



Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geografia



TESE DE DOUTORADO

**O REGISTRO PALEOCLIMÁTICO EM UM TESTEMUNHO DE
GELO DO NEVADO ILLIMANI (BOLÍVIA) E A VARIABILIDADE
DA PRECIPITAÇÃO NO SUL DO BRASIL**

VANEZA BARRETO PEREIRA

PORTO ALEGRE, JULHO DE 2019



Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geografia



**O REGISTRO PALEOCLIMÁTICO EM UM
TESTEMUNHO DE GELO DO NEVADO ILLIMANI
(BOLÍVIA) E A VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO
NO SUL DO BRASIL**

Tese de doutorado
apresentada como requisito
parcial para a obtenção do
título de Doutor em
Geografia.

VANEZA BARRETO PEREIRA

ORIENTADOR: PROF. DR. JEFFERSON CARDIA SIMÕES

BANCA EXAMINADORA:

Dr. Eder Leandro Bayer Maier (FURG/Rio Grande, RS)

Dr. Francisco Eliseu Aquino (UFRGS/Porto Alegre, RS)

Dr. Matheus da Silva Teixeira (UFPEL/Pelotas, RS)

PORTO ALEGRE, JULHO DE 2019

CATALOGAÇÃO

CIP - Catalogação na Publicação

Pereira, Vaneza Barreto
O REGISTRO PALEOCLIMÁTICO EM UM TESTEMUNHO DE GELO
DO NEVADO ILLIMANI (BOLÍVIA) E A VARIABILIDADE DA
PRECIPITAÇÃO NO SUL DO BRASIL / Vaneza Barreto
Pereira. -- 2019.
109 f.
Orientador: Jefferson Cardia Simões.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2019.

1. Climatologia. 2. Glaciologia. 3.
Paleoclimatologia. 4. Precipitação. 5. Isótopos de
Oxigênio. I. Cardia Simões, Jefferson, orient. II.
Título.

Vaneza Barreto Pereira

O REGISTRO PALEOCLIMÁTICO EM UM TESTEMUNHO DE GELO DO
NEVADO ILLIMANI (BOLÍVIA) E A VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO
SUL DO BRASIL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação do curso de Geografia em nível de doutorado da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte das exigências para a obtenção do título de Doutor.

Porto Alegre, 15 de abril de 2019.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Mateus da Silva Teixeira
Universidade Federal de Pelotas

Prof. Dr. Eder Leandro Bayer Maier
Universidade Federal de Rio Grande

Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

DEDICATÓRIA

Aos meus antepassados,

Aos meus descendentes,

Aos meus presentes.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Prof. Jefferson Simões, por ter aceitado ser meu orientador e ter disponibilizado o excelente espaço de estudo e pesquisa que é o Centro Polar e Climático da UFRGS, o qual é o gestor. Agradeço pelas oportunidades acadêmicas que surgiram, pelas conversas que tivemos, pelas valiosas dicas, pela clareza e lucidez que tem em relação à ciência como um todo. Sempre foi e continua sendo para nós alunos um exemplo de pesquisados que dedicou a vida à ciência.

Agradeço aos professores do Programa de Pós-graduação da Geografia/UFRGS pelos ensinamentos que me proporcionaram através das aulas e do excelente convívio acadêmico.

Um agradecimento especial ao Professor Francisco Aquino que com sua experiência pode colaborar de forma fundamental nesse trabalho.

Aos colegas, técnicos e funcionários do Centro Polar e Climático/UFRGS pelo convívio, amizade e auxílio. Um agradecimento especial ao colega Denilson Viana que me auxiliou na elaboração de parte da base de dados utilizadas nessa tese, e ao colega Eder Maier que acompanhou de perto a evolução do trabalho sempre pronto a transmitir seus conhecimentos.

A minha família, meu marido Viter e meus filhos Julia e Rafael, meus mestres, por estarem sempre ao meu lado, me incentivando e oferecendo o suporte tão necessário para conciliar o contexto familiar com o profissional, que se tratando de pesquisa científica, sabemos que essa atividade exige muita dedicação e concentração para que se realize uma pesquisa de excelência.

Aos amigos que me acompanharam e auxiliaram ao longo dessa caminhada.

A Deus por tudo, por eu ter tido acesso à educação, por eu ser uma pessoa curiosa e com isso buscar sempre a excelência na área em que escolhi dedicar meus esforços, e, por me conduzir pelos melhores caminhos.

A CAPES pelo apoio financeiro.

*I'm among those
who think that science
has a great beauty*

Marie Curie

RESUMO

A Paleoclimatologia, usando dados que representam indiretamente variações no ambiente, pode fornecer informações das condições climáticas que afetou o Planeta em épocas anteriores à adoção de observações e registros sistemáticos e instrumentais, permitindo visualizar ciclos, padrões e tendências que auxiliam no entendimento do clima atual. O objetivo principal deste estudo é verificar se é possível reconstruir a climatologia da precipitação da Região Sul do Brasil a partir de dados paleoclimáticos registrados em um testemunho de gelo andino obtido no Nevado Illimani, Bolívia (6.350 m, 16°37'S, 67°46'W). Para isso foram utilizadas médias anuais e sazonais (novembro a março) da precipitação da Região Sul do Brasil disponibilizados em um banco de dados de reanálise da Universidade de Delaware e médias anuais da taxa de acumulação de neve e da razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) dos 50 m superiores desse testemunho de gelo, representando o período entre 1929 e 1998 EC. A regressão linear foi usada para correlacionar as séries temporais da variabilidade da precipitação da Região Sul do Brasil com as séries da taxa de acumulação de neve e da $\delta^{18}\text{O}$ e para determinar uma equação de transferência (por regressão). Técnicas de correlação cruzada também foram aplicadas para investigar retardos entre essas séries temporais. As correlações mais fortes encontradas com uma confiabilidade de $\alpha < 0,05$ são entre a taxa de acumulação de neve e a precipitação na região do Planalto, onde ~5% da precipitação dessa região pode ser explicado pela taxa de acumulação de neve; e entre a razão isotópica de oxigênio e a precipitação da região da Campanha, onde ~4% da precipitação dessa região pode ser relacionada pela razão isotópica de Oxigênio. As escalas temporais adotadas nesse trabalho não permitem realizar, de forma confiável, uma reconstrução paleoclimática da precipitação da Região Sul do Brasil na escala sazonal ou anual.

Palavras-chave: climatologia da precipitação, $\delta^{18}\text{O}$, conexão trópico – subtropical.

ABSTRACT

Paleoclimatology, using data that indirectly (by proxy) represents variations in the environment, can provide information on the climatic conditions that affected the Planet prior to the adoption of systematic and instrumental observations and records, allowing the visualization of cycles, patterns and trends that help in understanding the current climate. The main objective of this study is to verify if it is possible to reconstruct the precipitation climatology of southern Brazil based on the paleoclimatic data recorded in an Andean ice core obtained in the Nevado Illimani, Bolivia (6,350 m, 16°37'S, 67°46'W). For that, annual and seasonal averages (November to March) of precipitation of the Southern Region of Brazil, were made available in a reanalysis database of the Delaware University, and annual means of the snow accumulation rate and of the oxygen isotope ratio ($\delta^{18}\text{O}$) of the upper 50 meters of this ice core (representing the 1929 and 1998 CE period). Linear regression was used to correlate the precipitation variability time series of the southern region of Brazil with the snow accumulation rate and the $\delta^{18}\text{O}$ variability and to determine a transfer equation (by regression). Cross-correlation techniques were also applied to investigate lags between these time series. Through wavelet analysis it was possible to identify temporal cycles of series variability. The strongest correlations found with a reliability of $\alpha < 0.05$ is between the rate of snow accumulation and precipitation in the Plateau region, where $\sim 5\%$ of precipitation of this region can be explained by the snow accumulation rate; and between the oxygen isotope ratio and the precipitation of the Campanha region, where $\sim 4\%$ of the precipitation of this region can be related by the oxygen isotope ratio. The time scales adopted in this work do not allow a reliable, paleoclimatic reconstruction of the precipitation of the Southern Region of Brazil in the seasonal or annual scale.

Key words: precipitation climatology, $\delta^{18}\text{O}$, tropic - subtropical connection.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Transporte de umidade entre os trópicos e subtropicais da América do Sul..	21
Figura 2 – Circulação e processos atmosféricos sobre a América do Sul.....	24
Figura 3 – Circulação atmosférica idealizada e real.....	25
Figura 4 – Zona de Convergência Intertropical	26
Figura 5 – Zona de Convergência do Atlântico Sul.....	27
Figura 6 – Jato de Baixos Níveis à leste da Cordilheira dos Andes	28
Figura 7 – Baixas pressões continentais da América do Sul	30
Figura 8 – Carta sinótica – Alta Subtropical da América do Sul	33
Figura 9 – Carta sinótica - Alta da Bolívia.....	35
Figura 10 – Localização do nevado Illimani	45
Figura 11 – Precipitação e ventos em 850 hPa em janeiro e julho sobre a América do Sul	46
Figura 12 – Registros de $\delta^{18}\text{O}$ andinos (Huascarán, Sajama e Illimani)	52
Figura 13 – $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho de gelo do Nevado Illimani	55
Figura 14 – Modos de variabilidade/teleconexões	60
Figura 15 – Diagrama das séries de precipitação (Sul do Brasil e Illimani) e $\delta^{18}\text{O}$	63
Figura 16 – Áreas de estudo (Sul do Brasil e Illimani, Bolívia)	64
Figura 17 – Mapa de localização do nevado Illimani	65
Figura 18 – Variabilidade anual da anomalia de precipitação da Região Sul do Brasil.	67
Figura 19 – Variabilidade sazonal (novembro – março) da anomalia de precipitação da Região Sul do Brasil.....	67

Figura 20 – Variabilidade anual e sazonal (novembro a março) das anomalias de precipitação das regiões: Campanha, Planalto e Litoral	68
Figura 21 – Mapa das regiões Campanha, Planalto e Litoral	69
Figura 22 – Variação da razão isotópica do oxigênio 18 ($\delta^{18}\text{O}$) no testemunho de gelo do Nevado Illimani, Bolívia (1929 – 1998)	71
Figura 23 – Variação média anual da razão isotópica do oxigênio 18 ($\delta^{18}\text{O}$) no testemunho de gelo do Nevado Illimani, Bolívia (1929 – 1998)	72
Figura 24 – Variação anual da taxa de acumulação de neve no testemunho de gelo do Nevado Illimani, Bolívia (1929 – 1998)	73
Figura 25 – variabilidade anual da anomalia de precipitação da Região Sul do Brasil, período 1929 – 1998.....	77
Figura 26 – variabilidade anual da anomalia de precipitação da região da Campanha, período 1929 – 1998.....	77
Figura 27 – variabilidade anual da anomalia de precipitação da região do Planalto, período 1929 – 1998.....	78
Figura 28 – variabilidade anual da anomalia de precipitação da região do Litoral, período 1929 – 1998	79
Figura 29 – Variação anual (1929–1998) da taxa de acumulação de neve no testemunho do Nevado Illimani	81
Figura 30 – Variabilidade e gráfico de dispersão das séries filtradas de acumulação de neve e anomalia de precipitação da região do Planalto.....	85
Figura 31 – Variabilidade das séries do $\delta^{18}\text{O}$ e anomalia de precipitação da região da Campanha	86

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Características dos testemunhos de gelo Andinos	49
Tabela 2 – Características do testemunho de gelo do Nevado Illimani	51
Tabela 3 – Principais Modos de Variabilidade Climática	60
Tabela 4 - Variação dos valores médios do $\delta^{18}\text{O}$ por tipo de ano	80
Tabela 5 – Variação dos valores médios do $\delta^{18}\text{O}$ sob influência da ODP	80
Tabela 6 – Taxa de acumulação de neve no nevado Illimani em anos El Niño, La Niña e normal	81
Tabela 7 - Variação da acumulação de neve em anos sob a ODP e também sob diferentes eventos El Niño ou La Niña	82
Tabela 8 – Correlação entre a série de anomalia de precipitação da Região Sul do Brasil e regiões (média anual) e os dados paleoclimáticos do TG do Nevado Illimani ($\delta^{18}\text{O}$ e acumulação de neve)	83
Tabela 9 – Correlação entre a série de anomalia de precipitação da Região Sul do Brasil e regiões (média novembro a março) e os dados paleoclimáticos do TG do Nevado Illimani ($\delta^{18}\text{O}$ e acumulação de neve)	83
Tabela 10 – Resultado das regressões lineares entre variáveis climáticas do Sul do Brasil e a acumulação de neve no Nevado Illimani (estatisticamente significante em $\alpha < 0,05$)	84

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
AP	Antes do presente
ANA	Agência Nacional das águas
ANE	Alísios de Nordeste
ASE	Alísios de Sudeste
AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	Alta Subtropical do Pacífico Sul
BCH	Baixa do Chaco
BL	Bloqueios Atmosféricos
BNOA	Baixa do Noroeste Argentino
Cb	Cumulonimbus
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
Corr	Correlação
ECMWF	Sigla em inglês para <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENOS	El Niño Oscilação Sul
EN	El Niño
EUA	Estados Unidos da América
HS	Hemisfério Sul
HN	Hemisfério Norte
hPa	Hectopascal
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IME	Índice Multivariado El Niño
ION	Índice Oceânico Niño
IPCC	Sigla em inglês para <i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
JBN	Jatos de Baixos Níveis
JBNAS	Jatos de Baixos Níveis da América do Sul
JJA	Junho, julho, agosto
LN	La Niña
NCEP	Sigla em inglês para <i>National Center for Environmental Prediction</i>

NCAR	Sigla em inglês para <i>National Center for Atmospheric Research</i>
NOAA	Sigla em inglês para <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
Nov-mar	Novembro – março
O	Oxigênio
ODP	Oscilação Decadal do pacífico
OS	Oscilação Sul
Ppb	Partes por bilhão
Prec	Precipitação
S	Sul
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SMAS	Sistemas de Monções da América do Sul
TG	Testemunho de Gelo
TSM	Temperatura da superfície do mar
TOC	Transformada de Onduletas Contínua
TRMM	Sigla em inglês para <i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
UMG	Último Máximo Glacial
UTC	Sigla em inglês para <i>Universal Time Coordinated</i>
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
V-SMOW2	Sigla em inglês para <i>Viena – Standard Mean Ocean Water 2</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCST	Zonas de Convergência Subtropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul
δD	Isótopo deutério
δ	Isótopo
$\delta^{18}O$	Isótopos de Oxigênio 18

SUMÁRIO

Capítulo 1: INTRODUÇÃO	18
1.1 Contextualização e Justificativa	18
1.2 Objetivos	22
1.2.1 Geral	22
1.2.2 Específicos	22
Capítulo 2: O CLIMA DA AMÉRICA DO SUL E TELECONEXÕES CONTINENTAL	23
2.1 O clima da América do Sul	23
2.1.1 Sistemas na baixa atmosfera da América do Sul	24
2.1.2 Sistemas da alta atmosfera da América do Sul	33
2.2 O clima do Sul do Brasil	37
2.2.1 Aspectos gerais	37
2.2.2 Variabilidade da precipitação no registro instrumental.....	42
2.3 O clima na região do Nevado Illimani, Cordilheira dos Andes, Bolívia	44
2.3.1 Aspectos gerais	44
2.3.2 O Testemunho de Gelo do Nevado Illimani: 20.000 anos de dados paleoclimáticos.....	47
2.4 Teleconexões entre América do Sul tropical e o Sul do Brasil	58
2.4.1 Variabilidade Interanual: El Niño Oscilação Sul – ENOS	61
2.4.2 - Variabilidade Decadal: Oscilação Decadal do Pacífico – ODP	62
Capítulo 3: MATERIAL E MÉTODOS	63
3.1 As duas áreas geográficas do estudo: Sul do Brasil e Nevado Illimani, Bolívia.....	63
3.1.1 Região Sul do Brasil	63
3.1.2 Nevado Illimani	65
3.2 Dados	65
3.2.1 Precipitação no Sul do Brasil	66

3.2.2 Razão isotópica de oxigênio e taxa de acumulação de neve no Nevado Illimani..	70
3.3 Técnicas estatísticas	73
3.3.1 Análise de dependência por regressão linear	73
Capítulo 4: RESULTADOS	76
4.1 Análise da variabilidade da precipitação no Sul do Brasil	76
4.1.1 Sul do Brasil	76
4.1.2 Análise das regiões homogêneas de precipitação	77
4.2 Análise dos dados paleoclimáticos	79
4.2.1 Razão isotópica $\delta^{18}\text{O}$	79
4.2.2 Acumulação de neve no Nevado Illimani	80
4.3 A relação entre a precipitação no Sul do Brasil, o $\delta^{18}\text{O}$ e a acumulação de neve no Nevado Illimani	82
4.3.1 A relação entre as variáveis ambientais	82
4.4 Resultado das regressões estatisticamente mais relevantes	84
4.4.1 Acumulação de Neve x Planalto (1929 – 1998)	85
4.4.2 $\delta^{18}\text{O}$ x Campanha (1929 – 1998)	86
Capítulo 5: DISCUSSÕES	87
5.1 Interpretação do registro isotópico ($\delta^{18}\text{O}$) no TG Illimani	87
5.2 Precipitação no Illimani	88
5.3 Incertezas na interpretação do $\delta^{18}\text{O}$	89
5.4 Precipitação no Sul do Brasil	89
5.5 - Relação entre a série de acumulação do Nevado Illimani e precipitação no Sul do Brasil	90
Capítulo 6: CONCLUSÕES	92
6.1 Considerações finais	92
6.2 Sugestão de trabalhos futuros	94
REFERÊNCIAS	95

Anexos – CD ROM

Anexo 1 - Matriz de Correlação entre as séries de precipitação do Sul do Brasil

Anexo 2 – Médias anuais das anomalias de precipitação da Região Sul do Brasil, da taxa de acumulação de neve e razão isotópica do oxigênio dezoito no do Nevado Illimani

Anexo 3 – Datação anual da Acumulação corrigida e $\delta^{18}\text{O}$ (1919-1998) do Nevado Illimani

Anexo 4 – Scripts do MatLab

Anexo 5 – Gráficos Correlação cruzada

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

1.1 Contextualização e justificativa

Eventos extremos como secas intensas e inundações estão se tornando cada vez mais frequentes e, junto a isso, cresce o esforço da comunidade científica em registrar, mapear e identificar suas causas e impactos na sociedade e nos ecossistemas. Cresce também a necessidade de uma melhor compreensão da dinâmica do clima ao longo de sua história, seu estado atual, bem como previsões precisas.

Estudos científicos realizados por diversos autores dedicados a história do clima da Terra mostram que é possível explicar seu clima pretérito usando técnicas da paleoclimatologia (Bradley, 1999; Cronin, 1999). A Paleoclimatologia estuda as condições climáticas que afetam o planeta em épocas anteriores à adoção de observações e registros sistemáticos e instrumentais, para isso utiliza-se de registros indiretos encontrados na natureza. Diversos métodos são utilizados, entre eles, o estudo do conteúdo químico contido em testemunhos de gelo obtidos nas regiões geladas do planeta. A glacioquímica em amostras de neve e gelo é um método que apresenta importante contribuição na reconstrução do clima passado e tem o objetivo de estudar e analisar a química das espécies químicas ao longo de cada testemunho, tornando uma importante ferramenta da Glaciologia (Simões, 2004). Um testemunho de gelo (*ice core*) é uma amostra de gelo, em formato cilíndrico, proveniente da perfuração de uma geleira. Os registros dos testemunhos são a forma mais direta e detalhada de investigar as condições climáticas e atmosféricas passadas. A neve que precipita sobre as geleiras, a cada ano, guarda as concentrações atmosféricas de poeira, sal marinho, cinzas, bolhas de gases e poluentes humanos. No total mais de cinquenta espécies químicas e propriedades físicas são medidas em testemunhos de neve e gelo (Bales e Wolff, 1995).

Análises das propriedades físicas e químicas dos testemunhos de gelo podem revelar as variações climáticas do passado, que ocorreram há centenas de milhares de anos. Vários autores tem se dedicado à interpretação ambiental de informações preservadas em testemunhos de gelo de geleiras polares e tropicais para reconstruir as condições ambientais do passado, tais como anomalias de secas, de chuvas, temperatura, história da atividade vulcânica, balanço de massa de geleiras, variabilidade solar, produtividade biológica marinha, extensão do gelo marinho e dos desertos, assim como as queimadas nas florestas (Thompson

et al., 1984, 1985, 2005, 2013; Hoffmann *et al.*, 2003; Vimeux *et al.*, 2009; Rabatel *et al.*, 2013; Ribeiro *et al.*, 2013; INCT da Criosfera, 2014; Thompson, 2017).

Em relação as mudanças climáticas abruptas do passado e do presente, análises desses testemunhos produziram três linhas de evidências de mudanças climáticas abruptas: (1) histórico de temperatura e precipitação; (2) perda acelerada de massa das geleiras; (3) cobertura de flora e fauna antiga nas margens das geleiras, sendo desenterradas como resultado de recente fusão, evidenciando a perda de massa da geleira (Thompson, 2010).

Os registros de isótopos de testemunho de gelo andinos fornecem informações climáticas detalhadas e de alta resolução em várias escalas de tempo (Hoffmann *et al.*, 2003). Por exemplo, o conteúdo isotópico do gelo fornece informações sobre o ciclo hidrológico nos trópicos e subtropicais da América do Sul (Vuille *et al.*, 2003a, 2003b; Vuille e Werner, 2005; Maier e Simões 2012; Vuille *et al.*, 2012; Maier e Simões 2013; Maier, 2014), como também fornece informações de alta resolução sobre a variabilidade climática da região no passado (Thompson *et al.*, 1995; Vimeux *et al.*, 2009; Thompson *et al.*, 2013;). Por outro lado, investiga-se também quais fatores que controlam a variabilidade do registro isotópico nas geleiras andinas em suas múltiplas escalas de tempo, como por exemplo na escala intrasazonal, sazonal e interanual o efeito quantidade (Hardy *et al.*, 2003; Vuille *et al.*, 2003a Vimeux *et al.*, 2011), o efeito da temperatura (Hoffmann *et al.*, 2003) o efeito altitude na escala intra-anual (Gonfiantini *et al.*, 2001), como também os modos de variabilidade que provocam anomalias na circulação atmosférica sobre a América do Sul e afetam a variabilidade do $\delta^{18}\text{O}$ e da precipitação (Vuille e Werner 2005; Vuille *et al.*, 2012).

Nas altas latitudes a composição isotópica da água meteórica é interpretada como um indicador de temperatura atmosférica (na verdade, da temperatura de condensação do cristal de neve). Já nas latitudes baixas, é o volume de precipitação (efeito quantidade) que domina o sinal, pelo menos em teoria (Dansgaard, 1964; Rozansk *et al.*, 1993).

Para as geleiras tropicais nas baixas latitudes, no entanto, ainda não está claro qual efeito domina e em qual escala de tempo. Por exemplo, o "efeito de quantidade" pode dominar as variações sazonais, enquanto que a temperatura pode controlar as variações interanuais (Hoffmann *et al.*, 2003). A circulação atmosférica também exerce papel fundamental no comportamento das geleiras por ser a responsável pelo transporte de vapor de água e calor e nesse caso, (geleiras tropicais andinas), elas se situam próximas aos centros de ação do sistema El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Estudos sugerem que a maior variabilidade

climática no altiplano Boliviano, registrada no testemunho de gelo (TG) do Nevado Illimani é mais relacionada às condições climáticas do Pacífico, embora a fonte de umidade neste local seja predominantemente do oceano Atlântico (Vuille *et al.*, 2003a, 2003b; Knusel *et al.*, 2005).

Em junho de 1999 uma equipe franco-suíça extraiu um TG do Nevado Illimani (6.350 m, 16°37'S, 67°46'W) de 136,7 m, onde a parte mais profunda contém gelo composto por precipitação de neve que data do final do Último Máximo Glacial, cerca de 18 mil anos antes do presente (AP), os primeiros 50 m foram formados por precipitações ocorridas no último século (Ramirez *et al.*, 2003).

A série temporal do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani guarda informações pretéritas do ciclo hidrológico, porque a neve que precipita nessa geleira evapora no Oceano Atlântico e recicla sobre o continente sul-americano (Vimeux *et al.*, 2005). As variações do $\delta^{18}\text{O}$ em latitudes tropicais ocorrem pelo fracionamento isotópico em cada processo de condensação da água na atmosfera, ou seja, a repetição desse processo ao longo da reciclagem da água sobre o continente diminui a porcentagem relativa do $\delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard, 1964).

Maier (2014) comparou uma série temporal de razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) deste TG do Nevado Illimani, Bolívia, com dados da precipitação sobre a América do Sul e identificou relações espaço-temporais no período 1979–2008 que podem ser usadas para reconstrução paleoclimática.

Devido às suas características físico-geográficas, a região que se localiza o Nevado Illimani recebe influência dos processos atmosféricos que ocorrem tanto na baixa como na alta troposfera, por exemplo, a Zona de Convergência Intertropical, os ventos alísios, as Linhas de Instabilidade, os Sistemas Convectivos, os Jatos de Baixos Níveis (Baixa Troposfera) e Alta da Bolívia (Alta troposfera), bem como os processos que atuam sobre a região Amazônica, devido à sua proximidade com a floresta. A Floresta Amazônica também possui um importante papel no que diz respeito ao transporte de umidade entre a região tropical e a região subtropical da América do Sul, contribuindo para a ocorrência de precipitação na região Central, Sudeste e Sul do Brasil, como também no norte da Argentina e bacia do Prata (Marengo *et al.*, 2004; Marengo 2004, 2005, 2006; Vera *et al.*, 2006; Satyamurty *et al.*, 2013) conforme desenho apresentado na Figura 1.

Desta forma, entender os processos climatológicos (ou que caracterizam) dos sistemas atmosféricos que atuam na América do Sul contribuirá para responder a principal questão deste trabalho, que é o de verificar a possibilidade de reconstruir o comportamento pluviométrico passado da Região Sul do Brasil através de informações paleoclimáticas contidas em um testemunho de gelo do Nevado Illimani, na Bolívia, região central da

cordilheira dos Andes. A hipótese que se busca investigar é a existência de correlação entre a região do Nevado Illimani e a Região Sul do Brasil por ambas receberem influência da região Amazônica.

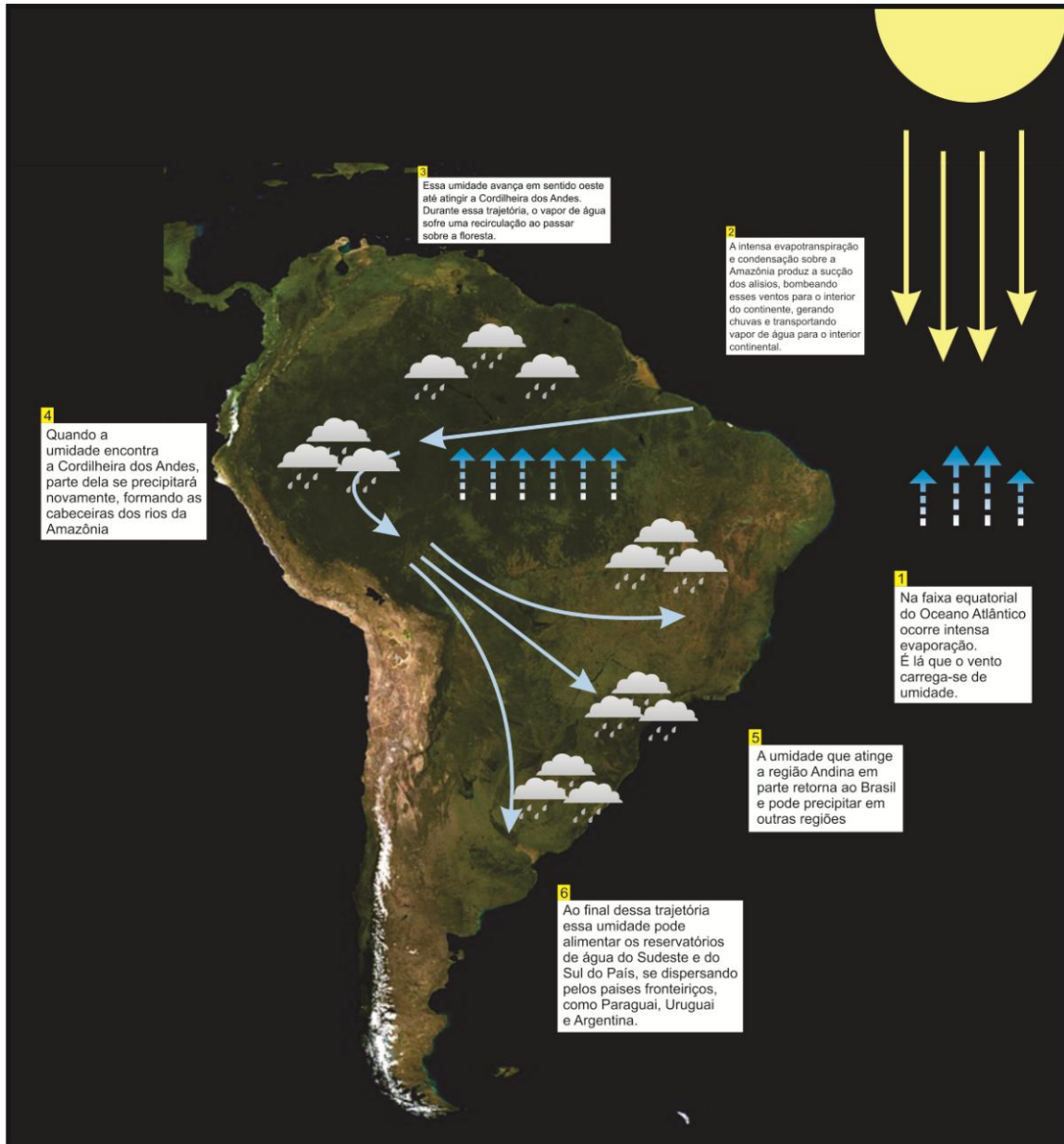


Figura 1 – Esquema exemplificando como ocorre o transporte de umidade entre a região tropical e a subtropical da América do Sul. Fonte: Adaptado de <http://riosvoadores.com.br/o-projeto/fenomeno-dos-rios-voadores/> acesso em 12/01/2018

Justificativa

A climatologia de precipitação da América do Sul apresenta um ciclo anual regular, e o Sul do Brasil, por se localizar em uma região de transição entre os trópicos e subtropicais, apresenta grandes contrastes nos seus regimes de precipitação e temperatura (Grimm, 2009).

No inverno, as frentes frias predominam, sendo a principal responsável pelo regime de precipitação característico, já no verão o regime é caracterizado por outros sistemas, como o forte controle pela Zona de Convergência do Atlântico Sul, e também pela umidade que é gerada na Amazônia e transportada à Região Sul pelos Jatos de Baixos Níveis ao longo das bordas orientais do Andes. Portanto, sistemas atmosféricos de características tropicais, e subtropicais, atuam, fazendo com que o clima do Sul do Brasil apresente distinta complexidade.

Entender o clima do Sul do Brasil, sua variabilidade e sua relação com o paleoclima pelo registro no testemunho de gelo do Nevado Illimani poderá fornecer aos gestores, meteorologistas e sociedade em geral subsídios para a formulação de políticas e estratégias que busquem assegurar ou garantir o desenvolvimento e bem estar da sociedade, pela maior precisão na tomada de decisão em diversas áreas, desde a agricultura, visto que esta é a principal vocação econômica da região e é totalmente dependendo do clima, até o dia-a-dia da sociedade, pois estudos tem demonstrado que essa variabilidade tem que intensificado nas últimas décadas (IPCC, 2014), trazendo junto a isso situações de risco à população, e em específico, dessa região, tais como doenças epidêmicas, pragas nas lavouras, perdas econômicas, desastres naturais forçado por eventos climatológicos extremos. Já os pesquisadores (climatologistas) poderão entender melhor o clima do passado identificando os padrões e a variabilidade nesses padrões, bem como a frequência destes, o que possibilitará melhorar os modelos de previsões climáticas a curto e médio prazo.

