figure 82 et photographie 14). Ceci est légèrement plus prononcé en septembre qu'en février. Les différences liées à l'exposition du versant sont de l'ordre de 200-300 m.

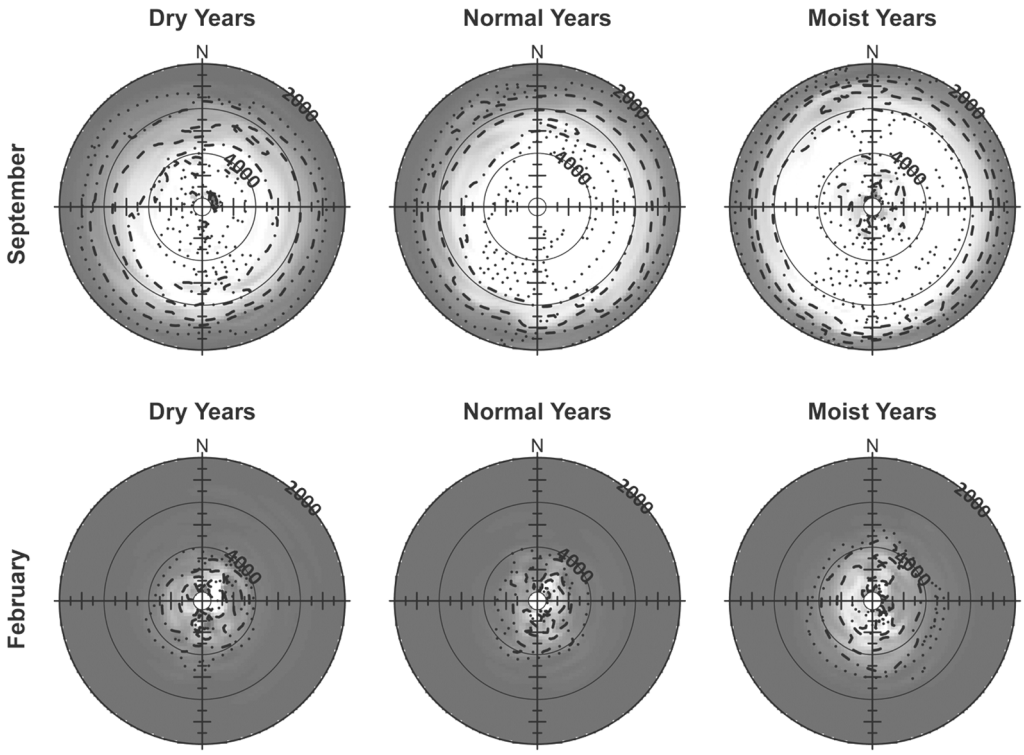


Figure 82 : Distribution de la couverture de neige par rapport à l'orientation et l'altitude en septembre et février pour des années sèches, normales et humides.

Photographie 14 : Exemple de la distribution de la couverture de neige en fonction de l'exposition (prise de vue en août 2009 à *Farellones*).

6.5. LES FLUCTUATIONS DE LA POSITION ALTITUDINALE DE LA LIMITE DE LA NEIGE

6.5.1. Les fluctuations spatiotemporelles

Entre 1986 et 2001, la limite moyenne de la neige a été calculée comme étant la moyenne de l'élévation pour chaque jour d'observation.

En ce qui concerne la limite de la neige, les hivers secs montrent une *snowline*, pour le mois de septembre, 600 m plus haut que les autres années, tandis que la *snowline* de février-mars a relativement peu varié entre les années sèches, normales et humides (figure 83).

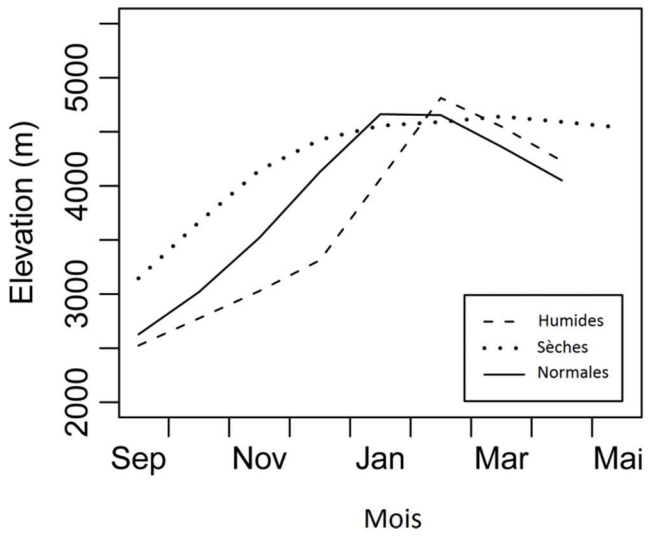


Figure 83 : *Snowline* moyenne annuelle pour des années normales, sèches, et humides. Moyenne calculée sur la période 1986-2001.

De manière générale, les variations dans les précipitations et les températures font changer l'élévation de la limite de la neige de quelques centaines de mètres, entre une année et autre. Ainsi, durant l'année très humide 1987-1988, la limite de la neige était située autour de 3.100 m. Elle est descendue à 2.300 m en hiver et est remontée à 3.800 m en été. Par comparaison, au cours de l'année 1996-1997 sèche et chaude, la LN moyenne a été proche de 4.000 m.

En ce qui concerne le régime saisonnier moyen de la limite de la neige, on observe que la position altitudinale de cette limite augmente avec la progression de la fonte, à partir d'août et jusqu'au mois de mars (figure 84). En hiver, l'arrivée des masses d'air humide du Pacifique et leur refroidissement par soulèvement orographique contribuent à l'abaissement de la limite nivale.

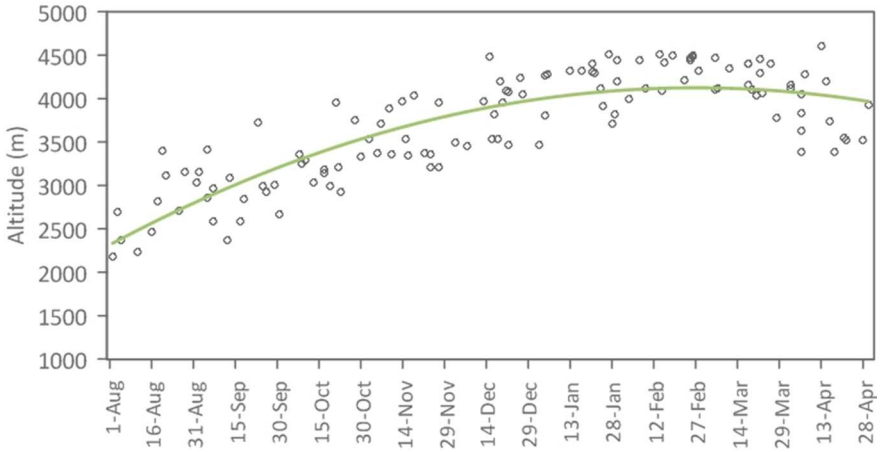


Figure 84 : Altitude moyenne de la limite de la neige entre 1986 et 2001.

La couverture maximale de neige et l'altitude plus basse de la limite nivale sont atteintes entre juillet et août. Le mois de septembre marque déjà le début de la fonte des neiges au printemps. L'altitude la plus basse de la limite de la neige est normalement atteinte en février ou mars en fonction de la possible venue de chutes de neige à l'automne et, en septembre, la limite de la neige se situe à 2.700 m. En revanche, en février, cette limite remonte à 4.700 m d'altitude. Au-delà de 3.800 m, environ 10 % de la surface du sol restent couverts de neige ou de glace pendant toute l'année.

Finalement, d'après la droite de régression linéaire, la limite de la neige est remontée d'environ 300 mètres, entre 1986 et 2001 (figure 85). Ces résultats sont concordants avec le comportement des températures en altitude (FALVEY et GARREAUD, 2009) et aussi avec la variation positive de la position altitudinale de l'isotherme 0 °C (CARRASCO, 2005).

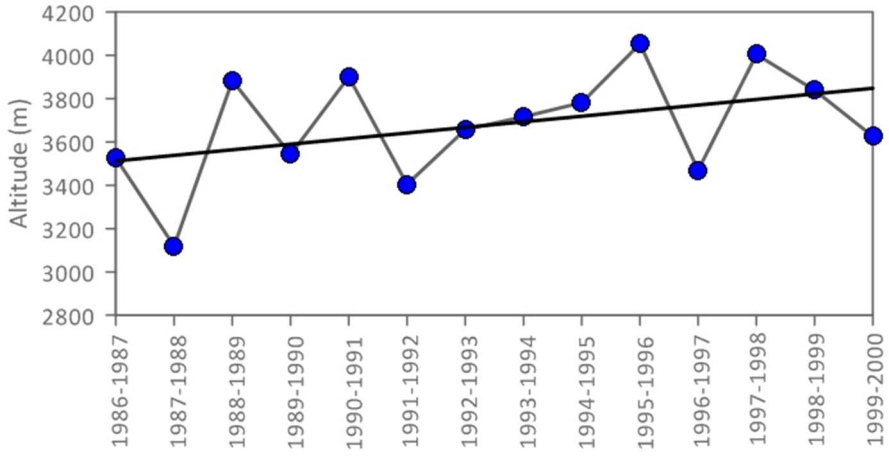


Figure 85 : Evolution de la position moyenne altitudinale de la limite de la neige entre 1986 et 2001.

L'évolution de la limite de la neige des trois bassins versants Aconcagua, Mapocho et Maipo, est représentative de l'ensemble des Andes du Chili central.

	A	*S*	*O*	*N*	*D*	*J*	*F*	*M*	*A*
Aconcagua	*2.849*	*3.011*	*3.246*	*3.544*	*3.851*	*4.069*	*4.288*	*4.186*	*3.842*
Maipo	*2.598*	*2.836*	*3.121*	*3.408*	*3.751*	*4.065*	*4.299*	*4.210*	*3.795*
Mapocho	*2.689*	*2.996*	*3.347*	*3.723*	*4.008*	*4.225*	*4.427*	*4.266*	*3.939*
Moyenne	*2.712*	*2.947*	*3.238*	*3.558*	*3.870*	*4.119*	*4.338*	*4.220*	*3.858*

Tableau 14 : Altitude de la limite de la neige entre août et avril par bassins versants (moyenne entre 1986 et 2001).

Par contre, en ce qui concerne le repérage du début de la période de fonte de la neige, celui-ci ne peut être déterminé à cause de la résolution temporelle des images NOAA-AVHHR utilisées dans cette étude. Il peut y avoir des situations où la date de disparition de la couverture de neige n'est pas observée pour une année donnée en raison d'un manque d'images. Ceci est regrettable car la phase de fonte représente un élément déterminant pour le démarrage du cycle végétatif des plantes de montagne. Pour compléter le tableau, rappelons que dans les Andes de Santiago, il existe une forte différence dans la durée de la couverture de neige en fonction de l'exposition (BRENNING, 2005 ; BODIN et al., Submitted).

6.5.2. Validation du calcul de l'altitude de la limite de la neige

A partir des données du radiosondage de Quintero et Santo Domingo, nous avons procédé au calcul de l'altitude de l'isotherme 0 °C les jours de prises des images NOAA-AVHRR utilisés dans cette étude.

La droite de régression linéaire entre l'altitude de l'isotherme 0 °C (variable explicative) et l'altitude de la LN (variable à expliquer) montre une tendance positive parmi tous les points observés. De même, le coefficient de détermination R^2 entre les deux variables est de 0,71, indiquant une relation assez fort (figure 86).

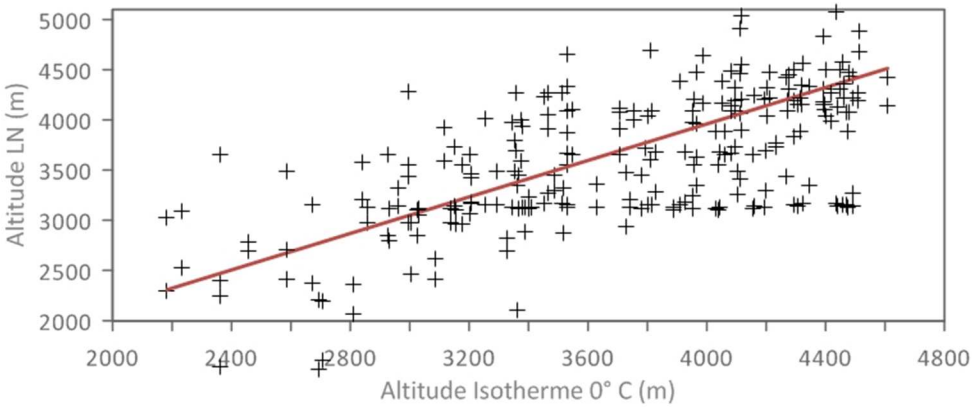


Figure 86 : Altitude de la limite de la neige en fonction de l'isotherme 0 °C.

CHAPITRE 7. LES FLUCTUATIONS DU NDVI DANS LES ANDES DE SANTIAGO

Dans ce chapitre, nous allons analyser les fluctuations saisonnières et interannuelles de la végétation entre 1986 et 2001, grâce à l'Indice de végétation par différence normalisée (NDVI ; voir plus de détails pages 118 et 130), issues des images NOAA-AVHRR.

Ce chapitre présente une analyse des variations du NDVI dans la région centrale du Chili, entre 1986 et 2001, avec un intérêt particulier pour les régions de montagne. Notre but est la recherche d'un lien, à l'échelle régionale, entre les fluctuations climatiques précédemment observées et analysées, notamment à propos de l'enneigement et l'activité de la végétation, selon les années.

7.1. DESCRIPTION GENERALE

La figure 87 montre des images de synthèses du NDVI maximal, pour la période 1986-2001 (images colorées avec 5 intervalles). Les couleurs brunes correspondent à des valeurs basses du NDVI et les vertes à des valeurs hautes, en passant par des valeurs intermédiaires représentées par la couleur jaune.

Pour l'ensemble des images, la période 1993-1994 montre les valeurs les plus basses, tandis que la période 1997-1998 montre les valeurs les plus élevées. Du point de vue spatial, et uniquement pour les hauts bassins versant des Andes de Santiago, 26 % de la surface pour la saison 1997-1998 présentent des valeurs de NDVI supérieures à 0,2 tandis que pendant la saison la plus sèche 1993-1994, à peine 2 % présentent des valeurs supérieures à 0,2. Ceci montre déjà que la haute variabilité interannuelle de la productivité de la végétation est liée aux variations spatiotemporelles des précipitations et, plus probablement, de

celles de l'enneigement, ainsi que nous tenterons de le confirmer dans un deuxième temps.

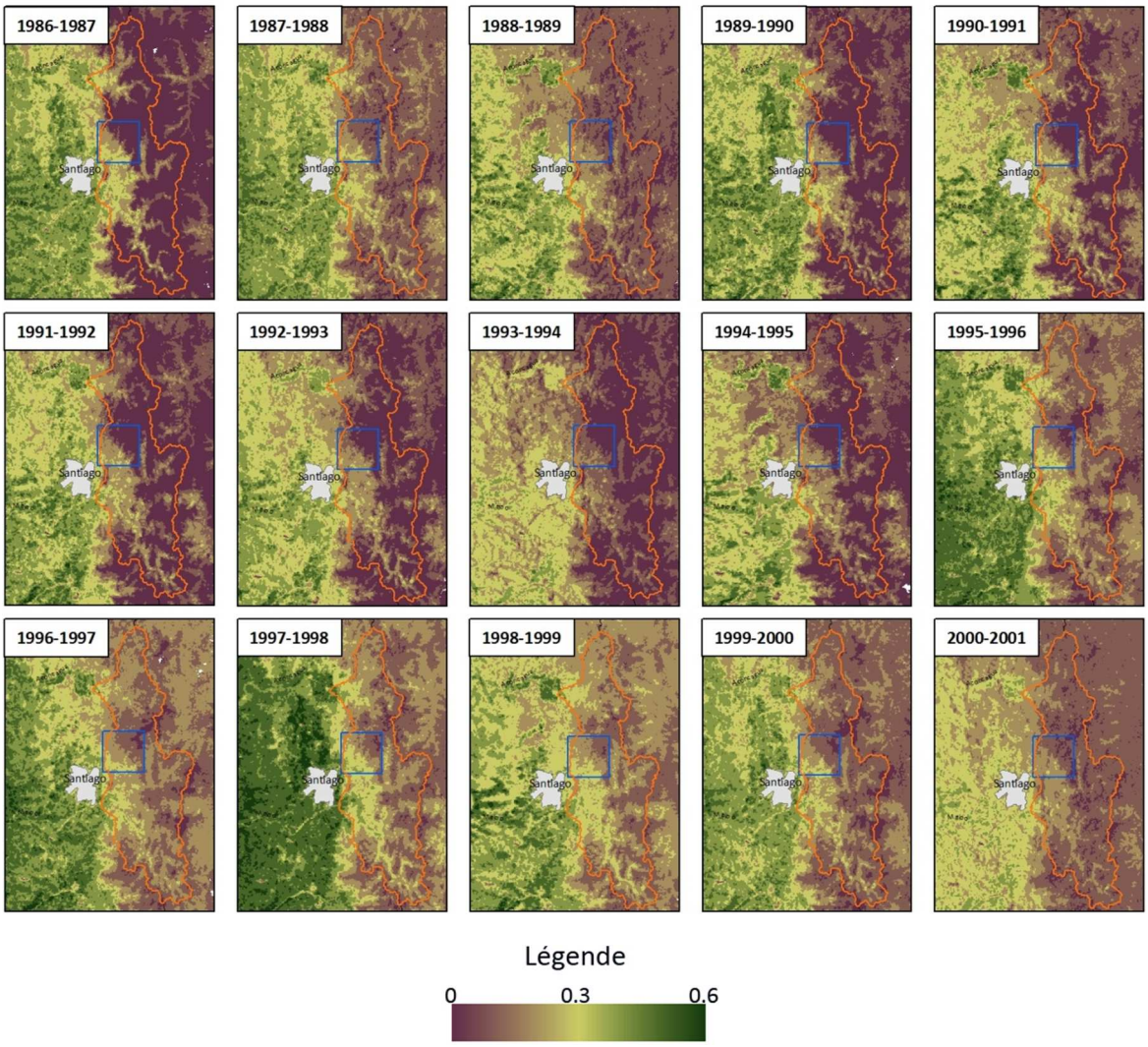


Figure 87 : Images composées du NDVI maximal par période, entre 1986 et 2001. Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca.

En même temps, une partie de ces variations est provoquée par l'ENSO. Rappelons que les événements chauds de l'ENSO font augmenter les précipitations au Chili central tandis que les événements froids entraînent des sécheresses. Ainsi, la période 1997-1998 avec des valeurs élevées du NDVI, coïncide avec un épisode *El Niño* très fort.

La figure 88 montre le calcul de la moyenne spatiale du NDVI pour l'ensemble de la période (1986-2001), avec les valeurs minimales,

moyennes et maximales de chaque période (allant de début septembre à début avril).

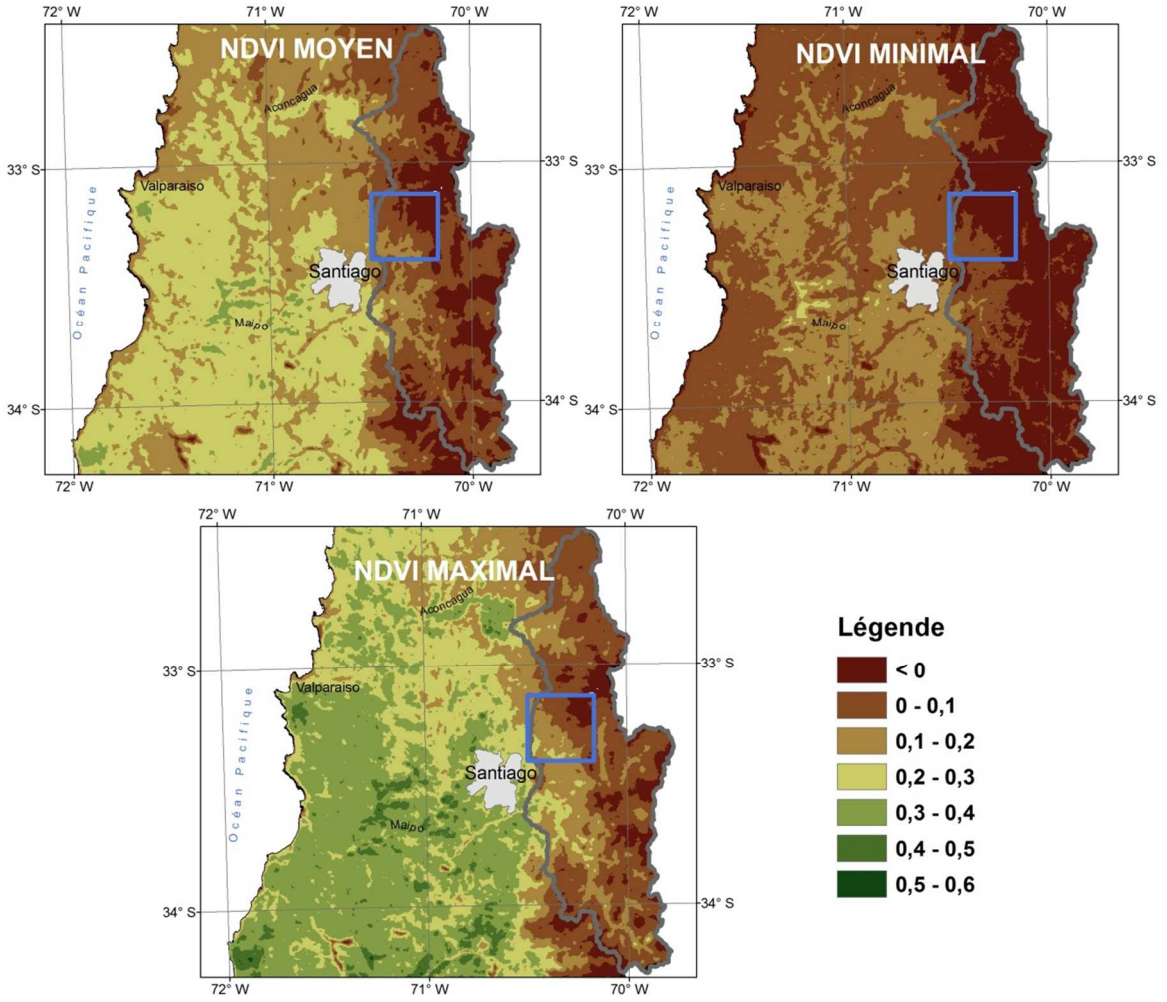


Figure 88 : Répartition spatiale moyenne du NDVI minimal, moyen et maximal de chaque période, entre 1986 et 2001. Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca.

7.2. ZONAGE A PARTIR DES VALEURS DU NDVI

Pour analyser le comportement général de notre série chronologique, nous avons utilisé un zonage construit avec une méthode de classification non supervisée où les pixels sont groupés dans un certain nombre de classes, classification basée sur une analyse typologique. La technique *Isodata* est très utilisée lorsque aucune information sur le terrain n'est disponible mais les résultats issus de cette technique dépendent des statistiques concernant les données d'origine, ainsi ils ne

sont pas comparables à ceux issus d'autres jeux des données (GEERKEN et *al.*, 2005). Dans notre cas, nous avons utilisé les moyennes spatiales de chaque période comme données provenant de l'algorithme *Isodata*.

Le classificateur a groupé les pixels des images du NDVI en 6 classes (figure 89) en fonction du comportement statistiques du NDVI moyen, c'est-à-dire du « comportement » moyen de la productivité végétale entre août et avril, pour l'ensemble de la période (1986-2001).

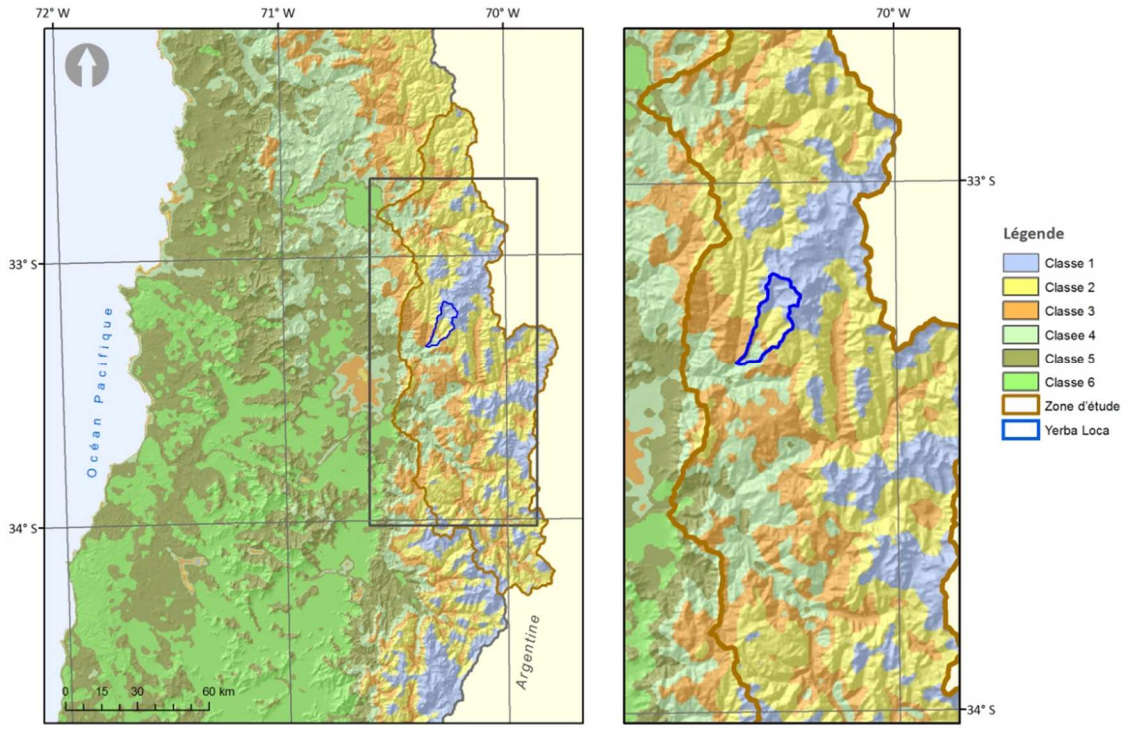


Figure 89 : Classes du NDVI à partir des images moyennes entre 1986 et 2001. Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca.

Le zonage obtenu passe une première étape de validation puisqu'on constate qu'en montagne, la distribution spatiale des classes, correspond bien aux étages de végétation décrits au chapitre 2, eux-mêmes établis selon des tranches spécifiques d'altitude.

Les classes 1 et 2 correspondent aux hautes terres de la montagne andine, avec des basses valeurs de NDVI, tandis que les classes 5 et 6 correspondent aux basses terres, avec une altitude moyenne de 1.100 m et un indice de végétation moyen de 0,2 (tableau 15).

CLASSE	1	2	3	4	5	6
NDVI minimal	-0,1	-0,1	-0,04	0,01	0,1	0,16
NDVI maximal	0,01	0,06	0,04	0,28	0,28	0,26
NDVI moyenne	-0,04	0,01	0,08	0,13	0,18	0,22
Altitude moyenne	3.698	2.908	2.191	1.569	1.244	971

Tableau 15 : Valeurs du NDVI et de l'altitude (m) par classe du NDVI (*Isodata*).

D'après les résultats de la classification, la classe 3 correspond à la végétation de l'étage andin, tandis que la classe 4 correspond à l'étage subandin où *Kageneckia angustifolia* est l'espèce dominante. Toutefois, on estime qu'une partie de la zone occupée par la classe 3 est située dans l'écotone supraforestier.

La forêt à *Kageneckia angustifolia* occupe la partie basse de la vallée de Yerba Loca avec un NDVI moyen de 0,13 pour l'ensemble de la période.

7.3. VARIABILITE SAISONNIERE

Le diagramme de la figure 90 résume l'évolution spatiotemporelle saisonnière du NDVI moyen entre août et avril. La variabilité saisonnière de la productivité végétale est représentée par la variabilité des valeurs du NDVI, entre la période de fonte et la fin de l'été. La saison de croissance de la végétation est représentée par les fluctuations positives des valeurs du NDVI.

A basses altitudes, la période de croissance intervient fin août pour s'arrêter vers fin avril et se raccourcit de plusieurs semaines à des altitudes plus élevées. Le NDVI maximum apparait entre octobre et novembre. On note aussi que la période de croissance diminue avec l'altitude, en même temps que diminuent les valeurs du NDVI.

Toutefois, étant donné que la résolution temporelle de notre série chronologique est mensuelle (une image par mois), nous ne pouvons pas réaliser des calculs plus détaillés. Malgré cette limitation, nous avons construit un diagramme en utilisant toutes les images de la période, indépendamment de l'année (figure 90). Pour saisir

les changements dans la phénologie des plantes, il serait nécessaire d'avoir des données de NDVI à un pas de temps plus fin.

