

# **ALMGESCHICHTE DES TOTEN GEBIRGES**

## **Inhalt - Allgemeiner Teil:**

**Kap 1: EISZEITALTER**

**Kap. 2: WALDGESCHICHTE**

**Kap. 3: KLIMA**

**Kap. Vorgeschichtliche Almweidenutzung**

**Zwischenbericht: Teil I - 1995/96**

Im Auftrag des Vereins  
NATIONALPARK KALKALPEN

Projektdurchführung:  
Dipl. Ing. Siegfried ELLMAUER

Traunkirchen, im Mai 1996

# **ALMGESCHICHTE DES TOTEN GEBIRGES**

## **Inhalt - Allgemeiner Teil:**

**Kap 1: EISZEITALTER**

**Kap. 2: WALDGESCHICHTE**

**Kap. 3: KLIMA**

**Kap. Vorgeschichtliche Almweidenutzung**

**Zwischenbericht: Teil I - 1995/96**

**Im Auftrag des Vereins  
NATIONALPARK KALKALPEN**

**Projektdurchführung:  
Dipl. Ing. Siegfried ELLMAUER**

**Traunkirchen, im Mai 1996**

# 1. EISZEITALTER

## 1.1 Allgemeines

Eine Rückschau auf das Klima der vergangenen 2 Mio. Jahre mit den sechs großen Kaltzeiten (Eiszeiten) Biber, Donau, Günz, Mindel, Riß und Würm, benannt nach bayrischen Flüssen, zeigt, daß anschließend an die letzte Zwischeneiszeit (Riß / Würm-Interglazial) eine Phase der Abkühlung folgte. Damit verbunden war eine von den Gipfelregionen beginnende Vereisung, die allmählich auch die Tallagen erreichte. Am Höhepunkt (Hochglazial vor ca. 18.000 Jahren) lag die Jahresdurchschnittstemperatur weltweit gesehen bei knapp 11°C gegenüber heute 15°C, in Mitteleuropa sank sie bedeutend tiefer und lag im Alpenvorland im Bereich des Gefrierpunktes, war also rd. 8 -10 Grad niedriger als in der Gegenwart (Abb. 1)<sup>1</sup>.

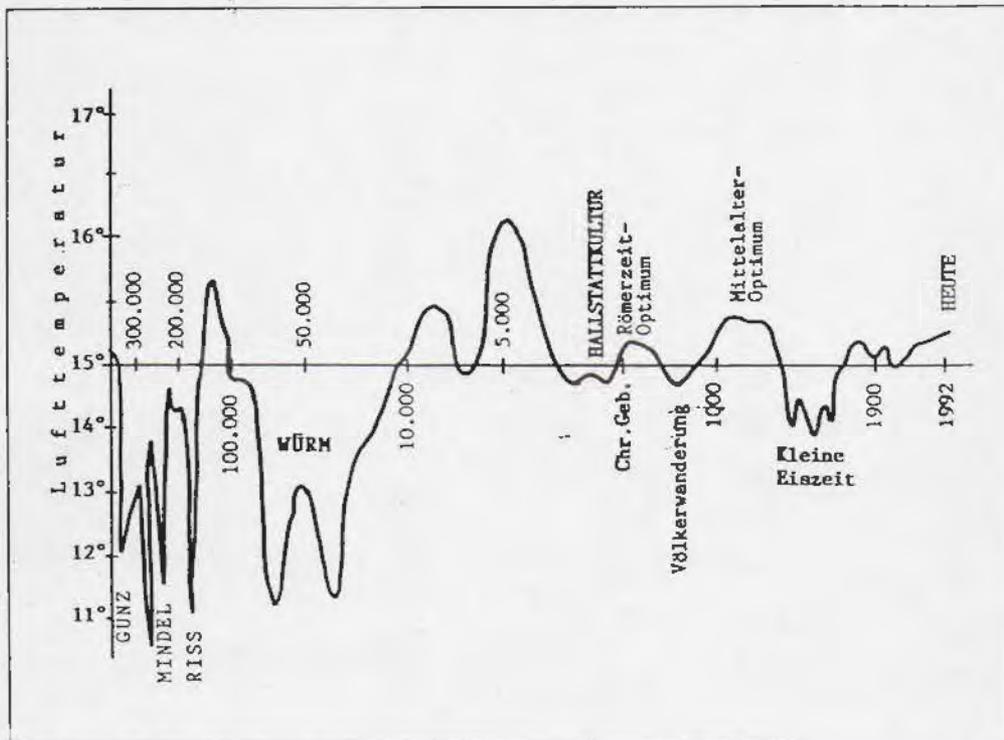


Abb. 1: Weltweiter Verlauf der Lufttemperatur während der letzten 400 000 Jahre <sup>1)</sup>

Aufgrund der globalen Eisbildungen lag der Meeresspiegel um rund 140 Meter tiefer als heute, Großbritannien und Dänemark besaßen eine breite Landverbindung zum Kontinent <sup>2</sup>. Eine graphische Darstellung, wie Europa zum genannten Maximalstand der Würmvereisung ausgesehen hat, bietet Abb. 2 :

<sup>1</sup> ) Wirobal, K. - cit. Rudel: Das Klima von Hallstatt, Musealverein Hallstatt 1994, S. 42

<sup>2</sup> ) Schönwiese, C. D.: Klimaschwankungen, Kap. 4 -Würmeiszeit, Berlin 1980, S. 87-88

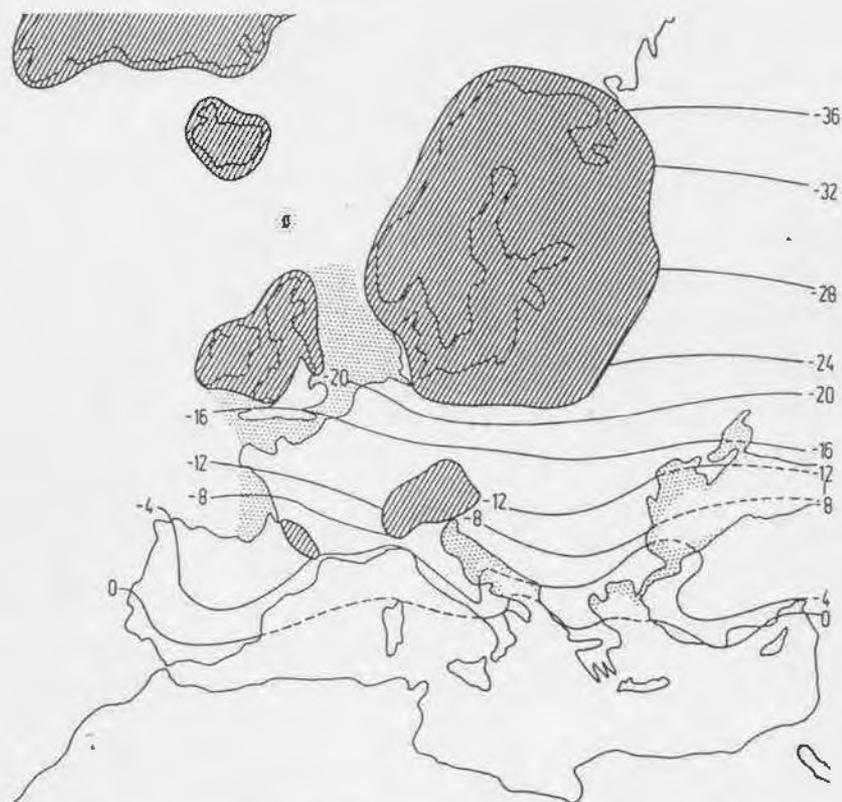


Abb. 2 Gletscherareale, schraffierte Gebiete, und Januar-Isothermen Europas während des Hochglazials C der Würm-Kaltzeit. Landgebiete, die damals wegen des Absinkens des Meeresspiegels um rund 140 Meter gegenüber heute entstanden waren, sind durch Punkttrasterung gekennzeichnet. (Nach Klute, 1951 und Therius, 1977, 2)

Mächtige Eisströme erfüllten während der letzten Eiszeit (WÜRM) die Täler der Ostalpen<sup>3</sup>. Nur hohe Bergspitzen und Plateaus ragten aus diesem Eisstromnetz heraus. Die aus der Eisdecke emporschauenden Gipfel (grönl. Nunataker) waren selbst ebenso mit Eisschichten umhüllt. Dieses geschlossene Eisnetz reichte mit seinen östlichsten Gletschern ins Enns- und Murtal, jenseits davon bildeten sich nur mehr inselförmig abgetrennte Tal-, Plateau und Kargletscher am Hochschwab, Dürrenstein, auf der Rax und am Schneeberg aus.

Die Ursache dafür liegt sowohl in den abnehmenden Gipfelhöhen als auch in dem stärker kontinentaleren, trockener geprägten Klimaeinfluß mit geringeren Niederschlagsmengen begründet. Dies ist auch der Hauptgrund, warum östlich des Salzachtales die Zungenenden der Gletscher gerade noch den Alpenrand erreichten (Atter-, Traunsee)<sup>4</sup>

Die Niederen Tauern konnten nicht mehr die Eismassen hervorbringen, als die höheren und wesentlich ausgedehnteren Hohen Tauern. Im Gegensatz dazu war die Eisproduktion im Bereich der Zentralalpen derart kräftig, daß ausgedehnte flache Gletscherzungen entstanden die weit ins Alpenvorland reichten, so z.B bis kurz vor München, wo die Täler der Ammer, Loisach- und Isar große Eismengen aus dem Inntal über den Fernpaß erhielten (Abb. 3).