1.2 Objetivos

1.2.1 Geral

Verificar a possibilidade de reconstruir a variabilidade da precipitação do Sul do Brasil no período anterior ao registro instrumental utilizando o registro paleoclimático (taxa de acumulação e conteúdo de isótopos estáveis) de um testemunho de gelo do Nevado Illimani, Bolívia.

1.2.2 Específicos

- Determinar a existência de relação entre a variabilidade de precipitação no Sul do Brasil com a variabilidade da taxa acumulação de neve ou de $\delta^{18}\text{O}$ no testemunho de gelo do Nevado Illimani

Capítulo 2 - O CLIMA DA AMÉRICA DO SUL E TELECONEXÕES CONTINENTAIS

Este capítulo apresenta os sistemas meteorológicos que determinam a climatologia de precipitação das duas regiões deste estudo que é a região do Nevado Illimani, na Bolívia e a Região Sul do Brasil, e tem como objetivo melhorar o entendimento das conexões climáticas existentes entre a região tropical e subtropical da América do Sul.

2.1 O clima da América do Sul

A América do Sul possui características climatológicas e de relevo bem variadas devido a sua extensão e posição geográfica. No sentido meridional, a América do Sul se estende de 10°N até 55°S, apresentando feições de clima e tempo tropical, subtropical e extratropical. Por estar localizada entre dois grandes oceanos, a circulação atmosférica regional recebe grande influência deles. Uma importante e distinta característica geográfica da América do Sul é a presença da cordilheira dos Andes, mais extensa cadeia de montanhas do mundo, que corre por toda a costa ocidental do continente. Outra importante característica geográfica é a Floresta Tropical Amazônica, que ocupa ~35% da área total e ~65% da área tropical do continente. Em contraponto com o clima úmido dessa floresta, o continente abriga também o deserto do Atacama no norte do Chile e regiões semiáridas no nordeste do Brasil.

As frentes frias que chegam da região Antártica possuem grande influência sobre o clima do continente, principalmente nas altas e médias latitudes, podendo alcançar as baixas latitudes (Satyamurty *et al.*, 1998).

A América do Sul é também uma região de grande interação meridional entre os trópicos e extratropicais. A circulação atmosférica regional sobre a América do Sul é constituída por sistemas atmosféricos como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), sistema meteorológico dominante que ocorre em toda a região equatorial, sobre os oceanos e regiões continentais; bem como sistemas regionais como a Alta da Bolívia, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); a Baixa do Chaco no verão, as “friagens” que chegam ao equador no inverno austral, entre outros (Satyamurty *et al.*, 1998).

A seguir será apresentada uma revisão dos principais sistemas meteorológicos dominantes que mantém a circulação regional da atmosfera sobre a América do Sul que ligam

a região do Nevado Illimani na Bolívia e o Sul do Brasil e apresentados conforme ocorrem na baixa e na alta troposfera. Figura 2.

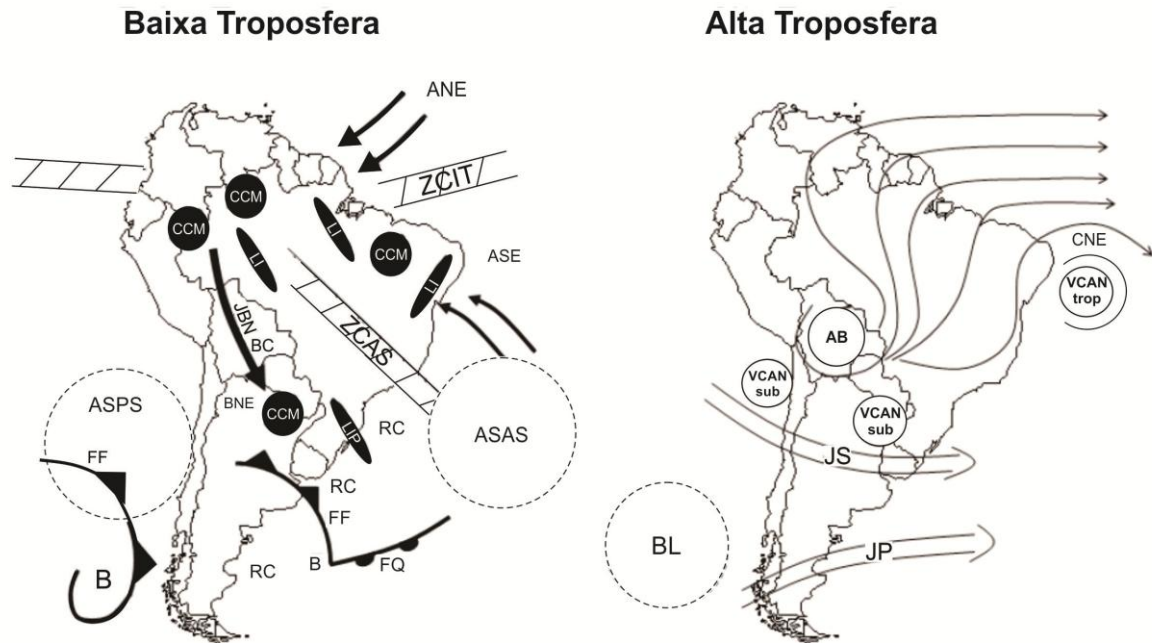


Figura 2 - Esquema das principais características da circulação e processos atmosféricos sobre a América do Sul, que ocorre na baixa e na alta troposfera. **Baixa Troposfera:** ANE - Ventos Alísios de Nordeste; ASE - Ventos Alísios de Sudeste; ASAS - Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul; ASPS - Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul; B - Baixa Pressão; BC - Baixa do Chaco - região de baixas térmicas; BNE - Baixa do Nordeste Argentino - Região de baixas térmicas; CCM - Complexo Convectivo de Mesoescala; FF - Frente Fria; FQ - Frente Quente; JBN - Jatos de Baixos Níveis (a leste dos Andes); LI - Linha de Instabilidade Tropical; LIP - Linha de Instabilidade pré-frontal; RC - Regiões ciclogênicas; ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul; ZCIT - Zona de Convergência Intertropical. **Alta Troposfera:** AB - Alta da Bolívia; BL - Bloqueio Atmosférico; CNE - Cavado Nordeste Brasil; JS - Jato Subtropical; JP - Jato Polar; VCAN Sub - Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Subtropicais; VCAN Trop - Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Tropicais. Fonte: Adaptado de Satyamurty *et al.* (1998).

2.1.1 Sistemas na baixa atmosfera da América do Sul

2.1.1a Ventos Alísios

O aquecimento desigual da atmosfera provoca a formação de zonas de alta e de baixa pressão, levando à movimentação das massas de ar. Assim, as massas de ar frias, de maior pressão, movimentam-se no sentido das zonas de baixa pressão. Nesta circulação geral da atmosfera são gerados sistemas de ventos conhecidos como “estes polares”, “ventos de oeste” e “ventos alísios” (Figura 3). Na região da linha do equador, devido ao aquecimento constante e quase uniforme é formada uma zona de baixa pressão (ZCIT) para a qual se deslocam os

ventos alísios de sudeste, vindos do hemisfério sul, e os ventos alísios de nordeste, vindos do hemisfério norte. Ambos formam-se em latitudes de cerca de 30° nos dois hemisférios (Barry e Chorley, 2013).

Ao chegar à zona de baixa pressão do equador, os ventos alísios provocam chuvas, se aquecem e ascendem. Então, viajam de volta à região de origem, viajando pelas camadas mais altas da troposfera. São ventos “contra-alísios”, que se dirigem até as zonas dos cinturões anticiclônicos, mantendo-se assim, o sistema de circulação entre zonas tropicais e subtropicais e a zona equatorial (Satyamurty *et al.*, 1998).

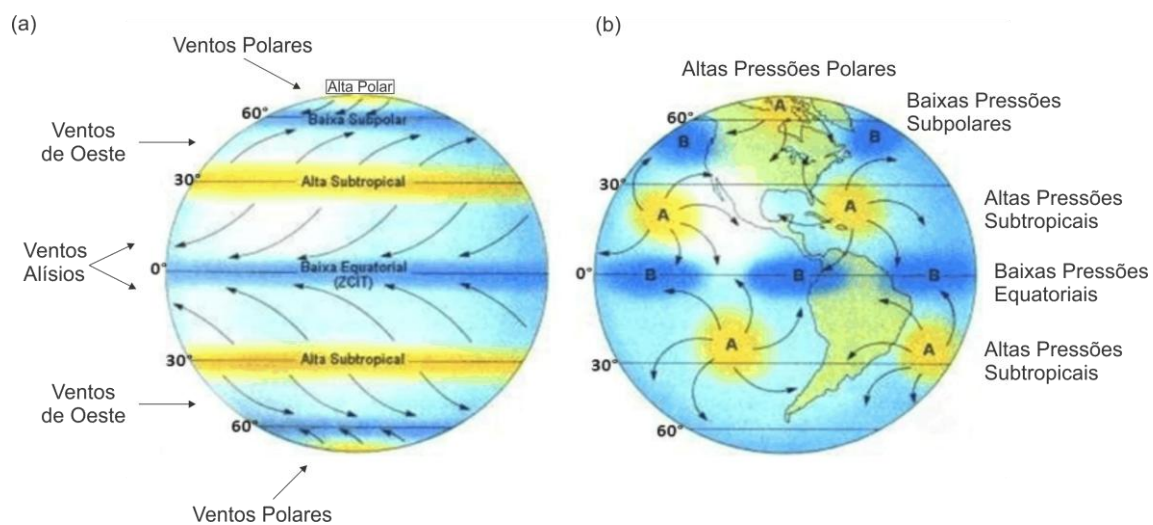


Figura 3 – (a) Circulação da atmosfera idealizada e (b) mais próxima da real indicando os ventos alísios, de oeste e polar, bem como as zonas de altas e baixas pressões. Fonte: Adaptado de Andrade e Basch (2012).

2.1.1b Zona de Convergência Intertropical

A ZCIT é um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuando nos trópicos. Devido à sua estrutura física, a ZCIT tem se mostrado decisiva na caracterização das diferentes condições de tempo e de clima em diversas áreas da Região Tropical. Sua influência sobre a precipitação nos continentes africano, americano e asiático tem sido aceita e mostrada em vários trabalhos como Hastenrath e Heller (1977), Lamb (1978b), Moura e Shukla (1981), Chung (1982), Sikka e Gadgil (1985), entre outros. No caso específico do norte do nordeste brasileiro, Uvo (1989) apresenta um estudo bem detalhado da ZCIT e sua importância nas precipitações no setor norte do Nordeste do Brasil.

A ZCIT está localizada no ramo ascendente da célula de Hadley. Essa circulação atua no sentido de transferir calor e umidade (dos oceanos) dos níveis inferiores da atmosfera das

regiões tropicais para os níveis superiores da troposfera e para médias e altas latitudes (manutenção do balanço térmico global). É também nessa região que ocorre a interação de características marcantes atmosféricas e oceânicas: (i) é a zona de confluência dos alísios, aonde os ventos alísios de sudeste vindos do HS e de nordeste vindos do HN convergem em baixos níveis; (ii) Zona do Cavado Equatorial; (iii) Zona de máxima temperatura da superfície do mar; (iv) Zona de máxima convergência de massa e; (v) Zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas (Ferreira, 1996) (Figura 4).

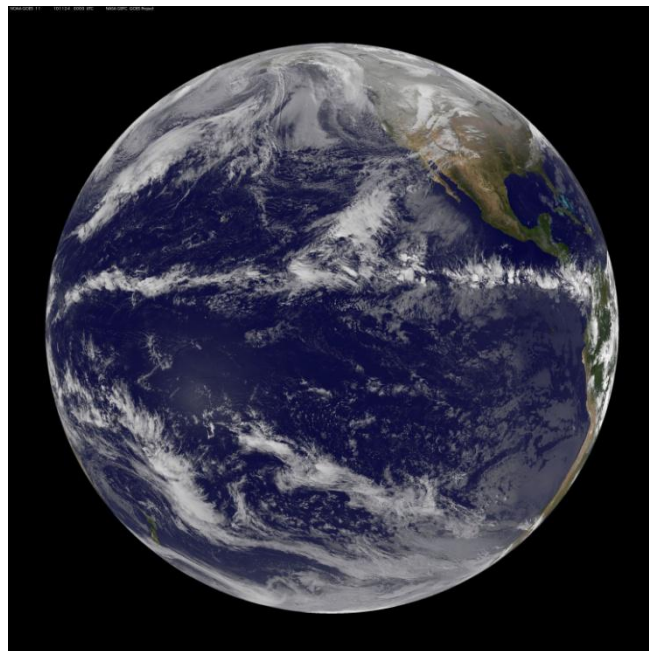


Figura 4 – Banda de nuvens que formam a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) mostrada pela imagem do satélite GOES do dia 24.11.2010. Fonte: NASA-Goddard Space Flight Center, data from NOAA GOES. Acesso em 10.05.2019.

2.1.1c Zona de Convergência do Atlântico Sul

A ZCAS se caracteriza por ser uma banda de nebulosidade de orientação NW/SE, que se estende da região amazônica até a região central do oceano Atlântico Sul, ou ainda em padrões de distribuição de radiação de onda longa (Carvalho *et al.*, 1989). O estudo observacional feito por Kodama (1992) mostrou diversas características comuns entre a ZCAS, a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a Zona Frontal de Baiu, chamadas, de uma forma geral, de Zonas de Convergência Subtropical (ZCST). Essas características comuns seriam: (i) estendem-se para leste, nos subtrópicos, a partir de regiões tropicais específicas de intensa atividade convectiva; (ii) formam-se ao longo de jatos subtropicais em altos níveis e a leste de cavados semi-estacionários; (iii) são zonas de convergência em uma

camada inferior úmida, espessa e baroclínica; (iv) estão localizadas na fronteira de massas de ar tropical úmida, em regiões de forte gradiente de umidade em baixos níveis, com geração de instabilidade convectiva por processo de advecção diferencial. Especificamente em relação à ZCAS, esses resultados foram também confirmados por Quadro (1994).

Para uma ZCAS se formar é necessária uma frente fria bloqueada sobre o sudeste brasileiro e alimentada pela umidade que vem da bacia Amazônica em altitude formando um grande corredor de umidade de nuvens carregadas sobre o Brasil. É um processo que dura pelo menos 4 dias e ocasiona chuvas intensas nas regiões de influência (Quadro 1994). A figura 5 mostra uma imagem de satélite com a formação de uma ZCAS.



Figura 5 – Imagem do Satélite NOAA do dia 05.11.2003 mostra a formação de uma ZCAS.
Fonte: <http://satelite.cptec.inpe.br/>

2.1.1d Jato de Baixos Níveis

O jato de baixos níveis (JBN) é um sistema de escoamento nos baixos níveis da atmosfera abaixo de um ou dois quilômetros, que apresentam máxima velocidade do vento em torno de 850 hPa, com uma extensão horizontal de escala sub-sinótica e mesoescala (~500 km) (Marengo e Soares, 2002b). Esse sistema de circulação é mais frequente durante o verão, e as reanálises globais de centros operacionais, assim como poucas observações de ar superior, sugerem sua existência como sendo uma “esteira de umidade” que se estende desde a Bacia Amazônica até o Sul do Brasil e planícies Argentinas. Segundo Paegle (1998), um JBN típico acontece a leste de uma topografia alta (Figura 6). Exemplos incluem o Jato da Somália localizado a leste das regiões elevadas na África, o JBN das Grandes Planícies

situado a leste das Montanhas Rochosas nos EUA, e o JBN da América do Sul encontrado no lado leste dos Andes (JBNAS). Em todos JBNs, a umidade condensa frequentemente e precipita na região de convergência de baixo nível situada na saída do jato. Na América do Sul, estudos baseados em observações isoladas, reanálises do NCEP (National Center for Environmental Prediction) ou ainda modelagem global ou regional documentaram o JBNAS (Nogues-Paegle e Mo, 1997; Paegle, 1998; Saulo *et al.*, 2000; Marengo *et al.*, 2002a, Marengo e Soares, 2002, Marengo *et al.*, 2004, Moraes, 2016). Nesses trabalhos, vários episódios de JBNAS foram identificados e foi observado, por exemplo, a associação do JBNAS com sistemas meteorológicos como os complexos convectivos de mesoescala (CCMs) e frentes frias que ocorrem na parte sul do continente.

As principais características associadas a este escoamento na baixa atmosfera é o fluxo de ar úmido oriundo dos ventos alísios ao passar sobre a Amazônia que adquire maior quantidade de vapor d'água devido à evapotranspiração da floresta. Este ar úmido então é canalizado pelos Andes (bloqueio topográfico), adquirindo uma aceleração da componente meridional do vento em direção ao Sul do Brasil e norte da Argentina (Marengo e Soares, 2002b). Assim, o JBNAS funciona como um modulador do tempo e clima influenciando no padrão de circulação regional, dessa forma, afetando a chuva e produtividade agrícola na região da saída do jato (Soares e Marengo, 2003). Outras forçantes que podem influenciar na aceleração e manutenção do JBNAS são a alta subtropical do Atlântico sul e a baixa do Chaco.



Figura 6 – Modelo conceitual dos Jatos de baixos Níveis à leste da Cordilheira dos Andes na América do Sul. Fonte: Autora

2.1.1e Complexos Convectivos de Mesoescala

Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) pertencem ao grupo dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). Esses sistemas são constituídos por um aglomerado de nuvens convectivas e apresentam área com contínua precipitação que pode ser parcialmente estratiforme e parcialmente convectiva, possuindo formas variadas (Houze, 1993). Podem ser classificados como: (i) Linhas de Instabilidade (LI), os que possuem forma de linha; (ii) Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), os que apresentam um formato circular e (iii) Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), os de formas irregulares. Os CCMs são responsáveis pela maior parte da precipitação nos trópicos e latitudes médias durante a estação quente. Como os CCMs são responsáveis por condições adversas de tempo e de difícil previsão, diversos estudos feitos por pesquisadores da área de ciências atmosféricas têm dado grande atenção a esse fenômeno atmosférico, para compreender os seus mecanismos físicos e dinâmicos (Maddox, 1980; Velasco & Fritsch, 1987; Silva Dias, 1987 e 1996; Laing e Fritsch, 1997). Segundo Maddox (1980), os CCMs são definidos como um conjunto de nuvens cumulonimbus (Cb) frias e espessas que apresentam forma circular e crescimento vertical num intervalo de tempo entre 6 a 12 horas e associam-se a eventos com precipitação intensa e fortes rajadas de vento (Silva Dias, 1996). No estudo de Maddox (1980) os CCMs devem satisfazer critérios que levam em consideração o tamanho, a forma e o tempo de vida. Em relação ao tamanho, o sistema deve apresentar cobertura de nuvens com temperaturas no infravermelho menores que $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$ e com área de 100.000 km^2 , sendo que a região mais interna da nuvem deve apresentar temperaturas menores que $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$ com área de 50.000 km^2 . No que diz respeito à forma, o sistema deve ter formato circular com excentricidade (eixo maior/eixo menor) maior que 0,7. E o tempo de vida é caracterizado quando as duas condições de tamanho ocorrem por um período superior a seis horas.

Os CCMs são observados em várias partes do globo (Laing e Fritsch, 1997). Nos Estados Unidos da América (EUA) estes sistemas são observados a sotavento das Montanhas Rochosas e na América do Sul (AS), a sotavento dos Andes nas latitudes médias e na costa do Peru nos trópicos (Silva Dias, 1987). Apesar da semelhança entre os CCMs observados na AS e nos EUA, os CCMs da AS se desenvolvem um pouco mais tarde, duram um pouco mais, são maiores e mais frequentes (Velasco e Fritsch, 1987).

2.1.1f Baixas Térmicas - Baixa do Chaco e Baixa do Nordeste Argentino

A Baixa do Chaco (BCH) é um sistema característico da estação chuvosa e um dos componentes das Monções da América do Sul. Durante a estação chuvosa da América do Sul, que ocorre aproximadamente entre os meses de outubro e abril, os campos de circulação da baixa troposfera se caracterizam pela presença de uma ampla área de baixa pressão que, a leste dos Andes, estende-se desde a Amazônia até o noroeste da Argentina (Satyamurty *et al.*, 1998). Devido a seu caráter quase permanente, essa baixa pode ser facilmente identificada nos mapas médios de verão nos quais aparece como uma extensa e fraca depressão atmosférica que resulta da junção de dois sistemas diferentes. O primeiro deles localiza-se no noroeste da Argentina, aproximadamente em 30°S, e é conhecido na literatura como a Baixa do Noroeste Argentino (BNOA), ou baixa termo-orográfica do Noroeste Argentino. O segundo centro se posiciona aproximadamente entre 15-25°S e 60-65°W, nas planícies conhecidas como "região do Chaco", entre a Bolívia e o Paraguai, pelo que é usualmente identificada como a Baixa do Chaco (BCH) (Figura 7).

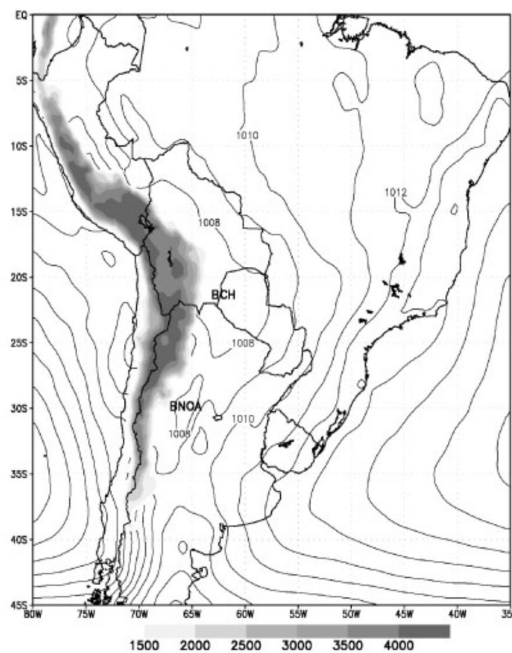


Figura 7 – Baixa do Chaco e do Noroeste Argentino identificados pelas siglas BCH e BNOA. Fonte: Seluchi e Garreaud (2012).

A BNOA foi identificada por Schwerdtfeger (1954) e após autores como Lichtenstein (1980) e Seluchi *et al.* (2003) analisaram seu comportamento. Lichtenstein (1980) apresentou um estudo que mostra que a BNOA atua de forma praticamente permanente durante o verão,

mas no inverno adquire um comportamento predominantemente intermitente. Seluchi *et al.* (2003) atribui que são os processos físicos que determinam a sua formação e variabilidade. Esses processos incluem fundamentalmente o balanço de radiação em superfície e a subsidência orográfica forçada. Como consequência, no verão, os fortes fluxos superficiais de calor sensível (o noroeste da Argentina é uma região semidesértica) motivam a sua presença e persistência, enquanto que a subsidência orográfica forçada (vinculada à atividade transiente) modula sua intensidade no verão e constitui o principal mecanismo de formação durante o inverno. A Baixa do Chaco (BCH) é muito menos estudada na literatura, provavelmente devido à pouca cobertura de dados sobre a região que ocupa e à dificuldade que as análises globais de baixa resolução têm para detectá-la e identificá-la.

Schwerdtfeger (1954), identificou um centro de baixa pressão localizado entre o norte da Argentina e o sul do Paraguai e da Bolívia. Seluchi e Saulo (2010) pesquisaram algumas características da BCH e analisaram os processos físicos que a originam através do estudo de dois casos particulares. Esses autores mostraram que a variabilidade da BCH responde basicamente às variações na espessura relativa 250/1000 hPa, que modularia a intensidade tanto da BCH, e também da Alta da Bolívia. Em outras palavras, o aquecimento da camada 250/1000 hPa, e o consequente aumento de sua espessura, motivaria a simultânea intensificação da BCH e da Alta de Bolívia. Dentre os principais processos físicos responsáveis por esse aquecimento no caso de verão, Seluchi e Saulo (2010) sugerem a liberação de calor latente pela convecção, mecanismo que foi previamente identificado por Lenters e Cook (1999) como causa principal do desenvolvimento da Alta da Bolívia.

2.1.1g Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul - ASAS

As Altas Subtropicais são sistemas de alta pressão localizados em torno de 30 graus de latitude nos principais oceanos do Planeta (Figura 8). Elas estão associadas à circulação média meridional da atmosfera, surgindo devido às células de Hadley. No Atlântico Sul, a Alta Subtropical (ASAS) é de grande importância para o clima da América do Sul. Ela afeta o clima do Brasil tanto no inverno como no verão. No inverno, ela inibe a entrada de frentes e causa inversão térmica e concentração de poluentes nos principais centros urbanos das regiões sudeste e sul. Na região nordeste, a ASAS contribui para o regime de chuvas no litoral. A dinâmica desse sistema também favorece a formação de nevoeiros e geadas no sul e sudeste do Brasil. Por outro lado, no verão o transporte de umidade nos baixos níveis troposféricos ao

longo da ZCAS são afetados pela circulação associada a ASAS (Kodama, 1993; Quadro, 1994).

Os anticiclones são produzidos por uma massa de ar descendente. À medida que o ar desce, ele aquece a atmosfera e a umidade relativa diminui provocando evaporação das gotículas de água. Esse ar seco e descendente torna a atmosfera estável impedindo a formação de nuvens. Por essa razão os anticiclones estão associados a condições de tempo seco e sem nebulosidade nos quais predominam estabilidade atmosférica e céu limpo (Musk, 1988). Os sistemas de alta pressão são muito mais extensos que os ciclones e podem bloquear a trajetória de baixas. Quando um anticiclone persiste numa região por vários dias ou por pelo menos seis dias, segundo Van Loon (1956) e Wrigth (1974), diz-se que ele atua como um sistema de bloqueio. Existem três tipos de anticiclones no globo: os polares, os migratórios e os semipermanentes. Os anticiclones polares, como o próprio nome já diz, são formados próximos dos polos. Nessas regiões, o ar próximo da superfície encontra-se muito frio por conta da baixa incidência de radiação e da grande perda radiativa na superfície gelada. Esse esfriamento do ar nas camadas baixas faz com que o ar próximo da superfície se torne mais denso e a atmosfera se torne estável gerando movimentos de ar descendentes no centro desse sistema. Os anticiclones polares são mais intensos no inverno, quando as regiões próximas ao polo estão mais frias. No verão as regiões nas maiores latitudes se aquecem e o gradiente térmico entre o polo e as médias latitudes diminui fazendo com que os anticiclones polares se tornem mais fracos.

Os anticiclones subtropicais, ou altas semipermanentes, são conhecidos como as maiores altas quentes do globo. Eles são observados próximos às latitudes de 30° nas regiões oceânicas e consistem em extensas áreas de ar subsidente seco e quente. Eles possuem essas características devido à intensa radiação solar tropical, altas temperaturas e elevada umidade específica sobre o oceano (Nimer, 1979). Por outro lado, apesar dessas características, o sistema é incapaz de gerar precipitação significativa de chuva já que a umidade e a nebulosidade a ele associadas se restringem a uma estreita faixa da atmosfera próxima a superfície marítima (Moreira, 2002). Embora sejam características persistentes da circulação de escala planetária, os anticiclones semipermanentes recebem essa denominação porque sofrem importantes variações temporais de posição e intensidade (Ito, 1999).

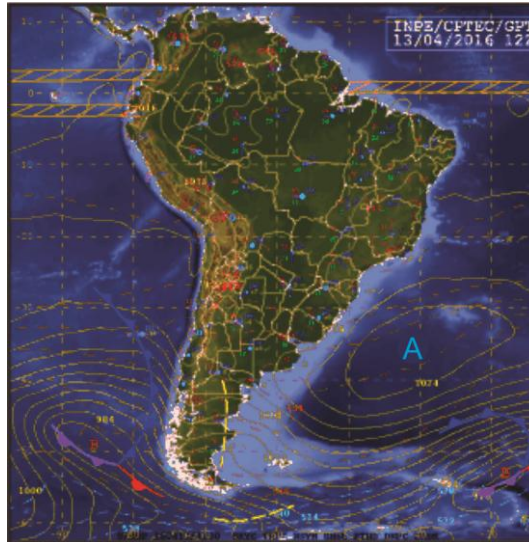


Figura 8 – Carta sinótica mostrando a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) indicado pela letra A em azul.
 Fonte: <http://tempo.cptec.inpe.br/tempo/> acesso em 13.04.2016

2.1.2 Sistemas da alta atmosfera da América do Sul

2.1.2a Alta da Bolívia - AB

No verão, o intenso aquecimento radiativo da superfície, nas regiões amazônica e centro-oeste do Brasil, contribui para o desenvolvimento de atividade convectiva (Reboita *et al.*, 2010). Os movimentos convergentes associados à convecção, juntamente com o aquecimento diabático proveniente da liberação de calor latente por condensação (há muita disponibilidade de umidade na Amazônia devido ao transporte de umidade do Atlântico Tropical pelos alísios, e proveniente da evapotranspiração), promovem a ascensão do ar (Marengo *et al.*, 2004). A intensa atividade convectiva na região Amazônica, segundo Silva Dias *et al.* (1983), DeMaria (1985) e Figueroa *et al.* (1995), é um fator importante para o desenvolvimento de um anticiclone em altos níveis, que é conhecido como Alta da Bolívia (Figura 9). Essa explicação é apoiada pela teoria da resposta da atmosfera tropical ao aquecimento diabático (Webster, 1972; Gill 1980). Outra explicação para a formação da AB foi dada por Zhou e Lau (1998), que discutem que o seu desenvolvimento é primeiramente devido a um intenso aquecimento sobre o Altiplano Boliviano abaixo de 500 hPa, o qual resulta da intensa transferência de calor sensível da superfície para a atmosfera, devido à maior quantidade de radiação solar incidente no solo. Então, precipitação se desenvolve sobre as regiões centro-oeste e sudeste do Brasil e, assim, a liberação de calor latente associada à

convecção profunda torna-se dominante intensificando mais o anticiclone. Rao e Erdogan (1989) também indicaram a importância da transferência do calor sensível no Altiplano, mostrando maiores valores no nordeste do Altiplano em 1979, do que os observados no setor leste do platô Tibetano, outra região elevada do planeta. A variabilidade sazonal da AB, tanto em intensidade quanto em posição, está diretamente relacionada com a distribuição espacial e temporal da precipitação na bacia amazônica (Kousky e Kayano, 1981; Lenters e Cook, 1997). No outono, como os máximos de precipitação migram para norte, a AB também migra. No inverno, a atividade convectiva na Amazônia diminui e a alta enfraquece. Já na primavera, com a intensificação da convecção, a alta começa a ganhar intensidade, mas é no verão que atinge seu maior desenvolvimento. Sobre a bacia Amazônica, a divergência em níveis superiores é balanceada pela advecção de vorticidade planetária. Este balanço impõe que ao sul do testemunho de máxima divergência o vento deve ser de sul. Assumindo um estado geostrófico aproximado no Hemisfério Sul, isto implicaria em redução da altura geopotencial para leste e, portanto, em um ciclone a leste e um anticiclone a oeste do vento sul máximo, explicando então o posicionamento da AB a sudoeste do máximo de divergência em altos níveis e, conseqüentemente, do máximo de chuva na Amazônia (Lenters e Cook, 1997).

