

Ber. d. Reinh.-Tüxen-Ges. 24, 61-75. Hannover 2012

Waldgrenze und Waldgrenzschwankungen in der Silvretta /Zentralalpen - Funde von *Pinus cembra* oberhalb der potentiellen Waldgrenze im Oberen Fimbertal

– Dominique Remy, Osnabrück –

Abstract

Already in 1988 subfossil wood has been found in upper Fimbertal (Silvretta, Switzerland) in a peat mire situated about 250 m above the current natural timber line at an altitude of 2,365 m. By means of conventional radiocarbon dating the age of the most ancient finds could be determined to 6,860 +/- 75 BP. Consequently, the finds originate from the Atlantic Period, a postglacial warmer period, during which the timber line run at considerably higher altitudes than at the end of the 20th century. In total, there were seven sites with finds of subfossil woods of different sizes. Not only thin branches but even parts of trunks of a radius of up to 16 cm were found as well as a tree stump, representing a clear indication of autochthonous material. According to their anatomy the wooden finds could be assigned to the cembran pine (*Pinus cembra*). In one case, the annual rings indicated an individual age of at least 197 years, extremely narrow annual rings proving, however, suboptimal growth conditions during the last 150 years. This leads to the conclusion that at least locally deteriorating climate conditions occurred in Fimbertal during the Atlantic Period.

1. Einleitung

Der „Klimawandel“ und die damit verbundenen Folgen stehen als scheinbar neue Phänomene im Fokus vieler Diskussionen. Dabei unterliegt das Klima, und damit in den Alpen auch die klimatisch bedingte Waldgrenze, einem beständigen Wandel aufgrund natürlicher Veränderungen (ZOLLER 1968, POTT 2010). In den Alpen wird die Höhenlage der Waldgrenze zudem durch anthropozoogene Einflüsse herabgedrückt, so dass meist keine natürliche Waldgrenze ausgebildet ist.

Die nacheiszeitlichen Veränderungen von Klima und alpiner Waldgrenze in den Zentralalpen sind inzwischen für die unterschiedlichen Klimaperioden gut belegt (u.a. BORTENSCHLAGER 1972, ZOLLER 1977, BURGA 1991, POTT et al. 1995, BAUEROCHSE & KATENHUSEN 1997, TINNER et al. 1996, WICK & TINNER 1997, HAAS et al. 1998, KALTENRIEDER et al. 2005, NICOLUSSI 2010). Diese Kenntnisse basieren u.a. auf der Datierung postglazialer Gletscherstände anhand von Moränen. Grundlagen hierfür sind vielfach palynologische Befunde. Von besonderer Bedeutung sind in diesem Zusammenhang subfossile Hölzer und andere Makroreste. Subfossile Hölzer, die in autochthoner Lagerung oberhalb der heutigen potentiellen Baumgrenze gefunden werden, geben die eindeutigsten Hinweise auf den seinerzeitigen Wuchsort und damit auf die mindeste Höhenlage der Baumgrenze zum jeweiligen Zeitpunkt. Durch die Datierung solcher Hölzer, sowie anhand ihrer individuellen Jahrringreihen, werden Aussagen über frühere, klimatisch günstigere Perioden sowie über deren Zeitumfang und Verlauf möglich (vgl. NICOLUSSI et al. 2004).

Insofern waren die relativ umfangreichen Funde von Hölzern oberhalb der potentiellen und aktuellen Baumgrenze in oberen Fimbertal (Silvretta) in ungefähr 2.365 m ü. NN im Jahr 1988 durchaus spektakulär (POTT et al. 1995). Schon aufgrund der Fundsituation war von subfossilen, autochthonen Hölzern auszugehen. Damit berührten diese Holzfundstücke den Fragenkomplex der Entwicklung der alpinen Baumgrenze in der Nacheiszeit. Es war von Interesse, festzustellen, ob und bis zu welchem Zeitpunkt, in geschichtlicher oder in vorgeschichtlicher Zeit, sich die Waldgrenze im Bereich des vorgestellten Fundpunktes befand. Vergleichbare Funde aus entsprechenden Höhenlagen wurden erst deutlich später veröffentlicht, so von KALTENRIEDER et al. (2005) aus dem südlichen Wallis, von NICOLUSSI et al. (2005) aus bis zu 2.410 m Höhe im Kaunertal (Öztaler Alpen) sowie von NICOLUSSI (2010) aus dem oberen Fimbertal.

2. Untersuchungsgebiet

Das vom Trisanna-Tal bei Ischgl (1.376 m) in Tirol aus zugängliche Fimbertal, auch Fimbatal oder rätoromanisch Val di Fenga, befindet sich im Grenzgebiet von Österreich und Schweiz. Es liegt im westlichen Teil der zentralen Ostalpen und bildet die östliche Begrenzung des Silvretta-Massivs. Die östliche Talflanke ist bereits der Samnaun-Gruppe zuzurechnen, die sich zwischen Silvretta im Westen und Öztaler Alpen im Osten erhebt. Das Tal erstreckt sich über etwa 17 km in NNE-SSW Richtung und weist eine Höhendifferenz von etwa 1.400 m auf. Die Fundstellen in dem Niedermoor „Las Gondas“ befinden sich rund 1 km oberhalb der Heidelberger Hütte (DAV) auf dem Gebiet der Gemeinde Sent (Schweiz) bei 46°54'; 10°15'.

2.1 Klima

Die Silvrettagruppe liegt im Übergangsbereich vom Zentralalpenraum zu den Nordalpen (HERTL & KERSCHNER 2001). Das Fimbertal am Ostrand der Silvretta gehört noch zu den kontinental getönten Klimagebieten (SCHIECHTL & STERN 1979). Die hygrische Kontinentalität, ausgedrückt als Kontinentalitätsgrad, ist im Bereich der östlichen Silvretta, und damit im Fimbertal, besonders deutlich ausgeprägt und liegt bei > 60°-70° (GAMS 1931/32). Untersuchungen in der Silvretta zur Entwicklung der frühholozänen Gletscherstände und der Schneegrenzdepression legen eine Zunahme der Kontinentalität von West nach Ost nahe. Aufgrund geringerer Niederschläge am Ostrand der Silvretta, also im Bereich des Fimbertals, waren dort die Schneegrenzdepression und in deren Folge das Gletscherwachstum wohl stets geringer als in den niederschlagsreicheren westlichen Zentralalpen (HERTL & KERSCHNER 2001).

2.2 Geologie und Gletscher

Das Fimbertal ist, abgesehen vom untersten Abschnitt, der postglazial als Kerbtal überformt wurde, ein glaziales Trogtal. Es liegt im Bereich einer Störungs- und Überschiebungszone. Wesentliche Teile des Talbodens, die gesamte flacher einfallende Ostflanke sowie der Talschluss gehören zum „Engadiner Fenster“ und sind der Samnaun-Gruppe zuzurechnen. Hier herrschen leicht verwitterbare, basische Gesteine vor, wie der Bündener Schiefer sowie Kalke oder Dolomite. Die relativ flach einfallenden Unterhänge bestehen vorwiegend aus Verwitterungsschutt. Der Talschluss fällt ebenfalls relativ flach ein und wird durch einen deutlich hervortretenden Triaszug geteilt, an den sich talabwärts unterschiedlich alte Mittelmoränen anschließen (vgl. SPRINGHORN 2007). Die Westseite des Tals sowie der unterste Talabschnitt gehören zur Silvretta-Decke und bestehen überwiegend aus Graniten, Gneisen, Amphiboliten und Glimmerschiefern. Die Lagerung sowie die geringe Verwitterbarkeit dieser Gesteine führt zur Ausbildung der überwiegend steil aufragenden westlichen Talflanke, die in markante über 3.000 m hohe Gipfel übergeht, zu denen auch das Fluchthornmassiv (3.399 m) gehört. Es resultiert letztendlich eine deutlich asymmetrische Talform (vgl. GWINNER 1978).