<sup>3</sup>) Bachmann, C.: cit. Habbe, K. A.: Gletscher der Alpen, Stuttgart 1982, S. 9

<sup>4</sup>) Van Husen, Dirk: Die Ostalpen in den Eiszeiten. Geologische Bundesanstalt, Wien 1987, S. 3

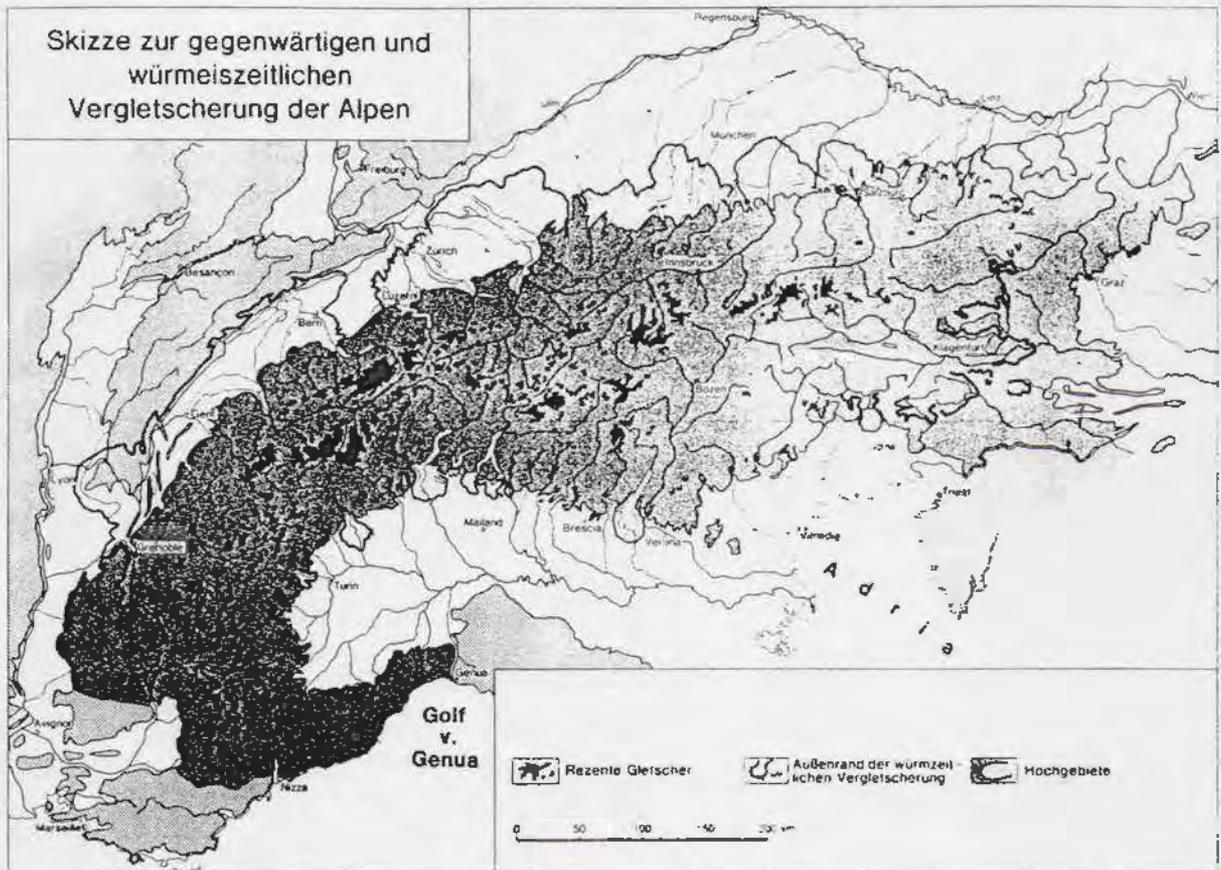


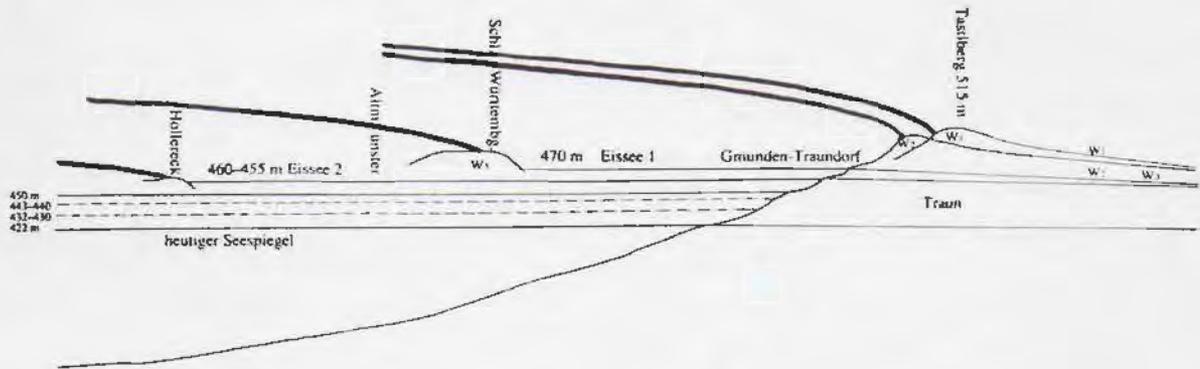
Abb. 3: Erklärungen: Die größten zusammenhängenden Gletscherflächen finden sich heute in den Westalpen, u. a. im Mont Blanc, in den Walliser - und Berner Alpen. Nach Osten dünnen die zusammenhängenden Gletscherareale aus. Auch während der Würmeiszeit stießen die Gletscher im NW und N weit ins Alpenvorland hinaus, während sie im Osten steckenblieben. Nach K. A. Habbe 1977 aus <sup>3)</sup>

## 1.2 Vergletscherung im Salzkammergut

Durch nachhaltige Klimaverschlechterung erreichten die Gletscher nach Jahrtausenden auch die Talbereiche des Salzkammergutes und füllten sie später 100te Meter hoch auf (Maximalstand-Würm vor ca. 18.000 Jahren mit 300m dicker Eisdecke im Traunseebecken). Der Traungletscher hatte, von den Ursprungsgebieten am Dachsteinplateau und Toten Gebirge, ein zusammenhängendes Eisstromnetz mit einer Gesamtlänge von über 80 km. Die würmeiszeitlichen Zungenenden reichten bis knapp nördlich des heutigen Traunsees heran (Abb. 4 ). Hier findet man die geradezu modellartig geformten Endmoränenwälle (Schotterablagerungen) bei Gmunden gleichsam einem Amphitheater. Die Erosionstätigkeit des sich bildenden Traunflusses bewirkte nach der Abschmelzung der nördlichen Gletscherzunge ein stufenweises Absinken eines sich vor den Eisrändern bildenden

Gletschersees. Sein heutiges Niveau mit 422m wurde vor etwa 12000 Jahren erreicht<sup>5</sup>, als sich die Wasserfläche des Traunsees durch Ablagerung gewaltiger Schottermengen der Traun und ihrer Seitenbäche auf ihre neue Uferlinie zurückzog.

Abb. 4: Gletscherstände der Würmeiszeit und spätzeitliche Seespiegelstände im nördlichen Traunseebecken.



Die heutige Talebene von Ebensee hingegen verdankt ihre Entstehung der deltaartigen Zuschüttung eines größeren, sich allmählich der heutigen Spiegellage anpassenden „älteren“ Traunsees. Sie zeigt keine Terrassierung, was vermuten läßt das die Aufschüttung gleichmäßig und ohne nennenswerte Seespiegelschwankungen erfolgte. Ein ehemaliger Seestand mit etwa 452m, wahrscheinlich während der letzten Zwischeneiszeit (Riß-Würm), konnte durch Landschaftsformen (Deltaschüttungen) nördlich von Traunkirchen, im äußeren Rindbachtal und bei der Miesenbachmühle in Langwies erkannt werden. Das Traunseebecken reichte also damals um 5 km weiter nach Süden, etwa bis zum gestuften Schwemmkegel des aus dem Offenseegebiet fließenden Frauenweißenbaches an der Traun, in dessen Schottern eine Toteiswanne des zurückschmelzenden Gletschers nachgewiesen wurde<sup>6</sup>.

Eine graphische Darstellung über die Rückzugsstände des Traungletschers und seiner Seitenarme im Bereich des Salzkammergutes vermittelt Abb. 5, über das Ausmaß der Flächenausdehnung und Eisdicken (dargestellt in 100m - Höhenschichtenlinien) Abb. 6.

Das heutige Landschaftsbild unserer Heimat hat somit in hohem Maße erst während des Eiszeitalters seine Oberflächenformen erhalten.

<sup>5</sup>) Kohl, Hermann: Spät- und würmeiszeitliche Gletscherstände im Traunseebecken u. dessen Seestände, Jahrbuch des o.ö. Musealvereines, Bd. 121, Heft 1, Linz 1978, S. 277  
<sup>6</sup>) Hier wird das Trauntal durch die Ausläufer des Toten Gebirges (Bromberg) und des Höllengebirges (Grasberg) stark eingengt und findet das Traunseebecken seinen natürlichen Abschluß

Abb 5: Übersicht über die eiszeitlichen Gletscherstände.