2.1.2b Bloqueio Atmosférico - BL

A circulação atmosférica de latitudes médias é caracterizada predominantemente por um escoamento zonal, com deslocamento para leste de frentes, ciclones e anticiclones. No entanto, em condições de bloqueio, a presença de um anticiclone quase estacionário de grande amplitude interrompe a progressão normal dos sistemas para leste. A característica da circulação atmosférica associada à situação de bloqueio é a divisão do jato em dois ramos, que ocasiona um rompimento do padrão zonal. Na situação de bloqueio um anticiclone se forma em latitudes mais altas do que aquelas onde se localiza a alta subtropical e é frequentemente acompanhado por uma baixa fria em baixas latitudes. Nesta situação deve-se esperar, naturalmente, um escoamento mais meridional onde os sistemas transientes de leste, como cavados e anticiclones, são desviados de suas trajetórias. Assim, as baixas migratórias ao se aproximarem de uma alta de bloqueio ficam estacionárias ou deslocam-se na periferia da alta, podendo causar condições de tempo duradouras sobre grandes áreas (Sanders, 1953).

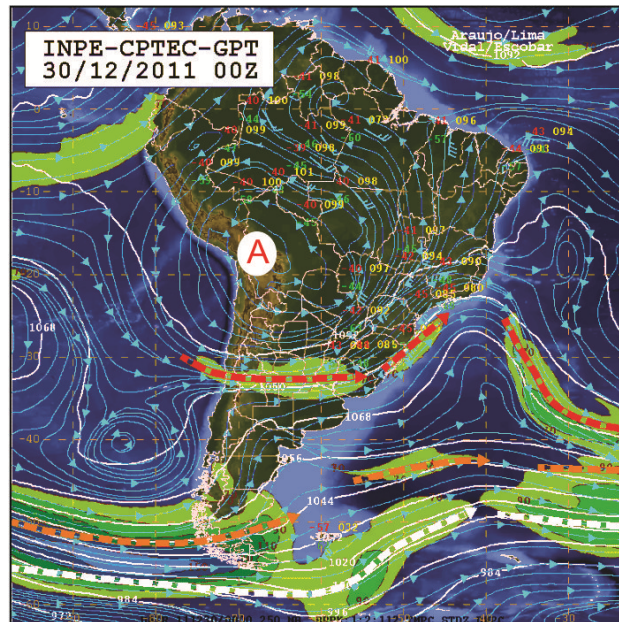


Figura 9 - Carta sinótica indicando a presença da Alta da Bolívia, representada pela letra A em vermelho. Fonte: CPTEC/INPE em (http://img0.cptec.inpe.br/~rgptimg/Produtos-Pagina/Carta-Sinotica/Analise/Altitude/altitude_2011123000.gif) INPE, acesso em 12/03/2016.

Devido à natureza persistente, uma vez estabelecido um bloqueio, as condições de tempo associadas podem perdurar por vários dias, de forma que a previsão de tempo para algumas regiões pode ter um maior grau de confiabilidade e serem estendidas.

O primeiro a documentar um bloqueio na atmosfera foi Garriot em 1904 (Lejenas e Okland, 1983). Sanders (1953) cita algumas características de ação de bloqueios. Ele afirma que o deslocamento das altas de bloqueio é relativamente lento de um dia para o outro e uma vez que a alta de bloqueio tenha sido estabelecida, ela persiste por vários dias. No seu estágio de dissipação, a pressão cai lentamente. Este processo lento, se identificado suficientemente cedo, pode fornecer subsídio à previsão, em virtude da persistência das condições de tempo. Treidl *et al.* (1981), mencionam que normalmente as altas de bloqueio têm movimento lento ou estacionam-se, podendo às vezes até retroceder. Lejenas (1984) notou que a maioria dos bloqueios do Hemisfério Sul têm deslocamento para leste e apenas os de duração mais longa movem-se para oeste. Elliot e Smith (1949) observaram que na região da alta em superfície, a pressão e a temperatura permanecem acima do normal, enquanto na estratosfera a pressão fica acima e a temperatura abaixo do normal.

Vários trabalhos (Van Loon, 1956; Lejenas, 1984; Trenberth, 1986; Kayano e Kousky, 1989) mostram que no Hemisfério Sul existe uma região preferencial de bloqueio na região da Austrália-Nova Zelândia e duas outras, cujas frequências de ocorrência do fenômeno são menores: uma no Oceano Atlântico, a leste da América do Sul e outra no Oceano Índico a sudeste da África.

2.1.2c Correntes de Jato

Em altos níveis da troposfera, próximo à tropopausa, existe uma região onde a componente do vento zonal, de oeste, atinge valores máximos. Essa componente aumenta com a altura devido à existência de gradientes meridionais de temperatura. O escoamento caracterizado por valores máximos é denominado de Corrente de Jato ou simplesmente Jato. Desde a época da identificação, Riehl (1969), até os dias de hoje, muitos estudos foram realizados sobre essa região de fortes ventos zonais em altos níveis, porém poucos para a América do Sul. Atualmente existem duas Correntes de Jato distintas (Reiter, 1969). Uma delas é a Corrente de Jato Polar a qual não é muito regular e está associada ao forte gradiente horizontal de temperatura que ocorre nas estreitas zonas frontais, localizando-se no lado equatorial destas. Este jato encontra-se geralmente entre as latitudes de 35°S a 70°S. A sua posição é mais próxima ao equador durante o inverno do que no verão.

A outra corrente, Jato Subtropical, está associada à circulação da Célula de Hadley e geralmente fica localizada no limite polar dessa célula, entre as latitudes de 20°S a 35°S. Esta corrente é mais regular e sua posição média muda em direção ao equador no período de inverno e em direção aos polos no verão. A importância da Corrente de Jato é ressaltada em Browning (1985) que associa alguns casos de precipitação com a Corrente de Jato. Kousky e Cavalcanti (1984) relacionaram o padrão do escoamento em altos níveis a um bloqueio ocorrido na América do Sul durante o evento El Niño de 1983, ressaltando o papel do Jato Subtropical nas intensas precipitações sobre a Região Sul.

Entender o funcionamento dos sistemas atmosféricos que conectam a região do Nevado Illimani e a região do Sul do Brasil é de fundamental importância para entender as possíveis relações entre essas duas regiões.

2.2 Clima do Sul do Brasil

Esta seção é dividida em duas partes. A primeira apresenta os aspectos gerais do clima na Região Sul do Brasil, descrevendo as principais variáveis que determinam o clima nessa região: temperatura, precipitação e vento. A segunda parte apresenta os processos que modulam a variabilidade do clima nessa região em diferentes escalas de tempo, como o fenômeno ENOS (El Niño Oscilação Sul) e a TSM (temperaturas da superfície do mar) dos oceanos Pacífico e Atlântico que influenciam o clima do Sul do Brasil em uma escala interanual; e por fim os modos que influenciam a variabilidade interdecadal do clima nessa região, como a Oscilação Decadal do Pacífico.

2.2.1 Aspectos gerais

O clima do Sul do Brasil se caracteriza por apresentar grandes diferenças nos regimes de precipitação e temperatura. Essas diferenças são atribuídas a sua localização geográfica, na transição entre os trópicos e as latitudes médias, e ao relevo acidentado (Grimm, 2009).

Diversos estudos fornecem aspectos do clima do Sul do Brasil (Maack, 2002; Grimm, Ferraz e Gomes, 1998; Barros et al., 2002). Este trabalho teve como principal fonte de consulta para as próximas seções (2.2.1a a 2.2.1c) as informações compiladas no livro Tempo e clima no Brasil (Cavalcanti et al., 2009).

2.2.1a Temperatura

A situação geográfica da Região Sul, nos subtropicais, garante a maior amplitude do ciclo anual de temperatura no Brasil, com maior contraste entre o inverno e o verão. Além disso, o planalto meridional e as serras produzem contrastes marcantes na distribuição de temperaturas, sendo esta a única região do Brasil com precipitação em forma de neve (Grimm, 2009).

A porção sul da região apresenta a maior amplitude de temperatura, chegando a 11° entre as médias de janeiro (22°) e julho (11°). Já na porção norte da região, essa amplitude diminui para ~7°, concordando com o diferencial de radiação recebido entre latitudes mais baixas (norte da região) e mais altas (sul da região). A topografia é outro fator que determina a temperatura em alguns locais da Região Sul (menores temperaturas em regiões mais elevadas), modificando o componente de gradiente meridional de recebimento de radiação, para um componente zonal, longitudinal. É este fator que determina as regiões mais frias da

Região Sul e as únicas do Brasil que a precipitação ocorre em forma de neve, como observado acima (Grimm, 2009). Além destes fatores, há também a advecção de ar quente do norte bem como a corrente marítima quente do Brasil que influencia as temperaturas do litoral norte da região, trazendo para o sul o clima quente e úmido dos trópicos.

No inverno (julho), os valores médios da temperatura para a porção sul é $\sim 11^\circ$, e para a porção norte, 18° , caracterizando um gradiente meridional decrescente de temperatura devido a diferença de radiação solar recebida em cada latitude. No verão, esse gradiente se modifica para zonal, onde o fator de aquecimento continental é maior fazendo com que aumente a diferença de amplitude térmica nas regiões próximas ao oceano (litoral) com as regiões no interior do continente. As médias em janeiro no litoral ficam em $\sim 22^\circ$ e no interior do continente, como no extremo oeste da região, sobe para 25° . Já nas regiões de maiores altitudes, a média no verão não passa de 20° (Grimm, 2009).

Nas estações de transição, as temperaturas se assemelham, porém não são simétricas; Em abril, o sul é um pouco mais quente que o norte da região e ao contrário, o norte é mais quente em outubro (Grimm, 2009).

2.2.1b Pressão e Vento

A América do Sul está situada entre os oceanos Atlântico e Pacífico e na região subtropical destes oceanos ocorrem sistemas de alta pressão, quase estacionários, que são a Alta Subtropical do Atlântico Sul (a partir daqui denominado como ASAS) e a Alta Subtropical do Pacífico Sul (a partir daqui denominado como ASPS). A ASAS é o principal responsável pelos ventos de superfície que aparecem na Região Sul do Brasil. Esse sistema persiste por todo ano, sendo que no inverno ele é mais forte e sua localização migra para o norte e oeste encontrando o continente, e no verão perde um pouco a força e migra para o sul e leste. O vento gerado a partir desse sistema tem orientação leste/nordeste e de intensidade fraca (Grimm, 2009). Essa migração da ASAS ocorre de forma sazonal, e determina mais ou menos ventos na costa, como também mais ou menos precipitação orográfica na Serra do Mar. Essa intensificação de vento e precipitação ocorre no semestre quente, enquanto que no semestre frio, migra para a região nordeste do Brasil, desintensificando o sistema na Região Sul (Grimm 2009).

Há também um sistema de baixa pressão no Noroeste da Argentina, Paraguai e sul da Bolívia que é o responsável pelos ventos de noroeste em baixos níveis no Sul do Brasil. Esse

sistema se forma a partir da interação entre a Cordilheira dos Andes, os ventos de Oeste em altos níveis e o aquecimento da superfície. É um sistema intermitente por que ganha força antes da passagem de uma frente fria e perde força um ou dois dias depois. No verão, o sistema se estende e se aprofunda, conhecido como a Baixa do Chaco, e faz a conexão entre os trópicos com o Sul do Brasil, porque fortalece o gradiente zonal subtropical de pressão e o componente meridional do vento, intensificando os ventos de noroeste em baixos níveis (Grimm, 2009).

2.2.1c Circulação Atmosférica

O vento em superfície (1000 hPa) é fraco porque sofre mais atrito do que os ventos em 850 hPa. Esse vento se caracteriza por apresentar uma tendência de leste/nordeste e significativo componente cruzando as isóbaras, enquanto que ventos em 850 hPa não sofrem tanto o efeito de atrito e o vento sopra quase paralelo as isóbaras, sendo predominantemente de norte. Em baixos níveis, o deslocamento desse padrão de circulação associado a ASAS é bem nítido entre inverno e verão. No verão, a Alta ASAS é deslocada para leste por causa do desenvolvimento do Centro de baixa pressão continental que se forma sobre a região do Chaco e estende-se para leste empurrando ASAS para leste, dificultando que a circulação do lado oeste da ASAS atinja o continente. O centro de baixa pressão que se forma no verão, associado a Alta Subtropical que por sua vez converge com o fluxo transequatorial que ocorre no norte do continente e desvia para o sudeste contribui com a formação da ZCAS, causando precipitação no norte da Região Sul, conforme seu deslocamento latitudinal, que oscila de acordo com a intensidade das frentes que podem surgir. Esse fluxo transequatorial de nordeste segue dois caminhos: (i) em direção ao sudeste ou a ZCAS e (ii) em direção ao sul. Geralmente a maior parte do fluxo segue um ou outro caminho, aumentando a chuva na ZCAS e diminuindo no sul ou diminuindo as chuvas na ZCAS e aumentando no sul (Grimm, 2009).

No inverno, o centro de baixa pressão perde força e com isso a ASAS retorna para o oeste penetrando no continente. O fluxo transequatorial se enfraquece (ocorrendo sempre no hemisfério de verão) fazendo que o fluxo médio que penetra na Região Sul tenha origem no oceano Atlântico Sul (Grimm, 2009).

Nas estações de transição surge frequentemente uma corrente de jato de baixos níveis associados aos ventos de norte e nordeste, que dominam o sinal. Esses jatos, que encontram sua máxima intensidade entre 15°S e 20°S na Bolívia, são os responsáveis pelo transporte de

umidade da região tropical para o Sul do Brasil e desta forma ajudando na manutenção das chuvas nesta região (Grimm, 2009).

Os ventos de baixos níveis transportam umidade da região tropical da América do Sul durante todo o ano, porém no inverno essa umidade provém do oceano Atlântico Sul.

Na alta troposfera, a circulação atmosférica sobre a Região Sul é caracterizada por ventos de Oeste, que dominam o sinal, em especial, no inverno, que se estendem para o norte chegando ao sudeste/centro do Brasil.

No verão esses ventos restringem-se mais ao sul, porque surge sobre o continente uma circulação anticiclônica em torno da Alta da Bolívia, que tem sua formação em resposta à liberação de calor associado a monção da América do Sul.

Já nas estações de transição, a circulação atmosférica na alta troposfera na região se caracteriza por aparecer os Jatos subtropicais de altos níveis. Esses jatos associados aos complexos convectivos de mesoescala são os principais responsáveis pelo volume de precipitação nesta época, na região (Viana *et al.*, 2009, Grimm, 2009, Moraes, 2016).

2.2.1d Fluxos de umidade

Os ventos na baixa troposfera são os responsáveis pelo transporte de umidade entre os trópicos e subtropicais na América do Sul. Já que a maior parte do vapor de água da atmosfera está localizada na baixa troposfera, os ventos de baixos níveis são os responsáveis por esse transporte de umidade para a Região Sul do Brasil. A contribuição de umidade oriunda do Oceano Pacífico é interrompida pela Cordilheira dos Andes e o planalto da Bolívia, pois impedem a passagem dos ventos de baixos níveis do Pacífico. Dessa forma, as fontes de vapor de água disponíveis para a Região Sul se restringem ao Oceano Atlântico e a região tropical da América do Sul (Grimm, 2009).

No verão, a umidade que vem dos trópicos predomina sobre o continente, sendo que parte converge para a Região Sul e parte converge para a região da ZCAS, que tem sua fonte de umidade vinda do Atlântico. No inverno o fluxo de umidade tem origem no Oceano Atlântico entre 10°S e 20°S. Nas estações de transição, o transporte de umidade basicamente vem do sul, seguindo mais o padrão de inverno (julho) (Grimm, 2009).

A Serra do Mar apresenta característica distinta aos demais campos de precipitação, que tem seus valores associados ao transporte horizontal de umidade. A precipitação nessa

região (Serra do Mar ou nordeste da Região Sul) está associada ao efeito topográfico da região onde há a convergência vertical de umidade (Grimm, 2009).

2.2.1e Precipitação: Mecanismos de precipitação na Região Sul do Brasil

Os principais mecanismos de precipitação que dominam o sinal na Região Sul são: (i) As monções de verão, mais ao norte e (ii) os máximos de precipitação de inverno nas latitudes médias.

A Região Sul do Brasil apresenta uma precipitação bem distribuída ao longo do ano (Rao e Hada, 1990) e com totais pluviométricos elevados: 1050-1750 mm/ano, e um gradiente Norte/Sul bem forte: ao norte domina o típico regime de monção, com estação chuvosa iniciando-se na primavera e terminando no início do outono, resultando em grande diferença de precipitação entre verão e inverno, enquanto ao sul há distribuição aproximadamente uniforme de chuva ao longo do ano e o regime é mais característico de latitudes médias, com chuvas relativamente mais fortes no inverno. Efeitos topográficos também são notáveis, e as maiores precipitações da região associam-se à ascensão sobre a barreira topográfica (Grimm, 2009).

No verão o aquecimento da superfície e o fluxo de umidade vindos do norte do continente em direção ao Sul instabilizam a atmosfera provocando intensas chuvas no norte da Região Sul nas proximidades da ZCAS. Assim como no verão, nas estações de transição, os CCMs são frequentes e são os responsáveis pela maior parte de precipitação principalmente nas estações de transição. Os CCMs se intensificam porque os jatos subtropicais de altos níveis, que no outono e primavera está sobre essa região, encontram os Jatos de Baixos Níveis (JBN) que trazem ventos quentes e úmidos do norte para a região, resultando na intensificação e maior frequência da ocorrência dos CCMs na Região Sul (Marengo et al., 2004; Vera et al., 2006a). Durkee *et al.*, 2009 demonstraram em um estudo com um banco de dados contendo 330 ocorrências de CCMs na América do Sul subtropical, que os CCMs contribuem substancialmente para a precipitação total em toda a região.

No inverno, a convergência de umidade está deslocada para o Sul, sobre o Rio Grande do Sul. É nesta estação que ocorre com frequência formações ciclogênicas e frentes alternando as massas de ar na região. Os ciclones possuem importante papel na organização da precipitação na Região Sul do Brasil, sendo que é a porção sudeste da Região Sul, a mais afetada por esses sistemas, e por isso apresenta as máximas de precipitação durante o inverno.

A alta frequência de formação ciclogênética também ocorre na primavera nas porções Sul/Uruguai e também mais ao norte, na região do Chaco, Paraguai e norte do Rio Grande do Sul. Os sistemas ciclogênicos estão preferencialmente associados aos ventos de Oeste em altos níveis (ondas baroclínicas dos ventos de oeste), porém podem ser intensificados devido ao gradiente de temperatura da superfície do mar na costa do Sul do Brasil no inverno, gradiente este provocado pela confluência de duas correntes marítimas opostas, a fria, das Malvinas e a quente, do Brasil.

Na porção leste da região, em especial no litoral do Paraná, o efeito da orografia desempenha importante papel nos máximos de precipitação neste local. Os ventos úmidos que divergem da Alta Subtropical do Atlântico convertem perpendicularmente à costa, onde encontram a barreira orográfica da Serra do Mar e com isso ocorre a maior precipitação de verão da Região Sul.

Reboita *et al.* (2010) apresentaram um estudo sobre os regimes de precipitação na América do Sul, e para isso regionalizaram o continente em 8 setores de acordo com os ciclos anuais de precipitação que cada região apresenta. Para o Sul do Brasil, a precipitação está associada com: 1) sistemas frontais que se deslocam do Pacífico, passam pela Argentina e seguem para o nordeste do Brasil (Kousky, 1979; Oliveira, 1986; Rodrigues *et al.*, 2004; Andrade, 2007); 2) ciclones e frentes frias que se desenvolvem nesta região devido à presença de vórtices ciclônicos ou cavados em altos níveis sobre a costa oeste da América do Sul vindos do Pacífico (Miky Funatsu *et al.*, 2004, Iwabe e Da Rocha, 2009), e também devido a condições frontogênicas e/ou ciclogênicas originadas na própria região (Satyamurty e Mattos, 1989; Reboita, 2008; Reboita *et al.*, 2009a); 3) CCMs – Complexos Convectivos de Mesoescala (Figueiredo e Scola, 1996; Salio *et al.*, 2007); 4) sistemas ciclônicos em níveis médios conhecidos como vírgula invertida (Bonatti e Rao, 1987; Hallak, 2000) e 5) bloqueios atmosféricos (Marques e Rao, 1999 e 2000; Nascimento e Ambrizzi, 2002).

2.2.2 – Variabilidade da precipitação no registro instrumental

A variabilidade da precipitação observada nos registros instrumentais ao longo do último século está pobremente documentada nas publicações científicas disponíveis, portanto, realizou-se uma compilação de vários artigos onde a principal conclusão sobre essa variabilidade se deve ao fenômeno ENSO, onde em sua fase quente ocorre anomalias positivas de precipitação na Região Sul do Brasil, e o contrário, em sua fase fria (La Niña) ocorre períodos de longas estiagens nesta região.

Marengo (2007), observou um aumento na precipitação nas regiões Sul, Sudeste e Amazônia, nos últimos 50 anos. Eles afirmam que os eventos El Niño e La Niña sobre o Pacífico Equatorial e o gradiente meridional de anomalias de TSM (Temperatura da Superfície do Mar) sobre o Atlântico Tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variabilidade interanual do clima sobre a América do Sul.

Kousky e Cavalcanti (1984) concordam que o fenômeno ENOS influencia boa parte da variabilidade da precipitação sobre os trópicos e subtropicais. Na Região Sul do Brasil, esses autores afirmam o ENOS é um dos principais responsáveis pela variabilidade da precipitação e associam também a esse fenômeno, a variação da configuração do escoamento troposférico nos dois hemisférios. Os jatos subtropicais de altos níveis são intensificados, assim como os ventos alísios sobre o oceano pacífico. Bloqueios também ocorrem em algumas regiões como visto no episódio de El Nino forte em 1983, que registrou a ocorrência de jatos subtropicais mais fortes, favoreceu os bloqueios atmosféricos em latitudes médias e altas, o que resultando em sistemas frontais estacionados na região que ocasionaram grandes anomalias de precipitação no Sul do Brasil.

Ainda nesse episódio de El Nino forte no ano de 1983, Aceituno (1988), Ropelewski e Halpert (1987, 1989) e Kousky *et al.* (1984) observaram que no período de inverno, anomalias de precipitação com sinal negativo foram registradas no nordeste e anomalias com sinal positivo no Sul do país.

Ropelewski e Halpert (1987), analisaram séries temporais distribuídas ao redor do globo e concordam com a relação entre anomalias positivas de precipitação e eventos El Niño. Porém, na América do Sul, onde esta relação ocorre entre os meses de novembro e fevereiro, no verão austral, no El Nino de 1983, as fortes anomalias de precipitação ocorreram durante o mês de julho.

Em relação à influência das temperaturas da superfície do mar (TSM) na variabilidade da precipitação das regiões Sudeste e Sul do Brasil, existem estudos que indicam a existência de uma teleconexão entre as precipitações do Sul do Brasil e temperaturas da superfície do mar (TSM) dos oceanos Pacífico e Atlântico.

Kousky *et al.* (1984), Ropelewski e Halpert (1987, 1989), Gan e Rao (1991), Grimm *et al.* (1998) apresentaram estudos sugerindo que os oceanos Atlântico e Pacífico

desempenham um papel significativo nas flutuações climáticas que ocorrem na Região Sul do Brasil.

Modos de variabilidade de baixa frequência também podem influenciar o clima dessa região do Brasil. Um exemplo é a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) que associado a um fenômeno de escala interanual, como o ENOS, pode alterar o efeito destes em algumas regiões da América do Sul (Kayano e Andreoli, 2009). A ODP se caracteriza por apresentar anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) entre o Pacífico tropical e o extratropical. A fase fria da ODP é caracterizada por apresentar anomalias negativas (águas mais frias) na temperatura da superfície do mar (TSM) (águas mais frias) no Pacífico tropical e ao longo da costa das Américas e anomalias positivas nos extratropicais, enquanto sua fase quente apresenta configuração oposta. Seu ciclo é de aproximadamente 50 a 60 anos, com duração de 25 a 30 anos por cada fase (Mantua *et al.*, 1997).

Maiores detalhes sobre os modos de variabilidade serão apresentados na seção 2.4 sobre as Teleconexões entre a América do Sul Tropical e o Sul do Brasil.

2.3 O Clima na Região do Nevado Illimani, Cordilheira dos Andes, Bolívia

2.3.1 Aspectos gerais

O Nevado Illimani está localizado na Cordilheira dos Andes Central (16°39'S, 67°47'W, Bolívia), e faz parte da cadeia de montanhas Cordilheira Real, Bolívia, alcançando em seu cume mais alto 6432 m, é a segunda montanha mais alta da Bolívia. O Nevado Illimani atua como uma barreira entre a planície amazônica no nordeste e o altiplano no sudoeste. La Paz, a capital boliviana, está localizado a poucos quilômetros deste Nevado, bem como a Bacia Amazônica (Figura 10).

Em geral, o Nevado Illimani tem características de precipitação semelhantes ao Altiplano boliviano, embora seja mais úmido por receber influência da circulação atmosférica sobre a Bacia Amazônica e as encostas andinas (Vuille M. comunicação pessoal).



Figura 10 – (a) Localização do Nevado Illimani na América do Sul e (b) fotografia do Nevado Illimani.

O Altiplano da América do Sul está localizado nos Andes Centrais, entre as latitudes 15° e 22° presente em vários países, como Peru, Bolívia, Chile e Argentina. A Cordilheira dos Andes nessa região se divide em duas ramificações formando esse platô, com cerca de 250 km de largura.

O Altiplano possui suas próprias características climáticas, devido a sua alta altura média (~ 4000 m) possui baixas temperaturas, baixa densidade do ar e alta entrada de energia radiativa (Aceituno e Montecinos, 1993), permanecendo extremamente seco durante a maior parte do ano, exceto nos meses de verão do Hemisfério Sul (novembro a março), quando intensa atividade convectiva gera volume significativo de precipitação. O motivo desta precipitação sazonal é a desestabilização da troposfera local pelo intenso aquecimento superficial associada aos ventos de leste de altos níveis que transportam ar úmido do interior continental (Vuille *et al.*, 2003a; Falvey e Garreaud, 2007) sendo responsável por 80% na média da acumulação anual (Vuille e Ammann, 1997).

O fluxo de oeste durante o resto do ano é muito seco para sustentar atividades convectivas. A precipitação de verão sobre o altiplano exibe um gradiente meridional bem destacado, com condições mais úmidas na metade norte do que na metade sul. Sugere-se que essas condições podem ser explicadas quando a alta da Bolívia é mais intensa e desloca-se para o Sul (Garreaud, 1999). A Figura 11 (c) apresenta a localização da Alta da Bolívia no verão.

A circulação atmosférica nessa região se caracteriza por ter a oeste o Anticiclone Subtropical do Pacífico, que produz condições climáticas secas e estáveis, baixas temperaturas e umidade confinada nos baixos níveis da atmosfera - 900 hPa - (Garreaud, 2000). As terras baixas ao leste dos Andes centrais se caracterizam por um clima continental tropical, com estação chuvosa no verão austral, conforme mencionado antes, quando os fluxos de baixos níveis de noroeste transportam calor e umidade para a região subtropical do continente. No verão, um anticiclone em altos níveis se estabelece no sudeste dos Andes centrais, conhecido como a Alta da Bolívia, fazendo com que o fluxo de leste prevaleça sobre o altiplano no verão. Estudos de Fuenzalida e Rutllant (1987) concluíram que o vapor de água que precipita sobre o Altiplano tem origem na troposfera a leste dos Andes centrais transportados pelos fluxos de leste. Estudos posteriores (Vuille e Ammann, 1997; Garreaud, 1999) analisaram a trajetória e composição isotópica das chuvas do altiplano e confirmaram a origem continental dessa umidade que precipita no altiplano.

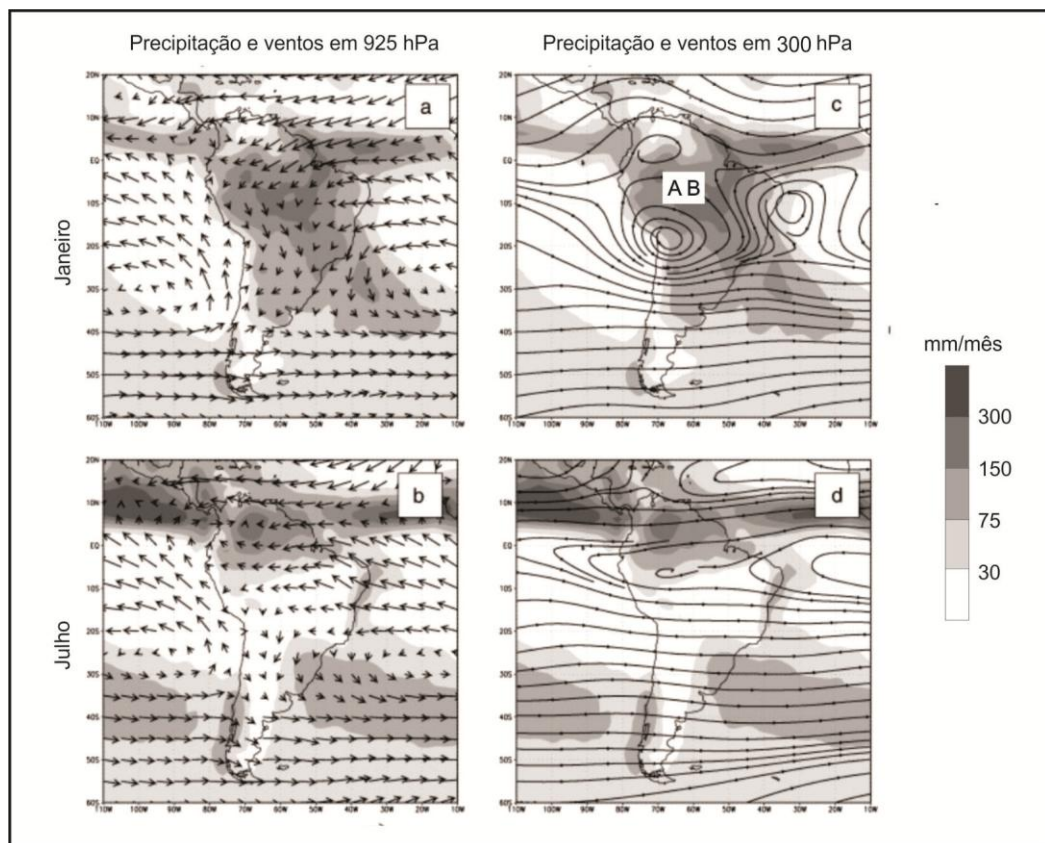


Figura 11 – Condições médias de precipitação e ventos em 925 hPa e 300 hPa, nos meses de Janeiro e Julho sobre a América do Sul. a) precipitação média a longo prazo (sombreado) e vetores de vento (setas) em 925 hPa no mês de janeiro; b) precipitação média a longo prazo (sombreado) e vetores de vento (setas) em 925 hPa no mês de julho; c) precipitação média a longo prazo (sombreado) no mês de janeiro e linhas de fluxo em 300 hPa e d) precipitação média a longo prazo (sombreado) no mês de julho e linhas de fluxo em 300 hPa. Fonte: Adaptado de Garreaud *et al.* (2009).

Vuille (1999) apresentou um estudo cujo objetivo foi de analisar a circulação atmosférica em toda a região do Altiplano Boliviano em períodos climáticos extremos. Esse autor acredita que aprofundar o conhecimento da circulação atmosférica nesses períodos extremos pode ser mais útil do que análises diárias contínuas, auxiliando desta forma a interpretação dos registros indiretos do clima (*proxies*) andinos. No verão austral, durante períodos anômalos úmidos, a circulação atmosférica é caracterizada por ventos de leste anômalos na troposfera média e superior, o que aumenta o transporte de umidade proveniente da bacia Amazônica e, também, a Alta da Bolívia é intensificada tendo sua posição deslocada para o Sul. No verão austral que apresenta períodos anômalos secos, são os ventos de Oeste que geralmente prevalecem, impedindo que o transporte de umidade do leste atinja a parte ocidental do Altiplano Boliviano.