Das relativ weite und wellige Trogtal wurde vom Fimber-Gletscher während der pleistozänen Vereisungsphasen ausgeräumt. Dabei reichte der Gletscher im Spätwürm zeitweise bis in das Trisanna-Tal. Diverse Rückzugsstadien sind anhand von Endmoränen in den Bereichen Pradatschalp (1.650 m), Paznauer Wiesen (1.850 m), unterhalb Fimberalp (2.050 m) und Fenga da Sent (2.300 m) erkennbar (HANTKE 1983). Der Talboden wird stellenweise von Rundhöckern überragt und besteht zumeist flächendeckend aus mächtigen Grundmoränenablagerungen, in die sich die rezenten Wasserläufe eingeschnitten haben. Er wird streckenweise durch wallartige Mittelmoränen gegliedert, die altersabhängig aus unterschiedlich grobem und unterschiedlich stark verwittertem Blockschutt bestehen. Diese Moränen-Züge verlaufen weitgehend in Talrichtung und werden häufig von vermoorten Senken begleitet. Nur kurz vor dem Talschluss biegen einige der jüngsten Moränen-Züge in westliche Richtung ab und enden unterhalb des ehemaligen Gletscherfeldes des Fluchthornmassivs.

Schneegrenzwerte, die unter den Basiswert des Gletscherhochstandes von 1850 fallen, werden als Depressionswerte bezeichnet (AESCHLIMANN 2008). Dabei entspricht der Schneegrenzwert der Gletscherzone, wo Schneeakkumulation und Ablation ausgeglichen sind. Dieser Depressionswert lag während der Jüngeren Dryas im Fimbertal gemittelt bei rund 270 m (HERTL & KERSCHNER 2001). In diesem Zeitraum, während des maximalen Egessenstandes (12.550-11.500 BP) bildete sich im Fimbertal wohl letztmalig ein Talgletscher aus. Es ist davon auszugehen, dass die sehr gut erhaltenen, parallel verlaufenden Mittelmoränen oberhalb der Heidelberger Hütte diesem Stadium zuzuordnen sind. Schon im Präboreal, etwa ab 9.700 BP, spätestens aber im Atlantikum erreichte oder übertraf der Gletscherrückzug zeitweise deutlich die aktuellen Ausmaße. Diese postglaziale Wärmezeit wurde jedoch mehrfach durch Klimaeinbrüche unterbrochen (vgl. LISTER et al. 1998, HOLZHAUSER 2008). So sind nach NICOLUSSI (2010) für die Silvretta um 9.000, 8.000 und 6.500 BP jeweils Gletschervorstöße belegbar. Während der letzten postglazialen Hochstandsphase der alpinen Gletscher um 1850, waren im Fimbertal nur noch Kargletscher ausgebildet, die vom Fluchthornmassiv (3.399 m) sowie von der Fuorcla da Tasna (2.920 m) bis auf etwa 2.500 m herab reichten (s. a. HERTL & KERSCHNER 2001). Schon 1959 hatten sich die Kargletscher bis auf 2.700 m Höhe zurückgezogen (HANTKE 1983). Aktuelle Satellitenbilder von 2009 (s. Googl earth) zeigen das vollständige Verschwinden des Gletscherfeldes im Bereich der Fuorcla da Tasna sowie oberhalb von etwa 2.850 m letzte Gletscherreste in den Karmulden an beschatteten, zum Teil NW-exponierten Hängen unterhalb des Fluchthornmassivs. Aktuell sind nur noch einige kleinere permanente Eisfelder (Ice Patches) vorhanden (NAEF et al. 2011).

2.3 Vor- und frühgeschichtliche Entwicklung

GOBET et al. (2004) gehen für das benachbarte Oberengadin für die Zeit bis etwa 5.300 BP von einer vom Menschen kaum beeinflussten Vegetation aus. Eine intensivere Nutzung setzt in den Tälern der Zentralalpen jedoch spätestens mit der frühen Bronzezeit ein (GOBET et al. 2003), ebenso eine kontinuierliche Besiedlung, wie auch Siedlungsstrukturen im Montafon belegen (KRAUSE et al. 2004). Das relativ breite und gleichmäßig ansteigende Fimbertal mit dem Fimberpass könnte allerdings hinsichtlich anthropogener Einflüsse eine Sonderstellung einnehmen, da es als direkte Verbindung zwischen dem Montafon und Patznaun einerseits und dem Engadin andererseits schon früh genutzt wurde. So befinden sich im oberen Fimbertal im Umfeld der Heidelberger Hütte in 2.300 m Höhe archäologische Fundstellen, die einen Zeitraum von etwa 7.000 Jahren repräsentieren. Hier konnten eine neolithische Feuerstelle für 6.900-6.550 BP sowie ca. 2.500 Jahre alte Fundamente und Überreste einer eisenzeitlichen Berghütte nachgewiesen werden (REITMAIER 2010). Ebenfalls schon frühzeitig wurde im benachbarten Jamtal die Waldvegetation anthropogen überprägt, wie ein auf 5.300-3.000 BP datierter Rodungshorizont eines Arven-Bestandes belegt (REITMAIER & BAKK 2008). Hinweise auf Weidewirtschaft gibt es in Teilen der Zentralalpen schon für den

Zeitraum ab etwa 4.000-4.500 BP (BORTENSCHLAGER 1993). Mit der ersten dauerhaften Besiedlung aus dem südlich gelegenen Engadin heraus durch Rätoromanen wird allerdings erst um 900 n. Chr. gerechnet (SCHOLZ 1979, HANTKE 1983).

2.4 Wald- und Baumgrenze

Die potentielle Baumgrenze entspricht der Höhengrenze des natürlichen Baumwuchses. Als wesentlicher limitierender Faktor wird die Sommertemperatur angesehen, die wesentlich die Länge der Vegetationsperiode steuert (TRANQUILLINI 1979, SCHWEINGRUBER 1987, VITTOZ et al. 2008). Für die Waldgrenze ist die allmähliche Auflockerung des geschlossenen Waldes in Baumgruppen kennzeichnend. Die anschließende Baumgrenze ist mit dem Übergang von aufrechten Einzelbäumen zu krüppeligen Wuchsformen erreicht. Die relative Hochlage der Baumgrenze in den Zentralalpen (> 2.000 m), gegenüber den Randalpen (etwa 1.800 m), ist einerseits Luv/Lee-Effekten geschuldet und andererseits auf den Massenerhebungseffekt und die damit verbundene hygrische Kontinentalität zurückzuführen (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010). Die hygrische Kontinentalität resultiert aus starker Insolation als Folge geringerer Luftfeuchtigkeit und geht mit geringeren Niederschlägen sowie kürzerer Schneebedeckung einher. Die Baumgrenze wird in den Zentralalpen, dort wo die aktuelle Waldverbreitung mit der klimatisch möglichen übereinstimmt, in der Regel von *Pinus cembra* und *Larix decidua* gebildet, dem Larici-Cembretum (ELLENBERG 1963). Diese klimatisch bedingte Waldgrenze unterliegt und unterlag immer einem Wandel aufgrund natürlicher Veränderungen (ZOLLER 1968). Die aktuelle Baumgrenze wird dagegen weitgehend durch Beweidung hervorgerufen. Eine geschlossene, natürliche Waldgrenze kann sich nur an für Weidevieh unzugänglichen Stellen ausbilden.

2.5 Die Arve als Baumgrenzbildner

Die Lärchen-Arven-Wälder sind typisch für die Zentralalpen (ZOLLER & BROMBACHER 1984). In den kontinental getönten Klimagebieten der zentralen Alpen liegt der Schwerpunkt von Vorkommen größerer Arven-Bestände im Bereich von 1.500-2.000 m (SCHIECHTL & STERN 1979). Lokal erreichen geschlossene Waldbestände Höhen von 2.100-2.200 m. Die maximale Höhe der Baumgrenze, und damit auch die Obergrenze der Vorkommen einzelner Arven, liegt gegenwärtig in den zentralen Ostalpen bei rund 2.400 m (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010, SCHIECHTL & STERN 1979). Im Bereich der Hohen Tauern (Ostalpen) können sich trotz Almwirtschaft *Larix decidua* und *Pinus cembra* auch noch in 2.300 m Höhe etablieren (PATZELT 1977). Dagegen wurden zu Beginn des 20. Jahrhunderts von RIKLI (1909) für das Engadin noch 2.250-2.286 m als maximale Höhengrenze für ausgewachsene Arven und bis zu 2.300 m für Jungwuchs unter Schneeschutz angegeben. Hier deutet sich bereits ein Anstieg der Baumgrenze im Lauf des letzten Jahrhunderts an.