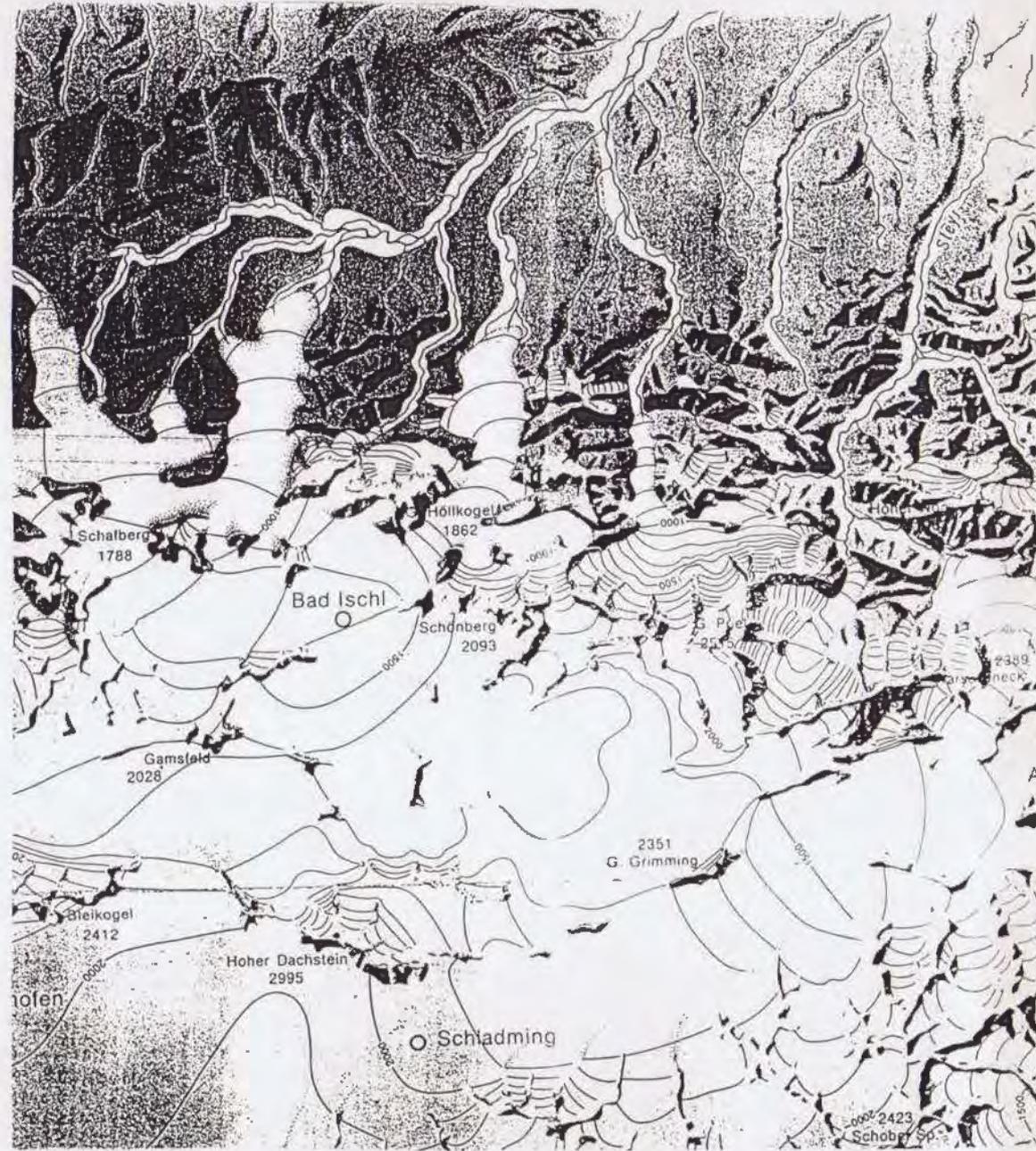
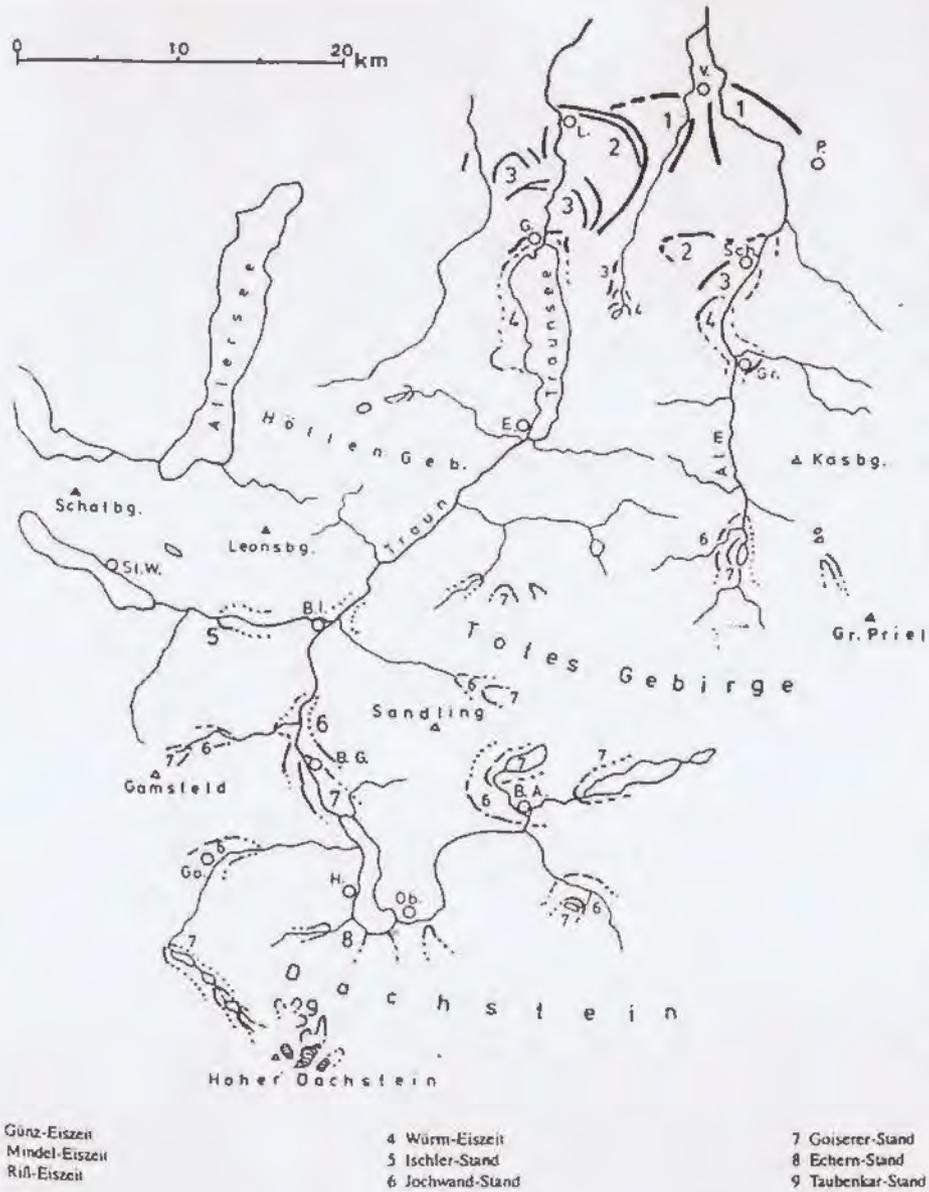


Abb. 6: Ausschnitt aus der Karte "Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit (Würm)"  
Bereich Salzkgt. - Ennstal; von D. van Husen, Geologische Bundesanstalt, Wien 1987

### 1.3 Eiszeitliche Formengebung im Toten Gebirge ( nach Vallaza E. )

Das Tote Gebirge wurde durch die Vergletscherung in ähnlichem Ausmaß überformt wie das Dachsteinmassiv. Äußere Erscheinungsformen sind:

- \* Rundbuckellandschaft (Buckelwiesen)
- \* Trogformung und Stufung alter Hochtal und Karstmulden (z.B. Wildensee, Augstwiesen, Schoßboden)
- \* Ausgestaltung der Trogschlüsse und Sacktäler (z.B. Offensee, Almursprungtäler, Topplitz-, Kammersee)
- \* Ausräumung des Verwitterungsschuttes im ausklingendem Spätglazial (begünstigte vor der Vereisung die Verkarstung durch Karren und Kluftbildung)

Die voreiszeitliche Geländeoberfläche dieser Gebirge dürfte flachhügelig gewesen sein, wobei sich in bestehenden Hohlformen Firmmulden ausbildeten, die sich in den Untergrund eingesessen haben. Auf den Hochflächen wirkte die Erosion durchaus flächenhaft, in den einstigen Tallinien hingegen bereits gerichtet an der Ausbildung hochgelegener Tröge.

Beim Höchststand der Würmvereisung waren die Gletscher aus den Niederen Tauern noch so mächtig, daß sie das Ennstal bis zu einer Höhe von 1800m erfüllten, den gesamten östlichen Dachsteinstock (Kemmetgebirge) überfluteten und sich mit dem Eisstrom des Dachsteins und des Toten Gebirges vereinigten.

In seinem Westteil überragten die Gipfel des Toten Gebirges nur wenig die umliegenden Talgletscher, die unter dem Eis liegenden Hochflächen (Plateaus) wurden abgehobelt und zugedeckt. Durch allmähliche Klimaverbesserung und damit verbundenem Gletscherrückzug wurden die Zuflüsse aus dem Ennsgebiet schwächer. Nun erst konnte sich eine örtlich begrenzte Vereisung ausbilden (Bühl-, Schlernzeit)<sup>6</sup>.

Penck<sup>7</sup> betonte immer wieder die starke Selbständigkeit der Plateauvergletscherung im Toten Gebirge. Nach der Eisfreiwerdung der Hochflächen setzte eine Zerstörung und Vernichtung der glazialen Formen auf den entblößten Gebieten ein, sodaß diese heute nur mehr erahnt und vielerorts nicht mehr erkannt werden können. Selten kann man im Gelände noch Schlifffgrenzen vorfinden, die eindeutige Hinweise bilden.

<sup>6</sup> ) Vallaza, E.: Geomorphologie des westl. Toten Gebirges, Dissertation, Uni Wien, 1968, S. 74 - 85

<sup>7</sup> ) Penck, A.; Brückner E.: Die Alpen im Eiszeitalter - Gletscher der Traun, 6. Bd. Leipzig 1909, S. 204-220

Deutliche eiszeitliche Formen findet man im Gebiet des Wildenkogls (Schönberg-2093m). Ein Großkar (Toter Winkel) an dessen Südostseite war hier Ausgang eines Gletscherstromes der sich beim Feichter gabelte. Östlich davon floß er in den Schoßboden, den er mit mehreren Abstufungen versah und aushobelte, westlich mit einem anderen Arm ins Ischler Rettenbachtal. Eine weitere Gletscherzunge ging an der Nordseite dieses markanten Berges durch das Feuertal, umfloß den Hinteren Rauher und strich ohne Fortsetzung in die Luft aus. Erwähnenswert ist im Ebenseer Feuertal die sog. Eishöhle, die auch in den Sommermonaten Eis birgt, da der nach Westen gerichtete Höhleneingang keiner Sonnenbestrahlung ausgesetzt ist. Weiters finden sich Eiszeitformen am Osthang des Hochangers im Losierzug in Form eines kleinen Kares, das in sich den Augstsee birgt.

Im Wildenseegebiet (Tektonische Störungsline) sind an wenigen Stellen leider nur undeutlich glaziale Überformungen zu bemerken, doch steht außer Zweifel, daß gerade hier die mächtigsten Ströme gelegen haben müssen. Im Bereich des heutigen Henarwaldes und auf den angrenzender Almweiden des Lärchen-Fichten-Zirbenwaldgebietes lag ein riesiger Plateaugletscher, der über den Höhenrücken vom Rinnerkogel zu den Schwarzmooskogeln hinweg Verbindung zu den Eismassen im Südwestteil (Schoßboden) und Osten (Tiefe Grube) hatte<sup>5</sup>.