2.3.2 O Testemunho de Gelo do Nevado Illimani: 20.000 anos de dados paleoclimáticos

As informações contidas no testemunho de gelo do Nevado Illimani, Bolívia, perfurado em 1999 guarda informações ambientais da atmosfera que remonta o Último Máximo Glacial (UMG) (Ramirez *et al.*, 2003). Muitos autores realizaram medições e analisaram as espécies químicas e as propriedades físicas contidas neste testemunho que forneceram uma ampla variedade de informações ambientais pretéritas (Hoffmann *et al.*, 2003; Knusel *et al.*, 2003; Ramirez *et al.*, 2003).

As investigações em testemunhos de gelo andino começaram há aproximadamente 30 anos atrás (Thompson *et al.*, 1984; Thompson *et al.*, 1998; Schotterer *et al.*, 2003). Vimeux *et al.* (2009) apresentaram o resumo dos locais e datas de perfuração dos testemunhos de gelo andinos e características de cada um (Tabela 1). Neste mesmo estudo eles discutem o potencial e as limitações dos testemunhos de gelo tropicais como arquivos climáticos em relação ao esforço colaborativo para reconstruir as variações climáticas passadas na América do Sul nos últimos 1000 anos e apresentam uma visão geral dos dados indiretos (*proxies*) que foram utilizados até então para analisar a dinâmica do clima tropical e por fim, apresentam uma discussão sobre os registros de ENOS, a Pequena Idade do Gelo e a variabilidade decenal do século 20, incluindo o período antropogênico.

Anterior à perfuração do testemunho do Nevado Illimani, estudos em outras geleiras Bolivianas forneceram informações pretéritas que datam do UMG.

Thompson *et al.* (1998) apresentaram um estudo sobre a história de 25.000 anos interpretados a partir da composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) do testemunho de gelo Sajama, Bolívia (18°06' S 68°53' W 6542 m). Thompson *et al.* (2000) descreveram a sequência da interglaciação para os trópicos a partir do testemunho de gelo do Nevado Huascarán, Bolívia (9°07' S 77°37' W 6050 m) e para os subtropicos a partir do Sajama.

A seguir, apresenta-se uma breve revisão do que os autores publicaram a partir dos dados do Nevado Illimani. A Tabela 2 apresenta as características do testemunho de gelo do Illimani.

Ramirez *et al.* (2003) apresentaram um estudo comparando os dados do testemunho do Illimani com os dados de estudos anteriores de outros dois testemunhos da Bolívia, o Sajama (Thompson *et al.*, 1998) e o Huascarán (Thompson *et al.*, 1996) em relação à transição das condições climáticas do UMG às condições climáticas modernas. Para isso os pesquisadores buscaram responder as seguintes questões: (1) Os sinais de isótopos de geleiras de alta montanha registram de forma segura as condições climáticas regionais? Ou eles são menos representativos devido ao desbaste da camada de gelo e demais efeitos pós-deposicionais da neve? (2) Um terceiro registro de isótopos e poeira é capaz de confirmar os cenários climáticos anteriormente descritos para o UMG de que os trópicos eram frios e secos e os subtropicos frios e úmidos comparado a condição climática atual? e, por fim, se seria possível interpretar informações dos registros isotópicos em termos de mudanças de temperatura e precipitação?

Para responder tais questões, Ramirez e colaboradores interpretam as medidas físicas e químicas realizadas neste testemunho de gelo, detalharam os métodos de datação e por fim, discutiram sobre as questões mencionadas acima, focando nos registros dos Isótopos e poeira analisados. Primeiro eles mediram a condutividade elétrica, que indica acidez no gelo através da concentração de H_2SO_4 ; após eles realizaram as análises químicas e isotópicas. A concentração de cálcio, que reflete o transporte de aerossóis atmosféricos incorporado no gelo de Nevado Illimani, principalmente durante a estação seca de 6 meses, foi medida por cromatografia iônica. Partículas de poeira que também indicam períodos secos foram medidas em suas concentrações e tamanho dos grãos com um Coulter Multisizer que permite a diferenciação de 256 classes de tamanho entre 0,67 μm e 20,89 μm de diâmetro. Foram realizadas medidas de trício, isótopos de enxofre, de sulfato e de oxigênio. Para mais detalhes sobre as técnicas e métodos aplicados ver Ramirez *et al.* (2003).

Tabela 1 – Características dos TGs Andinos

Local/Data	Lat/Long/Alt	Profundidade (m) *Rocha	Média anual Acumulação (m a.eq)	Precipitação sazonal máxima	Direção dominante do vento	Tamanho das séries	Resolução	Datação	Referências
Chimborazo 2000	1°30'S /78°36'O 6268 m	54*	0.5	Mar-Mai Out-Nov	E ou O ZCIT	2000 - 1881	Anual	ALC, ²¹⁰ Pb, ³ H	(Schotterer <i>et al.</i> , 2003)
Huascarán 1994	9°07'S 77°37'O 6050	160*, 166*	1.3	Nov – Mar	NE – SE	1993 – 1719 UMG - Topo	Anual	ALC	(Henderson <i>et al.</i> , 1999, Thompson <i>et al.</i> , 1995)
Quelccaya 1983 2003	13°56'S 70°50'O 5670 m	155*, 164* 170*, 129	1.2	Nov – Mar	NE – SE	2003 - 488	Anual	ALC, Beta Atividade	(Thompson <i>et al.</i> , 1984, 1985, 2006b)
Coropuna Col – topo – cratera	15°32'S 72°39'O 6072 m	40-34*-146*	0.4 – 0.12 – 1.2	Jan – Fev	NE – SE	20 mil anos	Anual	³ H	(Thompson <i>et al.</i> , 2006b)
Illimani 1999	16°37'S 67°46'O 6359 m	137*, 139*	0.58	Nov – Mar	NE – SE	1999 – 1921 18 mil anos	Anual	ALC, ²¹⁰ Pb, ³ H	(Hoffmann <i>et al.</i> , 2003, Knusel <i>et al.</i> , 2003, Ramirez <i>et al.</i> , 2003)
Sajama 1997	18°06S 68°53'O 6542 m	40, 132*, 133*	0.44	Nov – Mar	NE – SE Ventos de Oeste	25 mil anos	Anual	ALC, ¹⁴ C, ³ H,	Thompson <i>et al.</i> , 1998)
Tapado 1999	30°08'S 69°55'O 5550 m	36*	0.31	Mai – Set	Ventos de Oeste	1999 – 1962 1920 ou mais	Anual	ALC, ²¹⁰ Pb, ³ H	(Ginot <i>et al.</i> , 2006)

Continua na próxima página

Continuação da Tabela 1

Mercedario 2005	31°58'S 70°07'O 6100 m	104	0.3	Mai – Set	Ventos de Oeste	Análise em andamento	Anual	ALC, ²¹⁰ Pb	(Bolius <i>et al.</i> , 2006)
San Valentin 2005	46°35'S 73°19'O 3747 m	20, 55 70, 122*	0.20	Anual	Ventos de Oeste Polar	2005 – 1965	Anual	ALC, ²¹⁰ Pb, ¹³⁷ C	(Vimeux <i>et al.</i> , 2008)
Pio XI 2006	49°16'S 73°21'O 2600 m	51	Análise em andamento	Anual	Ventos de Oeste Polar	Análise em andamento	Anual	ALC, ²¹⁰ Pb	-

Fonte: Vimeux *et al.* (2009)

Tabela 2 – Características do testemunho de gelo do Nevado Illimani

Testemunho de gelo do Nevado Illimani	
Lat/Long	16°37'S 67°46'W
Altitude	6.350 m
Comprimento	137 m
Acumulação de neve (média anual)	0.58 (m w.eq)
Período de precipitação máxima (sazonal)	Nov-mar (meses quentes no HS)
Direção do vento dominante	NE-SE
Comprimento da série de dados	18.000 anos
Resolução	Anual
Datação	ALC, ³ H, ²¹⁰ Pb
Referências chave	(Hoffmann <i>et al.</i> , 2003, Knüsel <i>et al.</i> , 2003, Ramirez <i>et al.</i> , 2003).

Fonte: Vimeux *et al.* (2009)

As técnicas de datação utilizadas foram descritas em Knüsel *et al.* (2003) em um segundo testemunho perfurado neste Nevado, paralelo ao usado por estes autores. As diferenças de datação entre os dois testemunhos foram pequenas. Na parte superior, o testemunho de gelo foi datado contando as camadas anuais dos 4 traçadores apresentados acima, a condutividade elétrica, concentração de poeira, concentração de Ca⁺ e composição isotópica. A sazonalidade desses traçadores foi bem preservada até a profundidade de cerca de 40 m, o que corresponde, aproximadamente ao ano de 1947.

Três picos de condutividade elétrica associados às erupções vulcânicas nos últimos 60 anos foram utilizados como horizontes de referência (Pinatubo em 1991, El Chicho em 1982 e Agung em 1963). Além disso um marcador de tempo adicional foi encontrado pela identificação de um pico de conteúdo de trício e ³⁷Cs que foram associados aos testes de explosões nucleares no Hemisfério Norte em 1964. A erupção do vulcão Tambora em 1815 foi identificado no testemunho entre 71,57 e 71,88 m. A concentração de SO₄ atinge níveis extremamente elevados de 3075,1 ppb a 71,75 m de profundidade. A contagem de camada sazonal do δD no registro Illimani foi possível até 87 m, com incerteza de +- 20 anos associada. Isso permitiu aos autores estimar que em 87 m de profundidade corresponde a 1747

anos antes do presente. Em maior profundidade, a difusão do estado sólido reduziu o sinal isotópico sazonal. Para datar a parte mais profunda do testemunho (131 a 136 m) foram utilizadas a composição isotópica de oxigênio da atmosfera e semelhanças gerais entre o testemunho do Illimani e Huascarán. A Figura 12 apresenta o resultado da composição isotópica de Oxigênio e poeira nos três testemunhos analisados no estudo desses autores.

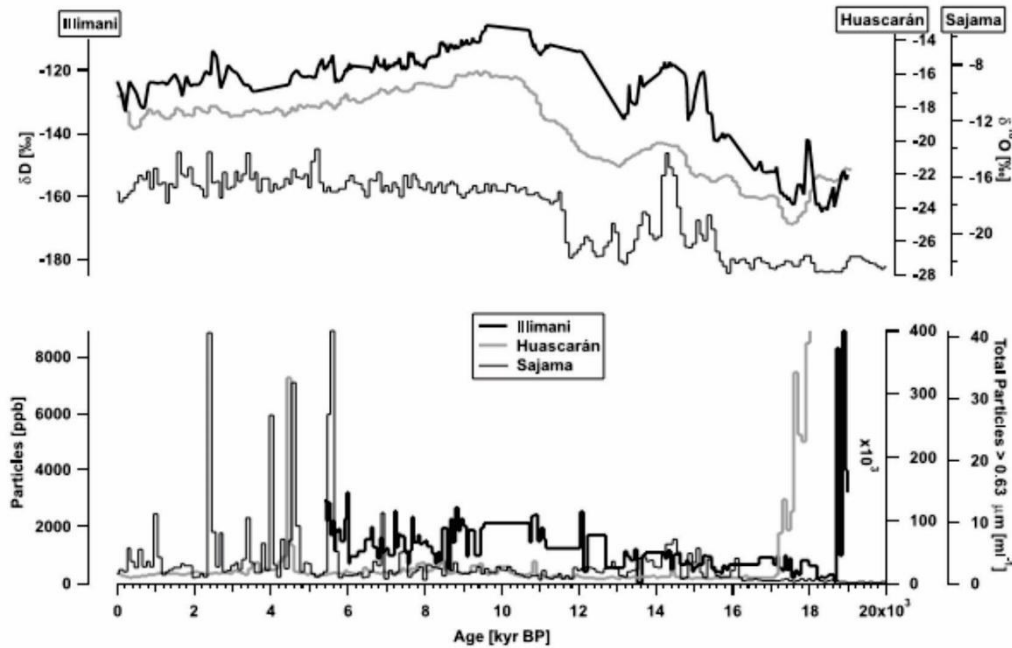


Figura 12 - Comparação dos registros isotópicos andinos de longo tempo (topo) e poeira (inferior), Huascarán, Sajama e Illimani. A boa coerência entre o Huascarán e o Illimani sugere uma história climática similar em ambos os locais durante o interglacial. Fonte: Ramirez *et al.* (2003).

Para concluir a revisão deste detalhado estudo, os autores discutem a coerência entre os registros isotópicos do Illimani e Huascarán, que concordam com estudos de outros testemunhos entre 9° S e 18° S (Hoffmann *et al.*, 2003) compartilhando a mesma variabilidade decadal que sugere estar associadas a variabilidade decadal das temperaturas da superfície do Pacífico durante o século XX. Dessa forma, os autores se mostram satisfeitos para responder a primeira questão formulada, acima mostrando uma coerente representatividade regional dos registros dos isótopos andinos (maiores detalhes em Ramirez *et al.*, 2003).

Em relação à interpretação dos resultados sobre os cenários climáticos descritos para o UMG de que os trópicos eram frios e secos e os subtropicais frios e úmidos comparado a condição climática atual, os autores não conseguiram concluir essa afirmação, apesar da semelhança entre os registros de poeira do Illimani e Huascarán. O último metro do

testemunho de gelo do Illimani apresenta altos níveis de poeira, porém os autores associam esta condição com as interações com o rochedo nesta fase de formação de cobertura de neve. Dessa forma, os autores preferiram reinterpretar os registros de isótopos e poeiras dos glaciares andinos em novos estudos, que não são citados aqui.

Por fim, as conclusões sobre os registros dos isótopos andinos e sua relação com mudanças na temperatura e precipitação, os autores relataram algumas dificuldades como por exemplo, as incertezas sobre os padrões de circulação atmosféricas no UMG. Na tentativa de interpretar o sinal dos isótopos do último glacial para agora, eles usaram as relações climática atuais, assumindo que o sinal do isótopo andino é inteiramente controlado pela intensidade de chuvas sobre a Bacia Amazônica. Desta forma, os autores calcularam que a Amazônia e o Altiplano podem ter sido 20% mais úmidos durante o UMG do que hoje.

Outra importante colaboração sobre o testemunho de gelo do Illimani foi apresentada por Knusel *et al.* (2003). Neste estudo, foi adotado uma ampla abordagem de datação com a intenção de atingir uma incerteza mínima no estabelecimento de uma cronologia dos dois testemunhos de gelo perfurados no Illimani na Bolívia. Dentre as diversas técnicas utilizadas, houve uma boa concordância entre os registros de ambos os testemunhos.

Ainda neste estudo os autores ressaltam que a datação é uma grande preocupação para a interpretação de registros de testemunhos de gelo. O estabelecimento de uma cronologia para os testemunhos de gelo de geleiras de alta montanha é mais difícil do que para testemunhos de gelo polar por várias razões: Devido à compactação na parte mais profunda do testemunho, uma porção significativa da geleira fica muito próxima do rochedo, exposto aos complexos processos que ocorrem neste local e portanto, essa porção da geleira deve ser usada com cautela; nas geleiras de alta montanha, as camadas anuais podem diluir dificultando a datação pela técnica de contagem de camada; horizontes de referência que identificam erupções vulcânicas normalmente usados como marcadores de tempo são mais difíceis de identificar, uma vez que eles são impressos com muito mais ruído e poeira devido à proximidade de fontes antrópicas do que no gelo polar; a composição da neve pode ser alterada por processos pós-deposicionais como sublimação e fusão (ver mais em Ginot *et al.*, 2001), o que contribui na dificuldade de identificar camadas anuais. Diante destas preocupações os autores estimaram o erro utilizando a técnica de Contagem Anual de camadas e encontraram os valores a seguir, de 5 anos nos 50 m (72 anos), 66 anos em 100 m (397 anos) e 175 anos em 120 m (680 anos) (Para mais detalhes, ver Knusel *et al.*, 2003).

2.3.3a- Razão de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$) e sua variabilidade ao longo do tempo

A série temporal do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani guarda informações pretéritas do ciclo hidrológico da Amazônia, porque a neve que precipita nessa geleira evapora no Oceano Atlântico e recicla sobre o continente sul-americano (Vimeux *et al.*, 2005). As variações do $\delta^{18}\text{O}$ em latitudes tropicais ocorrem pelo fracionamento isotópico em cada processo de condensação da água na atmosfera, ou seja, a repetição desse processo ao longo da reciclagem da água sobre o continente diminui a porcentagem relativa do $\delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard, 1964). A ocorrência média dos componentes isotópicos mais importantes da água H_2O^{16} , HDO^{16} e H_2O^{18} são aproximadamente 997680:320:2000 ppm (partes por milhão). A análise dos isótopos de oxigênio considera a razão entre $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}$). O cálculo da razão isotópica de cada amostra é comparado com um padrão arbitrário internacional, o V-SMOW2 – ‘Viena – Standard Mean Ocean Water 2’ (Craig, 1961b) descrita pela fórmula a seguir:

$$\delta x = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{smow}}}{R_{\text{smow}}} * 1000 \quad (1)$$

Onde ‘ δ ’ é o desvio (em partes por mil), ‘x’ é ^{18}O , ‘ R_{amostra} ’ é a concentração de isótopo na amostra, e ‘ R_{smow} ’ é a concentração de isótopo no padrão (Dansgaard, 1964). Por exemplo, $\delta^{18}\text{O}$ é calculado (em partes por mil) como:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} - 1 \right] * 1000 \quad (2)$$

Para mais informações sobre essa metodologia, ver https://nucleus.iaea.org/rpst/Documents/VSMOW2_SLAP2.pdf

A seguir serão apresentados alguns estudos sobre a variabilidade do $\delta^{18}\text{O}$ registrada no testemunho de gelo do Nevado Illimani até o UMG e mais atual, no último século.

Variação $\delta^{18}\text{O}$ até o UMG

Thompson *et al.* (2000) descreve a sequência de interglaciação para os trópicos e subtropicais da América do Sul durante os últimos 25.000 anos utilizando principalmente dados obtidos pela composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) de três testemunhos de gelo perfurados

na Cordilheira dos Andes, o Huascarán e Sajama na Bolívia e o Quelccaya no Peru. Esses registros apresentaram alta resolução temporal das condições climáticas e ambientais, tanto para o UMG como para o período atual, e sugerem que $\delta^{18}\text{O}$ registra as variações de temperatura em escalas de tempo decadal, secular e milenar. Eles concluíram que os registros de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho de gelo confirmam que, da mesma forma que os testemunhos polares, os testemunhos andinos também registram flutuações de temperatura em escala secular a milenar. As condições mais frias do UMG e mais quentes do Holoceno são evidentes nos registros em testemunhos de gelo de polo a polo.

Ramirez *et al.* (2003) relata que para o UMG o aumento do volume de precipitação provocou a redução da razão isotópica nas geleiras andinas tropicais e subtropicais. Eles interpretaram que esses baixos índices de isótopos nessas geleiras indicam condições mais úmidas do que as condições atuais. Ambas as zonas tropicais e subtropicais da América do Sul estariam em um modo úmido e frio durante o UMG. Mudanças significativas dos níveis de isótopos no gelo para valores mais enriquecidos aconteceram há cerca de 17000-15000 anos junto com a transição para condições mais secas.

Variação $\delta^{18}\text{O}$ no século XX

O valor médio da razão isotópica encontrada no testemunho de gelo do Nevado Illimani para o último século foi de $-17,77\text{‰}$ determinado por Ramirez *et al.* (2003). Para o período (1920 – 1998) os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variou entre $-25,11\text{‰}$ e $-9,37\text{‰}$ com valor médio (1929 a 1998, primeiros 50 m) de $17,56\text{‰}$ (Simões comunicação pessoal). A Figura 13 apresenta a variação do registro isotópico ao longo do período 1929 – 1998.

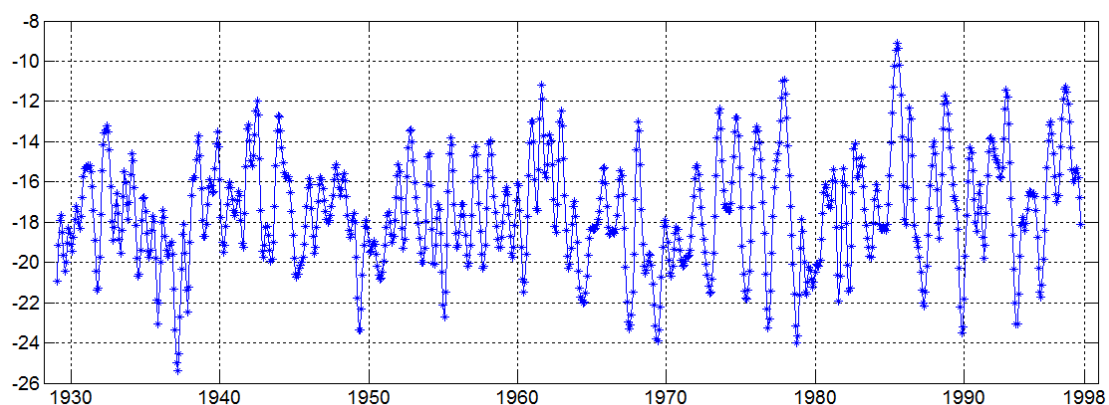


Figura 13 - Variação anual da razão isotópica do oxigênio dezoito ($\delta^{18}\text{O}$) no testemunho do Nevado Illimani. Fonte: Ramirez *et al.* (2003).

A variabilidade dos isótopos nos registros andinos da alta altitude é principalmente controlada pela variação da precipitação sobre a Bacia Amazônica durante o último século (Hoffmann *et al.*, 2003), pela influência das condições climáticas locais (temperatura e quantidade de precipitação), como também pela variação da temperatura da superfície do mar do Oceano Pacífico (Vuille *et al.*, 2003b).

Conforme Bradley *et al.* (2003) as variações de isótopos de oxigênio em testemunhos de gelo da Bolívia estão altamente correlacionadas com as temperaturas da superfície do mar (TSM) em todo o Oceano Pacífico equatorial, que por sua vez estão intimamente ligadas à variabilidade do fenômeno ENOS. As anomalias de circulação associadas a esta variabilidade controlam o fluxo de umidade do Oceano Atlântico equatorial e tropical e da Bacia Amazônica para o Nevado Illimani. Temperaturas da superfície do mar abaixo da média leva a maiores taxas de acumulação e neve isotópicamente mais leve; durante os eventos quentes, as condições opostas prevalecem.

Knusel *et al.* (2005), em um estudo que buscava identificar eventos El Niño no sinal isotópico no Illimani também sugerem que a maior variabilidade climática no Altiplano Boliviano, registrada neste testemunho de gelo está mais relacionada às condições climáticas do Pacífico.

As temperaturas abaixo da média da superfície do mar em todo o Oceano Pacífico equatorial levam a maiores taxas de acumulação e menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ e vice-versa (Bradley *et al.*, 2003; Hardy *et al.*, 2003; Hoffmann *et al.*, 2003; Vuille *et al.*, 2003a, 2003b). Nesse sentido, Vuille *et al.* (2003b) usando os modelos de circulação geral atmosférica ECHAM-4 e GISS II (AGCM) modelaram o $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação e seus resultados indicaram uma influência significativa das condições climáticas locais (temperatura e quantidade de precipitação) no sinal do $\delta^{18}\text{O}$ e também da temperatura da superfície do mar do Pacífico tropical nas escalas temporais interanuais. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais enriquecidos (empobrecidos) estão associados a períodos de condições quentes (frias) no Pacífico tropical, ou seja, períodos de eventos El Niño (La Niña). Esses autores argumentam que embora as condições na fonte de umidade deixem uma marca significativa no registro de $\delta^{18}\text{O}$, mesmo em um local distante, também deve ser considerado o fato de que as condições atmosféricas durante o transporte, bem como as condições climáticas no momento de condensação, influenciam significativamente o sinal do $\delta^{18}\text{O}$. Todos esses fatores, como a circulação atmosférica sobre os Andes tropicais, a temperatura no local de condensação, a atividade convectiva e, portanto, a quantidade de precipitação são em grande parte regidos pelo anomalia da temperatura da superfície do mar do Pacífico em intervalos de tempo interanuais.

Maier *et al.* (2016) apresentam uma análise do comportamento da série isotópica de O^{18} do testemunho do Illimani. Nesse estudo foi constatado que os registros de máximo fracionamento isotópico estão relacionados a secas na Amazônia e/ou no nordeste brasileiro. Já os registros de mínimo fracionamento isotópico, quando ocorrem no verão ou outono, são concomitantes à ocorrência de chuvas acima da média na Amazônia e/ou nordeste brasileiro, e quando os registros ocorrem no inverno ou na primavera, também se registram chuvas acima da média na porção subtropical. Eles apresentaram uma análise de máximos e mínimos fracionamento isotópico relacionados a distribuição espacial da precipitação e a influência da variação da temperatura do Oceano Pacífico na variabilidade temporal do $\delta^{18}O$ medidos no testemunho de gelo do Nevado Illimani.

Vuille e Werne (2005) apresentaram um estudo relacionando o $\delta^{18}O$ com o Sistema de Monções da América do Sul. Usando dados observados e simulados do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera, foi investigado se as variações na intensidade do SMAS influenciam a precipitação e relacionaram com o sinal isotópico. Os menores valores isotópicos durante intensos episódios de monções são consistentes com o chamado "efeito quantidade", comumente observado nas regiões tropicais.

Gonfiantini *et al.* (2001) apresentaram um estudo sobre o fracionamento isotópico em dois transectos entre a Bacia Amazônia e a Cordilheira dos Andes nas latitudes tropicais e também concluíram que nos trópicos, o teor de isótopos mais pesados da precipitação é maior no período seco do que na estação chuvosa, pois é regido pela quantidade de precipitação.

2.3.3b- A taxa de acumulação de neve no Nevado Illimani e sua variabilidade ao longo do tempo

A taxa média anual de acumulação de neve no nevado Illimani é 0,58 m equivalente de água (m weq, *water equivalent*, em inglês) e foi determinado por Knusel *et al.* (2003) e para o período 1960-2009 quando o seguinte padrão de variabilidade ocorreu: um aumento entre 1960 e 1981, uma diminuição de 1981 a 1999 e novamente um aumento de 1999 a 2009 (Simões comunicação pessoal).

Eventos El Niño/La Niña são um dos principais fatores que controlam a variabilidade do balanço de massa dessa geleira. Conforme Vuille (1999), a estação chuvosa (DJF) nos Andes Boliviano em anos El Niño apresentam padrões anômalos de precipitação negativa, ao contrário, em anos La Nina, a estação chuvosa tende a ficar acima da média.

2.4 Teleconexões entre a América do Sul tropical e o Sul do Brasil

A palavra "teleconexão" significa conexão a distância. Assim, uma análise de teleconexão compreende uma visão global de circulação atmosférica onde forçantes ou instabilidades locais podem influenciar regiões remotas na atmosfera (Hoskins e Ambrizzi, 1993). Este tipo de análise tem sido usado principalmente para estudar as flutuações de grande escala e de baixa frequência na atmosfera, sendo um bom exemplo da relação entre observações, teoria e modelos (Hoskins, 1983).

Os primeiros estudos de teleconexões foram relatados para a Oscilação Sul. Walker e Bliss (1932), ao estudar os dados de pressão do nível do mar encontraram correlações negativas entre o Oceano Pacífico Sul e a pressão da superfície do mar da Austrália / Oceano Índico, e também um "balanço" entre o Polo Norte e o Oceano Pacífico Norte e Oceano Atlântico Norte (Wallace e Gutzler, 1981).

A palavra "teleconexão" foi usada pela primeira vez em 1935 por Anders Angstrom, meteorologista sueco, em um artigo sobre investigação do clima na região, onde ele observou um dipolo de pressão atmosférica entre a Islândia e os Açores, conhecido atualmente como Oscilação do Atlântico Norte (em inglês, *North Atlantic Oscillation*). A partir da década de 1940 foram desenvolvidos trabalhos de pesquisa tentando compreender os movimentos atmosféricos e suas causas e posteriormente correlacionar essas flutuações com as anomalias de variáveis climatológicas como precipitação por exemplo.

Em um estudo sobre teleconexões na atmosfera e oceano, Liu e Alexander (2007) investigaram as teleconexões que ocorrem no sentido latitudinal/meridional, gerando assim as conexões entre os trópicos e extratropicais, bem como inter-hemisféricas. Essa investigação pode observar as diferentes escalas de tempo em que as conexões ocorrem. Dentre as conclusões, destaca-se que as teleconexões atmosféricas fornecem um efetivo meio para que a TSM da região tropical influencie a variabilidade climática extratropical. Anomalias de temperatura superficial influenciam a parte superior da atmosfera através de convecção profunda. O processo adiabático associado a essas anomalias de aquecimento causa impacto na atmosfera das regiões subtropicais e extratropicais através da célula de Hadley, ondas estacionárias e interações com as tempestades das latitudes médias.

A circulação atmosférica tem grande variabilidade, que pode ser observada nos padrões de sistemas sinóticos e de circulação que ocorrem em diversas escalas de tempo,

desde alguns dias (tempestades e passagens de frentes), algumas semanas (períodos anômalos mais quentes durante o inverno ou mais secos durante o verão), alguns meses (verão mais quentes e/ou invernos mais frios), alguns anos (invernos ou verões anômalos por vários anos seguidos) até vários séculos (mudanças climáticas de longo período) Cavalcanti e Ambrizzi (2009).

O interesse no efeito das teleconexões no clima da América do Sul aumentou após o forte evento El Niño de 1982-1983, quando inundações e secas extremas afetaram as partes sul e norte do continente, respectivamente.

Nos trópicos, a anomalia positiva da TSM aumenta o fluxo de calor e umidade para a atmosfera, fortalece a convergência de umidade de baixo nível e, portanto, aumenta a convecção. Consequentemente, a circulação divergente tropical de nível superior é fortalecida em sua componente zonal (circulação de Walker) e meridional (distribuição de Hadley), resultando em ascensão ou descida anômala nos ramos dessas circulações (Grimm e Ambrizzi, 2009). Em outras palavras anomalias de temperatura da Superfície do Mar (TSM), como eventos El Niño forçam anomalias de convecção e como consequência, é gerado um movimento de subsidência de grande escala no ramo descendente da circulação de Walker e Hadley configurando a interação trópicos-extratrópicos. A célula de Hadley perturba as ondas estacionárias planetárias climatológicas e correntes de jatos associados (Ambrizzi *et al.*, 2004).

Desta forma, o sudeste da América do Sul recebe forte impacto dos episódios de El Niño/La Niña sobre a precipitação (Montecinos *et al.*, 2000; Grimm *et al.*, 1998, 2000; Barros e Silvestri, 2002; Grimm, 2003, 2004.). Anomalias positivas de precipitação (chuvas) ocorrem durante episódios de El Niño enquanto que anomalias negativas de precipitação (estiagens) prevalecem durante os eventos La Niña, mas o sinal na precipitação não é uniforme ao longo de um episódio, porque o estado básico atmosférico no qual as ondas de Rossby se propagam sofrem variações sazonais. A estação do maior impacto é a primavera, quando a propagação da onda Rossby é mais intensa para a América do Sul subtropical (Grimm e Ambrizzi, 2009).

A seguir serão apresentadas as características dos principais padrões de teleconexão, também chamados de modos preferenciais de variabilidade (Figura 14), que afetam a América do Sul, e em especial, a Região Sul do Brasil. A tabela 3 apresenta os principais modos de variabilidade, com destaque aos que influenciam a América do Sul e Região Sul do Brasil.

