



universität
wien

DIPLOMARBEIT / DIPLOMA THESIS

Titel der Diplomarbeit / Title of the Diploma Thesis

**„Untersuchung der Dynamik des Gletschers Pio XI
auf dem Südpatagonischen Eisfeld von 2000 bis
2019“**

verfasst von / submitted by
Anna Hufnagl

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat)

Wien, 2019 / Vienna, 2019

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 190 333 456

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Lehramtsstudium
UF Deutsch
UF Geographie und Wirtschaftskunde

Betreut von / Supervisor:

Mag. Dr. Martin Mergili

Erklärung

Hiermit versichere ich,

- dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubter Hilfe bedient habe,
- dass ich dieses Masterarbeitsthema bisher weder im In- noch im Ausland in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt habe
- und dass diese Arbeit mit der vom Begutachter beurteilten Arbeit vollständig übereinstimmt.
- Wien, am 16.5.2019

Danksagung

Ich möchte mich bei all jenen bedanken, die mich in der intensiven Bildungs-, Ausbildungs- und Forschungszeit meines Studiums begleitet haben.

Ich danke meinen Eltern, Christine und Walter Hufnagl und meinen Großeltern, Maria und Walter Kolm, die mich während meines Studiums auf jegliche Weise unterstützten und es mir ermöglichten eine akademische Laufbahn einzuschlagen.

Insbesondere möchte ich meiner Mutter Christine danken, die mir seit ich denken kann ihren großen Wissensdurst und ihren Ehrgeiz vorlebt und mich dadurch immer weiter motiviert zu lernen und mich zu bilden.

Ich bedanke mich ebenfalls bei meinem überaus engagierten Betreuer Mag. Dr. Martin Mergili, ohne dessen Motivation es wohl nicht möglich gewesen wäre, mich über meinen Schatten springen zu lassen und der Bearbeitung dieses fordernden Themas zuzustimmen.

Zusammenfassung

Das Ziel dieser Diplomarbeit ist es die Dynamik des Gletschers Pio XI zu untersuchen. Dieser temperierte Auslassgletscher des Südlichen Patagonischen Eisfelds ist schon seit längerem für seine Komplexe und atypische Dynamik bekannt, und wird der Gletscherart „Galoppierender Gletscher“ (*surge-type glacier*) zugeordnet. Für zwei seiner sieben Zungen ist ein Längenwachstum bis 2014 dokumentiert. In der vorliegenden Arbeit wird untersucht und diskutiert, inwieweit sich dieser Trend bis 2019 fortsetzt, und ob er auch auf die anderen fünf Zungen übertragen werden kann.

Neben einer ausführlichen Literaturrecherche kam hierfür vor allem die Satellitenbildanalyse zum Einsatz. Dafür wurden Aufnahmen der Satelliten Landsat 5, 7 und 8 genutzt. Die Auswertung ergab, dass die Gesamtfläche der untersuchten Gletscherzungen im Untersuchungszeitraum zugenommen hat. Auch die separate Betrachtung der sieben Gletscherzungen ergab für jede Einzelne ein Flächen- und Längenwachstum. Die Intensität der Zuwächse fiel unterschiedlich aus - es gab in manchen Jahren auch Rückgangs- und Stagnationsperioden - dennoch fand gegenüber dem Start der Untersuchung im Jahr 2000 bis zum Jahr 2019 bei allen Flächen und Längen eine Steigerung statt.

Da sich die Ergebnisse dieser Erhebung als sehr komplex zu fassen herausstellten, wurden potenzielle Gründe für die Dynamik von Pio XI, ausgedrückt in seiner Flächen- und Längenzunahme, zusammengefasst. Die intensive Sedimentation der Gezeitenzunge in den Eyre Fjord, bestimmte Eigenschaften der Gletscherseen, in welche einige Zungen kalben und deren subglazialer Abfluss womöglich den Wasserdruck unter Pio XI stark erhöht, Kalbungsmechanismen, das geothermisch aktive Gebiet und der Einfluss des Klimas sind mögliche Gründe für die Surges von Pio XI im 21. Jahrhundert.

Angeichts einiger Ungenauigkeiten der Landsat Bilder stößt die Untersuchung jedoch auch an ihre Grenzen. Daher kann nicht genau gesagt werden, ob Pio XI tatsächlich ein Galoppierender Gletscher ist, beziehungsweise, ob womöglich diese Klassifikation verworfen, oder auch für diesen Sonderfall ausgeweitet werden sollte.

Abstract

This diploma thesis aims to investigate the dynamics of the glacier Pio XI. For two of the glaciers seven tongues an increase in length was documented until 2014. Whether the temperate outlet glacier on the South Patagonian ice field will continue this trend and whether the increase can also be monitored for the other five glacier tongues, will be inspected.

Pio XI was classified as a surge type glacier. This grouping can explain the glacier's increase in length. Therefore, checking the assumption if Pio XI is a surge type glacier was one of the main purposes of this thesis. Additionally, the reasons for this extraordinary advance, in comparison to the dynamic of most of the other outlet glaciers of the Southern Patagonian Icefield, was examined.

Two methods were used: Firstly, a literature research was carried out. Secondly, data frames from Landsat 5, 7 and 8 were collected for the purpose of measuring the area of the glacier. As the data frames were analysed it turned out that Pio XI expanded. Also, seven glacier tongues of Pio XI were observed separately. Although there were years in which their area decreased or stagnated, an enlargement for each one of the glacier tongues could be measured until the year 2019.

As the findings turned out to be complex, this thesis collects possible reasons for the asynchronous behaviour of Pio XI and, more precisely, for the increase of its area and length. The strong sedimentation of the southern terminus, special characteristics of the lakes in which some glacier tongues are calving, which probably cause very high supraglacial water pressure, calving mechanisms themselves, a geothermally active area and also the impact of climate are contingent causes of the glaciers surges in the 21st century.

Since this research shows limitations in some of the observed periods, which could not be prevented due to the inaccuracy of the Landsat data, one cannot be sure if Pio XI really is a surge type glacier or whether it's classification as a surge type glacier should be reconsidered or maybe redefined.

*"The glaciated regions of our planet may seem beyond the reach of most of us.
But they are not beyond our influence."*

-David Attenborough

Inhaltsverzeichnis

EINLEITUNG	1
1. HINTERGRUND DER ARBEIT	2
1.1 PROBLEMSTELLUNG	3
2. FORSCHUNGSFRAGEN	4
3. PHYSIOGEOGRAPHISCHE GRUNDLAGEN	6
3.1 GLAZIOLOGISCHE PROZESSE UND GRUNDLAGEN	6
3.1.1 <i>Die Entstehung von Gletschereis</i>	6
3.1.1.1 Die Schneemetamorphose	6
3.1.1.2 Die Struktur des Gletschereises	8
3.1.2 <i>Die Massebilanz</i>	9
3.1.2.1 Sommer- und Winterbilanz	11
3.1.2.2 Surface balance.....	11
3.1.2.3 Basal balance	13
3.1.2.4 Englacial balance.....	13
3.1.2.5 Ablation durch Kalben	14
3.1.3 <i>Fremdmaterialeinschlüsse im Gletschereis</i>	15
3.1.3.1 Moränen.....	15
3.1.4 <i>Gletschertypologie</i>	18
3.1.4.1 Topographische Klassifikationen	19
3.1.4.2 Klassifikation nach der Ernährungsweise	21
3.1.4.3 Thermische Klassifikation.....	21
3.1.5 <i>Gletscherdynamik</i>	21
3.1.5.1 Glen's Fließgesetz	22
3.1.5.2 Arten des Gletscherflusses	22
3.2 DER EINFLUSS VON KLIMATISCHEN UND METEOROLOGISCHEN GRÖßEN	24
3.2.1 <i>Gletscher im globalen Klimasystem</i>	24
3.2.2 <i>Thermohaline Zirkulation</i>	25
3.2.3 <i>Albedo Effekt</i>	27
4. UNTERSUCHUNGSGEBIET	29
4.1 DAS SÜDPATAGONISCHE EISFELD	31
4.1.1 <i>Vulkan Lautaro</i>	32
4.2 PIO XI	32
4.2.1 <i>Fluktuation des Pio XI von 1830 bis 2000</i>	32
4.2.2 <i>Fluktuation des Pio XI ab 2000</i>	33
4.2.3 <i>Pio XI als Galoppierender Gletscher</i>	34
4.2.4 <i>Gründe für die Gletschersurgen</i>	36
4.3 KLIMA DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES	37
4.3.1 <i>Klimaerwärmung am Südpatagonischen Eisfeld</i>	39
5. METHODIK	41
5.1 LITERATURRECHERCHE	41
5.2 SATELLITENBILDANALYSE	42
5.2.1 <i>Auswahl der Satellitenbilder</i>	42
5.2.2 <i>Bearbeitung der Satellitenbilder</i>	46
5.2.3 <i>Analyse der Satellitenbilder hinsichtlich der Fläche des Gletschers</i>	46
5.2.4 <i>Analyse der Satellitenbilder hinsichtlich der Länge der Gletschersurgen</i>	49

5.2.5 Darstellung der Daten	50
5.3 KARTOGRAPHISCHE DARSTELLUNGEN	50
6. ERGEBNISSE	52
6.1 GESAMTFLÄCHE DES PIO XI	52
6.2 GEZEITENZUNGE	56
6.2.1 Länge der Gezeitenzunge	59
6.3 SÜßWASSERZUNGE	60
6.3.1 Länge der Süßwasserzunge	63
6.4 GLETSCHERZUNGE A	65
6.5 GLETSCHERZUNGE B	68
6.6 GLETSCHERZUNGE C	71
6.7 GLETSCHERZUNGE D	74
6.8 GLETSCHERZUNGE E	77
7. INTERPRETATION UND DISKUSSION	80
7.1 GRENZEN DER ERGEBNISSE	80
7.2 DIE FLÄCHEN- UND LÄNGENENTWICKLUNG DER GLETSCHERZUNGEN VON PIO XI	83
7.3 GRÜNDE FÜR DIE FLÄCHEN- UND LÄNGENENTWICKLUNG VON PIO XI	89
8. CONCLUSIO	97
LITERATURVERZEICHNIS	100

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Übersichtskarte Südamerika.....	29
Abbildung 2: Übersichtskarte der Umgebung des Gletschers Pio XI auf dem SPI, Aufnahme aus dem Jahr 2019	30
Abbildung 3: Unterteilung und Benennung der sieben Gletscherzungen von Pio XI zum Jahr 2016.....	48
Abbildung 4: Fläche des Pio XI von 2000-2019.....	54
Abbildung 5: Umrisse der Fläche des Pio XI von 2000-2019, zum Jahr 2000.....	55
Abbildung 6: Fläche der Gezeitenzunge von 2000-2019	57
Abbildung 7: Umrisse der Fläche der Gezeitenzunge des Pio XI von 2000-2019, zum Jahr 2000.....	58
Abbildung 8: Länge der Gezeitenzunge von 2000-2019	60
Abbildung 9: Fläche der Süßwasserzunge, von 2000-2019.....	61
Abbildung 10: Umrisse der Fläche der Süßwasserzunge von 2000-2019, zum Jahr 2018 ..	62
Abbildung 11: Veränderung der Länge der Süßwasserzunge gegenüber 2000	64
Abbildung 12: Fläche der Gletscherzunge A von 2000-2019.....	66
Abbildung 13: Umrisse der Fläche der Gletscherzunge A von 2000-2019, zum Jahr 2019...	67
Abbildung 14: Fläche der Gletscherzunge B von 2000-2019.....	69
Abbildung 15: Umrisse der Fläche der Gletscherzunge B von 2000-2019, zum Jahr 2019...	70
Abbildung 16: Fläche der Gletscherzunge C von 2000-2019.....	72
Abbildung 17: Umrisse der Fläche der Gletscherzunge C von 2000-2019, zum Jahr 2019 ..	73
Abbildung 18: Fläche Gletscherzunge D von 2000-2019.....	75
Abbildung 19: Umrisse der Fläche der Gletscherzunge D von 2000-2019, zum Jahr 2019 ..	76
Abbildung 20: Fläche Gletscherzunge E von 2000-2019.....	77
Abbildung 21: Umrisse der Fläche der Gletscherzunge E von 2000-2019, zum Jahr 2019...	79
Abbildung 22: Darstellung der Sedimentation am Terminus der Gezeitenzunge, Satellitenbildaufnahme der Gezeitenzunge aus dem Jahr 2019 mit Umrissen der Gletscherfläche von 2000 und 2010	94

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Unterteilung verwendeter Satellitenbilder	45
Tabelle 2: Datensatz der Gesamtfläche des Pio XI, von 2000-2019	52
Tabelle 3: Datensatz der Fläche der Gezeitenzunge, von 2000-2019	56
Tabelle 4: Datensatz der Länge der Gezeitenzunge von 2000-2019	59
Tabelle 5: Datensatz der Fläche der Süßwasserzunge, von 2000-2019	60
Tabelle 6: Datensatz der Länge der Süßwasserzunge von 2000-2019	63
Tabelle 7: Datensatz der Fläche der Gletscherzunge A von 2000-2019	65
Tabelle 8: Datensatz der Fläche der Gletscherzunge B von 2000-2019	68
Tabelle 9: Datensatz der Fläche der Gletscherzunge C von 2000-2019	71
Tabelle 10: Datensatz der Fläche der Gletscherzunge D von 2000-2019	74
Tabelle 11: Datensatz der Fläche der Gletscherzunge D von 2000-2019	77

Einleitung

Pio XI ist der größte Gletscher der Südhalbkugel, außerhalb der Antarktis. Er befindet sich auf dem Südpatagonischen Eisfeld und fließt von einem vulkanisch aktiven Gebiet, in welchem sich der Vulkan Lautaro befindet, in Richtung Westen. Seine Gletscherzungen münden sowohl in Süßwasserseen, als auch in den Pazifik, genauer gesagt in den Eyre Fjord.

Der Gletscher wurde als Thema für diese Diplomarbeit ausgesucht, weil er möglicherweise der einzige Gletscher der Welt ist, der sich im 21. Jahrhundert auf seinem Neoglazialen Maximum befindet (WARREN et al. 1997). Während die meisten Eisflächen zurückgehen, wächst Pio XI. WILSON et al. Haben für die Länge des Südterminus, die Gezeitenzunge des Gletschers, im Jahr 2014 einen Höchstwert gemessen und festgestellt, dass die sie ihr „altes“ Maximum von 1993 übertreffen konnte.

Ziel dieser Arbeit ist herauszufinden, was der Ursprung dieser atypischen, dem globalen Trend völlig entgegengesetzten Dynamik ist. Über diese Frage hinaus wird untersucht, ob Pio XI im Untersuchungszeitraum 2000-2019 nochmals ein Neoglaziales Maximum erreichen konnte. Da es über den Pio XI nur wenige wissenschaftliche Publikationen gibt, wurde für diese Diplomarbeit die Datenerhebungsmethode „Satellitenbildanalyse“ ausgewählt, um selbst aktuelle Daten über Pio XI und seine vielen Gletscherzungen zu sammeln. In Kombination mit der vorhandenen Literatur soll daraus eine Erklärung für sein Verhalten gefunden werden. Auch die Antwort auf die Frage nach dem Wachstum von Pio XI, denn dazu gibt es ab 2014 keine veröffentlichten Untersuchungen mehr, wird mittels dieser Methode beantwortet.

Die Arbeit wurde in neun Teile gegliedert. Nach der Auflistung der Forschungsfragen und Hypothesen folgt ein theoretischer Abschnitt, der sich physiogeographischen und glaziologischen Grundlagen widmet. Danach werden im vierten Kapitel Informationen über das Untersuchungsgebiet dargelegt, sowie der aktuelle Forschungsstand über Pio XI aufgearbeitet. Das fünfte Kapitel nimmt sich der Methodik an. Im sechsten Kapitel ist die detaillierte Datenanalyse, inklusive der gesammelten Daten und kartographisch aufgearbeiteter Abbildungen, vorzufinden. Die Diskussion der Daten, vor allem die potentiellen Gründe für die Dynamik von Pio XI kann im siebenten Kapitel nachgelesen werden. Darauf folgt achtens die Conclusio, welche die Beantwortung der Forschungsfragen beinhaltet. Fazit und Ausblick sind ebenfalls im achten Kapitel vorzufinden.

1. Hintergrund der Arbeit

In Anbetracht der Aktualität des Themas Klimawandel ist die Beschäftigung mit der Entwicklung von Gletschern ein sehr gegenwärtiges Thema. Vor allem die Befassung mit dem Rückgang, der Stagnation, oder dem Vorstoß der temperierten Gletscher ist für das Thema Globale Erwärmung wichtig, da sich diese Vorgänge in direkter Verbindung mit dem Klima befinden (ANIYA et al. 1996, 1997).

Als Untersuchungsgebiet dieser Diplomarbeit wurde Patagonien ausgewählt, im Detail der Gletscher Pio XI, ein Auslassgletscher des Südpatagonischen Eisfeldes. Die Gründe dafür sind vielschichtig. Zum einen ruht persönliches Interesse daher, dass im Februar 2018 die Auslandsexkursion nach Chile und Argentinien stattfand, an der ich teilnehmen durfte. Zum anderen ist das Patagonische Eisfeld, insbesondere für diese Arbeit relevant ist das Südpatagonische Eisfeld, ein in der Glazialforschung eher vernachlässigtes Gebiet, welchem anlässlich seiner großen Bedeutung für die Umwelt, die es nicht zuletzt auf Grund seiner großen Fläche hat, mehr Aufmerksamkeit geschenkt werden sollte.

Die bisherige spärliche Datenlage über die patagonischen Gletscher stammt einerseits vom eher geringen Besiedelungsgrad des Gebietes, weiters von der schweren Zugänglichkeit zu den jeweiligen Gletschern angesichts ihrer dislozierten geographischen Lage und den harschen Wetterbedingungen vor Ort und andererseits von der Konzentration auf die Erforschung von Gletschern in Nordamerika und Europa. Die besagte eher dislozierte geographische Lage, vor allem jene der in den Westen kalbenden Gletscher, hat zur Folge, dass es nur wenige zur Verfügung stehende Daten über die dortigen Gletscher gibt. Auch die Generierung von optischen Satellitenbildern gestaltete sich auf Grund des wolkenreichen Klimas, schwierig.

Der Gletscher Pio XI wurde für diese Diplomarbeit aus mehreren Gründen ausgewählt. Neben seiner, außerhalb der Antarktis und in den Anden unübertroffenen Größe auf der Südhalbkugel konnte im 20. Jahrhundert bei ihm ein für unsere Zeit besonderes Verhalten beobachtet werden: Pio XI wächst. Und nicht nur das: Nach WARREN und RIVERA (1994) ist der Brüggen Gletscher vermutlich der einzige Gletscher auf unserem Planeten, der im 20. Jahrhundert sein neoglaziales Maximum erreicht hat. Das bedeutet, dass Pio XI seine Ausdehnung der sog. Kleinen Eiszeit, der letzten Abkühlungsphase des Holozäns, die von ungefähr 1400 bis 1850 nach Christus andauerte, noch immer übertrifft. Das Neoglazial brachte weltweit bis etwa in die erste Hälfte des 19. Jahrhunderts vorstoßende Gletscher mit sich. Seit dem Eintreten einer weltweiten Wärmephase gehen die Eismassen jedoch fast überall zurück. (THOME 1998)

Wie diese Entwicklung im 21. Jahrhundert aussieht, ob Pio XI sein Neoglaziales Maximum erneut überbieten kann und weshalb dieses einzigartige Verhalten stattfindet, wird in dieser Diplomarbeit untersucht.

1.1 Problemstellung

Von Pio XI gibt es in den vergangenen Jahren nur wenige wissenschaftliche Untersuchungen. Es scheint, als würden die Analysen des höchst interessanten Verhaltens des Gletschers zum Ende der neunziger Jahre stetig weniger werden. Bei der Literaturrecherche sind nur vereinzelt Artikel aus den Jahren nach der Jahrtausendwende vorzufinden gewesen.

Lediglich ein sehr aktueller Artikel aus dem Jahr 2016 von WILSON et al. befasst sich mit Pio XI und wirft ebenfalls einige Fragen auf, die auch im Zuge dieser Diplomarbeit gestellt werden. Eine genaue Antwort und Erklärung für das Wachstum des Gletschers konnte jedoch noch nicht gefunden werden. Genau dies wäre aber von höchster Wichtigkeit, da dadurch womöglich das Verständnis der Reaktion, oder auch eben, wie in diesem Fall, der Nicht-Reaktion von Gletschern auf den Klimawandel um einiges vergrößert werden könnte. Man kann die Relevanz dieser Untersuchung und Diplomarbeit unter dem großen, uns alle betreffenden Aspekt des Klimawandels einordnen. Die Entwicklung des Pio XI sollte unter diesem Gesichtspunkt genau beobachtet und weiterhin penibel untersucht werden, um daraus womöglich Schlüsse und neue Erkenntnisse zu ziehen, die auch für das Begreifen der Entwicklung anderer Gletscher hilfreich sein könnten.

2. Forschungsfragen

Während der Recherche konnte festgestellt werden, dass der südpatagonische Gletscher Pio XI hinsichtlich seines Wachstums ein periodisches Verhalten aufweist. Der Gletscher bildet mehrere Gletscherzungen aus, welche einerseits in eine Gezeitenwasserfront, andererseits in eine Süßwassergletscherfront münden. Diese Gletscherzungen entwickelten sich über den in der Recherche betrachteten vergangenen Zeitraum hinweg, dabei handelt es sich um in etwa 80 Jahre, gegenläufig. Es konnte nicht immer gleichzeitig ein Vorstoß beziehungsweise ein Rückgang festgestellt werden. (WARREN und RIVERA 1994)

Daraus ergab sich durch die Eigenschaft „Vorhandensein einer Gezeitenwasserfront“ die erste Forschungsfrage:

- I. **Wie unterscheiden sich ins Meer kalbende Gletscher in ihrer Dynamik von „durchschnittlichen“, nicht ins Meer kalbenden Gletschern?**

Die Hypothese zu dieser Fragestellung lautet:

H1: Gletscherzungen, die ins Meer münden, werden in ihrer Dynamik von den vorherrschenden Gezeiten beeinflusst und reagieren auf diese.

Weiterführend steht die Beschreibung der gesamten Dynamik des Gletschers Pio XI im Fokus dieser Arbeit. Genauer gesagt die höchst außergewöhnliche Eigenschaft desselben im 21. Jahrhundert: Der Vorstoß des Gletschers. Daraus ergab sich die zweite Forschungsfrage:

- II. **Wie hat sich Pio XI in den letzten 20 Jahren hinsichtlich seines Vorstoßes entwickelt?**

Für die Untersuchung des Wachstums von Pio XI wurde der Zeitraum von 20 Jahren ausgesucht, also von 1999 bis 2019. Dieser kann durch die Inhalte der vorhandenen Literatur nicht zur Gänze abgedeckt werden; er reicht bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt. Diese Zeitspanne wurde vor allem ausgewählt, weil es seit der Jahrtausendwende, trotz der höchst spannenden Entwicklung des Pio XI, nur noch vereinzelt Publikationen zu dem besonderen Verhalten des Gletschers gegeben hat. An dieser Stelle kann auch eine Hypothese zu der zweiten Forschungsfrage angeführt werden:

H2: Pio XI wächst.

Die dritte Forschungsfrage soll einige Gründe für den vermeintlichen Vorstoß von Pio XI hervorbringen:

- III. **Wie lässt sich diese spezielle Eigenschaft, der Vorstoß, erklären?**

Es wurden bereits einige Vermutungen in der Literatur kundgetan, welche auf eine seltene und besondere Gletscherart hinweisen, welcher Pio XI angehören könnte. Dies würde eine logische Erklärung für die Dynamik des Gletschers hervorbringen.

Die Hypothese zu dieser Forschungsfrage lautet:

H2: Bei Pio XI handelt es sich um einen sogenannten Galoppierenden Gletscher, oder *engl. surge type glacier*.

3. Physiogeographische Grundlagen

3.1 Glaziologische Prozesse und Grundlagen

Im folgenden Kapitel werden wichtige Grundlagen, auf denen daraufhin die weiteren Inhalte dieser Arbeit beruhen, gesammelt. Die Entstehung des Gletschereises, Arten von Gletschern, die Massebilanz von Gletschern, der Energiehaushalt von Gletschern, die Dicke des Gletschereises, die Fließgeschwindigkeit und viele andere Grundlagen werden diskutiert.

3.1.1 Die Entstehung von Gletschereis

Nicht jede Art von Eis ist gleich Gletschereis. Gletschereis entsteht durch einen bestimmten Vorgang, welcher in der Wissenschaft als Schneemetamorphose genannt wird.

Schnee wird als fester Niederschlag definiert. Je nach Dichte unterscheidet man verschiedene Arten von Schnee. Der frisch gefallene Pulverschnee unterliegt, sobald er zu Boden gefallen ist einer fortlaufenden Wandlung seiner Korngröße (SLAYMAKER und KELLY 2007). Material in den einzelnen Schneemetamorphosenstadien wird nicht mehr als Schnee, sondern als Firn bezeichnet. (CUFFEY und PATERSON 2010) In der Literatur ist man sich über die Schnee- und Firn-Definition nicht einig. Einige ExpertInnen sprechen nur dann von Firn, wenn dieser älter als eine Ablationsperiode ist (WILHELM 1972). CUFFEY und PATERSON (2010) wiederum heben diese Bedingung in ihrem Werk *The Physics of Glaciers* wieder auf, weisen jedoch dezidiert auf diese bestehende Uneinigkeit hin.

3.1.1.1 Die Schneemetamorphose

Grundsätzlich kann gesagt werden, dass der Dichtewert von Schnee mit dem andauernden Liegenbleiben mit der Zeit zunimmt. Diese Veränderung des Dichtegrades wird durch mehrere Vorgänge vollzogen:

Neuschnee fällt. Es bildet sich durch den Niederschlag die Primärschneedecke. Durch den Einfluss des Windes werden die Neuschneekristalle gepresst. Diese sogenannte Windpressung erfolgt vor allem an Luvhängen. Sie ist besonders wirksam, wenn gleichzeitig Regelationsvorgänge stattfinden. Das wiederholte Aufschmelzen und erneute Gefrieren des Eises an der Unterseite der Schneedecke führt unter hohem Druck zu einer starken Verbindung des Eises mit dem Untergrund. Des Weiteren ist die Regelation essentiell für das Gleitverhalten der temperierten Gletscher, welches in der Folge noch genauer erläutert wird. Diese durch Windpressung und Regelation geformten Eisdecken werden auch Schneebretter genannt. (SLAYMAKER und KELLY 2007)

Nicht bloß im Luv, sondern auch im Lee können sich Schneeablagerungen bilden bei denen der Neuschnee und dessen Dichte sich durch Witterungsparameter verändert. Tribschnee aus höheren Lagen sammelt sich an Hindernissen. Die hexagonalen

Schneekristalle zerbrechen im Wind und dichteres Material lagert sich ab. Kare entstehen beispielsweise durch solche Vorgänge, bei denen trockener Schnee durch Wind in tiefergelegene Zonen transportiert wird. (WILHELM 1975)

Neben dem Wind als wichtigem Einflussfaktor ist das häufige Aufschmelzen und Gefrieren essentiell für die Bildung von Gletschereis. Damit Schnee und Eis zu Gletschereis werden, muss die Summe aller festen Niederschläge unter bestimmten Druckverhältnissen in seiner freien Energie und in seiner inneren Oberfläche minimiert werden. Durch wiederholtes Aufschmelzen verkleinern sich die Oberflächen der Schneekristalle. (ALEAN 2010) Man kann sich die Schneemetamorphose auch als einen Umlagerungsvorgang vorstellen, bei dem Wasser in der Schneedecke so lange befördert wird, bis die Oberfläche in ihrem festen Zustand minimal ist.

„Nach QUERVAIN (1963) führen zur Metamorphose des Schnees Schmelzen der Kristalle und Wiedergefrieren, dampfförmige Substanzverlagerungen als Folge lokaler Temperatur- und Dampfspannungsunterschiede und Neuordnung von Eis durch thermodynamische Instabilität an der Kristalloberfläche.“
(WILHELM 1975: 32)

Die Dichte des Materials verändert sich in der Metamorphose. Je dichter, desto eher handelt es sich dabei um Gletschereis. Firn hat eine Dichte von $400\text{--}830\text{ kg m}^{-3}$. Von Gletschereis spricht man erst ab einer Eisdichte von 830 kg m^{-3} . Zum Vergleich: Neuschnee, welcher unter windstillen Verhältnissen fällt hat eine Dichte von $50\text{--}70\text{ kg m}^{-3}$., durch Wind zusammengepresster Schnee hat eine Dichte von $350\text{--}400\text{ kg m}^{-3}$. (CUFFEY und PATERSON 2010) BENN und EVANS (1998) führen bei Neuschnee Werte zwischen 50 und 200kg pro Kubikmeter und bei Gletschereis 830-910kg pro Kubikmeter an. Zum Vergleich: Flüssiges Wasser hat pro Kubikmeter eine Dichte von 1000kg bei einer Temperatur von 4°C.

Die Dauer der Schneemetamorphose ist unterschiedlich. Hauptsächlich abhängig ist sie von der im Gletschergebiet vorherrschenden Temperatur. Variieren die Temperaturen, sodass es eine Schmelzphase und Perioden des Frierens gibt, so dauert der Vorgang kürzer, als an Orten, wo ganzjährig Temperaturen unter dem Nullpunkt herrschen. (CUFFEY und PATERSON 2010) Bei einer Temperatur rund um den Gefrierpunkt findet eine besonders schnelle Metamorphose des Schnees statt. Schneekristalle mit einer hexagonalen Form werden in kurzer Zeit zu Firnkörnern umgewandelt. In den mittleren Breiten findet die Umformung vor allem durch den Transport von Wasser in flüssigem Zustand statt. In Gebieten mit Temperaturen weit unter dem Gefrierpunkt erfolgt die Oberflächenminimierung des Eises in dampfförmigem Aggregatzustand. Die Firnifikation findet immer von der Schnee- und Eisoberfläche nach unten, in die Tiefe, statt. (VON MOOS 2001)

In Gebieten, wo kaum bis niemals ein Schmelzvorgang eintritt, sind erstens die Restrukturierung der Kristalle durch den Wind, zweitens die relative Bewegung der Kristalle zueinander und drittens die innere Deformation der Kristallstruktur sowie Änderungen in Größe und Form für die Maximierung der Dichte verantwortlich. Die Veränderung der Kristallform ist zu Beginn der Metamorphose besonders bedeutsam. Diese kann in einem frühen Stadium sehr gut stattfinden, da noch leere Räume zwischen den Kristallen vorhanden sind und außerdem der Druck von sich darüber türmenden Eismassen noch eher gering ist. Nimmt dieser Druck von zusätzlichem Niederschlag an der Oberfläche zu, entwickelt sich bereits eine weitaus stabilere Eis-Packung. Ist der Druck besonders groß, so beginnt der Vorgang der Gletscherbewegung. (BENN und EVANS 1998)

Während der Schneemetamorphose können nach VON MOOS (2001) und WILHELM (1975) drei Umwandlungsarten von Neuschnee, beziehungsweise vier Schneearten, inklusive Neuschnee, benannt werden:

- Neuschnee
Neu gefallener Schnee bildet hexagonale Schneekristalle. Der Schneefilz wird ebenfalls zum Neuschnee gezählt. Die Kristalle sind in diesem Stadium nicht mehr zur Gänze intakt, haben aber auch keine Kornform. Nach VON MOOS (2001) ist das filzige Stadium des Schnees zur abbauenden Umwandlung als ein Zwischenstadium vor dem feinkörnigen Schnee zu betrachten.
- Feinkörniger Schnee / Abbauende Umwandlung
Er hat eine Korngröße von 0,3 – 0,5 mm. Die Metamorphose beginnt hier direkt nach der Ablagerung des Neuschnees. Es entsteht körniger Schnee.
- Grobkörniger Schnee / Schmelzumwandlung
Diese Art von Umwandlung findet statt, wenn die Temperatur des Schnees auf ungefähr 0°C ansteigt. Hier misst man eine Korngröße von 0,5-2 mm.
- Tiefenreif / Aufbauende Umwandlung
Auch Schwimmschnee genannt. Er bildet Becherkristalle aus, die bis zu 5mm groß werden können. Die Stabilität des Schnees ist hier jedoch um einiges geringer als bei den anderen Arten. Die Kristalle wachsen bei dieser Art der Metamorphose sehr stark, weil es zwischen ihnen große Temperaturunterschiede gibt. Aus diesem resultiert Dampfaustausch.

3.1.1.2 Die Struktur des Gletschereises

Betrachtet man generell die Struktur von Eis, so lässt sich feststellen, dass die Molekülstruktur eine sehr hohe Spaltbarkeit aufweist. Eis bricht rasch an bestimmten parallelen Ebenen, welche durch das Kristallgitter vorgegeben sind. Eiskristalle lassen sich außerdem äußerst einfach deformieren, was eine Eigenschaft darstellt, die für

Vorgänge wie beispielsweise die Bewegung von Gletschern essentiell ist. (BENN und EVANS 1998)

Die Summe des Gletschereises besteht aus Firnkörnern. Diese sind in ihrer Größe, in ihrer Textur und in ihrer Anordnung nicht einheitlich. Auch wenn man nicht von einer regelmäßigen Größe sprechen kann, gibt es innerhalb des Eisfeldes Zonen in denen die Kornstruktur eher fein, beziehungsweise eher grob ist. Je näher sich der Firn an der Gletscherzunge befindet, desto gröber ist er. (WILHELM 1975)

Weiters weisen Gletscherbereiche mit großer Mobilität des Eises eine deutlich kleinere Kornstruktur auf als Gletscherteile die weniger mobil sind. Es ist so, dass sich Eiskristalle bei Gletscherbewegungen neu anordnen und sich senkrecht zu der die Bewegung auslösenden Spannung stellen. Es gilt: Je größer die Spannung, desto stärker werden die Körner unter dem vorherrschenden Druck umkristallisiert und in ihrer Größe komprimiert. (WILHELM 1975) Die Tatsache, dass Eismoleküle eine sehr hohe Spaltbarkeit haben und ebenso, wie oben erwähnt, leicht deformiert werden können, ermöglicht die äußerst rasche Umformung der Moleküle unter Druck- und Spannungseinwirkung.

Da in der Mitte eines Gletschers kleinere Spannungen gemessen werden können, als an den Seiten und nahe der Grenze zum Untergrund, sind die Firnkörner dort eher ungeordnet und grobkörnig. An den eben genannten Zonen mit hoher Aktivität und Spannung findet man feinkörnige Strukturen vor. (BENN und EVANS 1998)

3.1.2 Die Massebilanz

Wie groß ein Gletscher ist, hängt stark davon ab, wie viel Masse er dazugewinnt und wie viel der dazugewonnenen Masse er gleichzeitig auch wieder verliert. Doch wie gewinnt er Masse und wie geht diese verloren?

Die Masse eines Gletschers kann durch unterschiedliche Prozesse gesteuert werden, denn es finden in einem Gletschersystem immer mehrere Vorgänge statt, welche den Masseaustausch verursachen und bedingen. Schneefall, Abgänge von Lawinen, Sublimation, Schneeschmelze und der Kalbungsvorgang sind Beispiele dafür. Je nachdem in welchem Ausmaß diese Prozesse ablaufen, wächst ein Gletscher, wird ein Gletscher kleiner, oder bleibt ein Gletscher in seiner Masse stabil. (CUFFEY und PATERSON 2010, MARSHALL 2012)

MARSHALL (2012) fasst den Massebilanzprozess rasch zusammen, indem er schreibt „Glaciers have relatively simple requirements to be viable: snow accumulation must exceed ablation.“

Als den Massehaushalt eines Gletschers versteht man laut (WILHELM 1975) „die Änderung der Eismassen in Raum und Zeit“. Die Eismasse eines Gletschers wird also über einen bestimmten Zeitraum und vor allem über mehrere Wärme- und Kältemonate hinweg beobachtet und in Hinblick auf das Volumen gemessen.

Dieser Massehaushalt besteht aus zwei Komponenten: Einerseits aus der Akkumulation, dem Eingang von Masse in das Gletschersystem. Andererseits aus dem Ausgang von Masse, oder dem Verlust von Masse aus dem Gletschersystem, der Ablation. (BENN und EVANS 1998, BENNETT und GLASSER 2009, CUFFEY und PATERSON 2010)

Man kann den Gletscherhaushalt in einer Haushaltsgleichung darstellen. Akkumulationsvorgänge, wie beispielsweise der Schneefall, Zugewinn an Masse durch Lawineneingänge, Treibschneesedimentation, oder das erneute Gefrieren von Schmelzwasser werden in diese Gleichung positiv eingehen. Ablation, zum Beispiel Schmelze und Kalben, geht negativ in die Haushaltsgleichung ein. (WILHELM 1975) Sehr vereinfacht betrachtet kann man sagen, dass die Nettobilanz ausgeglichen ist, wenn die Akkumulationsmenge der Ablationsmenge entspricht. Die Nettobilanz ist negativ, wenn mehr Ablation als Akkumulation stattfindet und positiv, wenn das Gegenteil der Fall ist. (BENNETT und GLASSER 2009) Die Nettoveränderung der Gletschermasse wird stets über ein gesamtes Jahr betrachtet, weil nur so festgestellt werden kann, ob Akkumulation, oder Ablation überwiegen und der Gletscher demnach wächst oder kleiner wird. Denn: Je nach Jahreszeit, Winter oder Sommer stellt sich einer dieser beiden Prozesse in den Vordergrund. Das Klima ist bei der Gesamtbilanz über ein Jahr, oder mehrere Jahre hinweg der am größten einflussnehmende Faktor. (BENNETT und GLASSER 2009)

Wie groß das Akkumulationsgebiet auf einem Gletscher ist, gibt das AAR, das *accumulation area ratio* an. Die Zone, in der Akkumulation stattfindet, wird zu der Gesamtfläche des Gletschers in Relation gesetzt. (CUFFEY und PATERSON 2010) Das Vorhandensein eines großen Akkumulationsgebietes hängt zu einem großen Teil von der Höhe eines Gletschers, der ihn umgebenden Temperatur, der Atmosphäre und dem Vorhandensein von Niederschlag ab.

Als *equilibrium line* (Gleichgewichtslinie) bezeichnet man die Grenze zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet. Die ELA (*equilibrium line altitude*) ist die Grenze zwischen den beiden Zonen für ein Jahr. Für temperierte Gletscher gilt, dass die ELA meistens ähnlich zu der *end-of-summer-snow-line* ist. Man versteht darunter keine genaue Linie, sondern viel eher eine Zone. (CUFFEY und PATERSON 2010)

Die ELA hängt stark mit Klimagrößen wie dem Niederschlag und der Lufttemperatur zusammen. Kleinste Veränderungen können zu einer Verschiebung führen. Ein gutes Beispiel, um den Zusammenhang des Gletscherzustandes mit dem vorherrschenden Klima aufzuzeigen, ist das Verhältnis der Gletscher-Netto-Massebilanz zur ELA: Ist die jährliche Nettobilanz negativ, so steigt die ELA in die Höhe, ist erstere positiv, passiert das umgekehrte Szenario. (BENN und EVANS 1998)

Die Untersuchung und der Vergleich von AAR und ELA über Jahre hinweg geben, wenn auch nicht immer ganz genau, Auskunft über den Zustand des Massehaushaltes eines Gletschers.

3.1.2.1 Sommer- und Winterbilanz

Es kommt es bei temperierten Gletschern, um diesen Typus handelt es sich in dieser Diplomarbeit, worauf in Kapitel 3.1.4.3 weiters eingegangen wird, stark auf die Jahreszeit an, ob Akkumulation, oder Ablation überwiegen. Die meisten Gletscher weisen über das Jahr hinweg eine starke Fluktuation der Masse auf: Nämlich einen Massegewinn in den Wintermonaten und einen Masseverlust in den Sommermonaten. Die beiden Vorgänge verhalten sich wie der Ein- und ein Ausgang in ein System. Die Differenz zwischen den Größen kann als *account balance* des Gletschers bezeichnet werden. Das Gletscher-„Budget“ läuft also entweder auf einem Überschuss, oder einem Defizit. Beim Überschuss ist die Akkumulation in den Wintermonaten größer als die Ablation in der Wärmeperiode. Bei einem Budgetdefizit wäre das Gegenteil der Fall. (CUFFEY und PATERSON 2010)

Konkrete Aussagen über die Massebilanz eines Gletschers können nur getroffen werden, wenn man diesen in seinem gesamten Jahreszyklus untersucht.

Dieser sogenannte *seasonal cycle* beschreibt die Massephasen des Gletschers. Über den Winter nimmt die Masse zu. Sie erreicht im späten Frühling, zum Ende der kalten Periode, ihr Maximum. Im Sommer nimmt sie wieder ab. Meistens ist es so, dass die oberen Regionen eines Gletschers ein Masseplus aufweisen, während die weiter unten gelegenen Regionen ein Nettodefizit verzeichnen. (BENN und EVANS 1998, CUFFEY und PATERSON 2010) Was die Beschaffenheit der Oberfläche in den beiden Zonen anbelangt, kann man auch einen großen Unterschied festhalten: Im Ablationsgebiet besteht die Oberfläche des Gletschers, vor allem zum Ende des Sommers, hauptsächlich aus Eis. Im Akkumulationsgebiet kann frischer Schnee vorgefunden werden. (BENN und EVANS 1998)

3.1.2.2 Surface balance

So einfach wie oben beschrieben ist die Massehaushaltsgleichung eines Gletschersystems selbstredend nicht. Betrachtet man einen ausgewählten Punkt am Gletscher und stellt sich an dieser Stelle einen Querschnitt, vom Grund des Gletschers bis an die Oberfläche, vor, so können, je nach Lage, diverse Prozesse des Masseaustausches beschrieben werden: Erstens die *surface balance*, der Oberfläche (b_s). Zweitens die *basal balance*, des Gletschergrundes (b_b). Und drittens die *englacial balance*, welche Auskunft über Massehaushalt und Masseaustausch innerhalb des Gletschereises gibt (b_e).