Der Wildensee wurde wahrscheinlich während der letzten Eiszeit vertieft und nachträglich eingesenkt. Der Scheitelpunkt dieses gewaltigen Gletscherareals dürfte im Bereich des Kulminationspunktes (1610m) des Wanderweges Nr. 212 zwischen Wildensee und Wildenseealm gelegen haben. Gegen Süden erfüllten die Eismengen das Gebiet der größten Karsthohlform des Gebirges, die Augstwiesen-„Wanne“, und ergossen sich über den Hochklopf-Sattel über die Treppe der Oberwasseralm zum Altausseer See hinunter. Im Verlauf der Eiszeit dürfte der Gletscher bald hinter diesem Übergang stecken geblieben sein und so viele Kammern SW und die eigentliche Augstwiese noch vertieft haben. Gegen Norden hin erreichte er bald den Steilabfall nördlich des Rinner-Stüberls, wobei vorher noch zwei kleine, ca 50m hohe Treppen vorhanden sind.

Wichtige weitere eiszeitgeprägte Bereiche finden sich im Widderkar mit seiner südlichen trogähnlichen Fortsetzung oberhalb des Zimitzbaches. und östlich davon die abgeschlossene Mulde des Dreibrödersees.

Die zahlreichen Hohlformen (Großdolinen) im Bereich östlich des Gr. Woisings (z.B Tiefe Grube) dürften durch das Plateaueis, das hier förmlich über den Nordrand der Hochfläche überquoll und mächtige Eiszungen über die Steilränder schickte, weiter vertieft worden sein. Die bedeutenden Karbildungen am Nordabfall im Nesseltalkar, Kolmkar (Wildkar), Röll und

Hetzau mit kurzen aber gewaltigen Trögen und Trogschlüssen lassen darauf schließen. Dieser Gletscher hatte durch seinem ostwärts streichenden Arm über dem Abblasbühel eine Verbindung zu den Elmgruben in der östlichen Furche (Toplitzstörung), und hinterließ eine deutliche Schulter am Wild-Gössl. Der Ursprung dieser Gletschermassen befand sich am Rotgschirr, sie umströmten den Elmberg, ihr östlicher Arm floß in den Kammerboden und weiter zum Toplitzsee, der westliche Arm erfüllten das Becken des Elmsees und strich über zwei Treppen zur Elmgrube und den beiden Lahngangseen hinaus.

Die zusammenhängenden Eissmassen der gewaltigen Plateaugletscher des Toten Gebirges flossen im Westen durch das Tal des Offensees zum Trauntal, im mittleren Abschnitt durch das Almtal im Osten durch das Tal der Steyerling gegen das Alpenvorland hin.

#### 1.4 Schneegrenze

Nach Beobachtungen von Prey<sup>8</sup> im Traunsteingebiet lag die würmeiszeitliche Schneegrenze bei den nordexponierten Gletschern in ca. 1000m Meereshöhe, bei den ostseitigen in 900 - 950m und bei den südseitigen in etwa bei 1150m. Penck gab für die Südseite des Toten Gebirges eine Schneegrenze von 1200m im Würm-, 1400m im Bühl-, 1700m im Gschnitz- und 2000m im Daunstadium während der Abschmelzphase an.

Für die Beurteilung des heutigen Zustandes der Alpengletscher ist die Höhe der Schneegrenze eine gute Informationsquelle: Als Schneegrenze wird in der Gletscherkunde (Glaziologie) die Grenze des "ewigen" Schnees, d. h. das Mittel der Grenzlinie über mehrere Jahre zwischen Bereichen dauernder Schneedecke und zeitweise durch Ausapern schneefreiem Gelände verstanden<sup>9</sup>. Diese ermittelte Gleichgewichtslinie trennt also am Ende eines Haushaltsjahres (September) das Nährgebiet eines Gletschers (Firnfeld), in dem die jährliche Menge fester Niederschläge höher ist als der Verlust durch Abschmelzen, vom tiefer gelegenen Zehrgebiet (Gletscherzubge), wo der Abschmelzverlust überwiegt.

Es besteht eine starke Abhängigkeit ihrer Höhenlage von der Hangrichtung (Strahlungsgenuß) und Lage des Gletschers im Alpenprofil.<sup>10</sup>

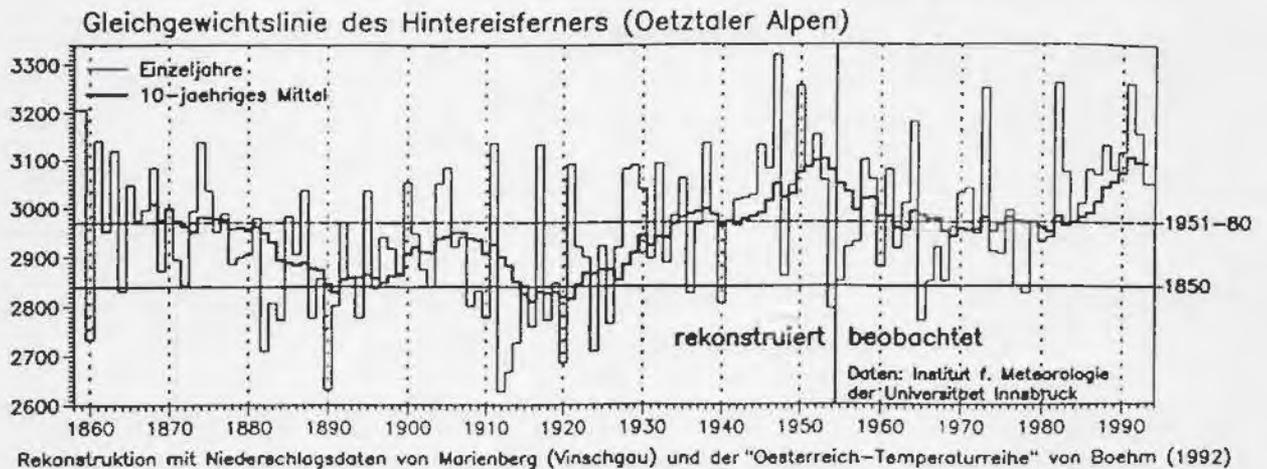
In Nordexposition liegt sie österreichweit etwa 200m niedriger als in Südhängen., wobei in den nördlichen Randalpen dieser Unterschied deutlich geringer ausfällt (rd. 170m) als in

<sup>8</sup>) Prey, S.: Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein-Zwillingskogelkamm und im Almtal bei Gmunden. In: Zeitschrift für Gletscherkunde, Heft 3, Innsbruck 1956, S. 213-234

<sup>9</sup>) Wilhelmy, H.: Geomorphologie in Stichworten, Bd. 3 - exogene Morphodynamik, Berlin 1992, S. 77

<sup>10</sup>) Gross, G.: Die Schneegrenze und Altschneelinie in den österreichischen Alpen. Arbeiten zur Quartär- u. Klimaforschung - Festschrift zum 65. Geb. v. F. Fliri, Innsbrucker Geographische Studien, Bd. 8, S. 59

den stärker abgeschirmten Zentralalpen (rd. 270m). Weiters steigt die Schneegrenze in Nordhängen von der österreichweit tiefsten Lage im Dachsteingebirge (Nordalpen) bei rd. 2450m (Gletscherzunge derzeit bis ca. 2150m) in den zentralen Öztaler Alpen auf über 3100m an. Eine anschauliche Darstellung über den Zeitraum seit 1860 zeigt Abb. 7:



Diese Differenzen werden durch kompliziert wirkende Überlagerung von Niederschlag, Temperatur, Strahlung und Exposition zum Wind verursacht, die Anteile der Einzelfaktoren können aber von den Glaziologen noch nicht zufriedenstellend gedeutet werden.

Sehr ähnlich sind in diesem Zusammenhang auch die Verhältnisse bei der Ausbildung der klimatischen Wald- und Baumgrenze, die in den abgeschirmten, niederschlagsärmeren und sonnenscheinreicheren Innenalpen bedeutend höher liegt (im Ds. rd. 2100m - 2300m) gegenüber den ausgesetzteren nördl. Randalpen (im Ds. 1600m - 1800m)-vgl. Kap. 3 -Klima.

Derzeit liegt die aktuelle Schneegrenze im Dachsteinmassiv am Gosaugletscher bei 2450m, am Hallstättergletscher bei 2500m und am Schladmingergletscher bei 2550m<sup>(11)</sup> S. 83) mit deutlich steigender Tendenz in den letzten Jahrzehnten seit 1920. Einen Hinweis bildet auch der nordöstlichste Firnfleck der Alpen (Gletscherfleck mit Eiskern in 2050m) am Gr. Priel im Toten Gebirge, der 1947 zum 1. mal seit Menschengedenken völlig abschmolz<sup>11</sup>.

Inwieweit die vieldiskutierte globale Klimaerwärmung (Verstärkung des Treibhauseffektes Anstieg des CO<sub>2</sub>-Gehaltes der Atmosphäre) durch die Tätigkeit des Menschen mitbeeinflusst wird, läßt sich derzeit laut Aussage von Dr. Kerschner<sup>12</sup> "noch nicht ernsthaft beurteilen, da die bisher beobachteten Schwankungen in ihrer Intensität und zeitlichen Größenordnung innerhalb des Rahmes seit der letzten Eiszeit ablaufen. Außerdem ist es bisher noch nicht möglich, durch ausgefeilte Klimamodelle die verschiedenen Wechselwirkungen und Rückkoppelungsvorgänge zwischen Lufthülle, Ozeanen und Festland ausreichend genau zu erfassen". Objektivere Weise muß gesagt werden, daß sein unbekümmertes Resümee: "Für eine Klimahysterie besteht jedenfalls kein Anlaß", in krassem Widerspruch zu anerkannten Umweltforschern wie A. Krapfenbauer<sup>13</sup> von der BOKU Wien ("österr. Ozonpapst") steht, der meint, daß es bereits genügt Hinweise auf einen Klimawandel gibt und eine weitere Veränderung auch dann erfolgen würde, wenn sofort einschneidende Maßnahmen zur Abschwächung weiterer Auswirkungen getroffen würden. Die Zukunft wird es weisen!