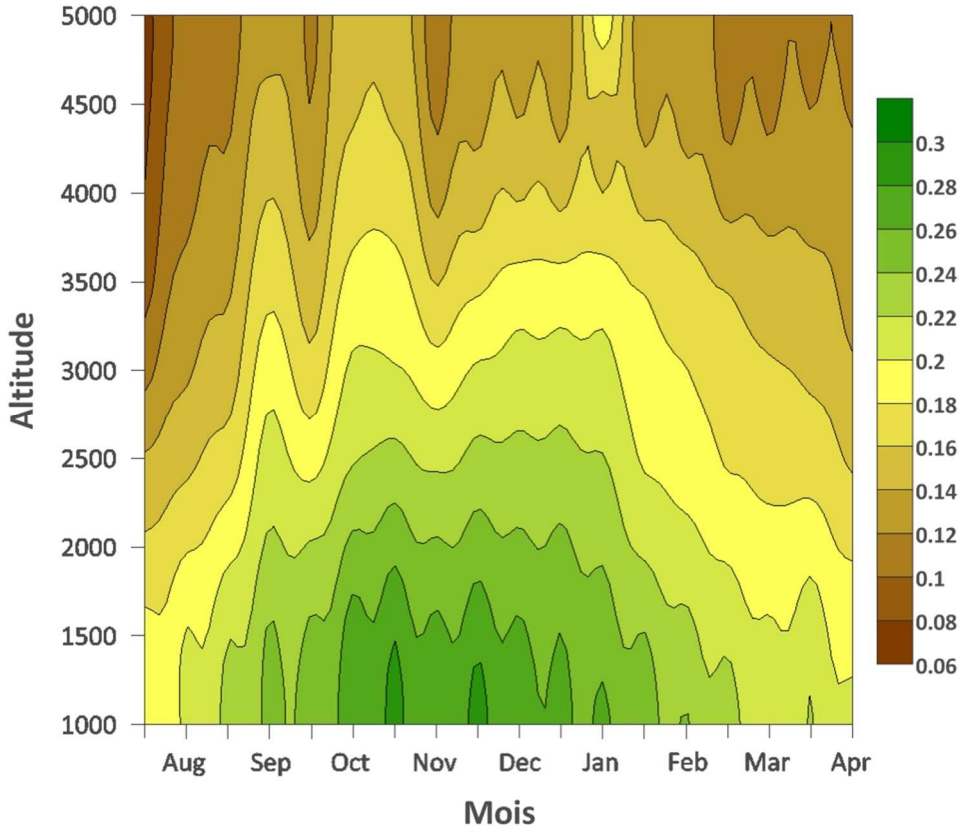


Figure 90 : Diagramme d'évolution du NDVI moyen entre août et avril en fonction de l'altitude, dans les Andes de Santiago (moyenne entre 1986 et 2001).

D'après le graphique antérieur, à 2.500 m d'altitude, la saison de croissance débute la première semaine de septembre et termine la deuxième semaine de janvier.

En même temps, le comportement peut se différencier en fonction des classes *Isodata*. La figure 91 montre l'évolution saisonnière moyenne, entre août et avril, du NDVI par classes issues de l'algorithme *Isodata*. On remarque sur le graphique que le NDVI des classes 1 et 2 ne change pas énormément entre aout et avril. En revanche, dans les classes 3, 4, 5 et 6, la productivité est beaucoup plus importante, pouvant atteindre des valeurs 4 fois plus élevées, notamment entre octobre et novembre.

D'abord, on note que la classe 1 a une courbe, plutôt stable mais avec une petite tendance à l'augmentation vers l'été. Cela

s'explique par le fait que cette classe qui se distribue au-delà de 4.000 m n'a presque pas de végétation et a une période végétative tardive par rapport à celle des étages inférieurs ; du coup, cette classe est caractérisée par un NDVI dont le signal est fortement influencé par le sol nu ; ce qui contribue à réduire les valeurs du NDVI.

D'après la courbe d'évolution saisonnière de la classe 3 (étage andin), les valeurs maximales sont atteintes début décembre, une fois la couche de neige fondue. Dans cet étage, se développe la steppe andine avec une couverture végétale faible (MUÑOZ et *al.*, 2000) qui trouve son activité maximale vers la fin du printemps. Ceci qui explique la forme de la courbe du NDVI.

L'évolution saisonnière générale du NDVI dans la classe 4 est similaire à celle de la classe précédente, mais les valeurs maximales s'atteignent pendant le mois de novembre, puis elles sont plus ou moins stables jusqu'au mois de janvier où commence la phase descendante. Ceci est assez logique puisque la couche de neige a fondu avant celles des étages supérieurs. A cette date (novembre) commence la floraison chez *kageneckia angustifolia*. Les valeurs les plus élevées de la courbe correspondent aux années dites « humides », étudiées dans le chapitre 5.

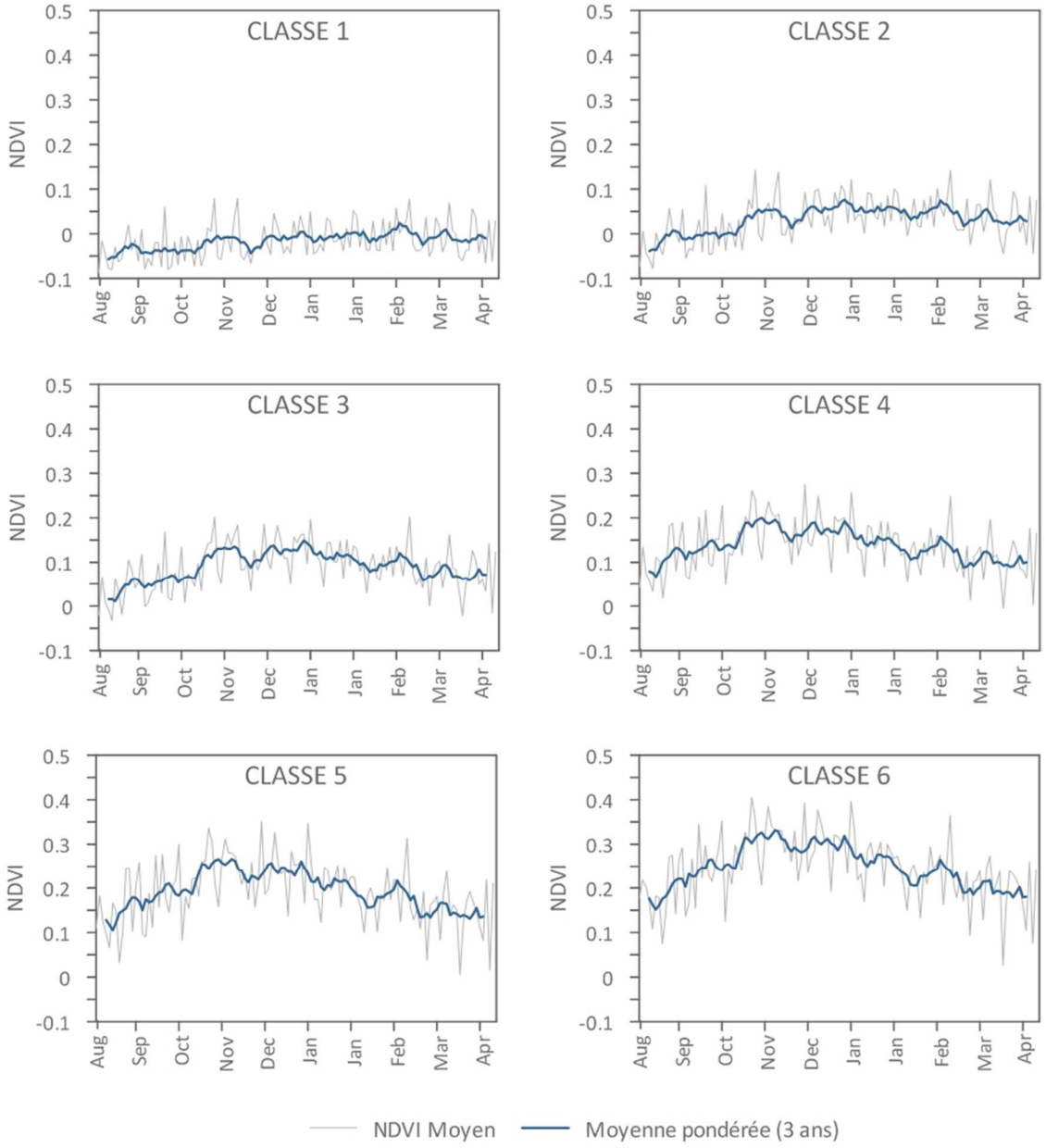


Figure 91 : Evolution saisonnière du NDVI (entre août et avril) en fonction des classes *Isodata*.

7.4. VARIABILITE INTERANNUELLE

La description des changements saisonniers du NDVI reflète la dynamique moyenne du NDVI pendant la période végétative. Toutefois, du point de vue interannuel, les valeurs du NDVI, c'est-à-dire celle de la productivité végétale, varient d'une année à l'autre. La figure 92 montre les écarts du NDVI moyen annuel par rapport à la moyenne de la période. On note qu'il y a

une haute variabilité interannuelle avec des saisons peu productives comme en 1993-1994 et des années plus favorables comme en 1997-1998.

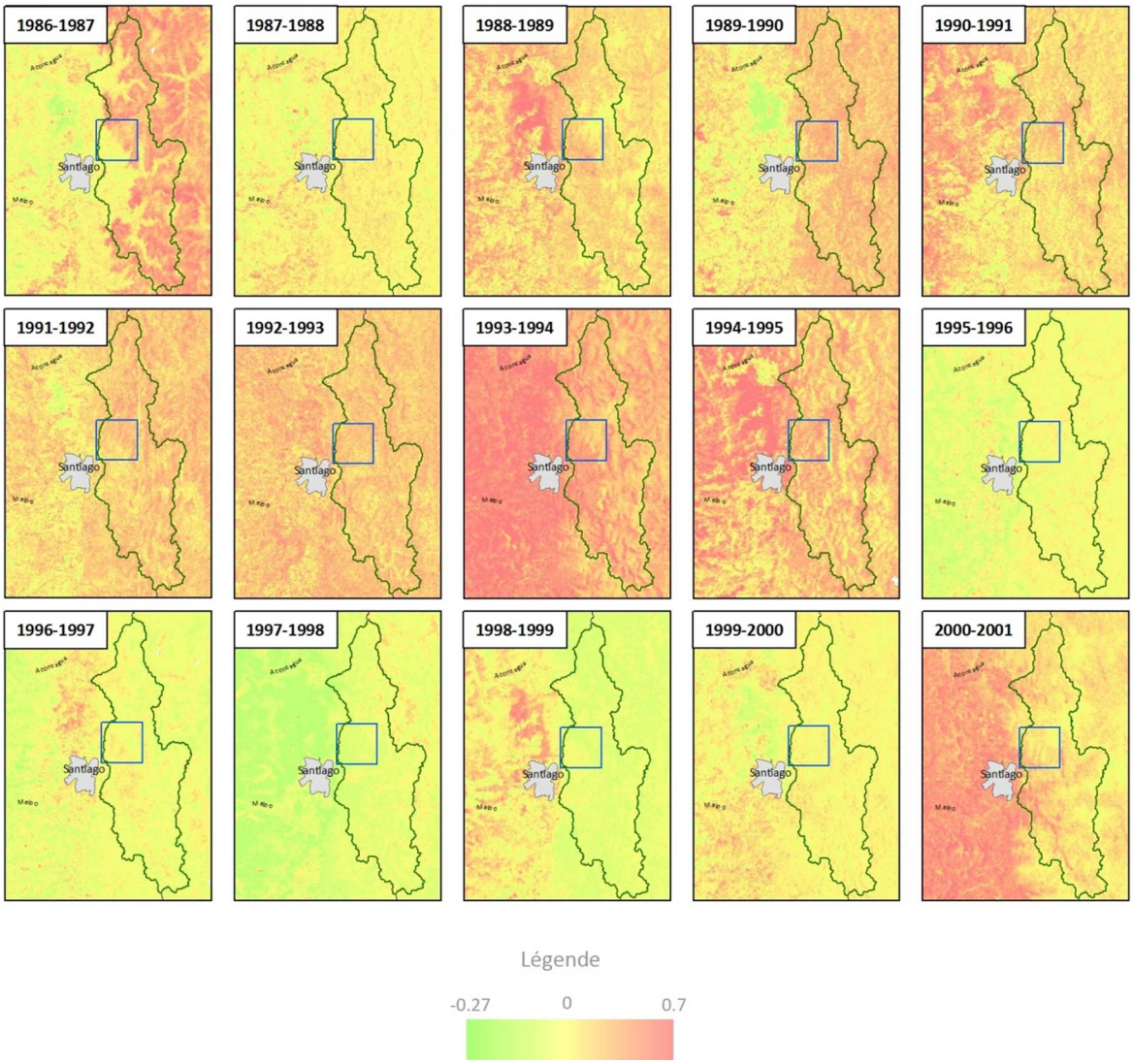


Figure 92 : Ecart du NDVI moyen annuel par rapport à la moyenne de la période (1986-2001). Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca.

Ainsi, comme le montre la figure 93, le NDVI varie fortement au cours de la période d'étude. Une première remarque d'ordre général porte sur le fait que toutes les courbes du NDVI, en fonction des classes, ont le même comportement, indépendamment de la période. Ceci montre que les plantes ont un comportement général qui suit la même tendance année après année.

La période 1997-1998 a été la plus importante du point de vue de la productivité moyenne. Comme nous l'avons déjà précisé, l'hiver 1997 a été excédentaire en précipitations au Chili central. En montagne, la station El Yeso a registré presque le double d'eau tombé par rapport à la moyenne. A l'opposé, la saison 1993-1994 a été celle qui montre l'indice de végétation le plus bas et, en même temps, un des hivers les plus secs avec un déficit proche de 100 mm d'eau, par rapport à la moyenne.

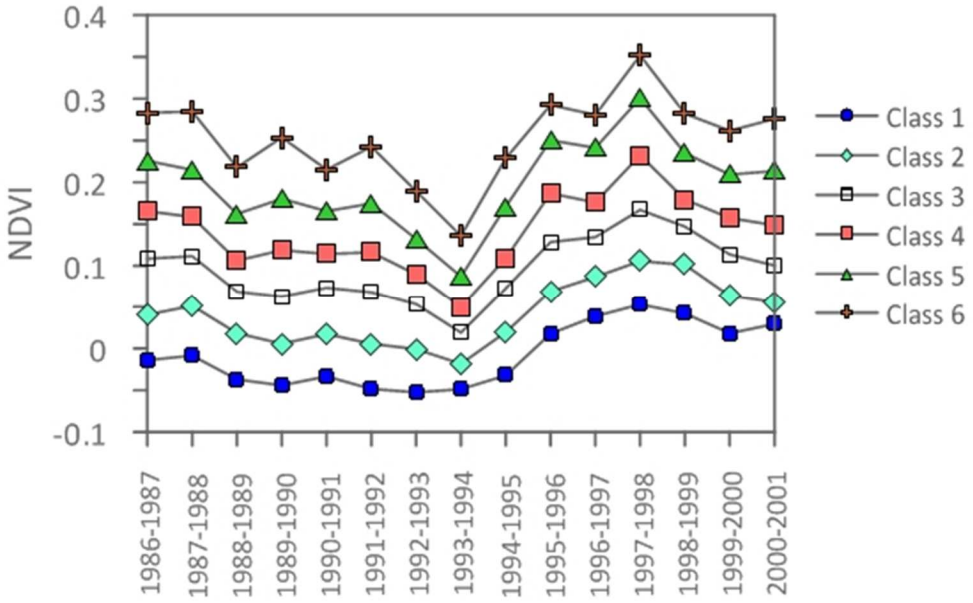


Figure 93 : NDVI moyen annuel par classe (*Isodata*) dans les Andes de Santiago

La différence de productivité entre les saisons 1993-1994 et 1997-1998, est également observée durant la période végétative (figure 94). Effectivement, la période 1993-1994 a été la plus sèche parmi toutes les années étudiées.

De manière générale, il est observé une haute variabilité du NDVI, qui peut atteindre jusqu'à un mois de différence pour le démarrage de la période végétative, entre les années humides et les années sèches.

L'équation de la droite de régression de la figure 94a est Y = 1,2557 x + 201,01 avec un coefficient de détermination R^2 égal à 0,23. Même si R^2 est peu significatif, dans la figure 94a nous observons une tendance à l'augmentation du nombre de jours de la

période végétative entre 1980 et 2006. Cette tendance est aussi observée à Los Bronces (figure 94b). Ceci est concordant avec d'autres études qui montrent une extension de la période végétative, à partir des observations satellitaires, avec une réjustement de la phénologie des plantes aux nouvelles données climatiques (MYNENI et *al*., 1997 ; MENZEL et FABIAN, 1999 ; WILSON et NILSSON, 2009).

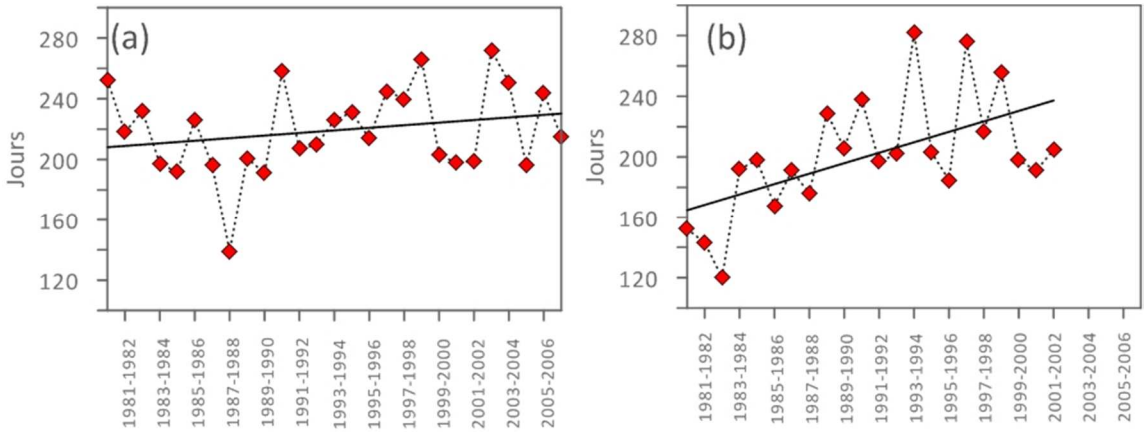


Figure 94 : (a) Nombre de jours de la période végétative par an à El Yeso. (b) Nombre de jours de la période libre de neige à Los Bronces.

Pour compléter l'étude statistique, nous avons extrait des valeurs du NDVI pour Yerba Loca, et les avons corrélées au total des précipitations de l'hiver (figure 95). On observe une corrélation positive entre le NDVI et les précipitations cumulées pendant l'hiver, entre 1986 et 2001. Le coefficient de corrélation r a été de 0,68 pour la classe 3 et de 0,59 pour la classe 4.

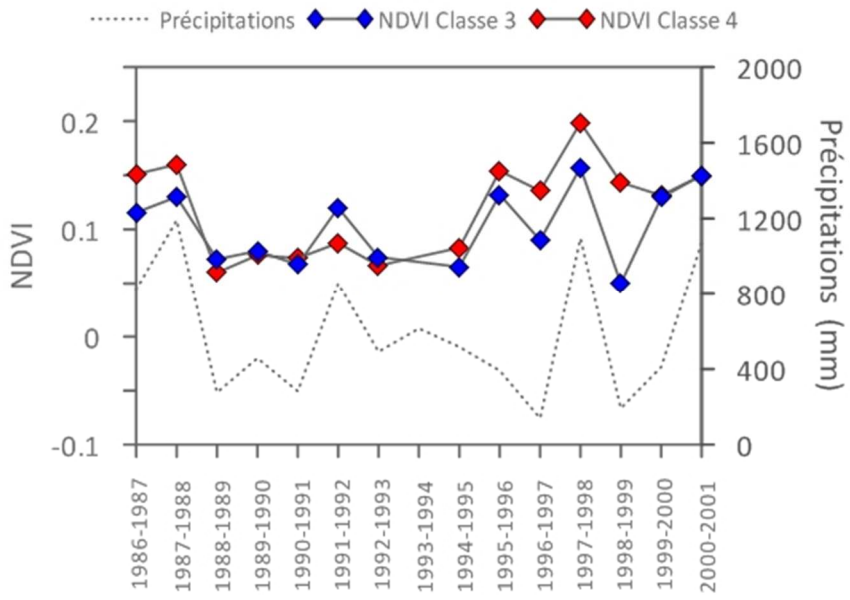


Figure 95 : Corrélation entre le NDVI par classe et les précipitations entre avril et septembre à Yerba Loca.

Finalement, pour analyser les séries chronologiques du NDVI, on a suivi la méthodologie proposée par DE BEURS (2005). Les tendances temporelles ont été calculées en utilisant le test de tendance saisonnière de Mann-Kendall, un test non-paramétrique efficace pour traiter la saisonnalité, la non-normalité, les valeurs manquantes et l'autocorrélation intra et interannuelle (HIRSCH et SLACK, 1984 ; VAN BELLE et HUGHES, 1984). Le test calcule la tendance monotone, au sein de chaque saison, sur la base du test statistique de Kendall, en additionnant le nombre de fois qui, en une année, montre une valeur supérieure ou inférieure du NDVI par rapport à l'année précédente. Après, il effectue un test d'hétérogénéité pour voir si cette pente est constante pour toutes les saisons. Le niveau de confiance (α) est de 0,05 et des pentes importantes ont été considérées à partir des valeurs $p < 0,05$ (ALCARAZ-SEGURA et *al*., 2008).

La figure 96 montre l'application du test de tendance aux observations du NDVI (série temporelle entre 1986 et 2001). Nous pouvons signaler que la plupart de notre zone d'étude a un taux de change positif, influencé par les variations de la vigueur du NDVI, année après année, et aussi par les variations saisonnières

de la couche de neige. Toutefois, la tendance est assez faible, proche de zéro.

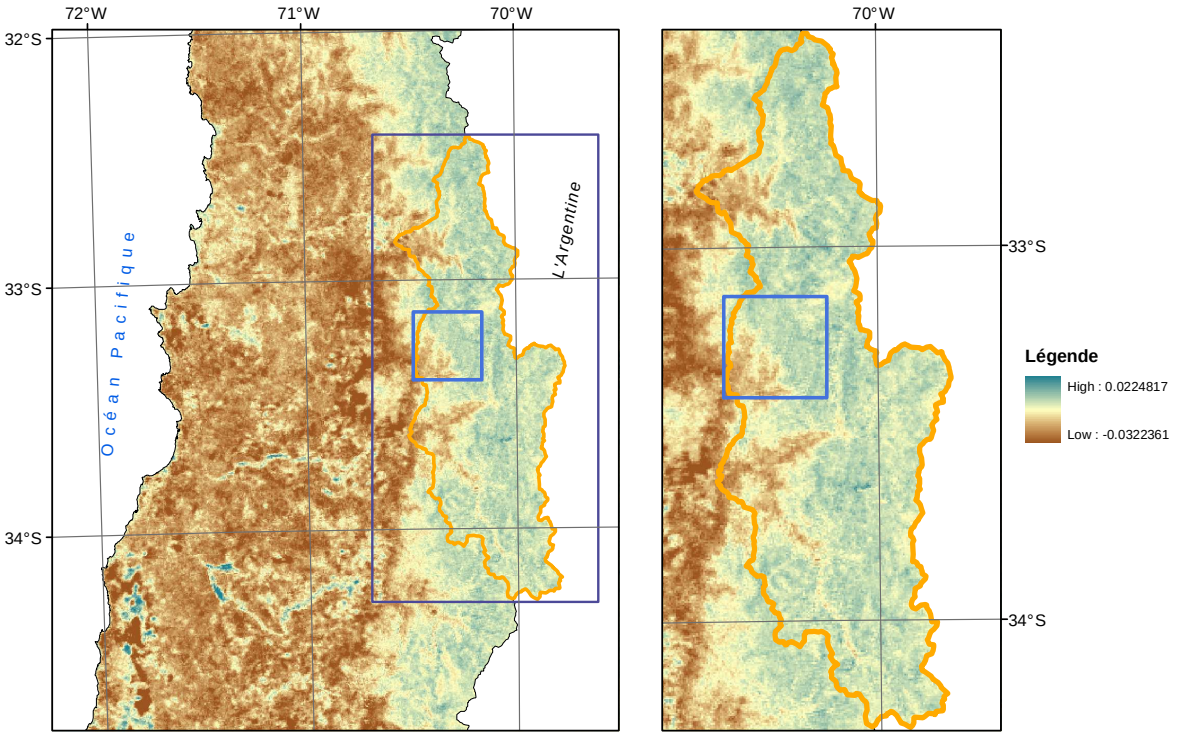


Figure 96 : Taux de changement (*slope*) à partir des observations du NDVI, en utilisant le test de tendance de Mann-Kendall. Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca.

CHAPITRE 8. LA VALLEE DE YERBA LOCA : ETUDE DES VERSANTS ET DU SITE EXPERIMENTAL

Dans un premier temps, nous allons effectuer une étude diachronique d'un des versants étudiés dans la vallée de Yerba Loca. L'objectif est de cerner la dynamique spatiotemporelle de la forêt à *Kageneckia angustifolia* et d'identifier la modification de sa structure spatiale, depuis les années 80.

Dans un deuxième temps, l'étude stationnelle, basée sur une instrumentation en place et un dispositif expérimental présentés en Méthodologie, nous permettra de viser un deuxième objectif, celui d'évaluer l'importance de la couche de neige vis-à-vis de la germination de jeunes individus de *Kageneckia angustifolia*. Par l'intermédiaire d'une expérimentation *in situ*, nous cherchons à comprendre si la couche de neige hivernale est un facteur limitant ou favorable pour la germination de *Kageneckia angustifolia*. Une hypothèse principale est avancée : la tendance à la diminution de l'enneigement depuis deux décennies, dans la tranche d'altitude 1500-2500 m et malgré certaines années toujours très humides (cas spécifique sur lequel nous reviendrons), pourrait expliquer le dynamisme de cet arbre. Dans ce sens, on sait déjà qu'il existe des différences dans le taux de germination des graines de *Kageneckia angustifolia* entre les espaces exposées à la neige et les espaces libres de neige, d'après PEÑALOZA et *al*. (2001).

8.1. DYNAMIQUE SPATIOTEMPORELLE DE LA FORET A *KAGENECKIA ANGUSTIFOLIA*

La forêt à *Kageneckia angustifolia* dans la vallée de Yerba Loca se développe entre les 1.600 et 2.300 mètres d'altitude. Elle forme une forêt ouverte et souvent en îlots. Les photographie 16 et 16 montrent un versant en cours de densification et un îlot, situé à 2.100 m d'altitude sur un versant d'exposition sud-ouest avec une pente moyenne de 30 dégrées, composé d'arbres adultes, dont les plus hauts ont 4 à 5 m.

Photographie 15 : Exemple d'un espace de colonisation par de jeunes individus en position d'écotone (prise de vue en mars 2008).

Photographie 16 : Îlot de *Kageneckia angustifolia* au niveau de la *treeline* (prise de vue en mars 2008).

Dans ce contexte, nous avons étudié la répartition et l'évolution d'un peuplement forestier en analysant un set de photographies aériennes, de manière à avoir une vision diachronique depuis les années 80.

L'endroit analysé (figure 97) a été choisi car :

- il comprend les deux sites de l'étude stationnelle ;
- il comprend des versants avec différentes pentes ;
- il couvre une tranche d'altitude entre 1.700 et 2.300 m, c'est-à-dire dans l'écotone supraforestier.

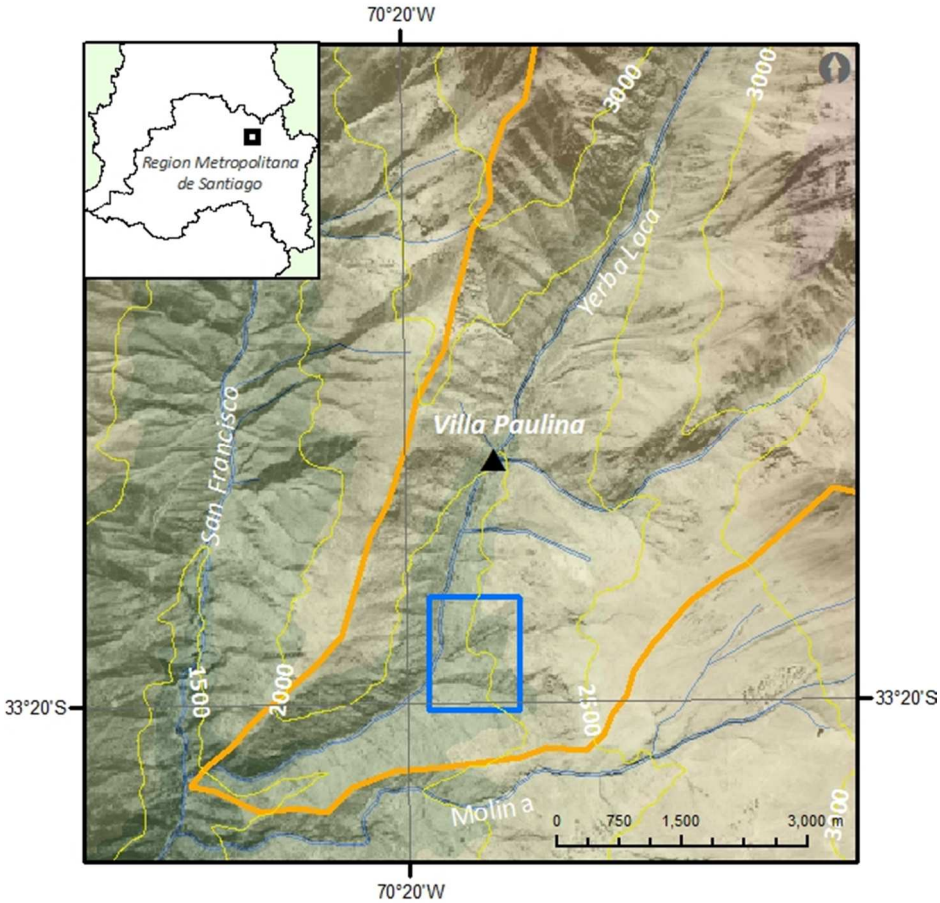


Figure 97 : Section inférieure de la vallée de Yerba Loca. Le carré bleu correspond à la localisation du versant étudié dans l'analyse diachronique.

Le versant choisi pour analyser la dynamique spatiotemporelle de la forêt à *Kageneckia angustifolia* a une surface totale de 146 ha (figure 98). L'écotone supraforestiere y est bien exprimé par la diminution graduelle de la végétation arborée avec l'altitude.

Cet espace est aussi caractérisé par des talus d'éboulis peu végétalisés et des ravins à écoulement sporadique.