Im Fimbartal, nahe der Heidelberger Hütte (2.264 m), werden diese Höhen von der natürlichen Baumgrenze zur Zeit (noch) nicht erreicht, wie eine fehlgeschlagene, vor Verbiss geschützte Aufforstung in den 1990er Jahren zeigte. Auch gegenwärtig im Umfeld der Hütte spontan aufkommende Arven-Keimlinge konnten sich bisher nicht dauerhaft etablieren. Es ist allerdings noch zu wenig über die Bedingungen bekannt, unter denen Keimlinge von *Pinus cembra* sich dauerhaft etablieren können (vgl. VITTOZ et al. 2008). SCHIECHTL & STERN (1979) fanden im Fimbartal bei *Pinus cembra* insgesamt nur eine geringe Verjüngungsrate vor, gleichzeitig war der Anteil von Individuen mit einem Alter > 200 Jahren mit 36% sehr hoch.

Im Fimbartal wurde durch die Jahrtausende andauernde anthropogene Nutzung, wie Almwirtschaft und Holzeinschlag, aber aktuell auch durch wenig bejagte Rotwildbestände aus dem benachbarten Nationalpark, die natürliche Depression der Baumgrenze verstärkt, so dass heute geschlossene Waldbestände nur noch deutlich unterhalb der klimatischen Waldgrenze

anzutreffen sind. Die aktuelle natürliche Waldgrenze, gebildet von *Pinus cembra* an steileren Hängen, liegt im Fimbertal ungefähr 1 km oberhalb der Boden Alpe bei nur rund 2.100-2.180 m (vgl. SCHICHTL & STERN 1979). Für das Oberengadin wird von HOLTMEIER (1969) talaufwärts ein Absinken der Waldgrenze beschrieben, das er auf den Einfluss kalter Gletscherwinde zurückführt. Im Fimbertal kann das frühe Ausklingen des Rhododendro-Vaccinietum und das verstärkte Auftreten von Arten und Gesellschaften der alpinen Stufe am Talboden als Hinweis auf eine tieferliegende potentielle Waldgrenze gewertet werden (DIERSCHKE & LEVEJOHANN 1969).

Im Gegensatz zur teilweise windverbreiteten Lärche wird die Verjüngung und Ausbreitung der Arve durch ihre schweren und flugunfähigen Samen bestimmt (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010). Eine Ausbreitung hangabwärts ist unproblematisch, da ganze Zapfen abwärts rollen. Die Ausbreitung hangaufwärts über den Radius des jeweiligen Baumes hinaus, erfolgt überwiegend durch Tiere. Eine besondere Rolle kommt dem Tannenhäher (*Nucifraga caryocatactes*) zu, der große Mengen von Samen in seinem Kehlsack über erhebliche Entfernungen und Höhen transportieren kann. Er legt in großem Umfang Futterverstecke außerhalb der geschlossenen Arven-Wälder und besonders oberhalb der jeweiligen Waldgrenze an (HOLTMEIER 1966, MATTES 1982). In solchen aus Futterverstecken hervorgegangenen Arven-Beständen finden sich relativ häufig mehrstämmige, komplett miteinander verwachsene Bäume, die äußerlich kaum als Zwilling- oder Mehrlingsbäume zu erkennen sind (vgl. KRATOCHWIL & SCHWABE 1994).

Im Fimbertal ist der Anteil von *Larix* am Waldbestand relativ höher als im Durchschnitt, bei gleichzeitiger Vergrasung mit *Calamagrostis villosa* (SCHIECHTL & STERN 1979). Insgesamt nimmt aber der Anteil der Arven in Richtung Wald- und Baumgrenze gegenüber der Lärche zu. HOLTMEIER (1967) weist darauf hin, dass die Arve früher von Bergbauern in den Weidewäldern systematisch entfernt wurde, da sie, anders als die Lärche, durch Beschattung und Rohumbildung den Graswuchs behindert. Außerdem ist die Lärche gegenüber Brand unempfindlicher als die Arve (AUER 1947), so dass es durch Brandrodung, aber auch durch natürliche Feuerstörungen (GOBET et al. 2010) zu einer Verschiebung des Artgefüges kommen konnte.

3. Material und Methode

Eine Interpretation palynologischer Daten und Diagramme in Bezug auf Baumgrenzlagen wird durch den massiven Eintrag allochthoner Pollen durch Ferntransport erschwert (TINNER et al. 1996). So gelangen mit den vorherrschenden Talaufwinden die Pollen aller in Frage kommenden *Pinus*-Arten von der tiefer liegenden Baumgrenze in höhere Lagen. Dies wurde für das Fimbertal schon durch die Auswertung von Oberflächenproben nachgewiesen (POTT & HÜPPE 1992). Nach ZOLLER (1977) kann deshalb das Ausmaß einer Waldgrenzveränderung nur durch eine genügende Zahl von Großrestfunden bestimmt werden.

Seinerzeit erfolgte keine dendrochronologische Altersbestimmung, da zum Zeitpunkt der damaligen Untersuchung noch keine durchgehende dendrochronologische Zeitreihe vorlag (NICOLUSSI 1999, NICOLUSSI et al. 2004). Heutzutage ist eine solche Altersbestimmung möglich, da für die zentralen Ostalpen eine bis etwa 7.100 BP zurückreichende Hochlagen-Jahrringchronologie von *Pinus cembra* existiert (DELLINGER et al. 2004).

Die ¹⁴C-Datierung ist eine etablierte quantitative Methode zur Altersbestimmung organischer Reste, basierend auf der Zerfallsrate des instabilen ¹⁴C-Isotops. Da die atmosphärische ¹⁴C-Konzentration unregelmäßigen Schwankungen unterliegt, wie dendrochronologisch abgesicherte Untersuchungen belegen, gibt es keine lineare Zerfallskurve (GEYH & SCHLEI-

CHER 1990). Abhilfe schafft eine Umrechnung „konventioneller ^{14}C -Alter“ in „kalibrierte ^{14}C -Alter“ durch einen Abgleich der konventionellen Daten mit einer anerkannten Kalibrierungskurve. Hier wurde auf das Kalibrierungsprogramm „Oxcal“ v4.1.7 © Bronk Ramsey (2010) (s.a. RAMSEY 2001) zurückgegriffen, das als Download zur Verfügung steht (<http://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCalPlot.html>). Die Kalibrierung basiert auf der Kalibrierungskurve „IntCal09“.

Die Holzproben wurden durch Prof. Dr. Geyh im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLB; heute LBEG) Hannover einer ^{14}C -Datierung unterzogen. Die Ergebnisse werden sowohl als „konventionelles ^{14}C -Alter“ (BP), bezogen auf 1950, als auch als kalibrierte ^{14}C -Alter (cal BP) angegeben.

Die Artbestimmung erfolgte lichtmikroskopisch an eingebetteten Mikrotomschnitten. Es wurden holzanatomische Dünnschnitte unterschiedlicher Schnittlagen gefertigt und anhand der Angaben und Abbildungen von GREGUSS (1955), GROSSER (1977) und SCHWEIN-GRUBER (1990) bestimmt.

4. Ergebnisse

Die hier vorgestellten Funde wurden schon im Jahr 1988 geborgen. Sie stellen aufgrund ihres Alters, ihrer Fundsituation und ihrer individuellen Wuchsentwicklung biologische Proxydaten dar, die Informationen zur regionalen und lokalen Klimaentwicklung enthalten.

4.1 Das Niedermoor „Las Gondas“

Die Ausbildung des Gewässernetzes und seine Wasserführung werden stark durch die geologische Situation geprägt. Im Bereich der klüftigen karbonatischen Gesteine und porösen Schuttmassen am Ostabhang und am Talboden überwiegen periodisch wasserführende Bäche. Die westliche Talflanke hat dagegen mehr permanent wasserführende Bäche, die zum Teil von den Gletscher- und Schneeresten der Karmulden gespeist werden und im Sommer erhebliche Abflüsse aufweisen. Hier, am westlichen Unterhang und auf dem Talboden am Fuß der Mittelmoränen, haben sich in durchflossenen oder Grundwasser gespeisten Mulden, vielerorts Niedermoore unterschiedlicher Größe und Mächtigkeit gebildet.