Die *surface balance* setzt sich, nach CUFFEY und PATERSON 2010, wie folgt zusammen:

$$b_s : a_s + a_a - m_s + a_r - s + a_w$$

Die in der Formel im positiven Bereich liegenden Größen zeigen an, dass es sich um Masseakkumulation handelt. Die Variable a_s steht für den Schneefall im untersuchten Gebiet. Die Anhäufung von Material aus Lawinen wird als a_a angeführt. Auch diese Größe geht positiv in den Massehaushalt der Oberfläche ein. a_r gibt den

Massezuwachs durch Wiederfrieren nach Aufschmelzen an. Windablagerungen transportieren ebenso Masse auf die Oberfläche des Gletschereises, a_w liegt daher auch im positiven Bereich.

Als Masse reduzierende Größe kann man an der Oberfläche eines Gletschers nur m_s , den Schmelzvorgang, sicher nennen, da s , die Sublimation, sowohl positiv, als auch negativ in Bezug auf den Massehaushalt wirken kann. Sie wird aber in dieser Formel als negative Größe angeführt, da Sublimation bei der Mehrheit der Gletscher zu einem Masseverlust führt. (CUFFEY und PATERSON 2010)

Es ist anzumerken, dass die Vorgänge in b_s nach der jeweiligen Höhe des untersuchten Gebietes variieren können.

Oberflächliche Akkumulation

Die oberflächlichen Akkumulationsprozesse a_s und a_a variieren stark, je nachdem in welcher topographischen Lage der Gletscher lokalisiert ist. Vor allem der Zugewinn von Schnee und Eis durch a_a ist ausschließlich durch die Lage des Gletschers im Hochgebirge bedingt.

Am SPI kann man die topographische „Abhängigkeit“ der Variable a_s sehr gut erkennen: Auf Gletscher, die vom Eisfeld in den Westen verlaufen, geht weitaus mehr Niederschlag ein, als auf Gletscher, die in Richtung Osten ihre Zungen bilden. Weiters beeinflusst die Temperatur den Schneefall sehr stark. In Gebieten mit gemäßigten Temperaturen treten hohe Schneefallraten auf. Relativ warme und maritime Luftmassen, in denen die Temperatur niedrig genug ist, dass der Niederschlag den Boden als Schnee erreicht, sind eine sehr gute Voraussetzung für viel Schneefall. Vor allem an Orten, wo diese eben erwähnte Bedingung zutrifft und mit einem „*persistent atmospheric uplift*“ (CUFFEY und PATERSON 2010) zusammentrifft, gehen sehr große Mengen an Schnee auf die Akkumulationsgebiete der Gletscher ein. (CUFFEY und PATERSON 2010)

Westwinde, vom Pazifik kommend, welche auf die Anden Kordillere treffen und an dieser, große feuchte Luftmassen innehabend, zum Aufsteigen gezwungen werden, sind ein ausgezeichnetes Beispiel für das Entstehen eines gut mit Schnee versorgten vergletscherten Gebietes. Diese, Schnee sehr begünstigenden Umstände sind auch ein Grund dafür, dass Patagonien und Alaska die am stärksten vergletscherten Landschaften außerhalb der Polarregionen darstellen.

Bestimmte Akkumulationsvorgänge können darauffolgende Ablation an der Oberfläche auch verstärken beziehungsweise hemmen: Nämlich, wenn im Winter nur sehr wenig Schnee fällt und die oberste Schicht des Gletschers aus einer sehr dünnen Schneedecke besteht. Der Schnee schützt normalerweise die darunterliegende Firnschicht, weil er weniger solare Energie absorbiert als der Firn. Ist diese Schutzschicht aus Schnee nun nur dünn, so tritt die sensiblere Eisschicht des Gletschers früher in der Ablationssaison zutage und ist der Sonneneinstrahlung länger

und intensiver ausgeliefert. Wird im Gegensatz dazu sehr viel Schnee akkumuliert und eine dicke Schneeschicht angehäuft, so ist der Firn über eine längere Zeit hinweg vor der Kraft der Sonne geschützt. (CUFFEY und PATERSON 2010)

Oberflächliche Ablation

Schmelze und Sublimation stellen die Hauptmechanismen dar, welche Ablation bedingen können. Ob der eine, oder der andere Vorgang überwiegt, hängt von dem Gebiet ab, in dem sich der Gletscher befindet. Außer in sehr hohen Hochgebirgslagen und in den Polarregionen ist das Schmelzen, auf welches der Abfluss des Wassers folgt, die stärkste Ursache für Oberflächenablation. Die Sublimation ist, in den eben genannten, sehr kalten Gebieten, in welchen auf Grund der niedrigen Temperaturen kein flüssiger Aggregatzustand von Wasser möglich ist, am meisten an der Oberflächenablation beteiligt. (CUFFEY und PATERSON 2010)

3.1.2.3 Basal balance

Am Grund des Gletschers kann Masse genauso wie an der Oberfläche akkumuliert werden, aber auch wieder verloren gehen. Abhängig sind diese Vorgänge vor allem von der Temperatur und dem zur Verfügung stehenden Wasser. Die Temperatur wird von geothermischen Wärmeflüssen bestimmt. Je nachdem, ob es sich um einen geerdeten Gletscher, oder schwimmendes Eis handelt, ist diese Temperatur unterschiedlich. Das Wasser am Grunde des Gletschers beeinflusst durch seine kinetische Energie ebenfalls die Temperatur. Wenn die Temperatur am Gletscheruntergrund jener des Schmelzpunktes, passend zum vorherrschenden Druck, gleicht, so kann es durch die vorhandene Energie entweder zu einem Schmelzvorgang, Ablation, oder zum Anfrieren des Eises am Untergrund, Akkumulation, kommen. (CUFFEY und PATERSON 2010)

3.1.2.4 Englacial balance

Innerhalb eines Gletschers kann auch Masse akkumuliert werden. Dies geschieht, wenn an der Oberfläche geschmolzenes Wasser, oder Niederschlag in der Form von Regen in die Gletschermitte gelangt und dort wieder friert. Auch wenn am Gletschergrund Schmelzwasser vorhanden ist, das durch Spalten und Ritzen des Gletschers weiter nach oben gelangen kann, kann sich neues Eis bilden, das sich dann in der Gletschermitte festsetzt.

Ablation innerhalb des Gletschers ist ebenso möglich, aber nur, wenn zwei Bedingungen erfüllt sind: Zum einen müssen Temperaturen um den Schmelzpunkt vorherrschen. Zum anderen muss gleichzeitig irgendeine Form von Energie vorhanden sein. Beispielsweise die potentielle Energie eines Schmelzwasserabflusses. Dieser gibt Energie durch seine Fließbewegung an die Umgebung ab, welche als Wärme zurückbleibt. Oder auch die mechanische Energie, welche beim Vorgang der Schneemetamorphose nahe der Oberfläche auftritt, gibt beim frei werden Wärme an ihre Umgebung ab. (CUFFEY und PATERSON 2010)

3.1.2.5 Ablation durch Kalben

Als das sogenannte Kalben versteht man einen Prozess, bei dem an der Grenze des Gletschers, welche in eine Wasserfront mündet, Eisblöcke von dessen Zunge separiert werden. Gletscher können sowohl in eine Süßwasser-, als auch in eine Gezeitenwasserfront kalben. (CUFFEY und PATERSON 2010) Das Kalben ist also ein relevanter Prozess für die Gletscher Grönlands, der Antarktis und auch für alle Gletscher, die in einen See, oder ins Meer mündende Gletscherzungen haben.

Eine genaue Vorhersage des Kalbens kann bis jetzt noch nicht getroffen werden. Dennoch gibt es viele Faktoren, die diesen Ablationsvorgang begünstigen. Inwieweit diese genau in Relation zum tatsächlichen Kalben stehen, konnte noch nicht bestimmt werden. Ebenso muss beachtet werden, dass die Gewichtung dieser Faktoren je nach Gletscher und klimatischen und topographischen Gegebenheiten variiert.

Es gibt unterschiedliche Stimuli für das Kalben: Von der Land- und von der See-, oder Meerseite wirken Kräfte auf das Eis. Auslöser des Kalbens, das von der Landseite ausgeht, sind, zum Ersten, Frakturen im Eis. Diese Bruchlinien breiten sich, sind sie erst einmal initiiert, aus. Zum Zweiten ist das zum Ende der Gletscherzunge immer dünner werdende Eis wiederum Bedingung für die Entstehung von Brüchen. Das Eis eines Gletschers wird mit der Länge der Zunge dünner, weil einerseits in tieferen Lagen mehr Ablation, zum Beispiel Schmelzvorgänge, von staten geht und andererseits die longitudinale Streckung der Eismassen, bedingt durch den Fluss der Eismassen, eine Dünnung verursacht. Was genau das Brechen des Eises an bestimmten Stellen verursacht, kann nicht eindeutig gesagt werden. Es konnte beobachtet werden, dass vor allem Gletscher mit einer großen Fließgeschwindigkeit besonders massive Eisberge produzieren. Sie weisen bereits bevor sie mit Wasser in Berührung kommen Frakturen auf. Das schnelle Fließen verursacht Zugkräfte, welche den Firn zum Brechen bringen. (CUFFEY und PATERSON 2010)

Vom Wasser aus wirken ebenso Kräfte auf die Gletscherzunge, die das Abbrechen von Eis als Folge haben. Warme Strömungen können auf den Gletscher wirken. Weiters ist es bei Gletschern, die eine Gezeitenwasserfront aufweisen, möglich, dass sie eine schwimmende Gletscherzunge haben, die in tiefes Wasser reicht. Wenn dies der Fall ist, ist es wichtig, auch die Ablation unterhalb der Wasseroberfläche zu beachten. Sie kann neben der Temperatur des Wassers auch von der mechanischen Energie der auf sie auftreffenden Wellen beeinflusst werden. (CUFFEY und PATERSON 2010)

Es gibt keinen Konsens darüber, ob die Kalbung eher von der Inlandseisdynamik oder von Variablen wie der Wassertiefe, der Wassertemperatur, oder von Wellendynamik, die auf die Gletscherzunge wirkt, ausgelöst wird. Tatsächlich sollten in verschiedenen Situationen unterschiedliche Zugangsweisen betrachtet werden.

Kalbungsverhalten des Pio XI

Untersuchungen des Kalbungsverhaltens der Gletscher des SPI, welche in Richtung Westen fließen, ergaben, dass sich die Fronten, auch wenn es sich dabei nicht um eine Gezeitenwasserfront handelt, oft ähnlich verhalten, wie jene Gletscherfronten, die tatsächlich ins Meer münden. (CUFFEY und PATERSON 2010) Der Pio XI bildet Gletscherzungen, welche in Seen mündet, sowie eine Zunge die in eine Gezeitenwasserfront fließt. Es sind bei der Analyse im Diskussionsteil daher beide Arten miteinzubeziehen.

3.1.3 Fremdmaterialeinschlüsse im Gletschereis

Gletscher bestehen keineswegs ausschließlich aus Eis. Sie tragen auch einen großen Anteil von Fremdmaterial in ihrer Masse. Zu diesen Fremdmaterialeinschlüssen zählen Luft, organisches Material und mineralische, feste Substanzen, wie Schutt und Geröll. (WILHELM 1975)

3.1.3.1 Moränen

Für diese Arbeit ist die Betrachtung von mineralischen Feststoffen besonders bedeutsam. Ablagerungen von unterschiedlichen Gesteinsquellen im oder auf dem Gletscher bringen nicht zu vernachlässigende Eigenschaften mit sich.

Als „von Gletschern transportierter und abgelagerter Schutt“ werden nach THOME (1998) Moränen definiert. Etymologisch kann man das Wort auf Bergbauern der Schweiz zurückführen, die Gestein, welches von Gletschern in den Schweizer Alpen transportiert wurden als „moraine“ bezeichneten.

Der Lage nach, kann sich Gestein unmittelbar auf dem Gletscher, unter dem Gletscher und im Eis des Gletschers, inkorporiert, befinden. Je nachdem wo sich die Ablagerungen befinden, bezeichnet man sie als Grundmoräne, Endmoräne, Seitenmoräne, Mittelmoräne, oder Obermoräne. (EHLERS 2011, STAHR und HARTMANN 1999) STAHR und HARTMANN (1999) weisen darauf hin, dass man Seiten- und Mittelmoränen als eine Art der Obermoräne einordnen kann.

Gestein kann aber auch von Gletschern in ihrem ehemaligen Umfeld zurückgelassen werden (THOME 1998). Man kann Moränen häufig als Überbleibsel und Indiz für frühere Gletschervorkommnisse vorfinden. Mineralische Feststoffe kann man in Gletschern generell eher entweder in ihren obersten Schichten, oder am Grund des Gletschers vorfinden. Die oberen Schichten tragen Schutt und Geröll in der Obermoräne, am Grund des Gletschers werden mineralische Bestandteile in der Grundmoräne mitgeführt. Die Schichten dazwischen sind in der Regel feststoffarm. (MCKNIGHT und HESS 2009)

Obermoränen

Von Obermoränen spricht man, wenn mineralische Feststoffe auf der Gletscheroberfläche sedimentieren. Diese Ablagerungen bleiben nicht einfach auf dem Eis liegen und werden dann durch die Gletscherbewegung mitbefördert. Sie

werden entweder, vor allem wenn sie sich im Akkumulationsgebiet des Gletschers befinden, von Eis und Schnee bedeckt. Oder, eine andere Möglichkeit wäre, dass sie in vorhandene Gletscherspalten fallen. Auf beiden Wegen wird das Sediment in die Eisdecke hineingetragen und schließlich inkorporiert. (BENN und EVANS 1998) Das inkorporierte Material nennen STAHR und HARTMANN (1999) die Innenmoräne. Konzentriert man sich auf Obermoränen im Bereich des Ablationsgebietes, so fällt auf, dass dort große Teile des inkorporierten Materials wieder freigelegt werden. Der Schutt und das Geröll gelangen durch Abschmelzen der Eisdecke erneut an die Oberfläche. Diese dortige Bedeckung des Eises durch mineralische Substanzen kann einen Vorteil haben. Sie schützt die Eisdecke vor dem Abschmelzen und dient durch ihre Abdeckung sozusagen als Isolationsschicht. (WILHELM 1975)

Die Herkunft und Quelle der Sedimente ist unterschiedlich. In Hochgebirgsgebieten bringen Eis- und Schneelawinen sehr viel mineralisches Material auf den Gletscher ein. Durch diese rasch verlaufenden Massebewegungen werden Schutt und Geröll ausgeschürft und mit dem Eis und dem Schnee mitbefördert. Vor allem in sehr hohen Lagen ist diese Art von Sedimenttransport oft die einzige. Tal- und Kargletscher sind Beispiele für Gletscher, die auf diese Weise großen Sedimenteintrag bekommen. (BENN und EVANS 1998)

Eine weitere Materialquelle sind gravitative Massebewegungen, die von Hängen ausgehend Gesteinsmaterial an die Gletschergrenzen und auf die Gletscher transportieren. Sie zeichnen sich durch den Transport von großen Mengen an Sediment aus. (BENN und EVANS 1998) Man muss an dieser Stelle beachten, dass je nach Gesteinsart und Topographie des Gebietes größere oder auch kleinere Massebewegungen entstehen können. Eine dritte Art des Sedimenttransports sind Wasserflüsse, die mineralisches Material beinhalten. Dabei handelt es sich jedoch um eine Schuttquelle, die eher kleine Mengen an Material befördert und daher zu vernachlässigen ist. (BENN und EVANS 1998)

Das Material der Obermoräne unterscheidet sich durch seine schroffe und nicht abgeschliffene Form stark von jenem der Grundmoräne. Es weist kaum bis keine glaziale Kratzung auf. (STAHR und HARTMANN 1999) Jedoch muss festgehalten werden, dass das Ausgangsgestein hier eine große Rolle spielt. Weichere und leichter zu verformende Gesteinsarten werden sich auch in der Obermoräne stärker vom Gletscher formen lassen als hartes Gestein.

Grundmoränen

Unter Grundmoränen versteht man mineralische Feststoffe, die sich am Grund des Gletschers befinden. Sie definieren sich durch Formen, welche durch die Glazialerosion abgeschliffen wurden. Im Vergleich zu der Obermoräne ist das Material der Grundmoräne um einiges feiner. (STAHR und HARTMANN 1999)

Am Grund des Gletschers bildet sich durch die Inkorporierung von Sediment in das Gletschereis sogenanntes basales Eis. Das bedeutet, dass Sediment, welches sich am Grund des Gletschers befindet, durch Regelationsprozesse, also durch Schmelzen und erneutes Gefrieren, in das Gletschereis eingebunden wird. Es wird als eine der untersten Gletscherschichten vom Gletscher mitbefördert und besteht in manchen Fällen zu über 75% aus mineralischen Feststoffen. (BENN und EVANS 1998)

Das geformte Gestein der Grundmoräne wird vom Gletscher intensiv beansprucht und in Folge dessen auch dementsprechend bearbeitet. Runde und geschliffene Formen gehen daraus hervor. Außerdem kann man durch das Auffinden von Kratzungen im Gestein auf den Ursprung aus einer Grundmoräne schließen. Des Weiteren werden auf Grund des sehr großen vorherrschenden Drucks am Gletschergrund die eben dort vorzufindenden Sedimente zu Gesteinsmehl umgewandelt, mineralische Bestandteile werden buchstäblich gemahlen. Dieses sogenannte Gesteinsmehl kann in Gletscherabflüssen als trübe Gletschermilch beobachtet werden. (ALEAN 2010)

MCKNIGHT und HESS (2009) heben das Gletschermehl als das typische Produkt der Gletschererosion hervor. Erneut muss an dieser Stelle auf die jeweilige Gesteinsart und deren Eigenschaften hingewiesen werden, welche den Grad der Umformung durch den Gletscher stark bedingen.

Weitere Moränenarten

Neben der Unterteilung in Ober- und Grundmoräne ist eine detailliertere Unterteilung möglich. An dieser Stelle werden nicht alle Arten von Moränen behandelt, weil dies den Rahmen der Diplomarbeit überschreiten würde. Es wurden, in Anbetracht der Notwendigkeit für die anschließende Diskussion, Seiten- und Mittelmoränen ausgewählt.

STAHR und HARTMANN (1999) definieren Seitenmoränen als seitliche Gesteinsablagerungen des Gletschers. Man findet diese zu einem großen Teil im Zehrgebiet vor. Durch den Masseverlust der Gletscher tritt in diesen Bereichen mehr Material an den Seiten zu Tage. Man bezeichnet nach diesen Autoren seitliche Festmaterialablagerungen, so lange diese weiterhin vom Gletscher mitbefördert werden, als Seitenmoränen. Tritt der Fall ein, dass die Moräne an Stellen seitlich des Gletschers liegen bleiben, so bezeichnet man diese als Ufermoräne. An dieser Stelle muss hinzugefügt werden, dass diese Definitionsabgrenzung in der Literatur nicht immer angewandt wird. Daher kann es auch sein, dass abgelagertes und sich nicht mehr bewegendes Material als Seitenmoräne bezeichnet wird.

Den Ursprung des Seitenmoränenmaterials können nach BENNETT und GLASSER (2009) vier Prozesse verursachen: Erstens glaziotektonische Prozesse, die seitlich, oder am Bett des Gletschers stattfinden. Zweitens die Ablagerung von Schutt, der beispielsweise durch gravitative Massebewegungen wie Felsstürze oder Schuttströme verursacht wurde. Drittens legen Schmelzvorgänge an den Seiten und an den

Oberflächen der Gletscher Sediment frei, welches dann als Seitenmoräne befördert werden kann. Und viertens zählt Material, das zuerst durch subglazialen Transport befördert und danach durch das Schmelzen von Eis zu Tage gebracht wurde zu den Seitenmoränen. Seitenmoränen, oder auch Lateralmoränen werden vor allem durch Gebirgsgletscher abgelagert (McKNIGHT und HESS 2009).

Mittelmoränen findet man dort vor, wo zwei Gletschersysteme ineinander übergehen. Man kann auch sagen, dass es sich bei einer Mittelmoräne um ineinanderfließende Seitenmoränen von zwei Gletscherströmen handelt. Es wird angeführt, dass die Mittelmoräne ebenso eine Obermoräne ist, deren Sichtbarkeit von der jeweiligen Schneegrenze abhängt. (STAHR und HARTMANN 1999)

Erodierende Kräfte am Grund des Gletschers

Das Material der Grundmoräne stammt fast ausschließlich vom Gletscherbett selbst. Es finden Extraktion, Detersion und Detraktion statt.

Bei der Extraktion schürft der Gletscher durch seine enorme Kraft in seiner Bewegung Material, in diesem Falle vor allem Lockersediment, aus. (WILHELM 1975) Die Bedeutung der Wörter *ex*, lat. *aus*, und *terere*, lat. *pflügen*, lassen auf die Mächtigkeit dieses Vorganges schließen. Es bilden sich dadurch Landschaftsformationen wie Trogtäler und Zungenbecken.

Die zweite erodierende Kraft eines Gletschers, die Detersion, ist der Auslöser des bekannten Gletscherschliffs. Material in den untersten Schichten des Gletschers trägt durch Reibung feine mineralische Sedimente ab. Dies führt zu geglätteten, geschliffenen Oberflächen. (McKNIGHT und HESS 2009)

Die Detraktion beinhaltet den Vorgang der Regelation. Die unterste Eisschicht des Gletschers schmilzt. Dies ist auf den enormen Druck, erzeugt durch Reibung, zurückzuführen. Es wird durch diesen Schmelzvorgang der Druck an dieser Stelle reduziert. Das entstandene Wasser dringt in Spalten und Ritzen des Gesteins am Grund des Gletschers ein. Dort friert es erneut. Durch die weitere vorstoßende Bewegung der Eismassen werden die vom Eis ummantelten Gesteinsteile herausgerissen. Das Geröll, gelockert durch Frostsprengung, wird vom Gletscher mitgezogen. Vor allem an Lee-seitigen Hängen findet man diese Art der Erosion vor. (McKNIGHT und HESS 2009)

3.1.4 Gletschertypologie

Gletscher kann man auf verschiedenste Weisen kategorisieren. Es werden bei der Einteilung von Gletscherarten unterschiedliche Aspekte in den Fokus gesetzt, um eine Kategorisierung treffen zu können. In der Folge werden einige dieser Typisierungen erläutert. Es werden jene Konzepte, die von größerer Relevanz für diese Arbeit sind, hervorgehoben und andere, aus dem umgekehrten Grund, kürzer behandelt.

3.1.4.1 Topographische Klassifikationen

Um eine einheitliche Typologie und Einteilung zu schaffen, können die Eismassen im Bezug auf ihre Lage im und auf dem Relief beschrieben werden. Es gibt Gletscher, welche dem Relief übergeordnet und Gletscher, die dem Relief untergeordnet sind. Bei der dem Relief übergeordneten Vergletscherung wird das Relief im Bereich des Gletschers vom Eis bedeckt. Der Gletscher fügt sich also nicht in die Topographie seines Umfeldes ein. Das Gefälle des Eises, der Grundriss des Gletschers und auch die Gestaltung der Eisoberfläche sind nicht an das Relief gebunden. (ZEPP 2017)

Dem Relief untergeordnete Gletscher sind in ihrer Form, in ihrem Gefälle und in ihrer Eisoberfläche vom Relief abhängig. Das Relief hat einen enormen Einfluss auf den Verlauf von Gletschern und ebenso wichtig, auf die Aufteilung von Akkumulations- und Ablationszonen der Gletscher, welche im nächsten Kapitel noch genauer betrachtet werden. (WILHELM 1975)

Deckgletscher

Zu Deckgletschern, die dem Relief übergeordnet sind, zählen das Inlandseis, die Plateaugletscher und Eiskappen. (ZEPP 2017) Vorlandgletscher zählen ebenso dazu. (BENN und EVANS 1998)

Das Inlandseis bildet den größten Anteil der auf der Erde vergletscherten Fläche. Dazu zählen das Inlandseis Grönlands und der Antarktis, welche in Summe, nach dem Stand von 2017, 95% der vergletscherten Fläche der Erde bilden. Diese Eisschilde haben meistens kein allzu großes Gefälle und können als tiefliegend und leicht gewölbt beschrieben werden. Fast die gesamte Fläche ist dem Akkumulationsgebiet zuzuordnen. (ZEPP 2017)

Vorlandgletscher, auch Piedmontgletscher genannt (BENN und EVANS 1998), sind Eismassen, die aus einem Tal in ein flaches Vorland austreten. Dort überdecken sie das gesamte Relief. Sehr häufig bilden Vorlandgletscher das Ablationsgebiet eines großen, aus dem Gebirge stammenden Eisstromnetzes. Vorzufinden sind diese Gletscher heute fast nur noch in Gebieten sehr hoher Breitengrade. Alaska und die Antarktis wären hierbei als Beispiele zu nennen. (BENN und EVANS 1998, WILHELM 1975) Nicht zuletzt trägt vermutlich der Klimawandel zu einem großen Teil dazu bei, dass diese große Zehrgebiete immer weiter in die höheren Nord- und Südbreiten wandern.

Eiskappen, oder auch Eisschilde unterscheiden sich nach BENN und EVANS (1998) und ZEPP (2017) durch ihren immensen Größenunterschied vom Inlandseis. Sie sind um einiges kleiner. Als Beispiel für ein Eisschild kann der Vatnajökull in Island, der größte Gletscher Europas, genannt werden. (ZEPP 2017)

Plateaugletscher, oder auch Plateaeiskappen sind nochmals kleiner als Eiskappen. Sie überragen auch noch das unter ihnen liegende Relief, jedoch handelt es sich dabei

nur noch um „wellige Hohlfächen“ (ZEPP 2017). Signifikant für diese Art der Gletscher ist, dass das Eis durch Gletscherzungen abströmt. (ZEPP 2017)

Einzelne Felsblöcke, sogenannte Nunataks, können aus den Eismassen des Inlandseises, der Eisschilde und auch der Plateaugletscher herausragen. (MCKNIGHT und HESS 2009, ZEPP 2017)

Gebirgsgletscher

Bei dieser Art von Gletschern handelt es sich um dem Relief untergeordnete Eisflächen. Man unterscheidet Eisstromnetze, die sich aus mehreren Talgletschern zusammensetzen, Talgletscher, Kargletscher, Wandgletscher und regenerierte Gletscher. Eisstromnetze bilden sich aus mehreren zusammenhängenden Talgletschern. Diese Zusammenkunft der einzelnen Gletscherzungen hebt sich durch ihre Mächtigkeit hervor. In den Alpen konnte man im Pleistozän ein gigantisches Eisstromnetz vorfinden. Die damalige sehr niedrige Schneegrenze war Voraussetzung für das Bestehen dieses Eisstromnetzes, in dem die einzelnen Eisströme zum größten Teil dem Akkumulationsgebiet zuzuordnen waren. Heutzutage existieren Eisstromnetze nur noch in sehr hohen Breiten der Nord- und der Südhalbkugel. Sie werden auch als Spitzbergentyp betitelt. (WILHELM 1973, 1975, BENN und EVANS 1998) Talgletscher bilden sich, sobald sich das Eis, genährt von einem Eisfeld, den Weg durch ein Tal bahnt. Als Beispiel wären hier die Gletscherzungen des SPI zu nennen, wobei auch am nördlichen Patagonischen Eisfeld sowie in allen anderen Hochgebirgen der Erde viele Talgletscher vorzufinden sind. (BENN und EVANS 1998) Auf die große Verbreitung der Talgletscher in den Alpen weist die Betitelung „alpiner Typ“, nachdrücklich hin (ZEPP 2017).

Kargletscher sind auf Flachformen beziehungsweise etwas ausgehöhlten Einkesselungen im Gebirge situiert. Ihre Form ist in den meisten Fällen auf Gletscherrückgang und glaziale Erosion zurückzuführen. Sie besaßen früher oftmals Gletscherzungen, die über die Kare hinausgingen, jedoch sind sie beispielsweise auf Grund von Schmelzprozessen nicht mehr vorhanden. Firnlinien haben sich in die Höhe verlagert und das frühere Nährgebiet zu einem Teil zum Zehrgebiet werden lassen. (WILHELM 1975) Treten in einem Gebiet vermehrt Kargletscher auf, so kann man auf eine geringe Vereisung schließen. Gehen die Kargletscher immer weiter zurück, so ähnelt ihre Form der eines Hufeisens.

Übergangseis

Als Übergangseis werden jene Eismassen bezeichnet, die über Gletscherzungen vom Land auf das Meer übergehen. Dies ist beim Inlandseis der Antarktis, oder Grönlands der Fall. Eine weitere Bezeichnung ist das Meereis. Auch Eisschelfe zählen zu dieser Gruppe. Wenn von diesem Meer- oder Schelfeis Teile abbrechen, bilden sich Eisberge, die ab dem Abbruch den Strömungen des Meeres folgen. (ZEPP 2017)

3.1.4.2 Klassifikation nach der Ernährungsweise

Neben der Klassifikation durch die Lage in Bezug auf das Relief, wurde eine weitere Typologie geschaffen, die sich auf die Lagebeziehung von Nähr- und Zehrgebiet der Gletscher bezieht.

Es existiert die Definition eines offenen und eines geschlossenen Gletschersystems. Das offene Gletschersystem betrachtet das Zehrgebiet, beispielsweise einzelne Gletscherzungen, separat vom Nährgebiet. Das geschlossene Gletschersystem sieht vor, Nähr- und Zehrgebiet geschlossen zu betrachten. (WILHELM 1975) Die Herangehensweise des offenen Systems erscheint nicht sehr schlüssig, da für die Massebilanz eines Gletschers immer Akkumulations- und Ablationsgebiet zusammen analysiert werden müssen. Sie wird in der Folge daher vernachlässigt.

3.1.4.3 Thermische Klassifikation

Weiters existiert eine Einteilung nach thermischen Eigenschaften. AHLMANN (1935) definierte drei thermische Gletschertypen: Den temperierten Gletscher, den subpolaren Gletscher und den hochpolaren Gletscher. Sie lassen sich durch ihren Schmelzwasserabfluss unterscheiden und beschreiben, denn dieser ist beim temperierten Gletscher, dessen Temperatur außerdem das ganze Jahr über um den Druckschmelzpunkt liegt, perennierend. Beim subpolaren Gletscher findet Schmelzwasserabfluss bloß im Sommer statt. Er weist im Winter eine Unterkühlung auf. Polare Gletscher weisen im Gegensatz zu den beiden anderen überhaupt keinen Schmelzwasserabfluss auf und sind das ganze Jahr über unterkühlt. (WILHELM 1975)

3.1.5 Gletscherdynamik

Gletscher entstehen immer dann, wenn es an einem Ort einen Überschuss an Masse gibt. Also einen Überschuss an Niederschlag, oder anderen Akkumulation verursachenden Faktoren. Mit der Zeit wird der sich bildende Firn dichter und das Gletschereis dicker und auch steiler. Innerhalb des Eises werden dadurch die gravitativen Kräfte so stark beeinflusst, dass sich die Eismassen schließlich zu bewegen beginnen. (CUFFEY und PATERSON 2010)

Eine der wichtigsten Charakteristiken eines Gletschers ist seine Fähigkeit, sich mit seiner gesamten Masse zu bewegen. Gletscher können durch das Einwirken der Gravitationskraft fließen. (BENN und EVANS 1998) Die Beschreibung dieser Gletscherbewegung, oder auch jene des *glacier flow* (engl.) erfolgt nach dem physikalischen Prinzip der Kontinuumsmechanik. Dabei wird davon ausgegangen, dass der Gletscher als einheitliche Masse, als Kontinuum, unter Einwirkung einer Kraft, reagiert. Diese Reaktion erfolgt eben in der Bewegung des Gletschers. Es ist also nicht notwendig, einzelne Eiskristalle oder Unterteilungen des Eises gesondert zu betrachten – der Gletscher fließt als Ganzes. (VAN DER VEEN 1999) Das Fließen selbst löst Prozesse wie den Massetransport oder gletscherbedingte Erosion aus.

3.1.5.1 Glen's Fließgesetz

Lange Zeit war man sich in der Gletscherforschung über die physikalischen Eigenschaften von Eis uneinig. Dem Stoff wurden in unterschiedlichen Theorien viskoseartige und auch elastische Eigenschaften zugeschrieben. Darauf folgende empirische Versuche konnten diese Annahmen aber widerlegen. (WILHELM 1975) Im Jahr 1955 publizierte der Physiker John Glen einen Artikel, in welchem er die Plastizität und die Strukturviskosität des Eises nachwies. Polykristallines Eis verformt sich unter gewisser mechanischer Beanspruchung irreversibel in seiner Struktur. GLEN (1955) beschreibt weiters, dass mit größer werdender Schubspannung die Geschwindigkeit der Verformung des Eises zwar anfangs abnimmt, aber ab einer gewissen Krafteinwirkung sehr schnell ansteigt.

3.1.5.2 Arten des Gletscherflusses

Gletscher bewegen sich durch unterschiedliche Mechanismen. Dazu zählen die interne Deformation des Eises, das basale Gleiten und die Deformation des Gletscherbettes. (MARSHALL 2012)

Interne Deformation des Eises

Die Verformung des Eises tritt allein auf Grund der darauf wirkenden Schubspannung ein. Diese Art des Gletscherflusses kann sowohl bei temperierten, als auch bei kalten Gletschern auftreten. (HAGG 2015)

Bei der Thematisierung dieser innerlichen Verformung der Eisstruktur ist der Kriechvorgang des Eises (engl. „ice creep“) hervorzuheben. Eis hat, wie eben angeführt, plastische Eigenschaften. Unter der Einwirkung von Druck, ab einem Schwellenwert von 50kPa (HAGG 2015), verformen sich die Eiskristalle und beginnen sich zu bewegen. Die Temperatur spielt bei diesem Vorgang auch eine große Rolle. Es müssen zwei Arten der Verformung und Bewegung des Eises miteinbezogen werden. Zum einen die Deformation von einzelnen Eiskristallen und zum anderen - dieser Vorgang findet vermehrt statt, wenn sich die Temperatur erhöht - die Verschiebung der Eiskristalle relativ zueinander entlang des Kristallgitters. Glen's Gesetz zum Gletscherfluss sagt: Je größer die auf das Eis ausgeübte Schubspannung, desto größer die Rate des Kriechens durch Deformation. (BENNETT und GLASSER 2009) In den unteren Schichten des Gletschers sind, davon ausgehend, die Verformungs- und Bewegungsraten am höchsten. Dort ist auf Grund der Dicke des Eises der ausgeübte Druck am höchsten. Jedoch ist auf dem Grund des Gletschers die innere Deformation gleich Null, weil diese durch die dort vorherrschende Reibung absinkt. Die Bewegung des Gletschers ist an der Oberfläche am größten, da sich die weiter unten stattfindende Deformation stets nach oben hin aufsummiert – schließlich bewegt sich die Oberfläche des Gletschers immer mit. (HAGG 2015)

Die Deformationsrate ist stark von der Temperatur abhängig, da sich die plastischen Eigenschaften des Eises erhöhen, wenn dessen Temperatur näher zum Schmelzpunkt

gelangt. Es besteht ein direkt proportionales Verhältnis zwischen *ice creep* und Temperatur, sowie zwischen Schubspannung und *ice creep*. (BENNETT und GLASSER 2009)

Basales Gleiten

Das basale Gleiten tritt vor allem bei temperierten Gletschern auf, welche sich nahe der Temperatur des Schmelzpunktes befinden. BENNETT und GLASSER (2009) unterscheiden zwei Arten des basalen Gleitens. Als erstes den *enhanced ice creep* (eng.). Dabei handelt es sich um eine Verstärkung des Kriechvorganges. Genauer gesagt wird dabei betitelt, wie sich das Eis verformt, wenn es bei seiner Bewegung auf Hindernisse stößt. An der höher gelegenen Seite der Barriere, also an jener Stelle, auf die der Gletscher beim Fließen als erstes stößt, erhöht sich der Druck stark. Dadurch erhöht sich auch die stattfindende Verformung. Das Eis kann so Hindernisse umfließen. Es gilt: Je größer das Hindernis, desto größer die Druckzunahme, desto stärker die interne Verformung des Eises. Beim Auftreten von großen Hindernissen ist diese Art der Umgehung die effizienteste.

Die zweite Form des basalen Gleitens ist die Regelation. Wenn das Gletschereis eine Temperatur aufweist, die ungefähr am Schmelzpunkt liegt, und gleichzeitig ein Hindernis im Gletscherbett hervortritt, kommt es zu diesem physikalischen Prozess. (WILHELM 1975) Es handelt sich dabei um das Schmelzen des Gletschereises, ausgelöst von größer werdendem Druck beim Stoß auf einen Felsen, oder ein ähnliches Hindernis. Dieser Vorgang geht vonstatten, weil der Schmelzpunkt des Eises sinkt, sobald sich die Spannung des Eises, also die Druckkomponente, die auf das Eis wirkt, erhöht. Beim Auftreffen des Eises auf ein Hindernis ist dies der Fall: Das Eis schmilzt und das Schmelzwasser fließt am Hindernis vorbei. An der bergabwärts gerichteten Seite des Hindernisses sinkt der Druck wieder, da der Gletscher von dort an normal weiterfließen kann. Das Schmelzwasser friert wieder, da der Schmelzpunkt, auf Grund des geringeren Druckes, wieder steigt. In manchen Fällen, wenn die Barriere nicht allzu groß ist, bewirkt die beim erneuten Gefrieren an der Unterseite freiwerdende latente Wärme, die durch das Hindernis wieder an die obere Seite geleitet wird, dass der Schmelzvorgang noch schneller ablaufen kann. (BENNETT und GLASSER 2009)

Wie effizient das basale Gleiten bei einzelnen Gletschern ist, kommt nicht ausschließlich darauf an, wie viele Hindernisse, also beispielsweise Geröll, umgangen werden müssen. Eine nicht zu vernachlässigende Komponente stellt die Reibung dar. Wenn diese am Gletschergrund gering ist, wird der Gleitvorgang wenig beeinflusst. Ob die Reibung groß ist, hängt sehr stark davon ab, wie viel Wasser sich am Gletschergrund, zwischen Eis und Gletscherbett befindet. Ist ein Wasserfilm vorhanden, wird die Reibung drastisch verringert und der Gleitvorgang kann leichter

voranschreiten. Je mehr Punkte vorhanden sind, an denen das Eis in Kontakt mit dem Gletscheruntergrund kommt, desto größer die Reibung. (BENNETT und GLASSER 2009)

Deformation des Gletscherbettes

In manchen Fällen kann es dazu kommen, dass Gletscher das Sediment, über welches sie fließen, verformen und dadurch in Bewegung geraten. Die große Last des Eises übt ständigen Druck und Belastung auf den Untergrund aus. (BENN und EVANS 1998) Ist ein Wasserfilm an der Unterseite des Gletschers vorhanden, kann, durch erhöhten Porenwasserdruck, der Zusammenhalt des Gesteins verringert werden, wenn nicht sogar komplett verloren gehen. Der Gletscher bewegt sich dann auf einer schlammartigen, breiigen Masse voran, welche ihre Struktur durch die ständige Druckeinwirkung laufend verändert. (HAGG 2015)

3.2 Der Einfluss von klimatischen und meteorologischen Größen

Um das Masseverhalten von Gletschern analysieren zu können, ist es wichtig, die klimatischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes näher zu betrachten. Klima und Massebilanz der Gletscher stehen in einem direkten Zusammenhang. Größen wie Niederschlag, Bewölkungsgrad, Temperatur, Sonneneinstrahlung und Luftfeuchtigkeit müssen analysiert werden, um Aussagen über Akkumulation und Ablation treffen zu können. (KASER 2002, CARRASCO et al. 2002)

3.2.1 Gletscher im globalen Klimasystem

Der Wasserhaushalt der Erde umfasst in etwa 1,4 Milliarden Kubikkilometer Wasser. Davon entfallen 97,5% auf die Weltmeere, also auf Salzwasser, und bloß 2,5% dieser Menge bildet Süßwasser. Mehr als zwei Drittel aller Süßwasserreserven, nämlich 69%, sind in Eiskappen und Gletschern gespeichert. 30% des weltweiten Süßwassers bildet das Grundwasser. Der letzte Prozentpunkt des Süßwassers sind Seen (mit 87%), Sümpfe (mit 11%) und Flüsse (mit 2%). (LEHN et al. 1996)

Betrachtet man also den Wasserhaushalt der Erde, so fällt auf, dass ein enorm großer Teil des Süßwassers auf vergletscherte Flächen entfällt. Ergo würden die Süßwasserreserven auf der Erde drastisch verkleinert werden, wenn ein Großteil der Gletscher abschmilzt.

Gletscher und ihre Entwicklung haben große Bedeutung für das weltweite Klimasystem. Das Klima kann durch die Variation von Eisfeldern beeinflusst werden. (VAN DER VEEN 1999)

Die Erforschung der Gletscher ist wichtig, um im Auge zu behalten, wie diese auf das Klima und den Klimawandel einwirken. PFEFFER et al. (2014) haben das Randolph Glacier Inventory erstellt, welches alle Gletscher der Erde miteinbezieht, außer die Eisschelfe Grönlands und der Antarktis. Dank dieser genauen Berechnungen kann man nun Aussagen über die Größe und Masse aller Gletscher treffen. Diesem Inventar zufolge nehmen alle Gletscher der Welt (mit Ausnahme der Eisschelfe) 726800km²

ein. Die Zahl für das andine Gebiet beträgt 29333km², wobei die AutorInnen darauf hinweisen, dass auf Grund der starken Schneebedeckung auf den untersuchten Satellitenbildern die tatsächliche Größe womöglich etwas geringer sein könnte. Die Schwankungsbereite beträgt +/- 5%. Von dieser Fläche entfallen in etwa 7004km² auf Gezeitengletscher in den südlichen Anden. Bezieht man das Schelfeis mit ein, was auf Grund seiner großen Bedeutung für die Stabilität unseres Klimas essentiell ist, so muss man zu der oben genannten Fläche für die Antarktis 13,86 Mio.km² und für Grönland 1,74 Mio.km² addieren (MAYER und OERTER 2014).