<sup>11</sup>) Klebelsberg, R.: Der nördl. u. östl. Firnfleck der Alpen, Zeitschr. f. Glazialgeologie, Bd. 2, Innsbr. 1952, S. 112

<sup>12</sup>) Kerschner, H.: Gletscherverhalten u. Bergwetter in den Ostalpen; ÖAV-Mitteilungen, H. -1994, S. 31

<sup>13</sup>) Krapfenbauer, A.: Wald und Umwelt. Zusfsg. der letzten öffentl. Vorlesung, BOKU Wien - 15.6.1994

## 2. WALDGESCHICHTE DES DACHSTEINGEBIRGES (nach Kral <sup>1, 2, 3</sup>)

Gegen Ende der letzten Eiszeit (Würm) vor rund 10.000 Jahren wurde das Klima relativ rasch wieder wärmer, die Traungletscher zogen sich in den vorangegangenen Jahrtausenden immer weiter nach Süden zurück (Ischler Stand- vor 17.000 J.; Goiserer- Stand - vor 14.000 J.) bis der Echern-Stand bei Hallstatt vor 12.000 Jahren erreicht wurde und somit das gesamte Trauntal wieder eisfrei war. Das Salzkammergut wurde vorübergehend durch eine tundrenähnliche Landschaft geprägt, es herrschten noch typische Kältezeiger im Pflanzenbestand vor (Dryas-Zeit, benannt nach der heute noch im Toten Gebirge vorkommenden achtblättrigen Silberwurz). Schließlich schmolz der ehemals gewaltige Traungletscher zum winzigen Dachsteingletscher zurück, der erst vor etwa 10.000 Jahren sein Zungenende im heutigen Taubenkar (1870m) erreichte (Abb. 1) <sup>4</sup>.

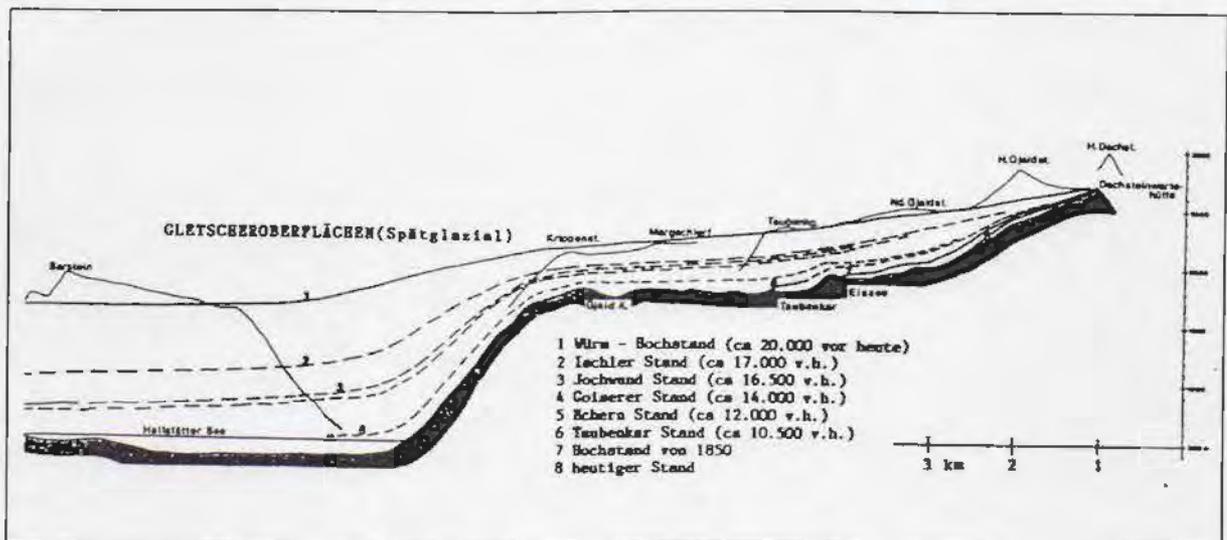


Abb. 1: Gletscheroberflächen im Hallstätter Bereich während der Nacheiszeit (n. van Husen)

Das arktische Klima der Späteiszeit wich nach allmählicher Klimabesserung einer nacheiszeitlichen Wärmezeit mit intensiver Wiederbewaldung, die etwa von 6.000 vor Chr. bis Christi Geburt herrschte. Mit dem zunehmend wärmeren Klima wanderten die Baumarten, die ihre Rückzugsgebiete teilweise weit im Süden Europas hatten, wieder in den Alpenraum

<sup>1</sup>) Kral, F.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Dachsteinmassivs, Habilitationsschrift an der Universität für Bodenkultur, Wien 1971, S. 82

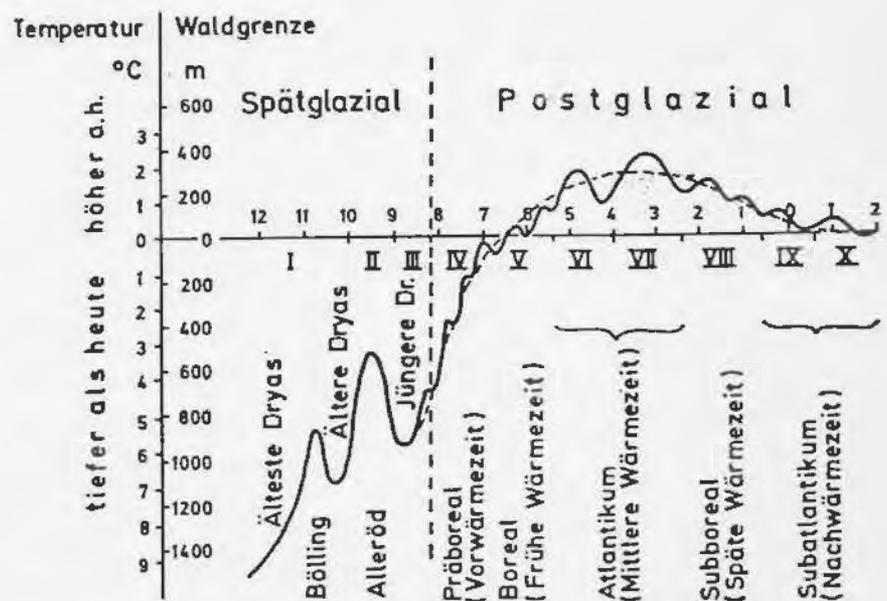
<sup>2</sup>) Kral, F.: Beiträge zur Geschichte der Almwirtschaft im Dachsteingebirge auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen, Der Alm- und Bergbauer, 21. Jg., F. 8/9 u. 10, Wien 1971, S. 238-242 u. 286-288

<sup>3</sup>) Kral, F.: Die Anwendung der Pollenanalyse im Rahmen forstlicher Fragestellungen, Institut für Waldbau, Wien 1991, S. 29-32, 45-51, 56-60

<sup>4</sup>) Van Husen, Dirk: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1977, Bd. 120/1, S. 1-130

ein. Auf das Dachsteinplateau (1500 - 2100m) kamen zuerst die besonders widerstandsfähigen Arten Bergkiefer (Legföhre) und Zirbe (Präboreal), etwas später folgte Lärche danach Fichte (Boreal), die sich rasch ausbreitete, zuletzt die anspruchsvolleren Arten Tanne, Buche und Ahorn. Die wärmebedürftigen Arten Ulme, Linde und Eiche, drangen zwar ebenso in größere Höhenlagen vor, erreichten aber die Hochfläche mit Sicherheit nicht mehr. Im wärmsten Zeitabschnitt (Atlantikum-5400-2400 v. Chr.) lag die Wald- und Schneegrenze im Dachsteingebiet mindestens 400 Meter höher als heute (Abb. 2).

Abb. 2: Annähernder Verlauf der Temperatur und der Waldgrenze während der Spät- und Nacheiszeit. Abszisse: Jahrtausende vor und nach Christi Geburt bzw. waldgeschichtliche Zeitabschnitte nach FIRBAS. Ordinate: Temperatur bzw. Waldgrenze im Vergleich zur Gegenwart. (In Anlehnung an FIRBAS 1947 und DANSGAARD u. Mitarb. 1969)



Die durchschnittliche Schneegrenzhöhe (Firmlinie) befindet sich derzeit bei 2650m. Nimmt man eine maximale Erhöhung der Schneegrenze während des Wärmeoptimums in der Bronzezeit (1800 - 800 v. Chr.) um 400 Meter an, so liegt man mit 3050 Meter bereits rund 50m über der Gipfelhöhe des Dachsteins (2995m). Lichtenecker<sup>5</sup> brachte zu dieser Überlegung den morphologischen Beweis der vorübergehenden nacheiszeitlichen Eisfreiheit des Dachsteingebirges. Der Höchststand der Waldgrenze wurde erst in der Bronzezeit (Subboreal) um etwa 1000 v. Chr. mit fast 2000m Seehöhe erreicht. Zirben-Fichtenwälder mit geringen Anteilen von Tanne und Lärche bedeckten bis in die Eisenzeit (ca 500 v. Chr.) weite Teile des Hochplateaus. Seither sank die Waldgrenze unter Schwankungen, die mit Klimaveränderungen (Gletschervorstöße) und menschlicher Rodungstätigkeit zur Weideflächengewinnung im Zusammenhang stehen, bis auf ihr heute sehr niedriges Niveau am Nordabfall auf 1550 bis 1650m ab (Abb. 3).