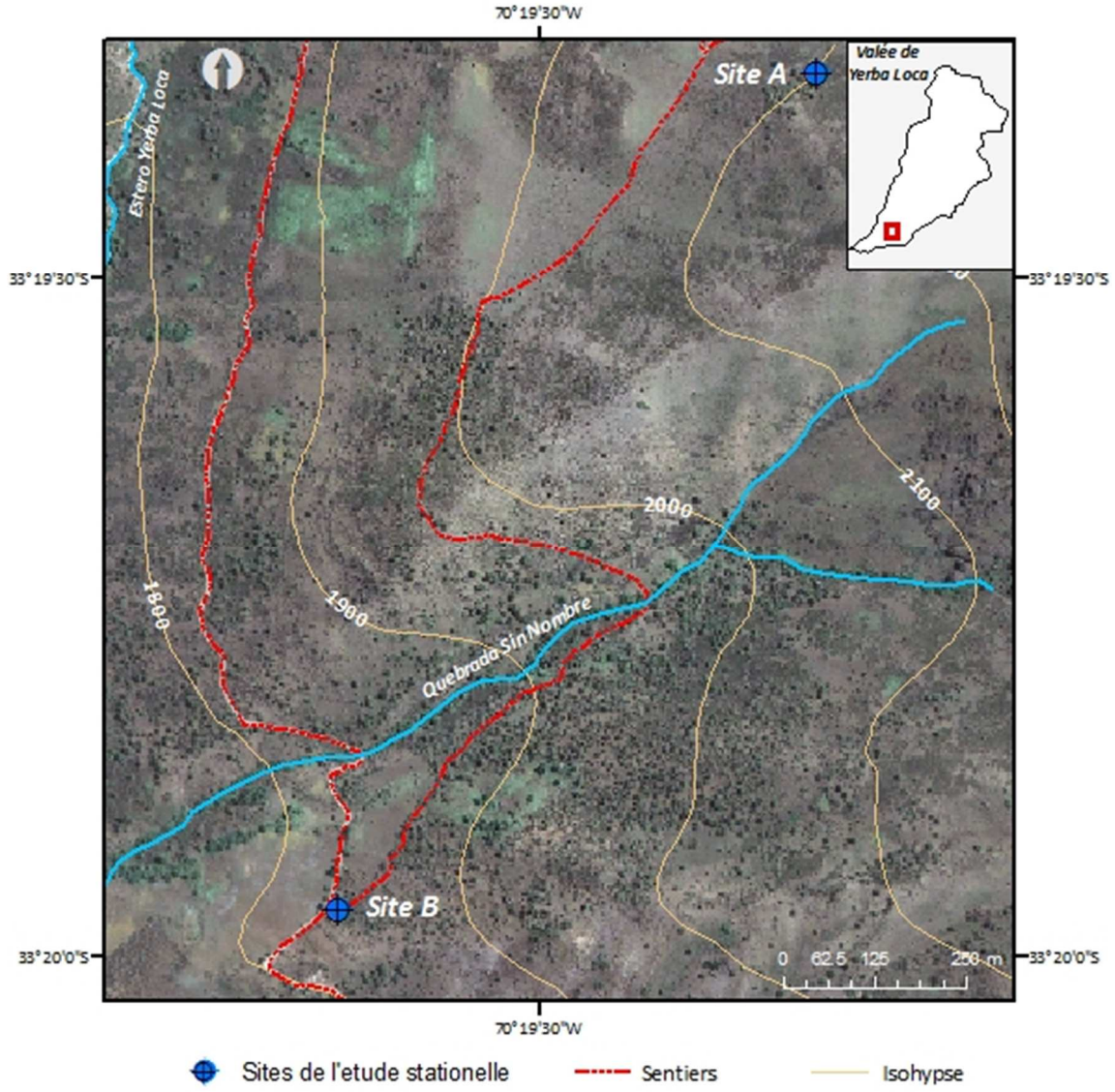


Figure 98 : Versants étudiés dans l'analyse diachronique à partir des photographies aériennes.

Du point de vue de l'occupation des terres, il faut dire que ces espaces ont été occupés en deux périodes de l'Histoire. Un premier qui date depuis l'époque archaïque (6.000 avant JC) jusqu'à la conquête du Chili où ces vallées ont été sous le domaine des peuples indigènes tels que les Chiquillanes, Picunches et Incas. CORNEJO et SIMONETTI (1992) signalent l'existence d'une grande quantité d'ateliers lithiques dans les Andes de Santiago. Aussi, des récentes découvertes indiquent que la vallée de Yerba Loca

concentre d'importants éléments archéologiques dans une période qui couvre environ 8.000 ans (CÁDIZ, 2009). Un deuxième moment se situe depuis la conquête du Chili jusqu'à la moitié du XXe siècle, où ces vallées ont suivi une pression anthropique due à la déforestation pour la production de charbon de bois, le bois domestique et l'établissement des alpages pour le pastoralisme.

Il y a une cinquantaine d'années, le propriétaire du *Fundo*[12] Yerba Loca, a donné ses terres à la commune de Las Condes, afin de conserver ses ressources naturelles telles que la flore et la faune. Aujourd'hui, l'occupation humaine se limite à la présence des *arrieros* (muletiers) et des touristes qui font de l'andinisme, leur activité principale.

Depuis une quarantaine d'années, l'exploitation de la forêt et les pâturages ont été quasiment abandonnés. D'après le plan de gestion forestière de la CONAF, il y a environ 400 têtes de bétail qui transitent une fois par an vers les *veranadas* (estivage) en haut de la vallée.

L'analyse diachronique de l'évolution de la forêt à *Kageneckia angustifolia* repose sur la comparaison des photographies aériennes de trois missions (1981, 1995 et 2009) et une image satellitaire de haute résolution. Cette analyse nous a permis d'apprécier les changements intervenus dans cette espace au cours des 30 dernières années.

Pour réaliser cette analyse nous avons cartographié les zones occupées par la forêt en fonction de leur degré d'ouverture : forêt très ouverte, forêt ouverte et forêt fermée (figure 99, figure 100 et figure 101).

Le degré d'ouverture de la forêt a été réalisé grâce à l'estimation de la densité des arbres. L'analyse a été effectuée avec un outil du logiciel ArcGIS. Cet outil calcule la magnitude par unité de surface à partir des éléments ponctuels (des arbres

[12] Propriété foncière de grande surface.

observés via photo-interprétation) qui entrent dans une zone autour de chaque pixel. Ensuite nous avons segmenté les résultats en trois classes selon leur densité, que nous avons interprétées postérieurement comme le degré d'ouverture du peuplement.

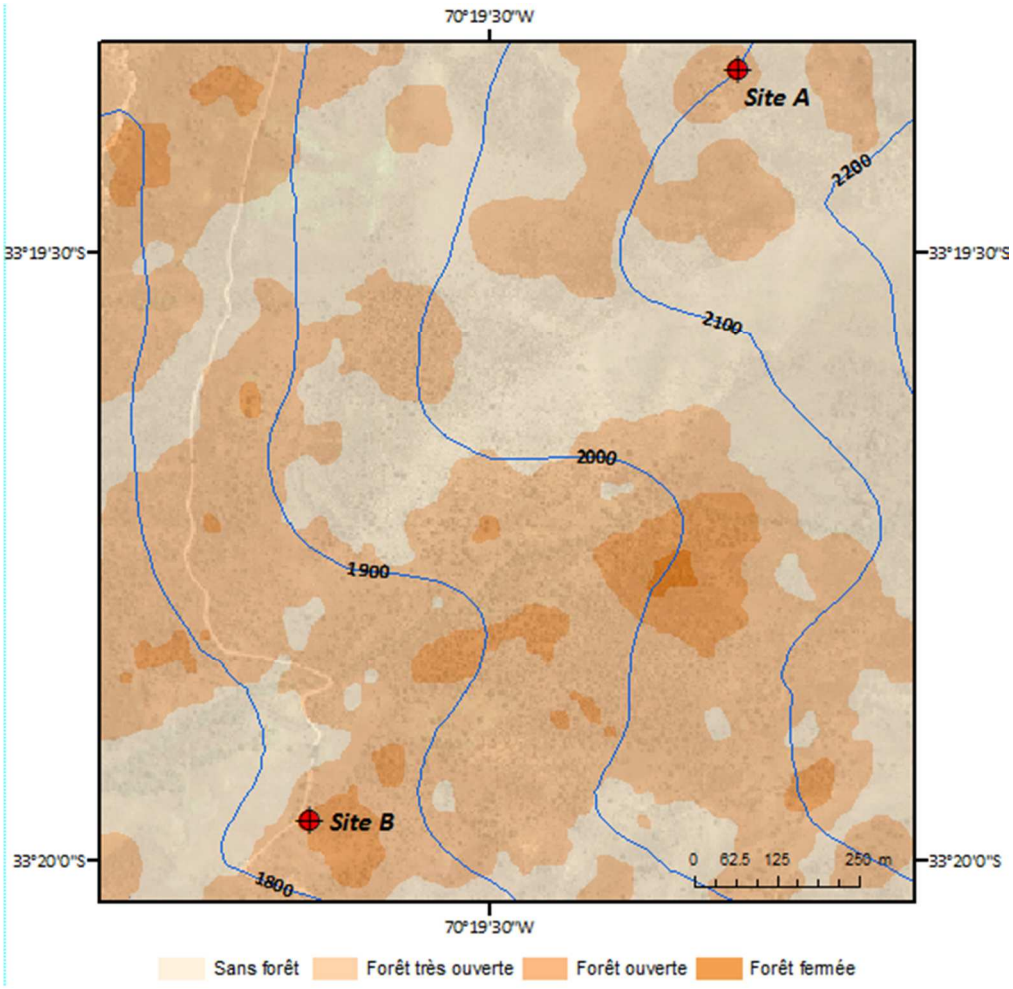


Figure 99 : Distribution spatiale de la forêt à *Kageneckia angustifolia* à Yerba Loca en 1981.

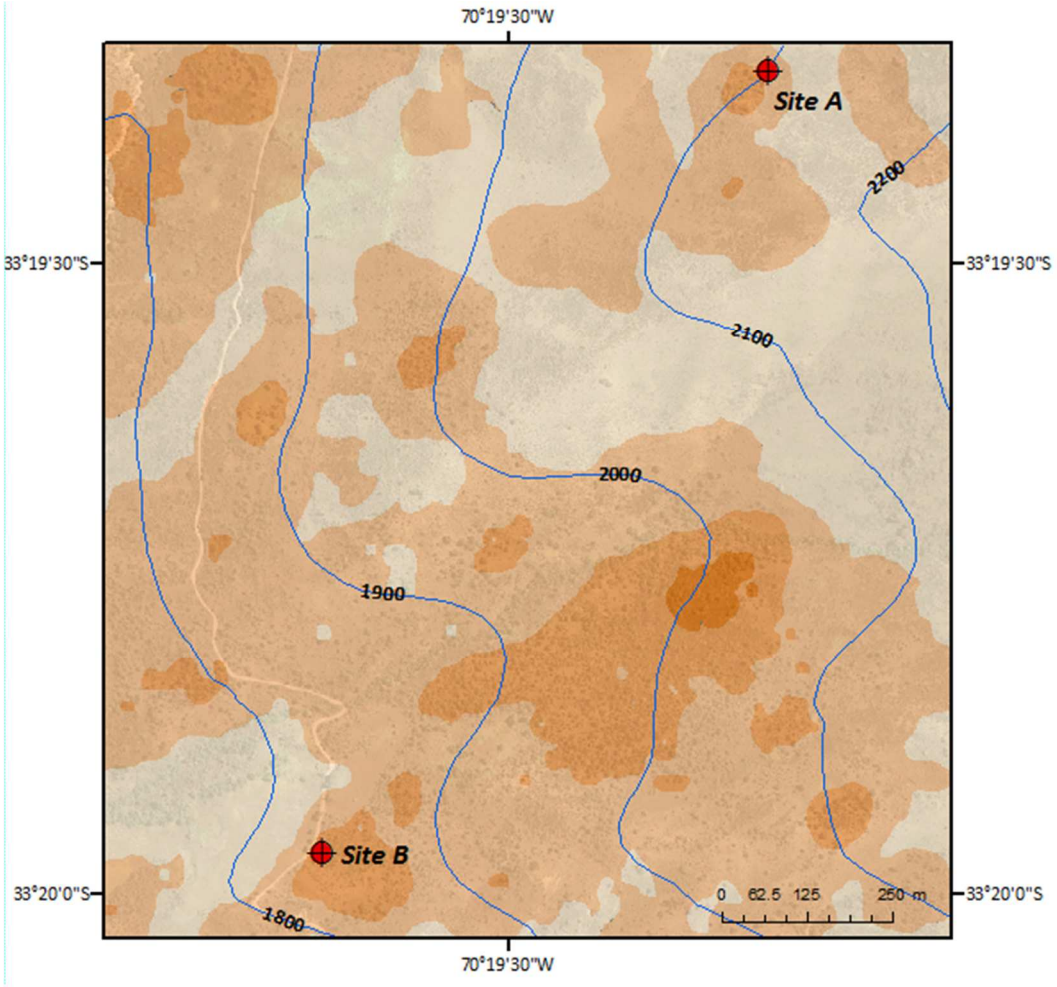


Figure 100 : Distribution spatiale de la forêt à *Kageneckia angustifolia* à Yerba Loca dans les années 1995-1997.

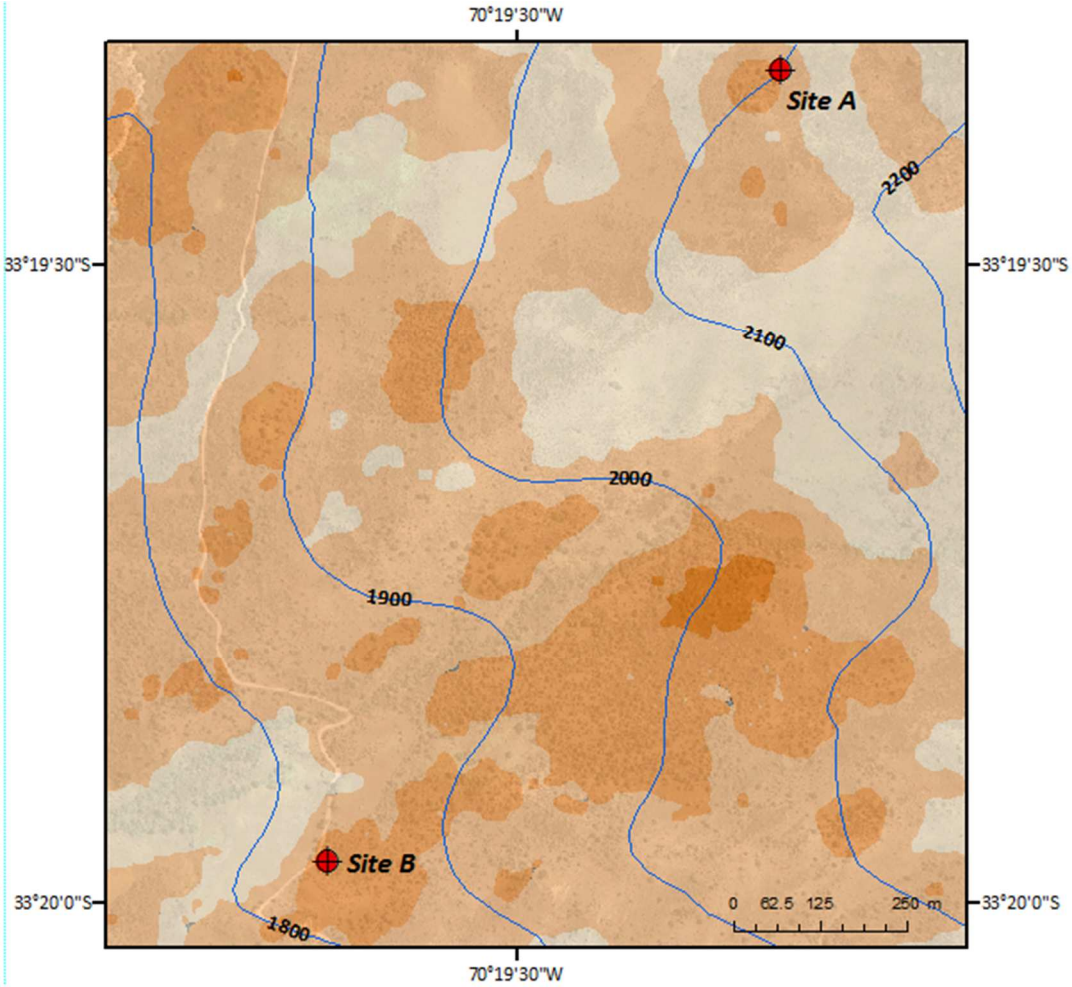


Figure 101 : Distribution spatiale de la forêt à *Kageneckia angustifolia* à Yerba Loca en 2009.

En général, les transformations appréciées indiquent une augmentation de la superficie des espaces forestiers et, en conséquence, une réduction des zones arbustives et herbacées.

Le résultat de cette classification montre une augmentation de la couverture forestière (tableau 16) et, sur la même période, une augmentation de la densité forestière dans le temps. Les surfaces totales augmentent de 16 % entre 1981 et 1995 et de 29 % entre 1981 et l'année 2009.

	1981	1995-1997	2009
Forêt très ouverte	73,9	76,8	78,7
Forêt ouverte	7,9	17,3	25,9
Forêt fermée	0,3	0,8	1,1

Tableau 16 : Surfaces (ha) par classes de couverture forestière par an.

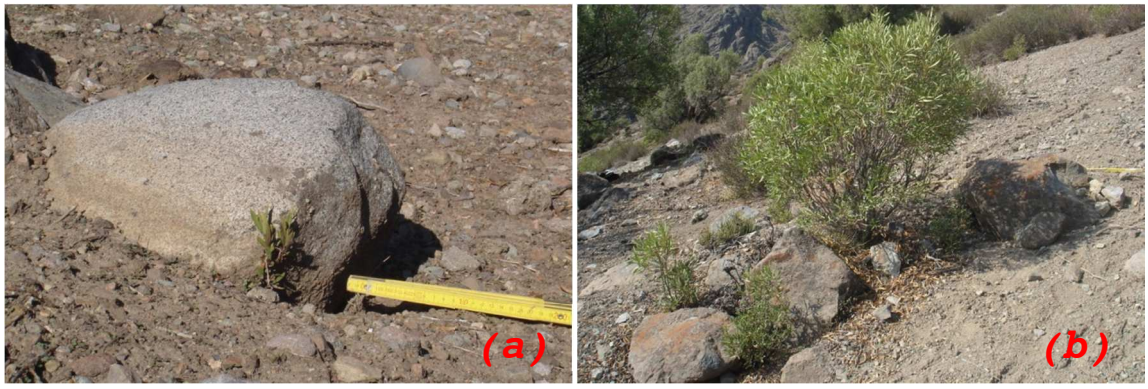
Cette augmentation indique qu'il s'agit d'une forêt dans une phase de régénération ou de rajeunissement, produite pour une modification de l'intensité d'un ou de plusieurs facteurs écologiques comme ceux dont l'étude a été privilégiée dans cette thèse : augmentation de la température au printemps, allongement de la période végétative ou variabilité de l'enneigement. La régénération et la densification des arbres dans l'écotone supérieur de la forêt, serait ainsi une conséquence du changement climatique récent.

Ce fait semble conforté par les observations directes effectuées sur le terrain où les espaces ouverts proches des bosquets sont en train d'être colonisés par des jeunes individus (photographie 15). A en juger par leur taille, il semble que l'espace ouvert a été colonisé seulement par deux ou trois générations « annuelles » d'individus. Cela peut indiquer qu'il est nécessaire d'avoir quelques années consécutives (deux à quatre) avec des conditions favorables pour voir ces individus démarrer de manière suffisante afin d'assurer leur développement jusqu'à l'âge adulte.

D'après PEÑALOZA et *al*. (2001), la germination des graines dans les espaces ouverts est moins efficace que sous la canopée où les graines seraient à l'abri. Plus précisément, les observations de terrains montrent que les jeunes plants, puis les jeunes arbres affectionnent les canopées semi-ouvertes caractéristiques des îlots, qui s'agrandissent par auréoles. Les arbres profitent ainsi d'un microclimat de proximité favorable, les rendant moins vulnérables à la fois aux effets de la neige et à la dessiccation durant la sécheresse estivale. Cela s'accorde avec le fait que les arbres regroupés, bien que leur établissement initial puisse exiger des conditions humides, modifient progressivement à leur

avantage les conditions climatiques et édaphiques locales et qu'au final, les forêts peuvent être « élastiques » persistant pendant une longue période une fois établies (HOLMGREN et *al*., 2001).

Il existe toutefois, un autre élément qui favorise la germination des graines dans les espaces un peu plus ouverts, ce sont les blocs rocheux de dimension métrique ou même décimétrique. Isolés ou groupés, enchâssés dans une matrice fine ces blocs correspondent soit à de vieux dépôts morainiques dont la matrice fine a été nettoyée (blocs légèrement arrondis), soit encore à des éléments éboulés issus des corniches sommitales ou encore directement issus d'affleurements rocheux à mi-versant fragmentés sur place. Visiblement, ces blocs produisent un effet protecteur pour la germination des graines (photographie 17) : obstacle pour bloquer les graines au contact de la matrice sablo-limoneuse, guidage des eaux de pluie et de fonte, effet d'accumulateur thermique en fin d'hiver favorisant la fonte nivale précoce en couronne autour du bloc, effet d'abri face au vent.



Photographie 17 : Exemple de croissance des jeunes plantes de *kageneckia angustifolia* sous la protection de roches. (a) Jeune individu isolé, (b) Groupe de jeunes arbres de différents âges.

8.2. L'ETUDE STATIONNELLE EXPERIMENTALE (SITE INSTRUMENTE ET EXPERIMENTAL)

8.2.1. Caractérisation microclimatique

La température moyenne annuelle à Yerba Loca (2.100 m), pendant les années 2006 et 2007, est de 11,8 °C (11 °C si on considère la moyenne des températures horaires). La moyenne annuelle des températures minimales a été de 6,3 °C et la moyenne des maximales a été de 17,3 °C. Pendant la saison estivale, la température moyenne s'est élevée autour de 16 °C, tandis que durant la saison hivernale elle est descendue à 6 °C.

Les plus fortes chaleurs se placent en milieu de la saison sèche, soit durant le mois de janvier. Les températures les plus froides ont été enregistrées pendant la saison humide, soit entre juillet et août. Ainsi, la courbe des moyennes mensuelles (figure 102 à gauche) montre un maximum en janvier (17,6 °C) et un minimum en août (4,6 °C). L'amplitude thermique mensuelle a été proche de 12 °C durant l'été et égale à 8,7 °C pendant l'hiver. Les températures maximales et minimales enregistrent aussi une amplitude mensuelle importante (tableau 17).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Moyenne	18,5	16,5	15,9	14,1	11,4	5,6	5,1	4,6	8,6	11,1	13,8	15,9
Minimal	12,4	10,7	9,8	8,5	6,6	1,6	1	0,3	3,1	5,1	7,5	9,4
Maximal	24,6	22,4	22,1	19,7	16,2	9,7	9,3	9,5	14,1	17,2	20,2	22,5

Tableau 17 : Températures mensuelles à Yerba Loca (2006-2007).

Par ailleurs, l'humidité relative enregistrée à Yerba Loca est assez faible oscillant tout au long de l'année entre les moyennes mensuelles de 32 % en mai à 55 % en février (figure 102).

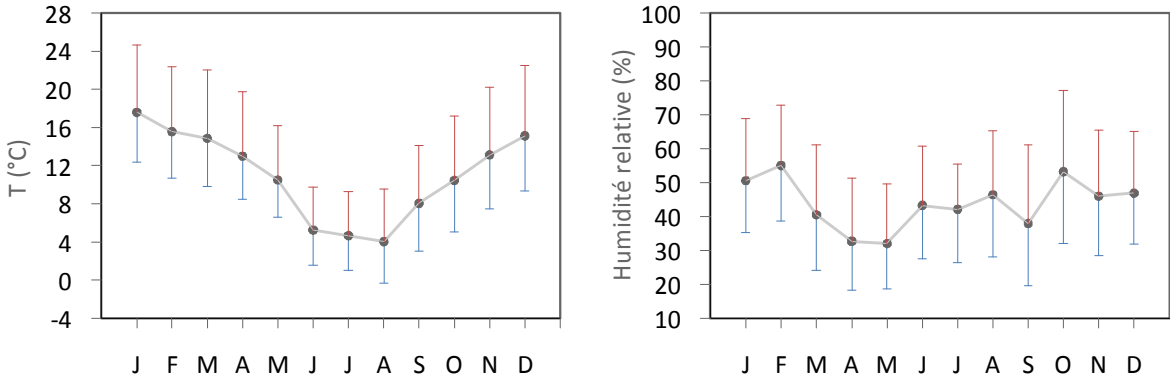


Figure 102 : Courbes moyennes des températures (à gauche) et de l'humidité relative (à droite) à Yerba Loca (2006-2007). Valeurs minimales en bleu et maximales en rouge.

D'autre part, les températures enregistrées montrent une variabilité très importante d'une année à l'autre. Globalement, l'année 2007 a été plus froide que l'année 2006 (figure 103).

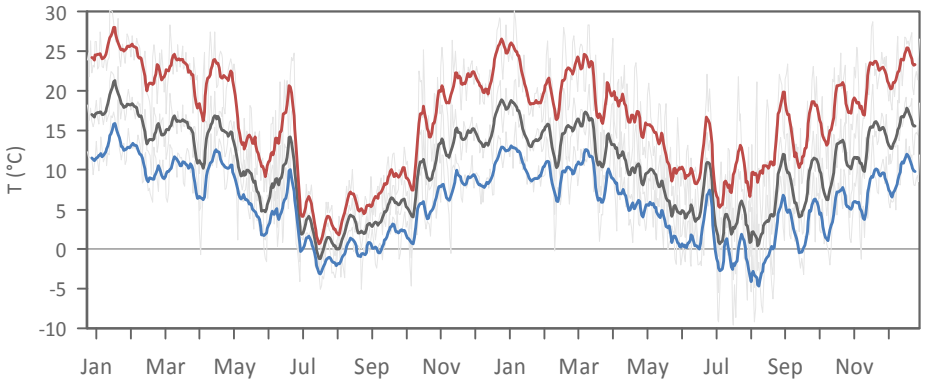


Figure 103 : Températures moyennes (gris foncé), minimales (bleu) et maximales (rouge) décadaires à Yerba Loca, entre janvier 2006 et décembre 2007 (les courbes en gris clair correspondent aux valeurs journalières).

L'année 2006 se caractérise par un hiver relativement chaud avec toutefois, une trentaine de jours de gel comptabilisés. Pendant les mois de juin et juillet, les températures ont été anormalement élevées, particulièrement durant l'arrivée de la chaleur dans la troisième décade de juin. Le maximum absolu est atteint avec 22 °C le 26 juin.

La transition vers le printemps est progressive, on note quasi aucune température négative et des valeurs, en dessous de 10 °C, sont enregistrées jusqu'à la deuxième décade d'octobre. L'été 2006-2007 a été chaud, le maximum absolu est atteint avec 30,1 °C

dans l'après-midi du 12 janvier 2007. La moyenne des maxima a été de 22,6 °C pendant janvier et de 19,7 °C en février. Entre le 15 et 17 février, l'arrivée d'un front froid a fait descendre les températures journalières. Cette baisse rapide des températures passant d'un niveau estival à un froid hivernal est très visible en prenant les températures minimales journalières. En effet, les températures minimales ont chuté en moyenne de 10 degrés en 24 heures.

Pendant l'automne 2007, la baisse des températures journalières est graduelle. La période de gel a été plus précoce et plus longue que l'année précédente. L'hiver 2007 compte 46 jours de gel.

En résumé, on peut différencier au moins deux saisons thermiques:

- une saison chaude entre novembre et mars, avec des maximas élevés et des minimas autour de 10 °C ;
- une saison froide entre juillet et août, avec des températures moyennes proche de 5 °C.

Au sol, à 10 cm de profondeur et pour chaque site, on a enregistré la température à l'intérieur des enclos (En), à l'extérieur des enclos (Ex), sous la bruyère à *Gundilla trinervis* (Br) et sous la canopée des individus adultes de *Kageneckia angustifolia* (Ka).

Dans le site A, la température moyenne annuelle (entre février 2006 et janvier 2007), dans le sol, a été de 14,2 °C, à l'intérieur des enclos, de 14,6 °C à l'extérieur et de 11,7 °C sous la canopée. Tandis que dans le site B, les moyennes mensuelles et annuelles ont été supérieures à celles enregistrées pour le site A, sauf dans le cas des températures sous la canopée, qui ont montré des valeurs très similaires.

A l'intérieur des enclos, on constate une forte amplitude thermique annuelle (16,2 °C pour le site A et 21,1 °C pour le site B ; figure 104). Les deux mois de l'année possédant la température moyenne mensuelle la plus élevée sont décembre et janvier (19,7 et 21,7 °C respectivement), tandis que les plus froides sont juin et juillet (5,5 et 5,9 °C respectivement).

Globalement, les valeurs mesurées à l'intérieur des enclos sont inférieures aux valeurs registrées à l'extérieur, de 1 °C sur le site A et de 0,5 °C sur le site B. On peut dire que la différence est peu significative entre les deux cas. En revanche, les valeurs enregistrées sous la canopée ont un écart entre 2 et 3 °C. Cet écart est positif pendant la saison froide et négatif pendant la période chaude (figure 104).