Eines dieser Niedermoore, das 146 cm mächtige Niedermoor „Las Gondas“ in 2.365 m Höhe, konnte anhand einer ^{14}C -datierten Probe basaler Torfe auf ein Alter von 8.050-7.621 cal BP datiert werden (BAUEROCHSE & KATENHUSEN 1997). Das Niedermoor befindet sich in einer leichten Depression am Fuß des Mittelmoränen-Zuges „Las Gondas“ unterhalb des Fluchthornmassivs. Die vermoorte Mulde fällt entgegen dem allgemeinen Gefälle des Fimbertales nach SSE ein und wird am südlichen Ende durch den 1,5-2 m breiten Gletscherbach „Aua da Gondas“ angeschnitten. Der Blockschutt dieser Mittelmoräne, ein Produkt der Kargletscher unterhalb des Fluchthornmassivs, ist gröber und zeigt deutlich geringere Spuren von Verwitterung und Bodenbildung. Durch die weniger dichte Vegetationsbedeckung hebt sich dieser Moränenzug optisch deutlich von seiner Umgebung ab (s. Abb.1).

Die Mooroberfläche wird von Erosionsrinnen und offenen Torf- bzw. Wasserflächen durchsetzt, die auf Kryoturbation und Viehtritt zurückzuführen sind. Die Vegetationsdecke bilden verschiedene alpine Niedermoor-Gesellschaften, überwiegend aber das *Caricetum nigrae*, die auf trockeneren Bereichen in Borstgras-Rasen übergehen. Das Moorsubstrat besteht überwiegend aus Cyperaceen-Torfen. Partiiell sind dünne Schluff- und Feinsandlagen eingeschaltet (vgl. BAUEROCHSE & KATENHUSEN 1997). Die Basis des Moores bildet bindiger Lehm der Grundmoräne.

Im Fimbertal gibt es oberhalb der aktuellen Baumgrenze weitere größere Torfanreicherungen, die in unmittelbarer Umgebung der Heidelberger Hütte zumindest im Jahr 1924 zur

Brenntorfgewinnung genutzt wurden (SCHOLZ 1979). Das höchst gelegene, palynologisch ausgewertete Moor im Fimbertal befindet sich bei 2.465 m (BAUEROCHSE & KATENHUSEN 1997). Dabei liegen die Moore im Fimbertal noch deutlich unterhalb des höchstgelegene Moores der Ostalpen, das sich auf 2.760 m befindet (BORTENSCHLAGER 1993). Diese Moorbildungen oberhalb der rezenten Baumgrenze weisen alle auf postglaziale Wärmeperioden hin, da die Höhengrenze des Moorwachstums nur geringfügig oberhalb der Waldgrenze liegt und aus einem ausgeglichenen Verhältnis von Moorwachstum zu Erosion des Torfkörpers resultiert (GAMS 1958). Dies wird auch durch die normalerweise nur sehr geringe Torfmächtigkeit unterhalb rezenter Niedermoor-Gesellschaften der alpinen Stufe untermauert.



Abb. 1: Das randlich von dem Gletscherbach „Aua da Gonda“ angeschnittene Niedermoor „Las Gondas“ am Fuße der gleichnamigen Mittelmoräne. Blickrichtung talabwärts.

4.2 Holzfunde und Fundumstände

Obwohl die nachgewiesenen Spuren anthropogener Aktivitäten im Fimbertal fast 7.000 Jahre zurückreichen (REITMAIER 2010), schien schon aufgrund der Fundsituation, nach Art, Häufigkeit und Verteilung der Fundstücke, ein direkter anthropogener Einfluss im Niedermoor „Las Gondas“ ausgeschlossen zu sein. So sprachen beästete und zum Teil noch mit Borke versehene Stammstücke sowie Wurzelstubben gegen anthropogen eingebrachtes Material. Das gleiche gilt für die Vielzahl kleiner, astartiger Holzstücke (2-3 cm Durchmesser und 20-30 cm Länge), die in großer Anzahl gefunden wurden. Dass es sich bei den hier vorgestellten Hölzern nicht um singuläre Funde oberhalb der Baumgrenze handelt, belegen auch Baumstümpfe, die bei einer Erweiterung der Heidelberger Hütte in den Jahren 1924/25 freigelegt wurden (SCHOLZ 1979).

Alle Fundstücke waren zur Fundzeit partiell freigelegt. Ursachen für die Freilegung der Holzreste war zum einen die randliche Erosion des Torfkörpers durch den Bach „Aua da Fenga“ sowie zum anderen Kryoturbation und Viehtritt. Hinweise für einen gezielten Torfabstich gibt es nicht.

Die Holzfunde konzentrieren sich auf einen relativ schmalen Geländestreifen im Moor von etwa 3-4 m Breite, der unmittelbar parallel zum Fuß der Mittelmoräne verläuft. In den anderen Bereichen des Niedermoores wurden keine Holzreste gefunden. Die Größe und Lage der einzelnen Fundstücke sind in der Tabelle 1 zusammengefasst.

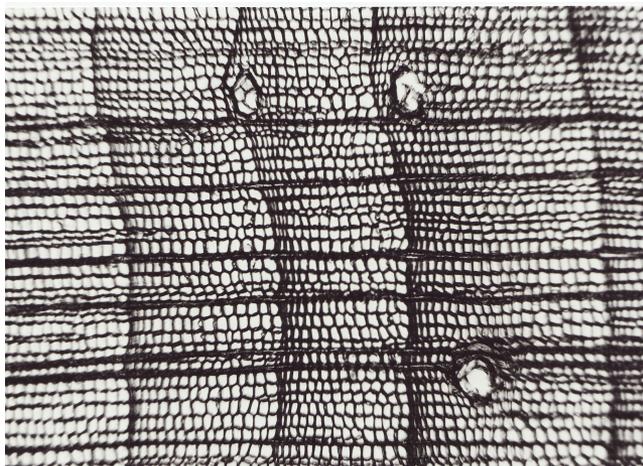
4.3 Holzbestimmung

Ein Teil des vorliegenden Materials konnte aufgrund der teilweise erhaltenen Rindenstruktur schon makroskopisch der Gattung *Pinus* zugeordnet werden. *Pinus mugo* konnte,

Tab.1: Kurzbeschreibung, Fundumstände und Größe der subfossilen Hölzer

A1	dünnere Äste	Ausrichtung: W-E aus der Wand einer Erosionsrinne ragend	Länge: bis 20 cm Durchm.: 3 cm
A2	Stammstück mit Borkenresten und Astabgängen	Ausrichtung: W-E nur wenig aus dem Untergrund ragend (Bachanschnitt)	Länge: >100 cm erhalt. Radius: 8 cm Durchmesser: 11 cm
A3	kleinere Holzstücke	Uferbereich: herausgeschwemmt mit rezenten Rhizomteilen vermischt	Länge: bis 30 cm Durchm.: bis 10 cm
A4	Stammstück ohne Borke	Ausrichtung: NW-SE; nur wenig aus dem Untergrund ragend (Bachanschnitt)	Länge: > 1,3 m Erhalt. Radius: 11,4 cm Durchm.: 16 cm
A5	Wurzelstubben ohne Borke	nur wenig aus dem Untergrund ragend	Länge: 67 cm Durchm.: 12 cm
A6	Stammstück, beastet	nur wenig aus dem Untergrund ragend	Länge: ca. 1,2 m erhaltener Radius: 7 cm Durchmesser: 10 cm
A7	Baumstumpf mit Borkenresten	nur wenig aus dem Untergrund ragend (Bachanschnitt) 30 cm unter GOK	Länge: 60 cm

zumindest bei den größeren Resten, anhand der Größe der erhaltenen Stammdurchmesser ausgeschlossen werden. Bestimmte Merkmale, wie die rötliche Färbung und der typische Duft des getrockneten Holzes, deuteten auf *Pinus cembra*. Im Rahmen der holzanatomischen Untersuchungen wurde ein Holz mit sehr feinen Jahrringen sichtbar. Gleichzeitig war der Kontrast zwischen Früh- und Spätholz gering und es gab einen gleitenden Übergang zwischen Früh- und Spätholz, der sowohl die Größe der einzelnen Zellen, als auch die Dicke der Zellwände betraf (s. Abb. 2). Diese Merkmalskombination ist typisch für *Pinus cembra* (vgl. GREGUSS 1955, GROSSER 1977, SCHWEINGRUBER 1990).