<sup>5</sup>) Lichtenecker, N.: Die tiefstgelegenen Gletscher der Alpen (ein morphologischer Beweis für die postglaziale Wärmezeit in den Alpen); Zeitschrift für Gletscherkunde, Innsbruck 1941, Bd. 27, S. 29-35

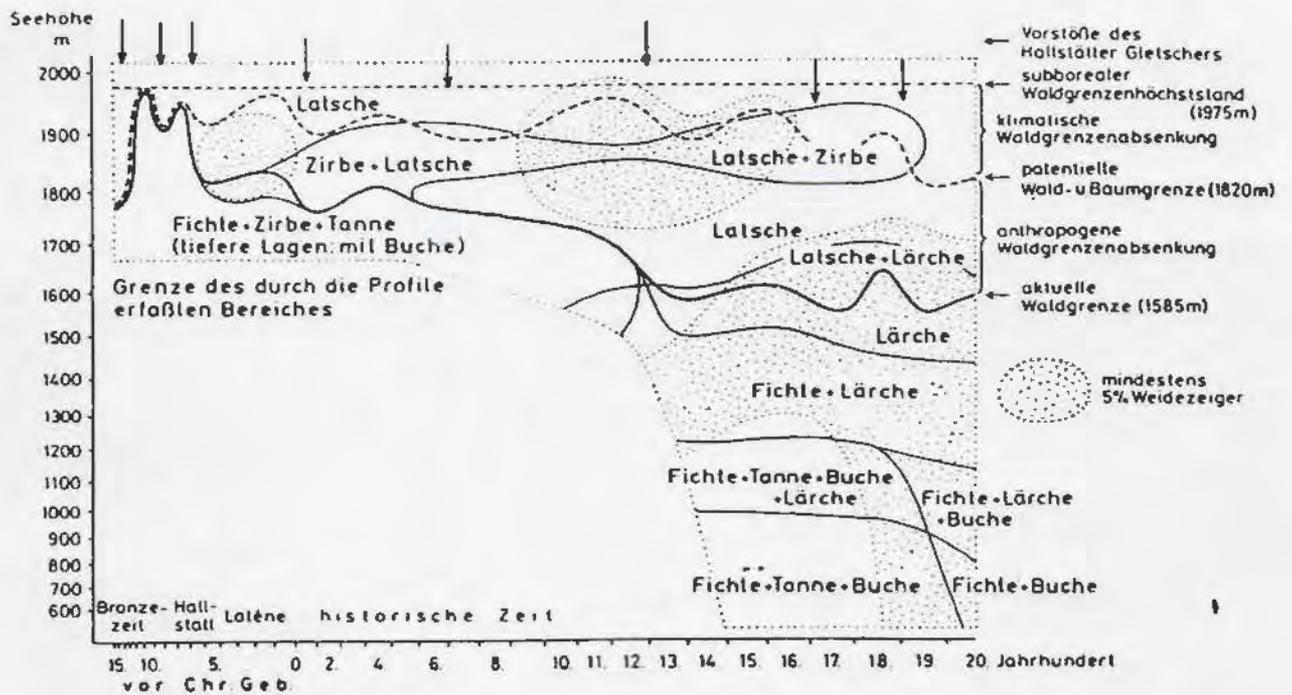


Abb. 3: Waldgrenzen, Baumartenverteil. und Schwerpunkte der Weidewirtschaft seit ca. 1500 v. Chr. (Kral)

Mit Hilfe der Pollenanteile von Weidezeiger-Pflanzen (Ampfer, Wegerich) läßt sich nicht nur der Umfang der Weidewirtschaft in den Hochlagen rekonstruieren, sondern es kann auch jeweils auf Perioden von günstigen Temperaturverhältnissen geschlossen werden: Almwirtschaft war im Hochgebirge nur während klimatisch wärmerer Zeitabschnitte zwischen den aufeinanderfolgenden Klimarückschlägen möglich (Abb. 4 u. 5).

Während der Römer- und Völkerwanderungszeit kam es durch Klimaabkühlung zu einem Arealrückgang, der Zirben-Fichtenwald fand sich nur noch auf den tiefergelegenen Plateauteilen, in den höheren Lagen kam neben der Bergkiefer aber noch reichlich Zirbe vor. Nach einer längeren Unterbrechung durch den Niedergang des römischen Reiches wird Almbetrieb erst wieder während des witterungsmäßig sehr günstigen Mittelalters angezeigt, bis etwa 1150 erreichen die Weidezeiger sehr hohe Werte und lassen auf eine wesentlich stärkere Almbewirtschaftung als in älterer Zeit schließen.

Zwischen 1150 und 1250 setzte ein vorübergehender Klimarückschlag ein, die Waldgrenze sank im Laufe des Mittelalters zum Teil schon bis in die obersten Hanglagen ab, der Zirben-Fichtenwald verschwand schließlich ganz, und auf eine lärchenreiche Waldkrone folgte nach unten ein Lärchen-Fichtenwald und daran anschließend ein Fichten-Tannen-Buchenwald. Nach dem Mittelalter erreicht der Weidebetrieb nicht mehr die frühere Intensität, kommt aber erst nach dem Gletschervorstoß um 1600 („Fernau-Stadium“) in den obersten Plateaulagen gänzlich zum Erliegen.

Mit Nachlassen des menschlichen Einflusses in den Hochlagen ab dem 16. Jahrhundert konnte sich die Zirbe wieder stärker ausbreiten. Auf der Hochfläche kam sie bis ins 19. Jh.

noch ziemlich reichlich in lichten Beständen bis in die Krummholzstufe hinauf vor (Zirbenkar - 1850m, unteres Taubenkar).

Ihr heute geringes Restvorkommen ist einerseits durch Klimaverschlechterung (Gletschervorstöße seit 1600, letzter großer Vorstoß von 1840 - 1856) bedingt: Friedrich Simony<sup>6</sup> berichtete über arges Baumsterben und Auflichtung der Waldkrone in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts (vgl. Abb. 3 S. ). Andererseits trug der menschliche Kultureinfluß der Almbeweidung bedeutend dazu bei. Die Waldgrenzenabsenkung am Dachstein um rd. 400m seit dem Höchststand (2000m) bis zur Gegenwart auf etwa 1600m wird durch Kral nach pollenanalytischen Untersuchungen zu 60% dem Menschen zugeschrieben (240m), zu 40% der Klimaverschlechterung (160m).

Demnach würde die heutige aktuelle Waldgrenze ohne negativer menschlicher Tätigkeit in den Hochlagen mit der derzeit klimatisch möglichen (potentiellen Waldgrenze) zusammenfallen und bei 1820m Meereshöhe liegen.

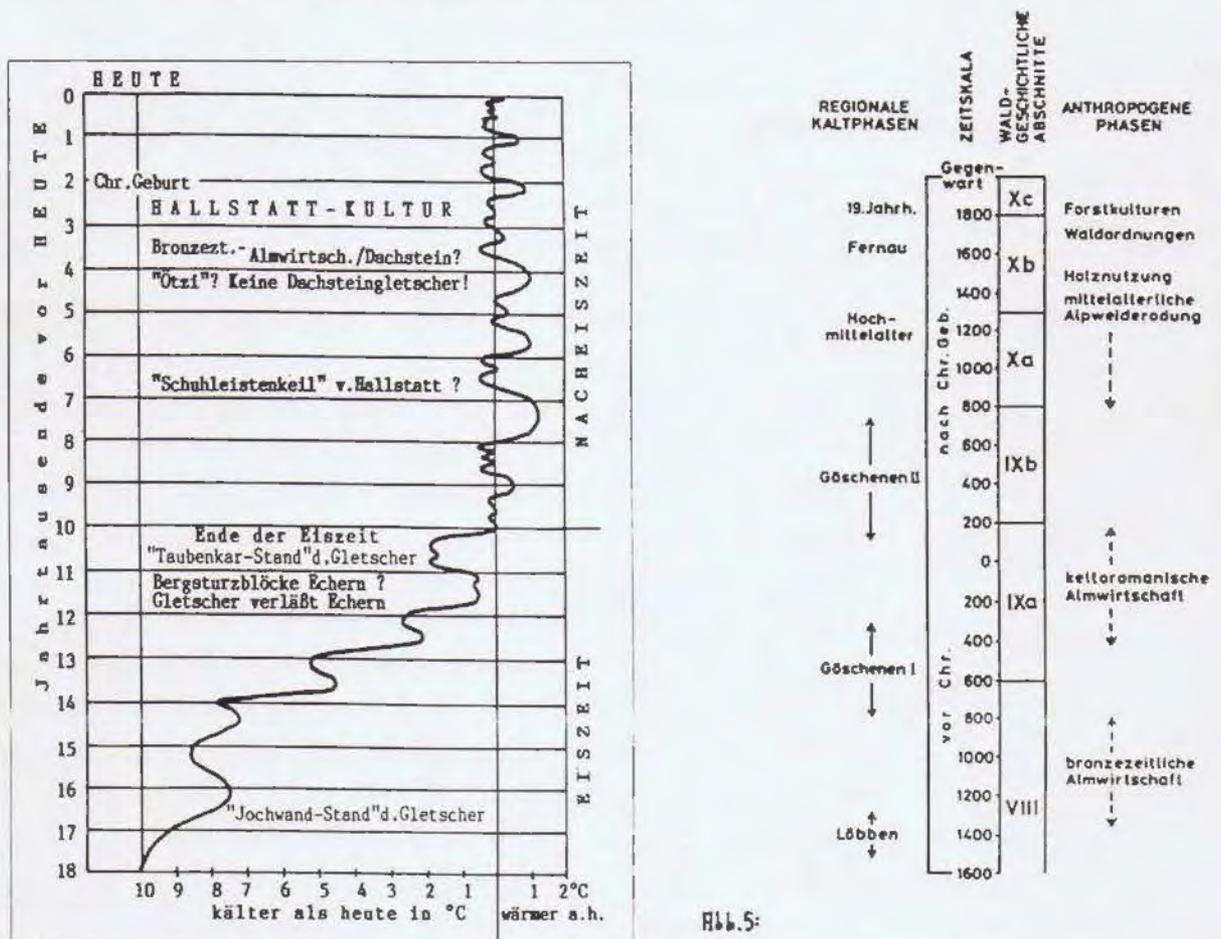


Abb. 4: Wahrscheinlicher Temperaturverlauf in den Ostalpen während der Spät- und Nacheiszeit nach BORTENSCHLAGER (verändert).

Abb. 5:

Wechsel von Kaltphasen (Gletschervorstößen) und Warmphasen mit Almwirtschaft während der jüngeren Nacheiszeit (KRAL 1988 a).