ZEPP spricht im Jahr 2017 von einer Gesamtläche von 14,9 Millionen km², die heute, im Vergleich zum Pleistozän (44,4 Mio km²), die Erde bedeckt. Die Gesamtvergletscherung der Erde nimmt ungefähr 10% der Landfläche ein und stellt gleichzeitig drei Viertel der Süßwasserreserven dar. (ZEPP 2017)

Nun stellt sich die Frage, was geschieht, wenn diese Eisflächen sich verändern, vor allem, unter dem Aspekt der globalen Erwärmung und der Gletscherschmelze. Das Abschmelzen der Gletscher hat mehrere Folgen. Eine Konsequenz wäre die Veränderung des Meeresspiegels, eine andere Auswirkung sich verändernde Zirkulationsmuster in der Atmosphäre und in den Ozeanen. Darunter fallen die thermohaline Zirkulation und der Albedo Effekt (VAN DER VEEN 1999).

3.2.2 Thermohaline Zirkulation

Die Zirkulation der Meere ist nach DIETRICH et al. (1975) auf zwei Größen zurückzuführen: Die Temperatur und den Salzgehalt. Die Zirkulation, welche alle Meere miteinbezieht, wird durch die unterschiedlichen Dichten des Wassers, hergeleitet durch Temperatur und Salzgehalt, angetrieben (VAN DER VEEN 1999).

Lange glaubte man, dass die Temperatur alleine für die Strömungen der Ozeane verantwortlich sei. Diese vermutete ebene vertikale Zirkulation, die annimmt, dass die Meere grundsätzlich Wärme- und Kältequellen auf einem gleichen Niveau, an der Wasseroberfläche haben, und Zirkulation auf Grund der Schichtung von warmem Wasser über kälterem Wasser – Wassermassen knapp unter dem Warmwasserkörper steigen auf und Wassermassen unter der Kältequelle sinken hinunter – stattfindet, konnte aber in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts um eine wichtige Komponente ergänzt werden. Das Salz wurde nun in die Definition miteinbezogen.

Es gibt Meereszonen mit einer Anreicherung des Salzgehaltes und es gibt Bereiche im Meer, die sich durch einen vergleichsweise niedrigeren Salzgehalt auszeichnen (VAN DER VEEN 1999, DIETRICH et al. 1975). Jene salzreichen Gebiete findet man an Orten vor, wo Meereis und Gletscher auftreten. Dort gibt es außerdem einen Verdunstungsüberschuss. Flächen im Ozean, die einen niedrigen Salzgehalt haben, kann man mit dem Vorkommen von Eisschmelze, von großen Niederschlagsmengen und von einem Eingang von Süßwasser vom Festland festmachen. Bereiche im Meer, an denen das Wasser eine sehr hohe Dichte hat, haben eine eher niedrige Temperatur

und / oder einen hohen Salzgehalt. Umgekehrt ist es bei weniger dichtem Wasser. Die thermische Zirkulation und die haline Zirkulation ergänzen einander an einigen Stellen des Meeres, manchmal wirken sie aber auch entgegengesetzt. Neben der thermohalinen Zirkulation im Meer induzieren Winde auch noch eine Vertikalzirkulation. Sie findet nach dem einfachen Schema statt, dass warmes Wasser aufsteigt und kaltes Wasser absinkt. Außerdem wird die thermohaline Vertikalkonvektion, sobald Wasser in oberen Schichten dichter ist als das Wasser darunter, in Kraft gesetzt (DIETRICH et al. 1975).

In den hohen Breitengraden im Nordatlantik wird das Wasser durch niedrige Temperaturen zum Absinken gebracht. Es fließt dann in Bodennähe südwärts bis es auf den antarktischen Zirkumpolarstrom stößt. Diese kalte, mächtige Meeresströmung nährt sich zu den kalten Wassermassen aus dem Norden hinzukommend durch das kalte antarktische Bodenwasser, welches eine sehr hohe Dichte besitzt, und ebenso durch den Einfluss der Eisschelfe des Weddell Meeres und des Ross Meeres. Das Bodenwasser weist nicht nur niedrige Temperaturen auf, sondern auch einen sehr hohen Salzgehalt, welcher noch mehr zu seiner hohen Dichte beiträgt. Das antarktische Tiefenwasser gewinnt seine für die Zirkulation wichtigen Eigenschaften während der Formung des Meereises in Polnähe. Wenn das Meereswasser friert, wird Salz vom zu Eis werdenden Wasser getrennt. Der Salzgehalt des umliegenden Wassers nimmt also zu. (VAN DER VEEN 1999) Das Wasser im Weddell-Meer weist auf der südlichen Hemisphäre den höchsten Dichtegrad ($\sigma_T = 27,9$) auf. Noch dichter ist bloß das Wasser der Grönlandsee, welches mit einem Wert von $\sigma_T = 28,1$ die höchste Dichte aufweist. Das Dichtemaß σ_T ist eine Größe aus der Ozeanographie, welche bei bekanntem Salz- und Temperaturgehalt bei Atmosphärendruck $p=0$ angewandt wird. (DIETRICH 1975)

Nach dem Passieren der Antarktis fließt das Wasser weiter in den Indischen und den Pazifischen Ozean, wo es wegen seiner Erwärmung aufsteigt. In der Umgebung des Indischen Ozeanes bildet sich kein Tiefenwasser, da die Wasseroberfläche anhand der höheren Temperatur der Atmosphäre zu stark erwärmt ist. Im Pazifik ist die Dichte des Wassers ebenso gering, weil der Salzgehalt sehr niedrig ist. An der Oberfläche fließt das Wasser zurück in den Nordatlantik, wo es dann wieder abkühlt. Die Meeresströmungen haben eine große Auswirkung auf das Klima. Beispielsweise ist der Golfstrom, ein westlicher Grenzstrom, welcher warmes Oberflächenwasser in den Nordatlantik befördert, für die milden Winter an den Küsten Westeuropas verantwortlich. Die warme Strömung bewirkt, dass sich die darüber liegenden Luftmassen erwärmen. (VAN DER VEEN 1999)

Die Frage, die hier nun nach der Schilderung der thermohalinen Zirkulation entsteht, ist, was nun mit den Meeresströmungen geschieht, wenn Gletscher, wie das SPI, wie schon einige Jahre von diversen WissenschaftlerInnen beobachtet wurde, abschmelzen (WILLIS et al. 2012, ANIYA et al. 2014). Eisbildung führt, wie aus VAN DER

VEEN (1999) und DIETRICH (1975) angeführt, zu einer Erhöhung der Dichte, erfolgend durch eine Steigerung des Salzgehaltes. Demgemäß sinken jene Wassermassen ab und tragen zur bodennahen Zirkulation bei (zum Beispiel in subpolaren Bereichen). Würden die Eisschelfe des Ross Meeres, welches das größte Eisschelf der Antarktis darstellt und des Weddell Meeres, das zweitgrößte Eisschelf der Antarktis, schmelzen, so hätte dies vermutlich zur Folge, dass der Salzgehalt des Wassers und so auch die Dichte starke Veränderungen erfahren. Die Zirkulation könnte dadurch beeinflusst werden. In demselben Maße hätte das Abschmelzen von Auslassgletschern, die ins Meer fließen, eine den Salzgehalt reduzierende Wirkung.

Eine Veränderung der thermohalinen Zirkulation, oder gar ein zum Erliegen kommen des globalen Förderbandes würde klimatische Veränderungen in einem Ausmaß nach sich ziehen, die nur sehr schwer modelliert werden können. Ein Beispiel dafür wäre der Effekt, den das Nichtvorhandensein des Golfstromes auf Europa hätte.

3.2.3 Albedo Effekt

Der Albedo Effekt wird als der Strahlungsfluss, der von einer Oberfläche reflektiert wird, im Verhältnis zum gesamt auf diese Oberfläche eingehenden Strahlungsfluss definiert.

„The bihemispherical reflectance, generally called albedo, is the ratio of the radiant flux reflected from a unit surface area into the whole hemisphere to the incident radiant flux of hemispherical angular extent.“ (SCHAEPMAN-STRUB et al. 2006)

Nicht alle Arten von Oberflächen haben die gleiche Albedo. Genauer gesagt unterscheiden sich die Werte der reflektierten Strahlungsflüsse verschiedener Oberflächen immens: Die Albedo von Schnee und Eis ist um einiges größer als jene von Wasser oder von Landmassen. Daher führt eine Ausdehnung der Schnee- und Eisbedeckung der Erde zu einer größeren Reflexion der eingehenden Sonnenstrahlung. (VAN DER VEEN 1999) Man kann nach diesem Prinzip genauso sagen, dass eine Verringerung der Schnee- und Eisbedeckung der Erde zu einem kleineren totalen Reflexionswert führen würde. Diese Veränderungen in der Bedeckung der Oberfläche der Erde würden nicht nur die Strahlungswerte beeinflussen, sondern, daraus folgend, auch die Temperatur. Je geringer die Reflexion der eingehenden Strahlungsflüsse auf die Erde, desto höher ist die Temperatur (VAN DER VEEN 1999).

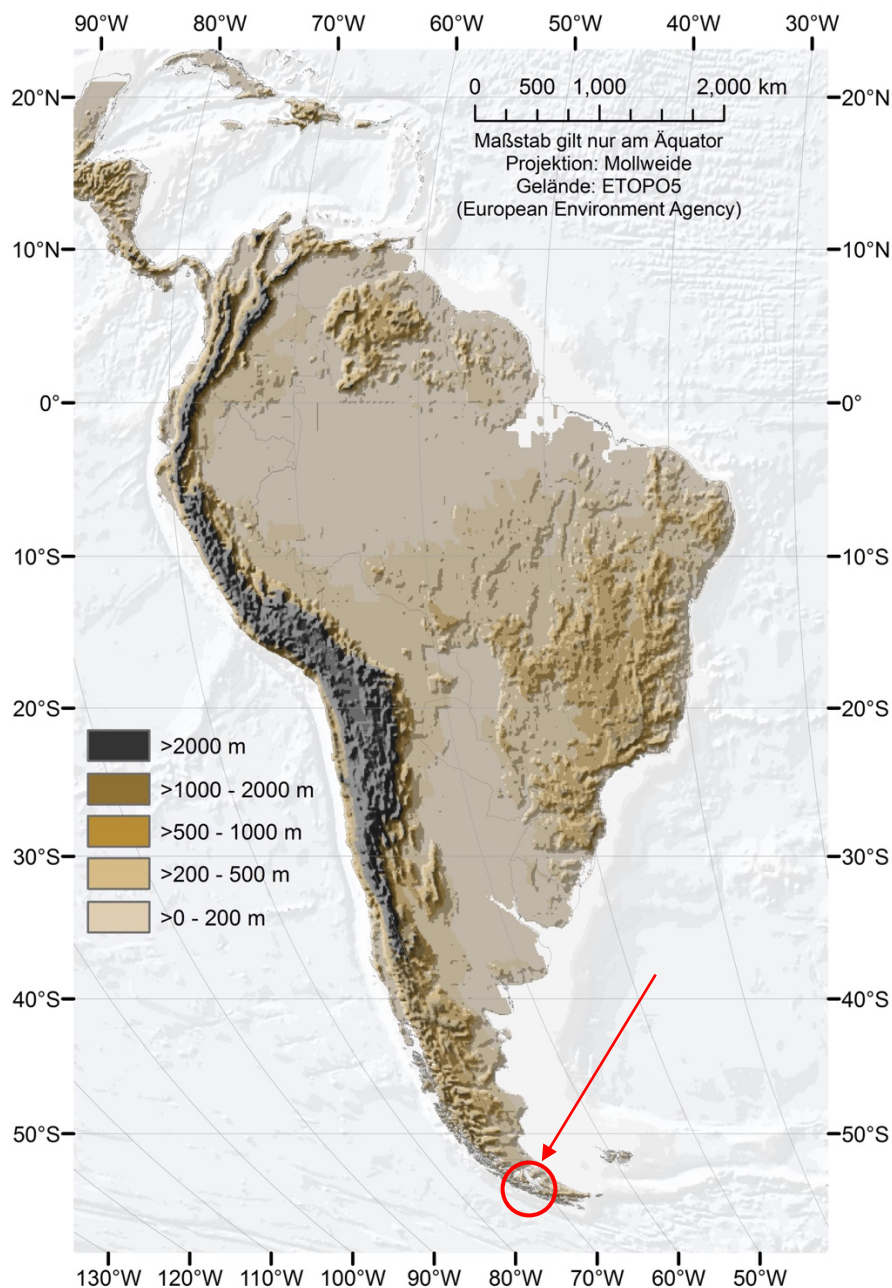
Die Oberflächenalbedo, also der reflektierte Teil der eingehenden Solarstrahlung, steuert zu einem großen Teil die Energiebilanz von Gletschern. Und da diese Energiebilanz auch eine starke Auswirkung auf die Massebilanz von temperierten Gletschern hat, so kann man sagen, dass der Albedo-Effekt die Masse von Gletschern beeinflusst. (DUMONT et al. 2012) Betrachtet man nun die Tatsache, dass eine Verringerung der Eisflächen auf der Erde einen Temperaturanstieg mit sich bringen

würde, weil ein geringerer Prozentsatz der Sonneneinstrahlung wieder von den Oberflächen reflektiert werden würde, so ergibt sich ein erschreckendes Szenario: Durch diese Entwicklung könnte sich uns nach einiger Zeit eine völlig eisfreie Erde präsentieren. Denn die ansteigende Temperatur würde die Gletscherschmelze hinzukommend auch noch vorantreiben. Ein weiteres Szenario, das sich durch den Albedo-Effekt ergeben könnte, wäre eine zur Gänze von Eis und Schnee bedeckte Erde. Da man hierbei aber von einem starken Wachstum von Gletschern ausgehen müsste, welche die Albedo laufend erhöhen und so die Temperaturen der Erde sinken ließen, kann man diese Entwicklung auf Grund ihrer momentanen Unwahrscheinlichkeit vernachlässigen. VAN DER VEEN (1999) führt in Hinblick auf diese Szenarien an, dass man die Auswirkungen einer sich erhöhenden, oder im realistischeren Fall einer kleiner werdenden Albedo auf die Eisflächen der Gletscher jedoch nicht so einfach modellieren kann. Denn der Rückgang oder Vorstoß ist nicht nur mit der Variation der Temperatur zu erklären – die eigene Dynamik der Eisdecke muss ebenso miteinbezogen werden. Infolgedessen kann es seitens der Gletscher zu einer verzögerten Reaktion auf klimatische Größen, wie die Temperatur, kommen. WARREN und RIVERA (1994) weisen ebenso auf die hochkomplexe Thematik auf diesem Gebiet hin. Lineare Reaktionen des Gletschers auf spezielle klimatische Stimuli sind weitgehend auszuschließen und könnten zu Irrtümern in der Analyse des Gletscherverhaltens führen. Vielmehr müssen hierbei die variierende Massebilanz, Topographie, unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten und auch die Höhenlage eines Gletschers miteinbezogen werden.

4. Untersuchungsgebiet

Im folgenden Kapitel wird das Untersuchungsgebiet näher beschrieben. Einerseits wird auf das Südpatagonische Eisfeld, andererseits auf den Auslassgletscher Pio XI eingegangen.

Abbildungen 1 und 2 bieten eine Übersicht über das Untersuchungsgebiet. Abbildung 1 stellt die grobe Verortung dar, Abbildung 2 zeigt in einem größeren Maßstab die Umgebung des Pio XI, einen Teil des Südpatagonischen Eisfeldes auf einer Landsat 8 Aufnahme aus dem Jahr 2019.



Kartengestaltung: Martin Mergili

Abbildung 1: Übersichtskarte Südamerika

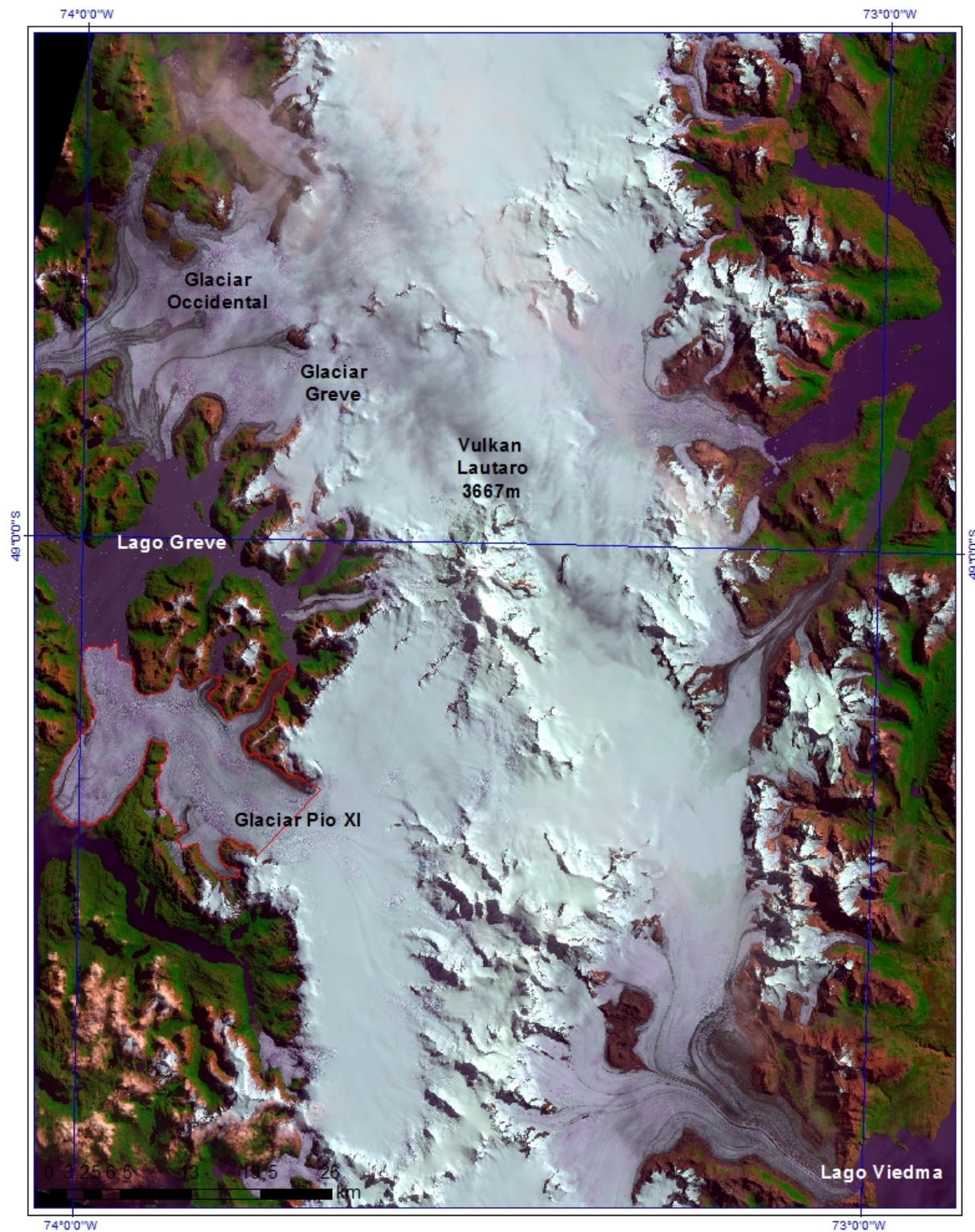


Abbildung 2: Übersichtskarte der Umgebung des Gletschers Pío XI auf dem SPI, Aufnahme aus dem Jahr 2019

4.1 Das Südpatagonische Eisfeld

Das Patagonische Eisfeld, welches am südlichen Ende der Anden liegt, wird in einen nördlichen (Hielo Patagónico Norte) und in einen südlichen Teil (Hielo Patagónico Sur) gegliedert (ANIYA et al. 1996, 1997). Der für diese Arbeit relevante Teil ist das Südpatagonische Eisfeld. In der Folge wird es mit dem Akronym „SPI“ (engl. South Patagonian Icefield) abgekürzt.

Mit einer Größe von 12.363 km² ist das Südpatagonische Eisfeld die größte vergletscherte Fläche der Anden. Es liegt entlang des Längengrades 73 °30' W, zwischen 48,15° und 51,35°S und hat eine Nord- Südausdehnung von in etwa 350km. An der schmalsten Stelle ist das SPI nur zwischen 8 und 9km breit, ansonsten variiert seine Breite zwischen 30 und 40km. (ANIYA et al. 1996, 1997, CASASSA et al. 2002) Es handelt sich dabei außerdem um die größte, temperierte Eisfläche der südlichen Hemisphäre. Und um die größte zusammenhängende Eisfläche außerhalb der Antarktis und Grönland (MUTO und FURUYA 2013, CARRASCO et al. 2002, WILSON, CARRIÓN und RIVERA 2016).

Das SPI zählt 48 Auslassgletscher (ANIYA et al. 1997, MUTO und FURUYA 2013), die sich ihren Weg vom Eisschild hinunter bahnen. Sie münden entweder in einen See, oder in eine Gezeitenwasserfront. Unterscheidet man die Gletscher nach ihrer Ausrichtung in den Westen und in den Osten, so kann man sagen, dass es sich bei den zum Pazifik hingehenden Eisfeldern eher um ins Meer kalbende Gletscher und bei den östlich ausgerichteten um Süßwassergletscher handelt. Es gibt jedoch auch Ausnahmen. (ANIYA et al. 1996, 1997, MUTO und FURUYA 2013: 50).

Die durchschnittliche Höhenlage der Gletscher liegt bei 1336m über dem Meeresspiegel, was einer geopotentialen Höhe von 850 hPa entspricht. CARRASCO, et al. (2002) sprechen außerdem von einer durchschnittlichen Höhe des Akkumulationsgebietes auf 1600m.

Der Gebirgszug der Anden verläuft in der Mitte des SPI von Norden nach Süden (ANIYA et al. 1996, 1997) Ungefähr 81-92% der Eisfläche des SPI gehören zum Staatsgebiets Chiles, der Rest ist Argentinien zuzuordnen (CARRASCO et al. 2002). Einige Gipfel überschreiten die durchschnittliche Höhe des Eisfeldes um einiges. Dazu zählen etwa der im Norden liegende Vulkan Lautaro mit 3607m, Cerro Fitz Roy mit 3405m und Cerro Torre mit 3102m. Das Eisfeld ist im Osten und im Norden durchschnittlich höher gelegen als im Westen und im Süden (ANIYA et al. 1996, 1997).

Betrachtet man die Patagonischen Anden, in welchen der Pio XI liegt, fällt rasch auf, dass diese ein Gebiet mit sehr ausgeprägtem Relief sind. Dort treten durchaus häufig Transportvorgänge auf. Darüber hinaus ist dieses Gebiet seismisch hoch aktiv. Pio XI fließt vom aktiven Vulkan Lautaro herab. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass Massebewegungen von statten gehen. BENN und EVANS (1998) merken

hinzukommend noch einen Aspekt an, welcher für das Untersuchungsgebiet, den Pio XI, sehr interessant ist: In vulkanisch aktiven Gebieten, als Beispiel nennt er Island, kann man einen zeitweilig aussetzenden, jedoch nicht zu vernachlässigenden, großen Sedimenteingang durch pyroklastische Tephra beobachten. Es ist anzunehmen, dass auch Pio XI eine Menge vulkanisches Gestein mitführt.

4.1.1 Vulkan Lautaro

Zum Vulkan Lautaro ist zu sagen, dass dieser erst relativ spät als Vulkan entdeckt wurde. 1959 fand der britische Forscher Eric Sipton heraus, dass es sich bei dem 3607m hohen Berg um einen Vulkan handelt. Die letzten Eruptionen Lautaros können auf die Jahre 1959-60 und 1979 datiert werden. Bei den Eruptionen wurden hauptsächlich Asche und Bimsstein aus dem Vulkan befördert. Da der Berg zur Gänze mit Schnee und Eis bedeckt ist, wurde dieser bis dato nur wenig erforscht und es können daher auch keine Aussagen zur Geologie getroffen werden. (RIVERA et al. 1997)

Was jedoch äußerst wichtig für diese Arbeit und das Verstehen der besonderen Dynamik des Pio XI ist, ist die Tatsache, dass es sich bei Lautaro um einen aktiven Vulkan handelt und dieser daher sein Umfeld, also auch den Gletscher Pio XI, mit geothermischen Vorgängen und Veränderungen beeinflussen kann.

4.2 Pio XI

Der Pio XI Gletscher, oder auch Brüggen Gletscher genannt, wird im weiteren Verlauf dieser Diplomarbeit im Mittelpunkt stehen.

Mit einer Fläche von 1265 km² ist er der größte und mit einer Länge von 64km auch der längste Gletscher des Südpatagonischen Eisfeldes. Außerdem ist er der größte und der längste temperierte Auslassgletscher der südlichen Hemisphäre. (ANIYA et al. 1996, CASASSA et al. 2002) Pio XI beginnt bei einer Höhe von 3380m. Er fließt vom Vulkan Lautaro hinunter bis zum Pazifik (MUTO und FURUYA 2013), wo er in einen Fjord kalbt. Er unterteilt sich in eine Nord- und in eine Südzunge. Der nördliche Teil mündet in einen Süßwassersee, den Lago Gréve. Der Südteil kalbt in den Eyre Fjord. Es handelt sich also bei der Nordzunge um eine Süßwasserfront und bei der Südzunge um eine Gezeitenwasserfront. (ANIYA et al. 1996) Beide Gletscherzungen waren 1997 ungefähr 4km breit (WARREN et al. 1997). Neben den beiden Hauptzungen kann man bei der Betrachtung des Gletschers über Satellitenbilder sehr gut erkennen, dass er noch einige deutlich kleinere Zungen ausbildet, die im Zuge dieser Diplomarbeit näher betrachtet werden.

4.2.1 Fluktuation des Pio XI von 1830 bis 2000

Den Aufzeichnungen und Untersuchungen ab dem 19. Jahrhundert zufolge, kann die die Fluktuation von Pio XI wie folgt skizziert werden:

In der Periode von 1830 bis 1928 wuchs der Gletscher, im Gréve Valley verlaufend (WILSON et al. 2016). Zeugenberichten nach zu urteilen begann im Jahr 1926 ein starker Vorstoß, welcher bis 1928 andauerte. Pio XI stieß bis zu einem Wald vor, wo er Bäume niederriss. Die Fließgeschwindigkeit 1926 während dieses Vorstoßes betrug etwa 20m pro Tag. (RIVERA et al. 1997) Aus der Tatsache, dass der Gletscher Bäume entwurzelte, die dem Artikel nach zu urteilen schon eine geraume Zeit wuchsen, kann man schließen, dass es in den vorhergegangenen Jahren lange keinen so großen Vorstoß gab.

Danach folgte eine Periode des Rückgangs, in welcher Pio XI bis zum Jahr 1945 um ungefähr drei bis fünf Kilometer schrumpfte. (WILSON et al. 2016)

WARREN und RIVERA (1994) spezifizieren diese fluktuierenden Bewegungen des Pio XI. Sie sprechen von einem drei Kilometer langen Vorstoß des Gletschers in der Wachstumsphase um 1920 und von einem Vorstoß von 10 Kilometern in der Periode von 1945-1983, mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 263m a^{-1} .

Nach der Phase des Rückgangs um 1945 kam erneut ein Vorstoß zustande, der so kräftig verlief, dass sich die Gletscherzunge, welche das Gréve Tal auf Grund seiner Größe blockierte, in zwei Teile teilte. Nämlich in eine Nord- und in eine Südzunge. Der nördliche Teil nahm weiter, bis zum Jahr 1990, an Länge zu. Für die Südfront konnte bis zum Jahr 1981 ein derartig großes Wachstum verzeichnet werden, dass der Gletscher zu diesem Zeitpunkt ein neues Neoglaziales Maximum erreichte und somit seine Ausdehnung in der kleinen Eiszeit übertraf. Danach erfolgte an der südlichen Spitze eine Periode der Fluktuation, in der der Gletscher in Summe bis zum Jahr 1989 zurückging. (WILSON et al. 2016) RIVERA et al. (1997) sprechen in der Periode 1981 bis 1985 von einem Rückgang von 300m pro Jahr für die Südzunge.

Anfang der 90er Jahre kehrte sich die Entwicklung erneut um und es wurde ein enormer Vorstoß der Südzunge beobachtet. 1993 erreichte der Pio XI erneut ein neues Neoglaziales Maximum. Mit einem Vorstoß von ungefähr 1m pro Tag breitete sich der Gletscher erneut über Bäume aus, die bisher von ihm noch unberührt geblieben waren (RIVERA et al. 1997) Bis zum Jahr 2000 wurde daraufhin wieder ein Rückgang der Eismassen gemessen. (WILSON et al. 2016)

4.2.2 Fluktuation des Pio XI ab 2000

Die Jahre ab der Jahrtausendwende werden in Hinblick auf das Wachstum und den Rückgang des Gletschers genauer betrachtet, zumal sich diese Diplomarbeit mit der Veränderung des Pio XI in den letzten 20 Jahren beschäftigt.

In einer Zeitspanne von zwei Jahren nahm Pio XI bis zum Jahr 2000 an beiden großen Gletscherzungen ab. Der nördliche Terminus schrumpfte um 328m und der südliche Terminus um 589m. Nach diesem starken Rückgang konnte von WILSON et al. (2016) für die ins Meer mündende Südzunge bis zum Ende des von ihnen untersuchten

Zeitabschnittes 2014 ein stetiges Wachstum verzeichnet werden. Im Vergleich zu der Länge der Gletscherzunge von 1998, konnte dieselbe bis 2014 um 593m wachsen. Die in den Lago Gréve mündende nördliche Gletscherzunge ging ab 2000 noch weiter zurück. Von 1998 bis zum Jahr 2005 schrumpfte die Zunge um 677m. Danach konnte auch für diesen Teil des Pio XI ein Vorstoß nachgewiesen werden. Bis 2014 legte der Nordterminus wieder stark zu und stieß gegenüber 2005 um 784m vor. Die Differenz zur gemessenen Grenze von 1998 betrug 107m, was gleichzeitig das Nettowachstum der Nordzunge von 1998 bis 2014 darstellt. (WILSON et al. 2014)

Das Neoglaziale Maximum der Südzunge des Pio XI vom Jahr 1993 wurde 2014 übertroffen. Das bedeutet, dass der Gletscher seine maximale Ausdehnung der Kleinen Eiszeit noch im 21. Jahrhundert, zumindest partiell, überbieten kann.

4.2.3 Pio XI als Galoppierender Gletscher

Das besondere Wachstums- und Rückgangsverhalten des Pio XI konnte bis dato noch nicht zur Gänze erklärt werden. In einem Punkt sind sich ForscherInnen in der Literatur jedoch einig: Das Klima und dessen Veränderung alleine kann jene besagten Vorstöße und Rückgänge des Pio Gletschers nicht erklären. (WARREN und RIVERA 1994, WARREN et al. 1997, RIVERA und CASASSA 2002) Denn die Fluktuation des Gletschers passt nicht mit dem Klimamuster und auch nicht mit dem Niederschlagsmuster Patagoniens zusammen (WARREN und RIVERA 1994). In einem drei Jahre später veröffentlichten Artikel äußern WARREN et al. (1997) die Vermutung, dass das Wachsen ebenso mit der Dynamik des Sediments zusammenhängen könnte – führen aber an, dass sowohl die Eisdynamik, als auch die unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten noch nicht geklärt sind.

Neuere Publikationen aus den Jahren 2015 und 2016 äußern andere Vermutungen in Bezug auf die Besonderheit von Pio XI, welche in diesem Kapitel erläutert werden.

Eine Theorie, die mehreren ForscherInnen zufolge die Besonderheit des Pio XI erklären könnte, ist, dass es sich bei diesem um einen galoppierenden Gletscher handelt (WILSON et al. 2016). Man kann diese Vermutung schon seit mehreren Jahren (RIVERA et al. 1997, SEVESTRE und BENN 2015, WILSON et al. 2016) in der Literatur verfolgen. Während sich die WissenschaftlerInnen um die Jahrtausendwende noch nicht sicher waren, ob dies tatsächlich stimmen könnte, sind sich die ExpertInnen der neueren Publikationen aus den vergangenen Jahren einig, dass Pio XI ein *surge type glacier* ist. Was nicht genau erforscht ist und noch als nicht sicher gilt, sind die Gründe für diese Surgen.

MURRAY et al. (2003) definieren galoppierende Gletscher, auch als *engl. surge type glacier* in der Wissenschaft bekannt, als Gletscher, welche einem zyklischen Gletscherfluss unterliegen. So gibt es Phasen, in denen die Eismassen sehr langsam fließen und auch Phasen, in welchen der Gletscher sich wiederum sehr schnell bewegt. Die sich verändernden Fließgeschwindigkeiten hängen laut diesen

ExpertInnen weniger von einer sich verändernden Schubspannung durch die Bewegung ab, sondern mehr von Veränderungen im Untergrund.

Auch SEVESTRE und BENN (2015) heben die „quasi-periodische“ Eigenschaft von *surge type glaciers* hervor, in welchen Perioden diese ihre Fließgeschwindigkeit erhöhen und/ oder vorstoßen. Die Ursache dieses Verhaltens ist nicht auf Auslöser außerhalb des Gletschersystems zurückzuführen, sondern auf Schwankungen und Veränderungen im Inneren beziehungsweise unterhalb des Gletschers.

Der Pio XI weist mehrere Eigenschaften auf, welche die Theorie, dass sein Wachstum auf Gletschersurgen zurückzuführen sein könnte, unterstützen. Ein Grund wäre, dass er von einem großen Akkumulationsgebiet in einen im Verhältnis dazu relativ engen Gletscherauslauf fließt. Diese Eigenschaft unterscheidet sehr viele galoppierende Gletscher von den übrigen Gletschern. (WILSON et al. 2006)

Pio XI wird von SEVESTRE und BENN (2015) als ein *surge type glacier* eingeordnet, der ihrer Untersuchung aus dem Jahr 2015 zufolge auf einer Skala von 1-3 mit 3 eingestuft wird. In diese Skala teilten die Autoren alle Gletscher, die galoppierend sein könnten ein, wobei 1 bedeutet, dass der Gletscher vielleicht ein galoppierender Gletscher ist und 3, dass es sich bei dem Gletscher mit Sicherheit um einen galoppierenden Gletscher handelt. Alle gelisteten Gletscher müssen drei Kriterien erfüllen, um sicher als *surge type glacier*, mit 3 auf der Skala, zu gelten: Erstens müssen sie periodische Veränderungen in ihren Fließgeschwindigkeiten aufweisen. Genauer gesagt laufen diese Veränderungen so ab, dass eine starke Zunahme der Fließgeschwindigkeit, gefolgt von einer ungewöhnlich langsamen Fließgeschwindigkeit verzeichnet wird. Zweitens muss der Gletscherterminus wachsen. Dieses Wachstum zeichnet sich dadurch aus, dass es komplett asynchron zum Verhalten der restlichen Gletscher die im unmittelbaren Umfeld liegen, abläuft. Drittens muss es glaziologische, beziehungsweise geomorphologische Indizien für dieses spezielle Verhalten des Gletschers geben. Diese Anzeichen wären geschlungene Moränen (engl. *looped moraines*) und starke Brüche in der Gletscheroberfläche.

Eine weitere Publikation von RIVERA et al. (1997) äußert ein Kriterium von SEVESTRE und BENN (2015) ebenso als Indiz dafür, dass Pio XI ein galoppierender Gletscher ist. Mit der Hilfe von Satellitenbildern wurden die Mittelmoränen des Gletschers in diesem Artikel näher analysiert. Es zeigt sich, dass die Mittelmoräne geschwungen ist. Diese sog. *looped moraines* bilden sich, wenn die Fließgeschwindigkeit des Gletschers von oben zunimmt und das sich bewegende Eis auf langsamere Eismassen, weiter unten im Ablationsgebiet, stößt. Der Grund für die Beugung der Moräne ist großer Druck. Betrachtet man die Topographie des Pio XI fällt auf, dass sich die Gletscherzunge, an der Stelle, an der sie sich teilt, um einerseits in den Eyre Fjord, andererseits in den Lago Gréve zu fließen, beinahe um 90° dreht. Findet der Eisfluss bis zu 100 Mal schneller als bei einer nicht galoppierenden Phase statt, so ist die gesamte Masse des Gletschers noch viel größerem Druck und größeren Kräften ausgesetzt als bei

normaler Fließgeschwindigkeit. Das Eis wird in die westlichen begrenzenden Strukturen der Topographie gedrängt und es entsteht eine geschwungene Moräne. (RIVERA et al. 1997)

4.2.4 Gründe für die Gletschersurgen

Dass Pio XI ein galoppierender Gletscher ist, wurde in der Forschung bereits festgestellt. Die genauen Gründe für dieses besondere Verhalten sind allerdings nicht geklärt.

RIVERA et al. (1997) präsentieren vier mögliche Modelle, die Gründe für die Surgen des Pio XI sein könnten. Zum ersten wird ein erhöhter subglazialer Wasserdruck als Auslöser für die sich sehr schnell erhöhende Fließgeschwindigkeit genannt. Dieser würde zu stärkerem basalem Gleiten führen, weil durch den zunehmenden Druck mehr Schmelzwasser zwischen dem Gletscher und dessen Untergrund vorhanden wäre.

Eine zweite mögliche Ursache ist die sich verändernde geothermische Aktivität des Untergrundes. Es wurde schon angeführt, dass der Vulkan Lautaro als nicht zu vernachlässigende Komponente dieses komplexen Gletschersystems beachtet werden muss. RIVERA et al. (1997) untersuchten in ihrer Publikation die Mittelmoränen des Pio XI und stellten einerseits fest, dass diese, zumindest teilweise, von vulkanischem Sediment stammen, daher also auf eine aktive Geothermie geschlossen werden kann. Andererseits weisen sie darauf hin, dass der letzte Ausbruch des Lautaro zwar zum Zeitpunkt der Publikation, 1997, schon 20 Jahre zurückgelegen ist, trotzdem aber noch immer, laufend, eine erhöhte geothermische Aktivität vonstatten gehen könne. Nicht zuletzt, da es sich bei Lautaro um einen aktiven Vulkan handelt. Eine Folge dieser Vorgänge im Untergrund, die zu Surgen führen könnte, wäre verstärktes Schmelzen des Eises am Gletscheruntergrund. Dieses hätte ähnliche Konsequenzen wie das erste Szenario, nämlich sich verstärkendes basales Gleiten und eine dadurch erhöhte Fließgeschwindigkeit des Gletschers.

Ein drittes Szenario, welches Gletschersurgen auslösen könnte, hängt mit den klimatischen Verhältnissen der Umgebung zusammen. Generell werden Gletscherrückgänge am häufigsten mit der Klimaerwärmung in Verbindung gebracht. Da es am Südpatagonischen Eisfeld jedoch nicht kälter geworden ist, sondern auch dort eine Erwärmung stattfindet, versuchen RIVERA et al. (1997) die periodischen Vorstöße des Pio XI mit erhöhtem Niederschlag in Verbindung zu bringen. Sie untersuchen die Jahresringe und das Wachstum von Bäumen, die sich in unmittelbarer Nähe des Gletschers befinden, um festzustellen, ob es knapp vor den Surgen des Pio XI erhöhten Niederschlag gegeben haben könnte. Messstationen, die den genauen Niederschlag um und auf dem Pio XI aufzeichnen, gibt es nämlich auf Grund seiner exponierten Lage, keine. Alle vorhandenen Stationen, die man als Umgebung des Pio XI gelten lassen könnte, sind für genaue Angaben zu weit von diesem großen Gletscher entfernt.

Die Ergebnisse der Untersuchungen der Jahresringe bestätigten die Vermutung der Autoren. In der Zeit vor den starken Vorstößen des Gletschers waren die Jahresringe der untersuchten Bäume weniger breit als in jenen Jahren, in denen keine Vorstöße gemessen wurden. Denn die sich im Untersuchungsgebiet befindlichen Bäume reagieren negativ auf erhöhten Sommerniederschlag. Das geringere Wachstum der Bäume, welches immer etwas zeitversetzt vor den Gletschersurgen stattfand, lässt auf stärkeren Niederschlag schließen. Daher kann es durchaus sein, dass der Gletscher auf diese überdurchschnittlichen Niederschlagsmengen mit Vorstößen reagiert. Jedoch ist es, den Autoren RIVERA et al. (1997) nach zu urteilen, eher unwahrscheinlich, dass das Klima alleine für dieses besondere Verhalten der Eismassen verantwortlich ist. Die angeführten Gründe für die Surgen sollten immer in Kombination betrachtet werden. Auch andere Publikationen (WILSON et al. 2006, SEVESTRE und BENN 2015) über Galoppierende Gletscher weisen stets darauf hin, dass es nicht einen einzigen Grund für dieses besondere Verhalten gibt. Es spielt immer eine Fülle an Aspekten mit, die diese außergewöhnlichen Dynamiken von Gletschern auslösen.

Der vierte und letzte von RIVERA et al. (1997) genannte potentielle Grund für die Surgen ist die proglaziale Sedimentation am Gletscherzungenende. Wird viel Sediment in den Fjord am Terminus der Gletscherzunge abgelagert und dadurch die Wassertiefe sehr stark verringert, kann sich das Eis auf dem Wasser leichter ausbreiten und bricht auch weniger leicht ab. Das Kalben des Eises wird vermindert, wenn die Wassertiefe durch die Ablagerung von mitgeführtem Schutt und Geröll reduziert wird. Geringeres Kalben bedeutet gleichzeitig auch mehr Wachstum, weil weniger Eis am Terminus abbricht. Stößt der Gletscher jedoch auf Grund seines schnellen Anwachsens irgendwann wieder in größere Wassertiefen vor, wird sich die Kalbungsrate erneut erhöhen und dadurch schlussendlich das Wachstum gestoppt werden, beziehungsweise wird dadurch womöglich auch ein Rückgang des Gletschers eingeleitet.

Es ist bis heute nicht klar, was genau der Grund für das galoppierende Verhalten des Pio XI ist. Jedoch ist es wahrscheinlich, dass eine Kombination dieser Theorien die Antwort auf die Frage geben kann. Weiterführend wird noch genauer auf mögliche Antworten auf diese Frage eingegangen.