Abb. 2: Radialschnitt von *Pinus cembra*

4.4 Datierung

Das vermutliche Alter der Holzfunde konnte auf Basis palynologischer Datierungen des Niedermoors, aus dem sie geborgen wurden, nur grob eingegrenzt werden (POTT et al. 1995, BAUEROCHSE & KATENHUSEN 1997). Die Datierung der Holzfunde (A4, A5, A7) erfolgte mittels ¹⁴C-Datierung. Die Daten sind in Tabelle 2 zusammengefasst und um ¹⁴C-Daten einer

basalen Torfprobe aus dem Moor „Las Gondas“ (BAUEROCHSE & KATENHUSEN 1997) ergänzt.

Tab. 2: Übersicht über das kalibrierte ^{14}C -Alter der Holzproben A4, A5, A7 und der basalen Torfprobe von „Las Gondas“, ergänzt um die ebenfalls aus „Las Gondas“ stammenden, dendrochronologisch datierten Holzproben gond-01, gond-20, gond-31, gond-32, gond-99 aus der Veröffentlichung von NICOLUSSI (2010). Die Altersangabe für die „gond“-Proben bezieht sich auf das jeweilige Endjahr der Jahrringreihe.

		kalibriertes ^{14}C -Alter	dendrochronolog. Endalter
gond-31 (Nicolussi 2010)			6692 BP
Hv-18979 (A7) R_Date(6140,75)	5232BC (89.6%) 4900BC	7182-6850 cal BP	
gond-32 (Nicolussi 2010)			6824 BP
gond-20 (Nicolussi 2010)			7317 BP
Hv-18446 (A5) R_Date(6410,80)	5511BC (95.4%) 5221BC	7461-7171 cal BP	
gond-99 (Nicolussi 2010)			7288 BP
Hv-18445 (A4) R_Date(6860,75)	5902BC (94.8%) 5627BC	7852-7577 cal BP	
Hv-19191 Torf R_Date(7030,115)	6100BC (95.1%) 5671BC	8050-7621 cal BP	
gond-01 (Nicolussi 2010)			8482 BP

Die drei datierten Proben (A4, A5, A7) stammen demnach von drei Individuen. Außerdem belegen die ^{14}C -Daten, dass zumindest für einen Zeitraum von 670-730 Jahren die Mittelmoräne „Las Gondas“ von ausgewachsenen Arven besiedelt wurde. Die Baumgrenze lag also in der Zeitspanne von etwa 7.852-6.850 cal BP mindestens in 2.365 m Höhe oder auch etwas höher. Da aber in einem 100 m höher liegenden Moor im Fimbartal keine Hölzer oder Großreste gefunden wurden (BAUEROCHSE & KATENHUSEN 1997), ist davon auszugehen, dass die Baumgrenze im Fimbartal die Höhe von 2.465 m nicht erreicht hat.

Die auf 6.140 ± 75 bis 6.860 ± 75 BP datierten Hölzer des oberen Fimbartals gehören auch gegenwärtig noch zu den relativ wenigen sehr frühen Belegen subfossiler Arven-Hölzer aus der damaligen Baumgrenzregion der Ostalpen (vgl. NICOLUSSI et al. 2004). Die kalibrierten ^{14}C -Daten, 7.852-7.182 bzw. 7.577-6.850 cal BP aus dem oberen Fimbartal passen gut in das „Holozäne Klimaoptimum“ zwischen ca. 7.500 und 5.300 BP (SCHMIDT et al. 2009). Vergleichbar alte und hochgelegene Funde aus dem Kaunertal werden von NICOLUSSI (2009) mit einer dortigen Gletscherrückzugsphase in Verbindung gebracht. Für etwas tiefere Lagen wurde *Pinus cembra* bereits um 9.000 BP in 2.200 m Höhe pollenanalytisch im Ötztal sowie im Bereich der Hohen Tauern nachgewiesen (PATZELT 1972, KRAL 1972).

Im Fimbartal korreliert das Alter der jüngsten geborgenen Arve (6.850 cal BP) und damit der letzte Beleg durch Holzreste, mit einer beginnenden Klimaveränderung, die sich im Pollendiagramm „Las Gondas“ von BAUEROCHSE & KATENHUSEN (1997) bemerkbar macht. Zuerst treten verstärkt *Pinus*-Stomata auf und dann ist eine Zunahme von Vernässungszeigern, wie dem Fieberklee (*Menyanthes trifoliata*) und der Grünalge *Botryococcus* zu beobachten. Demnach könnte die Baumgrenzdepression nicht unbedingt die Folge einer allgemeinen Abkühlung sein. Denkbar ist auch eine Zunahme der Niederschläge, die hier zu einer deutlichen Vernässung des Moores und allgemein zum Absinken der Schneegrenze führte. Diese Funde passen auch zu dem um 6.500 BP für die Silvretta belegbaren Vorstoß der Gletscher (NICOLUSSI 2010) und zu der mehrphasigen Misox-Schwankung in den Schweizer Alpen (HOLZHAUSER 2008). Zeitlich gliedern sich diese Ergebnisse also gut in die Rekonstruktionen der holozänen Baumgrendynamik der Zentralalpen ein. Demnach gab es zwei Phasen maximaler Baumgrenzlagen, die für die Zeiträume von 6.600-6.300 BP und 5.000-4.600 BP angenommen werden, bei denen bis zu 2.600 m Höhe erreicht wurden (KALIS et al. 2003,

HEIRI et al. 2006, OEGGL & NICOLUSSI 2009). Für das Kaunertal belegen NICOLUSSI et al. (2005) für den Zeitraum von etwa 7.100 bis 2.100 BP eine Mindesthöhe der Baumgrenze von 2.300 m, die in diesem Zeitraum mehrfach auf ca. 2.370 m anstieg und im Zeitraum 5.700 bis 4400 BP Höhen von 2390 bis 2410 m erreichte.

Bedingt durch Klimarückschläge kam es seit dem Präboreal zu einer Oszillation der Baumgrenze um 200 bis 300 m (PATZELT 1977). Die hier vorgestellten Holzfunde von *Pinus cembra* wurden etwa 230-250 m oberhalb der aktuellen Baumgrenze und in etwa 5,5 km Entfernung von der Waldgrenze talaufwärts geborgen. Dies passt in das Bild des holozänen Schwankungsbereichs der Baumgrenze und ist vergleichbar mit der Situation im westlicher gelegenen Kaunertal (Ötztaler Alpen), wo NICOLUSSI (2009) ebenfalls einen Schwankungsbereich von mindestens 230 m ableitet.

Für ein Überfahren des Niedermoors oder der eingebetteten Hölzer durch einen späteren Gletschervorstoß gibt es keine Hinweise. Weder sind Deformationen der Hölzer durch Auflast zu erkennen (HOLZHAUSER 2008), noch liegt eine gestörte Moorstratigraphie vor (s. BAUEROCHSE & KATENHUSEN 1997). Daraus kann geschlossen werden, dass die oszillierenden Gletschervorstöße im späten Atlantikum und danach nicht mehr bis zu einer Höhe von 2.365 m herabreichten.

Da von den größeren der gefundenen Stammstücke jeweils nur Teile abgesägt und geborgen wurden, während der überwiegende Teil am jeweiligen Fundort im Moor verblieb und abgedeckt wurde, ist damit zu rechnen, dass die 2007 im Zuge eines grenzübergreifenden archäologischen Forschungsprojektes (NICOLUSSI 2010, REITMAIER 2010) an gleicher Stelle geborgenen Hölzer mit den hier vorgestellten zumindest zum Teil identisch sind. Darauf deuten zumindest die Ähnlichkeiten der ¹⁴C- bzw. dendrochronologischen Altersbestimmung hin (s. Tab. 2 und NICOLUSSI 2010).