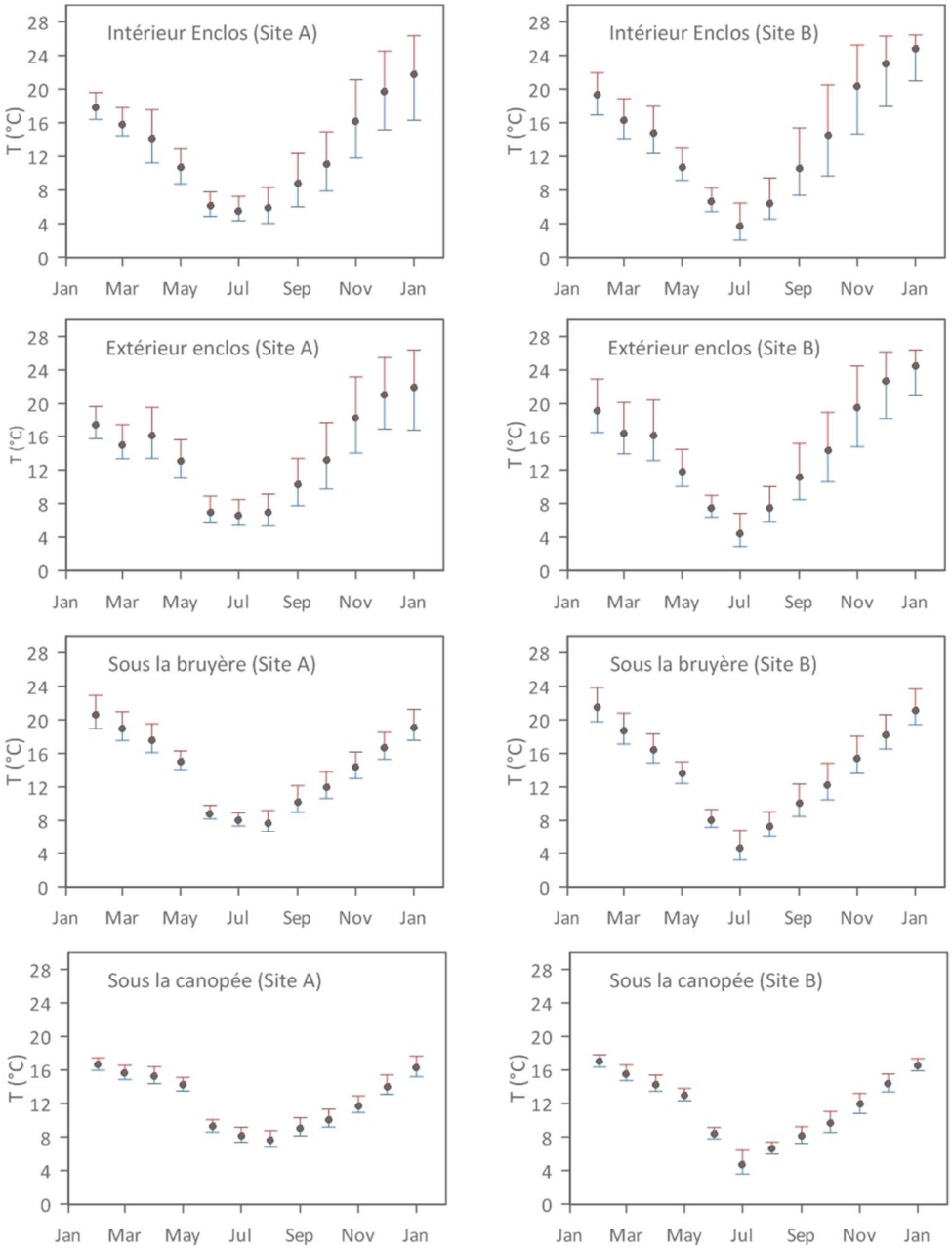


Figure 104 : Variations des températures moyennes mensuelles à 10 cm dans le sol, entre février 2006 et janvier 2007 (la barre en rouge correspond à la moyenne des températures maximales, et la barre en bleu correspond à la moyenne des températures minimales).

On constate également que l'amplitude thermique journalière (et mensuelle) est plus marquée dans les endroits dépourvus de végétation tant à l'intérieur qu'à l'extérieur des enclos

En été, en fin de journée, la température dans le sol atteint ses valeurs les plus élevées de l'année. Tandis que pendant les nuits de la saison hivernale, les valeurs de températures au sol sont les plus basses. L'amplitude thermique quotidienne, elle aussi, a son maximum pendant l'été (moyenne de 7 °C) et son minimum pendant l'hiver (moyenne de 3 °C).

Sur la figure 105, on peut noter la forte amplitude diurne de températures enregistrées dans les enclos, opposée à la faible amplitude sous les arbres (disposition verticale des isoplèthes). Cet écart de chaleur entre les deux micro-habitats est certainement dû à un ensoleillement qui frappe plus fortement les endroits dépourvus de la protection de la canopée des arbres. Au contraire, pendant l'hiver, le temps est plus frais, la durée du jour plus court et donc l'ensoleillement plus faible.

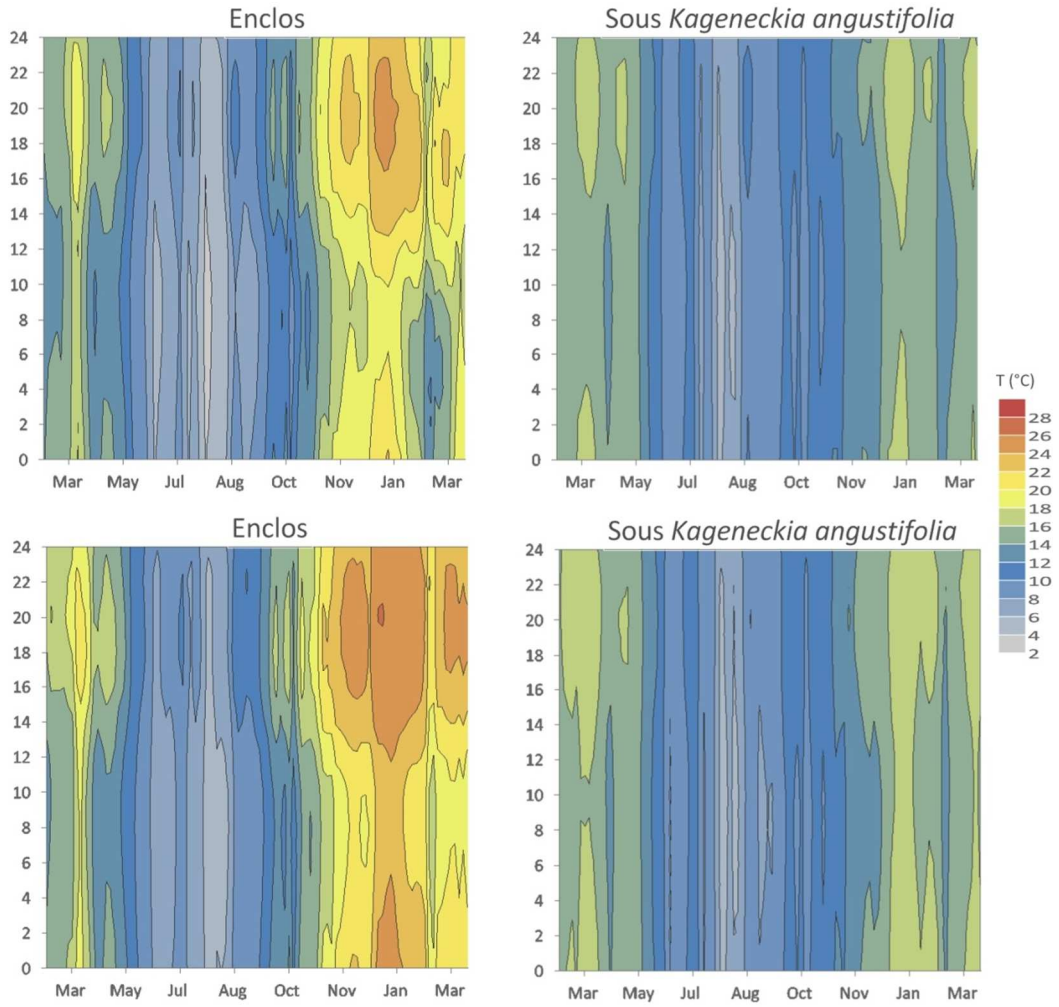


Figure 105 : Thermo-isoplèthes dans le sol à 10 cm de profondeur. En haut, site A (2.100 m) et en bas, site B (1.800 m).

En outre, le total pluviométrique de l'année 2006, à Yerba Loca, a été de 610 mm. La saison des pluies a commencé mi-juin 2006 avec son maximum pendant l'hiver, essentiellement durant les mois de juillet et août.

La première chute de neige importante de la saison est tombée la première semaine de juin, cumulant près de 30 cm de neige au sol. Toutefois, cette couche de neige a fondu en moins d'une semaine, et la température moyenne des maxima entre le 10 juin et le 6 juillet a été de 15,5 °C, anormalement élevée pour la saison (figure 103). L'isotherme 0 °C est montée au-delà des 3.900 mètres jusqu'à l'arrivé d'un nouveau front froid le 7-8 juillet, laissant 30 à 40 cm de neige (photographie 18). La dernière chute de neige

importante de la saison a été enregistrée la première semaine de septembre. Au total, on compte entre 7 et 8 épisodes neigeux entre juin et août 2006 (figure 106).

Photographie 18 : Enclos pour isoler les placettes de germination de la couche de neige. Ici une chute de neige le 7 juillet 2006.

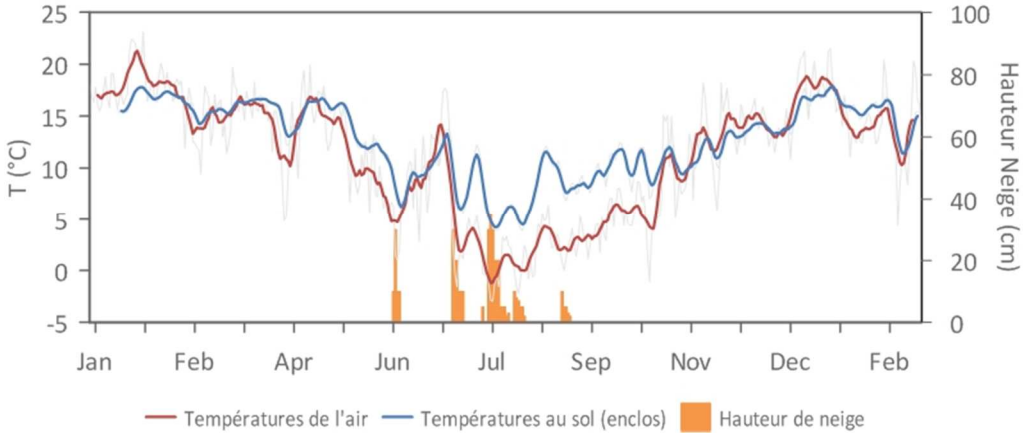


Figure 106 : Températures moyennes décadaires et hauteurs de neige à Yerba Loca (2.100 m), pendant la saison froide de l'année 2006.

Du point de vue des précipitations, d'après les registres des stations de Santiago (Quinta Normal), El Yeso et Los Bronces, l'année 2006 peut être considérée comme une année normale.

8.2.2. Expérience de germination

Pour l'ensemble de l'expérience, le délai de germination des graines de *Kageneckia angustifolia*, c'est-à-dire le temps nécessaire pour la première germination, a été de 108 jours, tandis que le temps total de germination (date finale - date initiale) a été de 84 pour le Site A et de 69 jours pour le site B (figure 107).

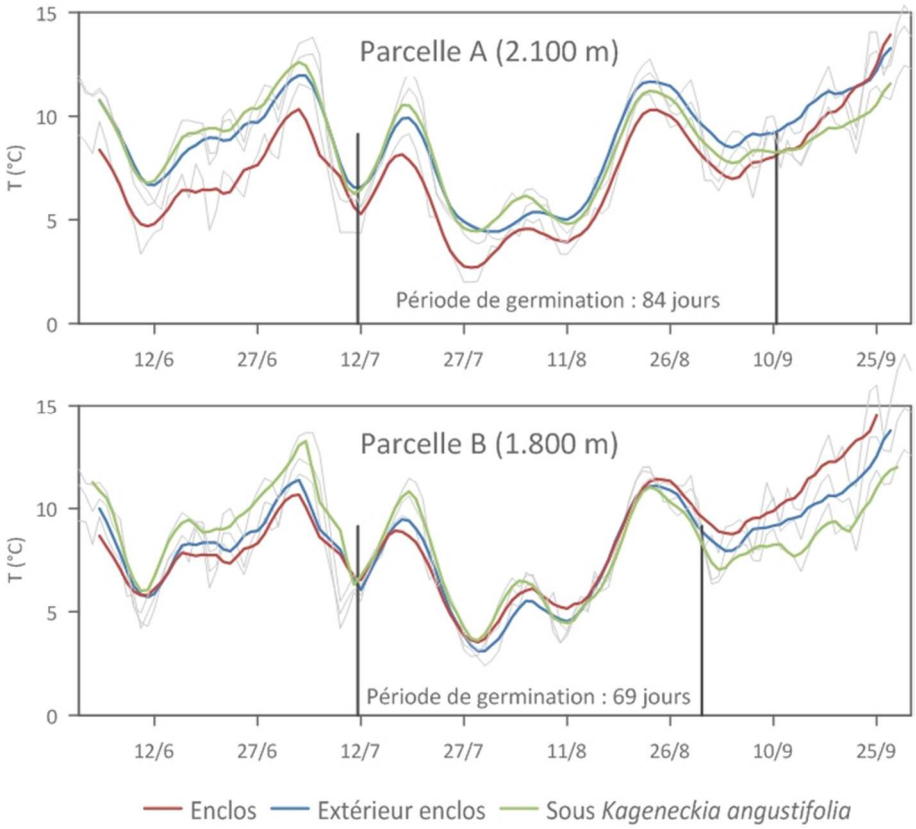


Figure 107 : Températures moyennes décadaires dans le sol (10 cm de profondeur) à Yerba Loca.

Si on considère les différentes conditions de germination, le temps total de germination a été 15 jours plus courts pour les graines semées à l'extérieur des enclos. La date de début de la germination a été la même pour toutes les conditions (fin juin) et pour les deux sites de l'étude (figure 108).

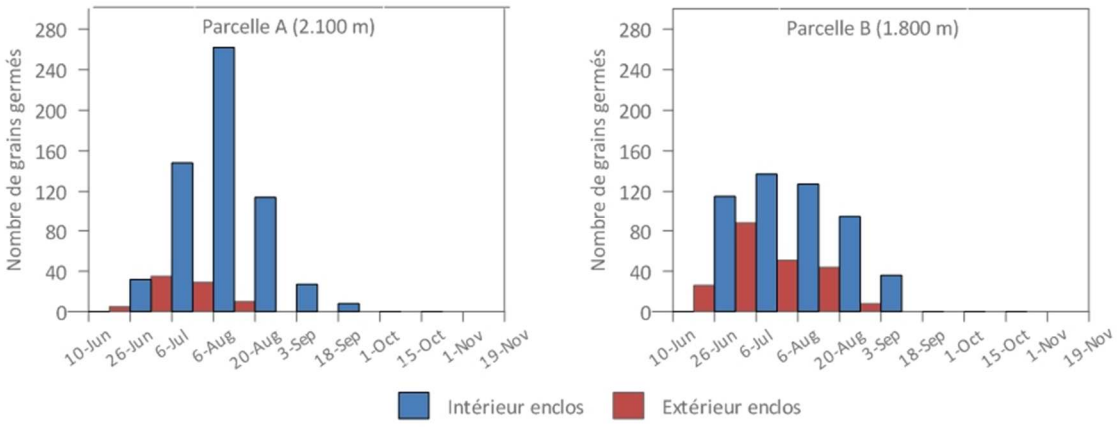


Figure 108 : Germination des graines de *Kageneckia angustifolia* à l'intérieur et à l'extérieur de l'enclos.

Pour l'ensemble des placettes des deux sites étudiées (A et B), le taux de germination a été de 27,1 %. Toutefois, la germination des graines à l'intérieur des enclos a été proche de 44 %, tandis que dans les placettes situées à l'extérieur des enclos, le taux de germination a été à peine de 11,3 %. Pour le site A, le taux de germination, à l'intérieur, a été de 46,4 % (tableau 18).

	Intérieur Enclos	Extérieur Enclos	Total
Site A (2.100 m)	46,4	5,9	26,2
Site B (1.800 m)	41,4	14,8	28,1
Total	43,9	11,3	

Tableau 18 : Taux (%) de germination partiel et total.

La germination des graines de *Kageneckia angustifolia* semées en condition de protection vis-à-vis de la couche de neige hivernale (intérieur de l'enclos) a été significativement supérieure à celle des graines plantées à l'extérieur des enclos. La significativité des différents facteurs est mesurée par une analyse de variance (ANOVA). En effet, on obtient une p-valeur moyenne de 0,007 (F = 3,8) pour le site A et une p-valeur moyenne de 0,006 pour le site B (F = 4,14).

Par ailleurs, nous avons étudié la survie des plantes, calculée à partir du nombre de plants vivants divisé par le nombre total de plants germés. Au début des printemps, pour l'ensemble de plantes

germées, presque les 40 % des plantes germées avaient séché. Un mois plus tard, le pourcentage de survie était à peine de 30 % (photographie 19). Lors du dernier relevé, le pourcentage était descendu à 5 % (figure 109), ce qui représente 1 % des graines semées.

Photographie 19 : Plantules de *Kageneckia angustifolia* dans la placette 8 du Site A. (a) stade au 2 octobre 2006, et (b) stade au 3 novembre 2006.

Si on considère uniquement les plantes germées à l'intérieur des enclos, le taux de survie s'élève à 80 % au début des printemps. Toutefois, entre le 18 septembre et le 15 octobre, 60 % des plantes ont séché. Apres cet épisode de mortalité, le taux de survie descend lentement (figure 109).

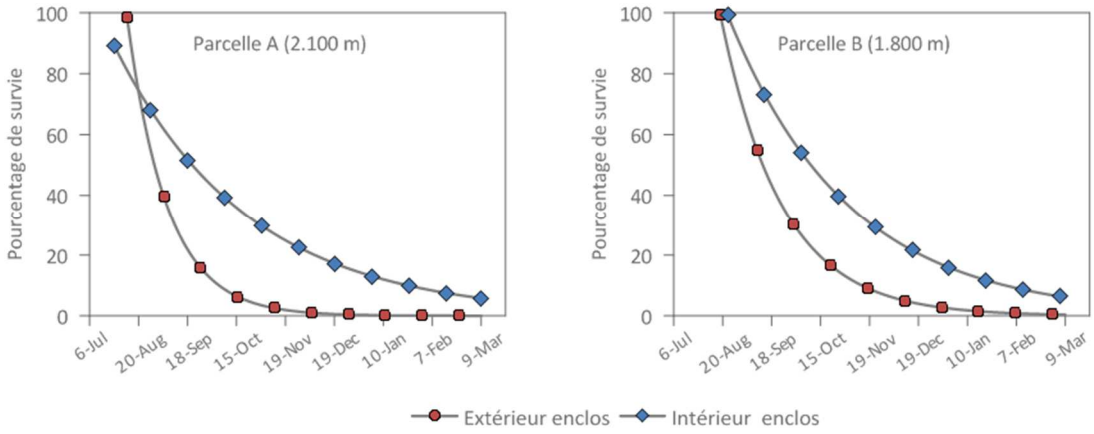


Figure 109 : Pourcentage de survie à partir de la date de germination initiale.

8.2.3. Importance de la neige dans l'écotone supraforestier

Les conditions climatiques moyennes décrites précédemment sont très proches de celles étudiées par PEÑALOZA (1996). La température moyenne annuelle est proche de 11 °C, avec une moyenne des minima de 6,3 °C et une moyenne des maxima de 17,3 °C.

Autour des 2.100 m d'altitude, les précipitations tombent sous forme de neige pendant l'hiver, toutefois, on observe que la hauteur de la couche de neige varie énormément pendant la saison. En effet, entre chaque épisode de précipitations on observe une hausse des températures, due aux conditions atmosphériques. L'isotherme 0 °C est montée au-delà de 3.000 m d'altitude à plusieurs reprises et ces conditions ont favorisé la fonte de la couche de neige entre chaque épisode neigeux.

Ces variations pourraient être à l'origine des différences observées dans la germination des graines de *Kageneckia angustifolia*. Il existe une différence significative entre le pourcentage de germination des graines de *Kageneckia angustifolia* à l'intérieur des enclos et à l'extérieur. Les graines germées à l'abri de la couche de neige hivernale ont été plus nombreuses dans les deux sites étudiés, tandis que les graines de *Kageneckia angustifolia* germées dans les espaces ouverts ont été moins nombreuses.

Le faible pourcentage de germination dans les espaces ouverts (11,3 %) pourrait être lié au fait que la température du sol sous la couche de neige est plus stable et proche de 0 °C (PEÑALOZA, 1996 ; KÖRNER, 1999 ; PEÑALOZA et *al*., 2001). Toutefois, nous n'avons pas trouvé de différences significatives entre la température du sol sous la couche de neige et les températures mesurées à l'intérieur des enclos. Globalement, pendant la saison hivernale les différences de températures au sol, entre les deux micro-habitats ne dépassent pas 1 °C. Par ailleurs, certains espèces ligneuses, tel que *Kageneckia angustifolia*, peuvent

supporter des températures entre -8 et -12 °C (CABRERA, 1996 ; PIPER et al., 2006).

Selon l'expérience de PEÑALOZA et *al*. (2001), il existe un décalage du temps de germination entre les semences placées sous la protection de la canopée et la germination de semences mises dans les espaces ouverts entre les arbres. Cette rupture pourrait répondre à une différence dans la quantité de neige cumulée pendant la période hivernale. Selon cette étude, la germination a été significativement plus importante dans les espaces sous la canopée, où la présence de neige a été moins importante (PEÑALOZA et *al*., 2001).

Ainsi, la neige serait un élément très important pour le recrutement des jeunes individus de *Kageneckia angustifolia*. Etant donné que cette espèce a été classée comme vulnérable (localement menacée d'extinction ; BENOIT, 1989) et qu'elle a été décrite comme une espèce entomophile avec, au moins, 32 espèces d'insectes qui visitent ses fleurs (LEÓN, 1993), il est important de préciser le rôle de la neige dans la germination des graines de cette espèce.

Une explication possible vient du fait que pendant l'hiver, les chutes de neige n'ont pas été régulières ni abondantes, ayant comme conséquence une couche de neige de faible épaisseur. L'effet de la présence de la neige dans les espaces ouverts et son importance dans le recrutement de *Kageneckia angustifolia* seraient liés à la temporalité des chutes de neige. Si la neige arrive tôt dans la saison hivernale et de manière plus abondante, la germination des semences serait plus tardive avec une diminution de la probabilité de survie. Si, au contraire, les chutes de neige sont moins abondantes et plus tardives, l'effet sur la germination des graines de *Kageneckia angustifolia* serait positif. Selon PEÑALOZA et *al*. (2001), le microclimat serait un facteur de structuration de la physionomie en îlots de la forêt à *Kageneckia angustifolia*, seulement s'il est accompagné de l'effet ralentisseur de la germination due à la présence précoce et

abondante de la neige, comme c'est le cas pendant les années *El Niño* (ACEITUNO et VIDAL, 1990 ; ACEITUNO et GARREAUD, 1995).

Contrairement à ce qui se passe dans d'autres écosystèmes tels que les écosystèmes semi-arides, où les épisodes ENSO peuvent produire des changements favorables chez les plantes (HOLMGREN et *al.*, 2001), la germination des graines de *Kageneckia angustifolia* serait négativement affectées par les épisodes positifs du ENSO, et donc par l'effet gênant de la neige.

Le développement de *Kageneckia angustifolia* dans les espaces ouverts, pourraient être dû à une meilleur germination dans ces espaces comme conséquence de la moindre quantité de neige durant les dernières décennies : remontée de la ligne de neige et aussi du coefficient du nivosité, situation très importante dans l'écotone supraforestier.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Entre l'échelle stationnelle, celle de l'expérimentation et de la description microclimatique, et l'échelle régionale, celle des relations entre le climat et la végétation de montagne, cette étude a tenter d'étudier les principales caractéristiques de l'évolution récente du climat de montagne dans les Andes du Chili central et la réponse de la végétation, avec un intérêt sur la forêt de montagne.

Pour répondre à l'hypothèse selon laquelle les espèces végétales et les écosystèmes oroméditerranéens présentent de multiples stress vis-à-vis des variations, très contrastées d'une saison à l'autre et d'une année à l'autre, des conditions climatiques, trois axes de recherche ont été suivis. Les principaux résultats sont résumés ci-après, ainsi que sont évoquées les questions en suspens.

On remarque que les montagnes méditerranéennes du Chili central présentent certaines singularités sur lesquelles il faut insister : un faible gradient pluviométrique (de l'ordre d'une vingtaine de millimètres tous les 100 m) ; un coefficient de nivosité élevé (de l'ordre de 75 % annuel à 2.500 m) et une humidité relative assez basse tout au long de l'année.

On observe bien, dans la cordillère des Andes de Santiago, et à partir des stations météorologiques étudiées, une tendance au réchauffement, malgré une haute variabilité intra et interannuelle des températures et des précipitations. A El Yeso, il a été constaté une augmentation des températures durant les 30 dernières années, surtout des températures minimales, et pendant la saison hivernale. Il a été observé également, une diminution des jours de gel, et un rallongement de la période végétative. A long terme, des températures plus élevées pourraient avoir une incidence sur la quantité de précipitations qui tombent sous forme de neige et modifier encore plus grandement la disponibilité saisonnière d'eau pour les plantes. Toutefois, d'après nos observations, ce

phénomène peut favoriser, dans un premier temps, le développement de *Kageneckia angustifolia* puisque la neige serait un des facteurs clé pour limitant l'installation de la forêt. Cependant, dans un deuxième temps sur plus long terme, le déficit hydrique lié à un stock nival moindre pourrait ralentir le développement de la forêt ; le raisonnement vaut surtout pour la tranche d'altitude 1.600 - 2.300 m, la forêt pouvant théoriquement se décaler progressivement en altitude, si la géomorphologie du massif le permet.

Les changements concernant les précipitations dans les Andes du Chili central sont plus hétérogènes que les températures. Ainsi, grâce à l'étude de la couverture neigeuse issue de l'analyse des images NOAA-AVHRR, nous avons précisé que pendant les années humides, la surface enneigée maximale est la plus vaste. Au contraire, pendant les années sèches, la surface enneigée est beaucoup moins importante. La variation interannuelle de la couverture de neige a été analysée en utilisant la SCA maximale (mois de septembre). La SCA maximale a varié entre 12.000 et 26.000 km^2 au cours de la période d'observation.

Nous avons calculé, aussi, la position altitudinale de la limite de la neige. De manière générale, les variations dans les précipitations et les températures font changer l'élévation de la limite nivale de quelques centaines de mètres, d'une année à l'autre. Du point de vue interannuel, la limite de la neige est remontée d'environ 300 mètres, entre 1986 et 2001. Ces résultats sont concordants avec le « comportement » des températures en altitude et aussi avec la variation positive de la position altitudinale de l'isotherme 0 °C.

Egalement, les valeurs du NDVI, c'est-à-dire de la productivité végétale, varient d'une année à l'autre. On note qu'il y a une haute variabilité interannuelle avec des saisons peu productives, comme en 1993-1994 et des années plus favorables, comme en 1997 - 1998. Une partie de ces variations est expliqué par les variations des précipitations. On observe une corrélation positive entre le

NDVI et les précipitations cumulées pendant l'hiver, entre 1986 et 2001, elles-mêmes liées, en partie, à l'ENSO.

Au niveau des versants, l'étude diachronique à Yerba Loca montre des transformations vers une augmentation de la superficie des espaces forestiers et, en conséquence, une réduction des zones arbustives et herbacées entre 1980 et 2009. Ainsi, dans l'écotone supérieur de la forêt, on observe une densification des populations d'arbres qui serait une conséquence possible du réchauffement récent, en particulier au niveau de l'enneigement.

La dynamique naturelle de la forêt est étroitement liée aux conditions du milieu, surtout dans les écosystèmes de montagne où les conditions bioclimatiques imposent de fortes contraintes. Il est confirmé, à l'échelle régionale, que sur les montagnes étudiées, la végétation suit les variations imposées par le climat, à l'échelle de l'année ou de la décennie. Ainsi, pendant les années excédentaires en eau, les écosystèmes ont plus de ressources et une productivité plus élevée. En revanche, pendant les années sèches la croissance est plus limitée. Toutefois, il semble que cette donnée n'agit pas dans le sens attendu, vers 2.000 m, pour le recrutement de jeunes plants de *kageneckia angustifolia*, puisqu'une trop grande quantité de neige semble bien avoir un effet limitant pour la germination des graines. Ainsi la tendance à la diminution de l'enneigement et malgré la variabilité interannuelle de celui-ci, expliquerait l'abondance de jeunes *Kageneckia* de moins de 20 à 30 ans, en particulier dans les espaces ouverts, annonçant une future forêt de belle venue au moins dans les territoires protégés comme l'est Yerba Loca.

Les tiges dressées sur les individus des *Kageneckia angustifolia,* d'une vingtaine d'années, relèvent une adaptation nouvelle et seraient une autre conséquence de la diminution de la neige depuis les deux dernières décennies.

En moyenne, à 2.500 m, le coefficient de nivosité annuel est proche de 75 % et bien plus haut en hiver, saison qui concentre la plupart des précipitations de l'année et semble en diminution

durant les dernières décennies. Ceci signifie que, dans une année dite normale, la quantité de neige au départ est très importante par rapport au total des précipitations dont l'essentiel, concentré en hiver, va diminuer. Dans une année dite normale et au four et à mesure que les températures sont moins favorables, la couverture de neige va disparaitre en altitude. En revanche, dans une année humide, il y a plus de neige et la saison d'accumulation est plus longue, débordant sur le printemps. Ceci amène comme conséquence que la période végétative est plus courte et que le recrutement est plus restreinte.

Pour essayer de mieux comprendre, nous avons fait une expérience de germination, sur notre terrain d'étude à Yerba Loca. Les résultats montrent qu'il existe une différence significative entre le pourcentage de germination des graines à l'intérieur des enclos et à l'extérieur. Les graines germées à l'abri de la couche de neige ont été plus nombreuses dans les deux sites étudiés, tandis que les graines de *Kageneckia angustifolia* germées dans les espaces ouverts ont été moins nombreuses. Il est confirmé que la neige est un élément très important pour le recrutement des jeunes individus de *Kageneckia angustifolia*. La temporalité et variabilité des chutes de neige seraient à l'origine des différences de germination.