4.3 Klima des Untersuchungsgebietes

Das SPI liegt in den mittleren Breiten der südlichen Hemisphäre. Es ist dem dort vorherrschenden Regime der Westwinde, der Westwindzone, ausgesetzt. Man findet diese Winde auf der Nord- und auf der Südhalbkugel jeweils ungefähr zwischen 30-35 und 60°N und 30-35 und 60°S vor (CARRASCO, CASASSA und RIVERA 2002).

Der Westwinddrift auf der Südhalbkugel entsteht zwischen dem subtropischen Hochdruckgürtel und der subpolaren Tiefdruckrinne. Auf Grund der nach Osten ausgerichteten Erdrotation und der damit verbundenen Corioliskraft werden die Winde

vorwiegend nach Westen abgelenkt. Die Winde treten in allen Höhenlagen auf. Sie sind in Bodennähe bis hinauf in die Troposphäre vorzufinden. Es handelt sich bei den Westwinden um Luftströmungen, die mit einer gemäßigten Temperatur auf der westlichen Kontinentalseite vorkommen und feuchte Luftmassen mit sich bringen. Auf der östlichen Seite des Kontinents kann man sie auch vorfinden, doch dort bringen sie keine trockenen Luftmassen mehr mit sich. Die Westwinde der Südhalbkugel weisen höhere Windgeschwindigkeiten als jene der nördlichen Hemisphäre auf. Dies ist auf die größeren Temperaturunterschiede zwischen Subtropen und Antarktis zurückzuführen, denn die aus dem Süden kommenden Luftmassen der Antarktis sind um einiges kälter als jene der nördlichen Polarfront. (GLASER et al. 2017)

Untersuchungen mit Hilfe der NCAR/NCEP Reanalysis, dabei handelt es sich um einen Datensatz vom US-amerikanischen Institut für Umweltschutz (National Centers for Environmental Protection) und dem National Center for Atmospheric Research, welches laufend Daten über die Konstitution der Atmosphäre liefern kann, ergaben, dass die Winde im Untersuchungsgebiet im Winter, mit einer südwestlichen Richtung, schwächer sind, als die im Sommer aus dem Südwesten auftretenden Winde (CARRASCO et al. 2002).

Weiters unterliegt der westliche Teil des SPI der Westwinddrift ohne irgendeine Art von topographischer Abschirmung. Im Gegensatz dazu ist die Ostseite des SPI weitgehend durch die Hauptkordillere der südlichen Anden geschützt. KASER (2002) führt an, dass das SPI als kontinentale Barriere auftritt, welche gegen die globale atmosphärische Zirkulation wirkt. Man kann dies folgendermaßen erklären: Die aus dem Westen kommenden Luftmassen steigen entlang der Anden auf und erreichen ihren Kondensationspunkt noch bevor sie den Gebirgszug überqueren können. Der Niederschlag fällt also auf der Westseite der Kordillere. Auf der Ostseite sinkt die nun auf Grund der Höhe abgekühlte und trockene Luft ab. Das topographische Profil der Anden hat kurzum direkten Einfluss auf die räumliche Verteilung der Niederschlagsmenge auf dem Gebiet des SPI. Dies resultiert in ganzjährig starker Wolkenbedeckung und hohen Niederschlagszahlen im Luv der Anden.

Der durchschnittliche jährliche Niederschlag auf der Westseite des Eisfeldes beträgt 7000 mm, in höheren Lagen sogar durchschnittlich 10.000 mm. Im Osten misst man eine deutlich geringere Niederschlagsmenge mit einem jährlichen Mittel von lediglich 400 mm. Auch beim Vergleich der Temperaturen an den Messstationen im Westen und im Osten fällt ein Unterschied auf. Man kann erkennen, dass die Temperaturschwankungen im Osten des SPIs weitaus größer sind als jene am Pazifik, im Westen. An der Westseite wird in (von Nord nach Süd) Cabo Raper, San Pedro, Puerto Edén, Guarello und Faro Evangelistas, San Felix und Punta Arenas gemessen. An der Ostseite liegen die Messstationen (von Nord nach Süd) in Chile Chico, Lord Cochrane, Largo Argentino, Cerro Guido, Cerro Paine, Rio Gallegos und Cerro Castillo. Man kann also sagen, dass der Einfluss des Pazifiks und die Luv-Lage im

Westen und die Lee-Lage an der Ostseite der Anden gegensätzliche klimatische Bedingungen zwischen Ost- und Westseite des SPI schaffen. (CARRASCO et al. 2002)

4.3.1 Klimaerwärmung am Südpatagonischen Eisfeld

Das Untersuchungsgebiet des SPI liegt in einem Areal, welches nur sehr schwer zu erreichen ist. Raue Wetterbedingungen und die durch die Hauptkordillere der Anden abgeschiedene Lage sind Gründe dafür, weshalb Messstationen für die Dokumentation von Niederschlag, Temperatur etc. nicht direkt vor Ort platziert werden können. Für die Messung der folgenden Klimadaten von CARRASCO et al. (2002), wurde deshalb aus Datensätzen von zwei verschiedenen Messverfahren eine mehr oder weniger (diese Formulierung wird im Anschluss erklärt) aussagekräftige Kurve berechnet. Zum einen wurden Daten von der Radiosonden-Messstation in Punta Arenas herangezogen. Sie ist dem SPI von allen Messstationen am nächsten. Die dort erfassten atmosphärischen Variablen können durchaus als Referenz verwendet werden, um die Veränderungen des Eisfeldes und die dortigen meteorologischen Einflüsse zu untersuchen. Zum anderen wurde auf das globale grid system NCEP/NCAR zurückgegriffen, welches seit 1948 verwendet wird und ebenso Auskunft über die Kondition der Atmosphäre geben kann. Die Analysen wurden von CARRASCO et al. (2002) bei einer geopotentialen Höhe von 850 hPa durchgeführt, was dem Druck auf einer Höhe von ungefähr 1350m entspricht. Die von den Autoren gemessene durchschnittliche Höhe des Eisfeldes von 1336m stimmt damit überein.

Die Messungen im Zeitraum 1977-1997 ergaben einen durchschnittlich positiven Trend, was die Temperatur betrifft. Bei allen durchgeführten Messungen konnte man über 20 Jahre hinweg eine Erwärmung der durchschnittlichen Temperatur feststellen. Es wurden außer den beiden erwähnten Messstationen auch noch weitere Fixpunkte mit bestehenden Messstationen herangezogen und deren Werte mit der Station von Punta Arenas verglichen.

Im Winter konnte in dem untersuchten Zeitraum eine durchschnittliche Erwärmung von ungefähr 1°C festgestellt werden. Interessanterweise sieht der Trend für den südpatagonischen Sommer anders aus. Man dokumentierte eine Abkühlung von ca. - 0,45°C. Der sich über den Gesamtzeitraum ergebende positive Temperaturtrend stammt also ausschließlich von der Erwärmung aus den Wintermonaten.

Betrachtet man die Messungen des Niederschlages, kann man leider weniger genaue Aussagen treffen. Es wurden zwar an manchen Messstationen, beispielsweise in Faro Evangelistas, Zunahmen verzeichnet – diese sollten aber eher mit Vorsicht betrachtet werden, weil von einigen Jahren überhaupt keine Messungen vorliegen. Außerdem wurden an anderen Orten starke Rückgänge des Niederschlages gemessen. Kohlenstoffdioxidneutrale Modellierungen sagen eine Zunahme des Niederschlages über dem SPI voraus. Sie prophezeien weiters ein stark saisonal ausgeprägtes

Auftreten der Niederschläge in Zukunft. Es existiert bei den Niederschlagsdaten eine hohe Variabilität, weshalb es sehr schwierig ist, diese weiterführend in die Analyse und in die Diskussion miteinzubeziehen.

5. Methodik

Es werden nun die Methoden, welche in dieser Diplomarbeit zur Anwendung gekommen sind, näher beschrieben. Diese Diplomarbeit ist, die Anwendung von Methoden betreffend, zweigeteilt. Die Forschungsfragen werden einerseits, im ersten Teil, mittels einer fundierten Literaturrecherche beantwortet. Im zweiten, empirischen Teil der Arbeit, welcher genauer auf die Dynamik des Pio XI eingeht und diese analysiert, wurde eine Satellitenbildanalyse durchgeführt.

Die Chronologie der Vorgehensweise und auch die Gründe für die Auswahl dieser Methoden werden in den folgenden Unterkapiteln bearbeitet.

5.1 Literaturrecherche

Der erste Teil dieser Diplomarbeit besteht aus einer Literaturrecherche, welche sich erstens mit glaziologischen Prozessen und glaziologischen Grundlagen beschäftigt. Zweitens wird der Einfluss klimatischer und meteorologischer Größen auf dieselben Prozesse beleuchtet, sowie, umgekehrt, der potentielle Einfluss des Nichtvorhandenseins der Gletscher auf unser Klimasystem.

Die Methoden Literaturrecherche und Literaturanalyse wurde ausgewählt, weil für das Verständnis komplexer glaziologischer Prozesse die Kenntnis von glaziologischen Grundlagen unerlässlich ist. Das Themengebiet der Glaziologie ist ein sehr weites und ist eng mit der Physik verbunden. Die genaue Erarbeitung von geophysischen Grundlagen auf diesem Gebiet, die im Analyse- und Diskussionsteil unbedingt erforderlich sind, musste daher angestellt werden. Die einzelnen Grundlagenthemen wurden in Hinblick auf den Pio XI und dessen Besonderheiten ausgewählt. Einige Aspekte, welche in der Glaziologie grundsätzlich relevant sind, aber auf diesen Gletscher nicht zutreffen, beziehungsweise in dieser Arbeit nicht thematisiert werden, wurden ausgespart.

Die Literatur wurde unter der Beachtung mehrerer Aspekte zusammengestellt. Zum einen wurde Grundlagenliteratur verwendet. Diese stammt zu einem großen Teil von GeographInnen. In Hinblick auf die geophysischen Prozesse rund um das Gletschersystem wurde jedoch auch auf rein physikalische Werke zurückgegriffen, da diese einige Vorgänge, wie etwa den Gletscherfluss und vieles was damit einhergeht detaillierter wiedergeben und erklären können. Darüber hinaus wurde eine Vielzahl an Texten aus wissenschaftlichen Zeitschriften verwendet, welche sich dezidiert mit dem untersuchten Gletscher Pio XI auseinandersetzen. Dabei handelt es sich um rein englischsprachige Literatur. Zudem konnten einige wenige spanische Artikel gefunden werden. Diese mussten gleichwohl angesichts der fehlenden Spanischkenntnisse der Verfasserin vernachlässigt werden. Bei der Auswahl aller Quellen wurde auf die Aktualität und Richtigkeit der Informationen großer Wert gelegt.

Die Literaturrecherche erstreckt sich in etwa über die erste Hälfte dieser Arbeit, aufgeteilt in das Kapitel drei, die physiogeographischen Grundlagen, und in das Kapitel

vier, welches Informationen über das Untersuchungsgebiet bietet. In diesen beiden Abschnitten kann die erste Forschungsfrage bereits zur Gänze beantwortet werden. Die beiden weiteren Forschungsfragen werden teilweise beantwortet. Für eine komplexere und vollständigere Antwort der Forschungsfragen zwei und drei, die sich mit der Dynamik und den Ursachen für die spezielle Dynamik von Pio XI befassen, ist die Anwendung weiterer Methoden von empirischer Vorgehensweise notwendig, da die vorhandene Literatur zu diesem Thema alleine dazu nicht ausreichend ist.

5.2 Satellitenbildanalyse

Zu dem Zweck einer genaueren und auch einer aktuelleren wissenschaftlichen Bearbeitung des Themas wurde über die Literaturrecherche hinaus auch noch eine Satellitenbildanalyse als Methode ausgewählt. Um das Wachstum oder auch den Rückgang des Gletschers in den vergangenen 20 Jahren darzustellen, war es auch nicht anders möglich, da es mit Literatur alleine zu wenige verfügbare Daten über das Ausmaß von Pio XI geben würde.

5.2.1 Auswahl der Satellitenbilder

Vorweg wurde die Entscheidung getroffen mit Satellitenbildern zu arbeiten, um die Größe des Gletscherauslaufes in den südpatagonischen Anden zu messen. Die Beschaffung dieser Bilder erfolgte über den „Earth Explorer“ der United States Geological Survey (USGS). Diese Behörde untersteht dem US-amerikanischen Innenministerium. Es handelt sich dabei um eine Einrichtung, die sich mit Kartographie und der Bereitstellung von naturwissenschaftlichen Daten befasst. Um diese Daten zur Verfügung zu stellen, wird eine Datenbank mit Satellitenbildern betrieben, welche man, unter der Angabe, diese für wissenschaftliche, oder auch bildungsspezifische Zwecke zu nutzen, als Mitglied der Onlineplattform „Earth Explorer“ herunterladen darf.

Die für diese Arbeit verwendeten Satellitenbilder stammen von den Satelliten Landsat 5, Landsat 7 und Landsat 8. Das Landsat Programm existiert seit 1972. NASA (National Aeronautics and Space Administration) und USGS arbeiten dabei zusammen, wobei die NASA für das Raumsegment verantwortlich ist. Das Innenministerium der Vereinigten Staaten hat die Zuständigkeit für das Bodensegment und die Aufbereitung und die Verfügbarkeit der Daten inne. (vgl. USGS 2019) Am 23. Juli 1972 wurde ERTS-1, der Earth Resources Technology Satellite, gestartet und etwas später in Landsat 1 umbenannt. Vorerst dienten die Daten des Satelliten ausschließlich den Forschungen der NASA. Einige Jahre später, nämlich 1984, wurde jedoch beschlossen, die Daten auch zu kommerziellen Zwecken zur Verfügung zu stellen und die Zugänglichkeit nicht mehr zu beschränken. (vgl. KRAMER 2002)

Der Satellit Landsat 5 wurde 1984 in Betrieb genommen (vgl. KRAMER 2002) und lieferte bis zum Jahr 2013 regelmäßige Daten an die Einrichtungen der USGS.

Den Satelliten Landsat 7 gibt es seit 1999. Beim Abrufen der Datensätze fiel allerdings auf, dass die Bilder dieses Satelliten oft in ihrer Darstellung schlechter erschienen als

jene von Landsat 5. Dies hat mit Problemen eines bestimmten Sensors „ETM+“ am Satelliten zu tun, der nicht immer richtig funktioniert. Aus diesem Grund wurden Datensätze von Landsat 7 für die Untersuchung in dieser Diplomarbeit immer nur dann verwendet, wenn keine Bilder von Landsat 5, oder Landsat 8 verfügbar waren.

Landsat 8 gibt es seit 2013. Es handelt sich dabei um den aktuell neuesten Satelliten, welcher Daten an das USGS sendet. Der Satellit verfügt über das OLI (Operational Land Imager) Fernerkundungsinstrument, welches die Aufnahme von Bildern mit 15m Auflösung, panchromatisch und 30m Auflösung, multispektral, ermöglicht. Weiters wird TIRS (Thermal Infrared Sensor) verwendet, um die Erfassung von verschiedenen Spektralbereichen des Lichts zu ermöglichen. Insgesamt ist Landsat 8 in der Lage, 11 unterschiedliche Kanäle aufzunehmen. Eine Besonderheit des Landsat Programmes ist, dass mittels dieser erfassten Satellitenbilder gewisse Oberflächenbewegungen festgestellt werden können. Die durch Landsat 8 umsetzbare „image cross correlation technique“ ermöglicht es mittels Signalanalyse und Kreuzkorrelationsfunktion Bewegungen wie etwa die Fließgeschwindigkeit von Gletschern, oder auch bestimmte seismische Vorgänge festzustellen und zu untersuchen. (DING et al. 2016) Es wird laut USGS (2019) an der Entwicklung und Fertigstellung von Landsat 9 gearbeitet. Dieser Satellit soll ab Dezember 2020 von der Erdumlaufbahn noch weiter optimierte Aufnahmen zum Zwecke der Wissenschaft und Forschung senden.

Die Auswahl von Landsat 5, Landsat 7 und Landsat 8 kann wie folgt nachvollzogen werden. Da die hier relevanten Jahre nach der Jahrtausendwende datierbar sind, wurde versucht bei den Satellitenbildern eine möglichst gute Auflösung zu bekommen, welche in der Folge die Bearbeitung der Bilder einfacher und genauer gestalten würde. Da Bilder von Landsat 8 erst ab dem Jahr 2013 zur Verfügung stehen, wurden für die Jahre davor Bilder von Landsat 5 und Landsat 7 verwendet. Es auch konnten nicht von allen Jahren ab 2013 Landsat 8 Datensätze aufgerufen werden, an deren Stelle wurde die Landsat 7 Alternative verwendet.

Landsat Satellitenbilder haben grundsätzlich eine Auflösung von 30m. Nur Bilder von Landsat 8 können mittels des verfügbaren panchromatischen Kanals in ArcGIS zu einer noch besseren Bodenauflösung, nämlich 15m, modifiziert werden. Daher ist es naheliegend, dass - soweit es möglich war - Bilder des Satelliten Landsat 8 verwendet wurden.

Es wurden über das Landsat Programm hinaus ebenso Daten von ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) in Erwägung gezogen, um zusätzliche Bilder für die Analyse zu generieren. Jedoch konnten für gewisse benötigte Zeiträume auch über ASTER keine brauchbaren Bilder generiert werden. Daher wurden ausschließlich Landsat Images verwendet.

Maßgeblich für eine sinnvolle Auswahl der Landsat Bilder war vorerst die Festsetzung von zwei Kriterien: Die der Menge und auch die genauen Zeitpunkte der Aufnahme der Bilder. Vorab war es das Ziel von jedem Jahr 1999-2019 ein bis zwei Bilder zu bekommen, auf denen Pio XI wolkenfrei sichtbar sein sollte. Als optimaler Zeitraum für die jährlichen Bilder wurden die Monate März und April ausgesucht, da diese auf der Südhalbkugel, also auch am Südpatagonischen Eisfeld, den Sommer begrenzen. Das ist für den Gletscher jener Zeitpunkt, an dem er die warme Periode des Jahres überbrückt hat und ergo in seiner tatsächlichen flächenmäßigen Ausdehnung ab besten vermessbar ist. Messungen im Winter könnten leicht durch frischen Niederschlag verfälscht werden, welcher die Sommerperiode womöglich nicht in jedem Fall überdauern würde.

Die beiden ausgesuchten Kriterien „März/April“ und die Menge der Bilder „eins bis zwei jährlich“ unterlagen in der Praxis schließlich einem dritten, durchaus bekannten, aber einem als nicht so große Probleme bereitenden, eingeschätzten Kriterium, nämlich „wolkenfrei“. Dieses absolut wichtige Attribut „wolkenfrei“ gestaltete sich nämlich letztlich als ausschlaggebend für die Auswahl. Denn, das Untersuchungsgebiet ist derartig niederschlagsreich, dass es nicht möglich war, für jedes Jahr ein wolkenfreies Satellitenbild zu finden. Daher wurde das Kriterium März/April angepasst und auf 1. Jänner bis 30. April ausgeweitet. Dadurch konnte die Anzahl der wolkenfreien Bilder auf eine für die Untersuchung annehmbare Menge ausgeweitet werden. Ergänzend ist anzumerken, dass für einige Jahre Satellitenbilder ausgesucht wurden bei denen die Wolkenbedeckung nicht gleich null, sondern sehr gering ist und dies die Messungen nicht bis kaum beeinflusst. Das im Earth Explorer vorhandene Werkzeug, mittels dessen man eine Voreinstellung bezüglich der Wolkenbedeckung auf den Satellitenbildern treffen kann, hat sich als sehr hilfreich gestaltet. Es ist mit Hilfe desselben möglich, in Dezimalschritten anzugeben wie viel „cloud cover“ (0-100%) auf den Bildern zu sehen sein darf.

In Tabelle 1 wurden die benutzten Bilder und ihre Verwendung in der Analyse zusammengefasst.

Tabelle 1: Unterteilung verwendeter Satellitenbilder

Datum	Bild verwendet	Bild nicht verwendet	Keine Daten	Satellit
24.Apr.99	-	+	-	Landsat 5
02.Apr.00	+	-	-	Landsat 5
12.Mär.01	+	-	-	Landsat 5
31.Mär.02	-	+	-	Landsat 5
02.Apr.03	+	-	-	Landsat 7
01.Feb.04	-	+	-	-
19.Feb.05	+	-	-	Landsat 5
24.Apr.05	+	+	-	Landsat 5
22.Feb.06	+	-	-	Landsat 5
2007	-	-	+	-
2008	-	-	+	-
12.Jän.09	+	-	-	Landsat 7
16.Feb.10	+	-	-	Landsat 7
20.Feb.11	+	-	-	Landsat 5
21.Jän.12	+	-	-	Landsat 7
28.Mär.13	+	-	-	Landsat 7
2014	-	-	+	-
14.Jän.15	+	-	-	Landsat 8
08.Jän.16	+	-	-	Landsat 8
31.Mär.17	+	-	-	Landsat 8
14.Feb.18	+	-	-	Landsat 8
14.Mär.19	+	-	-	Landsat 8

Wie man aus Tabelle 1 ablesen kann, konnten vom Untersuchungszeitraum von 20 Jahren für 17 Jahre Satellitenbilder abgerufen werden. Von drei Jahren, 2007, 2008 und 2014 waren keine Bilder im Zeitraum 1.Jänner bis 30.April verfügbar. Von den 17 Jahren von denen Datensätze aus dem Earth Explorer heruntergeladen werden konnten, wurden jedoch nicht alle verwendet. Jene Aufnahmen von 24.April 1999 und von 2.April 2004 wurden nicht in die Analyse miteinbezogen. Grund dafür ist die starke, den Gletscher verhüllende Wolkenbedeckung, welche es nicht möglich macht die beiden Bilder sinnvoll weiter zu bearbeiten. Ergänzend kann man in Abb. 1 sehen, dass vom Jahr 2005 zwei Datensätze, vorhanden sind, die für die Bearbeitung der Satellitenbilder passend wären. Auf Grund der sonst nicht vorhandenen doppelten Bilder wurde jedoch bloß eines dieser beiden in der Analyse verwendet.

Das bedeutet, dass von 20 Jahren für 15 Jahre Daten vorliegen, welche für eine weitere Analyse sinnvoll verwendet werden können. Das Ausfallen einzelner Jahre wurde als nicht störend eingestuft, da die Gesamtentwicklung in den vergangenen 20 Jahren betrachtet werden soll und diese durch das Fehlen der besagten Daten zwar

etwas eingeschränkt ist, aber dies die gesamte Untersuchung grundsätzlich nicht behinderte.

5.2.2 Bearbeitung der Satellitenbilder

Die erworbenen Datensätze der Landsat Satelliten durch den Earth Explorer wurden anschließend in die ArcGIS Software von ESRI eingelesen, wo einzelne Farbkanäle miteinander kombiniert wurden, um farbige Bilder zu erhalten.

ArcGIS ist ein Geoinformationssystem, mit dessen Hilfe geographische Daten georeferenziert bearbeitet werden können. Die in dieser Diplomarbeit vorhandenen Karten und auch alle erhobenen Daten wurden mittels der Desktop Anwendung ArcMap erstellt, beziehungsweise erhoben.

Die einzelnen Landsat Datensätze enthalten je nach ihrem technologischen Entwicklungsstand mehr oder weniger Bänder, auf welchen die Erdoberfläche aufgenommen wurde. Diese Bänder unterscheiden sich in ihrer Wellenlänge. Als klassische Beispiele für diese Bänder wären rot, grün und blau zu nennen, aber auch der Infrarot Kanal. Landsat 8 weist mit dem panchromatischen Kanal, der weiter oben bereits erwähnt wurde, eine Besonderheit auf, welche die Vorgängersatelliten noch nicht hatten.

Die Kombinationen der jeweiligen Kanäle für die zu analysierenden Satellitenbilder wurden nicht immer gleich gewählt, da je nach Datensatz unterschiedliche Farbkombinationen am ausdrucksstärksten waren. Ziel war es bei der Auswahl der Kanäle ein farbiges Endprodukt zu erhalten, auf welchem die Grenzen und das Ausmaß von Pio XI sehr gut sichtbar sein würden. Sobald in ArcGIS farbige Satellitenbilder erstellt und abgespeichert wurden, konnten diese zur Bearbeitung in Bezug auf die Veränderung der Größe des Gletschers freigegeben werden.

5.2.3 Analyse der Satellitenbilder hinsichtlich der Fläche des Gletschers

Die anfängliche Idee der Methodik in dieser Diplomarbeit war es, den gesamten Gletscherauslauf des Pio XI zu kartieren. Dies sollte mittels der Erstellung von Polygonen stattfinden. Aus diesen kann man nach genauer Absteckung der Flächen an den Gletscherrändern nämlich die Fläche genau dieser Polygone in Quadratmetern berechnen. Nach diesem Schema wurde vorgegangen, und von allen vorhandenen Jahren konnten Polygone kartiert und die Flächen in der Attributtabelle in der ArcMap Software berechnet werden. Beim Kartieren war es besonders wichtig, sehr genaue und enge Punkte zu setzen, um möglichst exakt die Grenzen von Pio XI zu messen. Nicht bloß einmal wurde die gesamte Vermessung wegen Messungenauigkeiten verworfen und neu begonnen. Die Kartierung gestaltete sich bei den Satellitenbildern mit 15m Auflösung etwas einfacher als bei den Landsat 5 und 7 Bildern mit 30m Auflösung. Es muss jedoch generell darauf hingewiesen werden, dass durch Verpixelung entstandene, kleine Abweichungen möglich sein können. Darauf wird im Kapitel 7.1 noch näher eingegangen.

Sobald die Flächen berechnet waren, fiel schnell auf, dass die absolute Fläche des Gletscherauslaufes der einzelnen Jahre alleine nur wenig aussagekräftig interpretiert werden konnte. Denn beim Kartieren war rasch augenfällig geworden, wie viele einzelne Gletscherzungen Pio XI mit sich bringt und wie unterschiedlich, mit freiem Auge erkennbar, sich diese über die untersuchten 20 Jahre entwickelt hatten. In den bekannten Publikationen mehrerer ForscherInnen (vgl. WARREN et al. 1997, ANIYA et al. 1997, WILSON et al. 2016) waren zwar immer die beiden flächenmäßig größten Gletscherzungen, die Gezeitenwasserzunge und die Süßwasserzunge, wegen ihrer unterschiedlichen Entwicklung oder auch Fluktuation hervorgehoben worden. Es fiel bei der Literaturrecherche für diese Arbeit jedoch auf, dass die vielen weitaus kleineren Gletscherzungen des Pio XI in der Literatur bezüglich deren Rückgang und Vorstoß unkommentiert blieben. Aus diesem Grund war es naheliegend, dass für diese Arbeit nicht nur beschlossen wurde, die beiden großen Gletscherzungen gesondert zu betrachten. Dieses Vorhaben wurde nach kurzer Zeit durch ein weiteres ergänzt. Über die zwei großen Gletscherzungen hinaus wurden fünf zusätzliche Gletscherzungen hinsichtlich ihrer Dynamik genau untersucht. Die nun insgesamt sieben ausgesuchten Gletscherzungen wurden benannt in: Gezeitenwasserzunge, oder auch Tidenzunge, Süßwasserzunge und Zunge A, Zunge B, Zunge C, Zunge D und Zunge E. Jede einzelne von ihnen wurde in den Satellitenbildern der verfügbaren Jahre vermessen. Durch diesen großen und ursprünglich nicht geplanten Zugewinn an Daten können nun viel detailliertere Aussagen zum Verhalten von Pio XI getroffen werden. Denn durch die Analyse und Diskussion der Daten der Gesamtfläche alleine, hätten keine sinnvollen Aussagen zu der Entwicklung einzelner Gletscherzungen hinsichtlich deren Fluktuation getroffen werden können. Es wäre sogar möglich gewesen, dass einzelne Vorstöße, oder auch Rückgänge unbemerkt geblieben wären, da sich beispielsweise die Gletscherzungen D und E im Vergleich zu der großen Gezeitenzunge in einem Größenbereich befinden, der weniger als ein Zehntel derselben ausmacht.

Unterteilung der Gletscherzungen des Pio XI

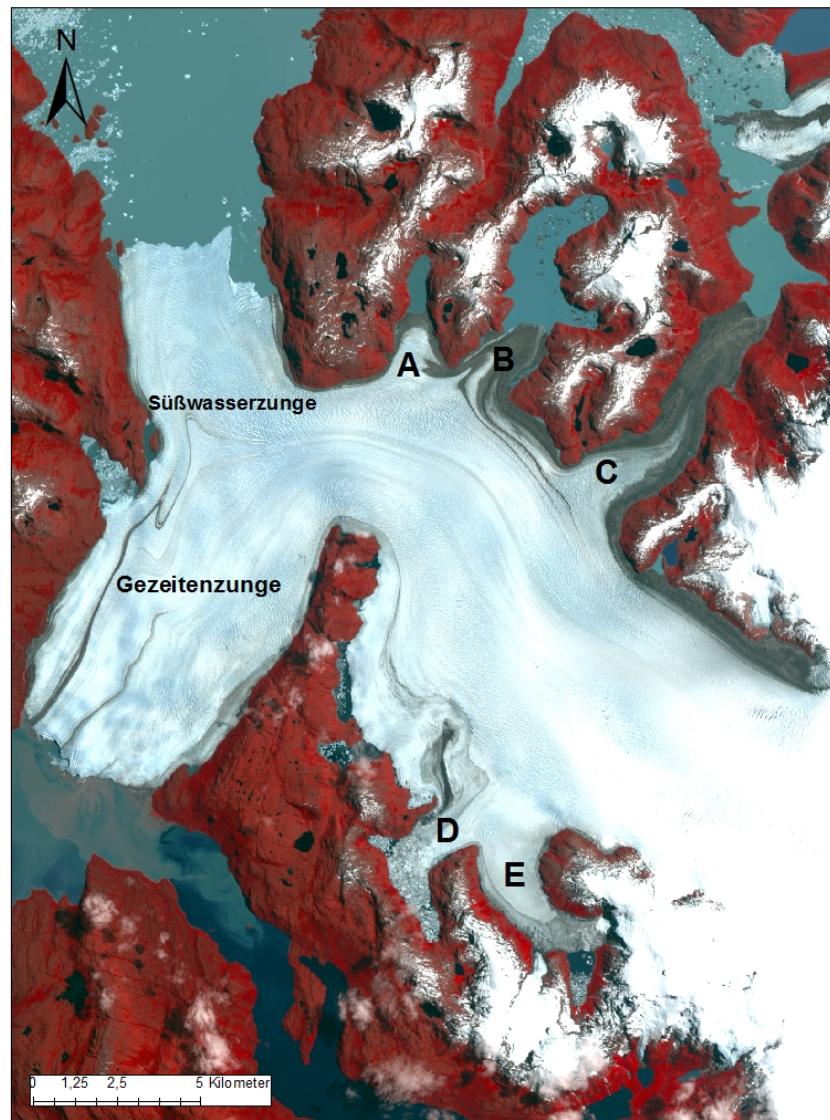


Abbildung 3: Unterteilung und Benennung der sieben Gletscherzungen von Pio XI zum Jahr 2016

Abbildung 3 zeigt wie die Gletscherzungen benannt wurden. Die Aufnahme stammt aus 2016, ausgewählt, weil dies das Jahr ist, in dem die Flächenausdehnung der Gesamtfläche am größten war.

Mittels des „Intersect“ Werkzeuges konnten die Flächen der sieben Gletscherzungen aus den bereits kartierten Polygonen erhoben werden. Wären die Gletscherzungen jeweils für jedes Jahr einzeln neu vermessen worden, hätte eine große Wahrscheinlichkeit von Ungenauigkeiten bestanden.

Die Grenzen der Gletscherzungen sowie auch die Grenze des gesamten Gletscherauslasses vom Eisfeld wurden nach dem Ermessen der Verfasserin gezogen. Bei ersteren wurden Grenzen ausgesucht, an denen die Gletscherzungen eindeutig in ein die Gletscherzunge begrenzendes Gebiet fließen. Die Grenze zum Eisfeld in Richtung Vulkan Lautaro konnte durch die Betrachtung der Satellitenbilder

sehr gut ausgesucht werden, da die unterschiedliche Struktur des Eises vom Nähr- zum Zehrgebiet des Gletschers mit freiem Auge einigermaßen gut einzuschätzen ist.

5.2.4 Analyse der Satellitenbilder hinsichtlich der Länge der

Gletscherzungen

Neben der Vermessung der Fläche des Gletscherauslaufes von Pio XI und der ausgesuchten sieben Gletscherzungen ergab sich während des Forschungsprozesses noch ein weiterer Aspekt, dessen Untersuchung hinsichtlich der Fragestellungen und vor allem auch hinsichtlich der Hypothese von Fragestellung drei, nicht vernachlässigt werden konnte. Die Länge der Gletscherzungen sollte ebenso untersucht werden.

Die Hypothese der dritten Forschungsfrage lautet: „Bei Pio XI handelt es sich um einen sogenannten Galoppierenden Gletscher, oder auch einen *engl. surge type glacier*.“ Diese Hypothese folgt auf die Frage nach dem Grund des Vorstoßes von Pio XI.

Nun ist festzuhalten, dass wenn Gletschersurgen erfolgen, sich die Gletscherzunge in die Länge zieht. Daher konnte die Untersuchung nicht nach dem Vermessen der Fläche beendet werden, sondern auch das Längenmaß wurde in die Datenerfassung inkludiert, um H3 mit Hilfe von empirischen Daten untersuchen zu können.

Das Längenmaß wurde annäherungsweise, durch die Kombination der Flächendaten mit der nun neu vermessenen Breite der Gletscherzungen, herausgefunden. Da die Breite der Gletscherzungen über die Jahre hinweg leicht fluktuiert, wurde die Entscheidung getroffen, diese Berechnung erneut für jedes Jahr einzeln durchzuführen. Von jedem bereits untersuchten Jahr wurde die Breite der jeweiligen Gletscherzunge gemessen. Diese Messung fand mittels der Erstellung eines Shapefiles statt, in welchem auf der Basis von einer Polylinie Vermessungen getätigt werden konnten. Darauffolgend wurde die Fläche der Gletscherzunge durch die Breite der Gletscherzunge dividiert. Um die Zunahme der Länge einer Gletscherzunge zu beweisen, reicht diese Annäherungsrechnung aus, bei der man sich die Gletscherzunge als ein Rechteck vorstellen kann, dessen Länge durch die Division von Fläche durch Breite berechnet wird. Die exakte Länge kann man aus diesen Zahlen jedoch nicht schließen.

Diese Erhebung wurde nicht bei allen sieben Gletscherzungen angewandt. Lediglich die Gezeitenzunge und die Süßwasserzunge wurden dafür ausgewählt. Es gibt mehrere Gründe für die Vernachlässigung der anderen Gletscherzungen. Erstens werden, die Gletschersurgen betreffend, welche mit der Untersuchung der Länge schließlich bewiesen werden sollen, in der Literatur vor allem die Gezeitenzunge und die Süßwasserzunge hervorgehoben. An diese Untersuchungen soll hier angeschlossen werden. Zweitens sind die anderen Gletscherzungen teilweise flächenmäßig so klein, dass eine annäherungsweise Berechnung ihrer Länge mit dieser Methode nicht aussagekräftig wäre.

5.2.5 Darstellung der Daten

Mittels Tabellen und auch mittels Liniendiagrammen, welche in Excel erstellt wurden, erfolgte die Darstellung Daten des Gletschers und der Gletscherzungen. Für die Gesamtfläche sowie für jede Gletscherzunge und auch für die Längen der Gezeiten- und Süßwasserzunge wurden eine Tabelle und ein bis zwei Diagramme erstellt.

Folgende Komponenten sind in den Tabellen, welche die Fläche betreffen, inbegriffen: Die genaue Datierung der Daten. Die Fläche in km². Die Veränderung der Fläche gegenüber dem zuvor gemessenen Jahr, beziehungsweise Zeitpunkt, ebenfalls in km². Diese Zahl wurde auch noch in Prozent umgerechnet. Ebenso wurde die Veränderung der Fläche im Bezug zum Ausgangsjahr dieser Untersuchung, nämlich dem Jahr 2000, berechnet. Die Komponente „Veränderung“ wurde in den Tabellen immer mit Hilfe des griechischen Buchstabens Delta (Δ) abgekürzt. Da vom Jahr 1999 keine sinnvollen, nachvollziehbaren Daten zur Verfügung standen, beginnt die Untersuchung mit 2. April 2000. Die Daten wurden ebenfalls sowohl in km², als auch in Prozent angegeben.

Die Messungen der jährlichen Veränderung (Δ jährl.) wurden stets in Relation zum letzten vorhergehenden verfügbaren Datensatz durchgeführt. Manchmal handelt es sich beim Bezug auf das Vorjahr nicht um einjährige Sprünge, weil nicht von jedem Jahr Daten zu Verfügung standen. Den Jahren 2003, 2005 und 2015 geht ein zweijähriger Messungssprung zuvor. Das Jahr 2009 ist das einzige Jahr, welches drei Jahre Abstand zu der Messung des vorangegangenen Messzeitpunkt hat. Um die Daten trotz dieser Abstände vergleichbar zu machen, erfolgte bei den Daten von zweijährigen Sprüngen eine Division durch zwei und bei dem dreijährigen Sprung von 2006 auf 2009 eine Teilung des berechneten Wertes durch drei. Die Daten wurden in allen Tabellen der Gletscherzungen bereits mit dem Ergebnis der Divisionen dargestellt und werden auch so in Kapitel 6 analysiert.

Bei den Diagrammen handelt es sich um Liniendiagramme, die den Verlauf der Flächenveränderung, beziehungsweise die Zuordnung der Werte zu den untersuchten Jahren, graphisch darstellen.

5.3 Kartographische Darstellungen

Die Flächenveränderung des gesamten Gletscherauslaufes und auch der Gletscherzungen wird im Analyse- und Diskussionsteil auch kartographisch dargestellt. Die Visualisierung soll das Ausmaß der Veränderung der Größe des Gletschers, beziehungsweise der Gletscherzungen verdeutlichen. Die Karten wurden auf Basis der Landsat Satellitenbilder erstellt. Die Polygone der verschiedenen Messjahre wurden farblich so markiert, dass sie die Flächenveränderung bei der Betrachtung der Karten leicht ersichtlich machen. Die Gestaltung der Karten wurde mit ArcGIS vorgenommen. Die Farbe der Karten kann je nach Kombination der Farbkanäle der Satellitenbilder variieren. Diese Zusammenstellung der jeweiligen

Bänder wurde von Jahr zu Jahr so gewählt, dass der Übergang zwischen Gletschereis, zu Wasser und zu Landoberflächen deutlich zu erkennen ist. Farbunterschiede zwischen den Jahren haben keine Bedeutung. Es war lediglich Ziel, die Farbe der Bilder optimal für eine genaue Kartierung zu wählen.

Für die Darstellung der Gesamtveränderung und auch der Veränderung der einzelnen Gletscherzungen wurden als Basisbild unterschiedliche Jahre ausgesucht. Oft wurde der Endpunkt der Untersuchung, der 14.März.2019 herangezogen. Auslöser dafür war, dass es sich einerseits um ein Landsat 8 Bild mit guter Auflösung handelt, andererseits stellt dieses Bild meist die Maximalausdehnung der untersuchten Fläche dar. Auch der erste Untersuchungszeitpunkt, der 2.April 2000 wurde oft verwendet. Der Grund dafür ist, dass man durch das Anzeigen einer meist kleineren Fläche als bei den übrigen gemessenen Jahren die Differenz zu den größeren, gewachsenen Flächen sehr gut erkennen kann. Ausschlaggebendes Kriterium für die Auswahl der Basisbilder waren also schlussfolgernd Ästhetik und Sinnhaftigkeit.

6. Ergebnisse

Im folgenden Kapitel werden die Datenerhebungen der Satellitenbildanalyse dokumentiert und in tabellarischer Form, in der Form von Diagrammen und ebenso in kartographischer Form dargestellt. Die Gesamtfläche des Gletschers und die einzelnen Gletscherzungen wurden in Unterkapitel unterteilt. Die systematische Auflistung und Beschreibung der Daten wurde bereits in Hinblick auf die nachstehende Analyse und Interpretation der Daten ausgewählt.

6.1 Gesamtfläche des Pio XI

In der folgenden Tabelle werden die Ergebnisse der Messungen der gesamten Fläche des Gletscherauslaufes von Pio XI dargestellt. Die Daten wurden auf zwei Nachkommastellen gerundet.