4.5 Individuelles Alter und Lebensumstände

Mit der Lebensspanne eines Baumes können kurzfristige, wenige bis hundert Jahre umfassende, lokale Klimaveränderungen oder sonstige, das Wachstum beeinflussende Faktoren jahrgenau erfasst werden. Anhand der Anzahl der Jahrringe kann die Lebenszeit und anhand der Breite der Jahrringe die Lebensqualität eines Baumes ermittelt werden. Das individuelle Alter der Probe A4 beträgt demnach bei einem erhaltenen Stammdurchmesser von 16 cm mindestens 197 Jahre. Bei einem Radius von 11,4 cm und 197 Jahrringen ergibt sich rechnerisch eine mittlere Jahrringbreite von gerundet 0,59 mm. Tatsächlich wurden aber sehr unterschiedliche Jahrringbreiten gemessen, die von 2,1 bis 0,12 mm reichten. Wie Abbildung 3 zeigt, waren die Jahrringbreiten im Lebensverlauf deutlich ungleich verteilt. Während der ersten 43 erfassbaren Jahrringjahre wurden stets Breiten >1,0 mm erreicht, in vielen Jahren waren es 1,6-2,1 mm. Die folgenden 5 Jahre stellen mit 0,6-0,8 mm eine Übergangsphase dar. Ab dem 49. Jahrringjahr fallen die Breiten deutlich ab. Alleine die letzten 100 Jahre führten nur zu einem Zuwachs des Radius von 3,9 cm, was einer durchschnittlichen Jahrringbreite von nur 0,39 mm entspricht und auf eine deutliche Verschlechterung der Standortbedingungen hindeutet. Außerdem belegen die asymmetrisch gewachsenen Jahrringe 11 bis 70 ein zeitweilig einseitig verstärktes Wachstum, das möglicherweise eine Schiefelage des Baumes durch Rutschung auf dem instabilen Moränenschutt ausgeglichen hat.

Der jährliche Zuwachs der Jahrringe subalpiner Bäume ist stark wärmeabhängig und folgt bei Arve und Lärche annähernd der mittleren Sommertemperatur (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010) und kann somit zu einer Rekonstruktion der Sommertemperaturen herangezogen werden (DELLINGER et al. 2004). So ist ein Wechsel von breiten zu sehr schmalen Jahrringen immer ein Indiz für deutlich verschlechterte Lebensbedingungen. Schon wiederholt konnte ein Zusammenhang zwischen Jahrringserien und bekannten Gletscherschwan-



Abb. 3: Stammquerschnitt von Probe A4 (*Pinus cembra*) mit 177 Jahrringen sehr unterschiedlicher Breiten (2,1 bis 0,12 mm).

kungen nachgewiesen werden (GRABHERR 1981, ECKSTEIN & ANIOL 1981). Nach HOLZHAUSER (2008) deutet eine abrupt einsetzende Verengung der peripheren Jahrringe auf die unmittelbare Nähe eines vordringenden Gletschers hin. Im vorliegenden Fall muss in Betracht gezogen werden, dass das Wachstum dieses Baumes aufgrund des Wuchsortes direkt unterhalb der zwei Kargletscher durch lokale Faktoren, wie intensive kalte Fallwinde von den Gletschern, deutlich beeinflusst worden sein könnte (vgl. SCHWEINGRUBER et al. 1987).

Aus der Fundsituation kann auch auf den Wuchsort der Arven geschlossen werden. Da sich die Holzfunde nur auf einen wenige Meter breiten Streifen am Fuß der Moräne beschränken,



Abb. 4: *Pinus cembra* auf dem Abhang einer Moräne oberhalb einer vermoorten Senke bei Obergurgl (2000)

kann postuliert werden, dass die Bäume nach dem Absterben den Hang hinab in das Moor stürzten. Danach wäre der Wuchsort auf der Mittelmoräne und am niedermoorseitigen Abhang der Mittelmoräne zu suchen. Der Hangfuß der Moräne war zur Zeit des Wachstums

der Kiefern bereits vermoort, wie die ^{14}C -Datierung einer basalen Torfprobe (8.050-7.621 cal BP) zeigt (BAUEROCHSE & KATENHUSEN 1997). Auch befanden sich die Hölzer bei der Bergung nicht an der Basis der Vermoorung. Vergleichbare rezente Situationen beschreiben HOLTMEIER & BROLL (2005) und lassen sich auch in den Ötztaler Alpen finden (s. Abb. 4).

5. Fazit

Auch die Funde aus dem oberen Fimbartal belegen die inzwischen als gesichert anzunehmende klimatische Zwei- bzw. Dreiteilung der Nacheiszeit. Während des frühen und mittleren Holozäns sind bei durchweg besseren klimatischen Bedingungen sehr weite Gletscherrückzüge und eine, bezogen auf heute, deutlich höhere Baumgrenze zu rekonstruieren, die nur durch relativ kurz andauernde, kühlere Perioden unterbrochen wurden (vgl. NICOLUSSI 2009). Spätestens ab etwa 6.000 BP trat eine deutliche Klimaverschlechterung ein, verbunden mit oszillierenden Gletschervorstößen, die um 1850 ihr Maximum erreichten (HOLZHAUSER 2008). Mit dem Ende der Kleinen Eiszeit scheint eine dritte Phase erreicht zu sein, in der geogen und/oder anthropogen, eine Klimaverbesserung respektive Klimaerwärmung und damit verbunden, abnehmende Gletscherstände und eine ansteigende Baumgrenze zu registrieren sind (vgl. BURGA & PERRET 2001, WALTHER et al. 2005, NICOLUSSI et al. 2005). Dies ist nicht ganz neu, da bereits seit dem 19. Jahrhundert ein allmählicher Anstieg der Waldgrenze beobachtet wird (VITTOZ et al. 2008). Im Kaunertal (Ötztaler Alpen) reicht der Jungwuchs von *Pinus cembra* inzwischen bis in Höhen von 2.370 m NN (NICOLUSSI & PATZELT 2006), eine Höhe, die der Baumgrenzsituation während einiger Perioden im Atlantikum entspricht.

6. Zusammenfassung

Bereits 1988 wurden im oberen Fimbartal (Silvretta, Schweiz) ca. 250 m oberhalb der aktuellen natürlichen Baumgrenze in einem Niedermoor in 2.365 m Höhe subfossile Hölzer gefunden. Das Alter des ältesten Fundes wurde mittels konventioneller Radiokarbon-Datierung auf 6.860 ± 75 BP festgelegt. Somit stammen die Funde aus dem Atlantikum, einer nach-eiszeitlichen Wärmeperiode, in der die Baumgrenze deutlich höher lag als zum Ende des 20. Jahrhunderts. Insgesamt gab es sieben Fundstellen mit sehr unterschiedlich großen Holzresten. Neben dünnen Zweigen wurden Stammstücke mit einem erhaltenen Durchmesser von bis zu 16 cm gefunden, ebenso eine Stammbasis mit Wurzelansätzen, ein deutlicher Hinweis auf autochthones Material. Die Hölzer konnten holzanatomisch eindeutig der Arve (*Pinus cembra*) zugeordnet werden. Anhand der Jahrringe ergab sich in einem Fall ein individuelles Lebensalter von mindestens 197 Jahren, wobei die extrem schmalen Jahrringe der letzten rund 150 Jahre suboptimale Wuchsbedingungen belegen. Dies ist ein Hinweis auf eine zumindest lokale Klimaverschlechterung im Fimbartal im Verlauf des Atlantikums.

Literatur

- AESCHLIMANN, H. (2008): Der Blauschnee in Vergangenheit und Gegenwart. – Berichte St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft **91**; St. Gallen.
- AUER, C. (1947): Untersuchungen über die natürliche Verjüngung der Lärche im Arven-Lärchenwald des Oberengadins. – Mitt. Schweiz. Anst. Forstl. Versuchswesen. **25**: 3-140.
- BAUEROCHSE, A. & O. KATENHUSEN (1997): Holozäne Landschaftsentwicklung und aktuelle Vegetation im Fimbartal (Val Fenga, Tirol/Graubünden). – Phytocoenologia **27** (3): 353-453; Berlin, Stuttgart.
- BORTENSCHLAGER, S. (1972): Der pollenanalytische Nachweis von Gletscher- und Klimaschwankungen in Mooren der Ostalpen. – Ber. Dtsch. bot. Ges. **85**: 113-122.
- BORTENSCHLAGER, S. (1993): Das höchst gelegene Moor der Ostalpen "Moor am Rofenberg" 2760 m. – In Festschrift Zoller, Diss. Bot. **196**:329-334.