Également, la télédétection a été un outil qui permet de surveiller notre environnement sur de larges étendues et de faire des comparaisons dans le temps et dans l'espace afin de mieux comprendre le fonctionnement des écosystèmes. Mais c'est le suivi stationnel couplé à une démarche expérimentale qui permet de comprendre les phénomènes bioclimatiques ; certains sont en accord avec les informations issues de l'approche régionale par télédétection, d'autres le sont moins.

Au niveau des perspectives prolongeant ce travail, il est nécessaire d'approfondir plusieurs aspects, qui pour une raison ou une autre, n'ont pas été abordés. Notamment, il faudrait mesurer les périodes de fonte de la neige car cela nous semble très

important afin d'évaluer la réactions des végétaux au changement climatique, en fin d'hiver et printemps ; il faudrait aussi approfondir l'analyse satellitaire grâce à des images à plus haute résolution spatiale ; en fin, il conviendrait de continuer le suivi des données climatiques à Yerba Loca et d'approfondir l'étude de la forêt à *Kageneckia angustifolia* au niveau des versants en complétant la série de relevés (transects et quadras) commencée en 2007 mais non exploitée dans ce mémoire, de manière à mieux cerner la structure par âge du peuplement, ainsi que les différences, d'un secteur à l'autre sur un même versant, dans la densification et dans la remontée des individus à la limite supérieure de la *treeline*. Un autre point qui reste à approfondir correspond au rôle de l'occupation humaine récente de Yerba Loca et les conséquences que cela entraine sur les écosystèmes de montagne.

En dépit d'une orientation naturaliste et inductive dominante de cette thèse, on reconnaîtra aisément, dans ces objectifs et les résultats, l'intérêt qu'ils représentent pour une gestion durable des territoires montagnards, celle-ci n'étant cependant pas abordée. Nous espérons grandement que les informations issues de ce travail seront utiles, non seulement aux scientifiques, mais aussi aux gestionnaires de Yerba Loca avec lesquels nous poursuivrons la collaboration déjà engagée.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABRAMS, M. (2000). "The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform". International Journal of Remote Sensing 21(5):847-859.

ACEITUNO, P. (1992). Anomalías de precipitación en Chile central relacionadas con la oscilación del sur : mecanismos asociados. Paleo ENSO Records International Symp., ORTLIEB, L. et J. MACHARÉ (Eds), 1-5 p.

ACEITUNO, P. et GARREAUD, R. (1995). "Impacto de los fenomenos El Niño y La Niña en regímenes fluviométricos andinos". Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidraúlica 10:33-43.

ACEITUNO, P. et MONTECINOS, A. (1993). "Análisis de la estabilidad de la relación entre la Oscilación del Sur y la precipitación en América del Sur". Bulletin Institut Francais des Etudes Andines 22(1):53-64.

ACEITUNO, P. et VIDAL, F. (1990). "Variabilidad interanual en el caudal de ríos andinos en Chile central en relación con la temperatura de la superficie del mar en el Pacifico central". Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidraúlica 5(1):7-19.

ALCARAZ-SEGURA, D., CABELLO, J., PARUELO, J. M. et DELIBES, M. (2008). "Trends in the surface vegetation dynamics of the national parks of Spain as observed by satellite sensors". Applied Vegetation Science 11(4):431-440.

AMIGO, J. et RAMIREZ, C. (1998). "A bioclimatic classification of Chile: woodland communities in the temperate zone". Plant Ecology 136:9-26.

ANDRADE, B. et PEÑA, H. (1993). Chilean geomorphology and hydrology: response to global change. In "Earth system responses to global change". MOONEY, H. A., E. FUENTES et B. KRONBERG (Eds). Academic Press, San Diego, EEUU, 365 p.

ANTUNES, M. (2000). Logiciel 6S: 6S model adapted for atmospheric corrections of binary images, http://www.ltid.inpe.br/dsr/mauro/6s/download_6s.html.

APPEL, F. et BACH, H. (2003). Near-real-time derivation of snow cover maps for hydrological modeling using operational remote sensing data. Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS (Eds), 2814-2816 p.

ARENDT, A. A., ECHELMEYER, K. A., HARRISON, W. D., LINGLE, C. S. et VALENTINE, V. B. (2002). "Rapid Wastage of Alaska Glaciers and Their Contribution to Rising Sea Level". Science 297(5580):382-386.

ARIGONY-NETO, J., SAURER, H., SIMÕES, J., RAU, F., JAÑA, R., VOGT, S. et GOSSMANN, H. (2009). "Spatial and temporal changes in dry-

snow line altitude on the Antarctic Peninsula". Climatic Change 94(1):19-33.

ARONSON, J., OVALLE, C., AGUILERA, L. et LEÓN, P. (1994). "Phenology of an 'immigrant' savanna tree (Acacia caven, Leguminosae) in the Mediterranean climate zone of Chile". Journal of Arid Environments 27(1):55-70.

ARQUES, S. (2005). Géodynamique, colonisation végétale et phytodiversité des talus d'éboulis dans le massif de la Grande Chartreuse (Préalpes françaises du Nord). Caractéristiques géo-écologiques et sensibilité aux changements environnementaux. . Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble. 568 p.

ARROYO, M. T. K., ARMESTO, J. et VILLAGRAN, C. (1981). "Plant phenological patterns in the high Andean cordillera of central Chile". Journal of Ecology 69:205-223.

ARROYO, M. T. K., MARTICORENA, C., MATTHEI, O., MUÑOZ, M. et PLISCOFF, P. (2002). "Analysis of the contribution and efficiency of the Santuario de la Naturaleza Yerba Loca, 33º S in protecting the regional vascular plant flora (Metropolitan and Fifth regions of Chile)". Revista Chilena de Historia Natural 75:767-792.

AUER, I., BÖHM, R., JURKOVIC, A., LIPA, W., ORLIK, A., POTZMANN, R., SCHÖNER, W., UNGERSBÖCK, M., MATULLA, C., BRIFFA, K., JONES, P., EFTHYMIADIS, D., BRUNETTI, M., NANNI, T., MAUGERI, M., MERCALLI, L., MESTRE, O., MOISSELIN, J.-M., BEGERT, M., MÜLLER-WESTERMEIER, G., KVETON, V., BOCHNICEK, O., STASTNY, P., LAPIN, M., SZALAI, S., SZENTIMREY, T., CEGNAR, T., DOLINAR, M., GAJIC-CAPKA, M., ZANINOVIC, K., MAJSTOROVIC, Z. et NIEPLOVA, E. (2007). "HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region". International Journal of Climatology 27(1):17-46.

AUER, I., BÖHM, R., JURKOVIĆ, A., ORLIK, A., POTZMANN, R., SCHÖNER, W., UNGERSBÖCK, M., BRUNETTI, M., NANNI, T., MAUGERI, M., BRIFFA, K., JONES, P., EFTHYMIADIS, D., MESTRE, O., MOISSELIN, J.-M., BEGERT, M., BRAZDIL, R., BOCHNICEK, O., CEGNAR, T., GAJIĆ-ČAPKA, M., ZANINOVIĆ, K., MAJSTOROVIĆ, Ž., SZALAI, S., SZENTIMREY, T. et MERCALLI, L. (2005). "A new instrumental precipitation dataset for the greater alpine region for the period 1800—2002". International Journal of Climatology 25(2):139-166.

AUERBACH, N. et HALFPENNY, J. (1991). "Snowpack and the subnivean environment for different aspects of an open meadow in Jackson Hole, Wyoming, USA". Artic and Alpine Research 23(1):41-44.

AUSSENAC, G. (1973). "Climat, microclimat et production ligneuse". Ann. Sci. forest. 30(3):239-258.

BAGNOULS, F. et GAUSSEN, H. (1953). "Saison et indice xérothermique". Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 88:193-240.

BAGNOULS, F. et GAUSSEN, H. (1957). "Les climats biologiques et leur classification". Annales de géographie Mai-juin:193-220.

BAJRACHARYA, S. R., MOOL, P. K. et SHRESTHA, B. R. (2006). The impact of global warming on the glaciers of the Himalaya. International symposium on Geo-disasters, infrastructure management and protection of world heritage sites, COLLEGE, N. E. (Eds), Nepal, 231-242 p.

BANNARI, A., MORIN, D., BONN, F. et HUETE, A. R. (1995). "A review of vegetation indices". Remote Sensing Reviews 13(1):95 - 120.

BARCELÓ, J. (1984). Geología del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca, Región Metropolitana. CONAF, Santiago du Chili, 38 p.

BARET, F., GUYOT, G. et MAJOR, D. (1989). TSAVI: A vegetation index which minimizes soil brightness effects on LAI or APAR estimation. 12th Canadian Symposium on Remote Sensing, (Eds), IGARSS Vancouver, Canada, 1355-1358 p.

BARROS, A. et LETTENMAIER, D. (1994). "Dynamic Modeling of Orographically Induced Precipitation". Reviews of Geophysics 32(3):265–284.

BARRY, R. G. (1992). Mountain weather and climate. Routledge, Londres, p.

BARRY, R. G. (2006). "The status of research on glaciers and global glacier recession: a review". Progress in Physical Geography 30(3):285-306.

BARRY, R. G. (2008). Mountain weather and climate. Cambridge University Press, Boulder, p.

BARRY, R. G., ARMSTRONG, R., CALLAGHAN, T., GEARHEARD, S., NOLIN, A., RUSSELL, D. et ZOCKLER, C. (2007). Snow. In "Global outlook for ice and snow". UNEP/GRID-ARENDAL (Eds), Birkeland, Norway, 39-62 p.

BARRY, R. G. et IVES, J. (1974). Arctic and Alpine Environments. Methuen & Co Ltd., Londres, p.

BARTLETT, M. G., CHAPMAN, D. S. AND HARRIS, R. N. (2004). "Snow and the ground temperature record of climate change". Journal of Geophysical Research 109(4):F04008, 04014 p.

BAUMGARTNER, M. et APFL, G. (1994). Monitoring snow cover variations in the Alps using the alpine snow cover analysis system (ASCAS). In "Mountain environments in changing climates". BENISTON, M. (Eds), 87-96 p.

BEDNORZ, E. (2004). "Snow cover in eastern Europe in relation to temperature, precipitation and circulation". International Journal of Climatolgy 24(5):591-601.

BEGNI, G., RICHARD, E., DELPHINE, F. et HONG NGA, A. T. (2005). "Remote sensing: a tool to monitor and assess desertification". Les dossiers thématiques du CSFD 2:44.

BENISTON, M. (1994). Mountain environments in changing climates. Routledge, Londres, p.

BENISTON, M. (2003). "Climatic change in mountain regions : a review of possible impacts". Climatic Change 59:5-31.

BENISTON, M., DIAZ, H. et BRADLEY, R. (1997). "Climatic change at high elevation sites: and overview". Climatic Change 36:233-251.

BENISTON, M., KELLER, M. et GOYETTE, S. (2003). "Snow pack in the Swiss Alps under changing climatic conditions: an empirical approach for climate impact studies". Theoretical and Applied Climatology 74(1-2):19-31.

BENISTON, M. et REBETEZ, M. (1996). " Regional behavior of minimum temperatures in Switzerland for the period 1979 - 1993". Theoretical and Applied Climatology 53(4):231- 243.

BENOIT, I. (1989). Libro rojo de la flora terrestre de Chile. Corporación Nacional Forestal, Santiago, Chile, 157 p.

BERTAUDIÈRE, V., MONTÈS, N., BADRI, W. et GAUQUELIN, T. (2001). "La structure multicaule du genévrier thurifère : avantage adaptatif à un environnement sévère ?Multicaulis structure of Juniperus thurifera: adaptation to a severe environment?". Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series III - Sciences de la Vie 324(7):627-634.

BEWLEY, J. et BLACK, M. (1994). Seeds: physiology of development and germination. Plenum Press, New York, p.

BILLINGS, W. et BLISS, L. (1959). "An alpine snowpack environment and its effects on vegetation, plant development, and productivity". Ecology 40(3):388-397.

BODIN, X., ROJAS, F. et BRENNING, A. (Submitted). "State and recent evolution of the Cryosphere in the Andes of Santiago (CHILE, 33.5°S)". Geomorphology.

BOISVERT, J.-J. (1955). "La neige dans les Alpes françaises". Revue de Géographie Alpine 43(2):357-434.

BONACINA, L. (1945). "Orographic rainfall and its place in the hydrology of the globe". Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 71(307-308):41-55.

BONN, F. et ROCHON, G. (1993). Précis de Téléd;etection - Volume 1 Principes et méthodes. Presses de l'Université du Québec / AUPELF, Québec p.

BORDE, J. (1980). Le Chili, la terre et les hommes. Paris, p.

BOSQUE, J. (1997). Sistemas de Información Geográfica. Rialp, Madrid, p.

BOWMAN, W. (1992). "Inputs and storage of Nitrogen in winter snowpack in an Alpine ecosystem". Artic and Alpine Research 24(3):211-215.

BRADLEY, R. S., KEIMIG, F. T., DIAZ, H. F. et HARDY, D. R. (2009). "Recent changes in freezing level heights in the Tropics with implications for the deglacierization of high mountain regions". Geophysical Research Letters 36:L17701.

BRENNING, A. (2005). "Geomorphological, Hydrological and Climatic Significance of Rock Glaciers in the Andes of Central Chile (33–35S)". Permafrost and Periglacial Processes 16:231-240.

BROHAN, P., KENNEDY, J., HARIS, I., TETT, S. et JONES, P. (2006). "Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850". Journal of Geophysical Research 111(D12 106).

BROOKS, C. F. (1933). "A Meteorological Cross Section: The Koppen Birthday Volumes". Geographical Review 23(3):472-478.

BRUNSDON, C., MCCLATCHEY, J. et UNWIN, D. J. (2001). "Spatial variations in the average rainfall-altitude relationship in Great Britain: an approach using geographically weighted regression". International Journal of Climatology 21(4):455-466.

BUTLER, D., MALANSON, G. et CAIRNS, D. (1994). "Stability of alpine treeline in northern Montana, USA". Phytocoenologia 22:485-500.

CABRERA, H. (1996). "Temperaturas bajas y límites altitudinales en ecosistemas de plantas superiores: respuestas de las especies al frío en montañas tropicales y subtropicales". Revista Chilena de Historia Natural 69(3):309-320.

CÁDIZ, C. (2009). Casa Piedra Los Pumas. Arqueología de rescate: proyecciones e implicancias. XVIII Congreso Nacional de Arqueología Chilena, ARQUEOLOGIA, S. C. D. (Eds), Valparaiso, Chile, 5 p.

CALOZ, R. et COLLET, C. (2001). Précis de Télédétection. Traitements numériques d'images de télédétection. Presses de l'Université du Québec, Montréal, 386 p.

CAMARERO, J. et GUTIÉRREZ, E. (2002). "Plant species distribution across two contrasting treeline ecotones in the Spanish Pyrenees". Plant Ecology 162:247-257.

CAMARERO, J. et GUTIÉRREZ, E. (2004). "Pace and pattern of recent treeline dynamics:reponse of ecotones to climatic variability in the spanish pyrenees". Climatic Change 63:181-200.

CANADAY, B. et FONDA, R. (1974). "The influence of subalpine snowbanks on vegetation pattern, production and phenology". Bulletin of the Torrey Botanical Club 101(6):340-250.

CANADELL, J., PATAKI, D. et PITELKA, L., Eds. (2007). Terrestrial ecosystems in a changing world. Global Change Springer, Berlin, 344 p.

CARRASCO, J. (2005). "Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century". Journal of Hydrological Sciences 50(6):933-948.

CAVIERES, L. et ARROYO, M. T. K. (1999). "Tasa de enfriamiento adiabático del aire en el Valle del Río Molina, Provincia de

Santiago, Chile Central (33S)". Revista Geográfica de Chile Terra Australis 44:79-86.

CAVIERES, L., CHACON, P., PEÑALOZA, A., MOLINA, M. et ARROYO, M. T. K. (2007). "Leaf litter of Kageneckia angustifolia D. Don (Rosaceae) inhibits seed germination in sclerophyllous montane woodlands of central Chile". Plant Ecology 190(1):13-22.

CAVIERES, L., PEÑALOZA, A. et ARROYO, M. T. K. (2000). "Altitudinal vegetation belts in the high-Andes of central Chile (33 S)". Revista chilena de historia natural 73(2):331-344.

CLIMATE PREDICTION CENTER (2008). "Montly Atmospheric Climatic Indice". National Weather Service, NOAA. Page consultée le 05.09.2007, [En ligne] http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/.

CONAMA (2006). Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Santiago, Comisión Nacional del Medio Ambiente (CONAMA). Realizado por: Departamento de Geofísica. Facultad de Ciencias, Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

CORNEJO, L. et SIMONETTI, J. (1992). "Asentamientos prehistóricos en los Andes de Chile Central: tradición y flexibilidad". Clava, Museo Sociedad Fonck(5):81-98.

CORONA, C. (2007). Evolution biostasique du paysage, géodynamique nivéo-périglaciaire et fluctuations climatiques récentes dans la haute vallée de la Romanche (Alpes du Nord, France). Thèse de l'université Joseph Fourier, Grenoble-France. Dissertation/Thesis. 758 p.

COSSART, E. et LE GALL, J. (2008). "Les variations récentes (1975-2000) de l'englacement dans le Massif de l'Aconcagua (Mendoza, Argentine). Essai de régionalisation, perspectives de recherches et enjeux sur les usages des ressources en eau glaciaire". EchoGéo 8(4).

COWLING, R., RUNDEL, P., LAMONT, B., ARROYO, M. T. K. et ARIANOUTSOU, M. (1996). "Plant diversity in mediterranean-climate regions". Tree 11(9):362-366.

CRACKNELL, A. P. (1997). The Advanced Very High Resolution Radiometer. Taylor & Francis, London, 534 p.

CHARDON, M. (1989). "Essai d'approche de la spécificité des milieux de la montagne alpine ". Revue de Géographie Alpine 77(1-3):15-28.

CHOKMANI, K., BERNIER, M. et SLIVITZKY, M. (2005). "Validation of a method for snow cover extent monitoring over Quebec (Canada) using NOAA-AVHRR DATA". EARSeL eProceedings 4:106-118.

CHOKMANI, K., BERNIER, M. et SLIVITZKY, M. (2006). "Suivi spatio-temporel du couvert nival du Québec à l'aide des données NOAA-AVHRR". Journal of Water Science 19(3):163-179.

CHUVIECO, E. (1996). Fundamentos de Teledetección Espacial. Rialp, Madrid, p.

DAGET, P. (1977). "Le bioclimat Mediterraneen: Analyse des formes climatiques par le systeme d'Emberger". Plant Ecology 34(2):87-103.

DAI, A. G. et WIGLEY, T. M. (2000). "Global patterns of ENSOinduced precipitation. ". Geophysical Research Letters 27:1283 -1286.

DANIELS, L. et VEBLEN, T. (2004). "Spatiotemporal influences of climate on altitudinal treeline in northern patagonia". Ecology 85(5):1284-1296.

DAUBENMIRE, R. (1954). "Alpine timberlines in the Americas and their interpretation". Butler University Botanical Studies 11:119-136.

DE BEURS, K. M. et HENEBRY, G. M. (2005). "Land surface phenology and temperature variation in the International Geosphere–Biosphere Program high-latitude transects". Global Change Biology 11(5):779-790.

DE MARTONNE, E. (1942). "Nouvelle carte mondiale de l'indice d'aridité". Annales de Géographie 288:241-250.

DGA (2008). Banco Nacional de Aguas. Series climatologicas y fluviometricas. Santiago du Chili, Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas y Transportes. República de Chile.

DI CASTRI, F. et HAJEK, E. (1976). Bioclimatología de Chile. Vicerrectoría Académica P. Universidad Católica de Chile, Santiago, 163 p.

DI CASTRI, F., HANSEN, J. et HOLLAND, M., Eds. (1986). A new look at ecotones. Biology International (Numéro spécial 17), p.

DIAZ, H. et BRADLEY, R. (1997). "Temperature variations during the last century at high elevation sites". Climatic Change 36:253-279.

DIAZ, H., EISCHEID, J., DUNCAN, C. et BRADLEY, R. (2003). "Variability of freezing levels, melting season indicators, and snow cover for selected high-elevation and continental regions in the last 50 years". Climatic Change 59:33-52.

DIDIER, L. et BRUN, J. J. (1998). "Limite supraforestière et changements environnementaux : pour une approche pluriscalaire et spatialisée des écosystèmes d'altitude". Géographie physique et quaternaire 52(2):245-253.

DOUGUEDROIT, A. et DE SAINTIGNON, M. (1984). "Les gradients de températures et de précipitations en montagne". Revue de Géographie Alpine 72(2-4):225-240.

DOUGUÉDROIT, A. et DE SAINTIGNON, M. (1974). "A propos des Alpes françaises du Sud. Un nouveau mode de représentation des températures moyennes en montagne : l'orothermogramme". Revue de Géographie Alpine 62(2):205-217.

DROZ, M. et WUNDERLE, S. (2002). Snow line analysis in the alps based on noaa-avhrr data spatial and temporal patterns for winter

and springtime in 1990, 1996 and 1999. Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space, (Eds), 149-154 p.

DYE, D. (2001). Satellite analysis of interannual variability in the snow-free season and its relation to vegetation activity in northern land areas. 22 Asian conference on remote sensing, (Eds), Centre for Remote Imaging, Sensing and Processing (CRISP), Singapore, p.

DYE, D. (2002). "Variability and trends in the annual snow-cover cycle in Northern Hemisphere land areas, 1972-2000". Hydrological Processes 16(15):3065-3077.

DYE, D. et TUCKER, J. (2003). "Seasonality and trends of snow-cover, vegetation index, and temperature in northern Eurasia". Geophysical Research Letters 30(7):1405.

DYER, M., DI CASTRI, F. et HANSEN, J., Eds. (1988). Geosphere-biosphere observatories: their definition and design for studying global change. Biology International (Numéro spécial 18), p.

DYURGEROV, M. et MEIER, M. (2000). "Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers". Proceedings of the National Academy of Sciences 97(4):1406-1411

EASTERLING, D., KARL, T. et GALLO, K. (2000). "Observed climate variability and change of relevance to the biosphere". Journal of Geophysical Research 106(D15):20.101-120.114.

EMANUEL, W., SHUGART, H. et STEVENSON, M. (1985). "Climatic change and the broad-scale distribution of terrestrial ecosystem complexes". Climatic Change 7(1):29-43.

EMBERGER, L. (1942). "Un projet d'une clasification des climats du point de vue phytogeographique". Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 77:97-124.

ENGMAN, E. et MATTIKALLI, N. (2003). Remote sensing and geographical information systems applications in hydrology. In "Handbook of weather, climate and water: atmospheric chemistry, hydrology and societal impacts.". POTTER, T. et B. COLMAN (Eds), 1000 p.

ERASMI, S., PROPASTIN, P., KAPPAS, M. et PANFEROV, O. (2009). "Spatial Patterns of NDVI Variation over Indonesia and Their Relationship to ENSO Warm Events during the Period 1982-2006". Journal of Climate 22(24):6612-6623

ESCOBAR, F. et ACEITUNO, P. (1998). "Inlfuencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile Central durante el invierno". Bulletin Institute Francais des Etudes Andines 27(3):753-759.

ESCOBAR, F., CASASSA, G. et POZO, V. (1995). "Variaciones de un glaciar de montaña en Los Andes de Chile central en las últimas dos décadas". Bulletin Institute Francais des Etudes Andines 24(3):683-695.

ESCOBAR, F. et VIDAL, F. (1992). "Experiencia sobre la determinación de la línea de nieve en cuencas de Chile central". Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidraúlica 7(2):5-19.

EUSKIRCHEN, E. S., MCGUIRE, A. D., KICKLIGHTER, D. W., ZHUANG, Q., CLEIN, J. S., DARGAVILLE, R. J., DYE, D. G., KIMBALL, J. S., MCDONALD, K. C., MELILLO, J. M., ROMANOVSKY, V. E. et SMITH, N. V. (2006). "Importance of recent shifts in soil thermal dynamics on growing season length, productivity, and carbon sequestration in terrestrial high-latitude ecosystems". Global Change Biology 12(4):731-750.

FALVEY, M. et GARREAUD, R. (2007). "Wintertime precipitation episodes in central Chile: Associated meteorological conditions and orographic influences". Journal of Hydrometeorology 8(2):171-193.

FALVEY, M. et GARREAUD, R. D. (2009). "Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006)". Journal of Geophysical Research 114(D4):D04102.

FAO (2000). Planification intégrée et gestion des terres. Mise en valeur durable des montagnes. Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO), 15 p.

FARÍAS, M., CHARRIER, R., S. CARRETIER, J. MARTINOD, A. FOCK, D. CAMPBELL, J. CÁCERES et COMTE, D. (2008). "Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°—35°S)". Tectonics 27:TC1005.

FELICÍSIMO, A. (1994). Modelos Digitales del Terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Pentalfa, Oviedo, 220 p.

FISHER, A. (1991). Bases physiques de la télédétection. Cahiers pédagogiques du GDTA, p.

FOCK, A., CHARRIER, R., FARÍAS, M., MAKSAEV, V., FANNING, M. et ÁLVAREZ, P. (2005). Exhumation and uplift of the western Main Cordillera between 33º and 34ºS. Proceedings of International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), (Eds), Barcelona, 273-276 p.

FOSTER, J. (1989). "The significance of the date of snow disappearance on the Arctic tundra as a possible indicator of climate change". Arctic and Alpine Research 21(1): 60-70.

FRANCOU, B. (1993). Hautes montagnes, passion d'explorations. Masson, Paris, p.

FRITTS, H. C. (1976). Tree rings and climate. Academic Press, Londres, p.

FUENZALIDA, H. et PISANO, E. (1965). Biogeografia. In "Geografia Economica de Chile. Texto refundido". CORFO (Eds), Santiago, 228-267 p.

GAJARDO, R. (1994). La vegetación natural de Chile. Clasificación y distribución geográfica. Universitaria, Santiago, Chile, p.

GALEN, C. et STANTON, M. (1995). "Responses of snowbed plant species to changes in growing-season length". Ecology 76(5):1546-1557.

GARCÍA-RUÍZ, J. M. (1990). Geoecología de las áreas de montaña. Geoforma Ediciones, Logroño, Espagne, p.

GARCIA, N. et MECHOSO, C. (2005). "Variability in the discharge of South American rivers and in climate". Hydrological Sciences Journal 50(3):459-478.

GARCÍA, N. et ORMAZABAL, C. (2008). Árboles Nativos de Chile. Enersis S.A., Santiago, Chili, p.

GARREAUD, R. (1992). "Estimación de la linea de nieve en cuencas andinas de Chile central". Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidraúlica 7(2):21-32.

GARREAUD, R. et ACEITUNO, P. (2007). Atmospheric Circulation and Climatic Variability. In "The Physical Geography of South America". VEBLEN, T., K. YOUNG et A. ORME (Eds). Oxford University Press, New York, 45-59 p.

GARREAUD, R. et ACEITUNO, P. (2007). Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability. In "The Physical Geography of South America". VEBLEN, T., K. YOUNG et A. ORME (Eds). Oxford University Press, 45-59 p.

GARREAUD, R. et RUTLLAND, J. (1997). "Precipitación estival en los Andes de Chile central: aspectos climatólogicos". Atmósfera 10:191-211.

GASTON, K. (2003). The structure and dynamics of geographic ranges. Oxford University Press, New York, p.

GEERKEN, R., ZAITCHIK, B. et EVANS, J. P. (2005). "Classifying rangeland vegetation type and coverage from NDVI time series using Fourier Filtered Cycle Similarity". International Journal of Remote Sensing 26(24):5535-5554.

GERMINO, M. J. et SMITH, W. K. (2000). "Differences in microsite, plant form, and low temperature photoinhibition of photosynthesis in alpine plants". Arctic, Antarctic, and Alpine Research 32(4):388-396.

GERMINO, M. J., SMITH, W. K. et RESOR, A. C. (2002). "Conifer seedling distribution and survival in an alpine tree ecotone". Plant Ecology 162(2):157-168.

GESELL, G. (1989). "An algorithm for snow and ice detection using AVHRR data: An extension to the APOLLO software package". International Journal of Remote Sensing 10:897-905.

GIEC (2007). Bilan 2007 des changements climatiques. Genève, Suisse, p.

GIRARD, M. C. et GIRARD, C. M. (1999). Traitement des données de télédétection. Paris, p.

GOTTFRIED, M., PAULI, H., REITER, K. et GRABHERR, G. (1999). "A fine-scaled predictive model for changes in species distribution patterns of high mountain plants induced by climate warming". Diversity and Distributions 5(6):241-251.

GRABHERR, G., GOTTFRIED, M., GRUBER, A. et PAULI, H. (1995). Patterns and Current Changes in Alpine Plant Diversity. In "Arctic and Alpine Biodiversity: Patterns, Causes and Ecosystem Consequences". CHAPIN, F. S. I. et C. KÖRNER (Eds). Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 167-181 p.

GRABHERR, G., GOTTFRIED, M. et PAULI, H. (1994). "Climate effects on mountain plants". Nature 369:448.

GRACE, J. (1987). "Climatic tolerance and the distribution of plants". New Phytologist 106:113-130.

GRACE, J., BERNINGER, F. et NAGY, L. (2002). "Impacts of climate change on the tree line". Annals of Botany 90(4):537-544.

GROISMAN, P., KARL, T., KNIGHT, R. et STENCHIKOV, G. (1994). "Changes of snow cover, temperature, and radiative heat balance over the Northern Hemisphere". Journal of Climate 7(11):1633-1656.

GUISAN, A., TESSIER, L., HOLTEN, L., HARBERLI, W., BAUMGARTNER, M., GUISAN, A. H. L. S. R. T. L. et ANONYMOUS (1995). Understanding the impact of climate change on mountain ecosystems: an overview. In "Potencial ecological Impacts of climate change in the Alps and Fennoscandian mountains". ANONYMOUS (Eds). Conservatoire et jardin botaniques, Geneve, 194 p.

GURTS, J., ZAPPA, M., JASPER, K., LANG, H., VERBUNT, M., BADOUX, A. et VITVAR, T. (2003). "A comparative study in modelling runoff and its components in two mountainous catchments". Hydrological Processes 17(2):297-311.