Tabelle 2: Datensatz der Gesamtfläche des Pio XI, von 2000-2019

Jahr	Fläche in km²	Δ jährlich in km²	Δ jährlich in %	Δ geg. dem Ausgangsjahr in km²	Δ geg. dem Ausgangsjahr in %
02.April.2000	234,57				
12.März.2001	235,17	0,60	0,25%	0,60	0,25%
02.April.2003	238,58	1,71	0,73%	4,01	1,71%
19.Februar.2005	234,60	-1,99	-0,84%	0,02	0,01%
22.Februar.2006	235,82	1,22	0,52%	1,24	0,53%
12.Jänner.2009	242,12	2,10	0,89%	7,55	3,22%
16.Februar.2010	242,05	-0,07	-0,03%	7,48	3,19%
20.Februar.2011	244,05	2,00	0,83%	9,48	4,04%
21.Jänner.2012	245,99	1,94	0,80%	11,42	4,87%
28.März.2013	244,81	-1,19	-0,48%	10,23	4,36%
14.Jänner.2015	251,23	3,21	1,31%	16,66	7,10%
08.Jänner 2016	254,25	3,02	1,20%	19,68	8,39%
13.Februar.2017	251,00	-3,26	-1,28%	16,42	7,00%
14.Februar.2018	253,55	2,55	1,02%	18,98	8,09%
14.März 2019	254,06	0,51	0,20%	19,49	8,31%

Im Ausgangsjahr 2000 hat Pio XI eine Fläche von rund 234,57 km². Diese steigt bis zum Jahr 2003 an, in welchem sie 238,58 km² erreicht. Da vom Jahr 2004 keine Daten verfügbar sind, kann nicht gesagt werden ob der folgende Rückgang der Fläche bereits gleich nach 2003 beginnt, oder etwas später. Jedenfalls kann per 19. Februar 2005 ein Flächenrückgang von 1,99 km² jährlich im Vergleich zur Messung von 2003 festgestellt werden. Auf Grund der fehlenden Daten von 2004 werden die weiteren - 1,99 km² in der Periode von 2003 bis 2004 ebenfalls als Rückgang angenommen. Dieser Rückgang von 2003 bis 2005 entspricht einem Flächenzuwachs von 0,02%

gegenüber dem Ausgangsjahr 2000. Aus der Tabelle kann man weiters ablesen, dass bis zum Jahr 2009 die Gletscherfläche wieder ansteigt. Und zwar um 1,22 km² von 2005 bis 2006 und von 2006 bis 2009 um jährlich rund 2,10 km², sodass die Gesamtfläche in diesem Jahr 242,12 km² erreicht. Gegenüber 2000 handelt es sich dabei um eine Zunahme der Fläche um über 7 km², was einer prozentuellen Erhöhung von ungefähr 3,22% entspricht. Im Dreijahresabschnitt von 2009 bis 2012 kann die Gesamtfläche des Pio XI erneut wachsen. Bis auf einen Rückgang im Jahr 2010 von -0,03%, legt die Fläche um beinahe 4 km² zu. 2012 erreicht Pio XI eine Ausdehnung von 245,99 km². Das sind 11,42 km² mehr gegenüber dem Beginn der Messungen dieser Arbeit im Jahr 2000. Im Intervall von 21.Jänner.2012 bis 28.März.2013 nimmt die Fläche um 1,19 km² ab, was ungefähr einem halben Prozent der Fläche vom Vorjahr entspricht. Im nächsten gemessenen Jahr 2015 kann aus der Tabelle wieder ein Zuwachs abgelesen werden. Die Gesamtfläche erreicht nun 251,23 km² und breitet sich also in zwei Jahren um 6,42 km² aus. Pio XI konnte, wenn man dessen Ausmaß mit 2000 vergleicht, seine Größe um 16,66 km² steigern. Das sind über 7% Flächenzuwachs gegenüber dem Ausgangsjahr.

Im Jahr 2016 kann die Ausbreitung des Gletschers sich erneut übertreffen und misst nun 254,25 km². Damit erreicht sie ihre Maximalausdehnung im Untersuchungszeitraum dieser Diplomarbeit. Pio XI vergrößert sich um 19,68 km² relativ zum Beginn der Messung im Jahr 2000, was bedeutet, dass die Fläche in 16 Jahren um 8,39% gewachsen ist.

Im darauffolgenden Jahr wird ein Rückgang um 3,26 km² verzeichnet. 2018 steigt das Ausmaß der Fläche im Vergleich zum Vorjahr wieder um 2,55 km² an und misst nun 253,55 km². Es handelt sich hier im Vergleich zum Jahr 2000 immer noch um eine Zunahme der Fläche um über 8%. Aus den aktuellsten Daten der Untersuchung, von 14.März.2019, kann herausgelesen werden, dass Pio XI gegenüber 2018 erneut gewachsen ist, nämlich um 0,51 km² auf die absolute Fläche von 254,06 km². Damit erreicht der Gletscher in diesem Jahr seine zweitgrößte Ausdehnung während des Untersuchungszeitraumes und ist 2019 rund 0,19 km² von seinem Maximum von 8.Jänner.2016 entfernt. Im Vergleich zum Jahr 2000 konnte sich Pio XI in seiner Fläche bis zum Jahr 2019 um 19,49 km² vergrößern.

Zusammenfassend fand in 15 gemessenen Jahren im direkten Vergleich zueinander vier Mal ein Rückgang der Gletscherfläche statt. Setzt man die Entwicklung in Relation zum Ausgangsjahr, so fällt auf, dass es tatsächlich in dem Zeitraum von 19 Jahren nie einen Rückgang der Fläche gegeben hat. Das Jahr 2005 kommt mit einer Zunahme gegenüber 2000 um 0,02 km² zwar nahe an den Minimalwert der Untersuchung, das Jahr 2000 heran, aber erreicht diesen dennoch nicht.

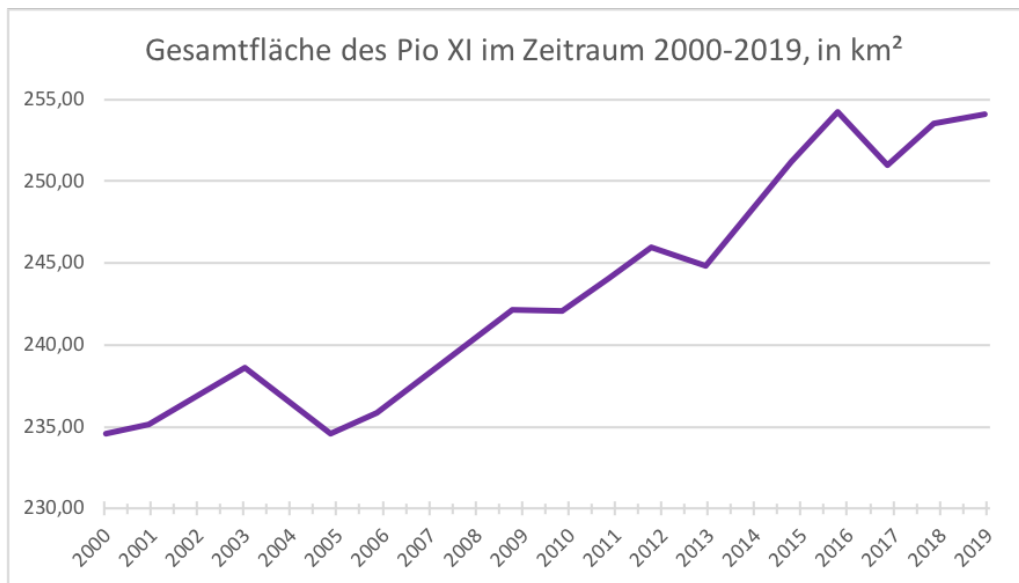


Abbildung 4: Fläche des Pio XI von 2000-2019

Wie man in Abbildung 4 erkennen kann, ist die Gletscherfläche von Pio XI im Jahr 2016 während des Untersuchungszeitraumes bei ihrem Maximalwert angekommen. Obwohl die Entwicklung der Fläche über die Jahre von einigen Rückgängen durchzogen wird, ist eine Zunahme zum Ende des Untersuchungszeitraumes 2019 gegenüber dem Anfang im Jahr 2000 definitiv gegeben. 2019 ist die Gesamtfläche des Gletscherauslaufes um 19,49 km² größer als 2000 und misst 254,06 km².

In Abbildung 5 sieht man die Veränderung der Gesamtfläche des Gletscherauslaufes von Pio XI in Form einer Karte. Die Polygone der Datenerhebung stellen die Außengrenzen der Gletscherfläche zu den jeweiligen Jahren dar. Als Basis wurde eine Satellitenbildaufzeichnung aus dem Jahr 2000 verwendet.

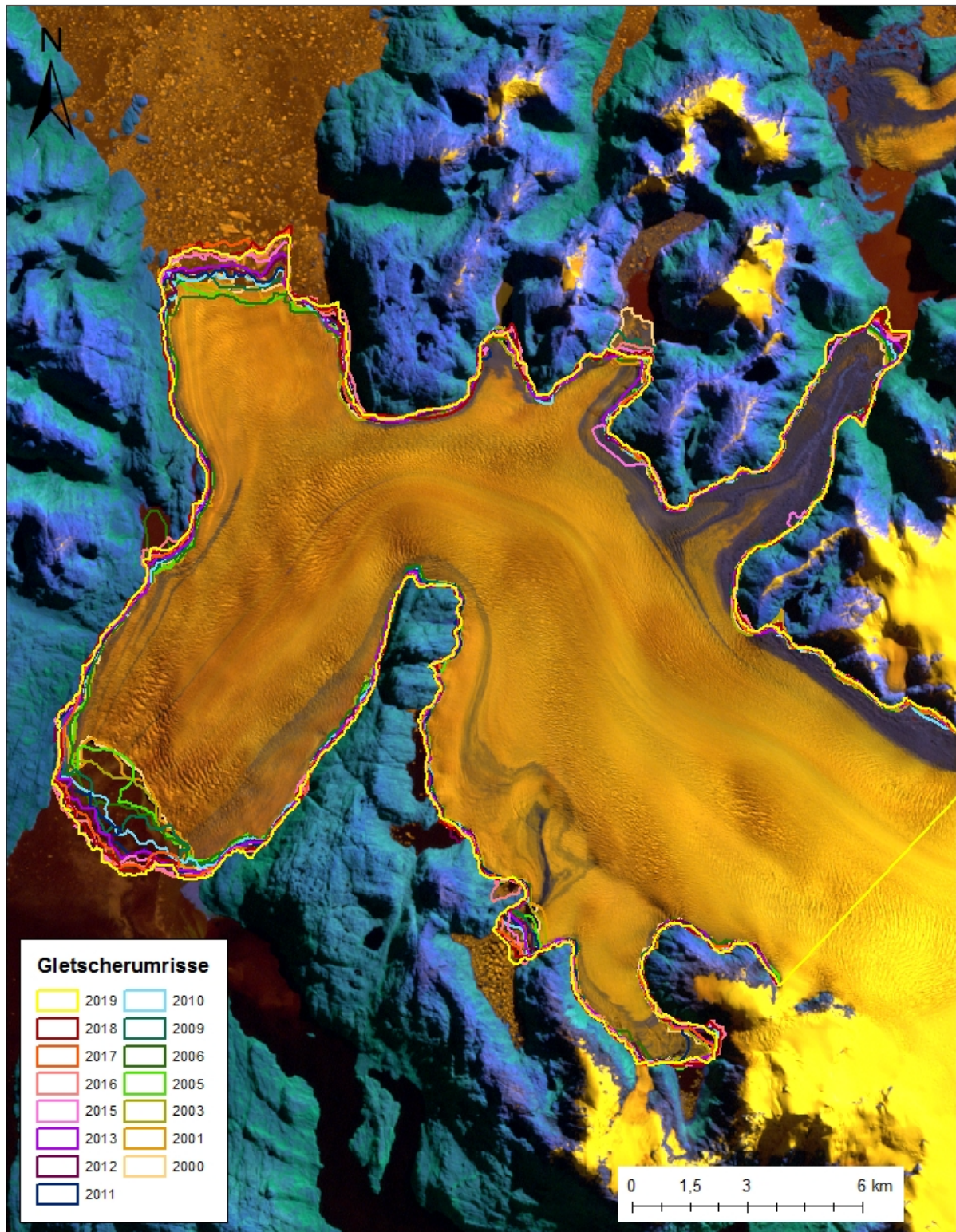


Abbildung 5: Umriss der Fläche des Pio XI von 2000-2019, zum Jahr 2000

6.2 Gezeitenzunge

In der folgenden Tabelle werden die Ergebnisse der Messungen der Fläche der Gezeitenzunge des Pio XI dargestellt. Die Daten wurden auf zwei Nachkommastellen gerundet.

Tabelle 3: Datensatz der Fläche der Gezeitenzunge, von 2000-2019

Jahr	Fläche in km²	Δ jährlich in km²	Δ jährlich in %	Δ geg. dem Ausgangsjahr in km²	Δ geg. dem Ausgangsjahr in %
2.April 2000	49,11				
12.März 2001	49,57	0,46	0,94%	0,46	0,94%
2.April 2003	49,14	-0,21	-0,43%	0,03	0,07%
19.Februar 2005	48,74	-0,20	-0,41%	-0,37	-0,76%
22.Februar 2006	51,62	2,88	5,91%	2,51	5,10%
12.Jänner 2009	52,03	0,14	0,27%	2,92	5,95%
16.Februar 2010	53,27	1,24	2,39%	4,17	8,48%
20.Februar 2011	54,68	1,41	2,64%	5,57	11,35%
21.Jänner 2012	55,88	1,20	2,20%	6,78	13,80%
28.März 2013	55,35	-0,53	-0,95%	6,24	12,71%
14.Jänner 2015	57,74	1,19	2,16%	8,63	17,57%
8.Jänner 2016	58,40	0,66	1,15%	9,29	18,92%
13.Februar 2017	56,90	-1,50	-2,57%	7,79	15,86%
14.Februar 2018	58,03	1,13	1,99%	8,92	18,16%
14.März 2019	58,62	0,59	1,01%	9,51	19,36%

Mit einer absoluten Fläche von 49,11 km² ist die Ausdehnung der Gezeitenzunge im Jahr 2000 der zweitniedrigste Wert im Untersuchungszeitraum. Nur am 19.Februar 2005 wurde aus der Kartierung der Satellitenbilder eine Fläche berechnet, welche kleiner war als diese, nämlich um 0,37 km².

Im Intervall von 2000 bis 2001 wächst die Gletscherzunge um 0,46 km². Danach kann gegenüber den Vorjahren bis 2005 ein Rückgang beobachtet werden. 2005 erreicht die Fläche mit 48,74 km² das Minimum der betrachteten Periode. Über die darauffolgenden sieben Jahre wurde ein stetiges Wachstum gemessen. Von 2005 bis 2006 dehnt sich die Gezeitenzunge um 2,88 km² aus, was einer Vergrößerung von 5,10% gegenüber dem Jahr 2000 und einer Steigerung von 5,91% gegenüber dem Vorjahr 2005 entspricht. Für das dreijährige Intervall bis zum 12.Jänner 2009 wurde eine Flächenzunahme von 0,14 km² berechnet. Im nächsten einjährigen Intervall bis zum Jahr 2010 wächst die Fläche auf 53,27 km² an. Betrachtet man die Fläche der Gezeitenzunge vom Ausgangsjahr 2000, so ergibt sich eine Differenz von 4,17 km², prozentuell handelt es sich dabei um eine Steigerung der Fläche um 8,48%. Die Sprünge der nächsten beiden Jahre 2011 und 2012 bewegen sich in einem ähnlichen Größenbereich. Die Fläche nimmt zuerst um 1,41 km² und im Jahr darauf um 1,20 km²

zu. Dabei handelt es sich bei beiden Werten um einen Zuwachs der Fläche der Gletscherzunge um über 2% gegenüber dem im jeweiligen Vorjahr gemessenen Wert. Die Daten vom Jahr 2012 übertreffen jene vom Jahr 2000 um 6,78 km², oder prozentuell 13,8%.

Während der Wert für die Gesamtfläche des Gletschers von 2012 auf 2013 um beinahe einen halben Quadratkilometer abnimmt, legt die ins Meer kalbende Gletscherzunge bis zum Jahr 2016 danach immer weiter an Größe zu. 58,4 km² misst sie am 8.Jänner 2016 und erreicht damit zu diesem Zeitpunkt die zweitgrößte Ausdehnung der Datenerhebungsperiode. Die Zunge ist um 9,29 km² größer als die Fläche vom Jahr 2000. 2017 beträgt das Areal des Gletschers wieder um 1,5 km² weniger und nimmt um 1,57% in der Relation zum Vorjahr ab. Bis zum Ende der Datenerhebung, dem 14.März 2019, schwillt die Gletscherzunge auf ihr Maximum dieses Untersuchungszeitraumes an. Die Fläche beträgt 58,62 km². Das sind 9,51 km² mehr als zum Ausgangspunkt der Erhebung der Daten, was 19,36% entspricht.

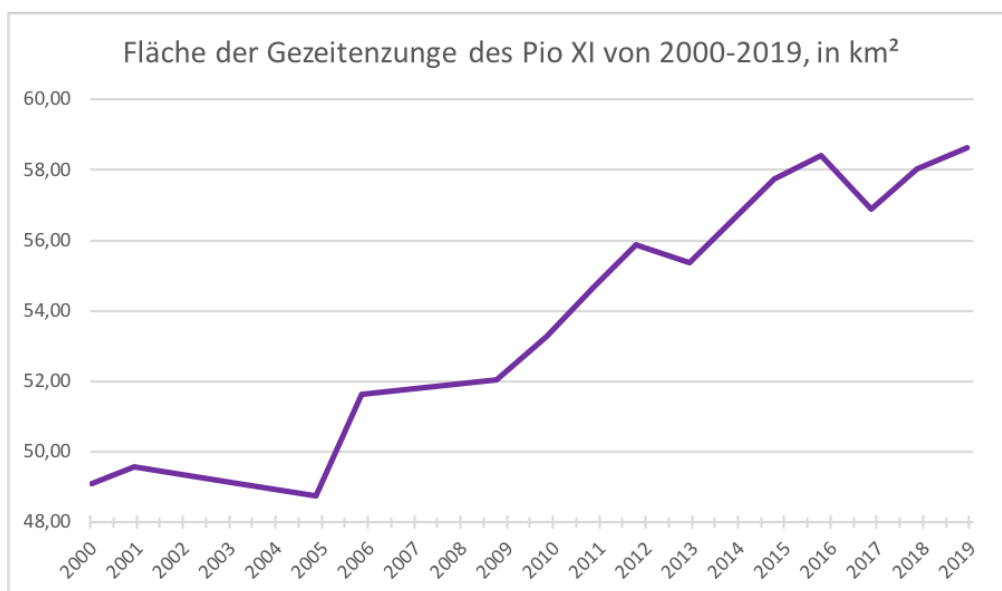


Abbildung 6: Fläche der Gezeitenzunge von 2000-2019

Aus Abbildung 6 kann man nochmals genau ablesen, dass sich die ins Meer kalbende Gletscherzunge des Pio XI, welche gleichzeitig die größte Zunge des Gletschers ist, bis zum Jahr 2019 immer weiter in ihrer Fläche vergrößert. Mit einem Wert von rund 49 km² beginnt die Untersuchung im Jahr 2000 und endet 19 Jahre später mit einem Wert, der über 9 km² größer ist. Obwohl die Untersuchung einige Rückgänge ergibt, vor allem im Vergleich zu den jeweils vorangegangenen Jahren, ist die Gesamtentwicklung der Gletscherzunge positiv hinsichtlich deren Ausbreitung.

Abbildung 7 zeigt die Größenveränderung der Fläche der Gezeitenzunge in kartographischer Form. Die Polygone der Datenerhebung stellen die Außengrenzen der Gletscherfläche zu den jeweiligen Jahren dar. Ein Bild vom Satelliten Landsat 5 aus dem Jahr 2000 wurde als Basis ausgewählt.

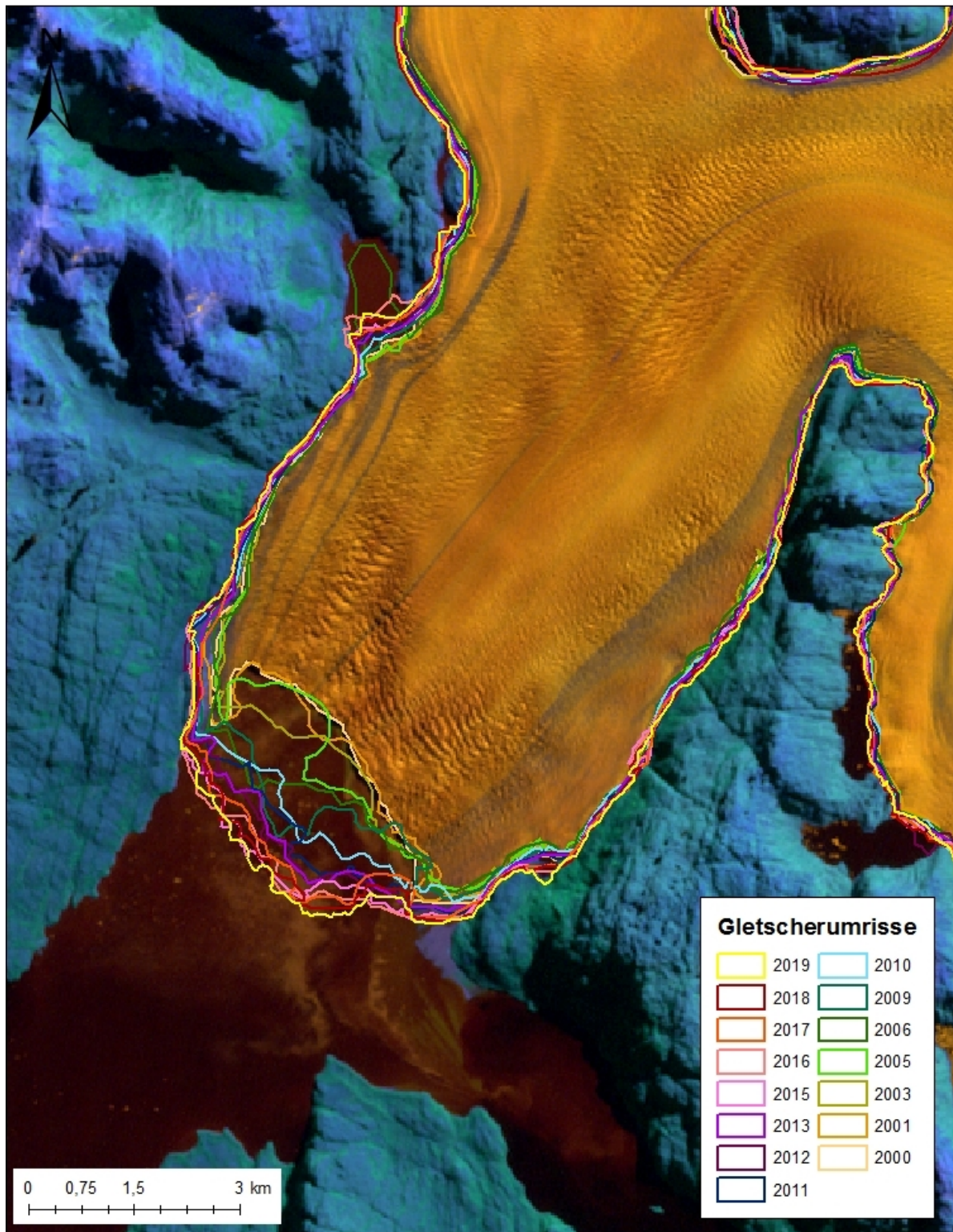


Abbildung 7: Umriss der Fläche der Gezeitenzunge des Pio XI von 2000-2019, zum Jahr 2000

6.2.1 Länge der Gezeitenzunge

Neben der Flächenentwicklung wurde für diese Gletscherzunge auch noch annäherungsweise die Veränderung der Länge berechnet. Die folgende Tabelle stellt die Ergebnisse jährlich, gerundet auf zwei Nachkommastellen dar.

Tabelle 4: Datensatz der Länge der Gezeitenzunge von 2000-2019

Jahr	Fläche der Gezeitenzunge in km²	Breite in km	Länge in km	Δ Länge geg. dem Vorjahr	Δ Länge geg. 2000	Δ Länge geg. 2000 in %
2.April 2000	49,11	6,53	7,52			
12.März 2001	49,57	6,53	7,59	0,07	0,07	0,94%
2.April 2003	49,14	6,44	7,63	0,04	0,11	1,45%
19.Februar 2005	48,74	6,41	7,60	-0,01	0,08	1,06%
22.Februar 2006	51,62	6,52	7,92	0,32	0,40	5,32%
12.Jänner 2009	52,03	6,51	7,99	0,03	0,48	6,38%
16.Februar 2010	53,27	6,51	8,19	0,19	0,67	8,91%
20.Februar 2011	54,68	6,59	8,30	0,11	0,78	10,37%
21.Jänner 2012	55,88	6,56	8,51	0,22	1,00	13,30%
28.März 2013	55,35	6,61	8,37	-0,14	0,86	11,44%
14.Jänner 2015	57,74	6,70	8,61	0,12	1,09	14,50%
8.Jänner 2016	58,40	6,73	8,67	0,06	1,16	15,43%
13.Februar 2017	56,90	6,73	8,46	-0,21	0,94	12,50%
14.Februar 2018	58,03	6,56	8,85	0,39	1,33	17,69%
14.März 2019	58,62	6,56	8,94	0,09	1,42	18,89%

Bezogen auf Jahr 2000 ist die Länge der Gezeitenzunge in jedem untersuchten Jahr größer, als sie es im Ausgangsjahr mit 7,52km ist. Untersucht man die Differenz zum jeweiligen vorangegangenen Erhebungszeitpunkt, stellt man fest, dass 2005, 2013 und 2017 im Verhältnis zur vorherigen Messung die Länge zurückging. Im Zeitraum von 2003 bis 2005 um jährlich rund -0,01km, von 2012 auf 2013 um -0,14km und von 2016 auf 2017 um -0,21km. Die Spitzen der Längenzunahme liegen in den Jahren 2006 und 2018, wo die Länge der Gletscherzunge beide Male um über 0,3km, 2018 beinahe 0,4km gegenüber dem Vorjahr wuchs. Ganzheitlich betrachtet ist die Gezeitenzunge innerhalb von 19 Jahren um 1,42km vorgestoßen, was eine Verlängerung um 18,89% gegenüber der Länge von 2000 bedeutet. Im Jahr 2019 erreichte die Eisfläche die maximale in dieser Untersuchung gemessene Länge.

Abbildung 8 visualisiert die Messergebnisse in einem Liniendiagramm. Die Zunahme der Länge der Gletscherzunge ist deutlich ersichtlich. Auch einzelne Rückgänge der Jahre 2005, 2013 und 2017 können klar aus der Grafik abgelesen werden.

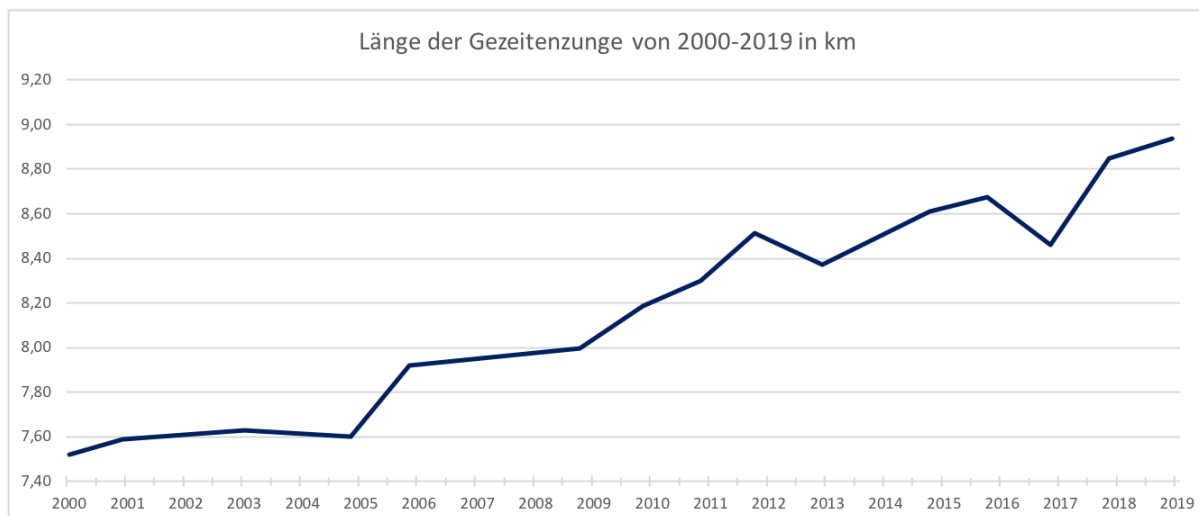


Abbildung 8: Länge der Gezeitenzunge von 2000-2019

6.3 Süßwasserzunge

In der folgenden Tabelle werden die Ergebnisse der Messungen der Fläche der Süßwasserzunge des Pio XI dargestellt. Die Daten wurden auf zwei Nachkommastellen gerundet.

Tabelle 5: Datensatz der Fläche der Süßwasserzunge, von 2000-2019

Jahr	Fläche in km ²	Δ jährlich in km ²	Δ jährlich in %	Δ geg. dem Ausgangsjahr in km ²	Δ geg. dem Ausgangsjahr in %
2.April 2000	17,64				
12.März 2001	17,56	-0,08	-0,43%	-0,08	-0,43%
2.April 2003	16,90	-0,33	-1,87%	-0,73	-4,15%
19.Februar 2005	16,91	0,00	0,01%	-0,73	-4,13%
22.Februar 2006	16,09	-0,82	-4,84%	-1,55	-8,77%
12.Jänner 2009	18,02	0,64	4,00%	0,39	2,19%
16.Februar 2010	18,49	0,47	2,60%	0,85	4,84%
20.Februar 2011	18,90	0,41	2,20%	1,26	7,15%
21.Jänner 2012	19,51	0,62	3,27%	1,88	10,65%
28.März 2013	19,74	0,23	1,16%	2,11	11,94%
14.Jänner 2015	21,45	0,85	4,33%	3,81	21,63%
8.Jänner 2016	22,02	0,57	2,66%	4,39	24,87%
13.Februar 2017	22,15	0,13	0,59%	4,52	25,61%
14.Februar 2018	22,07	-0,08	-0,35%	4,44	25,17%
14.März 2019	21,84	-0,23	-1,06%	4,20	23,84%

Die Flächenentwicklung der Süßwasserzunge kann über den Untersuchungszeitraum in drei Abschnitte eingeteilt werden: In eine erste Phase des Rückganges, in eine Wachstumsphase und in eine zweite Phase des Rückganges.

Die erste Rückgangsphase beginnt nach 2000 und dauert bis 2006. Die Ausgangsfläche, 17,64 km², nimmt jährlich bis auf 2005, wo sie in etwa gleich bleibt, ab, und ist 2006 zum untersuchten Tag, 22. Februar, auf 16,09 km², um 1,55 km², gesunken. Das entspricht einem Rückgang um 8,77% gegenüber dem Jahr 2000. Die Fläche befindet sich zu diesem Zeitpunkt am Minimalstand der Untersuchung. Danach kann man bis zum Jahr 2017 aus den Daten eine Wachstumsperiode herauslesen. Jährlich nimmt die Fläche der Süßwasserzunge zu. Die Wachstumssprünge variieren: 2009 und 2015 sind die größten Zuwächse gegenüber der vorangegangenen Messperiode zu sehen. Von 2006 bis 2009 dehnt sich die Fläche um jährlich rund 0,64 km² aus, von 2013 bis 2015 um rund 0,85 km² jährlich. Die absolute Zunahme von 2006 bis 2017 beträgt 6,06 km². 2017 misst die Gletscherzungenfläche mit 22,15 km² ihr Maximum dieses Untersuchungszeitraumes und ist um mehr als ein Viertel gegenüber dem Beginn der Messung gewachsen.

Von 2017 bis 2019 schrumpft die Süßwasserzunge erneut, sodass der Zuwachs gegenüber dem Ausgangsjahr wieder um beinahe 2% zurückgeht. 2019 beträgt die Fläche 21,84 km².

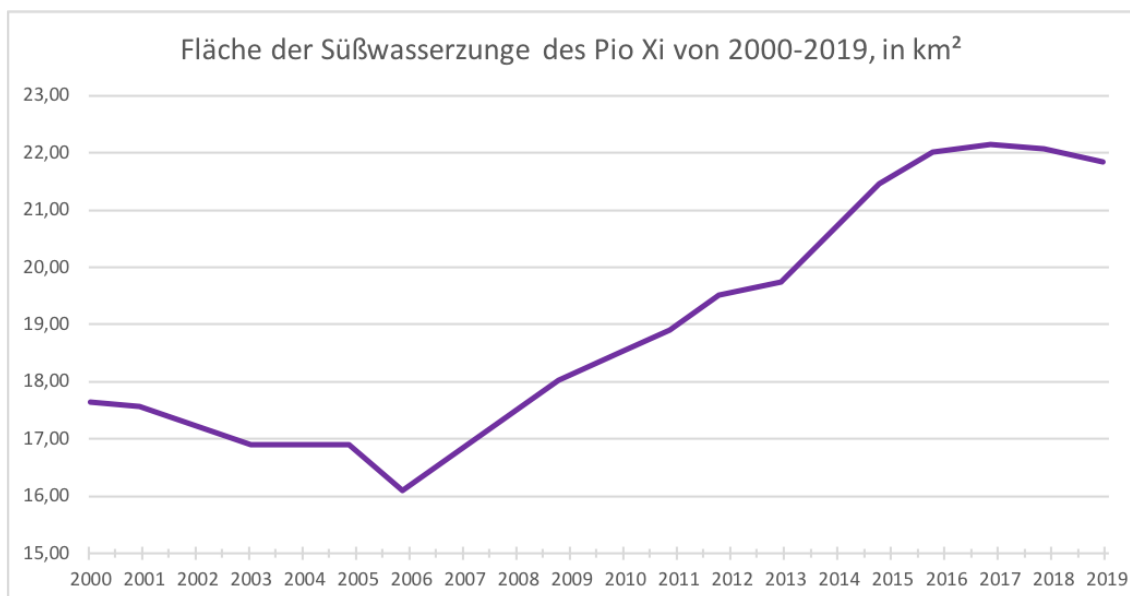


Abbildung 9: Fläche der Süßwasserzunge, von 2000-2019

In Abbildung 9 sieht man die drei verschiedenen Perioden des Rückgangs, beziehungsweise des Wachstums graphisch dargestellt. Ab dem Jahr 2006 nimmt die Fläche deutlich ersichtlich bis zum Jahr 2017 zu. In den letzten beiden Jahren des Untersuchungszeitraumes wurde wieder ein Rückgang festgestellt.

Abbildung 10 zeigt die kartographische Darstellung der Flächenveränderung der Süßwasserzunge. Die Polygone der Datenerhebung stellen die Außengrenzen der Gletscherfläche zu den jeweiligen Jahren dar. Das Satellitenbild des Jahres 2018 wurde als Basis gewählt, weil dies das Jahr mit der größten Flächenausdehnung ist.

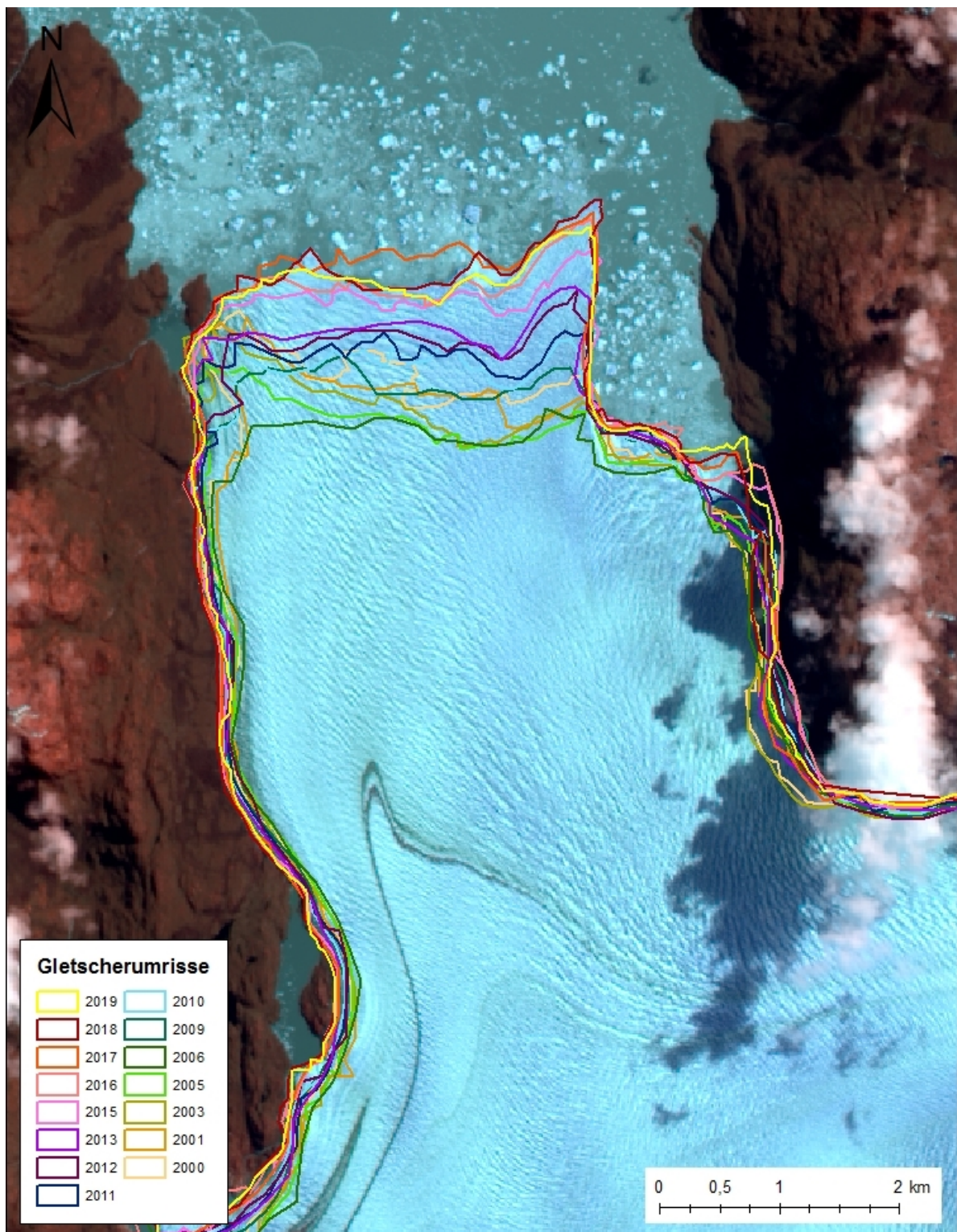


Abbildung 10: Umrise der Fläche der Süßwasserzunge von 2000-2019, zum Jahr 2018

6.3.1 Länge der Süßwasserzunge

Neben der Flächenentwicklung wurde für diese Gletscherzunge auch noch annäherungsweise die Veränderung der Länge berechnet. Die folgende Tabelle stellt die Ergebnisse jährlich, gerundet auf zwei Nachkommastellen dar.

Tabelle 6: Datensatz der Länge der Süßwasserzunge von 2000-2019

Jahr	Fläche in km²	Breite in km	Länge in km	Δ der Länge geg. dem Vorjahr	Δ der Länge geg. 2000	Δ der Länge geg. 2000 in %
2.April 2000	17,64	4,40	4,01			
12.März 2001	17,56	4,54	3,87	-0,15	-0,15	-3,63%
2.April 2003	16,90	4,32	3,91	0,04	-0,10	-2,56%
19.Februar 2005	16,91	4,56	3,71	-0,20	-0,30	-7,52%
22.Februar 2006	16,09	4,37	3,68	-0,03	-0,33	-8,25%
12.Jänner 2009	18,02	4,66	3,87	0,19	-0,14	-3,55%
16.Februar 2010	18,49	4,55	4,07	0,20	0,06	1,40%
20.Februar 2011	18,90	4,64	4,07	0,01	0,06	1,58%
21.Jänner 2012	19,51	4,63	4,22	0,14	0,21	5,16%
28.März 2013	19,74	4,59	4,30	0,08	0,29	7,26%
14.Jänner 2015	21,45	4,69	4,57	0,27	0,56	13,89%
8.Jänner 2016	22,02	4,76	4,63	0,06	0,62	15,39%
13.Februar 2017	22,15	4,69	4,72	0,09	0,71	17,73%
14.Februar 2018	22,07	4,55	4,85	0,13	0,84	20,99%
14.März 2019	21,84	4,63	4,72	-0,14	0,70	17,57%

Bei den annäherungsweise berechneten Längen kann die Aufteilung der Flächenentwicklung in drei deutliche Trends, wie in Kapitel 6.3, nicht genauso exakt vollzogen werden. Denn die erste Phase des Flächenrückgangs der Süßwasserzunge stimmt nicht ganz mit der Längenentwicklung der Eisfläche überein.

2000 startet die gemessene Länge bei 4,01km. Im Jahr darauf zieht sich diese um 0,15 km zurück. Bis 2003 streckt sich diese jedoch wieder um 0,04 km jährlich, bleibt aber um 0,1 km unter dem Wert von 2000. Von 2003 bis 2006 nimmt die Länge der Süßwasserzunge weiterhin ab und erreicht zum 22.Februar 2006 ihr Längenminimum dieser Untersuchung. Mit 3,68 km ist die Gletscherzunge um 0,33 km kürzer als sechs Jahre zuvor. Ab dem Jahr 2006 nimmt die Länge wieder stetig zu und zwar über einen Zeitraum von 12 Jahren, bis 2018. Der Zuwachs gegenüber dem jeweiligen vorangegangenen Messzeitpunkt pendelt zwischen 0,01km (2011) und beinahe 0,3km (2015). 2018 ist die Gletscherzunge 4,85km lang, was der Maximallänge dieser Untersuchung entspricht. Im Vergleich zum Ausgangsjahr hat die Gletscherzunge 0,84km an Länge zugelegt, was umgerechnet eine Zunahme von über 20% ausmacht. Im letzten untersuchten Jahr geht die Gletscherzunge erstmals nach 12 Jahren wieder

zurück, nämlich um 0,14km, auf 4,72km Gesamtlänge, was gegenüber 2000 einer Zunahme um 0,7km entspricht.