- BURGA, C. A. (1991): Vegetation history and palaeoclimatology of the Middle Holocene: pollen analysis of alpine peat bog sediments, covered formerly by the Rutor Glacier, 2510 m (Aosta Valley, Italy). – *Glob. Ecol. Biogeogr. Lett.* **1**: 143-150.
- BURGA, C.A. & R. PERRET (2001): Monitoring of eastern and southern Swiss alpine timberline ecotones. – In: BURGA, C. & A. KRATOCHWIL (ed.) - *Biomonitoring - General and Applied Aspects on a Regional and Global Scale.* – *Tasks for Vegetations Science* **35**, 242 S., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- DELLINGER, F., KUTSCHERA, W., NICOLUSSI, K., SCHIEBLING, P., STEIER, P. & E.M. WILD (2004): A ¹⁴C calibration with AMS from 3500 to 3000 BC, derived from a new high-elevation stone-pine tree-ring chronology. – *Radiocarbon* **46** (2): 969-978.
- DIERSCHKE, H. & K. LEVEJOHANN (1969): Vegetationskundliche Beobachtungen im Fimbertal. – Manuskript. - Göttingen.
- ECKSTEIN, D. & R. W. ANIOL (1981): Dendroclimatological reconstruction of the summer temperatures for an alpine region. – *Mitt. Forstl. Bundesvers. Anst.* **142**: 391-398, Wien.
- ELLENBERG, H. & C. LEUSCHNER (2010): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen: In ökologischer, dynamischer und historischer Sicht.* 6. Aufl., 1357 S., Ulmer, Stuttgart.
- GAMS, H. (1931/32): Die klimatische Begrenzung von Pflanzenarealen und die Verteilung der hygri-schen Kontinentalität in den Alpen. – *Z. d. Ges. f. Erdkunde* **9/10**: 32-68; **1/2**: 178-198; **5/6**: 321-346; Berlin.
- GAMS, H. (1958): Die Alpenmoore. – *Jahrb. Verein Schutze der Alpenpflanzen und -tiere* **23**: 15-28, München.
- GEYH M.A. & H. SCHLEICHER (1990): *Absolute age determination: Physical and chemical dating methods and their application.* 503 S. – Springer, Berlin.
- GOBET, E., TINNER, W., HOCHULI, P.A., LEEUWEN, J.F.N. VAN & B. AMMANN (2003): Middle to Late Holocene vegetation history of the Upper Engadine (Swiss Alps): the role of man and fire. – *Vegetation History and Archaeobotany* **12**: 143-163.
- GOBET, E., HOCHULI, P.A., AMMANN, B. & W. TINNER (2004): Vom Urwald zur Kulturlandschaft des Oberengadins. – *Jahrb. d. Schweizerischen Ges. f. Ur- u. Frühgeschichte* **87**: 255-270.
- GOBET, E., VESCOVI, E. & W. TINNER (2010): Ein paläoökologischer Beitrag zum besseren Verständnis der natürlichen Vegetation der Schweiz. – *Bot. Helv.* **120**: 105-115.
- GRABHERR, G. (1981): Dendrochronologische und dendroklimatologische Untersuchungen an Hölzern Westtirols (Österreich). – *Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck* **68**: 57-78.
- GREGUSS, P. (1955): Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen. – *Akad. Kiadó*, 308 S., Budapest.
- GROSSER, D. (1977): *Die Hölzer Mitteleuropas. Ein mikrographischer Lehratlas.* 217 S. – Springer.
- GWINNER, M.P. (1978): *Geologie der Alpen.* 2. Aufl., 480 S. – Schweizerbart, Stuttgart.
- HAAS, J.N., RICHOUZ, I., TINNER, W. & L. WICK (1998): Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. – *The Holocene* **8**: 301-309.
- HANTKE, R. (1983): *Eiszeitalter 3 – westliche Ostalpen.* 730 S., Thun.
- HEIRI, C., BUGMANN, H., TINNER, W., HEIRI, O. & H. LISCHKE (2006): A model-based reconstruction of Holocene treeline dynamics in the Central Swiss Alps. – *J. Ecol.* **94**: 206-216.
- HERTL, A. & H. KERSCHNER (2001): Untersuchungen zur spätglazialen und frühholozänen Gletscher- und Klimageschichte in der österreichischen Silvretta-Gruppe. – In: *Innsbrucker Geographische Gesellschaft (Hrsg.): Innsbrucker Jahresbericht 1999/2000*: 148-156.
- HOLTMEIER, K.-F. (1966): Die ökologische Funktion des Tannenhähers im Arven-Lärchenwald und an der Waldgrenze des Oberengadins. – *J. Ornithologie* **107** (3/4): 337-345.
- HOLTMEIER, F.-K. (1967): Die Verbreitung der Holzarten im Oberengadin unter dem Einfluß des Menschen und des Lokalklimas. – *Erdkunde* **21**(4): 249-258. Bonn.
- HOLTMEIER, F.-K. (1969): Zur Waldgrenze im Oberengadin. – *Bündnerwald* **23** (3): 65-94.
- HOLTMEIER, F.-K. & G. BROLL (2005): Sensitivity and response of northern hemisphere altitudinal and polar treelines to environmental change at landscape and local scales. – *Global Ecology and Biogeography* **14**: 395-410.
- HOLZHAUSER, H. (2008): Dendrochronologische Auswertung fossiler Hölzer zur Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Gletschergeschichte. – *Bull. angew. Geol.* **13** (2): 23-41.
- KALIS, A. J., MERKT, J. & J. WUNDERLICH (2003): Environmental changes during the Holocene cli-