<sup>6</sup>) Simony, F.: Das Dachsteingebirge. Verlag Ed. Hölzel, Wien 1895

Im Taubenkar (1870m) bestand in den vergangenen Jahrhunderten mit Sicherheit eine Alm (Erwähnung in G. M. Vischers O.Ö Karte von 1669 als „Taubenkor“), das Anwachsen des Karls-Eisfeld (Hallstätter Gletscher) seit Beginn des 19. Jahrhunderts<sup>7</sup> war die Ursache für das Aufgeben dieser gletschernächsten Alm um etwa 1810<sup>8</sup>. Noch zu Simonys Zeiten um 1850 war eine Hütte vorhanden, heute erinnern nur mehr die vorhandenen Steinkränze an die aufgelassene Alm (Abb. 6). Zwischen 1840 und 1856 erfolgte der weiteste rezente Gletschervorstoß, die Zunge reichte um 1855 bis ins obere Taubenkar herunter, die heute bewachsenen Ufer- und Stirnmoränen zeugen davon. Das Eisfeld drang also bis in die Höhelage der am höchsten gelegenen Dachsteinalmen vor (Abb. 7). Etwas zeitverzögert wurden danach aus ähnlichen Ursachen die benachbarten Almen Ochsenwies (1850m) und Hirlatz (1930m) aufgegeben: Die ständig magerer werdenden Erträge des Almsommer waren einerseits durch Verkürzung der Wachstumszeit bedingt (einsetzendes Baumsterben an der Wald- und Baumgrenze), andererseits wirkte sich die zu hohe Anzahl von Weidetieren verherrend auf die Humusdecke der Hochlagen aus: Fortschreitende Verkarstung durch Bodenschwund, zunehmender Wasser- und Futtermangel waren die unausweichlichen Folgen und führten schlußendlich am Anfang des 20. Jahrhunderts zur gänzliche Aufgabe der Bewirtschaftung dieser Hochalmen (Abb. 8).

Abb. 6: Um 1810 aufgelassene Taubenkaralm 1870m - Blick von den Buckelwiesen auf die Hüttenruine Bildmitte), inselartige Wiederbewaldung durch Legföhren auf erhöhten Geländeteilen nach Gletscherrückzug

<sup>7</sup>) Moser, R.: Hochwasser-, Gletscherstände im Flußgeb. d. Traun, O.ö. Heimatbl., Linz 1955, 9. Jg., S. 194  
<sup>8</sup>) Bastl, I.: Flora und Vegetation der Lackenmoosalme / Dachstein, Hausarb. a. Inst. f. Botanik, Graz 1987

Der Inhalt einer Sage, nach der der Dachsteingletscher einst eine fruchtbare Alm überdeckt hatte, geht wahrscheinlich auf einen dieser Hochstände zurück, die der Almweidenutzung in den oberen Plateaulagen ein Ende setzte.

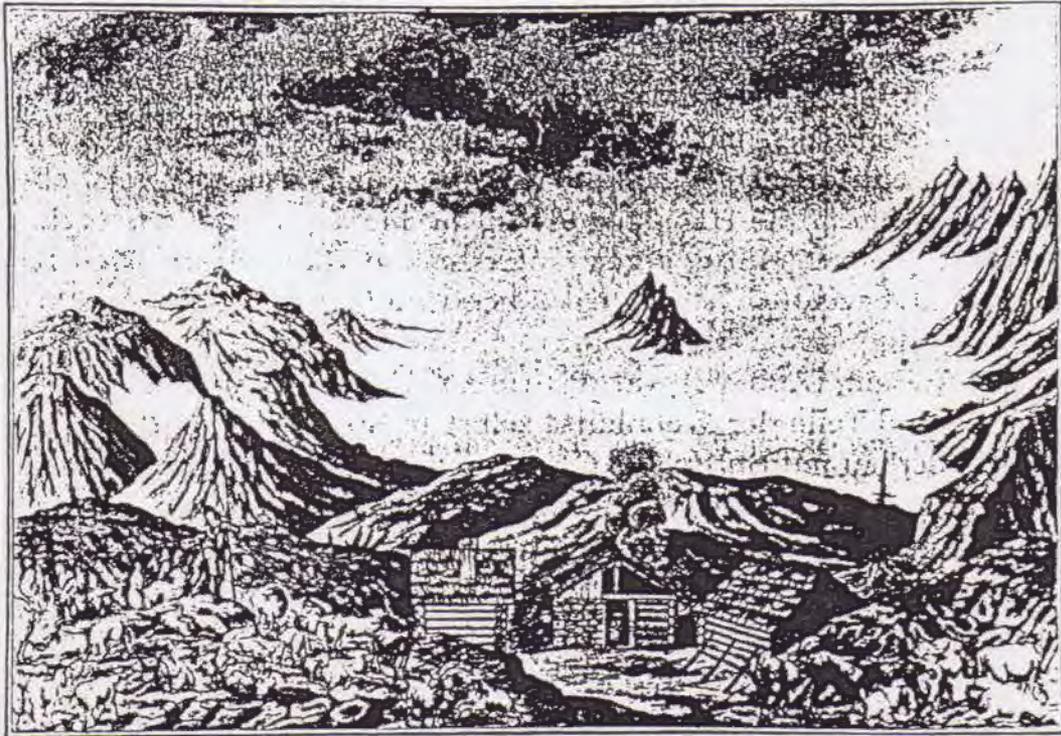


Abb 7: Ochsenwiesalm (1850 m) - gemalt 1823 vom Ischler Salzinspektor Josef Laimer - auffallend die geringe Entfernung von rd. 2km zum damaligen Gletscherende im Taubenkar. Durch Holzknappheit sind Teile der "Feuerhütte" (Wohnraum mit hölzernem Rauchfang) in Steinbauweise ausgeführt. Die rechte Hütte - vorwiegend in Blockbau - ist der Rinderstall. Erst 1974 wurde auf dem nahegelegenen Ochsenkogel (2220m) eine bronzezeitl. (ca 1000 v. Chr.) Lanzen Spitze gefunden



Abb 8: Alphütte auf der Wiesalm (1670m) im Dachsteingebiet - Gde. Hallstatt, Photograph. von F. Simony um 1885 Unterbau aus Kalkstein (Viehstall), Oberstock aus beachtl. starken Zirbenstämmen (Dm. ca. 45cm), obwohl bereits im Krummholzbereich gelegen - Hinweis auf ehemals dichter bewaldete, zirbenreiche Almumgebung, die aber um 1885 durch viele Dürrlinge, absterbende und schütter benadelte Bäume und Baumkrüppel auffällt!

Ab den 30er Jahren unseres Jahrhunderts konnte Bauer<sup>9</sup> durch allmählich günstigere Wuchsbedingungen und gleichzeitigen starken Nachlassen der Almwirtschaft nach vorangegangener Auflockerung und teilweisen Zusammenbruch wieder eine Verdichtung des subalpinen Baumbestandes feststellen.

Diese Entwicklung hält bis in die Gegenwart ungebremst an, der Verfasser konnte bei ausgedehnten Erkundungsgängen auf der Hochfläche „am Stein“ eine merkliche Vermehrung des Zirbenbestandes in den lose zusammenhängenden Baumgruppen und Waldinseln feststellen. Die derzeit günstigen Wuchsverhältnisse in den Hochlagen (erhöhte Jahresdurchschnittstemperaturen), die einen starken Rückzug der Dachsteingletscher verursachen, ermöglichen eine **fortschreitende Wiederbewaldung** an der Waldkrone. Im Bereich Maissenbergalm - Grafenbergalm finden sich deutliche Anzeichen zur erneuten Ausbildung einer reinen Zirbenwaldstufe (Lärche nur eingesprengt) auf den Buckelwiesen des Kalkplateaus zwischen 1900m und 1750m Meereshöhe.

Erhärtert werden diese Ansichten durch jüngste Untersuchungen<sup>10</sup> im Bereich der benachbarten Hirlatzalm (1930m)-, und Ochsenwiesalm (1850m), die oberhalb der derzeit möglichen Waldgrenze(1820m) bereits in der Krummholzzone liegen, und vereinzelt noch mit Bäumen (meist Zirbe) bestanden sind: Durch Bildvergleiche konnte auf beiden Orten eine bemerkenswerte Ausdehnung der Legföhrenflächen- und inselförmigen Legföhren-Vorposten seit Simonys ersten photographischen Aufnahmen (1875-86), aber auch seit den Kontrollaufnahmen Bauers (1955) festgestellt werden, ebenso ein Vordringen von alpinen Rasen auf ehemals entblößten Geröll- und verkarsteten Felsflächen durch Almweidenutzung.

Oben Geschildertes steht in ursächlichem Zusammenhang mit den starken Abschmelzvorgängen der Dachsteingletscher, die seit 1921 bis in die Gegenwart andauern . Sie verursachten gewaltige Flächen- und Eismassenverluste<sup>11</sup>: Um 1850 umfaßte das vergletscherte Areal noch rd 11km<sup>2</sup>, heute nur mehr rd. 4,5km<sup>2</sup> ständige Gletscherflächen, somit schmolz deutlich mehr als die Hälfte der Eisflächen in den letzten 150 Jahren ab!

Aufgrund der geographischen Nähe zum Dachsteinmassiv, ähnlicher orographischer und geologischer Voraussetzungen und annähernd gleicher klimatischer Verhältnisse dürfte, trotz Fehlens intensiver wissenschaftlicher Untersuchungen zur Waldgeschichte, für das westliche Tote Gebirge eine dem Dachsteingebirge sehr ähnliche Entwicklung stattgefunden haben.