GUTMAN, G. (1999). "On the use of long-term data of land reflectances and vegetation indices derived from the advanced very high resolution radiometer". Journal of Geophysical Research 104(D6):6241-6255.

GUYOT, G. (1999). Climatologie de l'environnement. Paris, p.

HADLEY, J. L. et SMITH, W. K. (1983). "Influence of wind exposure on needle desiccation and mortality for timberline conifers in Wyoming, U.S.A". Artic and Alpine Research 15:127-135.

HAEBERLI, W. (2005). Mountain glaciers in global climate-related observing systems. In "Global change and mountain regions - An overview of current knowledge". HUBER, U. M., H. K. M. BUGMANN et M. A. REASONER (Eds). Springer, 169-175 p.

HAEBERLI, W., FRAUENFELDER, R., HOELZLE, M. et MAISCH, M. (1999). "Rates and acceleration trends of global glacier mass changes". Geografiska Annaler A 81(4):585-591.

HALPERT, M. et ROPELEWSKI, C. F. (1992). "Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation". Journal of Climate 5:577-593.

HALL, D., FOSTER, J., SALOMONSON, V., KLEIN, A. et CHIEN, J. (2001). "Development of a technique to assess snow-cover mapping errors from space". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 39(2):432-438.

HANSEN, A. et DI CASTRI, F., Eds. (1992). Landscape boundaries: consequences for biotic diversity and ecological flows. Springer-Verlag

Berlin, New York, p.

HANSEN, J., RUEDY, J., GLASCOE, J. et SATO, M. (1999). "GISS analysis of surface temperature change". Journal of Geophysical Research 104:30997-31022.

HASEGAWA, I., MITOMI, Y., NAKAYAMA, Y. et TAKEUCHI, S. (1998). "Land cover analysis using multi seasonal NOAA AVHRR mosaicked images for hydrological applications". Advances of Space Research 22(5):677-680.

HAYLOCK, M. R., PETERSON, T. C., ALVES, L. M., AMBRIZZI, T., ANUNCIACAO, Y. M. T., BAEZ, J., BARROS, V. R., BERLATO, M. A., BIDEGAIN, M., CORONEL, G., CORRADI, V., GARCIA, V. J., GRIMM, A. M., KAROLY, D., MARENGO, J. A., MARINO, M. B., MONCUNILL, D. F., NECHET, D., QUINTANA, J., REBELLO, E., RUSTICUCCI, M., SANTOS, J. L., TREBEJO, I. et VINCENT, L. A. (2006). "Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature". Journal of Climate 19(8):1490-1512.

HERMES, K. (1955). "Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze". Kölner geographische Arbeiten, Heft 5, Geographisches Institut, University of Köln.

HIEMSTRA, C., LISTON, G. et REINERS, W. (2006). "Observing, modelling, and validating snow redistribution by wind in a Wyoming upper treeline landscape". Ecological Modelling 197(1-2):35-51.

HIRSCH, R. M. et SLACK, J. R. (1984). "A Nonparametric Trend Test for Seasonal Data With Serial Dependence". Water Resour. Res. 20(6):727-732.

HOFFMANN, A. (1992). Vegetación y flora de la alta cordillera de Chile. Santiago, Chile, 60 p.

HOFFMANN, A. (1998). Flora Silvestre de Chile, Zona Central. Fundación Claudio Gay, Santiago, Chili, p.

HOLMGREN, M., SCHEFFER, M., EZCURRA, E., GUTIÉRREZ, J. et MOHREN, G. (2001). "El Niño effects on the dynamics of terrestrial ecosystems". Trends in Ecology and Evolution 16(2):89-94.

HOLTMEIER, F. (2008). Mountain Timberlines. Ecology, Patchiness and Dynamics. Springer Verlag, New York, p.

HOLTMEIER, F. et BROLL, G. (2005). "Sensitivity and response of northern hemisphere altitudinal and polar treelines to

environmental change at landscape and local scales". Global Ecology & Biogeography 14(5):395-410.

HOLTMEIER, F. et BROLL, G. (2007). "Tree line advance-driving processes and adverse factors". Landscape Online 1:1-33.

HOLLAND, M., RISSER, P. et NAIMAN, R., Eds. (1991). Ecotones. The Role of Landscape Boundaries in the Management and Restoration of Changing Environments. Chapman and Hall, New York, 142 p.

HUBER, U. M., BUGMANN, H. et REASONER, M. (2005). Global change and mountain regions: an overview of current knowledge. Springer, Dordrecht, The Nederlands, 652 p.

HUETE, A. (1988). "A soil-adjusted vegetation index (SAVI)". Remote Sensing of Environment 25:295-309.

JACKSON, R., PINTER, P., REGINATO, R. et IDSO, S. (1980). Hand-Held Radiometry. Agricultural Reviews and Manuals W-19. U.S. Dept. of Agriculture, Science and Education Admin, Oakland, p.

JANG, J. (2004). Evaluation of thermal-water stress of forest in southern Québec from satellite images. Université Laval, Québec. Doctorat en sciences géomatiques. 237 p.

JENSEN, J. R. (1983). "Review Article: Biophysical Remote Sensing". Annals of the Association of American Geographers 73(1):111-132.

JOBBÁGY, E. et JACKSON, R. (2000). "Global controls of forest line elevation in the northern and southern hemispheres". Global Ecology and Biogeography 9:253-268.

JONES, H., POMEROY, J. W., JONES, H., POMEROY, J. W., WALKER, D. A. et HOHAM, R. W. (1999). The ecology of snow and snow-covered systems. Summary and relevance to Wolf Creek, Yukon. In "Snow Ecology : an interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems"(Eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK., 1-10 p.

JONES, H., POMEROY, J. W., WALKER, D. A. et HOHAM, R. W. (2001). Snow Ecology : an interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems. Cambridge University Press, Cambridge, p.

JORDAN, C. (1969). "Derivation of leaf area index from quality of light on the forest floor". Ecology 50(4):663-666.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D. et GANDIN, L. (1996). "The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project". Bulletin of the American Meteorological Society 77(3):437-471.

KAPOS, V., RHIND, J., EDWARDS, M., PRICE, M. et RAVILIOU, M. (2000). Developing a map of the world’s mountain forests. In "Forests in Sustainable Mountain Development: A State-of-Knowledge Report for 2000". PRICE, M. et N. BUTT (Eds). CAB International, Wallingford, 4-9 p.

KAUFMAN, Y. et TANRE, D. (1992). "Atmospheric resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS ". IEEE. Transactions on Geoscience and Remote Sensing 300:261-270.

KELLER, F., GOYETTE, S. et BENISTON, M. (2005). "Sensitivity analysis of snow cover to climate change scenarios and their impact on plant habitats in Alpine terrain". Climatic Change 72(3):299-319.

KELLER, F. et KÖRNER, C. (2003). "The role of photoperiodism in alpine plant development". Arctic, Antarctic and Alpine Research 35(3):361-368.

KENNEDY, P. (1989). "Monitoring the vegetation of Tunisian grazing lands using the Normalized Difference Vegetation Index". Ambio 18:119-123.

KERGOMARD, C. (2000) Pratique des corrections atmosphériques en télédétection : utilisation du logiciel 5S-PC. Cybergeo, Actes des Journées de Télédétection en Sciences humaines, article 181, 17 p.

KESSELI, J. E. (1942). "The Climates of California According to the Koppen Classification". Geographical Review 32(3):476-480.

KHROMOVA, T., DYURGEROV, M. B. et BARRY, R. G. (2003). "Late-twentieth century changes in glacier extent in the Ak-shirak Range, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery". Geophysical Research Letters 30(16):1863.

KIDWELL, K., Ed. (1998). NOAA Polar Orbiter Data User's Guide. NCDC/SDSD. National Climatic Data Center, Washington, DC., p.

KLASNER, F. L. et FAGRE, D. B. (2002). "A half century of change in alpine treeline patterns at Glacier National Park, Montana, U.S.A.". Arctic, Antarctic, and Alpine Research 34(1):49-56.

KLEINDIENST, H., WUNDERLE, S. et VOIGT, S. (2000). Snowline analysis in the Swiss Alps based on NOAA-AVHRR satellite data. Remote Sensing of Land Ice and Snow, WUNDERLE, S. et T. NAGLER (Eds), EARSeL eProceedings, p.

KLOHN, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central (provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó). Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas, Vol.8, Santiago, p.

KOGAN, F. et WEI, G. (2000). "Using AVHRR data for detecting of El Niño/La Niña impacts on land ecosystems". Advances of Space Research 26(7):1165-1168.

KONRAD, C. (1996). "Relationships between precipitation event types and topography in the Southern Blue Ridge mountains of the Southeastern USA". International Journal of Climatology 16(1):49-62.

KÖRNER, C. (1992). "Response of alpine vegetation to global climate change". Catena 22:85-68.

KÖRNER, C. (1998). "A re-assessment of high elevation treeline positions and their explanation". Oecologia 115:445-459.

KÖRNER, C. (1998). Worldwide positions of alpine treelines. In "The impacts of climate vriability on forests". BENISTON, M. et J. INNES (Eds). Springer, berlin, 220-229 p.

KÖRNER, C. (1999). Alpine plant life. Functional plant ecology of high mountain ecosystems. Springer, Berlin, Germany, 343 p.

KÖRNER, C. (2000). "El cambio global y los ecosistemas de alta montaña". Gayana Botánica 57(1):1-17.

KÖRNER, C. (2003). Alpine plant life: functional plant ecology of high mountain ecosystems. Springer, Berlin, 344 p.

KÖRNER, C. (2007). "The use of 'altitude' in ecological research". Trends in Ecology and Evolution 22(11):569-574.

KÖRNER, C., BENISTON, M. et ANONYMOUS (1994). Impact of atmospheric changes on high mountain vegetation. In "Mountain environments in changing climates". ANONYMOUS (Eds). Routledge Publisching Company, New York, 155-166 p.

KÖRNER, C. et OHSAWA, M. (2005). Mountain Systems. In "Ecosystems and Human Well-being: Current State and Trends. Finding of the condition and trends working group ". ASSESSMENT, M. E. (Eds), 681-716 p.

KÖRNER, C. et PAULSEN, J. (2004). "A world-wide study of high altitude treeline temperatures". Journal of Biogeography 31:713-732.

KÖRNER, C., PAULSEN, J., PELAEZ-RIEDL, S., NAGY, L., GRABHERR, G. et KÖRNER, C. (2003). A bioclimatic characterisation of Europe's Alpine areas. In "Alpine biodiversity in Europe". NAGY, L., G. GRABHERR, C. KORNER et D. THOMPSON (Eds), Berlin, 477 p.

KÖRNER, C. et SPEHN, E. (2009). Exploring and Explaining Mountain Biodiversity: The Role and Power of Geophysical Information Systems. In "Data Mining for Global Trends in Mountain Biodiversity". KÖRNER, C. et J. PAULSEN (Eds). CRC Press, 200 p.

KÖRNER, C. et SPEHN, E., Eds. (2002). Mountain Biodiversity. A Global Assessment. Parthenon Publishing Group, London, 350 p.

KULLMAN, L. (2009). "20th Century Climate Warming and Tree-limit Rise in the Southern Scandes of Sweden". AMBIO: A Journal of the Human Environment 30(2):72-80.

LAINE, V., VENÄLÄINEN, A., HEIKINHEIMO, M. et HYVÄRINEN, O. (1999). "Estimation of Surface Solar Global Radiation from NOAA AVHRR Data in High Latitudes". Journal of Applied Meteorology 38(12):1706-1719.

LATERNSER, M. et SCHNEEBELI, M. (2003). "Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931-99)". International Journal of Climatology 23(7):733-750.

LE QUESNE, C., ACUÑA, C., BONINSEGNA, J. A., RIVERA, A. et BARICHIVICH, J. (2009). "Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation". Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 281(3-4):334-344.

LENOIR, J., GEGOUT, J. C., MARQUET, P. A., DE RUFFRAY, P. et BRISSE, H. (2008). "A Significant Upward Shift in Plant Species Optimum Elevation During the 20th Century". Science 320(5884):1768-1771.

LEÓN, P. (1993). Efecto del espaciamiento entre plantas en la producción de frutos y semillas en Kageneckia angustifolia D. Don., un árbol dioico del bosque esclerófilo montano de Chile central. Universidad de Chile, Santiago. Tesis de Magister. 95 p.

LILLESAND, T. et KIEFER, R. (1994). Remote sensing and lmage interpretation. Wiley and Sons, New York, p.

LIU, X. et CHEN, B. (2000). "Climatic warming in the Tibetan plateau during recent decades". International Journal of Climatolgy 20(14):1729-1742.

LÓPEZ-MORENO, J. et STÄHLI, M. (2008). "Statistical analysis of the snow cover variability in a subalpine watershed: Assessing the role of topography and forest interactions". Journal of Hydrology 348:379-394.

LOTSCH, A., FRIEDL, M., ANDERSON, B. et TUCKER, J. (2003). "Coupled vegetation-precipitation variability observed from satellite and climate records". Geophysical Research Letters 30(14):1774.

LUCE, C., TARBOTON, D. et COOLEY, K. (1998). "The Influence of the spatial distribution of snow on basin-averaged snowmelt". Hydrological Processes 12(10-11):1671-1683.

LUEBERT, F., MUÑOZ-SCHICK, M. Y MOREIRA, A. (2002). Vegetación y flora de La Campana. In "Parque nacional la Campana. Origen de una Reserva de la Biosfera en Chile Central". ELÓRTEGUI, S. et A. MOREIRA (Eds). Taller La Era - Fondo de las Américas, Santiago, 36-69 p.

LUEBERT, F. et PLISCOFF, P. (2009). "Depuración y estandarización de la cartografía de pisos de vegetación de Chile". Chloris chilensis 12(1).

LLIBOUTRY, L. (1954). "Le massif du Nevado Juncal (Andes de Santiago), ses pénitents et ses glaciers". Revue de Géographie Alpine 42(3):465-495.

LLIBOUTRY, L. (1956). Nieves y glaciares de Chile: fundamentos de glaciología. Editoriales de la Universidad de Chile, Santiago du Chili, 471 p.

MACDONALD, G. M., CASE, R. A. et SZEICZ, J. M. (1998). "A 538-year record of climate and treeline dynamics from the Lower Lena River Region of Northern Siberia, Russia". Arctic, Antarctic and Alpine Research 30(4):334-339.

MALANSON, G., BUTLER, D., FAGRE, D., WALSH, S., TOMBACK, D., DANIELS, L., RESLER, L., SMITH, W., WEISS, D., PETERSON, D., BUNN, A., HIEMSTRA, C., LIPTZIN, D., BOURGERON, P., SHEN, Z. et MILLAR, C. (2007). "Alpine treeline of western North America: Linking organism-to-landscape dynamics". Physical Geography 28(5):378-396.

MARANGUNIC, C. (1979). Inventario de Glaciares. Hoya del río Maipo. Publicación G-2. Dirección General de Aguas, Santiago, Chile, 65 p.

MARÇAL, A., NUNES, A. et BORGES, J. (2004). AVHRR data processing for near real time applications. Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, and Geology III, MANFRED, H., J. KAUFMANN et M. ULRICH (Eds), p.

MARTIN, E. et ETCHEVERS, P. (2005). Impact of climatic changes on snow cover and snow hydrology in the French Alps. In "Global Change and Mountain Regions. An Overview of Current Knowledge". HUBER, U., H. BRUGMAN et M. REASONER (Eds). Springer, Dordrecht, 235-242 p.

MASIOKAS, M., VILLALBA, R., LUCKMAN, B., LE-QUESNE, C. et ARAVENA, J.-C. (2007). "Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region". Journal of Climate 19(6334-6352).

MASIOKAS, M. H., VILLALBA, R., LUCKMAN, B. H., LASCANO, M. E., DELGADO, S. et STEPANEK, P. (2008). "20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia". Global and Planetary Change 60(1-2):85-100.

MCCARTHY, J., CANZIANI, O., LEARY, N., DOKKEN, D. et WHITE, K., Eds. (2001). Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, 1032 p.

MCCARTY, J. (2001). "Ecological consequences of recent climate change". Conservation Biology 15:1-20.

MEIER, M. (1962). "Proposed definitions for glacier mass budget terms". Journal of Glaciology 4(33):252-263.

MEIER, M. F., DYURGEROV, M. B. et MCCABE, G. J. (2003). "The Health of Glaciers: Recent Changes in Glacier Regime". Climatic Change 59(1):123-135.

MEIGEN, F. (1893). "Skizze der vegetationverhältnisse von Santiago un Chile". Botanische Jahrbücher 17:199-294.

MENNIS, J. (2001). "Exploring relationships between ENSO and vegetation vigour in the south-east USA using AVHRR data". International Journal for Remote Sensing 22(16):3077-3092.

MENZEL, A. et FABIAN, P. (1999). "Growing season extended in Europe". Nature 397(6721):659-659.

MESSERLI, B. et IVES, J., Eds. (1997). Mountains of the world - global priority. A contribution to Chapter 13 of Agenda 21. Parthenon Publishing Group, Nueva York, 495 p.

MITCHELL, T. D., CARTER, P. D., JONES, M. et NEW, M. (2003). "A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for

Europe and the globe: The observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100)". Journal of Climate (in press).

MONTECINOS, A. et ACEITUNO, P. (2003). "Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies". Journal of Climate 16:281-296.

MONTENEGRO, G., AVILA, G., ALJARO, M., OSORIO, R., GÓMEZ, M., ORSHAN, G. et ANONYMOUS (1988). Chile. In "Plant Pheno-Morphological Studies in Mediterranean Type Ecosystems". ANONYMOUS (Eds). Kluver Academic Publishers, 347-287 p.

MORALES, E. (1945). "Vegetales venenosos que pueden provocar intoxicaciones en el niño". Revista chilena de pediatría 16(4):307-349.

MOREAU, S., BOSSENO, R., GU, X. et BARET, F. (2003). "Assessing the biomass dynamics of Andean bofedal and totora high-protein wetland grasses from NOAA/AVHRR". Remote Sensing of Environment 85:516-529.

MOTE, P., HAMLET, A., CLARK, M. et LETTENMAIER, D. (2005). "Declining mountain snowpack in western North America". Bulletin of the American Meteorological Society 86(1):39-49.

MUÑOZ, M., MOREIRA, A., VILLAGRAN, C. et LUEBERT, F. (2000). "Vegetación y Flora de los Andes de Santiago, Chile central: estudio preliminar en la cuenca alta del río Maipo". Boletín Museo Nacional de Historia Natural 49:9-50.

MUÑOZ, O., ESTEVEZ-BRAUN, A., RAVELO, A. et GONZÁLEZ, A. (2002). "Cucurbitacin F in Seeds of Kageneckia angustifolia (Rosaceae)". Z. Naturforsch 57c(1-2):208-209.

MYERS, N., MITTERMEIER, R. A., MITTERMEIER, C. G., DA FONSECA, G. et KENT, J. (2000). "Biodiversity hotspots for conservation priorities". Nature 403:853-858.

MYNENI, R., HALL, F., SELLERS, P. et MARSHAK, A. (1995). "The interpretation of spectral vegetation indexes". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 33(2):481-486.

MYNENI, R. B., KEELING, C. D., TUCKER, C. J., ASRAR, G. et NEMANI, R. R. (1997). "Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991". Nature 386(6626):698-702.

NINOT, J., CARRILLO, E., FONT, X., CARRERAS, J., FERRÉ, A., MASALLES, R., SORIANO, I. et VIGO, J. (2007). "Altitude zonation in the Pyrenees. A geobotanic interpretation". Phytocoenologia 37(3-4):371-398.

NOLIN, A. W. et STROEVE, J. (1997). "The changing albedo of the Greenland ice sheet : implications for climate modeling". Annals of Glaciology 25:51-57.

OBERBAUER, S., STARR, G. et E., P. (1998). "Effects of extended growing season and soil warming on carbon dioxide and methane exchange of tussock tundra in Alaska". Journal of Geophysical Research 103(D22):28913-29106.

OCDE (2005). Examens environnementaux de l'OCDE Chili. OCDE-CEPAL, p.

OERLEMANS, J. (1994). "Quantifying global warming from the retreat of glaciers". Science 264(5156):243-245.

OERLEMANS, J. (2005). "Extracting a climate signal from 169 glacier records". Science 308(5722):675-677.

OMM (2008). Déclaration de l'OMM sur l'état du climat mondial en 2007. Organisation Météorologique Mondiale, Genève, Suisse, p.

OZENDA, P. (2002). Perspectives pour une geobiologie de montagnes. Presses polytechniques et universitaires romandes, Laussane, p.

PAEGELOW, M. et CAMACHO, M. (2008). Modelling Environmental Dynamics: Advances in Geomatic Solutions. Springer, p.

PALACIOS, D. et SANCHEZ, M. (1997). "The distribution of high mountain vegetation in relation to snow cover. Peñalara, Spain". Catena 30:1-40.

PARUELO, J., GARBULSKY, M., GUERSCHMAN, J. et JOBBÁGY, E. (2005). "Two decades of Normalized Difference Vegetation Index changes in South America: identifying the imprint of global change". International Journal of Remote Sensing 25(14):2793–2806.

PAUL, F., KÄÄB, A., MAISCH, M., KELLENBERGER, T. et HAEBERLI, W. (2004). "Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data". Geophysical Research Letters 31:L21402

PAULI, H., GOTTFRIED, M. et GRABHERR, G. (1999). "Vascular plant distribution patterns at the lowtemperature limits of plant life. The Alpine-nival ecotone of Mount Schrankogel (Tyrol, Austria)". Phytocoenologia 29(3):297-325.

PAYETTE, S. et FILION, L. (1985). "White spruce expansion at the tree line and recent climatic change". Canadian Journal of Forest Research 15:241-251.

PEARSON, R. et DAWSON, T. (2003). "Predicting the impacts of climate change on the distribution of species: are bioclimate envelope models useful?". Global Ecology & Biogeography 12(5):361-371.

PEEL, M. C., FINLAYSON, B. L. et MCMAHON, T. A. (2007). "Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification". Hydrology and Earth System Sciences 11(5):1633-1644.

PEÑALOZA, A. (1996). Consideraciones microclimáticas en la sobrevivencia de semillas y plántulas de Kageneckia angustifolia Don., una especie del bosque esclerófilo montano de Chile Central. Facultad de Ciencias, Universidad de Chile, Santiago. Theses de Magister. 78 p.

PEÑALOZA, A., CAVIERES, L., ARROYO, M. T. K. et TORRES, C. (2001). "Efecto nodriza intra-específico de Kageneckia angustifolia D. Don (Rosaceae) sobre la germinación de semillas y sobrevivencia de plántulas en el bosque esclerófilo montano de Chile central". Revista chilena de historia natural 74:539-548.

PEPIN, N. et LUNDQUIST, J. (2008). "Temperature trends at high elevations: patterns across the globe". Geophysical Research Letters 35:L14701.

PETERSON, D. W. et PETERSON, D. L. (2001). "Mountain Hemlock Growth Responds to Climatic Variability at Annual and Decadal Time Scales". Ecology 82(12):3330-3345.

PÉWÉ, T. et REGER, R. (1972). Modern and Wisconsinan snow lines in Alaska. 24th International Geological Congress, (Eds), Montréal, 187-197 p.

PINTY, B. et VERSTRAETE, M. (1992). "GEMI: A Non-Linear Index to Monitor Global Vegetation from Satellites". Vegetatio 101(1):15-20.

PIPER, F., CAVIERES, L., REYES-DÍAZ, M. et CORCUERA, L. (2006). "Carbon sink limitation and frost tolerance control performance of the tree <i>Kageneckia angustifolia</i> D. Don (Rosaceae) at the treeline in central Chile". Plant Ecology 185(1):29-39.

PISSIS, A. (1875). Geografía Física de la República de Chile. Insituto Geografico de Paris, Paris, 365 p.

PLISCOFF, P. et LUEBERT, F. (2006). Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile. Editorial Universitaria, Santiago, 316 p.

POLIS, G., HURD, S., JACKSON, C. et SANCHEZ, F. (1997). "El Niño effects on the dynamics and control of an island ecosystem in the Gulf of California". Ecology 78(6):1884-1897.

PRENTICE, I. C., CRAMER, W., HARRISON, S. P., LEEMANS, R., MONSERUD, R. A. et SOLOMON, A. M. (1992). "Special Paper: A Global Biome Model Based on Plant Physiology and Dominance, Soil Properties and Climate". Journal of Biogeography 19(2):117-134.

PRICE, J. C. (1992). "Estimating vegetation amount from visible and near infrared reflectances". Remote Sensing of Environment 41(1):29-34.

QUEZEL, P. et BARBERO, M. (1989). "Zonation altitudinale des structures forestières de végétation en Californie méditerranéenne. Leur interprétation en fonction des méthodes utilisées sur le pourtour méditerranéen". Annals of Forest Science 46(3):233-250.

QUINTANA, J. et ACEITUNO, P. (2006). Trends and interdecadal variability of rainfall in Chile. Proceedings

of 8 ICSHMO, INPE (Eds), Foz do Iguaçu, Brazil, 371-372 p.

QUINTANILLA, V. (1975). "Biogeografía de la Quinta Región". Revista Geográfica de Valparaíso 6:3-22.

QUINTANILLA, V. (1978). "El escalonamiento vegetal de Los Andes occidentales a la latitud de Valparaiso (33° S.)". Informaciones Geográficas 25:53-66.

QUINTANILLA, V. (1980). "Observaciones Fitogeográficas en la alta cordillera de Santiago". Revista Geográfica de Chile Terra Australis 24:15-26.

RANGO, A. (1993). "Snow hydrology processes and remote-sensing". Hydrological Processes 7(2):121-138.

RATHGEBER, C., NICAULT, A., GUIOT, J., KELLER, T., GUIBAL, F. et ROCHE, P. (2000). "Simulated responses of Pinus halepensis forest productivity to climatic change and CO2 increase using a statistical model". Global and Planetary Change 26(4):405-421.

REES, G. (2006). Remote Sensing of Snow and Ice. Taylor & Francis, Boca Raton, USA, p.

RESS, W. G. (2001). Physical principles of remote sensing. Cambridge University Press, Cambridge, p.

RICHARDS, J. et JIA, X. (2006). Remote Sensing Digital Image Analysis. Springer, Berlin, p.

RIGNOT, E., RIVERA, A. et CASASSA, G. (2003). "Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise". Science 302(5644):434-437.

RIVAS-MARTÍNEZ, S. (1981). Les étages bioclimatiques de la végétation de la péninsule Ibérique. Actas III Congre.Óptima, MADRID, A. J. B. (Eds), Madrid 251-268 p.

RIVERA, A., CASASSA, G., ACUÑA, C. et LANGE, H. (2000). "Variaciones Recientes de Glaciares en Chile". Investigaciones geográficas 34:29-60.

ROBINSON, D., DEWEY, K. et HEIM, R. (1993). "Global snow cover monitoring: an update". Bull. Amer. Meteor. Soc 74(9):1689-1696.

RODRIGUEZ, R., MATTHEI, O. et QUEZADA, M. (1983). Flora arbórea de Chile. Editorial de la Universidad de Concepción, Concepción, Chili, p.

ROE, G. (2005). "Orographic precipitation". Annu. Rev. Earth Planet(33):645-671.

ROLLAND, C. (2003). "Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in alpine regions". Journal of Climate 16(7):1032-1046.

ROOT, T. L., PRICE, J. T., HALL, K. R., SCHNEIDER, S. H., ROSENZWEIG, C. et POUNDS, J. A. (2003). "Fingerprints of global warming on wild animals and plants". Nature 421(6918):57-60.

ROPELEWSKI, C. F. et JONES, P. D. (1987). "An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index". Monthly Weather Review 115:2161-2165.

ROSENBLÜTH, B., FUENZALIDA, H. et ACEITUNO, P. (1997). "Recent temperature variations in southern south america". International Journal of Climatology 17:67-85.

ROSENZWEIG, C., CASASSA, G., KAROLY, D. J., IMESON, A., LIU, C., MENZEL, A., RAWLINS, S., ROOT, T. L., SEGUIN, B. et TRYJANOWSKI,

P. (2007). Assessment of observed changes and responses in natural and managed systems. In "Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change". PARRY, M. L., O. F. CANZIANI, J. P. PALUTIKOF, P. J. VAN DER LINDEN et C. E. HANSON (Eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 79-131 p.

ROSS, B. et WALSH, J. (1986). "Synoptic-scale influences of snow cover and sea ice". Monthly Weather Review 114(10):1795-1810.

ROUGIER, H., WACKERMANN, G. et MOTTET, G. (2001). Géographie des montagnes. Ellipses, Paris, p.

ROUSE, J., HAAS, R., SCHELL, J. et DEERING, D. (1973). Monitoring vegetation system in the great plains with ERTS. III ERST Symposium, NASA SP. 1: 309-317.

ROVERA, G. (1990). Géomorphologie dynamique et aménagement des versants en moyenne tarentaise (Savoie : communes des Granier, Aime, Mâcot-La Plagne et Champagny). Une contribution à l'étude de l'érosion naturelle et anthropique des Alpes. Université Joseph Fourier – Grenoble I, Grenoble - France. Docteur en Géographie-Aménagement. 465 p.

ROZZI, R., MOLINA, J. et MIRANDA, P. (1989). "Microclima y períodos de floración en laderas de exposición ecuatorial y polar en los Andes de Chile central". Revista Chilena de Historia Natural 62:75-84.

RUNDEL, P. (1981). The matorral zone of Central Chile. In "Mediterranean-Type Shrublands". DI CASTRI, F. et D. GOODALL (Eds). Elsevier, Ámsterdam, 175-201 p.

RUTLLAND, J. et FUENZALIDA, H. (1991). "Synoptics aspects of central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation". International Journal of Climatology 11:63-76.

SALINAS-ZAVALA, C., DOUGLAS, A. et DIAZ, H. (2002). "Interannual variability of NDVI in northwest Mexico. Associated climatic mechanisms and ecological implications". Remote Sensing of Environment 82(2):417-430.