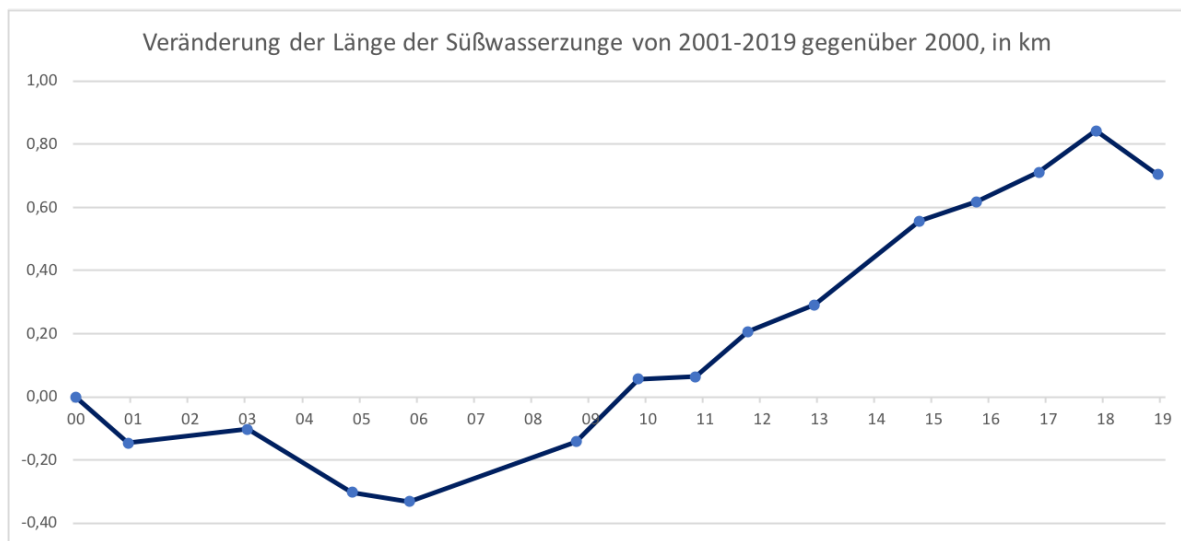


Abbildung 11: Veränderung der Länge der Süßwasserzunge gegenüber 2000

In Abbildung 11 kann man die Veränderung der Gletscherzunge gegenüber dem Start der Untersuchung im Jahr 2000 sehen. Es wird nochmals graphisch verdeutlicht, zu welchem Zeitpunkt eine Zunahme gegenüber dem Ausgangsjahr erfolgt. Auch der Tiefpunkt der Längenentwicklung 2006 ist klar zu erkennen. Die erneute Negativentwicklung ab 2018 ist ebenso erkennbar.

6.4 Gletscherzunge A

In der folgenden Tabelle werden die Ergebnisse der Messungen der Fläche der Gletscherzunge A des Pio XI dargestellt. Die Daten wurden auf zwei Nachkommastellen gerundet.

Tabelle 7: Datensatz der Fläche der Gletscherzunge A von 2000-2019

Jahr	Fläche in km ²	Δ jährlich in km ²	Δ jährlich in %	Δ geg. dem Ausgangsjahr in km ²	Δ geg. dem Ausgangsjahr in %
2.April 2000	1,93				
12.März 2001	2,17	0,24	12,64%	0,24	12,64%
2.April 2003	2,28	0,05	2,44%	0,35	18,14%
19.Februar 2005	2,17	-0,05	-2,28%	0,25	12,75%
22.Februar 2006	2,10	-0,07	-3,41%	0,17	8,91%
12.Jänner 2009	2,44	0,11	5,48%	0,52	26,80%
16.Februar 2010	2,22	-0,23	-9,27%	0,29	15,06%
20.Februar 2011	2,28	0,06	2,79%	0,35	18,26%
21.Jänner 2012	2,32	0,04	1,89%	0,39	20,49%
28.März 2013	2,15	-0,17	-7,23%	0,23	11,78%
14.Jänner 2015	2,47	0,16	7,37%	0,54	28,27%
8.Jänner 2016	2,47	0,00	0,11%	0,55	28,41%
13.Februar 2017	2,30	-0,18	-7,15%	0,37	19,23%
14.Februar 2018	2,24	-0,05	-2,35%	0,32	16,42%
14.März 2019	2,34	0,10	4,24%	0,41	21,36%

Bei der Analyse der Daten der Gletscherzunge A fällt auf, dass diese keine einheitlichen Trends über mehrere Jahre aufweist. Die Fläche fluktuiert sehr stark. Begonnen mit dem Jahr 2000 beträgt die Fläche 1,93 km². Elf Monate später beträgt die Ausdehnung der Gletscherzunge um 0,24 km² mehr, was einer Zunahme gegenüber 2000 um 12,64% entspricht. Die nächsten beiden Jahre nimmt die Fläche um rund 2,44%, in absoluten Zahlen um 0,05 km² zu, während sie in der darauffolgenden zweijährigen Untersuchungsperiode 2003-2005 wieder um 0,05 km² abnimmt. Die Fläche von 2005 ist auf zwei Nachkommastellen gerundet genau so groß wie die Fläche von 2001, 2,17 km². Bis 2006 nimmt die Zunge A nochmals um 0,07 km² ab. 2009 kann wieder ein gegenteiliges Muster festgestellt werden: Die Fläche ist gewachsen und zwar um rund 0,11 km² pro Jahr seit 2006. Die absolute Fläche beträgt nun 2,44 km². Das sind 0,52 km², oder 26,8% mehr als im Ausgangsjahr. Diese Auf und Ab Bewegung setzt sich auch in den nächsten zehn Jahren fort. Bis 2010 nimmt die Fläche gegenüber 2009 um rund 9%, 0,23 km² ab und dann bis 2012 wieder zwei Jahre hintereinander zu. Danach folgt wieder eine Abnahme um 0,17 km² im Intervall von 21.Jänner 2012 bis 28.März 2013. Die Fläche gelangt 2016 zu ihrem Maximum

der Untersuchung. Zu diesem Zeitpunkt wurden 2,47 km² gemessen. Diese Steigerung um über 28% gegenüber dem Ausgangsjahr kann jedoch nicht gehalten werden. 2017 und 2018 wird ein Rückgang von insgesamt 0,23 km² verbucht. Das letzte Jahr 2019 schließt die Datenerhebung mit einer Zunahme von 0,10 km² gegenüber dem Vorjahr. Die absolute Fläche der Gletscherzunge A beträgt nun 2,34 km². Das sind 0,41 km² mehr als im Jahr 2000, welches zu Beginn der Datenerhebung auch gleich das Minimum der Fläche des betrachteten Abschnittes darstellt.

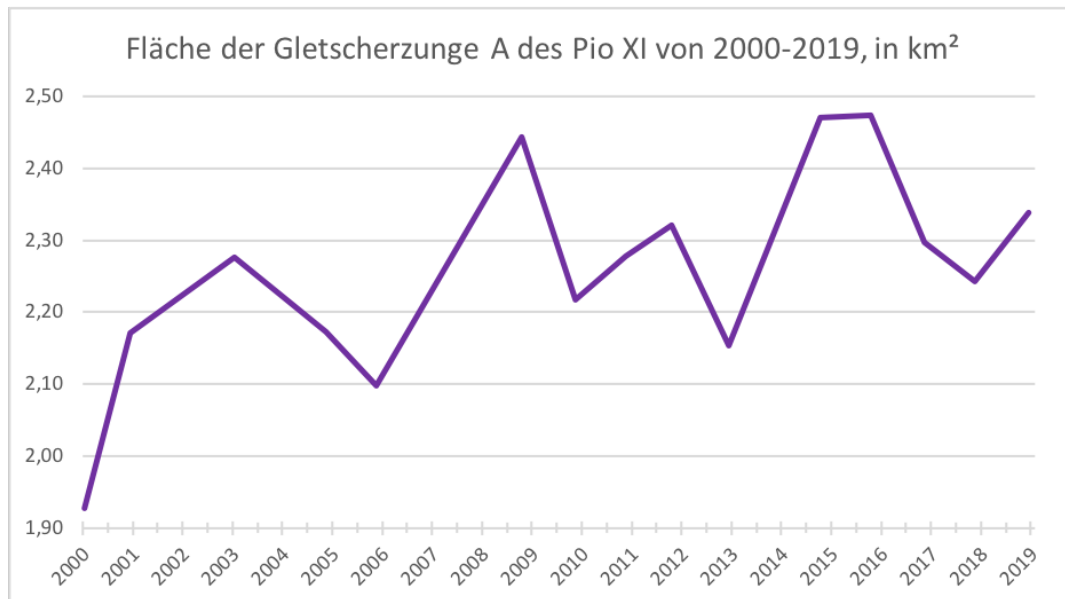


Abbildung 12: Fläche der Gletscherzunge A von 2000-2019

In Abbildung 12 sieht man dieses Auf und Ab der Fläche noch deutlicher als in der Tabelle. Obwohl es viele Rückgänge während der 19 betrachteten Jahre gibt, sinkt die Fläche der Gletscherzunge A dennoch niemals unter den Wert des Jahres 2000. Absolut betrachtet ist eine Ausdehnung der Gletscherzunge deutlich festzustellen.

Abbildung 13 zeigt die kartographische Darstellung der Flächenveränderung der Gletscherzunge A. Die Polygone der Datenerhebung stellen die Außengrenzen der Gletscherfläche zu den jeweiligen Jahren dar. Das Satellitenbild des Jahres 2019 wurde als Basis gewählt.

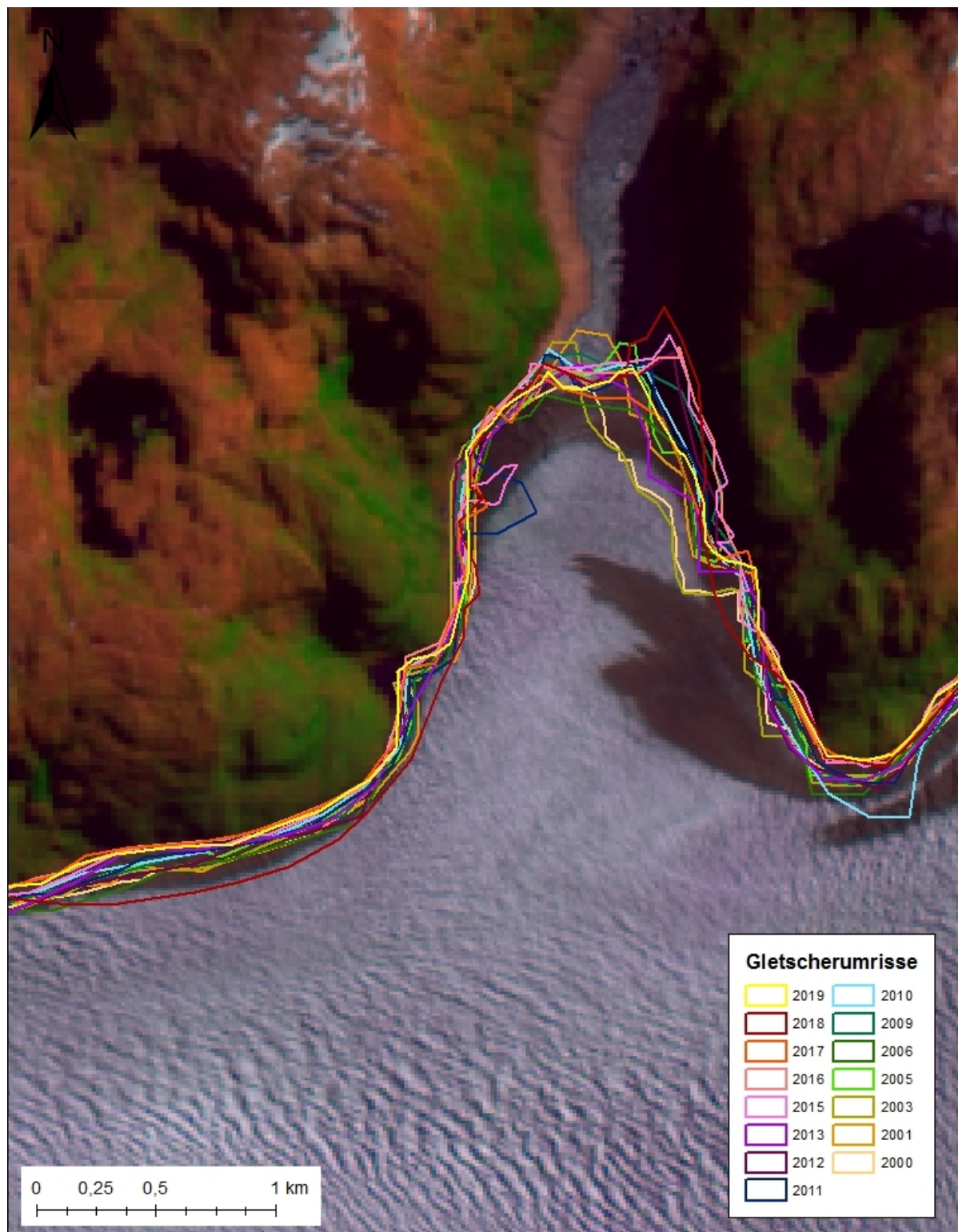


Abbildung 13: Umrisse der Fläche der Gletscherzunge A von 2000-2019, zum Jahr 2019

6.5 Gletscherzunge B

In der folgenden Tabelle werden die Ergebnisse der Messungen der Fläche der Gletscherzunge B des Pio XI dargestellt. Die Daten wurden auf zwei Nachkommastellen gerundet.

Tabelle 8: Datensatz der Fläche der Gletscherzunge B von 2000-2019

Jahr	Fläche in km²	Δ jährlich in km²	Δ jährlich in %	Δ geg. dem Ausgangsjahr in km²	Δ geg. dem Ausgangsjahr in %
2.April 2000	2,86				
12.März 2001	2,95	0,09	3,09%	0,09	3,09%
2.April 2003	3,09	0,07	2,40%	0,23	8,04%
19.Februar 2005	2,88	-0,10	-3,33%	0,02	0,85%
22.Februar 2006	2,89	0,01	0,43%	0,04	1,28%
12.Jänner 2009	3,16	0,09	3,11%	0,31	10,73%
16.Februar 2010	2,99	-0,17	-5,35%	0,14	4,80%
20.Februar 2011	2,99	0,00	-0,12%	0,13	4,67%
21.Jänner 2012	3,35	0,36	11,94%	0,49	17,17%
28.März 2013	2,72	-0,63	-18,79%	-0,14	-4,85%
14.Jänner 2015	3,34	0,31	11,46%	0,48	16,96%
8.Jänner 2016	3,55	0,21	6,16%	0,69	24,16%
13.Februar 2017	3,17	-0,37	-10,55%	0,32	11,06%
14.Februar 2018	3,29	0,11	3,58%	0,43	15,04%
14.März 2019	3,33	0,04	1,28%	0,47	16,52%

Die Fläche der Gletscherzunge B misst am 2.April 2000 2,86 km². In den ersten sechs Jahren der Datenuntersuchung wurden sowohl deutliche Vorstöße, als auch Rückgänge dokumentiert. Im Intervall von 2001 bis 2003 nimmt das Ausmaß der Eisfläche jährlich um rund 0,07 km² zu, was über die zwei Jahre eine Zunahme von fast einem halben km² gegenüber dem Ausgangsjahr ausmacht. In den folgenden zwei Jahren nimmt die Zunge B wieder an Größe ab, jährlich um rund 3,33% und hat fünf Jahre nach dem Beginn der Messungen eine ähnliche Fläche wie im Jahr 2000, nämlich 2,88 km². In der dreijährigen Periode von 2006 bis 2009 kann sich die Fläche erneut entfalten und beträgt am 12.Jänner 2009 3,16 km², was in der ersten Hälfte des Datenerhebungszeitraumes die höchste Messung darstellt. Im Verhältnis zum Beginn der Messungen kann man an dieser Stelle um eine absolute Vergrößerung von rund 0,31 km² sprechen, was 10,73% entspricht.

Bis 2011 sinkt der Umfang der Gletscherzunge B wieder unter 3 km² und bleibt relativ konstant auf gerundet 2,99 km². Der Zuwachs gegenüber dem Ausgangsjahr halbiert sich in einem Jahr von rund 0,3 km² und über 10% Flächenzunahme auf deutlich unter 4% Ausdehnung. Von 2011 auf 2012 findet fortan wieder eine Zunahme der

Gletscherzungenfläche statt. Gegenüber dem Vorjahr kann sich die Fläche um rund 0,36 km² ausdehnen und erreicht mit einer Gesamtfläche von 3,35 km² den zweitgrößten Wert der gemessenen Daten. Am 28.März.2013 kann wieder eine gegenteilige Entwicklung aus der Tabelle abgeleitet werden. Die Zunge B fällt auf ihren Minimalwert die Gesamtfläche betreffend. Sie beträgt 2,72 km². Bis zum Ende des Untersuchungszeitraumes nimmt die Gletscherfläche, bis auf einen Ausreißer im Jahr 2017 wieder zu. Am 8.Jänner 2016 konnte der Maximalwert der Fläche der Zunge B gemessen werden. Der Wert von 2000 wird um rund 0,69 km² übertroffen. Das entspricht einer Steigerung von fast einem Viertel. 2017 geht die Fläche von den maximalen 3,55 km² auf 3,17 km² zurück, um dann 2018 und 2019 aber wieder um insgesamt 0,14 km² anzusteigen. Mit dem Ende der Datenerhebung misst die Fläche am 14.März.2019 3,33 km².

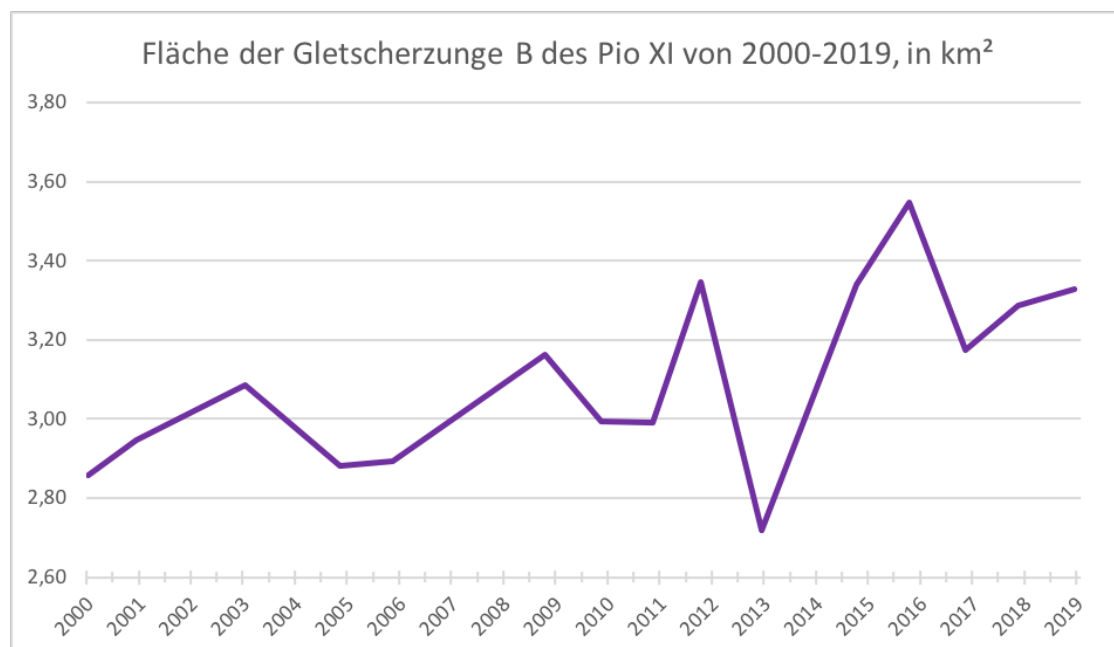


Abbildung 14: Fläche der Gletscherzunge B von 2000-2019

Aus Abbildung 14 kann man die Entwicklung der Gletscherzunge B nochmals ablesen. Die Tatsache, dass das flächenmäßige Minimum mit dem Jahr 2013 datierbar ist, wird deutlich. Es ist auffällig, dass Spitzen stets von einem abrupten Flächenrückgang gefolgt werden, wie man im Diagramm von den Jahren 2012 und 2015 gut ablesen kann. Insgesamt ist die Fläche über den Untersuchungszeitraum von 2000 bis 2019 um rund 0,47 km² angestiegen.

Abbildung 15 zeigt die kartographische Darstellung der Flächenveränderung der Gletscherzunge B. Die Polygone der Datenerhebung stellen die Außengrenzen der Gletscherfläche zu den jeweiligen Jahren dar. Das Satellitenbild des Jahres 2019 wurde als Basis gewählt.

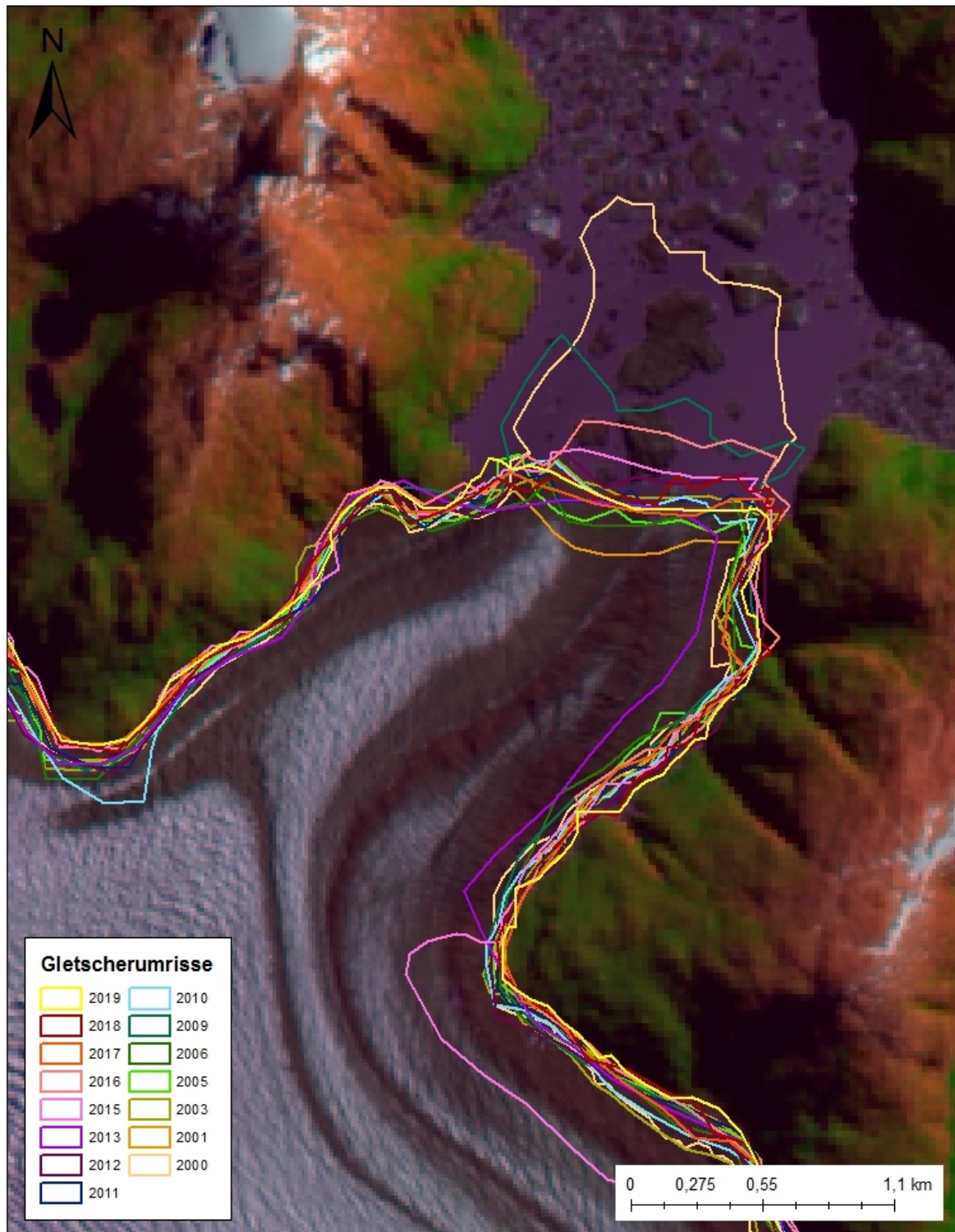


Abbildung 15: Umrisse der Fläche der Gletscherzunge B von 2000-2019, zum Jahr 2019

6.6 Gletscherzunge C

In der folgenden Tabelle werden die Ergebnisse der Messungen der Fläche der Gletscherzunge C des Pio XI dargestellt. Die Daten wurden auf zwei Nachkommastellen gerundet.

Tabelle 9: Datensatz der Fläche der Gletscherzunge C von 2000-2019

Jahr	Fläche in km²	Δ jährlich in km²	Δ jährlich in %	Δ geg. dem Ausgangsjahr in km²	Δ geg. dem Ausgangsjahr in %
2.April 2000	11,98				
12.März 2001	12,14	0,16	1,32%	0,16	1,32%
2.April 2003	11,99	-0,07	-0,61%	0,01	0,08%
19.Februar 2005	11,96	-0,02	-0,13%	-0,02	-0,19%
22.Februar 2006	12,11	0,15	1,27%	0,13	1,09%
12.Jänner 2009	12,13	0,00	0,04%	0,14	1,20%
16.Februar 2010	12,36	0,24	1,95%	0,38	3,18%
20.Februar 2011	12,49	0,13	1,05%	0,51	4,26%
21.Jänner 2012	12,49	0,00	0,01%	0,51	4,27%
28.März 2013	12,61	0,12	0,95%	0,63	5,26%
14.Jänner 2015	12,83	0,11	0,85%	0,85	7,05%
8.Jänner 2016	13,30	0,48	3,72%	1,32	11,03%
13.Februar 2017	13,04	-0,26	-1,98%	1,06	8,83%
14.Februar 2018	13,40	0,36	2,76%	1,42	11,83%
14.März 2019	13,58	0,18	1,37%	1,60	13,36%

Die Ausgangsfläche der Zunge C beträgt im Jahr 2000 rund 11,98 km². Bis 2009 können bei dieser Gletscherzunge zwar Zunahmen und Abnahmen der Fläche beobachtet werden, jedoch handelt es sich hierbei nicht um Extremwerte. Die Gesamtfläche schwankt in dieser ersten Hälfte des Untersuchungszeitraumes zwischen 11,98 km² und 12,13 km². Die Zunahmen der einzelnen Jahre gegenüber dem Ausgangsjahr betragen nie mehr als 0,15 km². Im Jahr 2005 ist eine Abnahme der Fläche um 0,02 km² zu verzeichnen, diese wird im Folgejahr jedoch gleich wieder ausgeglichen, in welchem Gletscherzunge C um 0,13 km² wächst. Dennoch handelt es sich bei dem Wert von 19.Februar 2005 um die kleinste Messung dieses Untersuchungszeitraumes.

Ab 2010 nimmt die Intensität der Flächenveränderungen zu. Es kann durchgehend bis 2016 eine jährliche Ausdehnung festgestellt werden. Von 2010 auf 2011 steigt der Wert von 12,36 km² auf 12,49 km² an. Bis 2012 bleibt die Fläche dann mit rund 12,49 km² konstant bei einer Veränderung von rund 0,51 km² gegenüber 2000. Im Intervall 2012 bis 2013 kann eine Flächenvergrößerung von 0,12 km² verzeichnet werden, was einer Differenz von 0,63 km² zum Wert von 2000 entspricht. In den nächsten beiden

Jahren 2014 und 2015 ist die Zunahme mit jener von 2013 zu vergleichen: Gletscherzunge C wächst um rund 0,11 km² pro Jahr und hat somit einen Flächenunterschied von 0,85 km² zum Ausgangsjahr erreicht. Dieser kann sich bis 8.Jänner.2016 um rund 5 Prozentpunkte erhöhen. Denn die Fläche beträgt nun 13,3 km². Das Wachstum der Fläche wird im Jahr 2017 von einem Rückgang unterbrochen. Die Fläche geht um 0,26 km² gegenüber dem Vorjahr zurück und misst nun 13,04 km². 2018 und 2019 nimmt die Fläche der Gletscherzunge C zu. Von 2017 bis 2018 steigt das Ausmaß der Fläche um 0,36 km². Das sind prozentuell gegenüber dem Vorjahr 2,76% und gegenüber 2000 11,83%. Im Intervall bis 14.März 2019 steigt die Fläche nochmals an, um 0,18 km², auf den Maximalwert der Datenerhebung, 13,58 km². Gegenüber dem Beginn der Messung hat sich die Fläche in 19 Jahren um 1,6 km² ausgedehnt, was 13,36% Zunahme entspricht.

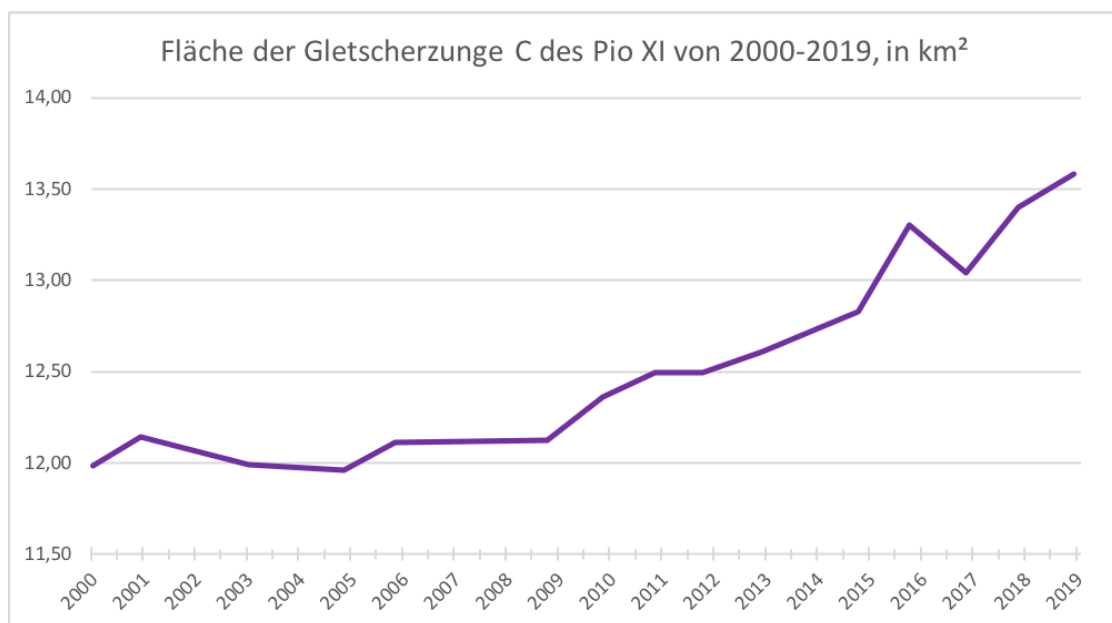


Abbildung 16: Fläche der Gletscherzunge C von 2000-2019

Im Liniendiagramm in Abbildung 16 kann man sehr gut sehen, dass die Fläche der Gletscherzunge C über den gesamten Untersuchungszeitraum beinahe konstant zunimmt. Bis auf einige wenige Rückgänge kann Jahr für Jahr, vor allem im Zeitraum von 2009 bis 2016 eine Vergrößerung der Fläche abgelesen werden. Die Differenz des Wertes vom Ausgangsjahr zu jenem vom Jahr mit der Maximalausdehnung, der zufälligerweise auch gleichzeitig das Ende des Untersuchungszeitraumes darstellt, beträgt rund 1,6 km². Abgesehen von der rasanten Zunahme von 2015 auf 2016, in welchem Jahr die Fläche um fast 4% gegenüber dem Ausgangsjahr wuchs, ist der Anstieg des Eiskörpers konstant verlaufen.

Abbildung 17 zeigt die kartographische Darstellung der Flächenveränderung der Gletscherzunge C. Die Polygone der Datenerhebung stellen die Außengrenzen der Gletscherfläche zu den jeweiligen Jahren dar. Bei dieser Karte wurde das Jahr 2000 als Basis gewählt.

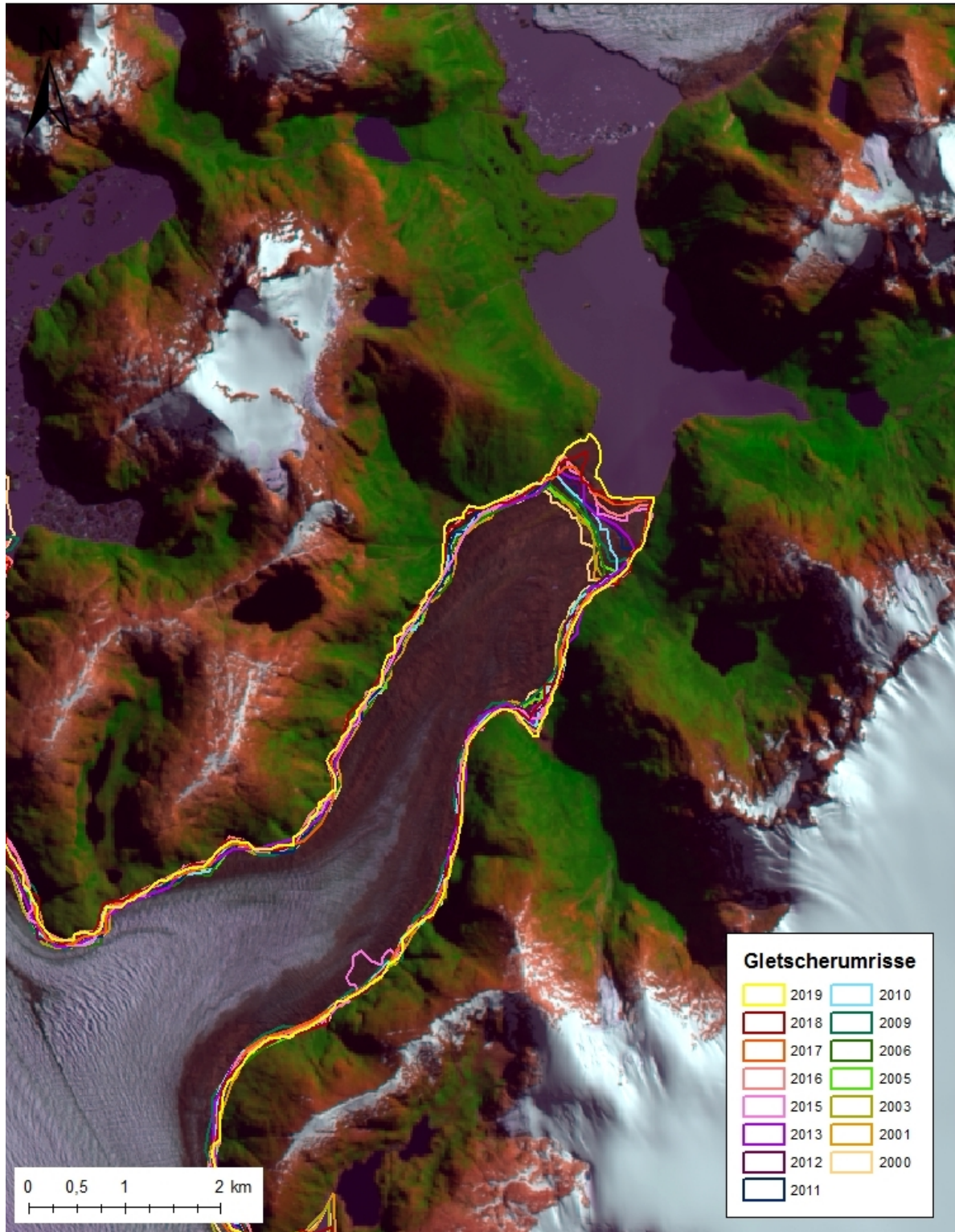


Abbildung 17: Umrisse der Fläche der Gletscherzunge C von 2000-2019, zum Jahr 2019

6.7 Gletscherzunge D

In der folgenden Tabelle werden die Ergebnisse der Messungen der Fläche der Gletscherzunge D des Pio XI dargestellt. Die Daten wurden auf zwei Nachkommastellen gerundet.

Tabelle 10: Datensatz der Fläche der Gletscherzunge D von 2000-2019

Jahr	Fläche in km ²	Δ jährlich in km ²	Δ jährlich in %	Δ geg. dem Ausgangsjahr in km ²	Δ geg. dem Ausgangsjahr in %
2.April 2000	0,55				
12.März 2001	0,35	-0,19	-35,29%	-0,19	-35,29%
2.April 2003	0,46	0,06	15,61%	-0,08	-15,09%
19.Februar 2005	0,81	0,17	37,26%	0,26	48,18%
22.Februar 2006	0,90	0,09	11,29%	0,35	64,91%
12.Jänner 2009	0,85	-0,02	-1,74%	0,31	56,29%
16.Februar 2010	1,10	0,25	28,84%	0,55	101,37%
20.Februar 2011	1,07	-0,03	-2,72%	0,52	95,89%
21.Jänner 2012	1,05	-0,02	-1,56%	0,51	92,84%
28.März 2013	1,12	0,07	6,26%	0,57	104,91%
14.Jänner 2015	1,45	0,16	14,71%	0,90	165,20%
8.Jänner 2016	1,67	0,23	15,62%	1,13	206,64%
13.Februar 2017	1,68	0,01	0,37%	1,13	207,78%
14.Februar 2018	1,79	0,11	6,72%	1,25	228,47%
14.März 2019	1,93	0,14	7,90%	1,39	254,43%

Die Datenerfassung für die Gletscherzunge D zeigt, dass sich dieser Teil des Pio XI über den Untersuchungszeitraum beinahe über alle Jahre hinweg konstant ausbreitet. Die Gletscherzunge misst im Jahr 2000 ungefähr 0,55 km². An den beiden folgenden Erhebungszeitpunkten wurden zwar Rückgänge verzeichnet, doch nach dem Minimalwert dieses Untersuchungszeitraumes 2001 mit 0,35 km² beginnt die positive Flächenentwicklung. Über fast alle Jahre hinweg nimmt die Gletscherzungenfläche zu. Im Jahr 2006 beträgt die absolute Fläche der Zunge D bereits rund 0,9 km². Bis 2009 nimmt diese zwar wieder um 0,02 km² pro Jahr ab, doch im einjährigen Intervall bis 16.Februar 2010 wird von der Eisfläche eine Vergrößerung um 0,25 km² gegenüber 2009 erreicht. Gegenüber dem Ausgangsjahr 2000 entspricht dies einer Flächenzunahme von 0,55 km², das bedeutet prozentuell eine Zunahme von über 100%, also hat sich die Fläche der Gletscherzunge in zehn Jahren verdoppelt. Der Zeitraum von 2010 bis 2012 ist durch eine Abnahme von rund 9% im Verhältnis zum Ausgangsjahr geprägt. Am 21.Jänner 2012 wurde eine Gesamtfläche von 1,05 km² gemessen. Von 2012 bis 2019 nimmt das Ausmaß der Gletscherzunge D nun stetig zu. Von März 2013 bis Jänner 2015 steigert sich die Fläche jährlich um rund 0,16 km²

und erreicht einen Wert von 1,45 km². Die Fläche ist zu diesem Zeitpunkt um 0,9 km² größer als im Ausgangsjahr, in welchem sie 0,55 km² betrug. Die Zunahme geht weiter. Es wurden 2016 1,67 km², 2017 1,68 km² und 2018 1,79 km² verzeichnet. Die Steigerung bis 2016 entspricht mehr als einer Verdreifachung der Ausgangsfläche. Geht man vom Minimalwert des Jahres 2001 aus, fällt auf, dass dieser sich 2015 bereits vervierfacht hat. Der letzte Datenerfassungszeitpunkt, der 14. März 2019 übertrifft die vorhergegangenen Ergebnisse nochmals. Der Letztstand der vereisten Fläche der Gletscherzunge D beträgt 1,93 km². Die Differenz zum Beginn der Messung sind 1,39 km². Die Fläche hat sich verdreieinhalbfacht.

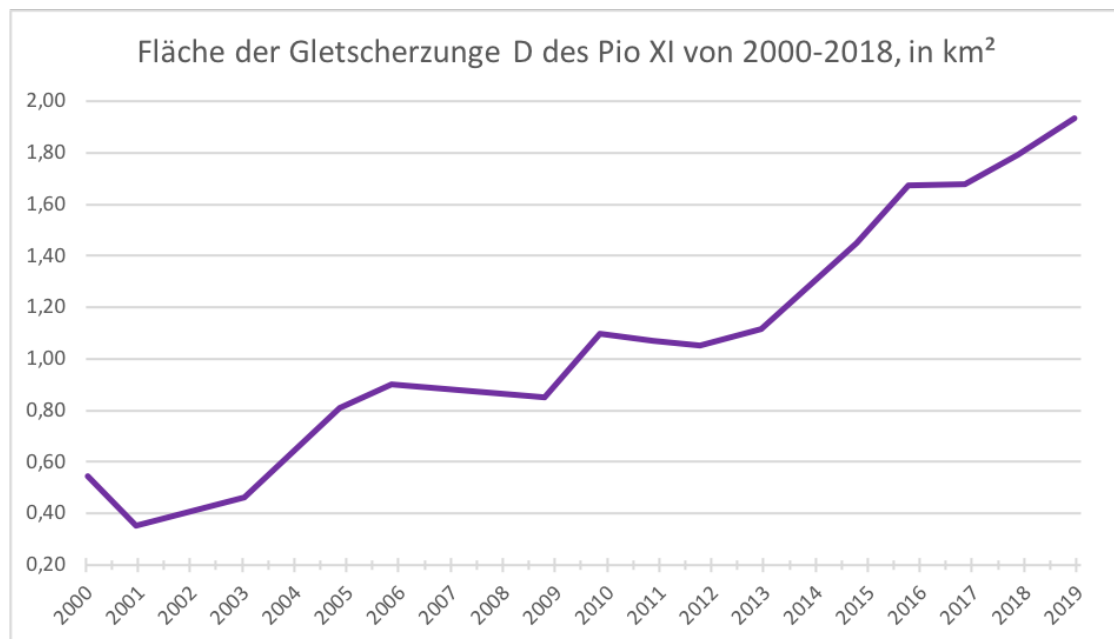


Abbildung 18: Fläche Gletscherzunge D von 2000-2019

In Abbildung 18 wird der Flächenzuwachs nochmals verdeutlicht. Abgesehen von drei Rückgängen, die sich flächenmäßig im Bereich von 0,05 bis 0,03 km² bewegen, gibt es einen stetigen Zuwachs der Gletscherzunge C, andauernd bis zum Ende der betrachteten Periode. Der Ausgangswert verdreieinhalbfacht sich von 0,55 km² auf 1,93 km².

Die jährlichen Flächenmaße der Gletscherzunge D sind in Abbildung 19 zu sehen. Die Polygone der Datenerhebung stellen die Außengrenzen der Gletscherfläche zu den jeweiligen Jahren dar. Als Basis für die Karte wurde das Satellitenbild vom Jahr 2019 ausgesucht.