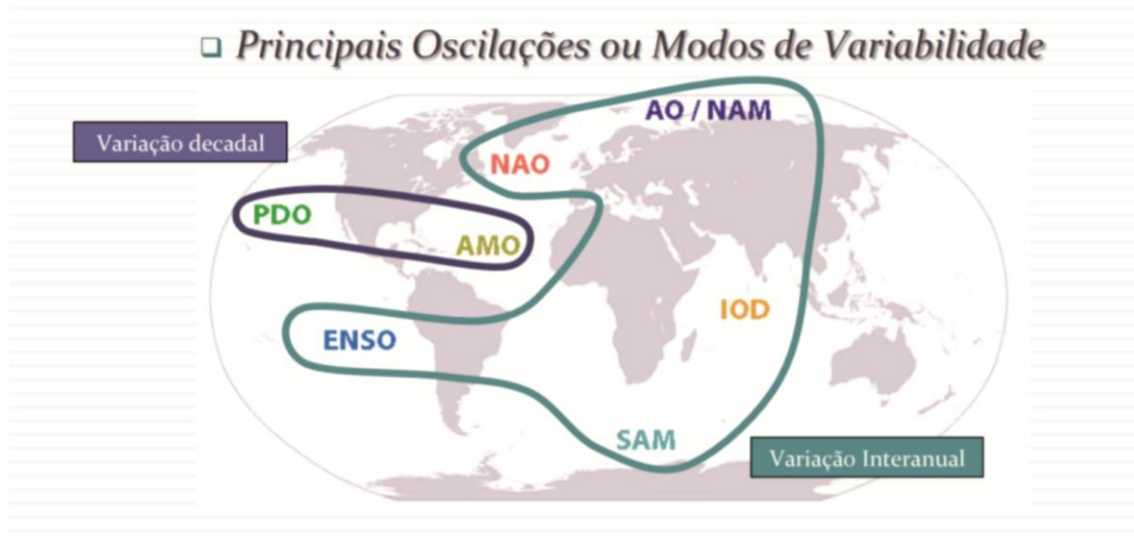


Figura 14 – Principais modos de variabilidade climática. Variação interanual: AO/NAM: em inglês Artic Oscillation/North Anular Mode; NAO: em Inglês North Atlantic Oscilation; IOD: em inglês Indic Oscillation Dipole; ENSO: em inglês El Niño South Oscillation; SAM: em inglês South Anular mode. Variação decadal: PDO: em inglês Pacidic Decadal Oscillation; AMO: em inglês Atlantic Multidecadal Oscillation. Fonte: Aula de Modos de Variabilidade do programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Biológica, Laboratório de Estudos dos Oceanos e Clima (LEOC), Prof. Dr. Mauricio M. Mata. Disponível em: <http://netto.ufpel.edu.br/lib/exe/fetch.php?media=oc:oc5.pdf>, acesso em 19/01/2018.

Tabela 3 – Principais Modos de Variabilidade Climática.

Modo Climático	Sigla	Ciclo
Oscilação do Ártico (também chamado de Modo Anular do Norte)	AO (MAN)	Decadal
Padrão Atlântico Leste	PAL	Decadal
Oscilação Multidecadal do Atlântico	OMA	Multidecadal
El Niño Oscilação Sul (Índice de Oscilação Sul)	ENSO (IOS)	Interanual
Oscilação Decadal do Pacífico	ODP	Decadal
Dipolo do Oceano Índico	DOI	Interanual
Oscilação Antártica/Modo Anular Sul	OAA/MAS	Decadal

Fonte: Aula de Modos de Variabilidade do programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Biológica, Laboratório de Estudos dos Oceanos e Clima (LEOC), Prof. Dr. Mauricio M. Mata. Disponível em: <http://netto.ufpel.edu.br/lib/exe/fetch.php?media=oc:oc5.pdf>, acesso em 19/01/2018.

2.4.1 Variabilidade Interanual: El Niño Oscilação Sul – ENOS

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) refere-se a uma combinação de dois mecanismos. O El Niño representa o componente oceânico, enquanto a Oscilação Sul (OS) representa a influência atmosférica do fenômeno. Juntos demonstram o acoplamento existente entre o oceano e a atmosfera (Berlato e Fontana, 2003).

O ENOS é um fenômeno atmosférico-oceânico caracterizado por um aquecimento anormal das águas superficiais no oceano Pacífico Tropical, e que apresenta duas fases, a quente, conhecido como evento El Niño e a fase fria, conhecido como evento La Niña, que pode afetar o clima regional e global mudando os padrões de vento em nível mundial, e afetando assim, os regimes de chuva em regiões tropicais de latitudes médias (Trenberth, 1998).

Os primeiros registros sobre o ENOS apareceram por volta do ano 1800, porém só foram documentados por Walker e Bliss nos anos 1932-1937. Embora, no ano de 1877, Walker tenha tentado associar esse fenômeno com outros parâmetros atmosféricos de escala global, uma explicação mais exata e correta do mecanismo só foi apresentada quase um século depois por Bjerknes, ao concluir que a Oscilação Sul é uma reversão periódica (gangorra barométrica) do padrão da pressão atmosférica no Pacífico Tropical, que ocorre (durante os eventos de El Niño) entre as estações de Darwin localizada no norte da Austrália e a estação Tahiti situada no Pacífico Sul (Bjerknes, 1969).

Existem índices que utilizam de diferentes variáveis, como também escalas temporais para caracterizar e monitorar esse fenômeno. Os mais conhecidos são o IOS, índice de Oscilação Sul, o IME, Índice Multivariado El Niño e o ION, Índice Oceânico Niño. A diferença básica entre eles são as variáveis climáticas que cada um utiliza e a escala de tempo. O Índice de Oscilação do Sul (SOI em inglês) é um índice padronizado baseado nas flutuações dos valores de pressão do nível do mar observadas em duas regiões do Pacífico Sul, sendo elas: Taiti (17°S, 150°W) e Darwin (12°S, 130°E) (Aceituno, 1992). Detalhes do cálculo deste índice podem ser encontrados em <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/>. O Índice Oceânico Niño baseia-se nas médias da temperatura da superfície do mar de três meses consecutivos, na região do Niño 3.4. Para mais detalhes ver Huang *et al.* (2017). E por fim, o Índice Multivariado ENOS baseia-se em seis variáveis observadas no Oceano Pacífico Tropical, são elas: pressão do nível do mar, componente zonal e meridional do vento em superfície, temperatura da superfície do mar e fração total de

nebulosidade do mar e seu cálculo é feito de forma bimestral, ou seja, de dois em dois meses, diferente do ION, que o cálculo é feito de forma trimestral (Para mais informações sobre a metodologia empregada para calcular esse índice, consultar <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>).

2.4.2 - Variabilidade Decadal: Oscilação Decadal do Pacífico - ODP

Um exemplo de variabilidade decadal (20 a 30 anos) definida por Mantua *et al.* (1997) como a mudança entre as fases quente e fria das águas do Pacífico é a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). Ela ocorre quando as águas da região tropical e a costa do continente Norte Americano se tornam mais quentes (frias), enquanto a região extratropical fica mais fria (quente), e são chamadas de fase positiva e negativa, respectivamente.

A fase positiva (ou fase quente) compreendeu os períodos 1925-1946 e 1977-1998 e a fase negativa (ou fase fria) os períodos 1890-1924, 1947-1976 e 1999 até o presente (2018). A similaridade dos padrões anômalos de TSM, ventos e pressão ao nível do mar (PNM) associados ao fenômeno ENOS e à ODP levou alguns autores a considerar a ODP como um padrão de tipo ENOS de mais longa duração (Garreaud e Battisti, 1999).

Na fase fria da ODP, os eventos têm frequências equivalentes e, na fase quente, os eventos El Niño são mais frequentes e mais intensos (Kayano e Andreoli, 2009). Andreoli e Kayano (2005) fizeram algumas composições relacionadas ao El Niño e às fases quente e fria da ODP durante novembro e dezembro do ano do evento e janeiro e fevereiro do ano posterior ao evento e encontraram diferenças relacionadas às fases da ODP bem como diferenças sazonais.

Os resultados indicam fortes indícios de que a resposta climática relacionada ao ENOS na América do Sul depende das fases da ODP. Andreoli e Kayano (2005) relacionaram a variabilidade das chuvas sobre a América do Sul e o ENOS de acordo com as fases quente, normal e fria da ODP e encontraram que a diferença nas teleconexões de ENOS das chuvas na América do Sul estão relacionadas à ODP, que age construtivamente (destrutivamente) quando o ENOS e ODP estão na mesma (oposta) fase. O Índice da ODP (IODP) foi desenvolvido por Hare (1996) e Zhang (1996) e é definido como a diferença entre as anomalias observadas e a média mensal global da anomalia da TSM.

Capítulo 3 - MATERIAL E MÉTODOS

A metodologia usada nesta tese tem como objetivo relacionar as amostras espaço-temporal da precipitação na Região Sul do Brasil com a taxa de acumulação de neve e com a razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) do testemunho de gelo do Nevado Illimani (figura 15) para verificar a possibilidade de reconstrução do clima passado da Região Sul do Brasil, a partir de uma possível correlação entre essas variáveis.

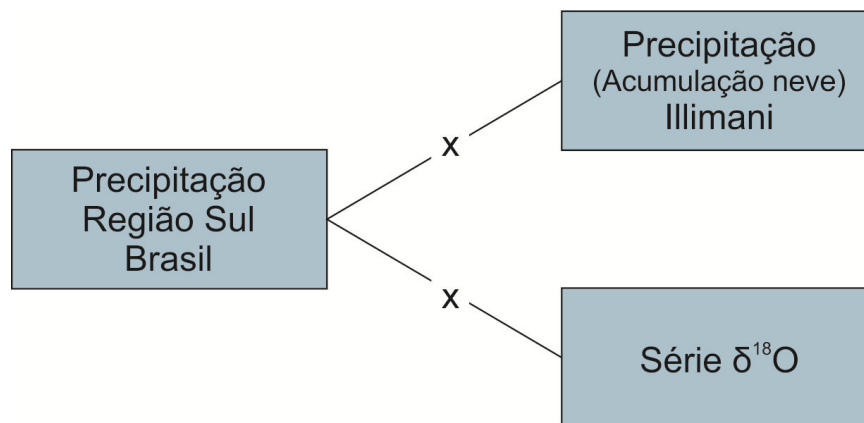


Figura 15 – Séries temporais utilizadas para explorar correlações entre variáveis ambientais no sítio do Nevado Illimani e a Região Sul do Brasil.

3.1 As duas áreas geográficas do estudo: Sul do Brasil e Nevado Illimani

As áreas de estudo que compõe esta tese são: (i) Região do Nevado Illimani, Bolívia e (ii) Região Sul do Brasil. A Figura 19 apresenta o mapa de localização dessas áreas.

3.1.1 Região Sul do Brasil

A Região Sul do Brasil situa-se entre as latitudes 22°30'S e 33°45'S e as longitudes 57°59'W e 48°00'W, ocupando mais de 7% do território brasileiro (576.774 km²), densidade demográfica de 47,5 hab./km² e população de ~28 milhões de pessoas. Localizada no extremo Sul do Brasil, conforme apresentado na figura 19 é composta pelos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná (IBGE, 2014).

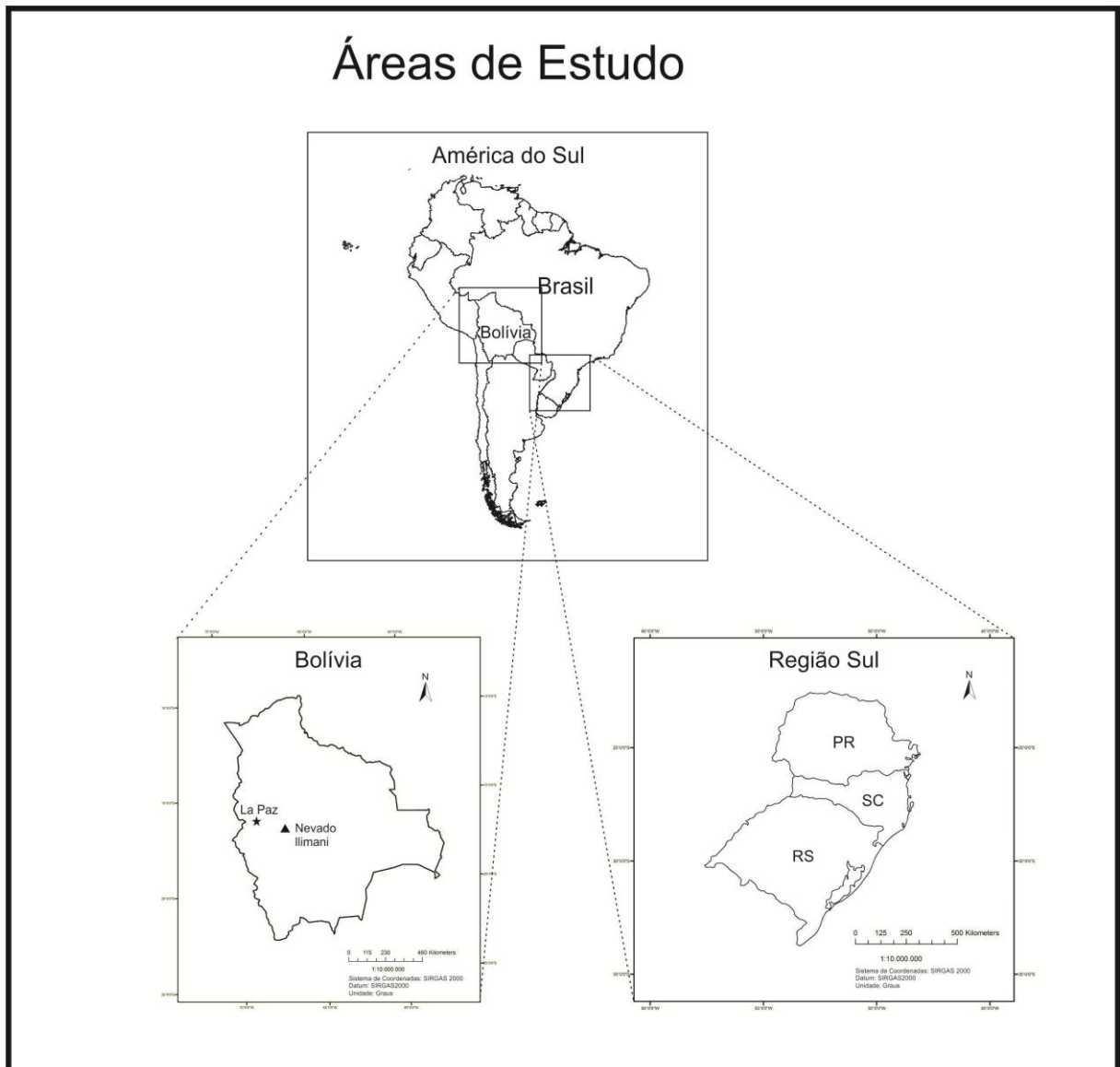


Figura 16 – Apresentação das duas áreas de estudo. Nevado Illimani, na Bolívia e Região Sul do Brasil.

O norte da região é limitado pelos estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul, o sul é limitado pelo Uruguai, o oeste pelo Paraguai e Argentina e o leste pelo Oceano Atlântico. Localizada em sua maior parte em uma região temperada, possui clima subtropical, apresenta as 4 estações bem definidas e também as menores temperaturas médias do país. O relevo constitui-se principalmente de duas diferentes divisões do planalto brasileiro. Uma delas é o planalto cristalino ou planalto atlântico, que formam as elevações no leste da região, algumas até próximas ao litoral. O planalto meridional ocupa a maior parte da Região Sul, formando as conhecidas serras, como a Serra Geral. Planícies também são encontradas na região (IBGE, 2014).

A vegetação é bastante variada, desde a Mata das Araucárias nas regiões mais frias, além dos campos sulinos no pampa gaúcho e no litoral a vegetação costeira que se divide em mangues e restingas.

A bacia do Paraná e a do Uruguai são as principais bacias hidrográficas da região, apresentando grande potencial hidrelétrico. É uma das principais regiões agrícolas do Brasil, principalmente de grãos e frutíferas de clima temperado, além de florestas. Revisão sobre o clima da região é encontrada na seção 2.2.1.e desta tese.

3.1.2 Nevado Illimani

O Nevado Illimani é um cone de origem vulcânico localizado na Cordilheira dos Andes Central ($16^{\circ}39'S$, $67^{\circ}47'W$, Bolívia), e faz parte da cadeia de montanhas Cordilheira Real, Bolívia, alcançando em seu cume mais alto 6432 m, sendo a segunda montanha mais alta da Bolívia. O Nevado Illimani atua como uma barreira entre a planície amazônica no nordeste, e o altiplano no sudoeste. La Paz, a capital boliviana, está localizado a poucos quilômetros (+- 40km) deste Nevado (Figura 17). Revisão do clima da região do Illimani é encontrada na seção 2.3.1.

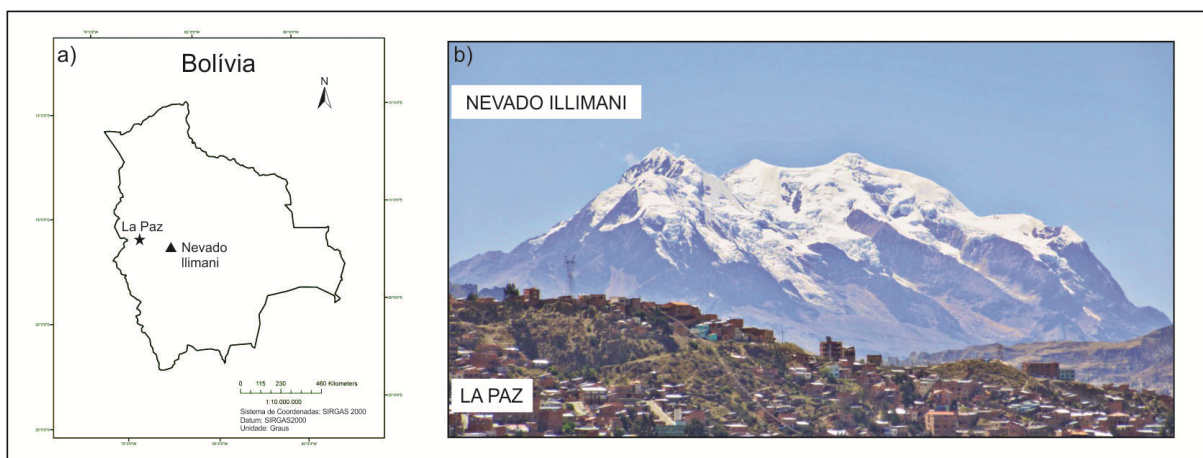


Figura 17 – a) Mapa da Bolívia com a localização do nevado Illimani e da capital La Paz; b) Vista do Nevado Illimani a partir da cidade de La Paz.

3.2 Dados Utilizados

Os dados utilizados estão divididos em: (i) precipitação no Sul do Brasil, tendo como fonte dados instrumentais obtidos em estações meteorológicas e dados modelados obtidos por reanálise e (ii) Dados do testemunho de gelo do Nevado Illimani, sendo a série de isótopos de oxigênio e taxa de acumulação de neve, todos detalhados a seguir.

3.2.1 Precipitação no Sul do Brasil

3.2.1a Fonte dos dados (dados de reanálise)

Dados modelados (reanálise)

Foram utilizados dados de precipitação mensais (em milímetros mm) de reanálises compilados pela Universidade Delaware (UDEL), disponíveis no site da Physical Science Division do Earth System Research Laboratory pertencente a National Oceanic and Atmospheric Administration (ESRL/PSD/NOAA) em http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.UDel_AirT_Precip.html. Esse banco de dados recebe tratamento estatístico de imagens de satélite pelo Climate Prediction Center / Merged Analysis of Precipitation – CMAP e compilados e interpolados com dados observados mantidos pela Universidade Delaware. Essa base compila observações da rede global de climatologia histórica e interpola esses dados em uma grade de 0,5° de latitude e longitude (Matsuura e Willmott, 2009).

Foram calculadas as médias anuais para fins de tratamento estatístico, compondo uma série histórica de 70 anos (1929 – 1998). A série de 70 anos foi escolhida por ser a mais próxima em relação ao período que os primeiros 50 m do TG abrange (50 m equivalem ao período 1920–1998 aproximadamente).

3.2.1c – Organização e classificação da série temporal de precipitação da Região Sul do Brasil

A série temporal do Sul do Brasil foi organizada de duas formas, que são: (i) toda a Região Sul do Brasil; (ii) por divisão geográfica proposta por Viana, 2009: Campanha, Litoral e Planalto. Esses dados foram dispostos de duas maneiras: médias anuais, por ser essa a resolução dos dados paleoclimáticos do nevado Illimani, e médias dos meses novembro a março, por ser esse o período que mais chove (80%) na região do Illimani. Estudos preliminares (Pereira *et al.*, 2016) apresentaram resultados insatisfatórios na busca da correlação mensal e sazonal (verão, outono, inverno e primavera). Sendo assim, os testes estatísticos realizados foram entre a série temporal do Illimani (média anual) com as séries de precipitação no Sul do Brasil (média anual e média dos meses novembro a março).

Como a Região Sul do Brasil situa-se na transição entre os trópicos e subtropicais, e por isso é caracterizada por distintos regimes de precipitação (*e.g.* frentes frias ao Sul, frentes quentes mais ao norte da região, etc.), foi necessário identificar dentro de toda a Região Sul,

regiões homogêneas de precipitação, a fim de refinar a análise estatística (testar a correlação entre as regiões do estudo: Sul do Brasil e Nevado Illimani, Bolívia). Para isso, conforme mencionado acima, utilizou-se a divisão geográfica proposta por Viana, 2009. A Figura 20 apresenta os gráficos da variabilidade da precipitação segundo essa divisão regional e a figura 21 o mapa dessa regionalização

Série Sul do Brasil

A seguir serão apresentados os gráficos da variabilidade média (anual e novembro a março, Figuras 18 e 19) das anomalias de precipitação da Região Sul do Brasil ao longo do período analisado (1929 – 1998).

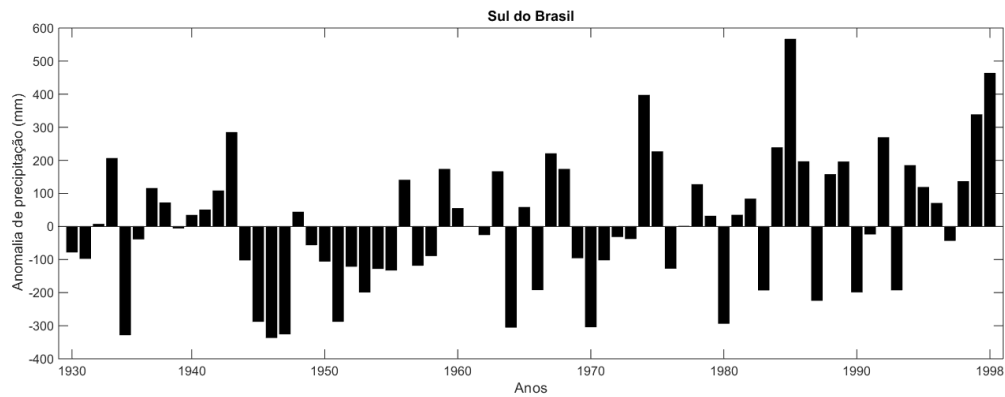


Figura 18 – variabilidade anual da anomalia de precipitação da Região Sul do Brasil, período 1929 – 1998.

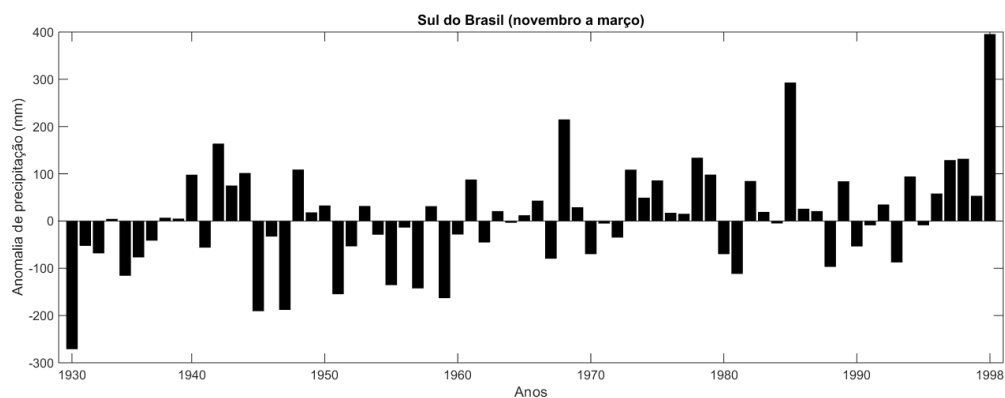


Figura 19 – variabilidade da anomalia de precipitação da Região Sul do Brasil, média dos meses de novembro a março no período 1929 – 1998.

Série Sul do Brasil por regiões – Campanha, Litoral e Planalto

A figura 20 apresenta a variabilidade das anomalias de precipitação das médias anuais e sazonais (novembro a março) das séries por região: Campanha, Litoral e Planalto.

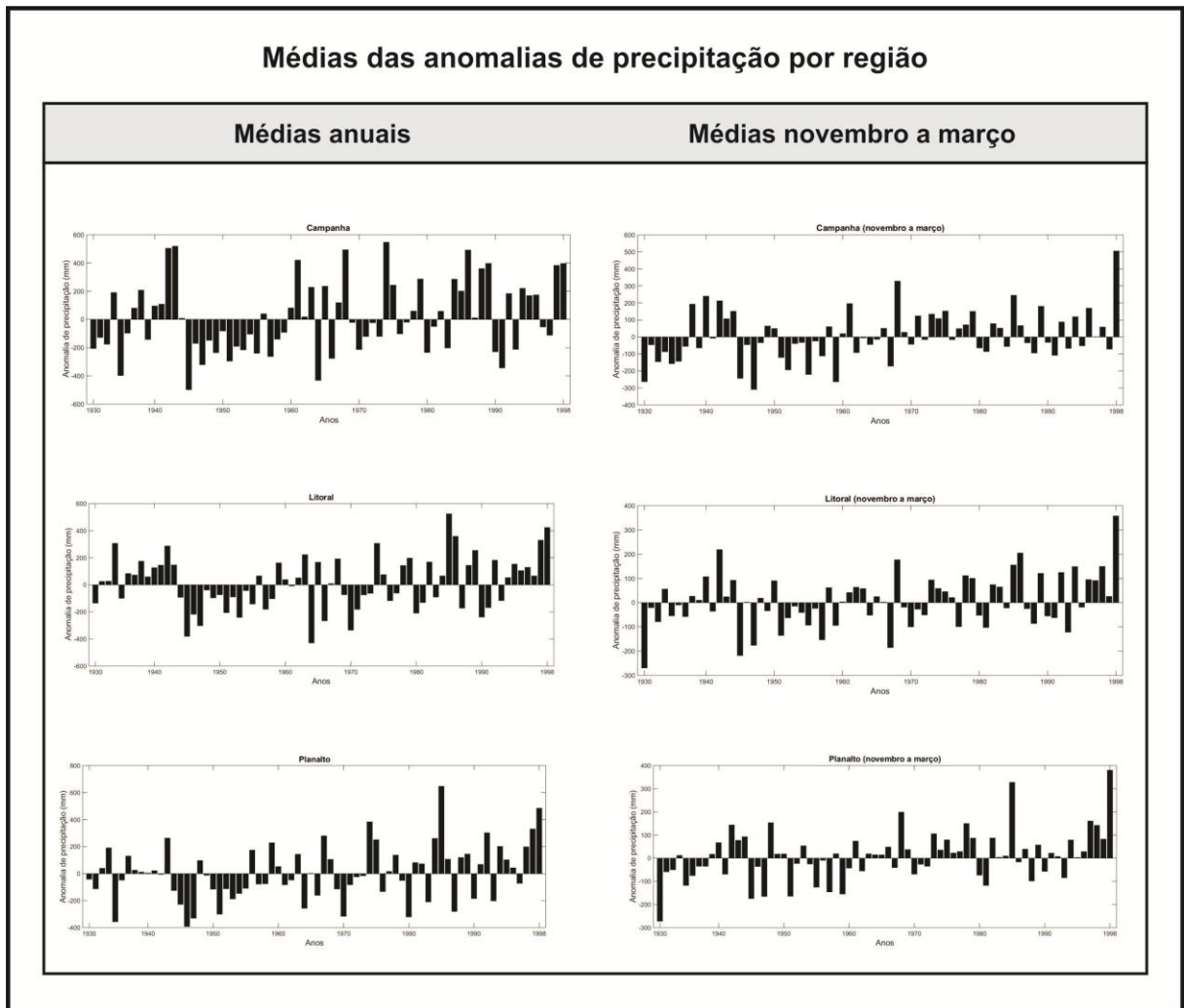


Figura 20– variabilidade da anomalia de precipitação das regiões Campanha, Litoral e Planalto, média anual e dos meses de novembro a março no período 1929 – 1998.

A seguir, na figura 21, é apresentada a divisão regional que resultou nas três regiões homogêneas de precipitação (Campanha, Litoral e Planalto) proposta por Vianna, 2006.

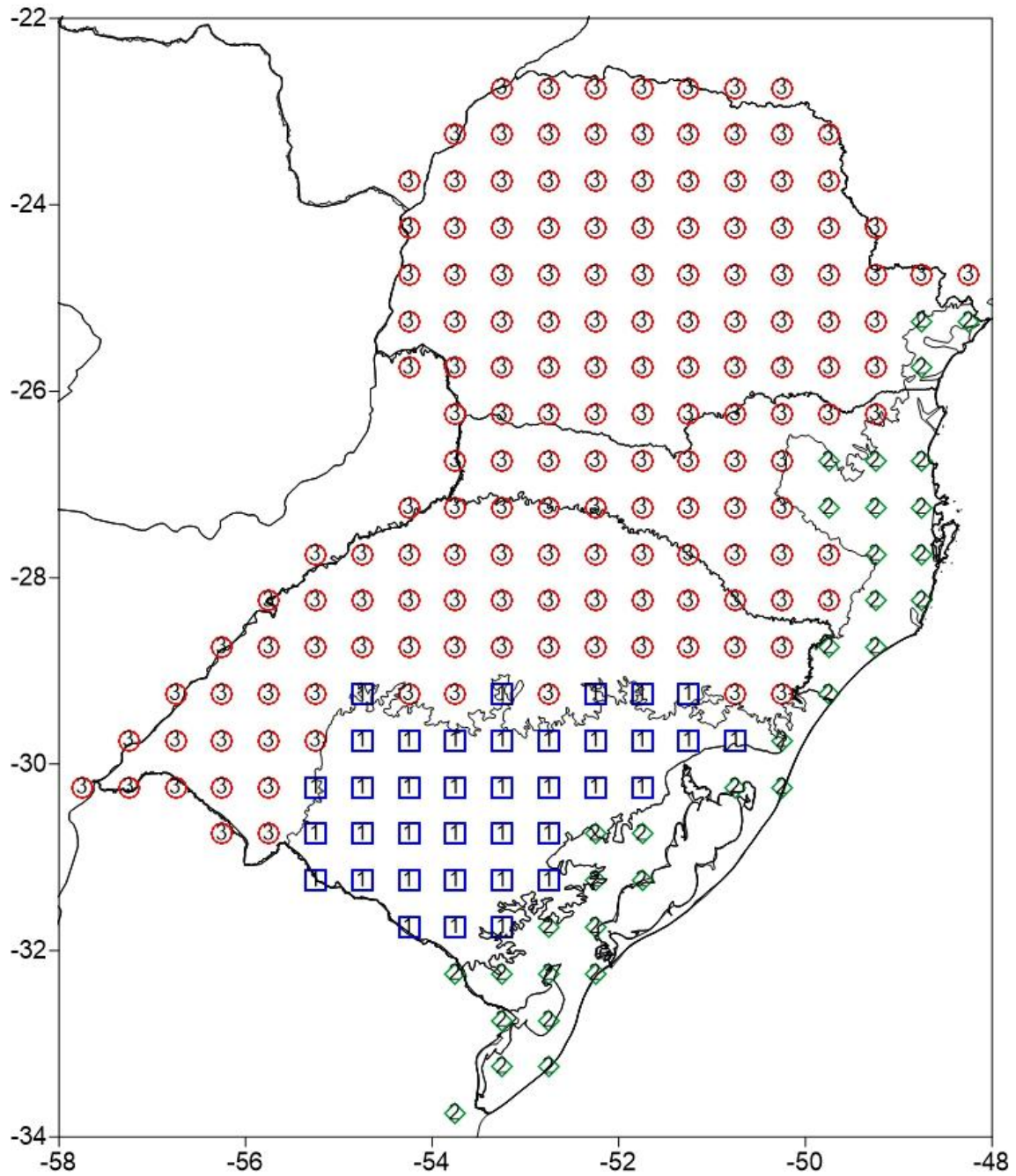


Figura 21 – Divisão regional proposta por Viana, 2009. Número um em azul representa a região da Campanha; dois em verde o Litoral e três em vermelho o Planalto. Fonte: Viana, 2009.