- matic optimum in central Europe – human impact and natural causes. – *Quaternary Science Reviews* **22**: 33-79.
- KALTENRIEDER, P., TINNER, W. & B. AMMANN (2005): Zur Langzeitökologie des Lärchen-Arven-gürtels in den südlichen Walliser Alpen. – *Botanica Helvetica* **115**: 137-154.
- KRAL, F. (1972): Grundlagen zur Entstehung der Waldgesellschaften im Ostalpenraum. – *Ber. Deutsch. Bot. Ges.* **85** (1-4), 173-186, Stuttgart.
- KRATOCHWIL, A. & A. SCHWABE (1994): Coincidences between different landscape ecological zones and growth forms of Cembra pine (*Pinus cembra* L.) in subalpine habitats of the Central Alps. – *Landscape Ecology* **9** (3): 175-190. Den Haag.
- KRAUSE, R., OEGGL, K. & E. PERNICKA (2004): Eine befestigte Burgsiedlung der Bronzezeit im Montafon, Vorarlberg. Interdisziplinäre Siedlungsforschungen und Montanarchäologie in Bartholomäberg und in Silbertal. – *Archäologie in Österreich* **15** (1): 4-21.
- LISTER, G. S., LIVINGSTONE, D. M., AMMANN, B., ARIZTEGUI, D., HAEBERLI, W., LOTTER, A.F., OHLENDORF, C., PFISTER, C., SCHWANDER, J., SCHWEINGRUBER, F., STAUFFER, B. & M. STURM (1998): Alpine Paleoclimatology. – In: Anonymous Views from the Alps: Regional perspectives on climate change. S. 73-169, MIT Press, Cambridge, Massachusetts.
- MATTES, H. (1982): Die Lebensgemeinschaft von Tannenhäher, *Nucifraga caryocatactes* (L.), und Arve, *Pinus cembra* L., und ihre forstliche Bedeutung in der oberen Gebirgswaldstufe. – *Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., Ber.* **241**, 74 S.
- NAEF, L., HUBMANN, P., GUT, U. & J. BUCHER (2011): Ice Patches im Silvrettagelände (CH/A). Bedrohte Archive zu Kommunikationswegen und hochalpiner Landschaftsnutzung. – Online-Publikation 2011; <http://www.prehist.uzh.ch/onlineart/SilvrettaIcePatches1.htm>.
- NICOLUSSI, K. (1999): 10 Jahre Dendrochronologie am Institut für Hochgebirgsforschung. Institut für Hochgebirgsforschung – Jahresbericht 1998, 27-46.
- NICOLUSSI, K. (2009): Alpine Dendrochronologie – Untersuchungen zur Kenntnis der holozänen Umwelt- und Klimaentwicklung. – In: SCHMIDT R., MATULLA C., PSENNER R. (eds.): Klimawandel in Österreich. *Alpine Space - man & environment* **6**: 41-54. Innsbruck University Press.
- NICOLUSSI, K. (2010): Jahrringdaten zur nacheiszeitlichen Waldverbreitung in der Silvretta. In: REITMAIER T. (Hrsg.): Letzte Jäger, erste Hirten - Hochalpine Archäologie in der Silvretta. Begleitheft zur Ausstellung. S. 67-76. Zürich.
- NICOLUSSI, K., LUMASSEGER, G., PATZELT, G., PINDUR, P. & P. SCHIEBLING (2004): Aufbau einer holozänen Hochlagen-Jahring-Chronologie für die zentralen Ostalpen: Möglichkeiten und erste Ergebnisse. – In: *Innsbrucker Geographische Gesellschaft* (ed.): *Innsbrucker Jahresbericht 2001/2002*, **16**: 114-136.
- NICOLUSSI, K., KAUFMANN, M., PATZELT, G., PFLICHT, J. VAN DER & A. TURNER (2005): Holocene tree-line variability in the Kauner-valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. – *Vegetation History and Archaeobotany* **14**: 221-234.
- OEGGL, K. & K. NICOLUSSI (2009): Prähistorische Besiedlung von zentralen Alpentälern in Bezug zur Klimaentwicklung. – In: SCHMIDT R., MATULLA C., PSENNER R. (eds.): *Klimawandel in Österreich. Alpine Space - man & environment* **6**: 77-86, Innsbruck University Press.
- PATZELT, G. (1972): Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. – *Ber. Deutsch. Bot. Ges.* **85** (1-4): 47-57. Fischer, Stuttgart.
- PATZELT, G. (1977): Der Zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. – In: FRENZEL, B. (ed.): *Dendrochronologie und Klimaschwankungen in Europa. - Erdwissenschaftliche Forschung* **13**: 248-259. – Franz Steiner, Wiesbaden.
- POTT, R. (2010): Klimawandel im System Erde. – *Berichte RTG* **22**: 7-33, Hannover.
- POTT, R. & J. HÜPPE (1992): Vegetationskundliche und pollenanalytische Studien zur oberen Waldgrenze im Fimbertal (Silvretta). – *Uni Hannover, Zeitschrift d. Univ. Hannover - Mitteilungsbl. d. Hannoverschen Hochschulgemeinschaft* **19** (1): 49-76, Hannover.
- POTT, R., HÜPPE, J., REMY, D., BAUEROCHSE, A. & O. KATENHUSEN (1995): Paläoökologische Untersuchungen zu holozänen Waldgrenzschwankungen im oberen Fimbertal (Val Fenga, Silvretta, Ostschweiz). – *Phytocoenologia* **25** (3): 363-398.
- RAMSEY, B.C. (2001): Development of the radiocarbon calibration program OxCal. – *Radiocarbon* **43**(2A): 355-363.
- REITMAIER, T. (2010): Ardez, Ftan, Ramosch, Sent (Silvrettagelände). – *Kurzbericht. In Archäologischer Dienst Graubünden/Denkmalpflege Graubünden, Jahresberichte 2009*, 114-118. Chur.

- REITMAIER, T. & C.W. BAKK (2008): Ein grenzüberschreitendes archäologisches Survey-Projekt im Silvrettagengebirge. – online Mskr. 24 S. http://www.anisa.at/silvretta_reitmaier_2008_pdf.pdf.
- RIKLI, M. (1909): Die Arve in der Schweiz. Ein Beitrag zur Waldgeschichte und Waldwirtschaft der Schweizer Alpen. – Neue Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. **44**: 1–455.
- SCHIECHTL, H.M. & R. STERN (1979): Die Zirbe (*Pinus cembra* L.) in den Ostalpen II. Teil. – Angewandte Pflanzensoziologie **24**, 79 S. – Agrarverlag, Wien.
- SCHMIDT R., KAMENIK C., KAIBLINGER C. & R. TESSADRI (2009): Klimaschwankungen und -trends des älteren Holozäns in den südlichen Niederen Tauern: multidisziplinäre Auswertung eines Sedimentkerns aus dem Oberen Landschitzsee (Lungau). – In: SCHMIDT, R., MATULLA, C. & R. PSENNER (eds.) Klimawandel in Österreich **6**: 55-64, Innsbruck University Press.
- SCHOLZ, F. (ed.) (1979): 110 Jahre Sektion Heidelberg im Deutschen Alpenverein, Sektionsgeschichte Band 1, 233 S. – Heidelberg: Selbstverlag.
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1987): Flächenhafte dendroklimatische Temperaturrekonstruktion für Europa. – Naturwissenschaften **74**: 205-212.
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1990): Anatomie europäischer Hölzer. Ein Atlas zur Bestimmung europäischer Baum-, Strauch- und Zwergstrauchhölzer. 800 S. – Paul Haupt, Bern.
- SCHWEINGRUBER, F.H., BRAKER, O.U. & E. SCHÄR (1987): Temperature information from a european dendroclimatological sampling network. – Dendrochronologia **5**: 9-33.
- SPRINGHORN, R. (2007): Geology of the Engadine Window, especially the upper Val Fenga (East Switzerland). – Z. Dtschen Ges. Geowissenschaften (ZDGG) **158** (1): 67 – 87.
- TINNER, W., AMMANN, B. & P. GERMANN (1996): Treeline fluctuations recorded for 12 500 Years by soil profiles, pollen and plant macrofossils in the Central Swiss Alps. – Arctic and Alpine Research **35**: 158-169.
- TRANQUILLINI, W. (1979): Physiological ecology of the alpine timberline. Tree existence at high altitudes with special references to the European Alps. – Ecol. Stud. **31**, 137 S. – Berlin.
- VITTOZ P., RULENCE B., LARGEY T. & F. FRELÉCHOUX (2008): Effects of climate and land-use change on establishment and growth of cembra pine (*Pinus cembra* L.) over the altitudinal treeline ecotone in the Central Swiss Alps. – Arctic Antarctic and Alpine Research **40**: 225-232.
- WALTHER, G.-R., BEISSNER, S. & R. POTT (2005): Climate Change and High Mountain Vegetation Shifts. – In: BROLL, G. & B. KEPLIN (eds.): Mountain Ecosystems. Studies in Treeline Ecology. 77-96. – Springer, Heidelberg.
- WICK, L. & W. TINNER (1997): Vegetation changes and timberline fluctuations in the Central Alps as indicators of Holocene climatic oscillations. – Arctic and Alpine Research **29**: 445-458.
- ZOLLER, H. (1968): Postglaziale Klimaschwankungen und ihr Einfluss auf die Waldentwicklung Mitteleuropas einschließlich der Alpen. – Ber. Deutsche Bot. Ges. **80**: 690-696.
- ZOLLER, H. (1977): Alter und Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. – In: FRENZEL, B. (ed.): Dendrochronologie und Klimaschwankungen in Europa. – Erdwissenschaftliche Forschung **13**: 271-231. – Franz Steiner, Wiesbaden.
- ZOLLER, H. & C. BROMBACHER (1984): Das Pollenprofil Chavlus bei St. Moritz – ein Beitrag zur Wald- und Landwirtschaftsgeschichte im Oberengadin. – In: LANG, G. (ed.) Festschrift für Max Welten., Diss. Bot. **72**: 377-398. Vaduz.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Dominique Remy, Ökologie, Fachbereich Biologie/Chemie, Universität Osnabrück, Barbarastraße 13; D-49069 Osnabrück

e-mail: dremy@uos.de

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 2012

Band/Volume: [24](#)

Autor(en)/Author(s): Remy Dominique

Artikel/Article: [Waldgrenze und Waldgrenzschwankungen in der Silvretta /Zentralalpen - Funde von Pinus cembra oberhalb der potentiellen Waldgrenze im Oberen Fimbartal 61-75](#)