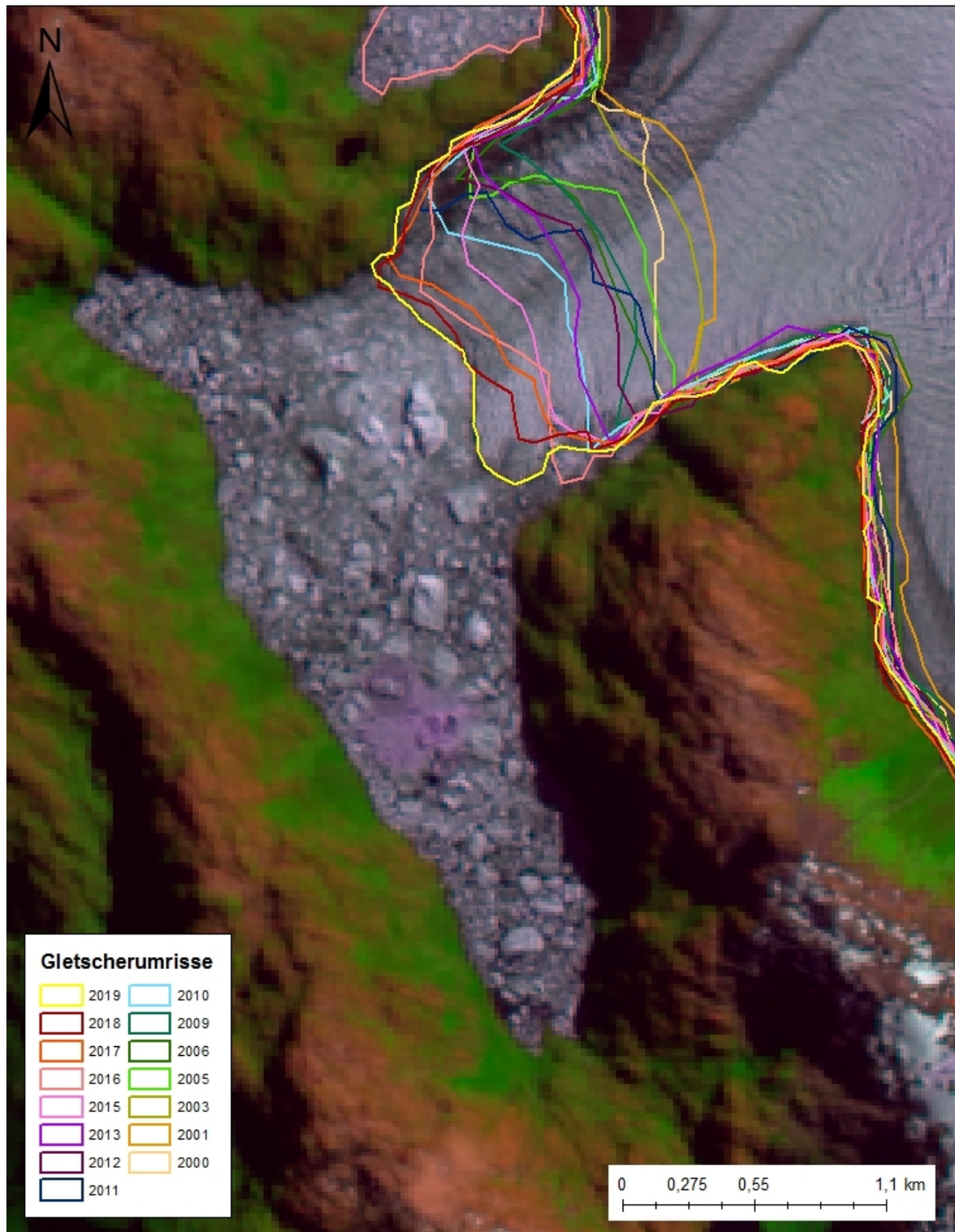


Abbildung 19: Umriss der Fläche der Gletscherzunge D von 2000-2019, zum Jahr 2019

6.8 Gletscherzunge E

In der folgenden Tabelle werden die Ergebnisse der Messungen der Fläche der Gletscherzunge D des Pio XI dargestellt. Die Daten wurden auf zwei Nachkommastellen gerundet.

Tabelle 11: Datensatz der Fläche der Gletscherzunge D von 2000-2019

Jahr	Fläche in km ²	Δ jährlich in km ²	Δ jährlich in %	Δ geg. dem Ausgangsjahr in km ²	Δ geg. dem Ausgangsjahr in %
2.April 2000	6,08				
12.März 2001	6,76	0,67	11,07%	0,67	11,07%
2.April 2003	6,38	-0,19	-2,79%	0,30	4,87%
19.Februar 2005	6,97	0,30	4,65%	0,89	14,62%
22.Februar 2006	6,61	-0,36	-5,15%	0,53	8,72%
12.Jänner 2009	6,93	0,11	1,61%	0,85	13,96%
16.Februar 2010	7,11	0,18	2,58%	1,03	16,90%
20.Februar 2011	6,23	-0,88	-12,37%	0,15	2,44%
21.Jänner 2012	7,00	0,77	12,32%	0,92	15,07%
28.März 2013	6,62	-0,38	-5,43%	0,54	8,82%
14.Jänner 2015	7,21	0,30	4,47%	1,13	18,55%
8.Jänner 2016	7,20	-0,01	-0,11%	1,12	18,42%
13.Februar 2017	6,81	-0,39	-5,41%	0,73	12,01%
14.Februar 2018	7,38	0,57	8,35%	1,30	21,36%
14.März 2019	7,12	-0,27	-3,62%	1,03	16,97%

Da die Gletscherzunge D im Untersuchungszeitraum sehr großen Schwankungen unterliegt, werden bei diesem Kapitel die graphische Darstellung in Form eines Liniendiagrammes in Abbildung 10 und die Tabelle mit den gesammelten Daten zusammen interpretiert.

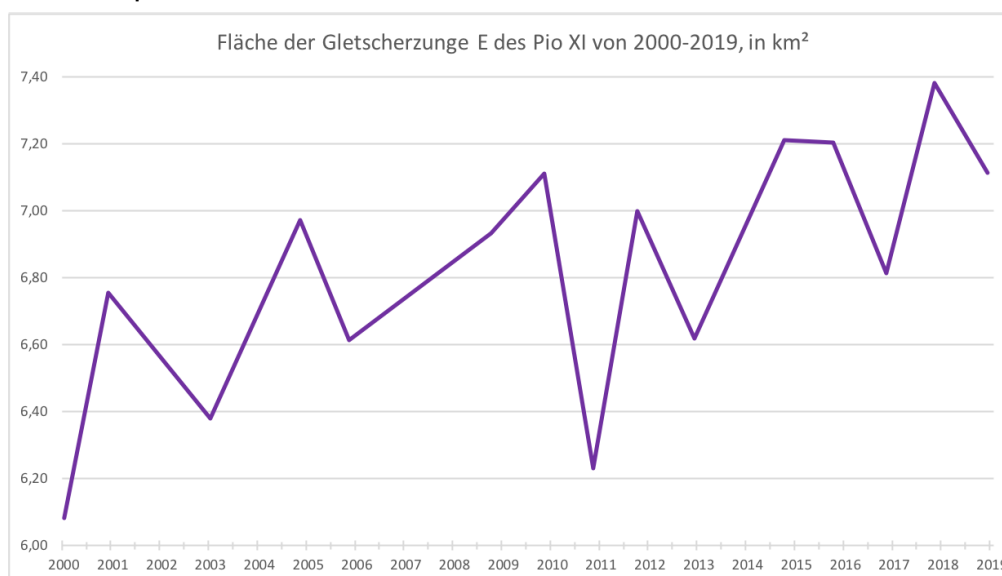


Abbildung 20: Fläche Gletscherzunge E von 2000-2019

In Abbildung 20 kann man sehen, dass die Gletscherzungenfläche über die untersuchten 19 Jahre sowohl ansteigt, als auch zurückgeht. Über den gesamten Entwicklungszeitraum nimmt die Fläche um rund $1,03 \text{ km}^2$ zu, was gegenüber dem Ausgangsjahr, welches mit einer Fläche von $6,08 \text{ km}^2$ den Minimalwert der Messung darstellt, eine Zunahme von ungefähr 16,97% ausmacht. Die maximale Ausdehnung nimmt die Gletscherzungenfläche im Jahr 2018 ein. Am 14. Februar beträgt sie $7,38 \text{ km}^2$. Im Vergleich zu 2000 kann diesbezüglich auf eine Steigerung von über einem Fünftel geschlossen werden. An fünf der fünfzehn gemessenen Zeitpunkte wird eine deutliche Verminderung der Fläche dokumentiert. Im Intervall von 2001 bis 2003 geht das Ausmaß der Gletscherzunge E um jährlich rund $0,19 \text{ km}^2$ zurück. Der Wert sinkt von $6,76 \text{ km}^2$ auf $6,38 \text{ km}^2$. Bis Februar 2005 kann aus Tabelle 11 wieder ein Anstieg abgelesen werden, nämlich um $0,6 \text{ km}^2$. Dieser wird im nächsten zwölfmonatigen Intervall um 5,15%, oder $0,36 \text{ km}^2$ gegenüber dem Vorjahr kleiner. Bis 2010 wächst die Gletscherzunge auf erstmals über 7 km^2 seit dem Beginn der Messungen, um dann 2011 wiederholt zu schrumpfen. Bei diesem Rückgang, wie in Abbildung 18 zu sehen ist, handelt es sich um den flächenmäßig stärksten, während des ganzen Untersuchungszeitraumes. Die Gletscherzunge geht auf den zweitniedrigsten Wert, der im Intervall 2000 bis 2019 gemessen werden konnte zurück und beträgt nun $6,23 \text{ km}^2$. In der zweiten zeitlichen Hälfte der Erhebung schreitet die Entwicklung ähnlich wie im ersten Teil voran. Auf jedes untersuchte Jahr in welchem eine Zunahme der Fläche verzeichnet wird, folgt ein Jahr mit Flächenrückgang. Die absolute Fläche steigt jedoch an. Die Rückgänge sind meistens kleiner als die Ausdehnungen der Eisfläche. So kommt es zustande, dass im Februar 2018 die Gletscherzunge E um $1,3 \text{ km}^2$ größer ist als im Jahr 2000.

Abbildung 21 zeigt die Gletscherzunge E in kartographischer Form. Die Polygone der Datenerhebung stellen die Außengrenzen der Gletscherfläche zu den jeweiligen Jahren dar. Als Basis für die Karte wurde das Satellitenbild vom Jahr 2019 ausgesucht.

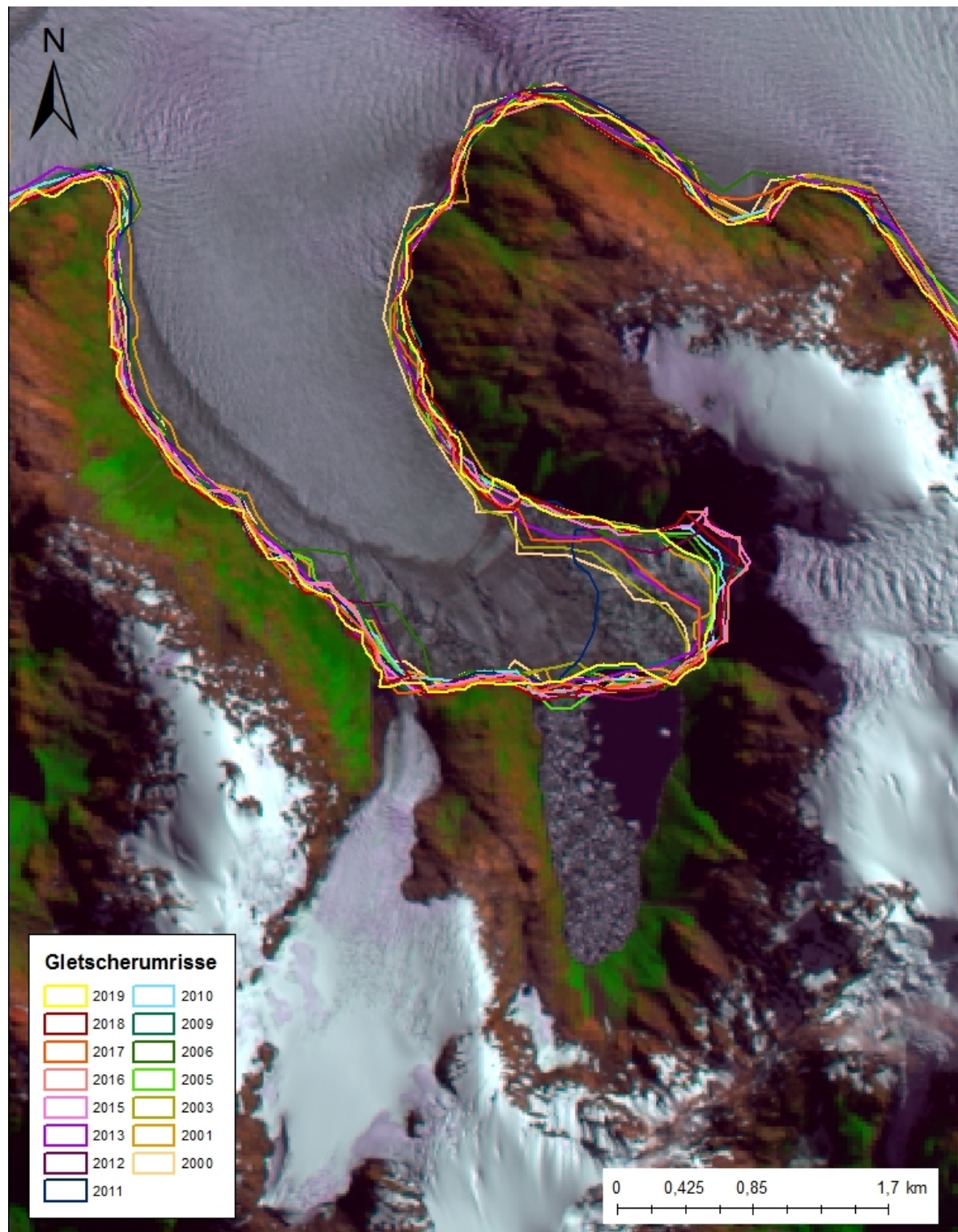


Abbildung 21: Umrisse der Fläche der Gletscherzunge E von 2000-2019, zum Jahr 2019

7. Interpretation und Diskussion

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse einerseits interpretiert und andererseits diskutiert, wobei der Fokus auf den Fragestellungen und Hypothesen dieser Arbeit liegt.

7.1 Grenzen der Ergebnisse

Hinsichtlich dieser Datenerhebung wird in diesem Unterkapitel auf die Grenzen der Methodik und deren Konsequenzen auf die Interpretation eingegangen. Bei der Analyse der Daten sind einige Schwierigkeiten aufgefallen, welche bei der Interpretation berücksichtigt werden müssen.

Es wurden die Gesamtfläche des Pio XI, sowie sieben seiner Gletscherzungen vermessen. Durch die Schwierigkeit, mehrere Satellitenbilder pro Jahr zu bekommen, wurde öfters, gezwungenermaßen, mit dem Material gearbeitet, das zu Verfügung stand, auch wenn es sich dabei um Bilder handelte, welche nicht zu 100% wolkenfrei sind.

Generell muss hinsichtlich der nicht immer sehr guten Auflösung der Satellitenbilder gesagt werden, dass die gerundeten Messungen an einigen Zeitpunkten eher bloße Richtwerte sind. Es ist gut möglich, dass Zunahmen oder auch Rückgänge oftmals weniger extrem sind als die Daten angeben. Aus diesem Grund wurden an manchen Zeitpunkten zwei-, beziehungsweise dreifach Messungen durchgeführt und die dabei herauskommenden Werte nach ihrer Sinnhaftigkeit gegeneinander abgewogen oder durch deren Kombination und die Errechnung eines Durchschnittes noch genauer gestaltet.

Durch Mehrfachmessungen, die durch subjektiv eingeschätzte Ungenauigkeiten ausgelöst wurden konnten auch gleichzeitig stichprobenartige Überprüfungen bei jenen Gletscherzungen durchgeführt werden, deren Daten grundsätzlich nicht als problematisch eingestuft wurden. Dabei kam heraus, dass bei der Gezeitenzunge, der Süßwasserzunge, der Gletscherzunge, bei den meisten Jahren der Gletscherzunge A, bei der Gletscherzunge B und auch bei Gletscherzunge C die gemessenen Daten verhältnismäßig genau erhoben wurden. Es gibt je nach Größe der Gletscherzunge Abweichungen von mehreren 100 bis 1000m². Diese Abweichungen führten aber nie dazu, dass von einem Messzeitpunkt zum nächsten statt einer Vergrößerung eine Verkleinerung oder umgekehrt festgestellt werden musste. Das bedeutet, dass der Trend der Flächenentwicklung und darüber hinaus auch der Trend der Längenentwicklung durch diese Datenvarianten nicht verändert wird. Es kann sein, dass manche Extremwerte tatsächlich etwas kleinere Differenzen zu den restlichen Daten aufweisen. Diese Zahlen werden in weiterer Folge in der Diskussion gekennzeichnet und es wird auf die möglichen Abweichungen hingewiesen.

Die Jahre 2003, 2005, 2009 und 2011 sind besonders anfällig für Ungenauigkeiten. Im Bereich der Gletscherzungen A, D und E kann es sein, dass bei diesen nicht immer alle Messungen als sehr genau zu klassifizieren sind. Es gibt dafür mehrere Gründe: Erstens ist die Auflösung der Bilder in den Bereichen der Gletscherzungen teilweise unzureichend. Weiters fällt bei den Landsat 7 Illustrationen auf, dass schwarze, das Bild störende Streifen auf der Fläche des Pio XI auftreten. Diese Streifen treten an den Rändern der Satellitenbildaufnahmen auf, weil ein Teil der Hardware des Satelliten seit geraumer Zeit defekt ist. Da der Satellit aber noch immer Bilder in ausreichend guter Qualität sendet und es sehr kompliziert wäre diesen für eine Reparatur zu Erde zu holen, werden diese Linien nicht korrigiert. Unglücklicherweise überdecken diese Streifen zu manchen erhobenen Zeitpunkten genau den Terminus der Gletscherzungen. In diesen Fällen wurde bei der Kartierung unter Bezugnahme auf das vorangegangene und auf das folgende Jahr ein Mittelmaß ausgewählt.

Zweitens kann man bei den Gletscherzungen A, D und E durch die Betrachtung der Satellitenaufnahme nicht immer genau sagen wo der Terminus des Gletschers von gekalbtten Elementen zu trennen ist. Vor allem Zunge A, D und E betrifft dieses Problem stark. Da diese Gletscherzungen flächenmäßig im Vergleich zu der Gezeitenzunge, der Süßwasserzunge und auch im Vergleich zu der drittgrößten Zunge, der Gletscherzunge C eher klein sind, musste bei der Bildung der Polygone besonders genau gearbeitet werden. Die Kombination von schlechter Auflösung - denn je weiter man in die Bilder hineinzoomen muss um zu kartieren, desto verpixelter wird das Bild - und den vielen Eisbergen, die in einigen Gletscherseen schwimmen, führte dazu, dass das Ende der Zungen mit Sicherheit und ganz genau getroffen werden konnte.

Bei Gletscherzunge A handelt es sich nur um zwei bis drei Jahre, die somit vorsichtiger zu interpretieren sind. Die Erläuterung der Daten von Gletscherzunge D wird auch nicht sehr stark durch diese Schwierigkeiten bei der Datenerfassung beeinflusst. Indessen wird vermutet, dass der Datensatz von Gletscherzunge E hinsichtlich der angeführten Probleme sehr stark von diesen manipuliert sein könnte.

Schon bei der Betrachtung der Satellitenbilder fiel auf, dass die Gletscherzunge E aus einerseits dickem und andererseits sehr dünnem Eis zu bestehen scheint. Darauf wurde geschlossen, weil das Weiß des wahrscheinlich dickeren Eises im Bild farblich viel stärker gesättigt wirkt als jenes der etwas dünner vermuteten Eisfläche. In Abbildung 19 kann man sehr schön sehen, dass das Eis der Zunge E anscheinend zu ihrem Terminus hin dünner wird. Die Farbe in der Karte geht mehr ins gräuliche und trennt sich damit, auf die Farbgebung bezogen, deutlich von dem Teil mit dickerem Gletschereis. Während man diese unterschiedlich dicken Eisschichten gut, mit dem freien Auge ersichtlich, voneinander trennen kann, ist es schwer bis unmöglich bei der Betrachtung der Aufnahmen zu unterscheiden, wo sich der Terminus dieser Gletscherzunge befindet. Die Kartierung am Ende der dicken Eisfläche anzusetzen

erschien falsch, da keine Unterbrechung zum dünneren Eis danach zu erkennen ist. Darum wurde die Grenze am Ende dieses dünnen Eises gezogen. Doch das Ende der Gletscherzunge E könnte auch in der Mitte dieser dünneren Schicht lokalisiert sein. Wo genau die Gletscherzunge ihr Ende hat ist, um es zusammenzufassen, schier nicht genau erkennbar. Es scheint daher unwissenschaftlich, diesen Datensatz als etwas anzupreisen, was er nicht ist, nämlich: Mit großer Wahrscheinlichkeit aussagekräftig. Denn auch wenn die Datensätze der anderen Gletscherzungen womöglich auch einige Messfehler beinhalten, die bezüglich der Satellitenbilder nicht zu vermeiden waren, sind diese mit Sicherheit so aussagekräftig, dass sich die Dynamik des Gletschereises über den Untersuchungszeitraum hinweg daraus ablesen lässt. Das ist bei der Gletscherzunge E nicht gewährleistet. Insofern ist diese Gletscherzunge die einzige, welche nach diesem Unterkapitel nicht mehr in die weitere Diskussion miteinbezogen wird. Das bedeutet es wird nicht die Fläche von sieben, sondern nur von sechs Gletscherzungen weiter interpretiert.

Was jedoch über die Entwicklung der Gletscherzunge E zweifellos gesagt werden kann ist, dass jenes dickere Eis, wenn man das Satellitenbild von 2000 mit dem von 2019 vergleicht, vorgestoßen und ersichtlich größer geworden ist. Das könnte bedeuten, dass auch die Gletscherzunge in Summe gewachsen ist. Denn wenn das Eis dicker wird, begünstigt dies auch die Gesamtzunahme der Fläche und bedeutet, dass diese vermutlich nicht durch eine negative Massebilanz bedroht ist. In Abbildung 19 kann man die Aufnahme von 2019 sehen, in der Überblickskarte des Pio XI in Abbildung 3 das Satellitenbild vom Jahr 2000. Über den dünneren Teil der Eisfläche kann nach Betrachtung der Satellitenbilder gesagt werden, dass auch dieser etwas größer geworden ist. Da aber wie gesagt keine genaue Grenze zu den abgebrochenen Eisbergen gezogen werden kann, sind das nur Mutmaßungen. Jedenfalls wurden die Grenzen der einzelnen untersuchten Zeitpunkte in Abbildung 19 nach diesen Überlegungen gezogen.

7.2 Die Flächen- und Längenentwicklung der Gletscherzungen von Pio XI

Betrachtet man die sechs Datensätze der Gletscherzungen kann man sagen, dass alle davon das Ausmaß ihrer Fläche in dem neunzehnjährigen Intervall steigern. Einige Zungen wachsen stärker, einige weniger stark, aber bedeutend ist, dass keine der untersuchten Flächen kleiner wird. Sehr wohl gibt es zwischen den Flächenzunahmen und Längenvorstößen einzelne Jahre, in welchen die absolute Fläche zurückgeht. Dennoch heißt das aber erstens nicht in allen Fällen, dass auch die Länge dieser Gletscherzungen vermindert wird und zweitens sind Rückgänge während einzelner Jahre in Wachstumsperioden von bis zu über zehn Jahren nichts Ungewöhnliches. Die Negativentwicklungen werden in allen Fällen im Jahr darauf, oder nach zwei Jahren durch Flächenwachstum wieder ausgeglichen.

Neben der Tatsache, dass alle Zungen wachsen, fällt noch ein zweiter Trend auf, der bei allen Gletscherzungen mehr oder auch weniger intensiv beobachtet werden konnte. Gezeitenzunge, Süßwasserzunge und die Zungen A bis D verzeichnen allesamt in der Periode zwischen 2003 und 2006 Rückgänge. Bei den Zungen A und B fällt diese Flächenverminderung nicht so stark aus wie bei den übrigen Zungen. Die Gletscherzunge A verzeichnet zwar am 22. Februar 2006 ihre zweitkleinste Fläche während des Untersuchungszeitraumes, diese ist jedoch immer noch um 0,25 km² größer als der Minimalwert. Die Gletscherzunge B geht ebenso 2005 und 2006 zurück, aber der Minimalwert dieser Zunge ist auf 2013 zu datieren. Die anderen vier Gletscherzungen weisen größere Differenzen in den besagten Jahren auf. Die Gezeitenzunge erreicht bezogen auf die Fläche 2005 ihren Minimalwert. Bei der Süßwasserzunge fällt der Rückgang in den Jahren 2003 bis 2006 noch viel stärker aus. Sie hat ihre flächenmäßig kleinste Ausdehnung im Jahr 2006. Doch auch 2005 und 2003 ist die absolute Fläche dieser Gletscherzunge weitaus kleiner als im Ausgangsjahr 2000. In dem Intervall von 2000 bis 2006 beträgt die Differenz der beiden Flächen der Süßwasserzunge 1,55 km². Gletscherzunge C hat ebenso ihre geringste Flächenausdehnung im Jahr 2005. Die Fläche ist zwar nur um rund 0,2 km² kleiner als im Jahr 2000, aber dennoch erscheint dieser Zusammenhang mit den anderen Gletscherzungen als auffällig. Nicht zuletzt deshalb, weil Zunge C, aber auch die Gezeitenzunge und die Süßwasserzunge in den übrigen Jahren dank ihres Flächenzuwachses den Wert des Ausgangsjahres nicht mehr unterbieten. Im Gegenteil: Sie überbieten diesen laufend. Diese Beobachtung trifft auch auf Zunge D zu. Die Minimalwerte dieser Zunge sind in den Jahren 2001 und 2003 gemessen worden. Auch hier gilt, dass die folgenden Jahre einen großen, sogar den in dieser Untersuchung größten Flächenzuwachs, dokumentieren und dieses rückläufige Verhalten im ersten Viertel des Untersuchungszeitraumes eine Ausnahme darstellt.

Es wirft sich nun die Frage auf, ob dieser Negativtrend, bezogen auf die Gletscherfläche bis zum Jahr 2006, sich auch in der Entwicklung der Länge der Gletscherzungen widerspiegeln wird. Die Länge wurde für die Gezeitenzunge und für die Süßwasserzunge im Verhältnis Gesamtfläche zu Breite der Gletscherzunge berechnet. Zusammenfassend kann man zu den Ergebnissen (siehe Tab.4, Tab.6) sagen, dass bei der Gezeitenzunge die Flächenentwicklung nicht mit der Längenentwicklung übereinstimmt. Bei der Süßwasserzunge sieht es etwas anders aus, denn hier konnten neben der Flächenreduktion auch deutliche Längeneinbußen verzeichnet werden. In einem Vergleich mit Daten aus einer sehr aktuellen Publikation von WILSON et al. (2016), wird noch näher auf die Länge dieser beiden Gletscherzungen bis zu den Jahren 2005 und 2006 eingegangen:

Die hier gemessene Flächen- und vor allem Längenentwicklung der beiden größten Gletscherzungen, der Gezeiten- und der Süßwasserzunge stimmt zu einem großen Maß mit den Messungen von 1998 bis 2014 von WILSON et al. (2016) überein. Diese AutorInnen haben nicht die Gesamtfläche der Gletscherzungen, sondern die Längenentwicklung der Zungentermini untersucht. Bedenkt man jedoch, dass auch in dieser Arbeit für die beiden Gletscherzungen eine annäherungsweise Längenentwicklungsberechnung angestellt wurde, so können die Längenentwicklung der Gletscherzungen und die Entwicklung der Länge der Gletscherzungenenden in Verbindung gesetzt und somit auch verglichen werden: In WILSON et al. (2016) ist für die Gezeitenzunge das Jahr 2000 deutlich als jener Zeitpunkt angegeben, an dem die Länge derselben am geringsten ist. Die Gesamtfläche der ins Meer mündenden Zunge des Pio XI ist zwar 2006 auf ihrem Minimum angelangt, dennoch spiegelt sich diese Entwicklung in der Längenberechnung, die man aus Tabelle 4 ablesen kann, nicht wider. Die Länge nimmt beinahe in jedem untersuchten Jahr zu. Drei Mal wurden minimale Rückgänge im Größenbereich von zehn bis zwanzig Metern gemessen, doch aus den erstellten Karten kann man ablesen, dass es sich dabei um Messungenauigkeiten handeln muss. Die Gezeitenzunge stößt jedes Jahr vor. Abbildung 3 stellt diesen Vorstoß farblich dar.

Für die Süßwasserzunge stimmen die Werte im Vergleich mit WILSON et al. (2016) ebenfalls fast zur Gänze überein. Bis 2006 geht die Länge und auch die Gesamtfläche der Gletscherzunge stark zurück. Das kann auch an dieser Stelle wieder sehr gut aus der Karte mit der Außenbegrenzung der Gletscherzunge (Abb.7) abgelesen werden. Aus dem Datensatz für die Länge geht auch hervor, dass die Gletscherzunge bis zum Jahr 2006 immer kürzer wird. Jedoch sind die berechneten Zahlen nicht so kontinuierlich fallend wie einerseits die Polygone in Abbildung 7 und andererseits die Daten von WILSON et al. (2016). Das liegt womöglich daran, dass die Länge eben nicht genau, sondern nur im Verhältnis von Gesamtfläche und Breite der Gletscherzunge berechnet wurde. Trotz alledem ist es sehr erfreulich, dass der Trend der Dynamik

dieser Gletscherzunge und ebenso der Gezeitenzunge mit den Berechnungen der AutorInnen von 2016 korreliert.

Um auf das Wachstum der Gletscherzungen zurückzukommen, kann auch hier ein Vergleich mit WILSON et al. (2016) angestellt werden: Für die Gezeitenwasserzunge wird eine kumulative Längenveränderung von 2000 bis 2014 angegeben, die nur durch einen Rückgang zwischen 2007 und 2008 getrübt wird. Dieser Rückgang bewegt sich im Bereich von ungefähr 50 Metern und nach 2008 nimmt die Längenentwicklung wieder zu. In der Datenerhebung dieser Arbeit wurden zwischen 2006 und 2009 keine sinnvollen Satellitenbilder gefunden. Daher kann an dieser Stelle kein Vergleich angestellt werden. Jedoch korreliert die stetige Längenzunahme bis 2014, wie sie in der Publikation angeführt wurde, mit den hier erhobenen Daten. Darüber hinaus muss hervorgehoben werden, dass sogar bis zum letzten Erhebungszeitpunkt, dem 14. März 2019 die Gezeitenzunge an Metern zulegen konnte. Ihre Maximallänge der Untersuchung hat sie an diesem letzten gemessenen Tag erreicht. In Bezug auf diese Erkenntnis kann die Annahme getroffen werden, dass die Gezeitenzunge, oder auch der Südterminus, wie sie in der Literatur oft betitelt wird, ihr vermeintliches Neoglaziales Maximum von 2014, welches durch WILSON et al. (2016) festgesetzt wurde, übertreffen konnte. Dass dies aber nur eine Annahme ist, ruht daher, dass von 2014, aufgrund bereits erläuterter Gründe, keine Daten in diese Untersuchung miteinbezogen wurden. Dennoch ist zu vermuten, dass die Länge der Gletscherzunge von 2019 jene von 2014 übertrifft, da 2019 auch alle anderen betrachteten Jahre übertrifft, wie man in der Karte in Abbildung 5 sehen kann.

Die Süßwasserzunge legt ab dem Tiefstwert von 16,09 km² aus dem Jahr 2006 ununterbrochen bis 2017 an Fläche zu. In die Länge zieht sich die Süßwasserzunge bis zum Jahr 2018. Dies stimmt mit den Aussagen von WILSON et al. (2016) überein, die bis inklusive 2014 eine Steigerung der Länge festhalten. Im Intervall von 2018 bis 2019 kann man einen Rückzug der Gletscherzunge um ungefähr 140 m aus der Datenerhebung erkennen. Leider ist es an dieser Stelle noch nicht möglich zu sagen, ob es sich dabei um den Anfang eines Negativtrends in Bezug auf Länge und Fläche handelt, oder um einen einmaligen Ausreißer.

Gletscherzunge A verhält sich im Vergleich zu allen anderen Gletscherzungen am wenigsten einheitlich. Es kann keine Wachstums- oder Rückgangsperiode von mehreren aufeinanderfolgenden Jahren festgestellt werden. Das könnte womöglich auch bis zu einem gewissen Grad der Datenerhebung geschuldet sein, doch insgesamt betrachtet nimmt auch bei dieser Zunge die Fläche, trotz der vielen Auf- und Abwärtsbewegungen, über den Untersuchungszeitraum zu. Es ist wichtig festzuhalten, dass Zunge A eine jener Zungen ist, die stark kalbt und viele Eisberge ausbildet. Daher kann es sein, dass es auch dort durch die wechselhafte Auflösung zu manchen Ungenauigkeiten gekommen ist.

Was in Bezug auf starke Kalbungen aber auch bedacht werden muss, ist, dass sie für plötzliche große Flächenunterschiede verantwortlich sein können: So kann man beispielsweise im Vergleich der Satellitenbilder von 2015 und 2016 eine beinahe einheitliche Fläche sehen, die auch auf zwei Nachkommastellen gerundet den gleichen Wert $2,47 \text{ km}^2$ innehat. Im darauffolgenden Jahr 2017 wurde dann eine Gesamtfläche von $2,3 \text{ km}^2$ gemessen. Betrachtet man die Landsat Aufnahmen von 2015, 2016 und 2017, sieht man deutlich, dass irgendwann zwischen 2016 und 2017 ein abrupter Abbruch des Terminus erfolgte. Man kann im Bild von 2017 einerseits viele Eisberge vor dem Gletscherzungenende treiben sehen, andererseits spricht diese Flächenminderung stark für die Kalbung.

Die Länge der Zunge hat sich, wie aus der Karte in Abbildung 11 zu sehen ist verändert, aber sich nicht eindeutig Jahr für Jahr gesteigert. Bei dieser Gletscherzunge fällt auch auf, dass sie über die Untersuchungsperiode von 19 Jahren in ihrer Breite stark variiert. 2011 ist deutlich zu sehen, dass sich seitlich, am Rand der Gletscherzunge ein kleiner See ausbildet, der in den nächsten Jahren aber wieder von Eis bedeckt wird. Es kann für diesen Teil des Pio XI keine eindeutige Aussage in Bezug auf eine stetige Veränderung hinsichtlich der Länge gemacht werden.

Gletscherzunge B zeigt eine mit Gletscherzunge A vergleichbare Entwicklung. Sie kalbt auch sehr stark und viele Flächenrückgänge sind klar auf den Abbruch von Eis am Gletscherende zurückzuführen. Ein Beispiel für eine starke Flächen- und auch Längensteigerung (klar durch die Satellitenbilder zu erkennen), gefolgt vom Abbruch von Eisbergen wäre die Periode von 2009 bis 2017. Am 12. Jänner 2009 beträgt die absolute Fläche der Gletscherzunge B $3,16 \text{ km}^2$. Seit dem letzten Messzeitpunkt 2006 fand eine deutliche Zunahme statt. Betrachtet man die Landsat Bilder von 2009 und 2010, fällt auf, dass die Länge der Zunge B sich 2010 stark reduziert hat. Der Unterschied ist mit dem freien Auge zu erkennen. Auch im Vergleich zu 2011 sieht man, dass die Länge noch immer zurückgeht und Eisberge im See, welcher durch die Gletscherzunge gebildet wird, schwimmen. Im Intervall 2011 bis 2012 steigert sich das Flächenausmaß wieder um einen beträchtlichen Wert, um $0,36 \text{ km}^2$, was gegenüber dem Vorjahr einen Wert von beinahe 12% ausmacht. Auch die Länge dehnt sich deutlich ersichtlich aus. 2013 geschieht dann dasselbe wie 2010: Das Eis am Terminus bricht ab. Man erkennt Eisberge am Satellitenbild. Von 2013 bis 2016 nimmt die Fläche wieder zu, es ereignet sich das idente Szenario: 2017 bricht das Eis ab und die Flächengröße beträgt statt $3,55 \text{ km}^2$ in 2016 nur noch $3,17 \text{ km}^2$ im Jahr 2017.

Während Zunge A und Zunge B durch die Abbrüche von Eis am Terminus immer wieder verkürzt werden, wurden bei den großen Gletscherzungen in Salz- und Süßwasser mündend, keine so extremen Kalbungen festgestellt. Vergleicht man das Kalbungsverhalten von Gezeiten- und Süßwasserzunge, so fällt auf, dass die Gezeitenzunge kaum bis gar keine Eisberge bildet, während von der Süßwasserzunge in manchen Jahren doch einiges an Eis wegbricht.

Eine Gletscherzunge, die ebenso wie die Gezeitenwasserzunge wenig bis eher gar keine Eisberge bildet, ist Gletscherzunge C. Sie weist darüber hinaus ebenso eine sehr regelmäßige Flächen- und Längenzunahme bis zum Ende des Untersuchungszeitraumes auf. Ab dem Jahr 2005 vergrößert sich die Fläche dieser Gletscherzunge jährlich bis auf eine Ausnahme im Jahr 2017, die jedoch - klar auf den Landsat Aufnahmen ersichtlich - nicht auf eine Längenabnahme, sondern eine Verminderung in der Breite zurückzuführen ist. Es erscheint als sehr auffällig, dass von Zunge C im Gegensatz zu den benachbarten Gletscherzungen A und B überhaupt keine Eisberge abbrechen – zumindest ist dies auf keinem der Bilder zu sehen. Weiters unterscheidet diese Gletscherzunge von allen anderen ihre starke Schuttbedeckung, welche sich über einen großen Teil der Zunge erstreckt. Dieses Kleid aus Schutt und Geröll wird über die Jahre, wie es scheint, dichter. Es kann daraus geschlossen werden, dass in diesem Bereich von der Umgebung sehr viel Lockermaterial auf den Gletscher hinabfällt.

Die Längenunterschiede der einzelnen Jahre wurden bei Gletscherzunge C nicht gemessen. Trotzdem kann durch die Kartierung die Längenentwicklung untersucht werden. Es wird deutlich, dass die Länge dieser Gletscherzunge sich sehr kontinuierlich, genauso wie die Fläche, steigert. In einigen Jahren konnten ganz besonders große Vorstöße beobachtet werden: Ein Beispiel dafür wäre der Sprung von 2015 auf 2016, in welchem sich die Fläche um fast einen halben Quadratkilometer steigert. Von dieser Flächenzunahme entfällt ein großer Teil auf das vorstoßende Gletscherende. Die maximale Ausdehnung in die Länge erfährt Gletscherzunge C zum letzten Zeitpunkt dieser Untersuchung, im Jahr 2019.

Die Gletscherzunge mit der prozentuell größten Flächensteigerung über den Untersuchungszeitraum ist Zunge D. Von der kleinsten Ausgangsfläche 0,55 km² entwickelt sich das Gletschereis zu 1,93 km² im März 2019. Es ist an dieser Stelle wichtig anzumerken, dass bei einigen Jahren ein ähnliches Problem wie bei Zunge E aufgetreten ist. Der Gletscherterminus konnte nicht in jedem Jahr mit hundert prozentiger Sicherheit von im Gletschersee schwimmenden Eisbergen unterschieden werden. Im Gegensatz zu Zunge E wurden die Daten der Zunge D jedoch nicht aus der Interpretation ausgeschlossen. Angesichts der Tatsache, dass erstens in den meisten Jahren der Terminus gut gemessen werden konnte und zweitens so eine immense Steigerung verzeichnet werden konnte, wurden Messungenauigkeiten zugunsten der großen Flächen- und auch ersichtlichen Längenzunahme in Kauf genommen. Auch wenn die Sprünge zwischen einigen Jahren vielleicht nicht exakt sind, steht außer Frage, dass diese Gletscherzunge ihre Fläche bis zum Jahr 2019 mehr als verdreifacht. Einzelne Flächenrückgänge zwischen den Untersuchungsjahren, wie beispielsweise die Negativentwicklung von 2011 auf 2012 sind auf Grund einer Veränderung der Breite und nicht wegen einer Längenabnahme entstanden. Zum Ende des Untersuchungszeitraumes sieht es auf den

Satellitenbildern so aus, als würde das Eis der sehr schnell in die Länge wachsenden Zunge D dünner werden. Dies könnte der raschen Expansion geschuldet sein. Schließlich nimmt die Fläche von 2017 bis 2019 um 0,26 km² zu, was bereits fast die Hälfte der Ausgangsfläche von 2000 darstellt.

Insbesondere ist zu Zunge D zu sagen, dass sie nicht nur den größten relativen Flächenzuwachs aller untersuchten Gletscherzungen aufweist, sondern vermutlich auch verhältnismäßig die intensivste Längenzunahme. Was die Ausbildung von Eisbergen am Gletscherzungenterminus anbelangt, kann bei jedem Satellitenbild eine Vielzahl an schwimmendem Eis festgestellt werden.

7.3 Gründe für die Flächen- und Längenentwicklung von Pio XI

Nachdem die Besonderheiten der Entwicklungen der sechs Gletscherzungen hervorgehoben wurden, ist es notwendig über die möglichen Gründe für diese außergewöhnlichen Dynamiken nachzudenken. In diesem Unterkapitel werden all jene Auslöser für die Rückgänge und Vorstöße des Pio XI zusammengefasst, welche für die Verfasserin plausibel und diskussionswürdig erscheinen.