3.2.2 Razão Isotópica de Oxigênio e taxa de acumulação de neve no Nevado Illimani

3.2.2a Fonte dos dados

A série de $\delta^{18}\text{O}$ e a taxa de acumulação de neve no Nevado Illimani tem origem na análise das amostras de um testemunho de gelo recuperado no Nevado Illimani (16°37'S, 67°46'W) a 6350 m.

Em junho de 1999, dois testemunhos de gelo foram recuperados, cerca de 10 m um do outro, no Nevado Illimani por uma expedição conjunta de cientistas do Instituto Francês de Pesquisa para o Desenvolvimento (IRD) e do Instituto Paul Scherrer (PSI) na Suíça. Dois dispositivos de perfuração **FELICS**¹ (Fast Electromechanical Lightweight Ice Coring System) idênticos foram utilizados, e em 7 dias a perfuração atingiu a rocha a uma profundidade de 136,7 m (testemunho A) e 138,7 m (testemunho B) produzindo seções de até 90 cm de comprimento por 7,8 cm de diâmetro. Essas seções de gelo foram empacotadas e seladas em bolsas de polietileno e mantidas congeladas no local.

No final da campanha de perfuração, as seções foram transferidas para tubos de PVC rígido e transportados congelados com gelo seco para a cidade de La Paz, onde de lá foram enviados à Europa para os laboratórios onde foram mantidas congeladas em uma sala fria (-15° C) até a análise (Ginot, *et al.*, 2001b). Este trabalho utilizou os dados dos primeiros 50 m do testemunho de gelo, que representa ~80 anos (1920 – 1999) do testemunho A, analisados pela equipe francesa. No LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement, Grenoble, França), estes 50 m foram subamostrados em seções de 10 cm (do topo até 40 m de profundidade), 7 cm (de 40 m até 120 m de profundidade), 3 (de 120 m até 133 m) e 1 cm (os últimos 3 m de profundidade) (Ramirez *et al.*, 2003). Detalhes sobre a datação destes testemunhos na seção 2.3.2 desta tese.

3.2.2b Razão Isotópica de Oxigênio: medição e série temporal Utilizada

Medição

A composição isotópica da água foi medida em um espectrômetro e o $\delta^{18}\text{O}$ determinado por Ramirez *et al.* (2003). O cálculo da razão isotópica de cada amostra é

¹ **FELICS** sistema portátil movido a energia solar para a perfuração de núcleo de gelo foi desenvolvido especialmente para o trabalho nas geleiras de altitude que exigem um sistema extremamente leve e fácil de usar.

comparado com um padrão arbitrário internacional, o V-SMOW₂ – ‘Viena – Standard Mean Ocean Water 2’ conforme descrito na seção 2.3.3a.

Série Temporal

A série temporal utilizada nesta tese do $\delta^{18}\text{O}$ representa o período 1929 -1998 (entre o topo do TG até 50 m de profundidade).

Os valores encontrados por esses autores (Ramirez *et al*, 2003) variaram de -9,37 ‰ (Profundidade 13,30 m) a - 25,11 ‰ (profundidade 45,46 m). A média da razão isotópica para este período é -17,56 ‰ e o desvio padrão de 2,93 ‰. Esses valores foram obtidos a partir de 522 amostras (Jefferson C. Simões comunicação pessoal). A figura 22 apresenta a variação da razão isotópica de oxigênio dezoito para o período analisado (1929 – 1998). O Anexo 3 apresenta os dados tabulados referentes a profundidade/ano/acumulação de neve corrigida/ $\delta^{18}\text{O}$.

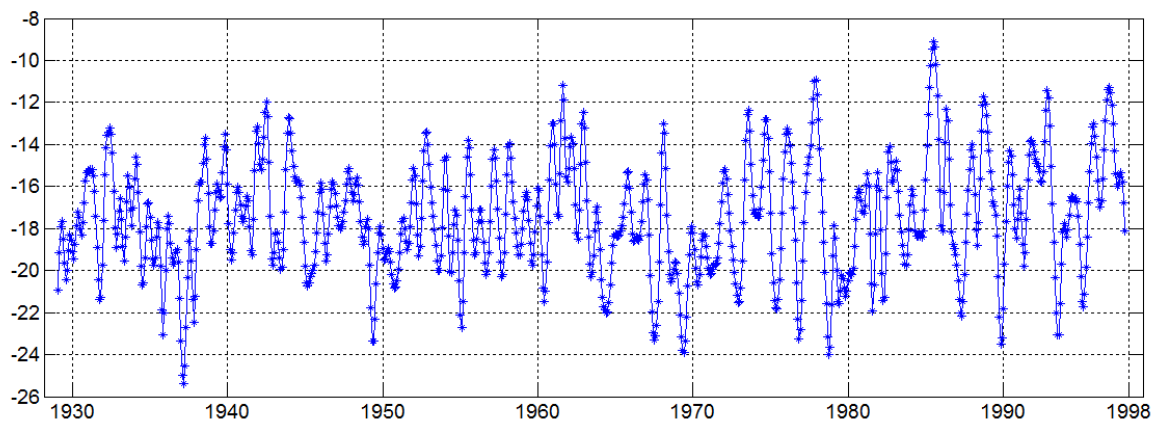


Figura 22 – Variação anual da razão isotópica do oxigênio dezoito ($\delta^{18}\text{O}$) no testemunho do Nevado Illimani, para o período entre 1929 a 1998. Fonte: Ramirez *et al*. (2003).

Para esta tese, as médias anuais das razões isotópicas foram calculadas por Simões e Correia (comunicação pessoal), através da fórmula de Nye (Nye, 1953). As etapas foram as seguintes:

- 1) Foi medido a razão de isótopo estável (delta oxigênio 18) de cada amostra;
- 2) Depois foi feita a média do valor da razão de isótopo estável em seções iguais de 10 cm de extensão (a partir da superfície), média esta ponderada pela espessura da amostra em mm equivalente de água;
- 3) Foi datado o testemunho de gelo;

4) Por fim calculou-se a média da razão de isótopo estável que representava um ano de acumulação, Figura 23.

O gráfico abaixo apresenta a variação média anual da razão isotópica de oxigênio registrada no TG do Illimani. Os valores variaram de -13,60 ‰ (1989) a -21,63 ‰ (1933), a média encontrada foi de 17,57 ‰ e o desvio padrão de 1,68 ‰.

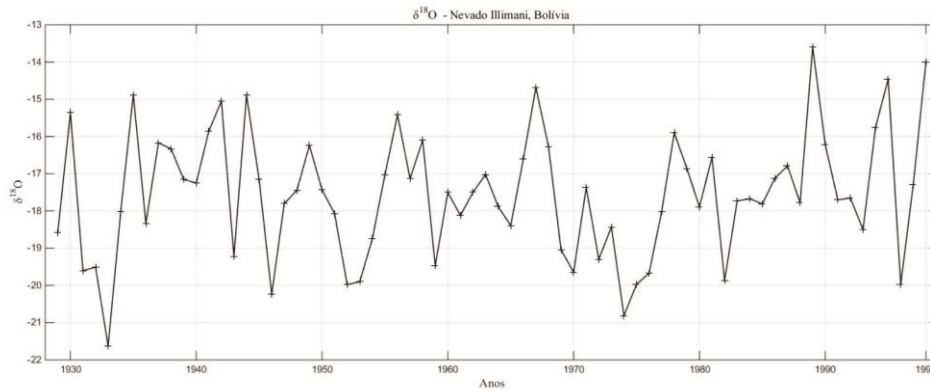


Figura 23 – Variação média anual da razão isotópica do O18 no TG do Nevado Illimani, Bolívia (1929–1998)

3.2.2c Determinação da variabilidade anual da taxa de acumulação de neve e serie temporal utilizada

Da mesma forma da série isotópica de oxigênio, a taxa de acumulação de neve foi gerada utilizando os 50 m superior do testemunho, o que representa uma idade de ~80 anos, (1920–1998). Para determinar o período (1929 a 1998), foi utilizado o conteúdo equivalente de água (m eq água) analisado pela equipe francesa e fornecido por Jefferson C. Simões (informação por escrito). Os valores da taxa de acumulação variaram entre 0,38 m (profundidade 46,53 m datado para o ano de 1936) a 1,30 m (profundidade 9,60 m no ano de 1980), sendo a média 0,72 m e desvio padrão de 0,19 m. A figura 24 apresenta a taxa de acumulação média anual do TG, para o período de 1929–1998.

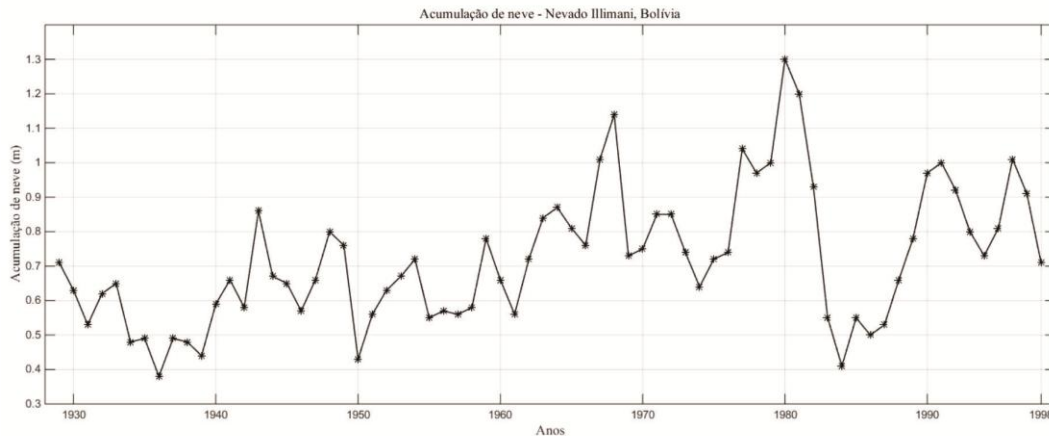


Figura 24 - Variação anual (1929–1998) da taxa de acumulação de neve no testemunho do Nevado Illimani. Fonte: Jefferson C. Simões (informação por escrito).

3.3 Técnicas Estatísticas Utilizadas

3.3.1 – Análise de dependência por regressão linear

Para realizar os testes de dependência por regressão linear, foram calculadas tanto a correlação simples entre as séries, como a correlação cruzada entre elas (lag +1 entre as variáveis dependente com relação a independente). Os mesmos testes foram realizados após a aplicação de um filtro de média móvel de 03 anos. Desta forma, foram quatro os testes de dependência realizados entre às séries temporais .

A correlação cruzada foi usada para calcular e representar as correlações entre duas séries temporais em períodos diferentes; para esta tese, o período pertinente ao estudo foi o atraso (*lag*) de 01 ano para as séries de precipitação no Sul do Brasil. Os testes foram feitos no Programa MatLab, utilizando parâmetro *default*, que são: *Lags* variando de -20 a +20 e intervalo de confiança (IC) de dois desvios padrões, sendo considerados os resultados de correlação cruzada àqueles dentro do IC.

Para testar o grau de dependência entre a série de anomalias de precipitação na Região Sul do Brasil com a série de $\delta^{18}\text{O}$ e com a série da taxa de acumulação foi usado o programa Matlab onde foram gerados gráficos de dispersão, índices de correlação e erro adotando um intervalo de confiança de 95% (*default*).

As técnicas estatísticas para a realização dessa fase foram as seguintes (Lattin *et al.*, 2011):

- a) Para determinar o grau de correlação entre as variáveis, foi utilizada a função (*corrcoef*) do programa Matlab que calculou o Coeficiente de Correlação de Pearson, cuja formula segue abaixo:

$$r = \frac{\left[\sum xy - \frac{\sum x \sum y}{n} \right]}{\sqrt{\left[\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n} \right] \times \left[\sum y^2 - \frac{(\sum y)^2}{n} \right]}} \quad (3)$$

Onde 'x' é a série temporal dos $\delta^{18}\text{O}$, 'y' as estações meteorológicas e 'n' o número de estações (34).

- b) Elaboração dos diagramas de dispersão
- c) Identificação da equação de regressão
- d) Mensuração do erro
- e) R^2

Os diagramas de dispersão são representações gráficas da variável independente ($\delta^{18}\text{O}$ / taxa de acumulação de neve) no eixo horizontal X e da variável dependente (precipitação) no eixo vertical Y. Dessa maneira, torna-se possível visualizar o grau de dependência linear das variáveis segundo a magnitude das amostras, assim como o melhor ajuste da equação matemática de regressão. Essas equações foram identificadas no aplicativo “ajuste de curva” (*curve fitting* – em inglês) do programa Matlab. Além disso, foram calculadas a regressão linear e a diferença entre a estimativa e o valor real da variável dependente (erro). A regressão linear, é definida pela seguinte função:

Regressão Linear:

$$y = p1 * X + p2 \quad (4)$$

onde p1 é o fator de multiplicação e p2 o fator de adição.

Esse conjunto de informações formado pelo diagrama de dispersão, pela regressão linear e pela magnitude do erro possibilita avaliar a confiabilidade das estimativas por regressão, porque é testado a dependência da variável dependente (precipitação) quando

comparada aquela independente ($\delta^{18}\text{O}$ / taxa de acumulação de neve) como também, torna-se possível avaliar o ajuste da equação matemática de regressão, verificando se o mesmo foi suficiente para compensar as diferenças entre as variáveis (Lattin *et al.*, 2011). Essa metodologia é utilizada em trabalhos semelhantes por Eder Maier, (comunicação oral).

- f) Verificar se existe atraso nos sinais entre as séries, através da técnica estatística de correlação cruzada aplicada as séries temporais.
- g) Por fim, novos testes de dependência através da correlação e correlação cruzada foram feitos aplicando um filtro de média móvel de três anos em todas as séries temporais. No anexo 2 encontram-se os dados tabulados das séries e no Anexo 4 os scripts da codificação das rotinas utilizadas para o processamento das técnicas analíticas no programa MatLab.

Capítulo 4 - RESULTADOS

As análises apresentadas comparam a variável climática (precipitação) com os dados do testemunho de gelo do Nevado Illimani ($\delta^{18}\text{O}$ e acumulação de neve). Adicionalmente, os resultados estão separados por seções. A seção 4.1 apresenta uma análise sobre a variabilidade da precipitação no Sul do Brasil e é seguida pela análise da variabilidade dos dados ($\delta^{18}\text{O}$ e acumulação de neve) do Nevado Illimani (seção 4.2). A seção 4.3 examina a relação entre a precipitação no Sul do Brasil e os dados ambientais obtidos no Nevado Illimani, tentando estabelecer uma equação de transferência entre eles, e a seção 4.4 apresenta os resultados das regressões estatisticamente mais relevantes.

4.1 Análise da variabilidade da precipitação no Sul do Brasil

4.1.1 Sul do Brasil

Ao analisar a série de precipitação da Região Sul do Brasil (Figura 25), observa-se que anomalias negativas da precipitação foram mais frequentes até o início dos anos 1980. A partir dessa década predominaram anomalias positivas.

Na década inicial da série, o padrão de anomalias, tanto positivas e negativas foi fraco, porém em dois períodos elas foram fortes, em 1932 (positiva) e 1933 (negativa). Entre os anos 1935 a 1941, anomalias positivas predominaram. Entre 1942 a 1953 a série apresenta um período de anomalias negativas intensas. A partir dos anos 60 houve uma alternância entre anomalias positivas e negativas, com um período mais longo de 05 anos de anomalias negativas entre os anos 1968 a 1972.

As anomalias na Região Sul do Brasil variam entre -335,9 mm (no ano de 1944) e +566 mm (no ano de 1983), *i.e.*, uma amplitude de 901,9 mm em toda a série temporal;

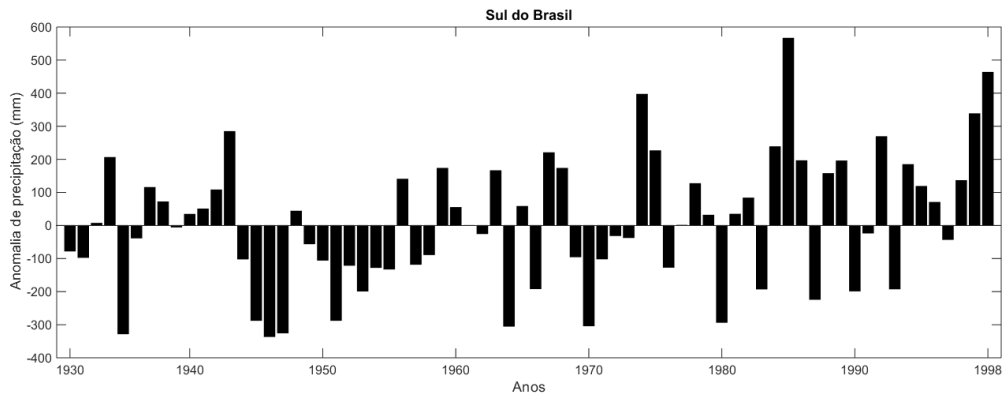


Figura 25 – variabilidade anual da anomalia de precipitação da Região Sul do Brasil, período 1929 – 1998.

4.1.2 Análise das regiões homogêneas de precipitação

4.1.2a Campanha

Na década inicial da série (Figura 26), percebe-se predominância de anomalias negativas entre 1929 e 1933, exceção de 1932 que apresentou anomalia positiva. A partir de 1933 a 1942 houve a predominância de anomalias positivas. Entre os anos 1943 a 1957 houve um longo período de anomalias negativas e a partir do início da década de 60 houve uma alternância entre anomalias positivas e negativas, porém observa-se que as anomalias positivas são mais intensas (mais fortes se comparadas aos valores das negativas).

As anomalias na região da campanha variaram entre $-497,7$ mm (em 1943) e $+546,8$ mm (em 1972), *i.e.*, uma amplitude de $1.044,5$ mm em toda a série temporal. Essa amplitude pode significar longos períodos de estiagem como períodos de muitas chuvas, causando assim estresse hídrico.

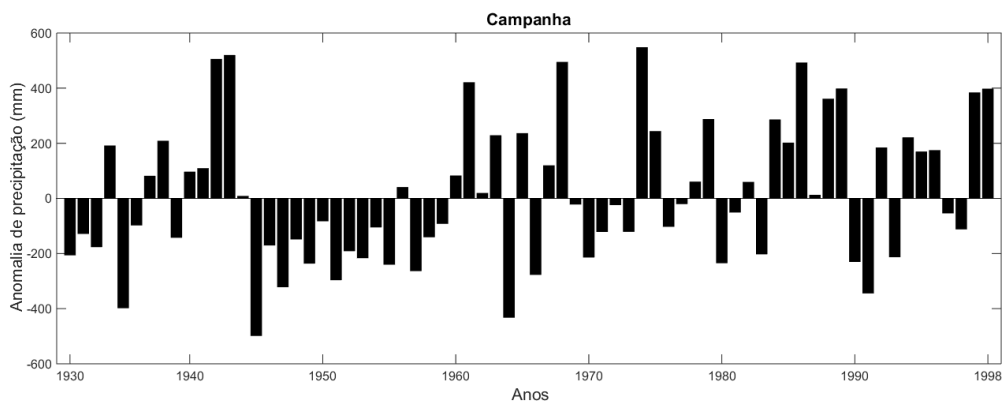


Figura 26 – variabilidade anual da anomalia de precipitação da região da Campanha/RS, período 1929 – 1998.

4.1.2b Região do Planalto

Na década inicial da série, entre 1929 a 1935 (Figura 27), observa-se uma alternância entre anomalias positivas e negativas. A partir de 1936 a 1940 as anomalias foram fracas e a partir de 1942 até o início da década de 1960 observa-se uma predominância de anomalias negativas. A partir dessa década (1960) observa-se uma alternância entre anomalias positivas e negativas, sendo entre 1968 a 1972 um período longo de 05 anos onde só anomalias negativas ocorreram. Após, até o fim da série, o padrão de alternância (1 a 3 anos para cada anomalia) se manteve.

As **anomalias** na região do Planalto variaram entre -391,1 mm (em 1944) a +646,7 mm (em 1983), *i.e.*, uma amplitude de 1.037,8 mm.

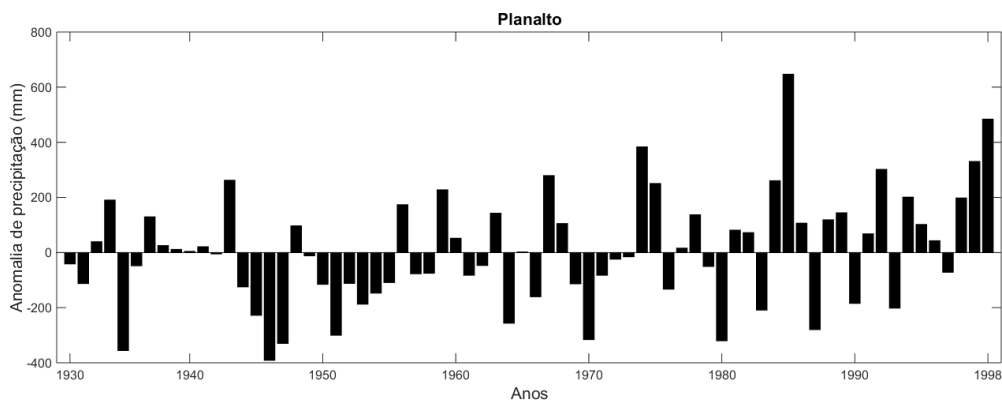


Figura 27 – variabilidade anual da anomalia de precipitação da região do Planalto, período 1929 – 1998.

4.1.2c Região Litoral

Ao analisar a variabilidade das anomalias ao longo da série temporal da região do Litoral (Figura 28), observa-se acentuada predominância de anomalias negativas predominando na série, porém nos anos iniciais, até 1941, anomalias positivas predominaram e após, o padrão se inverte e anomalias negativas predominam totalmente entre o período 1942 a 1953. Após, seguindo o padrão encontrado nas demais séries, há uma alternância entre anomalias positivas e negativas até o fim da série.

As **anomalias** encontradas na região do Litoral variaram de -428,9 mm (em 1962) a + 646,7 mm (em 1983), *i.e.*, uma amplitude de 952,7 mm em toda a série temporal.

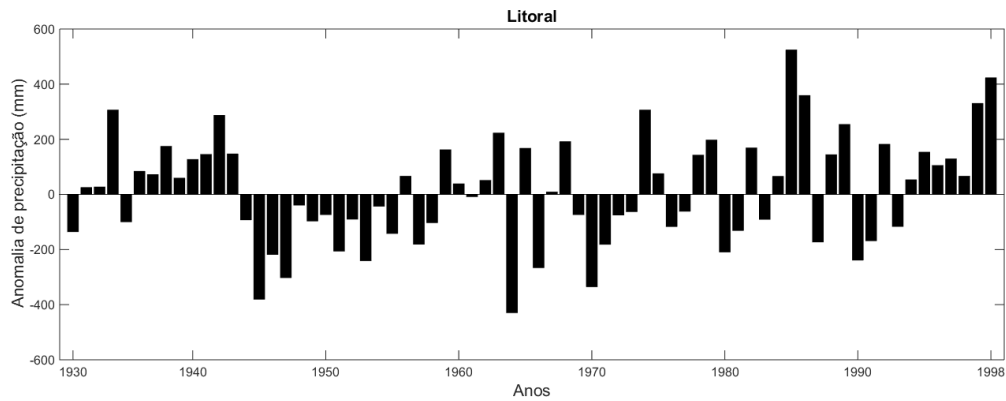


Figura 28 – variabilidade anual da anomalia de precipitação da região do Litoral, período 1929 – 1998.

4.2 Análise dos dados paleoclimáticos

4.2.1 Razão isotópica $\delta^{18}\text{O}$

A média anual da razão isotópica de oxigênio 18 na série temporal do TG do Nevado Illimani variou entre $-13,60\text{‰}$ (maior valor/menor fracionamento) no ano de 1989 (La Niña forte) e $-21,63\text{‰}$ (menor valor/maior fracionamento) no ano de 1933 (sem presença do fenômeno ENOS). A média para todo o período de estudo foi $-17,57 \pm 1,68\text{‰}$. Foram feitas classificações desses para identificar padrões que ajudassem na interpretação dos resultados. As classificações foram feitas considerando os seguintes aspectos: razões isotópicas médias quando sob influência de anos El Niños, La Niñas e neutros, bem como a classificação dos valores isotópicos em relação as intensidades desses eventos, ou seja, El Niños forte, moderado e fraco, e La Niña forte, moderado e fraco. Buscou-se identificar também padrões na variação das razões isotópicas em anos sob influência da ODP, fase quente (positiva) no início da série entre os anos 1929 a 1946, fase fria (negativa) da ODP entre os anos 1947 a 1975 e fase quente da ODP no final da série entre os anos 1976 e 1998. Além disso, buscou-se os valores médios dos anos El Niño, La Niña e Neutro em cada fase da ODP. A Tabela 4 apresenta as médias encontradas sob influência dos anos El Niño, La Niña e em cada intensidade do evento (forte moderado e fraco) e ano Neutro e a Tabela 5 apresenta os resultados sob influência da ODP.

Tabela 4 – Variação dos valores médios do $\delta^{18}\text{O}$ por tipo de ano

Valor médio do $\delta^{18}\text{O}$ (‰)			
Intensidade	Evento		Neutro
	El Niño	La Niña	
Todas as intensidades	-17,57	-17,72	-17,40
Forte	-17,52	-17,29	
Moderado	-17,37	-18,32	
Fraco	-17,92	-18,48	

Em geral os valores ficam próximos da média, que é de -17,56‰. Observa-se que há uma pequena redução no valor médio do $\delta^{18}\text{O}$ em anos La Niña, significando um maior fracionamento nesses anos.

Sob condições da ODP, observa-se que os anos El Niño na primeira fase positiva da ODP apresentou um maior fracionamento, e os anos La Niña na fase fria apresentou maior fracionamento. Porém esse padrão (El Niño + ODP positiva) não se repetiu na fase quente final da série. O maior fracionamento isotópico significa o empobrecimento do isótopo do ^{18}O em relação ao ^{16}O . Esse processo de fracionamento depende de vários fatores (como distância da área fonte de umidade, reciclagem ao longo do trajeto – no caso ao longo da bacia Amazônica, efeito da altitude de amostragem, entre outros (Ramirez *et al.*, 2003).

Tabela 5 – Variação dos valores médios do $\delta^{18}\text{O}$ sob influência da ODP.

Valor médio do $\delta^{18}\text{O}$ (‰)			
	Fases da ODP		
	Quente (+)	Fria (-)	Quente (+)
	1929 - 1946	1947 - 1975	1976 - 1998
	-17,51	-17,91	-17,17
Eventos			
El Niño	-18,33	-17,93	-17,14
La Niña	-16,56	-18,09	-17,37
Neutro	-17,40	-17,54	-16,56

4.2.2 Acumulação de neve no Nevado Illimani

A média da taxa de acumulação de neve no Nevado Illimani variou entre 0,38 m (1936) a 1,30 m (1980). O valor médio encontrado foi de $0,72 \pm 0,19 \text{ m a}^{-1}$. Observa-se na

série decréscimo da acumulação entre o início da série até 1936 (Figura 29), onde se inicia um período de maior acumulação média anual até 1943. Até meados da década de 60, as taxas de acumulação de neve ($0,61 \text{ m a}^{-1}$) ficaram abaixo do valor médio da série, após esse período o padrão se inverteu, valores maiores ($0,83 \text{ m a}^{-1}$) até o final da série. Exceção foi a década de 1980, quando ocorreu decréscimo na acumulação, só voltando a aumentar no final da década e se mantendo acima da média até o final da série (1998). Da mesma forma que buscou-se por padrões na variação da razão isotópica de oxigênio, a taxa de acumulação também foi classificada para identificar sinais ou padrões que ajudem na interpretação dos resultados. Como foi identificado uma mudança abrupta no sinal da série na década de 1960, calculou-se a média para os períodos acima mencionado, como também as médias em anos sob influência de eventos do fenômeno ENOS, anos neutros e mudanças de fase da ODP.

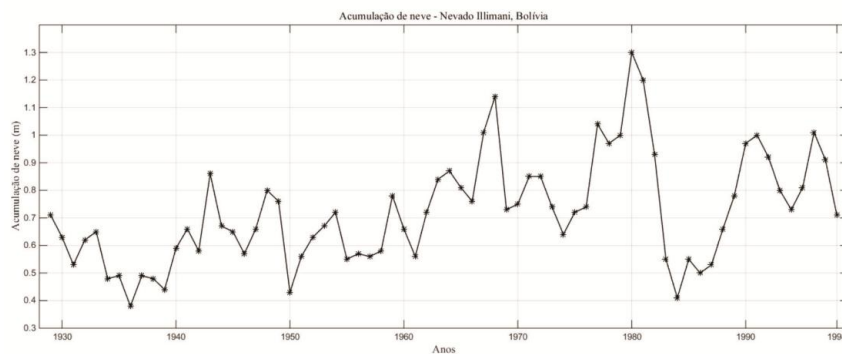


Figura 29 - Variação anual (1929–1998) da taxa de acumulação de neve no testemunho do Nevado Illimani. Fonte: Jefferson C. Simões (informação por escrito).

A tabela 6 apresenta a taxa de acumulação de neve em anos El Niño, La Niña e neutros, também classificados de acordo com a intensidade forte, moderado e fraco de cada evento, e a tabela 7 apresenta a variação da acumulação de neve em anos sob a ODP e também sob diferentes eventos El Niño ou La Niña.

Tabela 6 - Taxa de acumulação de neve no Nevado Illimani em anos El Niño, La Niña e Neutro.

Acumulação de neve (m a^{-1})			
Intensidade	Evento		
	El Niño	La Niña	Neutro
Média geral	0,77	0,69	0,67
Forte	0,75	0,64	
Moderado	0,70	0,82	
Fraco	0,89	0,66	

Tabela 7 - Variação da acumulação de neve em anos sob a ODP e também sob diferentes eventos El Niño ou La Niña.

Acumulação de neve (m a ⁻¹)			
Eventos	Fases da ODP		
	Quente	Fria	Quente
	1929 - 1946	1947 - 1975	1976 - 1998
Média geral	0,58	0,72	0,83
El Niño	0,51	0,74	0,85
La Niña	0,63	0,70	0,68
Neutro	0,60	0,73	1,20*

* somente um ano neutro (1981) ocorreu no período 1976 – 1998, registrando a segunda maior taxa de acumulação no Nevado Illimani. Observa-se que o máximo de acumulação ocorreu em 1980 (1,30 m a⁻¹).

4.3 A relação entre a precipitação no Sul do Brasil, o $\delta^{18}\text{O}$ e a acumulação de neve no Nevado Illimani

4.3.1- A relação entre as variáveis ambientais

Os resultados da análise de dependência por regressão linear, utilizando médias anuais (1929–1998) da precipitação no Sul do Brasil e dados do testemunho de gelo (acumulação de neve e $\delta^{18}\text{O}$) são mostrados na Tabela 8. A Tabela 8 apresenta a correlação entre as médias anuais da Região Sul do Brasil e regiões (Campanha, Planalto e Litoral) e os dados paleoclimáticos de acumulação e razão isotópica de oxigênio.