SCHERRER, S. et APPENZELLER, C. (2006). "Swiss Alpine snow pack variability: major patterns and links to local climate and large-scale flow". Climatic Research 32:187-199.

SCHERRER, S., APPENZELLER, C. et LATERNSER, M. (2004). "Trends in Swiss Alpine snow days. The role of local and largescale climate variability". Geophysical Research Letters 31:L13215.

SCHROTER, C. (1923). Das Pflanzenleben der Alpen. Raustein, Zurich, 1288 p.

SEIDEL, K., EHRLER, C., MARTINEC, J. et TURPIN, O. (1997). Derivation of statistical Snowline from high resolution snow cover mapping. EARSeL Workshop on Land Ice and Snow, (Eds), EARSeL, Freiburg, Allemagne, p.

SEVRUK, B. (1997). "Regional dependency of precipitation-altitude relationship in the Swiss Alps". Climatic Change 36(3-4):355-369.

SINGH, D., HERLIN, I., BERROIR, J., SILVA, E. et SIMOES MEIRELLES, M. (2004). "An approach to correlate NDVI with soil colour for erosion process using NOAA/AVHRR data". Advances of Space Research 33:328-332.

SMITH, R. (1979). "The influence of mountains on the atmosphere". Advances in Geophysics 21:87-230.

SMITH, R. (2006). Progress on the theory of orographic precipitation. In "Tectonics, Climate, And Landscape Evolution". WILLETT, S., N. HOVIUS, M. BRANDON et D. FISHER (Eds). Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1-16 p.

SMITH, T. M. et REYNOLDS, R. W. (2005). "A global merged land air and sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880-1997)". Journal of Climate 18:2021-2036.

SMITH, W., GERMINO, M., HANCOCK, T. et JOHNSON, D. (2003). "Another perspective on altitudinal limits of alpine timberlines". Tree physiology 23(16):1101-1112.

SMITH, W., GERMINO, M., JOHNSON, D. et REINHARDT, K. (2009). "The Altitude of Alpine Treeline: A Bellwether of Climate Change Effects". The Botanical Review 75(2):163-190.

SOKOL, Z. et BLIZNÁK, V. (2009). "Areal distribution and precipitation-altitude relationship of heavy short-term precipitation in the Czech Republic in the warm part of the year". Atmospheric Research In Press, Corrected Proof:doi:10.1016/j.atmosres.2009.1003.1001.

SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K. B., TIGNOR, M. et MILLER, H. L., Eds. (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge et New York, 996 p.

SOMMERFELD, R., MOSIER, A. et MUSSELMAN, R. (1993). "CO2, CH4 and N2O flux through a Wyoming snowpack and implications for global budgets". Nature 361:140-142.

STRECKER, M. R., ALONSO, R. N., BOOKHAGEN, B., CARRAPA, B., HILLEY, G. E., SOBEL, E. R. et TRAUTH, M. H. (2007). "Tectonics and Climate of the Southern Central Andes". Annual Review of Earth and Planetary Sciences 35(1):747-787.

TANRÉ, D., DEROO, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCRETTE, J. J., PERBOS, J. et DESCHAMPS, P. Y. (1986). Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S). Document Laboratoire d'Optique Atmosphérique, p.

TANRÉ, D., HOLBEN, B. et KAUFMANN, Y. (1992). "Atmospheric correction algorithm for NOAA-AVHRR products: Theory and Application". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 30(2):231-248.

THEURILLAT, J.-P. et GUISAN, A. (2001). "Potential impact of climate change on vegetation In the european alps: a review". Climatic Change 50:77—109.

THEURILLAT, J. P., FELBER, F., GEISSLER, P., GOBAT, J. M., FIERZ, M., FISCHLIN, A., KUPFER, P., SCHLUSSEL, A., VELLUTI, C., ZHAO, G. et WILLIAMS, J. (1998). Sensitivity of plant and soil ecosystems of the Alps to climate change. In "Views form the Alps. Regional perspectives on climate change". CEBON, P., U. DAHINDEN, H. DAVIES, D. IMBODEN et C. JAEGER (Eds). MIT Press, Cambridge, 225-308 p.

THORN, C. (1978). "The geomorphic role of snow". Annals of the Association of American Geographers 68(3):414-425.

THORNTHWAITE, C. W. (1933). "The Climates of the Earth". Geographical Review 23(3):433-440.

THORNTHWAITE, C. W. (1948). "An Approach toward a Rational Classification of Climate". Geographical Review 38(1):55-94.

THOURET, J. (1984). "Pour une perspective géographique de l'étagement dans les grands systèmes montagneux". Revue de Géographie Alpine 72(2):189-212.

TINNER, W. et THEURILLAT, J. P. (2003). "Uppermost limits, extent, and fluctuations of the timberline and treeline ecocline in the Swiss Central Alps during the past 11,500 years". Arctic, Antarctic, and Alpine Research 35(2):158-169.

TRANQUILLINI, W. (1979). Physiological Ecology of the Alpine Timberline: tree existence at high altitudes with special reference to the European Alps. Springer-Verlag, Berlin, p.

TRENBERTH, K. (1997). "The Definition of El Niño". Bull. Amer. Meteor. Soc 78:2771-2777.

TRENBERTH, K. E. et STEPANIAK, D. P. (2001). "Indices of El Niño evolution". Journal of Climate 14:1697-1701.

TRIVEDI, M., BROWNE, M., BERRY, P., DAWSON, T. et MORECROFT, M. (2007). "Projecting Climate Change Impacts on Mountain Snow Cover in Central Scotland from Historical Patterns". Arctic, Antarctic, and Alpine Research 39(3):488-499.

TROLL, C. (1973). "The Upper Timberlines in Different Climatic Zones". Artic and Alpine Research 5(3):A3-A18.

TUCKER, C. (1979). "Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation". Remote Sensing of Environment 8(2):127-150.

UNESCO (1970). Seasonal snow cover : a guide for measurement, compilation and assemblage of data. In "Technical Papers in Hydrology". UNESCO/IAHS/WMO (Eds), Paris, 38 p.

VALDIVIA, P. (1984). Inventario de glaciares. Andes de Chile central. Hoyas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca. Jornadas de Hidrología de nieves y hielos en América del Sur, AGUAS, M. D. O. P. D. G. D. (Eds), 24 p.

VAN BELLE, G. et HUGHES, J. P. (1984). "Nonparametric Tests for Trend in Water Quality". Water Resour. Res. 20(1):127-136.

VANPEENE, S. (1998). Transformation des paysages et dynamiques de la biodiversité végétale. Les écotones, un concept clé pour l'étude des végétations post-culturales. L'exemple de la commune d'Aussois. ENGREF, Paris. Doctorat Sciences de l'environnement. 276 p.

VENNETIER, M., VILA, B., LIANG, E., GUIBAL, F., RIPERT, C. et CHANDIOUX, O. (2005). "Impacts du changement climatique sur la productivité forestière et le déplacement d'une limite bioclimatique en région méditerranéenne française". Ingénieries 44:49-61.

VERGARA, M., CHARRIER, R., MUNIZAGA, F., RIVANO, S., SEPÚLVEDA, P., THIELE, R. et DRAKE, R. (1988). "Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30'S-34°35'S)". Journal of South American Earth Sciences 1:199-209.

VERMOTE, E. F., TANRÉ, D., DEUZÉ, J. L., HERMAN, M. et MORCETTE, J. J. (1997). "Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 35(3):675-686.

VIDAL, F. (1992). "Experiencia sobre la determinación de la linea de nieve en cuencas de Chile central". Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidraúlica 7(2):5-19.

VILLAGRAN, C. (1995). Quaternary history of the Mediterranean vegetation of Chile. In "Ecology and biogeography of Mediterranean ecosystems in Chile, California and Australia". ARROYO, M. T. K., P. ZEDLER et M. FOX (Eds). Springer-Verlag, New York, USA, 3-19 p.

VILLAGRAN, C., ARROYO, M. T. K. et MARTICORENA, C. (1983). "Efectos de la desertización en la distribución de la flora andina de Chile". Revista Chilena de Historia Natural 56:137-157.

VIÑA, A., HENEBRY, G. et GITELSON, A. (2004). "Satellite monitoring of vegetation dynamics: Sensitivity enhancement by the wide dynamic range vegetation index". Geophysical Research Letters 31:L04503.

VOIGT, S., KOCH, M. et BAUMGARTNER, M. (1999). A multichannel threshold technique for NOAA AVHRR data to monitor the extent of snow cover in the Swiss Alps. In "Interactions Between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases". TRANTER, M., R. ARMSTRONG, E. BRUNet al (Eds). IAHS-AISH Publ, 35-43 p.

VUILLE, M. et AMMANN, C. (1997). "Regional snowfall patterns in the high arid Andes". Climatic Change 36:413-423.

VUILLE, M. et BAUMGARTNER, M. (1998). "Monitoring the regional and temporal variability of winter snowfall in the arid Andes using digital NOAA/AVHRR data". Geocarto International 13:59-67.

VUILLE, M. et BRADLEY, R. (2000). "Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes". Geophysical Research Letters 27(23):3885-3888.

VUILLE, M., BRADLEY, R. et KEIMIG, F. (2003). "20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results". Climatic Change 59:75-99.

W.M.O. (2006). Current statements of guidance. Regarding how well satellite and in situ sensor capabilities. Meet WMO user requirements in ten application areas, World Meteorological Organization: 75.

WALKER, D. A., HALFPENNY, J., WALKER, M. et WESSMAN, C. (1993). "Long-term studies of snow-vegetation interactions". Bioscience 43(5):1993.

WALSH, J., BUTLER, D., ALLEN, T. et MALANSON, G. (1994). "Influence of snow patterns and snow avalanches on the alpine treeline ecotone". Journal of Vegetation Science 5(4):657-672.

WALTHER, G.-R., BEIßNER, S. et POTT, R. (2005). Climate change and high mountain vegetation shifts. In "Mountain ecosystems. Studies in treeline ecology". BROLL, G. et B. KEPLIN (Eds). Springer, Berlin, 354 p.

WALTHER, G.-R., HUGHES, L., VITOUSEK, P. et STENSETH, N. (2005). "Consensus on climate change". Trends in Ecology and Evolution 20(12):648-649.

WARDLE, P. (1971). "An Explanation for Alpine Timberline". New Zealand Journal of Botany 9:371-402.

WEISBERG, P. J. et BAKER, W. L. (1995). "Spatial variation in tree seedling and krummholz growth in the forest-tundra ecotone of Rocky Mountain National Park, Colorado, U.S.A.". Arctic and Alpine Research 27(2):116-129.

WIESER, G. (2007). Climate at the Upper Timberline. In "Trees at their upper limit: Tree life limitations at the alpine tree line". WIESER, G. et M. TUASZ (Eds). Springer, Dordrecht, 19-36 p.

WILSON, S. D. et NILSSON, C. (2009). "Arctic alpine vegetation change over 20 years". Global Change Biology 15(7):1676-1684.

WOLTER, K. et TIMLIN, T. S. (1993). Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/N MC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., (Eds), 52-57 p.

WOODWARD, F. et WILLIAMS, B. (1987). "Climate and plant distribution at global and local scales". Vegetatio 69:189-197.

WUNDERLE, S., DROZ, M. et KLEINDIENST, H. (2002). "Spatial and temporal analysis of the snow line in the Alps based on NOAA-AVHRR data". Geographica Helvetica 57(3):170-183.

YANG, M., YAO, T., GOU, X., WANG, H. et TANG, H. (2007). "The spatially heterogeneous distribution of precipitation of the Anduo

area, Tibetan Plateau, in summer 1998". Hydrological Sciences Journal 52(4):645-653.

ZEMP, M., PAUL, F., HOELZLE, M. et HAEBERLI, W. (2007). Glacier Fluctuations in the European Alps, 1850—2000. An overview and a spatiotemporal analysis of available data. In "Darkening Peaks: Glacial Retreat in Scientific and Social Context". ORLOVE, B., E. WIEGANDT et B. LUCKMAN (Eds). University of California Press, Berkeley, 152-167 p.

ZENG, Y., MALANSON, G. et BUTLER, D. (2007). "Geomorphic limits to self organization in alpine forest-tundra ecotone vegetation". Geomorphology 91:378-392.

ZIMOV, S. (1993). "Winter biotic activity and production of CO2 in Siberian soils: a factor in the Greenhouse effects". Journal of Geophysical Research 98:5017-5023.

TABLE DES FIGURES

Figure 1 : Transect latitudinal des hauts sommets, limite de la neige et limite supérieure de la forêt (BARRY et IVES, 1974 cité par BARRY, 2008). 29

Figure 2 : Snowline (du point de vue de la glaciologie) et zones typiques d'un glacier (ARIGONY-NETO et al., 2009). 30

Figure 3 : Conditions environnementales et gradients en montagne (KÖRNER et SPEHN, 2009). 32

Figure 4 : Profil latitudinal avec la position altitudinale des étages de végétation : la couleur gris correspond à l'étage montagnard, le noir à l'étage alpin et le blanc à l'étage nival (KÖRNER et OHSAWA, 2005). 34

Figure 5 : Représentation schématique de l'écotone au niveau de la treeline (KÖRNER et PAULSEN, 2004). 36

Figure 6 : Facteurs influençant la distribution spatiale et la physiologie de la Timberline et les conditions écologiques de l'écotone (HOLTMEIER, 2008). 37

Figure 7 : Schéma de la séquence principale du processus par lequel peut être limité l'établissement des arbres dans l'écotone supérieur de la foret (MALANSON et al., 2007). 38

Figure 8 : Position latitudinale de la limite supérieure des arbres et la limite nivale (KÖRNER, 2003). 39

Figure 9 : Écarts des températures entre 1900 et 2007, par rapport à la normale 1961-1990 (élaboration propre à partir de données du HadCRUT3, GISSTEMP et NCDC). 43

Figure 10 : Ecarts à la température moyenne à la surface du globe, classés par ordre décroissant, depuis 1850 (OMM, 2008 d'après le jeu de données de référence HadCRUT3 ; BROHAN et al., 2006). 44

Figure 11: Tendances linéaires des températures annuelles entre 1901 et 2005 (°C par siècle) et entre 1979-2005 (°C par décennies ; SOLOMON et al., 2007). 44

Figure 12 : Précipitations moyennes globales pour la période 1901-2000 (élaboration propre à partir de données de MITCHELL et al., 2004). 45

Figure 13 : Ecarts des températures globales et hémisphériques entre 1850 et 2006, par rapport à la normale entre 1961–1990. La courbe en bleu correspond aux variations décennales (BROHAN et al., 2006). 47

Figure 14 : Tendance linéaire des précipitations entre 1960-2006. A gauche précipitations totales et, à droite, nombre de jours secs consécutifs. + : augmentation ; O diminution (HAYLOCK et al., 2006). 47

Figure 15 : Comportement des précipitations au XXe siècle au Chili central (La Serena (a), Valparaiso (b) et Concepción (c)). La ligne pointillée correspond à la variabilité interannuelle des précipitations et la ligne noire correspond au filtre exponentiel (CARRASCO, 2005). 49

Figure 16 : Tendance linéaire des précipitations annuelles (%/décennies) entre 1970-2000 (QUINTANA et ACEITUNO, 2006). 50

Figure 17 : Total des précipitations (mm) annuelles à Santiago du Chili, entre 1866 et 2005. 50

Figure 18 : Elévation de l'isotherme 0 °C en période hivernale (décembre, janvier, février) dans les Alpes suisses entre 1958 et 2003 (SCHERRER et APPENZELLER, 2006). 53

Figure 19 : Hiérarchisation des différents facteurs pouvant affecter la distribution d'une espèce à travers différentes échelles spatiales (PEARSON et DAWSON, 2003). 55
Figure 20 : Présentation de la zone d'étude : principaux bassins versants des Andes du Chili central (source du MNA : données SRTM). 61
Figure 21 : Principales unités morphostructurales du Chili central (FOCK et al., 2005). 63
Figure 22 : Carte géologique des Andes du Chili central (FOCK et al., 2005). 64
Figure 23 : Topographie et précipitations moyennes de la cordillère des Andes entre 5° et 40° de latitude sud (cité par STRECKER et al., 2007, modifié). 65
Figure 24 : Précipitations annuelles, pression au niveau de la mer et vents. Les lettres H et L indiquent les centres anticycloniques subtropicaux et les centres des basses pressions continentaux. La ligne blanche en pointillé montre la position moyenne de l'ITCZ. La ligne noire en pointillé montre la position relative des fronts froids d'origine polaire (GARREAUD et al., 2007, modifié). 67
Figure 25 : Configuration moyenne de la pression superficielle en été (à droite) et en hiver (à gauche), sur la moyenne entre 1968 et 1996 (NCEP/NCAR Reanalysis). 68
Figure 26 : Séquence de la composition moyenne journalière de la pression superficielle entre le 26-07-2001 et le 03-08-2001 (NCEP/NCAR Reanalysis). 69
Figure 27 : Le climat méditerranéen et la situation en altitude selon le diagramme pluviothermique D'EMBERGER (DI CASTRI et HAJEK, 1976), complété avec les stations exploitées dans cette étude : Santiago, San Jose de Maipo, El Yeso et Los Bronces). 72
Figure 28 : Diagrammes ombrothermiques de BAGNOULS et GAUSSEN du Chili central à différentes altitudes. Le diagramme est construit sur un modèle d'échelle : 1 °C = 2 mm (élaboration propre à partir de données de la Dirección General de Aguas et de la Dirección Meteorológica de Chile). 74
Figure 29 : Position relative des stations météorologiques le long d'un profil altitudinal, à 33°S (élaboration propre). 75
Figure 30 : Températures moyennes mensuelles à Santiago (station Quinta Normal), El Yeso et Los Bronces (1980-2006). 75
Figure 31 : Régions du bassin pacifique utilisées pour le calcule de la SST (Climate Prediction Center, NOAA). 81
Figure 32 : Evolution de l'indice SOI au cours de la deuxième moitiée de XXe siècle (CAR/CDG, 2008) et, en trait plein noir, la moyenne lissée. 82
Figure 33 : Evolution de l'indice ONI dans la région 3.4, en relation avec la période 1971-2000 (Climate Prediction Center, NOAA). 83
Figure 34 : Relation entre l'ENSO et les fluctuations des précipitations dans les principales régions d'Amérique du Sud. Les régions touchées sont entourées de pointillés et le type d'anomalie indiqué par le signe + ou - (GARREAUD et al., 2007). 84
Figure 35 : Localisation du Sanctuaire de la Nature Yerba Loca (image Aster - avril 2003). 93
Figure 36 : Débit moyen de l'estero Yerba Loca, entre 1987 et 2006 (DGA, 2008). 95

Figure 37 : Débit moyen mensuel de l'estero Yerba Loca (calculé entre 1987 et 2006 (DGA, 2008). _____ *96*

Figure 38 : Démarche descendante et ascendante entre les différents niveaux géographiques de notre étude. _____ *101*

Figure 39 : Les capteurs et les différentes composantes des satellites NOAA (CRACKNELL, 1997). _____ *104*

Figure 40 : Image NOAA-AVHRR (bande 2) du 01/09/2002 du Chili central. La couleur blanc représente la surface enneigée sur la chaîne andine, la vallée de Yerba Loca est délimitée en rouge. _____ *106*

Figure 41 : Image Aster du 04/12/2003 de la zone d'El Plomo-Farelones. _____ *107*

Figure 42 : Spectre électromagnétique et domaines spectraux (BONN et ROCHON, 1993). _____ *114*

Figure 43 : Longueurs d'ondes électromagnétiques et transmission à travers l'atmosphère (LILLESAND et KIEFER, 1994). _____ *115*

Figure 44 : Acquisition des données par Télédétection (LILLESAND et KIEFER, 1994, modifié). _____ *116*

Figure 45 : Réflectance spectrale caractéristique des trois grands types de surfaces. (1) Eau, (2) Végétation et (3) Sol nu (RICHARDS et JIA, 2006). _____ *116*

Figure 46 : Image Landsat TM (fausses couleurs) de la cordillère de Santiago du Chili, 10 septembre 2001. La couleur blanche représente la couverture de neige, reconnaissable par son albédo élevé dans le proche infrarouge. La vallée de Yerba Loca est délimitée en rouge. _____ *117*

Figure 47 : Réflectance spectrale de la couverture de neige par rapport aux nuages (REES, 2006). _____ *118*

Figure 48 : Méthode d'extraction de la LN à partir des statistiques de voisinage et un MNA (DROZ et WUNDERLE, 2002). _____ *119*

Figure 49 : Réponse spectrale typique de la végétation (GIRARD et GIRARD, 1999). _____ *121*

Figure 50 : Trajet atmosphérique et effets de l'atmosphère sur la mesure radiométrique (TANRÉ et al., 1986). _____ *126*

*Figure 51 : Courbes des réflectances typiques des différents objets dans la région du visible et infrarouge moyen (**s** : neige ; **c** : nuages ; rw : blé ; uw : blé vert ; l : sol calcaire ; ds : sol sec ; ms : sol humide ; tw ; l'eau trouble ; cw : l'eau claire ; REES, 2001).* _____ *128*

Figure 52 : Schéma d'algorithme de classification des images NOAA-AVHRR. _____ *129*

Figure 53 : Schéma de la position des capteurs de température pour estimer la hauteur de neige. _____ *133*

Figure 54 : Schéma de configuration de base des placettes. _____ *138*

Figure 55 : Températures moyennes annuelles à El Yeso entre 1962 et 2006. _____ *142*

Figure 56 : Evolution des températures moyennes minimales et des maximales annuelles à El Yeso, entre 1978 et 2006. _____ *143*

Figure 57 : Ecarts des températures minimales à El Yeso, selon la saison. _____ *144*

Figure 58 : Nombre de jours (%) à El Yeso avec une température maximale > 90ième centile et une température minimale < 10ième centile (par rapport aux températures journalières de la période 1978-2006). _____ *145*

Figure 59 : Distribution mensuelles des jours de gel à El Yeso, pour différentes périodes. _____ *146*

Figure 60 : Nombre de jours sans gel par année à El Yeso, 1978-2006. _____ *147*

Figure 61 : Nombre de jours de gel à El Yeso entre 1978 et 2006, par saison. _____ 148
Figure 62 : Nombre de jours de gel selon son intensité à El Yeso entre 1978 et 2006. _____ 149
Figure 63 : Distribution du nombre de jours (%) à El Yeso, selon l'intensité du gel, par rapport au total des jours de gel en hiver et au printemps de 1978 à 2006. _____ 150
Figure 64 : Distribution mensuelle des précipitations à El Yeso, hauteur moyenne calculée entre 1962 et 1991. _____ 151
Figure 65 : Précipitations et température moyenne entre avril et septembre (période d'accumulation), à El Yeso entre 1962 et 2004. La ligne pointillée correspond à la moyenne des précipitations de la période (année humide (H) ; année sèches (S)). _____ 152
Figure 66 : Total des précipitations par an, en millimètres d'eau entre 1962 et 2006. _____ 153
Figure 67 : Écarts des températures moyennes annuelles à Los Bronces, durant la période 1980-2006. ___ 155
Figure 68 : Evolution des températures moyennes minimales et maximales annuelles à Los Bronces. ____ 155
Figure 69 : Nombre de jours à Los Bronces avec une température maximale > percentile 90 (en rouge) et une température minimale < percentile 10 (en bleu) (par rapport à la période 1985-2006). _____ 156
Figure 70 : Distribution mensuelles des jours de gel à Los Bronces, pour différentes périodes. _____ 157
Figure 71 : Nombre de jours sans gel par année et par saison à Los Bronces, 1985-2006. _____ 158
Figure 72 : Nombre de jours à gel à Los Bronces entre 1985 et 2006, par saison. _____ 158
Figure 73 : Distribution mensuelle des précipitations totales (solides et liquides) à Los Bronces, calculée entre 1980 et 2004. _____ 159
Figure 74 : Total des précipitations annuelles à Los Bronces (en mm, équivalent en eau), entre 1980 et 2004. _____ 160
Figure 75 : Cumul de neige et température moyenne pendant la période d'accumulation, à Los Bronces entre 1980 et 2004. La ligne pointillée correspond à la moyenne du cumul de neige de la période (année humide (H) ; année sèche (S)). La période d'accumulation se concentre entre mai et septembre. _____ 161
Figure 76 : Précipitations neigeuses moyennes mensuelles et leur équivalent en eau à Los Bronces, entre 1980 et 2004. _____ 161
Figure 77 : Altitude moyenne annuelle de l'isotherme 0 °C au Chili central à partir des données de radiosondage (CARRASCO, 2005). _____ 164
Figure 78 : Précipitations annuelles au « Nevado Juncal » en relation avec l'altitude, Andes du Chili central (cité par LLIBOUTRY, 1956, complété en positionnant El Yeso et Los Bronces). _____ 167
Figure 79 : Evolution moyenne annuelle de la hauteur de neige à Los Bronces sur la période 1980-2001. _ 170
Figure 80 : Débit moyen mensuel du Maipo à El Manzano (barres) et précipitations moyennes mensuelles à San Jose de Maipo (ligne), entre 1980 et 2006 (DGA, 2008). _____ 170
Figure 81 : Surface enneigée (bleu : SCA maximale, durant le mois de septembre) dans la zone d'étude des trois bassins versants de l'Aconcagua, du Maipo et du Mapocho, à partir des analyses des images de satellites NOAA-AVHRR entre 1986 et 2000. _____ 172

Figure 82 : Distribution de la couverture de neige par rapport à l'orientation et l'altitude en septembre et février pour des années sèches, normales et humides. _____ *174*
Figure 83 : Snowline moyenne annuelle pour des années normales, sèches, et humides. Moyenne calculée sur la période 1986-2001. _____ *175*
Figure 84 : Altitude moyenne de la limite de la neige entre 1986 et 2001. _____ *176*
Figure 85 : Evolution de la position moyenne altitudinale de la limite de la neige entre 1986 et 2001. ___ *177*
Figure 86 : Altitude de la limite de la neige en fonction de l'isotherme 0 °C. _____ *178*
Figure 87 : Images composées du NDVI maximal par période, entre 1986 et 2001. Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca. _____ *180*
Figure 88 : Répartition spatiale moyenne du NDVI minimal, moyen et maximal de chaque période, entre 1986 et 2001. Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca. _____ *181*
Figure 89 : Classes du NDVI à partir des images moyennes entre 1986 et 2001. Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca. _____ *182*
Figure 90 : Diagramme d'évolution du NDVI moyen entre août et avril en fonction de l'altitude, dans les Andes de Santiago (moyenne entre 1986 et 2001). _____ *184*
Figure 91 : Evolution saisonnière du NDVI (entre août et avril) en fonction des classes Isodata. _____ *186*
Figure 92 : Ecart du NDVI moyen annuel par rapport à la moyenne de la période (1986-2001). Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca. _____ *187*
Figure 93 : NDVI moyen annuel par classe (Isodata) dans les Andes de Santiago _____ *188*
Figure 94 : (a) Nombre de jours de la période végétative par an à El Yeso. (b) Nombre de jours de la période libre de neige à Los Bronces. _____ *189*
Figure 95 : Corrélation entre le NDVI par classe et les précipitations entre avril et septembre à Yerba Loca. _____ *190*
Figure 96 : Taux de changement (slope) à partir des observations du NDVI, en utilisant le test de tendance de Mann-Kendall. Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca. _____ *191*
Figure 97 : Section inférieure de la vallée de Yerba Loca. Le carré bleu correspond à la localisation du versant étudié dans l'analyse diachronique. _____ *195*
Figure 98 : Versants étudiés dans l'analyse diachronique à partir des photographies aériennes. _____ *196*
Figure 99 : Distribution spatiale de la forêt à Kageneckia angustifolia à Yerba Loca en 1981. _____ *198*
Figure 100 : Distribution spatiale de la forêt à Kageneckia angustifolia à Yerba Loca dans les années 1995-1997. _____ *199*
Figure 101 : Distribution spatiale de la forêt à Kageneckia angustifolia à Yerba Loca en 2009. _____ *200*
Figure 102 : Courbes moyennes des températures (à gauche) et de l'humidité relative (à droite) à Yerba Loca (2006-2007). Valeurs minimales en bleu et maximales en rouge. _____ *204*
Figure 103 : Températures moyennes (gris foncé), minimales (bleu) et maximales (rouge) décadaires à Yerba Loca, entre janvier 2006 et décembre 2007 (les courbes en gris clair correspondent aux valeurs journalières). _____ *204*

Figure 104 : Variations des températures moyennes mensuelles à 10 cm dans le sol, entre février 2006 et janvier 2007 (la barre en rouge correspond à la moyenne des températures maximales, et la barre en bleu correspond à la moyenne des températures minimales). _____ *206*
Figure 105 : Thermo-isoplèthes dans le sol à 10 cm de profondeur. En haut, site A (2.100 m) et en bas, site B (1.800 m). _____ *208*
Figure 106 : Températures moyennes décadaires et hauteurs de neige à Yerba Loca (2.100 m), pendant la saison froide de l'année 2006. _____ *209*
Figure 107 : Températures moyennes décadaires dans le sol (10 cm de profondeur) à Yerba Loca. _____ *210*
Figure 108 : Germination des graines de Kageneckia angustifolia à l'intérieur et à l'extérieur de l'enclos. _ *211*
Figure 109 : Pourcentage de survie à partir de la date de germination initiale. _____ *212*
Figure 110 : Distribution géographique des formations végétales au Chili central (LUEBERT et PLISCOFF, 2009 à partir de la classification de GAJARDO, 1994 à l'échelle 1 : 250.000). Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca. _____ *267*

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Tendances linéaires (°C par décennies) des écarts de températures hémisphériques de l'air sur les continents et à la surface de la mer (SOLOMON et al., 2007). _____ *46*

Tableau 2 : Surfaces et altitudes des bassins versants étudiés (calculs faits à partir du MNA SRTM). _____ *65*

Tableau 3 : Principales stations météorologiques utilisées (DMC : Dirección Meteorológica de Chile, DGA : Dirección General de Aguas). _____ *76*

Tableau 4 : Distribution du gradient thermique moyen mensuel (°C/100 m) entre les stations de Santiago-Pudahuel (SP), El Yeso (EY) et Los Bronces (LB). _____ *77*