Einen möglichen Ansatzpunkt für den einheitlichen Rückgang aller Gletscherzungen knapp nach dem Jahr 2000 könnte eine These von WILSON et al. (2016) bieten. Die AutorInnen untersuchten unter anderem die Fließgeschwindigkeit von Pio XI um die Jahrtausendwende und es fiel auf, dass diese zum Jahr 2000 sehr hoch war. Es wird in dem Artikel angemerkt, dass das Muster Galoppierender Gletscher in Kanada, Norwegen und Island in Phasen mit hoher Fließgeschwindigkeit Vorstöße der Termini vorgibt. Im Gegensatz dazu kalben diese besonderen Gletscherarten in den ruhigen Phasen vermehrt und nehmen flächen- und auch längenmäßig ab. Bei Pio XI scheint es genau umgekehrt zu sein: Dieser kalbt in, oder unmittelbar nach den Phasen, in denen er sich rasch voran bewegt und in den vergleichsweise langsamen Fließperioden stößt er vor und dehnt sich in seiner Länge und Größe aus. Diese Theorie würde, wenn man annimmt, dass Pio XI im Jahr 2000 eine sehr hohe Fließgeschwindigkeit hatte (WILSON et al. 2016) mit der Tatsache zusammenpassen, dass der Gletscher nach dem Jahr 2000 an Fläche verliert. Ebenso kann diese Annahme mit dem einheitlichen Wachstum aller Gletscherzungen in Verbindung gebracht werden. In WILSON et al. (2016) wurde nämlich auch noch dokumentiert, dass die Fließgeschwindigkeit von Pio XI in den betrachteten Jahren dieser Publikation, Untersuchungen fanden bis zum Jahr 2014 statt, eher gering war. Dies würde mit den Flächenzuwächsen korrelieren und die Aussage über Vorstöße in ruhigen Bewegungsphasen des Gletschers untermauern.

Die Annahme, dass Pio XI ein gegensätzliches Surgemuster hat und es sich bei dem Gletscher um keinen klassischen Galoppierenden Gletscher handelt, kann noch durch einen weiteren Punkt gefestigt werden. Sieht man sich die Zeiträume der in der Literatur dokumentierten Vorstöße des Gletschers an, kann man erkennen, dass sich die Perioden des Wachstums von Pio XI über einen längeren Zeitraum erstreckten als die Rückgänge. An dieser Stelle wird lediglich von den beiden größten Gletscherzungen gesprochen, da die anderen hier untersuchten Zungen in der Literatur bisher nicht berücksichtigt wurden. RIVERA et al. (1997) berichten über die Entwicklung von Pio XI seit 1925. Sie führen Vorstoßperioden von 1951-1963, von 1963-1969, von 1969-1976 und von 1976-1981 an. Die Geschwindigkeiten der Vorstöße variieren. Dennoch handelt es sich hier um einen Zeitraum von 30 Jahren,

in welchem immer wieder ein Wachstum von Pio XI dokumentiert wurde. Es wird nicht gesagt, dass es dazwischen nicht einzelne Rückgänge gegeben hat, aber dennoch wurde in jedem dieser vier Zeiträume ein Vorstoß der Gezeiten- und der Süßwasserzunge dokumentiert. Von 1981-1985 folgt ein rasanter Rückgang um ungefähr 300m pro Jahr, aber die darauffolgenden Perioden 1985-1992 und 1992-1993 sind erneut durch starke Ausdehnungen geprägt.

Setzt man die Tatsache, dass Pio XI anscheinend eher zeitlich ausgedehnte Vorstöße und schnelle, aber doch intensive Rückgänge hat, in Bezug zu den erhobenen Daten dieser Diplomarbeit, kann man beispielsweise für die Gezeitenzunge auch eine lange Vorstoßperiode definieren. Von 2005-2019 gewinnt diese Gletscherzunge an Länge. Auch die Süßwasserzunge nimmt von 2006-2018 in ihrer Länge zu. Gletscherzunge C und Gletscherzunge E wachsen ebenso in Fläche und Länge über einen Zeitraum von mehr als zehn Jahren stetig. Der dokumentierte rasche Rückgang könnte in den Datensätzen um die Periode 2000-2006 datiert werden. Diese ungewöhnlich kurzen und schnellen Rückgänge und die langen Vorstöße könnten möglicherweise genauso mit dem verkehrten Surgemuster, welches durch WILSON et al. (2016) vorgebracht wurde, erklärbar sein. Eine rasche Fließgeschwindigkeit würde für Pio XI einen Rückgang und eine verlangsamte Fließgeschwindigkeit einen Vorstoß bedeuten. Um diese These für den Untersuchungszeitraum 2000-2019 zu überprüfen, müssten jedoch die genauen Fließgeschwindigkeiten bekannt sein. Für eine generelle Untersuchung dieses Aspekts für Pio XI müssten diese Daten auch noch über einen viel längeren Zeitraum erhoben werden. Denn eine Untersuchung über wenige Jahrzehnte würde zu keiner signifikanten Aussage führen.

Es wird jedenfalls sehr interessant sein zu beobachten, wie sich Pio XI in den Jahren ab 2019 entwickelt. Vielleicht wird bald ein schneller und starker Rückgang folgen, bei dem sich die Fließgeschwindigkeit stark erhöht? Egal, ob der Zusammenhang von hoher Fließgeschwindigkeit und Rückgang und umgekehrt stimmt oder nicht: Es stellt sich die Frage, ob Pio XI in die wissenschaftliche Definition eines klassischen *surge type glacier* gezwängt werden kann, oder dieser Gletschertypus eine neue Definition benötigt.

Galoppierende Gletscher werden nach verschiedenen Kriterien eingeteilt. Geht man von jenen drei Eigenschaften von SEVESTRE und BENN (2015) aus, die ein *surge type glacier* haben muss, hat Pio XI bis zu diesem Punkt der Diskussion schon zwei dieser drei Kriterien erfüllt. Die Termini der einzelnen Gletscherzunge wachsen definitiv und er verhält sich asynchron zu den ihn umgebenden Gletschern, denn keiner von diesen kann Flächenzugewinne dieser Art aufweisen. Das dritte Merkmal, welches er haben soll, sind gewisse geomorphologische oder auch glaziologische Eigenschaften, die auf dieses besondere Verhalten hinweisen. Ein Beispiel wären besondere Moränen an der Oberfläche, die darauf hinweisen, dass sich die Fließgeschwindigkeit des Eises immer

wieder rasch verändert. Auf den Satellitenbildern konnten bei der Analyse der Gezeitenzunge geschwungene Oberflächenmoränen erkannt werden. Sie könnten als eine Folge einer schnell vonstattengehenden Bewegung des Eises interpretiert werden. In der Kartierung der Gezeitenzunge in Abbildung 5 kann man diese Moräne am westlichen Rand der Gletscherzunge erkennen. Der Pio XI passt also, alle Kriterien erfüllend, in das Schema der Autoren. Doch stellt sich an dieser Stelle erneut die Frage, ob dieses Schema nicht unzureichend ist, um der Besonderheit von Pio XI gerecht zu werden. Es sagt ausschließlich aus, dass der Gletscher eine Art von Galoppierendem Gletscher ist. Ihn näher zu untersuchen und detaillierter zu klassifizieren und vielleicht im Zuge dessen eine neue *surge type* Definition zu finden würde seine Außergewöhnlichkeit unterstreichen.

Die Tatsache, dass der Gletscher in manchen Teilen bis 2019 unaufhörlich vorzustößen scheint, lässt vermuten, dass er sein Neoglaziales Maximum der Gezeitenzunge im Untersuchungszeitraum teilweise überschreiten konnte. Für die Gezeitenzunge wurde im Jahr 2014 ein Höchstwert, welcher ein neues Maximum der Ausdehnung festsetzt, gemessen. Leider ist 2014 ein Jahr, zu welchem in dieser Arbeit keine Landsat Bilder zur Verfügung standen. Dennoch scheint es plausibel, dass diese Behauptung wahr sein könnte, denn die in die Gezeitenfront mündende Gletscherzunge übertrifft in allen untersuchten Jahren ab 2013 die im Vorjahr gemessene Länge. Wenn das Jahr 2014 keinen extremen Ausreißer in Sachen Vorstoß dargestellt hat, ist es daher möglich, dass die Front 2019 noch weiter in den Eyre Fjord hineinreicht.

Das Kalbungsverhalten der Gletscherzungen ist ein weiterer Vorgang, der bei der Datenerhebung und Datenanalyse als sehr interessant und diskussionswürdig erachtet wurde. Besonders hervorgestochen ist, dass einige der Gletscherzungen oberflächlich sehr stark kalben und Eisberge von den Termini abbrechen. Andere Gletscherzungen weisen gegenteiliges Verhalten auf. Gletscherzungen A, B und D sind jene Ausläufe von Pio XI, bei denen auf Grund der Analyse der Satellitenbilder ein sehr intensiver Abbruch an Eis in die Gletscherseen vermutet wird. Die Salz- und die Süßwasserzunge und auch Gletscherzunge C sind in dem hier untersuchten Zeitraum an ihrer Oberfläche eher weniger kalbungsintensiv. Vergleicht man diese drei eben genannten Gletscherzungen miteinander, kalbt die Süßwasserzunge mehr als die beiden anderen. Gezeitenzunge und Zunge C weisen kaum bis keine abgebrochenen Eisberge an deren Fronten auf. Natürlich kann es auch sein, dass das Eis schnell geschmolzen ist, oder bereits von der Gletscherfront wegtreiben konnte, aber da in fast keinem der 15 Jahre von denen Satellitenbilder untersucht wurden Eisberge zu sehen waren, scheint die Annahme „wenig Eisabbruch“ plausibel.

Die Eigenschaft des Abbruches von Eisbergen hat, wie in Kapitel 7.2 besonders bei den Zungen A und B hervorgehoben wurde, Einfluss auf das Wachstum der Gletscherzunge. Rückgänge, oder Vorstöße können also besser erklärt werden, wenn man herausfindet, wieso die eine Gletscherzunge, in diesem Fall zum Beispiel die Zunge C, oder die Gezeitenzunge, stetig wächst und die andere zwar wächst, aber die Flächen- und Längenzunahme stets nach einem Zeitraum von ein bis drei Jahren wieder abbricht.

Für die Beantwortung der Frage „Wieso kalbt eine Gletscherzunge mehr als die andere?“, ist es wichtig sich die unterschiedlichen Mündungen der Gletscherzungen anzusehen. Man kann in Abbildung 1 sehr gut erkennen, dass alle sieben Gletscherzungen ins Wasser münden. Sechs der sieben Gletscherfronten enden im Süßwasser, nur die Gezeitenzunge mündet im Meer. Zunge A, B, D und E haben, wenn man von den Satellitenbildern ausgeht ersichtlich keinen Abfluss. Der Terminus der Süßwasserzunge und der Gletscherzunge C läuft in Seen mit Abfluss. Es fällt an dieser Stelle sofort eine Gemeinsamkeit der kalbenden und auch der nicht sehr stark kalbenden Zungen auf: Jene Gletscherzungen, die eine starke Kalbungsrate aufweisen, münden in abflusslose Seen. Jene Gletscherzungen von denen nicht allzu viel Eis abbricht und die weniger Fluktuation aufweisen, münden in Gewässer, die einen Abfluss haben. Natürlich kann es sein, dass es sich bei diesem Zusammenhang nur um einen Zufall handelt. Jedenfalls ist diese Beobachtung auffällig. Eine Erklärung dieser Gemeinsamkeit ist im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht möglich. Dazu würde es genauere Untersuchungen von Gletscherseen in diesem Gebiet benötigen, die vermutlich auch über die Grenzen des Pio XI hinausgehen würden.

Ein weiterer Grund für das kontinuierliche Wachstum von Gletscherzunge C könnte die starke Schuttbedeckung dieser Zunge sein. In dem Fall, dass der auf dem Eis lagernde Schutt nicht nur eine dünne Schicht an Material ist, kann dieser als Schutz vor dem Abschmelzen dienen. Auch die Termini der Gletscherzunge A und B haben zu ihrem letzten Stück hin ein wenig Schuttbedeckung. Doch die Gletscherzunge C weist ohne Zweifel eine viel größere Menge an Geröll und Sediment an ihrer Oberfläche auf. Es wäre also möglich, dass Zunge C einerseits ein stetiges Wachstum aufweist, weil ihr Terminus durch eine dicke Geröllschicht geschützt wird und andererseits, weil der See, in welchen sie mündet das Kalben hindernde oder erschwerende Eigenschaften besitzt. Ferner könnte es umgekehrt auch sein, dass jene Gletscherseen, in welche Zunge A, B und D kalben Eigenschaften aufweisen, welche den Abbruch von Gletschereis begünstigen.

Für das Kalbungsverhalten der Gezeitenzunge wurde auch nach einer Erklärung gesucht. Angesichts der Tatsache, dass bei genauerer Betrachtung des Terminus ebenso wie bei Zunge C eher wenig Eisabbruch beobachtet werden konnte, war es notwendig, nach Gründen für dieses Verhalten zu suchen. Ein plausibler Grund dafür könnte die geringe Wassertiefe des Eyre Fjordes sein. Auch RIVERA et al. (1997)

nannten die Beschaffenheit des Fjordes in Bezug auf die Wassertiefe als eine potentielle Ursache die Surgen des Pio XI. In Kapitel 4.2.2 wurde diese Theorie bereits angeführt. Die Satellitenbilder der Untersuchungsjahre sprechen dafür, dass das Meerwasser nahe beim Gletscherende nicht sehr tief ist. Man kann erkennen, dass durch die Bewegung des Gletschers eine Menge an Sediment in den Fjord hineingetragen wird. Auf den Landsat Aufnahmen sieht man direkt nach dem Gletscherzungenende bräunlich und trüb erscheinenden Bereiche im Wasser. Daraus kann geschlossen werden, dass diese Gletscherzunge von Pio XI sehr viel Material am Gletschergrund mit sich führt. Durch die fließende Dynamik der Zunge bewegt sich diese Ansammlung von Sedimenten mit dem Gletscher mit und wird durch die vorstoßende Bewegung im Fjord abgelagert. Es ist anzunehmen, dass die Gletscherzunge, wenn sie über einen langen Zeitraum viel Schutt, Geröll und andere Partikel mineralischen Ursprungs mit sich trägt, immer weiter Sedimente im Eyre Fjord hinterlässt. Dieser Vorgang führt über längere Zeit dazu, dass sich die Wassertiefe reduziert, besonders an jenen Stellen im Fjord, die dem Terminus der Gletscherzunge sehr nahe sind. Ist das Wasser einigermaßen seicht und, beziehungsweise oder die Sedimentation sehr stark, kann dies dazu führen, dass die Gletscherzunge sich in ihrem abgelagerten Schutt sozusagen festsetzt und auf ihren selbst gebildeten Grund läuft. Von diesem sie unterstützenden Punkt aus kann die Gletscherzunge weiter vorstoßen. Dies wäre ein plausibler Grund für den eher geringen auf den Satellitenbildern ersichtlichen Eisabbruch. Was unter der Wasseroberfläche in Bezug auf Ablation vor sich geht, kann aus den Landsat Aufnahmen natürlich nicht erschlossen werden.

Abbildung 22 zeigt den Zustand der Gezeitenzunge im Jahr 2019. Beim der Betrachtung des Terminus sieht man sehr gut, dass die Gletscherzunge Sediment mit sich führt und in den Fjord ablagert. Die Umrisse der Flächen von 2000 und 2010 und die Aufnahme von 2019 zeigen die Längenveränderung in zwei Zehnjahresschritten. In den Kästchen B4 und C4 ist die Intensität der Sedimentation besonders deutlich zu erkennen. C4 lässt sogar vermuten, dass die Ablagerung bereits den Exmouth Fjord erreicht hat.

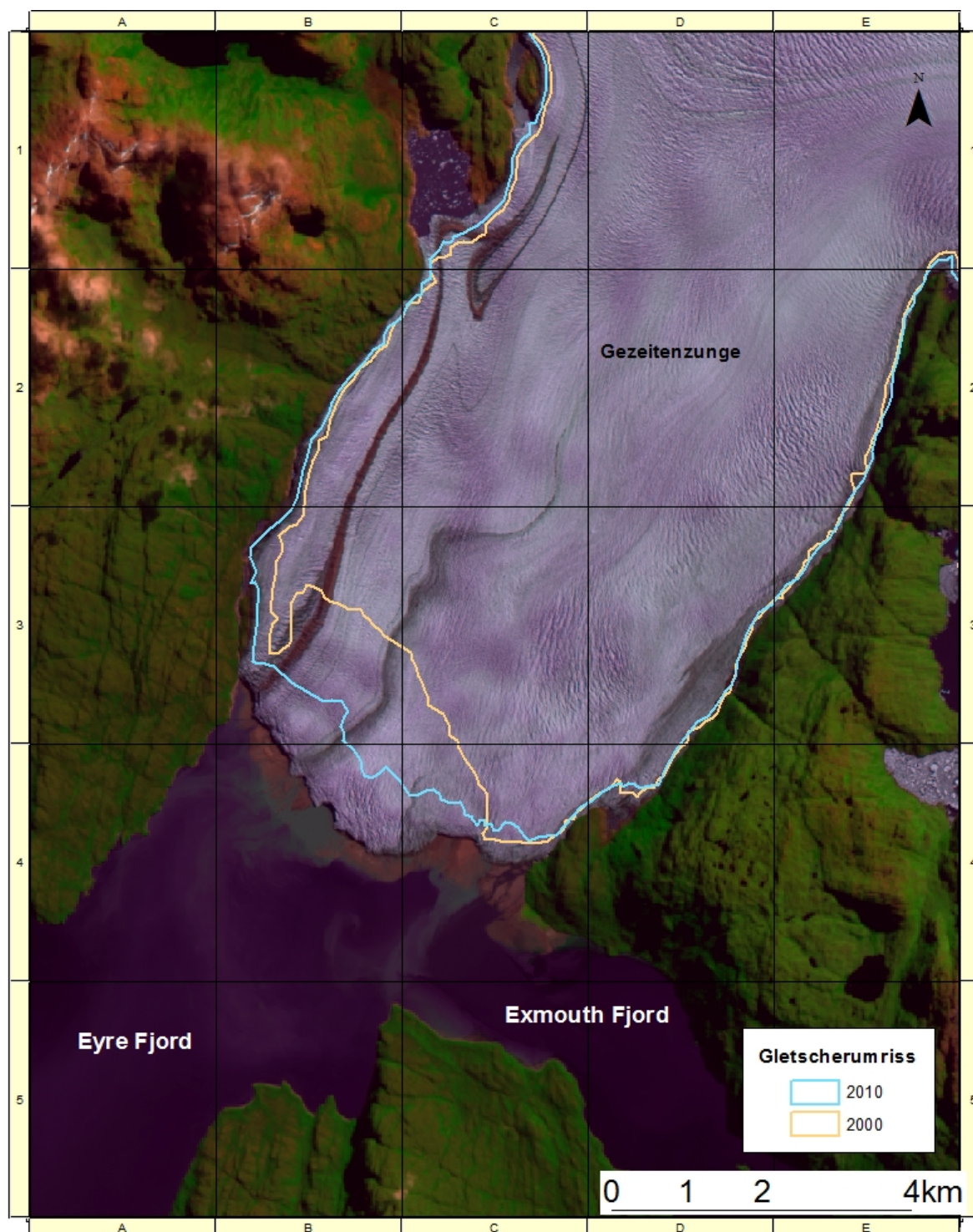


Abbildung 22: Darstellung der Sedimentation am Terminus der Gezeitenzunge, Satellitenbildaufnahme der Gezeitenzunge aus dem Jahr 2019 mit Umrisen der Gletscherfläche von 2000 und 2010

Die Ablagerung von Sediment in den Eyre Fjord kann zwar vielleicht die Längsstreckung der Gezeitenzunge erklären, jedoch nicht die der anderen Gletscherzungen. Es ist anzunehmen, dass es noch weitere Gründe für die Flächen-, sowie Längenzunahme des Gletschers geben muss, denn Pio XI wächst an allen untersuchten Enden. Neben der Betrachtung der einzelnen Zungen und Gletscherzungenmündungen in diverse sich womöglich unterscheidende Wasserfronten, wurde im Zuge der Analyse dieser Arbeit auch auf mögliche Gemeinsamkeiten all dieser Gletscherzungen geachtet. Ziel dieser Suche nach Zusammenhängen war es, eine gletscherzungenübergreifende Erklärung für die besondere Dynamik dieses temperierten Gletschers zu finden.

Beim Forschen fiel auf, dass die Seen, in welche die Gletscherzungen A, B, D und E münden, abflusslose Seen sein müssen. Auf den Satellitenbildern sind zumindest keine Abflüsse zu erkennen. Da der Weg des Wassers anscheinend nicht an der Oberfläche verläuft, wird vermutet, dass sich ein subglazialer Abflussweg gebildet hat. Ist dies der Fall, kann davon ausgegangen werden, dass Pio XI einen erheblichen subglazialen Wasserdruck aufweist. In der Publikation von RIVERA et al. (1997) wurden Gründe für die Surgen des Gletschers untersucht. Die AutorInnen nannten als ersten Grund für die fluktuierende Dynamik einen erhöhten subglazialen Wasserdruck. Sie gingen jedoch mit dieser Theorie nicht weiter ins Detail und nannten keine Gründe für diese Behauptung. Der unterirdische Abfluss des Wassers der Gletscherseen könnte nun ein Grund dafür sein, dass Pio XI sich vorstoßend bewegt. Vergleichsweise ist es aber so, dass beim Blick über die Grenzen von Pio XI auf andere in den Westen kalbende Gletscher des SPI in unmittelbarer Nähe zu Pio XI auffällt, dass diese auch in abflusslose Seen münden und dennoch nicht wachsen, sondern eher zurückgehen. Daher kann es sein, dass dieser Umstand zwar dazu beiträgt, dass Pio XI vorstößt, aber wahrscheinlich nicht der einzige Grund dafür ist.

Ein weiterer Aspekt, der die Gesamtdynamik von Pio XI betrifft, ist das vulkanisch aktive Gebiet, auf welchem er fließt. Der Vulkan Lautaro ist wenig erforscht, aber es handelt sich dabei um einen aktiven Vulkan. Der Einfluss dessen Aktivität darf nicht unterschätzt werden. Vor allem, wenn man im Hinterkopf behält, dass Definitionen über Galoppierende Gletscher stets den großen Einfluss der unterirdischen Vorgänge auf das Gletschereis betonen. Natürlich kann durch die Untersuchung von Satellitenbildern nicht auf das Geschehen unter der Erde geschlossen werden, aber die Unterstreichung der Bedeutung dieses Aspektes soll erneut auf die Komplexität dieses Gletschersystems und seiner Dynamik hinweisen.

Auch wenn zu Beginn dieser Arbeit gesagt wurde, dass die vorhandenen meteorologischen Daten wegen der exponierten Lage des Pio XI und ihrer großen

Variabilität vernachlässigt werden, wird dem Klima an dieser Stelle doch noch ein kleiner Teil dieser Diskussion gewidmet. Schließlich wären all diese das Wachstum des Gletschers begünstigenden Theorien und Vorgänge nicht möglich, wenn das Klima diese nicht einigermaßen zulassen würde. Denn die Erhöhung der Temperaturen und auch der große Einfluss sich verändernder Niederschläge hätte eine immense Auswirkung auf den Gletscher. Daher nehmen wir an dieser Stelle an, die Theorie von CARRASCO et al. (2002), die Niederschläge am SPI in den vergangenen Jahren haben sich erhöht, trifft zu. Ebenso wurde in den Klimadaten in Kapitel 4.3.1 angeführt, dass der Trend zur Klimaerwärmung am SPI durch die wärmer werdenden Winter ausgelöst wird, denn im Sommer sanken die Temperaturen durchschnittlich um fast ein halbes Grad Celsius. Natürlich muss beachtet werden, dass bloß ein kurzer Zeitraum von CARRASCO et al. (2002) untersucht wurde. Dennoch ist diese Erkenntnis sehr interessant. Vor allem, wenn man bedenkt, dass Pio XI in den untersuchten Jahren an allen Gletscherzungen erhebliche Flächenzugewinne verzeichnen konnte. Also nehmen wir hierbei auch an, dass die Messungen für Pio XI aussagekräftig sind. Aus diesen Messungen kann geschlossen werden, die klimatische Situation am SPI lässt anscheinend zu, dass weitere Komponenten die positive Flächen- und Längenentwicklung des Pio XI beeinflussen. Pio XI ist ein temperierter Gletscher, welcher zwischen Winter und Sommer großen Temperaturschwankungen ausgesetzt ist und dennoch wächst er. Ohne ein gewisses positives Zusammenspiel mit Niederschlag und Temperatur wäre dies nicht möglich.

Die Diskussion hat gezeigt, dass das Gletschersystem von Pio XI in höchstem Maße komplex ist. Es kann nicht ein einzelner Grund für die außergewöhnliche Dynamik dieses Gletschers gefunden werden. Aspekte wie der vermeintlich zunehmende Niederschlag, die Luv-Lage des Eisfeldes, die womöglich nicht besonders stark wärmer werdenden Sommer des Untersuchungsgebietes, das geothermisch aktive Gebiet, auf welchem der Gletscher liegt, die besondere Form der Gletscherseen, in welche die Gletscherzungen A, B, D und E münden, die große Sedimentation der Gezeitenzunge in den Eyre Fjord, das mächtige Akkumulationsgebiet und vergleichsweise sehr enge Ablationsgebiet, in welches Pio XI hinabfließt und wohl auch noch andere Gründe spielen zusammen, wenn es um eine Erklärung für das Verhalten von Pio XI in den vergangenen Jahren geht. Die Betrachtung dieser Aspekte in Kombination ist unerlässlich, um die Dynamik des Gletschers zu erfassen.

8. Conclusio

Zu Beginn dieser Arbeit wurden drei Forschungsfragen gestellt. Jede Forschungsfrage wurde um eine Hypothese ergänzt. In diesem Kapitel wird nun die Summe der Ergebnisse und der Diskussion zusammengeführt, um diese Fragen zu beantworten und die Hypothesen zu überprüfen.

- I. Wie unterscheiden sich ins Meer kalbende Gletscher in ihrer Dynamik von „durchschnittlichen“, nicht ins Meer kalbenden Gletschern?

H1: Gletscherzungen, die ins Meer münden, werden in ihrer Dynamik von den vorherrschenden Gezeiten beeinflusst und reagieren auf diese.

Die erste Forschungsfrage wurde gestellt, da es sich bei einem der Zungentermini um eine Gezeitenfront handelt. Mittels der Untersuchung der Mündungsart sollte eine Antwort auf den besonders intensiven Vorstoß der Gezeitenzunge gefunden werden. Die Hypothese H1 besagt, dass die Gezeiten die Dynamik von Tidenzungen beeinflussen. Dies konnte durch die Literaturrecherche bestätigt werden. Doch nicht nur die Gezeiten spielen eine Rolle bei Meerwasserkalbungen, sondern auch andere Gesichtspunkte, wie zum Beispiel Wellen. Es ist in der Wissenschaft umstritten, ob die vom Meer aus auf den Gletscher wirkenden Kräfte, oder jene Kräfte, die durch den Gletscherfluss auf das Eis wirken, einflussreicher sind. Ihre Auswirkungen sind jedenfalls Risse im Gletschereis, welche den Abbruch von Eisbergen zu Folge haben. Rissbildungen können durch die Fließdynamik des Gletschers und auch durch Wellen, oder die Einwirkung der Gezeiten entstehen. Es wird vermutet, dass dies je nach Gletscher variiert. Jedes Gletschersystem ist einzigartig und reagiert unterschiedlich auf die einwirkenden Kräfte.

Ob Gezeiten, Wellen, oder doch vom Inland einwirkende Kräfte bei der Gezeitenzunge von Pio XI eine verstärkte Rolle spielen, kann aus dieser Untersuchung nicht geschlossen werden.

- II. Wie hat sich Pio XI in den letzten 20 Jahren hinsichtlich seines Vorstoßes entwickelt?

H2: Pio XI wächst.

Forschungsfrage II. konnte durch die Erhebung der Daten über die Fläche und Länge der Gletscherzungen und auch der Gesamtfläche des Gletscherauslaufes beantwortet werden. Die Hypothese „Pio XI wächst.“ hat sich ganz klar bewahrheitet und kann somit verifiziert werden. Die Fläche des gesamten Gletscherauslaufes ist größer geworden. Auch alle Gletscherzungen weisen nach 19 Jahren Untersuchungszeitraum eine größere Fläche auf als im Jahr 2000. Weil die Flächenzunahme alleine nicht

aussagt, dass der Gletscher vorstößt, wurde für zwei Gletscherzungen auch die Veränderung ihrer Längen berechnet. Hierbei konnte festgestellt werden, dass sie deutlich an Länge gewinnen. Auch bei den anderen Gletscherzungen kann auf den Kartierungen deutlich erkannt werden, dass sie über den Untersuchungszeitraum vorstoßen.

III. Wie lässt sich diese spezielle Eigenschaft, der Vorstoß, erklären?

H3: Bei Pio XI handelt es sich um einen sogenannten Galoppierenden Gletscher, oder engl. *surge type glacier*.

Pio XI ist ein Gletscher mit einer sehr außergewöhnlichen Dynamik. Er ist am SPI einzigartig, denn nur er wächst bis zum heutigen Zeitpunkt. Manche seiner Gletscherzungen stoßen bis 2019 Jahr für Jahr vor.

Es ist üblich Vorgänge klassifizieren zu wollen und für alles Mögliche Muster zu bilden, die auf verschiedene Fälle anwendbar sind. Für Pio XI ein Muster zu finden, welches ohne Ausnahmen zu nennen oder Abstriche machen zu müssen auf ihn zugeschnitten ist, war in dieser Arbeit nur bedingt möglich. Am ehesten passt der Gletscher in die Einordnung des *surge type*. Einige aktuelle Publikationen definieren den Gletscher sogar mit Sicherheit als einen *surge type*.

Pio XI kann, je nachdem welche Definition für einen *surge type glacier* man verwendet, als Galoppierender Gletscher eingestuft werden. Dies erklärt seinen Vorstoß bis zu einem gewissen Maß. Doch sieht man sich das fluktuierende Verhalten des Gletschers genauer an, muss man diese sicher erscheinende Einordnung nochmals überdenken. Pio XI erfüllt eine Menge jener Kriterien, die an diese besondere Gletscherart gestellt werden: Er fließt von einem sehr weitläufigen Gebiet in einen verhältnismäßig sehr engen Gletscherauslauf. Er verhält sich im Vergleich zu den anderen Gletschern am SPI sehr untypisch, denn er wächst, gegenteilig zu den benachbarten Gletschern. Er befindet sich in einem Gebiet, welches seismische Aktivität aufweist, das bedeutet, dass es möglich ist, dass ihn unterirdisch wirkende Kräfte dazu bewegen sich in die Länge zu strecken. Er hat periodische Vor- und Rückgänge und ändert fluktuierend seine Fließgeschwindigkeit.

Diese Gründe stimmen alle mit klassischen Definitionen für *surge type* Gletscher überein. Was damit nicht übereinstimmt, folgt nun: Die Vorstöße von Pio XI sind nicht kurz, wie es für diese Klassifikation üblich ist. Allein der Vorstoß der Gezeitenzunge des Untersuchungszeitraumes dauert 14 Jahre und ist womöglich mit dem Jahr 2019 noch nicht abgeschlossen. Die Rückgänge des Gletschers sind oft kürzer als die Vorstöße, was auch eher untypisch für Galoppierende Gletscher ist.

In WILSON et al. (2016) wurde bereits der Denkanstoß für die Frage, ob Pio XI wirklich ein *surge type* ist gegeben, als ein entgegengesetztes Surgemuster definiert wurde. Nämlich jenes, in welchem der Gletscher während seiner hohen

Fließgeschwindigkeiten zurückgeht und während langsamer Fließgeschwindigkeit vorstößt. Bei einer Vielzahl an detaillierter erforschten Galoppierenden Gletschern ist genau immer das Gegenteil der Fall: In Perioden hoher Fließgeschwindigkeit, welche eher von kurzer Dauer sind wächst der Gletscher. In Perioden langsamer, oft außergewöhnlich langsamer Fließgeschwindigkeit geht der Gletscher zurück.

Ist Pio XI wirklich ein Galoppierender Gletscher, oder müsste für ihn eine neue Definition, oder zumindest eine neue Art des *surge types* entwickelt werden?

Auch wenn man sich die Frage stellt, was die Surgen von Pio XI genau auslöst, wird es komplizierter. Eine Vielzahl an Gründen wurde für die Vorstöße der Gletscherzungen gefunden, die vermutlich alle in gewisser Weise in Zusammenhang stehen.

Die Hypothese, dass Pio XI ein *surge type glacier* ist, kann bis zu einem gewissen Grad verifiziert werden. Es gibt bis dato keine andere Erklärung für seine Dynamik und in gewissem Maße muss man dieser Klassifikation auch zustimmen. Doch einzelne Punkte, die mit Hilfe der Datenerhebung dieser Arbeit nochmals untermauert werden konnten, wie etwa die langen Vorstoßperioden, passen einfach nicht zu dem klassischen Galoppierenden Gletscher.

Zusammenfassend wurde in dieser Untersuchung festgestellt, dass Pio XI, ein temperierter Gletscher am SPI, über den Untersuchungszeitraum von 2000 bis 2019 nicht nur seine Größe, sondern auch die Länge seiner Gletscherzungen steigern konnte. Es wird vermutet, dass der Gletscher im Bereich der Gezeitenzunge im Jahr 2019 ein neues Neoglaziales Maximum erreicht hat.

Für die Erklärung dieses Phänomens wurde die Klassifikation eines Galoppierenden Gletschers herangezogen. Diese ist bis dato die beste Begründung für dieses komplett aus dem Rahmen fallende Phänomen auf dem Südpatagonischen Eisfeld. Dennoch wurden durch die Kombination von Literatur und den erhobenen Daten gewisse Mankos dieser Definition gefunden, welche detailliert untersucht und diskutiert wurden. Pio XI erfüllt viele Kriterien eines *surge type* Gletschers. Einige seiner Eigenschaften, wie etwa der ungewöhnlich lange Vorstoß einiger Gletscherzungen lässt jedoch an dieser Klassifikation zweifeln.

Um aus den neuen Erkenntnissen dieser Diplomarbeit und den geäußerten Vermutungen eine neue Theorie formen zu können, oder diese Besonderheiten des Pio XI so gut analysiert zu haben, dass man sie in die bestehende Klassifikation integrieren kann, bedarf es aber noch weiterer Untersuchungen. Diese dürften sich nicht nur auf den Pio XI beschränken, sondern müssten sich einer Vielzahl an Gletschern am SPI widmen und diese hinsichtlich mehrerer Faktoren untersuchen.

Literaturverzeichnis

AHLMANN H. W. (1935): Contribution to the Physics of Glaciers. – In: The Geographic Journal 86 (2), 97-107.

ALEAN J. (2010): Gletscher der Alpen. – Bern u.a.

ANIYA M., SATO H., NARUSE R., SKVARCA P., und CASASSA G. (1996): The Use of Satellite and Airborne Imagery to Inventory Outlet Glaciers of the Southern Patagonian Icefield, South America. – In: Photogrammetric Engineering & Remote Sensing 62 (12), 1361-1369.

ANIYA M., SATO H., NARUSE R., SKVARCA P. und CASASSA G. (1997): Recent Glacier Variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. – In: Arctic and Alpine Research 29 (1), 1-12.

ANIYA M., DHAKAL A.S., PARK S. und NARUSE R. (2014): Variations of Patagonian Glaciers, South America, Using RADARSAT and Landsat Images. – In: Canadian Journal of Remote Sensing 26 (6), 501-511.

BENN D. und EVANS D. (1998): Glaciers and Glaciation – London.

BENNETT M. und GLASSER N. (2009²): Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms. – Chichester u.a.

CARRASCO J. F., CASASSA G. und RIVERA A. (2002): Meteorological and climatological aspects of the southern patagonia icefield. – In: The Patagonian Icefields. A Unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies. – New York, 29-42.

CASASSA G. RIVERA A., ANIYA M., und NARUSE R. (2002): Current knowledge of the southern patagonia icefield. – In: The Patagonian Icefields. A Unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies. – New York, 67-84.

CUFFEY K. M. und PATERSON W.S.B. (2010⁴): The Physics of Glaciers. – Amsterdam u.a.

DIETRICH G., KALLE K., KRAUSS W. und SIEDLER G. (1975): Allgemeine Meereskunde. Einführung in die Ozeanographie. – Berlin und Stuttgart.

DING C., FENG G., LI Z., SHAN X., DU Y., und WANG H. (2016): Spatio-Temporal Error Sources Analysis and Accuracy Improvement in Landsat 8 Image Ground Displacement Measurements. – In: Remote Sensing 2, 279-300.

DUMONT M., GARDELLE J., SIRGUEY P., GUILLOT A., SIX D., RABATEL A. und ARNAUD Y. (2012): Linking glacier annual mass balance and glacier albedo retrieved from MODIS data. – In: The Cryosphere 6, 1527-1539.

EHLERS J. (2011): Das Eiszeitalter. – Heidelberg.

GLASER R., HAUTER C., FAUST D., GLAWION R., SAURER H., SCHULTE A. und SUDHAUS D. (2017): Physische Geographie kompakt. – Berlin.

HAGG, W. (2015): Gletscherbewegung und Landschaftsformung. In: Lozán, J. L., H. Grassl, D. Kasang, D. Notz und H. Escher-Vetter (Hrsg.). Warnsignal Klima: Das Eis der Erde., 11-118, auch online unter <http://www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de/wp-content/uploads/2015/11/hagg.pdf>, (14.01.2019).

KASER G. (2002): Glacier Mass Balance and Climate in the South American Andes. – In: The Patagonian Icefields. A Unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies. – New York, 89-100.

KRAMER H. J. (2002⁴): Observation of the Earth and Its Environment. Survey of Missions and Sensors. – Berlin, Heidelberg.

LEHN H., STEINER M. und MOHR H. (1996): Wasser – die elementare Ressource. Leitlinien einer nachhaltigen Nutzung. – Berlin.

MAYER C. und OERTER H. (2014): Die Massenbilanzen des antarktischen und grönländischen Inlandeises und der Charakter ihrer Veränderungen. – In: LOZÁN, J.L. et al. (2014): WARNSIGNAL KLIMA: Die Polarregionen. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg. 376 Seiten, auch online unter: http://www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de/polarregionen/polarregionen_kap2_7/, (11.05.2019).

MATTHES F.E. (1942): Glaciers. – In: Physics of the Earth. (9), 149-219.

MARSHALL S. J. (2012): The Cryosphere. – Princeton.

MCKNIGHT T. L. und HESS D. (2009): Physische Geographie. 9. Aktualisierte Auflage. – München.

MURRAY T., STROZZI T., LUCKMAN A., JISKOOT H. und CHRISTAKOS P. (2003): Is there a single surge mechanism? Contrasts in dynamics between glacier surges in Svalbard and other regions. – In: Journal of geophysical research. 108 (B5), 1-15.

MUTO M. und FURUYA M. (2013): Surface velocities and ice-front positions of eight major glaciers in the Southern Patagonian Ice Field, South America, from 2002 to 2011. – In: Remote Sensing of Environment 139, 50-59.

PFEFFER W., ARENDT A., BLISS A., BOLCH T., COGLEY J. G., GARDNER A., HAGEN J., HOCK R., KASER G., KIENHOLZ C., MILES E., MOHOLDT G., MÖLG N., PAUL F., RADIC V., RASTNER P., RAUP B. H., RICH J. und SHARP M. J. (2014): The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. – In: Journal of Glaciology 60 (221), 537-552.

RIVERA A., ARAVENA J. und CASASSA G. (1997): Recent Fluctuations of Glaciar Pío XI, Patagonia: Discussion of a Glacial Surge Hypothesis. – In: Mountain Research Development 17 (4), 309-322.

RIVERA A. und CASASSA G. (2002): Ice Thickness Measurements on the Southern Patagonia Icefield. – In: The Patagonian Icefields. A Unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies. – New York, 101-116.

RIVERA A. und CASASSA G. (1999): Volume changes on Pio XI glacier, Patagonia: 1975–1995. – In: Global and Planetary Change 22, 233-244.

SCHAEPMAN-STRUB G., SCHAEPMAN M.E., PAINTER T. H., DANGEL S. und MARTONCHIK J. V. (2006): Reflectance quantities in optical remote sensing – definitions and case studies. – In: Remote Sensing of Environment 103, 27-42.

SEVESTRE H. und BENN D. (2015): Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: implications for a unifying model of surging. – In: Journal of Glaciology 61 (228), 646-662.

SLAYMAKER O. und KELLY R. (2007): The Cryosphere and global environmental change. – Malden u.a.

STAHR A. und HARTMANN T. (1999): Landschaftsformen und Landschaftselemente im Hochgebirge. – Berlin.

THOME K. (1998): Einführung in das Quartär: das Zeitalter der Gletscher; mit 22 Tabellen. – Berlin, Heidelberg.

U.S. Geological Survey (2019): Landsat 9. Fact Sheet 2019 – 3008, 1-2, auch online unter: <https://pubs.usgs.gov/fs/2019/3008/fs20193008.pdf>, (12.05.2019).

VAN DER VEEN C. J. (1999): Fundamentals of Glacier Dynamics. – Rotterdam.

VON MOOS M. (2001): Untersuchungen über das visko-elastische Verhalten von Schnee auf der Grundlage von triaxialen Kriechversuchen. – Zürich.

WARREN C., RIVERA A. und POST A. (1997): Greatest Holocene advance of Glaciar Pio XI, Chilean Patagonia: possible causes. – In: Annals of Glaciology 24, 11-15.

WARREN C. und RIVERA A. (1994): Non-linear climatic response of Calving Glaciers: A case study of Pio XI Glacier, Chilean Patagonia. – In: Revista Chilena de Historia Natural 67, 385-394.

WILHELM F. (1972): Hydrologie und Glaziologie. – Braunschweig.

WILHELM F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde: mit 71 Tabellen. – Berlin.

WILLIS M., MELKONIAN A. K., PRITCHARD M. E. und RIVERA A. (2012): Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012. – In: Geophysical Research Letters 39, 1-6.

WILSON R., CARRIÓN D. und RIVERA A. (2016): Detailed dynamic, geometric and supraglacial moraine data for Glaciar Pio XI, the only surge-type glacier of the Southern Patagonia Icefield. – In: Annals of Glaciology 57 (73), 119-130.

ZEPP H. (2017): Geomorphologie. Eine Einführung. – Paderborn.