Os resultados da análise de dependência por regressão linear, utilizando as médias dos meses de novembro a março (1929–1998) da precipitação observados no Sul do Brasil e os dados do testemunho de gelo são mostrados na Tabela 9. A Tabela 9 apresenta a correlação entre as médias dos meses de novembro a março da Região Sul do Brasil e regiões (Campanha, Planalto e Litoral) e os dados do Illimani.

Conforme já explicado no capítulo 3, a média móvel utilizada foi de 3 anos (considerando o possível erro de datação nas camadas anuais no testemunho de gelo do Nevado Illimani), a correlação cruzada com retardo (lag) é de +1, ou seja, a precipitação responderia com 1 ano de atraso em relação às variações no Nevado Illimani.

Tabela 8– Correlação entre a série de anomalia de precipitação de toda a Região Sul do Brasil e Regiões (Campanha, Planalto e Litoral - média anual) e os dados paleoclimáticos do TG do Nevado Illimani ($\delta^{18}\text{O}$ e acumulação de neve).

Correlação (r) entre Acumulação no Nevado Illimani e precipitação (média anual)				
	Correlação	Correlação + média móvel	Correlação cruzada	Correlação cruzada + média móvel
Região Sul	-0,074	-0,031	0,095	0,117
Campanha	-0,073	-0,057	0,011	0,009
Litoral	-0,164	-0,154	-0,013	-0,038
Planalto	-0,052	-0,022	0,126	0,162
Correlação (r) entre $\delta^{18}\text{O}$ e precipitação (média anual)				
	Correlação	Correlação + média móvel	Correlação cruzada	Correlação cruzada + média móvel
Região Sul	0,003	0,050	-0,087	-0,067
Campanha	0,057	0,126	-0,049	-0,003
Litoral	0,040	0,050	-0,148	-0,104
Planalto	-0,018	0,027	-0,078	-0,072

Tabela 9– Correlação entre a série de anomalia de precipitação de toda a Região Sul do Brasil e Regiões (Campanha, Planalto e Litoral - média dos meses de novembro a março) e os dados paleoclimáticos do TG do Nevado Illimani ($\delta^{18}\text{O}$ e acumulação de neve).

Correlação (r) entre Acumulação no Nevado Illimani e precipitação (novembro - março)				
	Correlação	Correlação + média móvel	Correlação cruzada	Correlação cruzada + média móvel
Região Sul	0,071	0,165	0,109	0,180
Campanha	0,062	0,157	0,095	0,144
Litoral	0,007	0,083	0,052	0,083
Planalto	0,080	0,171	0,115	0,242
Correlação (r) entre $\delta^{18}\text{O}$ e precipitação (média anual)				
	Correlação	Correlação + média móvel	Correlação cruzada	Correlação cruzada + média móvel
Região Sul	0,171	0,050	-0,102	-0,034
Campanha	0,215	0,172	-0,019	0,074
Litoral	0,197	0,104	-0,068	-0,012
Planalto	0,143	0,008	-0,123	-0,063

A seguir serão apresentados os resultados que foram estatisticamente relevantes para cada conjunto de dados, ou seja, as correlações mais fortes entre os dados paleoclimáticos e a precipitação no sul do Brasil (Região Sul do Brasil e regiões: Campanha, Litoral e Planalto).

Observa-se que os testes estatísticos usando as médias da precipitação entre novembro a março foram as que demonstraram as mais fortes correlações, tanto entre a acumulação x precipitação e $\delta^{18}\text{O}$ x precipitação quando comparadas com os testes que usaram as médias anuais.

A maior correlação encontrada entre a série de $\delta^{18}\text{O}$ e as séries de precipitação foi com a região da Campanha, $r=0,215$ e entre a acumulação no Nevado Illimani e as séries de precipitação, a maior correlação encontrada foi com a região do Planalto, $r=0,242$.

4.4- Resultado das regressões estatisticamente mais relevantes

A Tabela 21 apresenta os resultados das regressões que foram estatisticamente mais relevantes. Os coeficientes de determinação entre a série de $\delta^{18}\text{O}$ e acumulação com a precipitação do Sul do Brasil foram muito baixos, portanto não apresentando evidências de relação estatística. Dessa forma, serão apresentados os resultados mais expressivos para cada grupo, que foram: 1) série filtrada do $\delta^{18}\text{O}$ x série filtrada da precipitação da região da Campanha 2) série filtrada da acumulação de neve x série filtrada da região do Planalto

Destaca-se que para as séries de precipitação do Sul do Brasil citadas acima (Campanha e Planalto), as melhores correlações foram às associadas às médias entre os meses de verão, de novembro a março. Portanto para essa seção, as séries consideradas serão as séries de novembro a março.

O tratamento estatístico que apresentou melhor resultado para o teste entre o $\delta^{18}\text{O}$ e a precipitação da Campanha foi a correlação; Já para o teste entre a acumulação de neve no Illimani e a região do Planalto foi a correlação cruzada com atraso de +1 ano para a variável dependente, ou seja, a precipitação na região do Planalto, conforme os resultados apresentados na Tabela 10.

Os testes de correlação cruzada mostram resultado de retardos de até ± 20 anos no Anexo 5, mas retardos de mais de 15 anos não foram considerados, pois poderia incorrer erro de identificação de uma frequência de sinal devido ao reduzido número de anos de amostragem, ou seja, a identificação errada de uma frequência de sinal, introduzindo distorção ou erro.

Tabela 10 – Resultado das regressões lineares entre variáveis climáticas do Sul do Brasil e os dados paleoclimáticos do Nevado Illimani (estatisticamente significativo em $\alpha < 0,05$)

	$\delta^{18}\text{O}$ x Campanha	Acumulação de neve x Planalto
Lag	0	+1
r	0,215	0,242
R ²	0,046	0,055

4.4.1- Acumulação de Neve x Planalto (1929 – 1998)

As correlações mais expressivas foram achadas entre a acumulação de neve e a região do Planalto, utilizando as médias dos meses de **novembro a março**: $r = 0,242$ (ver tabela 11 na seção 4.3.1 deste capítulo). O R^2 encontrado determina que apenas ~5% da variável dependente consegue ser explicada pelos regressores presentes no modelo.

A figura 30 a seguir, apresenta o gráfico com a variabilidade dessas séries e o gráfico de dispersão.

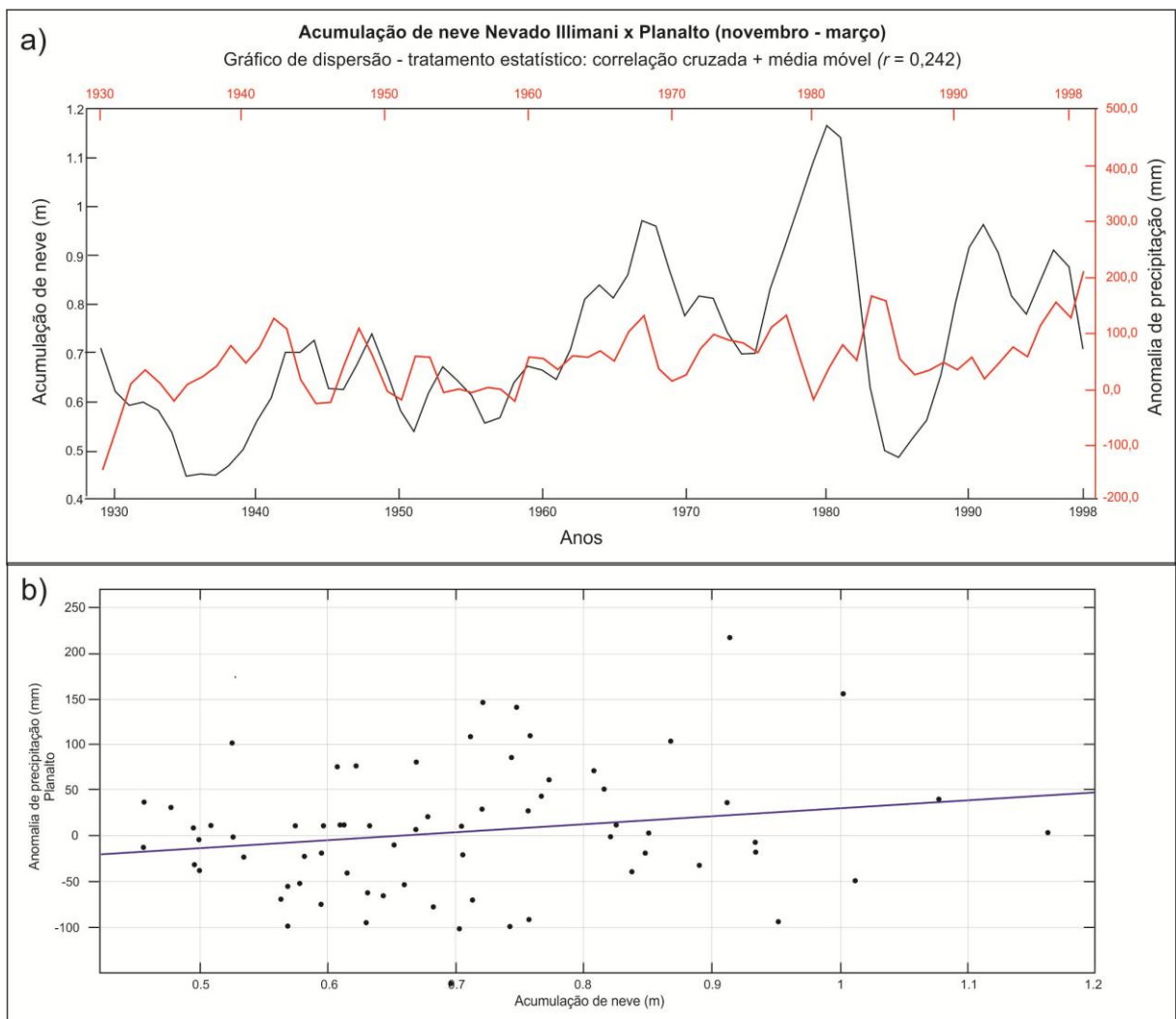


Figura 30 – a) variabilidade das séries filtradas de acumulação de neve (linha preta) e anomalia de precipitação da região Planalto (linha vermelha). b) Gráfico de dispersão e reta de regressão.

4.4.2- $\delta^{18}\text{O}$ x Campanha (1929 – 1998)

A correlação entre $\delta^{18}\text{O}$ e a região da Campanha apresentou um índice de $r = 0,215$ e o coeficiente de determinação, o R^2 foi de 0,046% ou seja, a variável independente pode explicar apenas ~4% da variável dependente no modelo. A figura 31 apresenta o gráfico da variabilidade das séries e o gráfico de dispersão.

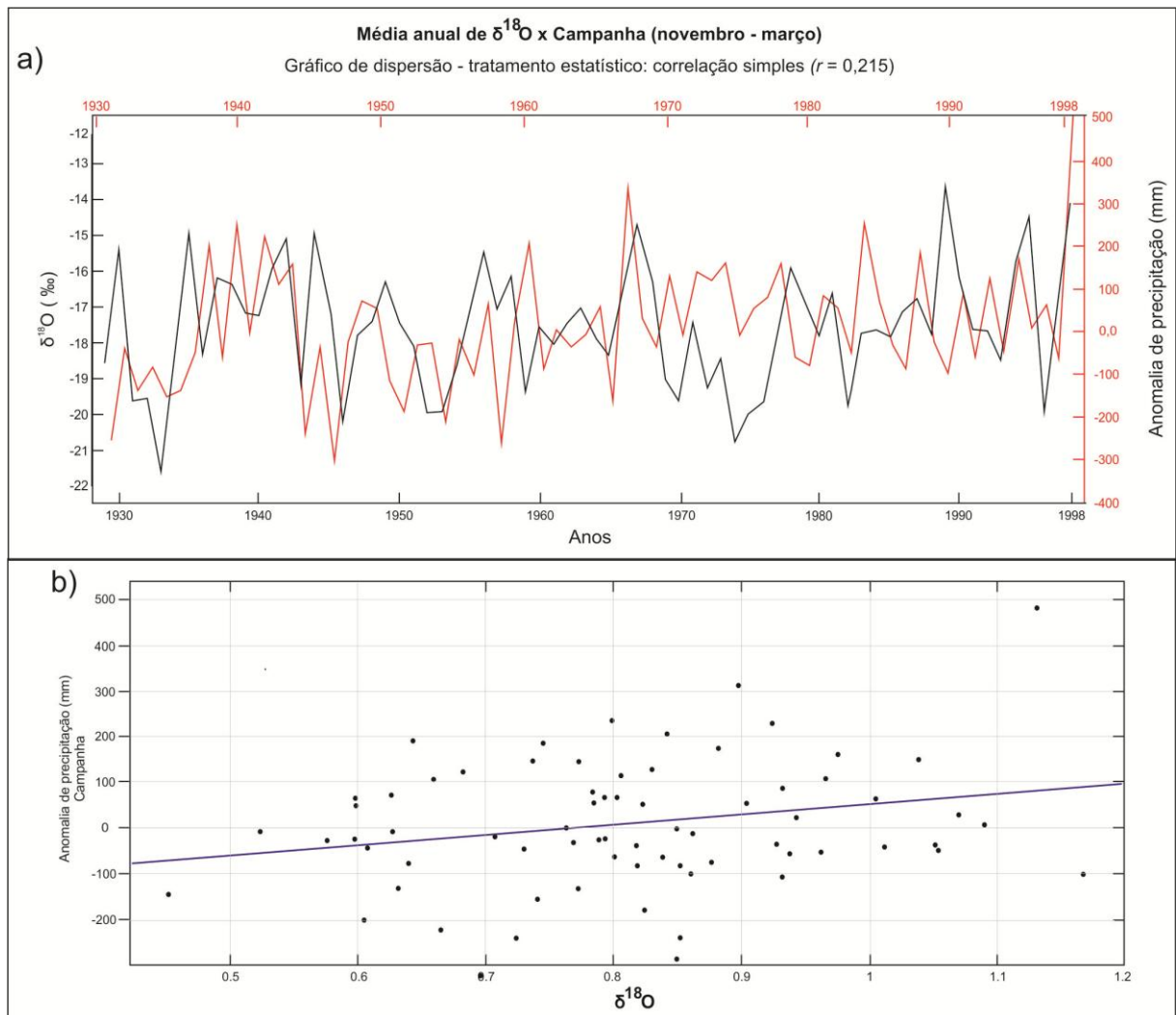


Figura 31 – a) Variabilidade das séries do $\delta^{18}\text{O}$ (linha preta) e anomalia de precipitação da região da Campanha (linha vermelha). b) Gráfico de dispersão e reta de regressão.

Capítulo 5 – DISCUSSÕES

Nesta tese buscou-se compreender as possíveis relações entre a climatologia da precipitação que ocorre no Nevado Illimani, Bolívia (seja pelo acúmulo de neve, seja pela razão isotópica de oxigênio 18) e aquela da Região Sul do Brasil. Só com esse entendimento será possível responder o objetivo principal desta tese, ou seja, verificar a possibilidade de reconstrução paleoclimática da variabilidade da precipitação na Região Sul do Brasil a partir de dados paleoclimáticos armazenados no TG do Nevado Illimani. Essa hipótese se deve à premissa de que parte da umidade que tem origem no oceano Atlântico e recicla sobre a Amazônia, precipita na cordilheira dos Andes ao encontrar essa barreira orográfica, e parte precipita na Região Sul e Sudeste do Brasil (Marengo *et al.*, 2004; Marengo 2004, 2005, 2006; Nobrega *et al.*, 2005; Marengo *et al.*, 2012; Satyamurty *et al.*, 2013a).

As correlações encontradas estatisticamente significantes foram muito baixas, inviabilizando estimar a precipitação do passado da Região Sul. Sendo assim, esse capítulo tem como objetivo discutir os fatores que controlam os registros ambientais em ambas as regiões (Nevado Illimani e Sul do Brasil) que podem sugerir possíveis motivos dessa baixa correlação.

5.1 Interpretação do registro isotópico ($\delta^{18}\text{O}$) no TG Illimani

Não foram encontradas correlações significativas entre as séries de $\delta^{18}\text{O}$ e as de precipitação no Sul do Brasil. A variação do registro isotópico em anos normais e aqueles sob influência dos modos de variabilidade de baixa e média frequência também não apresentaram padrão ou tendência que apontasse para uma associação com as condições climáticas do Sul do Brasil.

O registro isotópico do Nevado Illimani é controlado principalmente pela variabilidade da precipitação sobre a bacia Amazônica (Hoffman *et al.*, 2003; Vuille *et al.*, 2003a). Então, buscamos entender os fatores que causam essa variabilidade sobre a principal fonte de umidade que é a bacia Amazônica associado aos fatores que controlam o clima de alta montanha (o Nevado Illimani atinge mais de 6000 m de altitude) e, por fim, buscamos entender como a variabilidade do clima no Sul do Brasil poderia explicar a pouca correlação com o registro isotópico da geleira daquela montanha.

5.2 Precipitação no Illimani

Vários fatores controlam a composição isotópica da precipitação de uma determinada região. Fatores como a quantidade de precipitação, temperatura, fonte de origem da umidade e circulação atmosférica são os principais (Vuille *et al.*, 2003a). Vuille *et al.* (2003a) identificaram, a partir de modelos e simulações, que os Andes centrais recebem umidade de quatro fontes: 70% da América do Sul tropical, 15% do Atlântico Norte tropical, 5% da América do Sul tropical e 10% do Atlântico Sul tropical. Como a precipitação de cada fonte carrega assinatura isotópica específica, isso pode causar variações na composição do $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho de gelo.

Em relação ao Illimani, a variabilidade da precipitação sobre a bacia Amazônica controla o registro isotópico do Illimani e essa variabilidade pode estar relacionada com a variação da TSM do oceano pacífico equatorial, do oceano Atlântico Norte e Sul (Vuille *et al.*, 2003a, 2003b; Knusel *et al.*, 2005; Vimeux *et al.*, 2005).

Os efeitos dos impactos são bem maiores quando o Oceano Pacífico equatorial (OPE) e o oceano Atlântico Norte (OAN) apresentam anomalias positivas. O aquecimento em ambos os oceanos favorece o enfraquecimento dos sistemas de alta pressão e dos ventos alísios de nordeste. Dessa forma, a posição climatológica da ZCIT se desloca para posições mais ao norte da linha do equador configurando um ano seco ou muito seco nessa região. Quando esse padrão se estabelece (ATSM do AN positiva), o ramo descendente da célula de Walker está intensificado e causa forte subsidência no leste e nordeste da Amazônia, reduzindo a precipitação em anos El Niño no norte, nordeste brasileiro NEB e leste da Amazônia, inibindo a formação de nuvens convectivas (Andreoli e Kayano, 2006).

Em um ano normal, o ramo descendente está sobre o centro da Amazônia, em um ano El Niño o ramo descendente está deslocado para leste por causa da divisão da célula de Walker sobre o Oceano Pacífico equatorial central. O contrário, quando ATSM Atlântico Norte é negativa, favorece o fortalecimento dos sistemas de alta pressão do Atlântico Norte (ASAN), fortalecendo os alísios de nordeste, mantendo a ZCIT abaixo da linha do equador e transportando mais umidade para a Amazônia, o que resulta em anomalias positivas de precipitação sobre essa região.

Além da variabilidade da precipitação sobre a bacia Amazônica, devemos considerar a influência do complexo clima de alta montanha no registro isotópico do Illimani, onde fatores

como latitude, continentalidade, altitude e topografia controlam o clima local. As montanhas tropicais (como é o caso do local do Illimani) está sob influência do regime dos ventos alísios e os sistemas de precipitação são principalmente convectivos. Além disso, no verão, o estabelecimento da Alta da Bolívia influencia a precipitação de verão sobre o altiplano boliviano, caracterizando o efeito “quantidade” no controle da variação do sinal do $\delta^{18}\text{O}$.

5.3 Incertezas na interpretação do $\delta^{18}\text{O}$

Alguns autores relatam as dificuldades na interpretação do $\delta^{18}\text{O}$ em geleiras de alta montanha. Efeitos pós-deposicionais podem causar uma redistribuição e ou uma perda de traçadores químicos e isotópicos.

Ginot (2001) e Ginot et al. (2001a) relatam que os efeitos pós-deposicionais podem perturbar a integridade do registro isotópico. Processos como sublimação, deposição seca e percolação da água de fusão perturbam a composição dos constituintes atmosféricos depositados na superfície e nas camadas mais profundas da neve.

Scotterer *et al.* (2003) concluíram que os processos pós-deposicionais perturbam a integridade das informações ambientais contidas nos testemunhos de gelo dos Andes, ao remover partes importantes da cobertura de neve acumulada. Dentre os exemplos, está a mudança do albedo na superfície da neve por causa de erupções vulcânicas e por consequência um alto derretimento dessa camada de neve, onde a água infiltra pelo menos 15 m sem recongelar. Grootes *et al.* (1989) relata que variações sazonais na evaporação podem amplificar mudanças sazonais no registro do $\delta^{18}\text{O}$.

A partir desses relatos, observa-se que as condições ambientais no momento do armazenamento das informações climáticas determinam a integridade do registro e esse fator pode ser mais um a contribuir com a dificuldade em relacionar o clima da região do Illimani com a precipitação do Sul do Brasil.

5.4 Precipitação no Sul do Brasil

Os principais mecanismos de precipitação na Região Sul do Brasil são as monções de verão, mais ao norte da Região Sul, e os máximos de precipitação de inverno mais ao Sul da região. Essa característica à região mais ao norte pode explicar as melhores correlações encontradas entre a acumulação do Illimani (pois as monções de verão, quando a ZCIT está mais posicionada ao Sul, e por isso contribui com a precipitação na região tropical, é o

sistema meteorológico que influencia a chegada de umidade e precipitação em forma de neve na região do Illimani, na Bolívia). Porém, sugere-se que os sistemas atmosféricos que predominam no inverno na Região Sul, tais como os sistemas frontogênicos e ciclogênicos, podem ser os responsáveis pela baixa ou nenhuma correlação com os dados paleoclimáticos do Illimani.

5.5 Relação entre a série de acumulação do Nevado Illimani e precipitação no Sul do Brasil

A baixa correlação encontrada entre as séries temporais estudadas evidenciam uma baixa dependência, com índices de correlação muito próximos de zero e elevadas magnitudes do erro médio quadrático e baixa representatividade da reta de regressão linear (R^2 próximos de zero).

Essa baixa correlação pode ser explicada pelos distintos mecanismos climatológicos que atuam nas duas regiões deste estudo, por exemplo, a variabilidade da precipitação sobre a bacia Amazônica, pois ela é a principal fonte de umidade que chega ao Nevado Illimani. Dessa forma, é o fator principal que colabora com a acumulação de neve e com o registro isotópico, excluindo-se fatores pós-depositivos (*e.g.*, sublimação da neve) que também podem alterar o valor real registrado tanto da acumulação quanto do $\delta^{18}\text{O}$ no TG. Outro ponto importante é o complexo clima de alta montanha, onde processos atmosféricos que ocorrem na alta e baixa troposfera, quando associados, configuram as distintas características climatológicas da região. Por fim, a Região Sul do Brasil, por apresentar um clima configurado tanto por processos atmosféricos na região tropical, como nos subtropicais e extratropicais, pode contribuir no entendimento dessa baixa correlação encontrada entre as séries temporais da região do Illimani e do Sul do Brasil. Em outras palavras, tanto os fatores locais intrínsecos de cada região como também os modos de variabilidade em larga escala temporal (intra-sazonais, interanuais e decenais a multidecenais) e espacial podem explicar essa baixa correlação.

Mesmo nas melhores correlações encontradas, os erros associados mostram a baixa representatividade da reta de regressão (*i.e.*, baixo coeficiente angular e baixo R^2), não explicando a relação entre as séries. Os possíveis controles climatológicos que atuam na variabilidade da precipitação nas duas regiões desse estudo (Nevado Illimani e Região Sul do Brasil), podem impedir a reconstrução, com confiabilidade, da variabilidade da precipitação do Sul do Brasil a partir dos testemunhos de gelo do Nevado Illimani.

Como exemplo desses controles climatológicos, pode-se citar alguns dos principais sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul, tais como a Alta Subtropical da América do Sul, as Zonas de Convergências (intertropical e do Atlântico sul), os jatos de baixos níveis, a Alta da Bolívia e, para exemplificar os sistemas de circulação de inverno, as passagens das frentes frias e o fluxo de ar vindos do oceano Austral. Todos esses sistemas, quando sob a influência de algum modo de variabilidade, como por exemplo o ENOS, perturbam a normal climatológica da precipitação da região.

Capítulo 6 – CONCLUSÕES

Neste trabalho foi investigado a possibilidade de reconstrução da variabilidade da precipitação na Região Sul do Brasil a partir da variabilidade da razão de isótopos estáveis e/ou taxa de acumulação de neve de um testemunho de gelo obtido no Nevado Illimani, Bolívia, para o período 1929–1998. Este estudo considerou, como premissa básica, que o ciclo hidrológico de precipitação do Sul do Brasil e do Nevado Illimani estão associados ao transporte de umidade que ocorre a partir do oceano Atlântico tropical para a região subtropical (Marengo et al., 2004; Vera et al., 2006 e seção 2.2 desta tese) e também porque os registros isotópicos andinos fornecem informações sobre o ciclo hidrológico nos trópicos e subtropicais da América do Sul (Hoffman et al., 2003, Ramirez et al., 2003; Vuille et al., 2003a, 2003b; Vuille e Werner, 2005; Maier e Simões 2012; Vuille et al., 2012; Maier e Simões 2013; Maier, 2014 e seção 2.3.2 desta tese).

Os testes de dependência entre as séries por técnica estatística por regressão linear evidenciaram uma baixa dependência entre as variáveis e não possibilita realizar uma reconstrução segura paleoclimática da precipitação no Sul do Brasil na escala anual a partir dos dados do testemunho de gelo do Nevado Illimani. As mais fortes correlações encontradas foram entre a taxa de acumulação do Illimani e a precipitação sazonal (novembro a março) da região do Planalto. Mesmo assim, essas correlações indicam que apenas 5% da precipitação no Sul do Brasil pode ser controlada pelos sistemas atmosféricos que determinam a acumulação de neve no Illimani.

Não foi constatado que o fenômeno ENOS possua influência sobre o registro dos dados paleoclimáticos analisados no TG Illiamani (acumulação de neve e isótopos de oxigênio).

6.1 - Considerações finais

Observa-se que os sistemas atmosféricos que controlam a precipitação nas duas regiões de estudo ocorrem em escalas espaciais diferentes. Na escala continental existem mecanismos de transporte de umidade que influenciam as duas regiões, por exemplo, os ventos monçônicos, os jatos de baixos níveis, os sistemas frontais, a ASAS, a ZCAS. Dessa forma, esperava-se que na escala continental as variáveis apresentassem uma dependência

temporal. No entanto, somente quando ocorre alteração dos padrões de circulação de forma muito expressiva, especialmente ENOS fortes, que desloca a ZCIT, ou desloca a ZCAS, ou desloca a ASAS, observa-se esse sinal (de perturbação em escala continental) na precipitação dos trópicos e subtropicais. Porém esse sinal não foi observado nos dados do TG do Nevado Illimani. Ainda falta demonstrar que o fenômeno ENOS é um dos principais controladores da variabilidade da acumulação de neve e do fracionamento isotópico registrado no TG Illimani.

Possivelmente, os modos de variabilidade não sustentam as correlações (mesmo que baixas) entre as séries, e sim, a normal climatológica das regiões. Para reforçar essa hipótese, aprofundar a investigação sazonal de ambas as regiões poderia ajudar no entendimento da relação onde os fatores locais são também os responsáveis por modular tanto a precipitação (no Sul do Brasil e Illimani) como o registro isotópico.

Em escalas locais, em relação à precipitação no Sul do Brasil, fatores tais como a abundância de água no ecossistema, a temperatura do solo, o uso e ocupação do solo, as variações das intensidades e frequências dos fenômenos atmosféricos de convergência atmosféricos (frentes frias, CCMs, brisas marítimas) vão afetar a variabilidade nas séries temporais. Da mesma forma, os processos de precipitação em alta montanha e processos deposicionais e pós-deposicionais causam variabilidade nas séries temporais que podem:

(i) mascarar a dependência em escala continental; (ii) minimizar a dependência e (iii) predominar no sinal.

Sugere-se, então, que os fenômenos que ocorrem em escala sinótica predominam no sinal. A influência das frentes frias, dos CCMs, dos ventos alísios que são mais regionalizados, causam o maior desvio padrão e como consequência, a maior ocorrência de anomalias. E se eles não estão sincronizados, esse domínio espaço tempo é que pode causar um grande erro na análise de dependência por regressão linear.

A variabilidade do clima do Sul do Brasil, caracterizado por sistemas atmosféricos tropicais, subtropicais e extratropicais versus o complexo clima de alta montanha da região do Illimani e seu registro isotópico oriundo das massas de ar úmido vindos da bacia Amazônica, dificultam a realização da reconstrução paleoclimática confiável da precipitação do Sul do Brasil.

Por fim, a baixa correlação entre as variáveis pode estar associada aos diversos fatores que são os responsáveis pela precipitação na Região Sul do Brasil, visto que parte das chuvas nessa região ocorrem por mecanismos distintos daqueles que promovem as chuvas na região tropical do Brasil e no Nevado Illimani. Mesmo a investigação específica na estação úmida no HS (novembro a março e seção 3.2.1c desta tese), que é quando as chuvas no Sul do Brasil ocorrem preferencialmente a partir dos sistemas atmosféricos que chegam da região tropical, não apresentou resultado capaz de realizar uma reconstrução paleoclimática do Sul do Brasil a partir dos dados testemunho de gelo.

6.2 – Sugestão de trabalhos futuros

Para avançar no entendimento entre a relação dos dados paleoclimáticos do Illimani e a precipitação no Sul do Brasil, sugere-se algumas frentes de investigação como, por exemplo, identificar o local de origem do fluxo da umidade que precipita no Illimani, ou seja, mapear em que porção da bacia Amazônica (porção norte, sul, centro, leste ou oeste) se origina o fluxo da umidade que precipita no cume desse nevado. Alcançando esse conhecimento, seria possível identificar mais precisamente quais modos de variabilidade que atuam sobre essas regiões da bacia Amazônica, e que por sua vez afetam a precipitação de neve no Nevado Illimani que, combinado com fatores locais, determinam o registro de isótopos estáveis da neve do Nevado. Sugere-se essa linha de investigação baseado na constatação de Aragão et al. (2007) que padrões espaciais das secas na Amazônia estão associados ao fenômeno ENOS e apresentam mais impacto no norte, centro e leste da Amazônia. Já as secas associadas à Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) causam maior impacto na porção ocidental da Amazônia. Uma combinação desses dois fenômenos em suas fases positivas (ENOS E OMA) impactam todas ou várias partes da Amazônia.

Para a Região Sul do Brasil sugere-se investigar se os modos de variabilidade da precipitação são os mesmos que estão envolvidos nos mecanismos de variabilidade da precipitação do Illimani, pois se a fonte de umidade que precipita nos Andes Orientais tem origem na Amazônia, é preciso saber o que determina a variabilidade do ciclo hidrológico da bacia Amazônica e qual proporção dessa que chega ao Sul do Brasil. Ou seja, é essencial identificar detalhadamente os controles da proporcionalidade da fonte de umidade na precipitação no Sul do Brasil, para isso, propõe-se o uso da Análise de Componentes Principais.