Tableau 5 : Zones protégées au Chili (OCDE, 2005). _____ *98*

Tableau 6 : Bandes spectrales du capteur NOAA-AVHRR (KIDWELL, 1998). TSM : Température de Surface de la Mer. _____ *104*

Tableau 7 : Couverture temporelle des satellites NOAA (KIDWELL, 1998). _____ *105*

Tableau 8 : Stations météorologiques de montagne (Pp : précipitations ; T : températures). _____ *108*

Tableau 9 : Indices de végétation les plus couramment utilisés. R : Canal rouge ; PIR : Canal proche infrarouge ; L : facteur d'ajustement du sol ; a : pente de la droite des sols nus, dans l'espace R/PIR ; b : ordonnée à l'origine de la droite des sols nus, dans l'espace R/PIR ; R^* : réflectance apparente moyenne du canal rouge ; PIR^* : réflectance apparente moyenne du canal proche infrarouge (GIRARD et GIRARD, 1999, modifié). _____ *122*

Tableau 10 : Régime thermique mensuel à El Yeso (période 1978-2006). AM : amplitude mensuelle moyenne des températures ; Gel : moyenne mensuelle du nombre de jours à gel-dégel et gel continue. _____ *142*

Tableau 11 : Régime thermique mensuel à Los Bronces (par rapport à la période 1998-2006). AM : amplitude mensuelle moyenne des températures ; Gel : moyenne des jours à gel-dégel et gel continu. _____ *154*

Tableau 12 : Relevés nivométriques et pluviométriques moyens à Los Bronces, entre 1980 et 2004. (1) Moyenne entre 1993 et 2002. _____ *159*

Tableau 13 : Coefficient de nivosité moyen mensuel à Los Bronces et à El Yeso. _____ *166*

Tableau 14 : Altitude de la limite de la neige entre août et avril par bassins versants (moyenne entre 1986 et 2001). _____ *177*

Tableau 15 : Valeurs du NDVI et de l'altitude (m) par classe du NDVI (Isodata). _____ *183*

Tableau 16 : Surfaces (ha) par classes de couverture forestière par an. _____ *201*

Tableau 17 : Températures mensuelles à Yerba Loca (2006-2007). _____ *203*

Tableau 18 : Taux (%) de germination partiel et total. _____ *211*

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

Photographie 1 : Exemple de la limite de la neige à Yerba Loca (prise de vue en juillet 2006). _____ 29

Photographie 2 : Forêt à Kageneckia angustifolia sur versant (prise de vue en avril 2008 à Yerba Loca). ___ 88

Photographie 3 : Feuilles et capsules de Kageneckia angustifolia (prise de vue en mars 2006 à Yerba Loca). 89

Photographie 4 : (a) Morphologie typique d'un individu de Kageneckia angustifolia. (b) Individu de Kageneckia angustifolia à un seul tronc (prise de vue en décembre 2007 à Yerba Loca). _____ 91

Photographie 5 : Morphologie de Kageneckia angustifolia à l'altitude de la treeline à Yerba Loca (prise de vue en mars 2008). _____ 92

Photographie 6 : La vallée de Yerba Loca (prise de vue septembre 2006). _____ 94

Photographie 7 : Formation à Kageneckia angustifolia au Sanctuaire de la Nature de Yerba Loca - Chili (prise de vue mars 2008). _____ 96

Photographie 8 : Unité centrale de la station météorologique HYDROEMAC-AUTEG. _____ 108

Photographie 9 : Station météorologique avec enclos, à Yerba Loca (2.100 m). _____ 132

Photographie 10 : Site A à 2.100 mètres d'altitude (prise de vue en janvier 2007 à Yerba Loca). _____ 134

Photographie 11 : Site B à 1.800 mètres d'altitude (prise de vue en janvier 2007 à Yerba Loca). _____ 135

Photographie 12 : Configuration expérimentale de base, avec les 6 placettes. _____ 136

Photographie 13 : Graines de Kageneckia angustifolia collectées pendant l'été 2005-2006. _____ 137

Photographie 14 : Exemple de la distribution de la couverture de neige en fonction de l'exposition (prise de vue en août 2009 à Farellones). _____ 174

Photographie 15 : Exemple d'un espace de colonisation par de jeunes individus en position d'écotone (prise de vue en mars 2008). _____ 194

Photographie 16 : Îlot de Kageneckia angustifolia au niveau de la treeline (prise de vue en mars 2008). __ 194

Photographie 17 : Exemple de croissance des jeunes plantes de kageneckia angustifolia sous la protection de roches. (a) Jeune individu isolé, (b) Groupe de jeunes arbres de différents âges. _____ 202

Photographie 18 : Enclos pour isoler les placettes de germination de la couche de neige. Ici une chute de neige le 7 juillet 2006. _____ 209

Photographie 19 : Plantules de Kageneckia angustifolia dans la placette 8 du Site A. (a) stade au 2 octobre 2006, et (b) stade au 3 novembre 2006. _____ 212

ACRONYMES ET SYMBOLES

ASTER	*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*
APS	Anticyclone du Pacifique Sud
AVHRR	*Advanced Very High Resolution Radiometer*
CONAF	*Corporación Nacional Forestal* (Office National de la Forêt)
CONAMA	Comisión Nacional del Medio Ambiente, Chile (Commission National de l'Environnement)
CGD	*Climate Global Dynamics Division* — NCAR
CNMN	*Consejo Nacional de Monumentos Nacionales* (Conseil Nationale des Monuments Nationaux)
CPC	*Climate Prediction Center*
DEM	*Digital Elevation Model* (Modele Numérique d'Altitude - MNA)
DGA	*Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas y Transporte, Chile*
DMC	*Dirección Meteorológica de Chile*
ELA	*Equilibrium line altitude* (ligne d'équilibre glaciaire)
ENSO	*El Niño Southern Oscillation*
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
GISS	*Goddard Institute for Space Studies*
IPCC	*Intergovernmental Panel on Climate Change*
IRM	Infrarouge moyen
IRT	Infrarouge thermique
ITCZ	*The Intertropical Convergence Zone* (zone de convergence intertropicale)
ONI	*Oceanic Niño Index*
OS	Oscillation Australe
LAC	*Local Area Coverage*
LAI	*Leaf Area Index* (indice foliaire)
LEG	Ligne d'équilibre glaciaire
LN	Limite de la neige
MNA	Modèle Numérique d'Altitude
MNT	Modèle Numérique du Terrain
NASA	*US National Aeronautics and Space Administration*
NESDIS	*National Environmental Satellite, Data and Information Service* - NOAA
NCEP	*National Center for Environmental Prediction*
NCDC	*National Climatic Data Center*

NCAR	National Center of Atmospheric Research
NDVI	*Normalized Difference Vegetation Index*
nm	Nanometre
NOAA	*US National Oceanic and Atmospheric Administration*
PIR	Proche-infrarouge
SCA	*Snow cover area* (Zone de couverture de neige)
SIG	Système d'Information Géographique
SNASPE	*Sistema nacional de áreas silvestres protegidas del* Estado (Système nationale des zones protégées par l'Etat)
SOI	*Southern Oscillation Index*
SRTM	*Shuttle Radar Topography Mission*
SST	*Sea Surface Temperature* (températures de surface de la mer)
Tmax	Température maximale
Tmin	Température minimale
Tmoy	Température moyenne
TOA	*Top of the atmosphere* (sommet de l'atmosphère)
TSM	Température de surface de la mer
UV	Ultra-violet
WMO	*World Meteorological Organization*
°C	Degré Celsius

TABLE DES MATIERES

RESUME 7

ABSTRACT 9

INTRODUCTION 17

Problématique générale de l'étude 17

Objectifs 19

Plan de la thèse 19

PREMIERE PARTIE : CADRE THEORIQUE ET TERRAIN D'ETUDE 23

Chapitre 1. Bases théoriques de l'étude 23

1.1. Les milieux de montagne 23

1.1.1. Le climat de montagne 24

1.1.1.1. Les températures en montagne 25

1.1.1.2. Les précipitations en montagne 25

1.1.1.3. La couverture neigeuse et la limite de la neige 27

1.1.2. Les écosystèmes de montagne 31

1.1.2.1. L'étagement de la végétation 32

1.1.2.2. L'écotone supraforestier 34

1.1.3. L'interaction neige-végétation 39

1.2. Les changements climatiques récents 42

1.2.1. Aperçu du changement climatique global au cours du XXe siècle 42

1.2.2. Les observations à l'échelle de l'Amérique du Sud 46

1.2.3. La situation au Chili central 48

1.2.3.1. Les fluctuations du régime thermique 48

1.2.3.2. La variabilité des précipitations 49

1.2.4. Les tendances futures 51

1.2.5. Les changements climatiques en montagne 52

1.3. La réponse de la végétation aux changements climatiques 55

Chapitre 2. Présentation de la zone d'étude 61

2.1. Cadre général 61

2.2. Le climat du Chili central : mise en contexte 65

2.2.1. La circulation générale de l'atmosphère 66

2.2.2. Les caractéristiques du climat de montagne 69
2.2.2.1. Description générale 69
2.2.2.2. Classification bioclimatique 71
2.2.2.3. Le gradient thermique altitudinal 74
2.2.2.4. Les précipitations en altitude 78
2.2.3. *El Niño* et l'Oscillation Australe (ENSO) 79
2.2.3.1. Caractéristiques du phénomène 79
2.2.3.2. Les fluctuations de l'ENSO 81
2.3. La végétation de la cordillère du Chili central 84
2.3.1. La végétation de la cordillère 85
2.3.2. Caractéristiques de *Kageneckia angustifolia* 88
2.4. Description de la vallée de Yerba Loca 92

DEUXIEME PARTIE : DONNEES ET METHODOLOGIE 101

Chapitre 3. Les sources d'information 103
3.1. L'imagerie satellitaire 103
3.1.1. Images NOAA-AVHRR 103
3.1.2. Autres images satellitaires 106
3.2. Données météorologiques 107
3.3. Les photographies aériennes 109
3.4. Autres sources d'information 110
3.5. La construction d'une base de données 110

Chapitre 4. Préparation et traitements des données 113
4.1. Les données satellitaires 113
4.1.1. L'apport de la télédétection spatiale á l'étude de la neige et de la végétation 113
4.1.1.1. Bases physiques de la télédétection 113
4.1.1.2. La télédétection de la couverture neigeuse 117
4.1.1.3. La télédétection des couverts végétaux 120
4.1.2. Le prétraitement des images NOAA-AVHRR 124
4.1.2.1. La correction radiométrique 124
4.1.2.2. La correction atmosphérique 125
4.1.2.3. La correction géométrique ou redressement 126
4.1.3. L'algorithme de classification de la neige au sol 127
4.1.4. Le calcul de l'indice de végétation NDVI 130
4.2. Données et méthodologie de l'étude de site 131
4.2.1. Données météorologiques 131

4.2.2. Germination sous protection de la neige 133

TROISIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSION 141

Chapitre 5. Le climat et son évolution récente dans les Andes du Chili central 141

5.1. La situation à 2.500 mètres: El Yeso 141

5.1.1. Le régime thermique 141

5.1.2. Les jours de gel et la période végétative 146

5.1.3. Les précipitations 151

5.2. La situation à 3.500 mètres : Los Bronces 153

5.2.1. L'analyse du régime thermique 154

5.2.2. Les jours de gel 156

5.2.3. Les précipitations 159

Chapitre 6. L'enneigement et l'altitude de la limite de la neige 163

6.1. Altitude de l'Isotherme 0 °C 164

6.2. Précisions sur le coefficient de nivosité au Chili central 165

6.3. Altitude de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG) 168

6.4. L'enneigement et sa variabilité spatiotemporelle 169

6.4.1. Aspects généraux 169

6.4.2. L'enneigement à partir des images NOAA-AVHRR 171

6.5. Les fluctuations de la position altitudinale de la limite de la neige 175

6.5.1. Les fluctuations spatiotemporelles 175

6.5.2. Validation du calcul de l'altitude de la limite de la neige 178

Chapitre 7. Les Fluctuations du NDVI dans les Andes de Santiago 179

7.1. Description générale 179

7.2. Zonage à partir des valeurs du NDVI 181

7.3. Variabilité saisonnière 183

7.4. Variabilité interannuelle 186

Chapitre 8. La vallée de Yerba Loca : étude des versants et du site expérimental 193

8.1. Dynamique spatiotemporelle de la forêt à *Kageneckia Angustifolia* 193

8.2. L'étude stationnelle expérimentale (site instrumenté et experimental) 203

8.2.1. Caractérisation microclimatique 203

8.2.2. Expérience de germination 210

8.2.3. Importance de la neige dans l'écotone supraforestier 213

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES 217

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES _____ *223*

TABLE DES FIGURES _____ *251*

TABLE DES TABLEAUX _____ *257*

TABLE DES PHOTOGRAPHIES _____ *258*

ACRONYMES et SYMBOLES _____ *259*

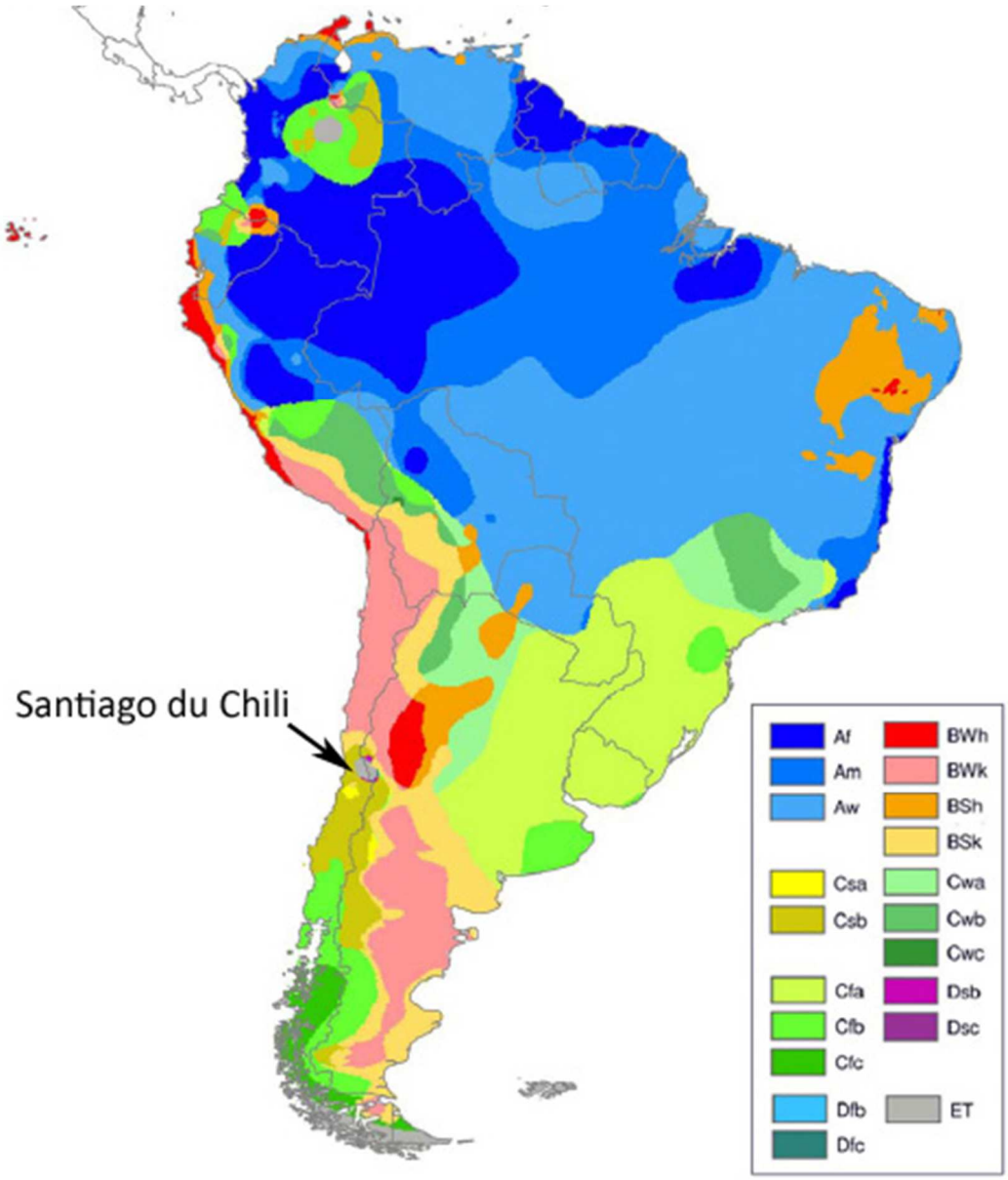
TABLE DES MATIERES _____ *261*

ANNEXE 1 : Classification climatique du continent sud-américain _____ *265*

ANNEXE 2 : Description générale de la végétation du Chili central _____ *267*

ANNEXE 3 : Dates des images NOAA-AVHRR _____ *269*

ANNEXE 1 : CLASSIFICATION CLIMATIQUE DU CONTINENT SUD-AMERICAIN



- **Csa** : climat méditerranéen avec été chaud (température moyenne du mois le plus chaud > 22 °C) ;
- **Csb** : climat méditerranéen avec été tempéré (température moyenne du mois le plus chaud < 22 °C / températures moyennes des 4 mois les plus chauds > 10 °C).

Pour plus des détails voir PEEL, M. C., FINLAYSON, B. L. et MCMAHON, T. A. (2007). "Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification". Hydrology and Earth System Sciences 11(5):1633-1644.

ANNEXE 2 : DESCRIPTION GENERALE DE LA VEGETATION DU CHILI CENTRAL

Le *matorral* épineux est dominé par *Trevoa quinquenervia* (Tralhuén), *Colliguaja odorifera* (Colliguay) et *Schinus poplygamus* (Huingàn) et occupe les zones intérieures de la Región de Valparaíso, entre 200 et 1.400 m (GAJARDO, 1994). Dans les hauts versants orientaux de la cordillère côtière et dans la précordillère andine, le *matorral* épineux est dominé par *Puya coerulea* (Chagualillo) et *Colliguaja odorifera* (Colliguay) avec d'autres espèces tels que *Eryngium paniculatum* (Chupalla), *Adesmia confusa* (Espinillo) et *Ephedra* chilensis (Pingo-pingo) (QUINTANILLA, 1975 ; QUINTANILLA, 1978).

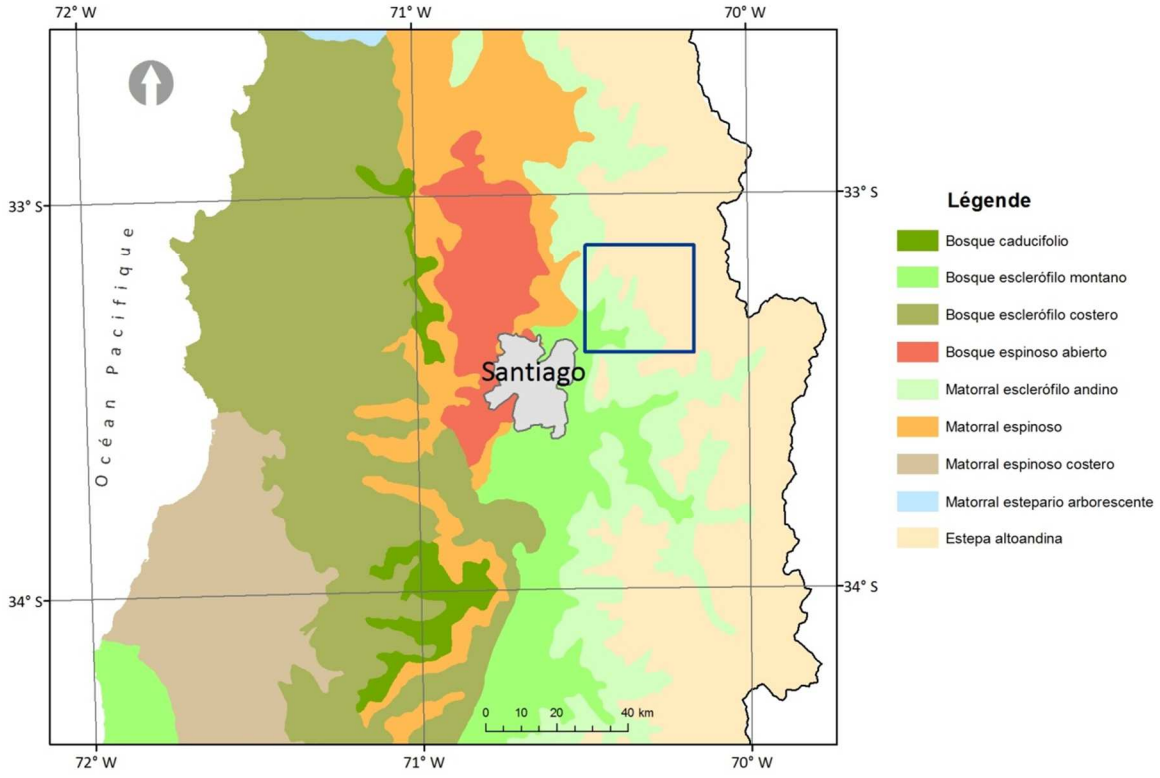


Figure 110 : Distribution géographique des formations végétales au Chili central (LUEBERT et PLISCOFF, 2009 à partir de la classification de GAJARDO, 1994 à l'échelle 1 : 250.000). Le carré bleu correspond à la vallée de Yerba Loca.

Dans la cordillère côtière, la végétation caractéristique est la forêt sclérophylle (figure 110), dominée par *Cryptocaria alba* (Peumo) y *Pemus boldus* (Boldo), avec la participation des

lauracées, telles que *Beilschmiedia miersii* (Belloto del Norte), Persea *lingue* (Lingue) et *Dasyphyllum excelsum* (Palo Santo) dans les zones plus humides (PLISCOFF et LUEBERT, 2006). Sur les versants exposés au nord, il est courant de trouver des plantes succulentes comme *Puya berteroniana* (Chagual) et des arbustes épineux, la plupart décidus d'été, telles que *Retanilla trinervia* (Tevo), *Adesmia confusa* (Espinillo) et *Proustia cuneifolia* (Huañil) (MONTENEGRO et *al*., 1988). Dans les fonds des *quebradas* (ravins à écoulement sporadique) *la végétation correspond à la forêt* des lauracées hygrophiles, où apparaissent des espèces comme *Drimys winteri* (Canelo), *Aristotelia chilensis* (Maqui) et *Crinodendron patagua* (Patagua), entre autres (GAJARDO, 1994).

Au-dessus de 1.000 mètres, il est possible d'observer une forêt caducifoliée composée principalement par *Nothofagus macrocarpa* (Roble de Santiago), avec une distribution altitudinale limitée par les sommets de la cordillère côtière. Ici, trouve un *matorral* bas dominé par *Chuquiraga oppositifolia* (Hierba blanca) et par *Mulinum spinosum* (hierba negra) (LUEBERT, 2002).

Dans les zones planes et des pentes douces de la dépression centrale, ont trouve la forêt épineux *d'Acacia caven* (Espino). Il s'agit d'une forêt ouverte et fortement dégradée. Outre *acacia caven*, les espèces dominantes sont *Propopis chilensis* (Algarrobo) et, dans la strate arbustive, *Cestrum* parqui (Palqui), *Solanum ligustrinum* (Natre) et *Proustia cuneifolia* (Huañil) (QUINTANILLA, 1975 ; RUNDEL, 1981 ; ARONSON et *al*., 1994).

ANNEXE 3 : DATES DES IMAGES NOAA-AVHRR

IMAGE	DATE	SATELLITE
1986_230	18 août 1986	AVHHR 9
1986_248	5 septembre 1986	AVHHR 9
1986_295	22 octobre 1986	AVHHR 9
1986_314	10 novembre 1986	AVHHR 9
1986_341	7 décembre 1986	AVHHR 9
1987_025	25 janvier 1987	AVHHR 9
1987_059	28 février 1987	AVHHR 9
1987_087	28 mars 1987	AVHHR 9
1987_096	6 avril 1987	AVHHR 9
1987_217	5 août 1987	AVHHR 9
1987_255	12 septembre 1987	AVHHR 9
1987_274	1 octobre 1987	AVHHR 9
1987_328	24 novembre 1987	AVHHR 9
1987_356	22 décembre 1987	AVHHR 9
1988_028	28 janvier 1988	AVHHR 9
1988_083	23 mars 1988	AVHHR 9
1988_093	2 avril 1988	AVHHR 9
1988_239	26 août 1988	AVHHR 9
1988_257	13 septembre 1988	AVHHR 9
1988_284	10 octobre 1988	AVHHR 9
1988_323	18 novembre 1988	AVHHR 11
1988_354	19 décembre 1988	AVHHR 11
1989_027	27 janvier 1989	AVHHR 11
1989_038	7 février 1989	AVHHR 11
1989_077	18 mars 1989	AVHHR 11
1989_097	7 avril 1989	AVHHR 11
1989_214	2 août 1989	AVHHR 11
1989_261	18 septembre 1989	AVHHR 11
1989_290	17 octobre 1989	AVHHR 11
1989_320	16 novembre 1989	AVHHR 11
1989_347	13 décembre 1989	AVHHR 11
1990_030	30 janvier 1990	AVHHR 11
1990_057	26 février 1990	AVHHR 11
1990_077	18 mars 1990	AVHHR 11
1990_096	6 avril 1990	AVHHR 11
1990_232	20 août 1990	AVHHR 11
1990_268	25 septembre 1990	AVHHR 11
1990_331	27 novembre 1990	AVHHR 11
1990_351	17 décembre 1990	AVHHR 11
1991_022	22 janvier 1991	AVHHR 11
1991_056	25 février 1991	AVHHR 11
1991_085	26 mars 1991	AVHHR 11
1991_111	21 avril 1991	AVHHR 11
1991_223	11 août 1991	AVHHR 11
1991_250	7 septembre 1991	AVHHR 11
1991_292	19 octobre 1991	AVHHR 11
1991_326	22 novembre 1991	AVHHR 11
1991_352	18 décembre 1991	AVHHR 11

IMAGE	DATE	SATELLITE
1992_004	4 janvier 1992	AVHHR 11
1992_046	15 février 1992	AVHHR 11
1992_081	21 mars 1992	AVHHR 11
1992_097	6 avril 1992	AVHHR 11
1992_229	16 août 1992	AVHHR 11
1992_270	26 septembre 1992	AVHHR 11
1992_304	30 octobre 1992	AVHHR 11
1992_320	15 novembre 1992	AVHHR 11
1992_362	27 décembre 1992	AVHHR 11
1993_004	4 janvier 1993	AVHHR 11
1993_053	22 février 1993	AVHHR 11
1993_077	18 mars 1993	AVHHR 11
1993_118	28 avril 1993	AVHHR 11
1993_233	21 août 1993	AVHHR 11
1993_250	7 septembre 1993	AVHHR 11
1993_282	9 octobre 1993	AVHHR 11
1993_306	2 novembre 1993	AVHHR 11
1993_354	20 décembre 1993	AVHHR 11
1994_013	13 janvier 1994	AVHHR 11
1994_045	14 février 1994	AVHHR 11
1994_080	21 mars 1994	AVHHR 11
1994_096	6 avril 1994	AVHHR 11
1995_024	24 janvier 1995	AVHHR 14
1995_050	19 février 1995	AVHHR 14
1995_070	11 mars 1995	AVHHR 14
1995_106	16 avril 1995	AVHHR 14
1995_216	4 août 1996	AVHHR 14
1995_245	2 septembre 1995	AVHHR 14
1995_281	8 octobre 1995	AVHHR 14
1995_310	6 novembre 1995	AVHHR 14
1995_355	21 décembre 1995	AVHHR 14
1996_017	17 janvier 1996	AVHHR 14
1996_056	25 février 1996	AVHHR 14
1996_066	6 mars 1996	AVHHR 14
1996_121	30 avril 1996	AVHHR 14
1996_241	28 août 1996	AVHHR 14
1996_249	5 septembre 1996	AVHHR 14
1996_295	21 octobre 1996	AVHHR 14
1996_314	9 novembre 1996	AVHHR 14
1996_350	15 décembre 1996	AVHHR 14
1997_030	30 janvier 1997	AVHHR 14
1997_057	26 février 1997	AVHHR 14
1997_103	13 avril 1997	AVHHR 14
1997_260	17 septembre 1997	AVHHR 14
1997_296	23 octobre 1997	AVHHR 14
1997_331	27 novembre 1997	AVHHR 14
1997_350	16 décembre 1997	AVHHR 14
1998_002	2 janvier 1998	AVHHR 14
1998_29	29 janvier 1998	AVHHR 14
1998_066	7 mars 1998	AVHHR 14
1998_092	2 avril 1998	AVHHR 14

IMAGE	DATE	SATELLITE NOAA
1998_112	22 avril 1998	AVHHR 14
1998_266	23 septembre 1998	AVHHR 14
1998_301	28 octobre 1998	AVHHR 14
1998_318	14 novembre 1998	AVHHR 14
1998_356	22 décembre 1998	AVHHR 14
1999_034	3 février 1999	AVHHR 14
1999_054	23 février 1999	AVHHR 14
1999_078	19 mars 1999	AVHHR 14
1999_105	15 avril 1999	AVHHR 14
1999_272	29 septembre 1999	AVHHR 14
1999_290	17 octobre 1999	AVHHR 14
1999_309	5 novembre 1999	AVHHR 14
1999_360	26 décembre 1999	AVHHR 14
2000_021	21 janvier 2000	AVHHR 14
2000_047	16 février 2000	AVHHR 14
2000_082	22 mars 2000	AVHHR 14
2000_109	18 avril 2000	AVHHR 14
2000_245	1 septembre 2000	AVHHR 14
2000_287	13 octobre 2000	AVHHR 14
2000_329	24 novembre 2000	AVHHR 14
2000_338	3 décembre 2000	AVHHR 14
2001_005	5 janvier 2001	AVHHR 14
2001_040	9 février 2001	AVHHR 14
2001_065	6 mars 2001	AVHHR 14
2001_108	18 avril 2001	AVHHR 14