Referências

- ACEITUNO, P. 1988. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part 1: Surface Climate. *Monthly Weather Review*, **116**:505-524.
- ACEITUNO, P. 1992. El Niño, the Southern Oscillation and ENSO; confusing names for a complex ocean-atmosphere interaction. *Bulletin of American Meteorology Society*, **73**:483-485.
- ACEITUNO, P E; MONTECINOS, A. 1993. Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano. In: *Proceeding Fourth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology, Hobart, Australia, American Meteorological Society*:330–331.
- AMBRIZZI, T.; SOUZA, E. B.; PULWARTY, R. S. 2004. The Hadley and Walker regional circulations and Associated ENSO impacts on the South American Seasonal Rainfall. In: *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Diaz H.F.; Bradley R. S., Kluwer Academic Publishers, 203-235.
- ANDRADE, K. M. 2007. *Climatologia e Comportamento dos Sistemas Frontais sobre a América do Sul*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE -14056-TDI/1067.
- ANDRADE, J.; BASCH, G. 2012. Clima e estado do tempo. Fatores e elementos do clima. Classificação do clima. In: *Hidrologia Agrícola*. ICAAM- ECT Universidade de Évora.
- ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. 2005. Enso-Related Rainfall Anomalies in South America and Associated Circulation Features During Warm and Cold Pacific Decadal Oscillation Regimes, *International Journal of Climatology*. *Internacional Journal Climatology*, **25**:2017–2030.
- ARAGÃO, L. E. O.; MALHI, C. Y.; ROMAN-CUESTA, R. M.; SAATCHI, S.; ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E. 2007. Spatial Patterns and Fire Response of Recent Amazonian Droughts. *Geophysical Research, Letters*, **34**, L07701.
- BALES, R.C.; WOLFF, E.W. 1995. Interpreting natural climate signals in ice cores. *EOS, Transactions*, **76** (47): 477–483.
- BARROS, V. R.; SILVESTRI G. E. 2002. The relation between sea surface temperature at the subtropical south-central Pacific and precipitation in southeastern South America, *Journal Climate*, **15**:251 – 267.
- BARRY, R; CHORLEY, R. J. 2013. *Atmosfera, tempo e clima*. 9ª edição, Porto Alegre: Bookmam.

- BERLATO, M.A.; FONTANA, D.C. 2003. *El Niño e La Niña: impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul; aplicações de previsões climáticas na agricultura*. Porto Alegre: Ed. da UFRGS.
- BJERKNES, J. 1969. Atmospheric teleconnections from the tropical Pacific. *Monthly Weather Review*, **97**:103–172.
- BONATTI, J. P.; RAO, V. B. 1987. Moist baroclinic instability of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **44**:2657-2667.
- BRADLEY, R. S. 1999. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*, 2ed San Diego: Academic Press, 613 pp.
- BRADLEY, R. S.; VUILLE M.; HARDY, D. R.; THOMPSON L. G. 2003. Low latitude ice cores record Pacific sea surface temperatures, *Geophysical Research Letters*, **30**(4):1174.
- BROWING, K. A. 1985. Conceptual Models of Precipitation Systems. *Meteorological Magazine*, **114**(1359):293-319.
- CARVALHO, A. M. G.; SILVA DIAS, P.L.; NOBRE, C.A. 1989: Upper tropospheric vorticity and OLR structure over tropical South America - *Third International Conference in Southern Hemisphere*. Buenos Aires.
- CAVALCANTI, I. F. A. 1982. *Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação escala sinótica e circulações locais*. Dissertação de mestrado, INPE-2494-TDL/097, São José dos Campos, São Paulo.
- CAVALCANTI, I.F; KOUSKY, V.E. 1996. Configuração de Anomalias Associadas à Propagação de Sistemas Sinóticos sobre a América do Sul. In: *Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos do Jordão*, 1331-1332.
- CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. 2009. Teleconexões e suas Influências no Brasil. In: *CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; SILVA DIAS, M.A.F. (Eds.). Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, p. 317-335
- CHUNG, J. C., 1982. Correlations between the Tropical Atlantic trade winds and precipitations in northeast Brazil. *Journal of Climatology*, **2** (1):35-46.
- CRAIG, H. 1961b. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, **133** (3467):1833–1834.
- CRONIN, T. M. 1999. *Principles of Paleoclimatology*. New York: Columbia University Press, 575 pp.
- DANSGAARD, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**(4): 436–468.

- DAUBECHIES, I. 1990: The wavelet transform time-frequency localization and signal analysis. *IEEE Transactions of Information Theory*, **36**:961-1004
- DEMARIA, M. 1985. Linear response of a stratified tropical atmosphere to convective forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **42**:1944–1959.
- DURKEE, J.D.; MOTE, T.L.; SHEPHERD, J.M., The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America. *Journal of Climate*, v. 22, n. 17, p. 4590-4604, 2009. DOI: 10.1175/2009JCLI2858.1
- ELLIOT, R.D.; SMITH, T. B. 1949. A Study of the effects of large blocking highs on the general circulation in Northern-Hemispheric Westerlies. *Journal of Meteorology*, **6**(2): 67-85.
- FALVEY, M.; GARREAUD, R. 2007. Wintertime precipitation episodes in Central Chile: associated meteorological conditions and orographic influences. *Journal of Hydrometeorology*, **8**:171–193.
- FERREIRA, N. S., 1996: Zona de Convergência Intertropical. *Climanálise Especial. Edição Comemorativa de 10 anos*. FUNCEME. 136 – 139.
- FIGUEIREDO, J. C.; SCOLAR, J. 1996. O Tempo de Vida Médio dos Sistemas Convectivos de Mesoescala na América do Sul. In: *Anais do IX Congresso Brasileiro de meteorologia*, Campos de Jordão, SP.
- FIGUEROA; S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. 1995. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**:1573–1584.
- FUENZALIDA, H.; RUTLLANT J. 1987: Origen del vapor de agua que precipita sobre el altiplano de Chile. In: *Proceeding II Congreso InterAmericano de Meteorologia*, Buenos Aires, Argentina, 6.3.1–6.3.4
- GAN, M.A; KOUSKY, V.E, 1982. *Estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil*. São José dos Campos, INPE. (INPE -2579-PRE/227)
- GARREAUD R. D.; BATTISTI D. S, 1999: Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *Journal of Climate*, **12**, 2113–2123.
- GARREAUD, R. 2000. Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics, *Monthly Weather Review*, **128**:2544– 2559.

- GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J.: 2009. Present-day South American climate, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology, **281**:180–195.
- GILL, A. E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **106**: 447–462.
- GINOT, P. 2001. *Glaciochemical study of ice cores from Andean glaciers*. Tese de doutorado, Universidade de Bern, Suíça.
- GINOT, P.; KULL, C.; SCHWIKOWSKI, M.; SCHOTTERER, U.; GAGGELER, H. W. 2001a. Effects of post-depositional processes on snow composition of a subtropical glacier (Cerro Tapado, Chilean Andes). *Journal of Geophysical Research*, **106**(D23): 32 375–32 386.
- GINOT, P.; SCHWIKOWSKI, M.; SCHOTTERER, U.; GAGGELER, H. W., FRANCOU, B.; GALLAIRE, R.; POUYAUD, B. 2001b. Potential for climate variability reconstruction from Andean glaciochemical records, *Annals of Glaciology*, **35**:443–450.
- GONFIANTINI, R.; ROCHE, M.A.; OLIVRY, J.C.; FONTES, J.C.; ZUPPI, G.M.; 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology*, **181**:147–167.
- GRAPS, A. 1995. An Introduction to wavelets. *IEEE*, **2** (2).
- GRIMM, A.; FERRAZ, S.E.T.; GOMES, J. 1998. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, **11**(11):2863–2880.
- GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. 2000. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events, *Journal of Climate*, **13**:35 – 58.
- GRIMM, A. M. 2003. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences, *Journal Climate*, **16**:263 – 280
- GRIMM, A. M. 2004. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? *Climate Dynamics*, **22**(2 – 3):123 – 138.
- GRIMM, A.M. 2009. Variabilidade interanual do clima no Brasil. In: Cavalcanti, I. F., Ferreira, A.N.J.; Justi da Silva, M.G; Silva Dias, M.A.F. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 1º edição, p. 353–374.
- GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. 2009. Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. In: Françoise Vimeux; Florence Sylvestre; Myriam Khodri. (Org.). *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*. Netherlands: Springer Netherlands, **14**:159-191.

- GROOTES, P.M.; STUIVER, M.; THOMPSON, L. G.; MOSLEY-THOMPSON, E. 1989. Oxygen isotope changes in tropical ice, Quelccaya, Peru. *Journal Geophysical Research*, **94**(D4):1187-1194.
- GU, D.; PHILANDER, S. G. H. 1995. Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. *Journal of Climate*, **8**:864–876.
- HALLAK, R. 2000. *Aspectos dinâmicos e simulação numérica da formação e evolução de um vórtice de ar frio*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, IAG–USP.
- HARDY, D.R.; VUILLE, M.; BRADLEY, R.S. 2003. Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*. **108** (D22):4693
- HARE, S.R. 1996. Low frequency climate variability and salmon production. Tese de doutorado, University of Washington, Seattle, EUA.
- HASTENRATH, S; HELLER, L. 1977. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quartely Journal of the Royal Meteorological Society*, **103** (435):77-92.
- HOFFMANN, G.; RAMIREZ, E.; TAUPIN, J. D.; FRANCOU, B.; RIBSTEIN, P.; DELMAS, R.; DÜRR, H.; GALLAIRE, R.; SIMOES, J.; SCHOTTERER, U.; STIEVENARD, M.; WERNER, M. 2003. Coherent Isotope History of Andean Ice Cores over the Last Century, *Geophysical Research Letters*, **30**, No. 4
- HOSKINS, B. J., 1983. Dynamical processes in the atmosphere and the use of models. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **109**: 1-21.
- HOSKINS B. J.; AMBRIZZI T. 1993. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **50** (12):1661-1671
- HOUZE JR, R. A. 1993. Mesoscale convective systems. In: HOUZE Jr, R. A. (ed.) *Cloud Dynamics*. Academic Press, Inc., **53**:334-404.
- HUANG, H.; WINTER, J.M.; OSTERBERG, E.C.; HORTON, R.M.; BECKAGE, B. 2017. Total and extreme precipitation changes over the Northeastern United States. *Journal of Hydrometeorology*, **18** (6):1783-1798.
- IBGE. 2014. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Divisão Regional do Brasil.
- INCT da Criosfera, 2014. *Compreendendo as mudanças do clima pela análise de testemunhos de gelo*. Tradução do Instituto de Mudanças do Clima (Universidade do Maine/EUA) <http://climatechange.umaine.edu/icecores/ IceCore/Home.html>.

- IPCC 2014. Climate change: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. In: Field, C. B. et al. (Ed.). *Contribution of working group 2 to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.
- ITO, E. R. K. 1999. *Um estudo Climatológico do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e sua influência em Sistemas Frontais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, SP.
- IWABE, C. M. N.; da ROCHA, R. P. 2009. An event of stratospheric air intrusion and its associated secondary surface cyclogenesis over the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **114**, D09101
- KAYANO, M.T.; KOUSKY, V.E. 1989. Southern Hemisphere Blocking: A comparison Between to Indices. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **42**:165-170.
- KAYANO M. T.; ANDREOLI R. V. 2009. Variabilidade decenal a multidecenal. In: *Tempo e Clima no Brasil*. Cavalcanti, I. F. A., N. J. Ferreira, M. G. Justi da Silva, M. A. F. Silva Dias, Eds., Editora Oficina de Textos, São Paulo, p.375-383.
- KNÜSEL, S.; GINOT, P.; SCHOTTERER, U.; SCHWIKOWSKI, M.; GAGGELER, H. W.; FRANCOU, B.; PETIT, J. R.; SIMÕES J. C.; D. TAUPIN, D. J. 2003. Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia, *Journal Geophysical Research Atmospheres*, **108**(D6): 4181.
- KNÜSEL, S.; BRÜTSCH, S.; HENDERSON, K.; PALMER, A.S.; SCHWIKOWSKI, M. 2005. ENSO signals of the 20th century in an ice core from Nevado Illimani, Bolivia. *Journal Geophysical Research Atmospheres*, **110**:D01102.
- KODAMA, Y-M., 1992: Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of Meteorological Society, Japan*, **70**:813-835.
- KODAMA, Y-M., 1993: Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. *Journal of Meteorological Society, Japan*, **71**:581-610.
- KOUSKY, V. E. 1979. Frontal Influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, **107**: 1140-1153
- KOUSKY, V. E. 1980. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, **108**:488-498.
- KOUSKY, V.E.; GAN, M.A. 1981. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, **36**(6):538-551.

- KOUSKY, V.E.; KAYANO, M.T. 1981. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. *Acta Amazônica*, **11**: 743-758.
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. 1984. A review of the southern oscillation oceanic atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, **36(A)**: 490-504.
- LAINING A. G.; FRITSCH, J. M. 1997. The global population of mesoscale convective complexes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123**: 389–405.
- LAMB, P. 1978b. Large-scale tropical Atlantic circulations patterns associated with Subsaharan weather anomalies. *Tellus*, **30** (3):240-251.
- LATTIN, J.; CARROLL, J.D.; GREEN, P.E. 2011. *Análise de Dados Multivariados*. Editora Cengage Learning. São Paulo. 455 p.
- LEJENAS, H.; OKLAND, H. 1983. Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus*, **35A**: 350-362.
- LEJENAS, H. 1984. Characteristics of Southern Hemisphere blocking as determined from a time series of observational data. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **110**: 967-979.
- LENTERS, J. D.; COOK, K. H. 1997. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **54** :656-677.
- LENTERS, J. D. e COOK, K. H. 1999. Summertime Precipitation Variability over South America: Role of the Large-Scale Circulation. *Monthly Weather Review*, **127**:409 – 431.
- LICHTENSTEIN, E.R.1980. *La Depresión del Noroeste Argentino*, Tese de doutorado, Universidade de Buenos Aires, Argentina.
- LIU Z.; ALEXANDER M. 2007. Atmospheric Bridge, Oceanic Tunnel and Climatic Teleconnections, *Reviews of Geophysics*, **45**:RG2005
- MADDOX, R. A. 1980. An objective technique for separating macroscale and mesoscale features in Meteorological data. *Monthly Weather Review*, **108**: 1108-1121.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y; WALLACE J. M.; FRANCIS, R. C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of American Meteorology Society*, **78**:1069–1079
- MAIER, E. L. B.; SIMÕES, J. 2012. Análise Preliminar dos Padrões Espaciais da Distribuição da Precipitação Sobre a América do Sul. *Revista Brasileira de Geografia Física*, **5** (1):207-217

- MAIER, E.L.B.; SIMÕES, J. 2013. Reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita sobre a América do Sul a partir de dados paleoclimáticos do Nevado Illimani. In: *VI Seminário do Programa de Pós-Graduação em Geografia*, Porto Alegre. 10pp
- MAIER, E.L.B. 2014. *Relações espaço-temporais entre dados paleoclimáticos do Nevado Illimani (Bolívia) e a precipitação na América do Sul*. Tese de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 126 p. Porto Alegre.
- MAIER, E.L.B.; BARREIRA, S.; SIMÕES, J. 2016. Relações entre as razões de isótopo de oxigênio na neve e no gelo do Nevado Illimani (Bolívia) com a variabilidade temporal da precipitação sobre a América do Sul. *Pesquisas em Geociências*, **43** (2):127-138.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R. 2002. *Episódio de Jatos de baixos níveis durante 13 a 19 de abril de 1999*. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu-PR.
- MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M. W.; DIAS, P. L. S. 2002a. The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. *Journal of Geophysical Research*, **107** (D20):8079.
- MARENGO, J. A.; SOARES, R. W. 2002b. Episódios de jatos em baixos níveis ao leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **17** (1):35-52.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. 2004. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *Journal of Climate*, **17** (12):2261-2280.
- MARENGO, J.A. 2004. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*. **78**:79-96.
- MARENGO, J.A. 2005. The characteristics and variability of the atmospheric water balance in the Amazon basin: Spatial and temporal variability. *Climate Dynamics*. **24**:11-22.
- MARENGO, J.A. 2006. On the Hydrological Cycle of the Amazon Basin: A historical review and current State-of-the-art. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **21** (3a):1-19.
- MARENGO, J. A. 2007. *Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade - caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI*. 2. ed. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, **1**:214.
- MARQUES, R.F.C.; RAO; V.B. 1999. A diagnosis of a long-lasting blocking event over the Southeast Pacific Ocean. *Monthly Weather Review*, **127**:1761-1776.

- MARQUES, R.F.C.; RAO; V.B. 2000. Interannual variations of blocking in the Southern Hemisphere and their energetics. *Journal Geophysical Research*, **105**:4625-4636.
- MATSUURA, K.; WILLMOTT, C.J. 2009. Terrestrial precipitation: 1900–2008 gridded monthly time series (versão 4.01). *Newark – EUA: Center for Climatic Research, Department of Geography, University of Delaware*. Disponível em: <http://climate.geog.udel.edu/~climate/> (acesso em 10/03/2015).
- MIKY FUNATSU, B.; GAN, M. A.; CAETANO, E. 2004. A case study of orographic cyclogenesis over South America. *Atmosfera*, **17** (2):91-113.
- MISITI, M.; MISITI Y.; OPPENHEIM G.; POGGI, G-M. 1997. Toolbox Wavelet User's Guide. (acesso em 10/10/2015, [https://www.ltu.se/cms_fs/1.51590!/wavelet%20toolbox%204%20user's%20guide%20\(larger%20selection\).pdf](https://www.ltu.se/cms_fs/1.51590!/wavelet%20toolbox%204%20user's%20guide%20(larger%20selection).pdf))
- MONTECINOS, A.; DIAZ, A.; ACEITUNO, P. 2000. Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, **13**:746-758.
- MORAES, F. D. de S. Ambiente atmosférico favorável ao desenvolvimento de Complexos Convectivos de Mesoescala no Sul do Brasil. *Dissertação de Mestrado*, no Programa de pos-graduacao em Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016, 119p.
- MOREIRA, J. L. B. 2002. *Estudo da distribuição espacial das chuvas em Belo Horizonte e em seu entorno*. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG.
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J., 1981. On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulations model. *Journal of the Atmospheric Science*, **38** (12):2653-2673.
- MUSK, L. 1988. *Weather Systems*. Cambridge University Press.
- NASCIMENTO, E. L.; AMBRIZZI, T. 2002. The Influence of Atmospheric Blocking on the Rossby Wave Propagation in Southern Hemisphere Winter Flows. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **80** (2):139-159, 2002.
- NIMER, E. 1979. *Climatologia do Brasil*. IBGE, Rio de Janeiro.
- NYE, J.F., 1953. Some geometric relations in dislocated crystals. *Acta Metall.* **1**:153–162
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. 1997. Alternating wet and dry conditions over South American during summer. *Monthly Weather Review*, **125**:279-291.
- PALMER, C.E. 1951. On high-level cyclones originating in the tropics. *Transactions of Americam Geophysics Union*, **32**(5):683-695.

- PAEGLE, J. 1998. A comparative review of South American Low Level Jets. *Meteorologica*, **3**:73-82.
- QUADRO, M. F. L. 1994. *Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul*. Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos, SP.
- RABATEL A.; FRANCOU B.; SORUCO A.; GOMEZ J.; CÁCERES B.; CEBALLOS JL.; BASANTES R.; VUILLE M.; SICART JE.; HUGGEL C.; SCHEEL M.; LEJEUNE Y.; ARNAUD Y.; COLLET M.; CONDOM T.; CONSOLI G.; FAVIER V.; JOMELLI V.; GALARRAGA R.; GINOT P.; MAISINCHO L.; MENDOZA J.; MÉNÉGOZ M.; RAMIREZ E.; RIBSTEIN P.; SUAREZ W.; VILLACIS M.; WAGNON P. 2013. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosphere* **7**:81–102
- RAMIREZ, E.; HOFFMANN. G.; TAUPIN, J.D.; FRANCOU, B.; RIBSTEIN, P.; CAILLON, N.; FERRON, F.A., PETIT, J.R.; LANDAIS, A.; SIMÕES, J.C. 2003. A new Andean deep ice core from Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, **212**(3):337–350.
- RAMPELOTTO, P. H.; RIGOZO, N. R.; DA ROSA, M. B.; PRESTES, A.; FRIGO, E.; SOUZA ECHER, M. P.; NORDEMANN, D. J. R. 2012. Variability of Rainfall and Temperature (1912–2008) from Santa Maria (29_41' S, 53_48' W) and its Connection with Natural Influences. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **77**:152-160.
- RAO, G. V.; ERDOGAN, S. 1989. The atmospheric heat source over the Bolivian plateau for a mean January. *Boundary Layer Meteorology*, **46**:13–33.
- RAO, V.B.; HADA, K. 1990. Characteristics of rainfall over Brazil annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, **42**,(2): 81–91.
- REBOITA, M. S. 2008. *Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade*. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG–USP.
- REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; DA ROCHA, R. P. 2009a. Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **24** (1):48-55.

- REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **25** (2):185–204.
- REITER, E. R., 1969. Tropopause Circulations and Jet Streams. *World Survey of Climatology*, **4**:85-204.
- RIBEIRO, D.R.; RAMIREZ, E.; SIMOES, J.C.; MACHACA, A. (2013) 46 years of environmental records from the Nevado Illimani glacier group, Bolivia, using digital photogrammetry. *Annals of Glaciology*, **54** (63), 272–278.
- RIEHL, H., 1969. Jet Streams of the Atmosphere. *Medical Opinion & Review*, **September**:33-50.
- RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. 2004. Climatologia de Frentes Frias no Litoral de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geofísica*, **22** (2):135-151.
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115**(8):1606-1626.
- ROPELEWSKI, C. F; HALPERT, M. S. (1989). Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of climate*, **2**(3):268-284.
- ROZANSKI K.; ARAGUAS-ARAGUAS L.; GONFIANTINI R. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation, in: P.K. Swart, K.C. Lohmann, J. MacKenzie, S. Savin (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records*, AGU Geophysical Monograph Series **78**:1-37.
- SALIO, P.;NICOLINI, M.; ZIPSER, J. 2007. Mesoscale convective systems over southeastern South American low-level jet. *Monthly Weather Review*, **135** :1290-1309.
- SANDERS, R.A. 1953. Blocking highs over the Eastern North Atlantic Ocean and Western Europe. *Monthly Weather Review*, **81**(3).
- SAULO, C; NICOLINI, M.; CHOU S. C. 2000. Model characterization of the South American low-level flow during 1997-98 spring-summer season. *Climate Dynamics*, **16** (10-11):867-881.
- SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; DIAS, P.L.S. 1998. Meteorology of the south hemisphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **27** (49):119–139.
- SATYAMURTY, P.; DA COSTA, C. P. W.,MANZI, A. O. 2013. Moisture source for the amazon Basin: a study of contrasting years. *Theoretical and Applied Climatology*, **111**:195–209.

- SCHWERDTFEGER, W.C. 1954. Análisis sinóptico y aspecto climatológico de dos distintos tipos de depresiones b́aricas sobre el Norte de la Argentina, *Meteoros*, **4**:301-323.
- SCHOTTERER, U.; GROSJEAN, M.; STICHLER, W.; GINOT, P.; KULL, C.; BONNAVEIRA, H.; FRANCOU, B.; GÄGGELER, H.W.; GALLAIRE, R.; HOFFMANN, G.; POUYAUD, B.; RAMIREZ, E.; SCHWIKOWSKI, M.; TAUPIN, J.D.; 2003. Glaciers and climate in the Andes between the Equator and 30°S: what is recorded under extreme environmental conditions? *Climate Change*, **59**:157–175.
- SELUCHI M.E.; GARREAUD R. D. 2012. Campos médios e processos físicos associados ao ciclo de vida da Baixa do Chaco. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **27** (4).
- SELUCHI M.E.; SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY P. 2003. The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events. *Monthly Weather Review*, **131**:2361-2378.
- SELUCHI M.E.; SAULO A.C. 2010. Mecanismos físicos associados à formação da Baixa do Chaco. In: *Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Belém.
- SELUCHI M.E.; SAULO A.C. 2012. Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: Características, diferenças e semelhanças. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **27** (1): 49-60.
- SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. 1983. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**:2689–2707.
- SILVA DIAS, M. A. F. 1987. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **2**: 133-150.
- SILVA DIAS, M. A. F. 1996. Complexos Convectivos de Mesoescala sobre a Região Sul do Brasil. *Climanálise Especial*, **1**: 173-179.
- SIKKA, D. R.; GADGIL, S., 1985. On the maximum cloud zone and the ITCZ over indian longitudes during the Southwest monsoon. *Monthly Weather Review*, **108**:1840-1853.
- SIMÕES, J.C. 2004. Glossário da lingual portuguesa da neve e do gelo e termos correlatos. *Pesquisa Antártica Brasileira*, **4**: 119-154
- SOARES, W.; MARENGO, J. 2003. *Análise de um Episódio de Jatos de Baixos Níveis a Leste dos Andes Durante Janeiro de 2003. Circulação e Transporte de Umidade*. In: Resumos do I Workshop Latino-Americano em Modelagem Regional de Tempo e Clima Utilizando o Modelo ETA: Aspectos Físicos e Numéricos, CPTEC-INPE, Cachoeira Paulista, SP.

- STOLLNITZ, E. J.; DEROSE, T. D.; SALESIN, D. H. 1995a. Wavelets for computer graphics: A primer, part 1. *IEEE Computer Graphics and Applications*, **15**(3):76-84.
- THOMPSON, L.G.; MOSLEY-THOMPSON, E.; GROOTES, P.M.; POURCHET, M.; HASTENRATH, S. 1984. Tropical glaciers: potential for ice core paleoclimatic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, **89**(D3): 4638-4646.
- THOMPSON, L. G., E.; J. F. BOLZAN,.; B. R. KOCI. 1985. A 1500 Year Record of Climate Variability Recorded in Ice Cores from the Tropical Quelccaya Ice Cap. *Science* **229**: 971–73.
- THOMPSON, L.G.; MOSLEY-THOMPSON, E.; DAVIS, M.E.; LIN, P-N.; HENDERSON, K.A.; COLE-DAI, J.; BOLZAN, J.F.; LIU, K-B. 1995 Late Glacial Stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, **269**:46-50.
- THOMPSON L.G. 1996. Climatic Changes for the last 2000 Years Inferred from Ice-Core Evidence in Tropical Ice Cores. In: Jones P.D., Bradley R.S., Jouzel J. (eds) *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*. NATO ASI Series (Series I: Global Environmental Change), **41**, Springer, Berlin, Heidelberg
- THOMPSON, L.G.; DAVIS, M.E.; MOSLEY-THOMPSON, E.; SOWERS, T.A.; HENDERSON, K.A., ZAGORODNOV, V.S., LIN, P.N., MIKHALENKO, V.N., CAMPEN, R.K.; BOLZAN, J.F.; COLEDAI, J.; FRANCOU, B. 1998. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian Ice cores. *Science*, **282**(5395):1858–1864.
- THOMPSON, L.G.; MOSLEY-THOMPSON, E.; HENDERSON, K.A. 2000. Ice core paleoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, **15**(4):377-394.
- THOMPSON, L.G.; DAVIS, M. E.; MOSLEY-THOMPSON, E.; HENDERSON, K. A.; LIN, P.-N.; MASHIOTTA, T. 2005. Tropical ice core records: Evidence for asynchronous glaciation on Milankovitch timescales. *Journal of Quaternary Science*, **20**(7-8), 723-733.
- THOMPSON, L. G. 2010. Understanding global climate change: Paleoclimate perspective from the World's highest mountains. *Proceedings of the American Philosophical Society*, **54**(2):133-157
- THOMPSON, L. G.; MOSLEY-THOMPSON, E.; DAVIS, M. E.; ZAGORODNOV, V. S.; HOWAT I. M.; MIKHALENKO, V. N. 2013. Annually Resolved Ice Core Records of Tropical Climate Variability over the Past ~1800 Years. *Science* **340**: 945–50.
- THOMPSON, L. G. 2017. Past, present and future of glacier archives from the World's highest mountains. *Proceedings of the American Philosophical Society*, **161**(3): 1-18.

- TORRENCE, C.; COMPO, G. P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of American Meteorological Society*, **77**(1):61-78.
- TREIDL, R.A.; BIRCH, E.C.; SAJECKI, P. 1981. Blocking action in the Northern Hemisphere: A climatological Study. *Atmosphere-Ocean*, **19**(1):1-23.
- TRENBERTH, K.E. 1986. The signature of a blocking episode on the general circulation in the Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **43**(19): 2061-2069.
- TRENBERTH K.E.; BRANSTATOR G. W.; KAROLY D.; KUMAR A.; LAU N-C.; ROPELEWSKI C. 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, **103**:14 291–14 324.
- UVO, C.B. 1989. *A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro*. Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, SP.
- VAN LOON, H. 1956: Blocking action in the Southern Hemisphere. *Notos*, **5**:171-178.
- VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. 1987. Mesoscale convective complexes in the Americas. *Journal of Geophysical Research*, **92**: 9591- 9613.
- VERA C.; HIGGINS W.; AMADOR J.; AMBRIZZI T.; GARREAUD R.; GOCHIS D.; GUTZLER D.; LETTENMAIER D.; MARENGO J.; MECHOSO C.; J. NOGUES-PAEGLE J.; DIAS P.L.S.; ZHANG C. 2006. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate*, **19**:4977 – 5000.
- VIANA, D. R. Comportamento espaço-temporal da precipitação na Região sul do Brasil utilizando dados TRMM e SRTM. *Dissertação de Mestrado*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2009. 164p.
- VIMEUX, F.; GALLAIRE, R.; BONY, S.; HOFFMANN, G.; CHIANG, J.C.H. 2005. What are the climate controls on δD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters*, **240**(2):205-220.
- VIMEUX, F.; GINOT, P.; SCHWIKOWSKI, M.; VUILLE, M.; HOFFMANN, G.; THOMPSON, L. G.; SCHOTTERER, U. 2009. Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: a review of recent results, *Paleogeography, paleoclimatology, Paleoecology*, **281**, 229–241.
- VIMEUX F.; TREMOY G.; RISI C.; GALLAIRE R. 2011. A strong control of the South American SeeSaw on the intra-seasonal variability of the isotopic composition of precipitation in the Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, **307**:47–58.

- VUILLE M.; AMMANN C. 1997. Regional snowfall patterns in the high, arid Andes. *Climatic Change*, **36** (3-4):413-423.
- VUILLE M. 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, **19**:1579–1600.
- VUILLE M.; BRADLEY RS.; WERNER M.; HEALY R.; KEIMIG F. 2003a. Modeling d18O in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, **108**:4174.
- VUILLE M.; BRADLEY RS.; HEALY R.; WERNER M.; HARDY DR.; THOMPSON LG.; KEIMIG F. 2003b. Modeling d18O in precipitation over the tropical Americas: 2. Simulation of the stable isotope signal in Andean ice cores. *Journal of Geophysical Research*, **108**(D6):4175.
- VUILLE, M.; WERNE, M.; 2005. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results. *Climate Dynamics*, **25**:401–413.
- VUILLE, M.; BURNS, S.J.; TAYLOR, B.L.; CRUZ, F.W.; BIRD, B.W.; ABBOTT, M.B.; KANNER, L.C.; CHENG, H.; NOVELLO, V.F. 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, **8**:1309-1321.
- WALLACE, J.M.; GUTZLER, D. S. 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, **109**: 785-812.
- WALKER, G. T.; BLISS, E. M. 1932. World Weather. V *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, **4**:53-84.
- WEBSTER, P. J. 1972. Response of the tropical atmosphere to local, steady forcing. *Monthly Weather Review*, **100**:518–541.
- WRIGHT, A.D.F 1974: Blocking Action in the Australian region. Technical Report. *Bureau of Meteorology*, (10):29.
- ZHANG, Y. 1996. An Observational Study of Atmosphere – Ocean Interaction in the Northern Oceans on Interannual and Interdecadal time-scales. Tese de doutorado, Universidade de Washington, Seattle, EUA.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. 1998. Does a Monsoon Climate Exist Over South America? *Journal of Climate*, **11** (5):1020-1040.