<sup>9</sup>) Bauer, F.: Vegetationsveränderungen im Dachsteingebiet zw. 1800 und 1950, Beiträge zur alpinen Karstforschung, Heft 10. , Wien 1958

<sup>10</sup>) Roithinger, G.: Die Vegetation ausgewählter Dachsteinplateau-Almen und ihre Veränderung durch Auflassung, Diplomarbeit, Universität Salzburg, Salzburg 1993, S. 122- 125

<sup>11</sup>) Moser, R.: Naturschutzgebiet Dachsteingletscher, in: Der Bezirk Gmunden und seine Gemeinden, Linz 1991, S. 201 (197-208)

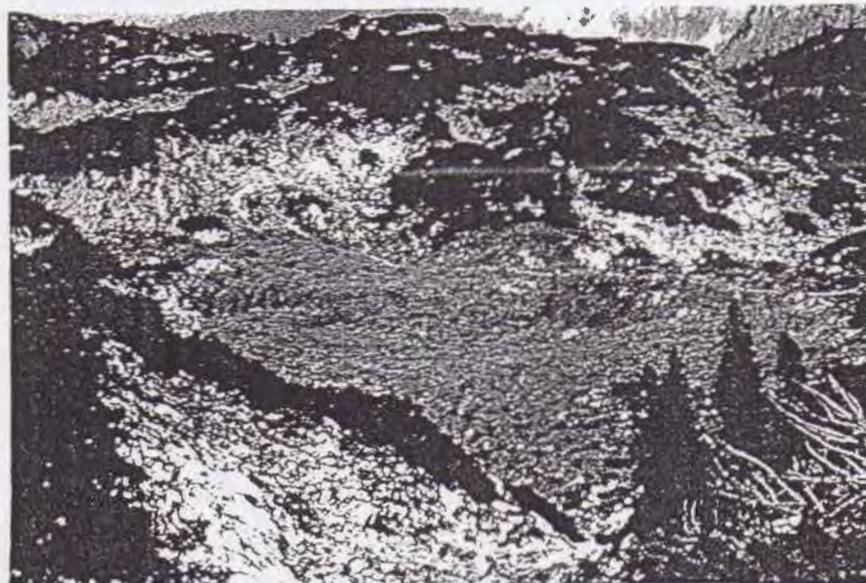
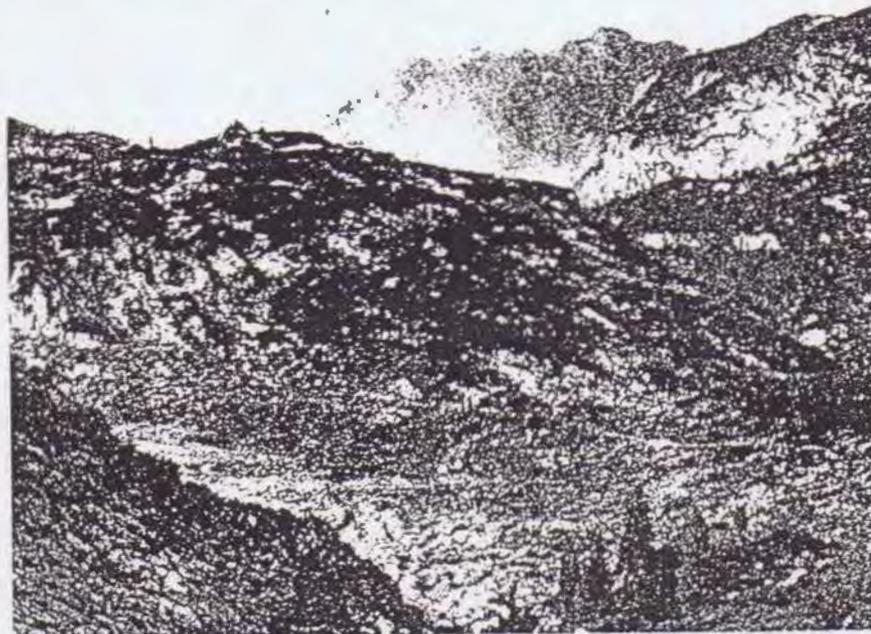
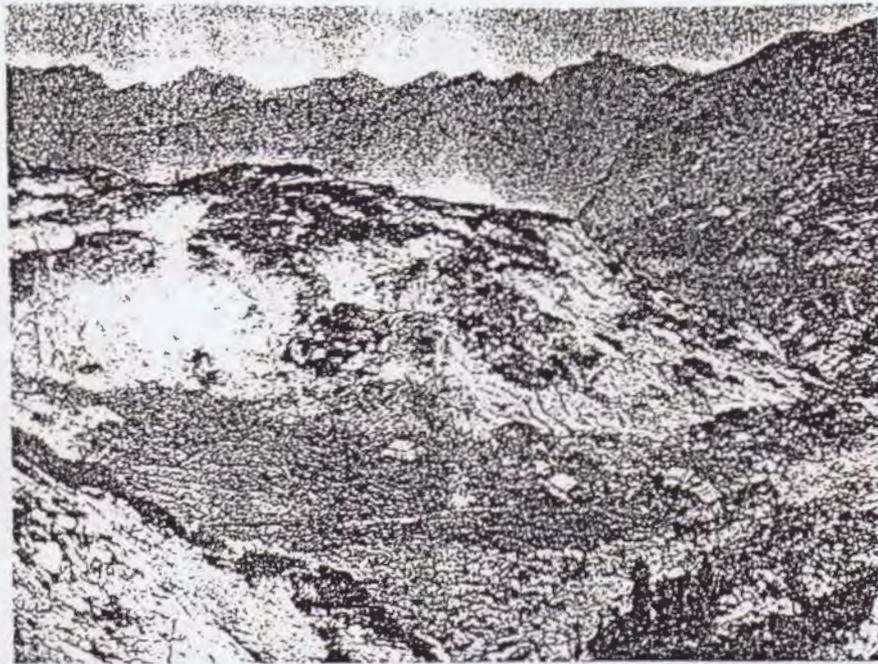


Abb. 9-11: Die Ochsenwies-alm (1850 m). Abb. 41 (oben) von F. SIMONY 1875 aufgenommen. Abb. 42 (mitte) von F. BAUER 1955 photographiert und Abb. 43 (unten) von G. HUBER 1992 erstellt

Tabelle der Klima- und Gletscherschwankungen im Dachstein

Zeitabschnitt	Hallstätter Gletscher (vgl. Taf. XIII)
Um 1600	<p>Erster historisch festgelegter Hochstand der Alpengletscher, von H. Kinzl als „Fernau-Stadium“ bezeichnet</p> <p>Deutliche Wallreste nahe der Simonyhütte, am Süd- und Ostabhang des Taubenriedls<sup>2)</sup>, die im Mittel 30 m vom 1850-er Stand entfernt liegen</p>
1600—1800	<p>E. Richter's<sup>4)</sup> zweite bis sechste Vorstoßperioden der Alpengletscher in den Jahren 1630—1640, 1680, 1740 und 1770 sind im Dachstein nicht nachweisbar, da wegen des gewaltigen Vorstoßes um die Mitte des 19. Jahrhunderts Moränenstände als sichtbare Zeichen fehlen</p>
1800—1840	<p>Nach A. v. Böhm<sup>5)</sup> war das Karls-Eisfeld in den Jahren 1804 und 1810 im Wachsen begriffen, erreichte 1818 und 1820 den Höchststand dieser Periode und schwand wieder im Jahre 1828</p> <p>Der Höchststand wurde im Oberen Taubenkar vom 1850-er Vorstoß um etwa 100 m überfahren</p>
1840—1856	<p>Größter Vorstoß um die Mitte des 19. Jahrhunderts. Nach F. Simony<sup>6)</sup> erreichte der Gletscher am Taubenriedl seinen Höchststand bereits 1840—1842, die mittlere Gletscherstufe um 1845 und die Zunge im Oberen Taubenkar erst 1855—1856</p> <p>Weithin sichtbare, sehr mächtige, pflanzenarme Ufer- und Stirnmoränenwälle am Taubenriedl und im Oberen Taubenkar zeugen von diesem Vorstoß</p>
1862	<p>Große Rückschmelzperiode des Gletschers war auch durch den schneereichen Winter 1861/62 nicht mehr aufzuhalten</p> <p>Die Gletscherstirn war seit dem Höchststand erst um 3 bis 3,8 m zurückgewichen, die Eisoberfläche jedoch schon um 10 bis 12 m eingesenken</p>
1876—1880	<p>Erster großer Rückzugshalt<sup>8)</sup>. Deutlicher Wallabsatz am Taubenriedl</p> <p>Die folgenden Jahre bis 1895 waren mit Ausnahme des Winters 1888/89 und 1892 sehr niederschlagsarm</p>
1896—1899	<p>Die schneereichen Winter und kühlen Sommer dieser Jahre bewirkten den zweiten großen Halt im gewaltigen Rückzug seit 1857</p> <p>Deutlicher Wallabsatz am Südabhang des Taubenriedls. Der Gletscher hat sich schon auf die Stufe des Eisjoches zurückgezogen. Im Oberen Taubenkar liegt ein Toteisrest</p>
1900—1920	<p>Die Jahre 1901—1911 waren mit Ausnahme des schneereichen Winters von 1905 für den Gletscherhaushalt denkbar ungünstig. Der Wallabsatz auf Abb. 2 dürfte dem kleinen Halt zugeordnet werden</p> <p>Die schneereichen Winter 1915/16 und 1916/17 füllten die Firnfelder auf und bewirkten einen kleinen Vorstoß, der dem Gletscherstand von 1919/20 entspricht</p>
1920—1955	<p>Das Jahr 1921 leitete das starke Rückschmelzen der Dachsteingletscher ein, das bis zum heutigen Tage anhält</p> <p>Das gesamte Schmelzwasser fließt unterirdisch ab und kommt in Karstquellen der Talhänge (z. B. Waldbachursprung) oder in Seebecken wieder zum Vorschein<sup>9)</sup></p>

### **3. KLIMA**

#### **3.5.1 Regionalklimatische Übersicht**

Das Untersuchungsgebiet zeichnet sich durch ein stark ozeanisch beeinflusstes Randalpenklima aus, mit sehr hohen Niederschlagsmengen, die mehr oder weniger über die einzelnen Monate des Jahres verteilt sind. Verursacht werden diese hohen Raten durch die ausgeprägte Niederschlagsstaulage des in West-Ost-Richtung verlaufenden, rund 35 Kilometer langen Nordabfalls des Toten Gebirges (Linie Hohe Schrott - Kleiner Priel), der die ca. 800 bis 1400 Meter höher gelegenen Plateauflächen von den nördlich davorliegenden, waldreichen oberösterreichischen Kalkvoralpen trennt. Ausschlaggebendes Moment sind dabei Steigungsregen von Tiefdruckgebieten aus dem Nordwesten. Sie kommen vor allem am Nord- und Westrand (Linie Almsee-Ebensee-Ischl-Altausee) zum Stau und verursachen ausgiebige Niederschläge mit langanhaltender starker Bewölkung, in verstärktem Maße auf den inneren Hochflächen. Dort können sich diese Schlechtwetterlagen oft über einen Tag länger halten (starke Nebelbildung), als in den vorgelagerten Talorten im Süden und Südosten (Regenschattenlage).

#### **3.5.2 Niederschläge**

Da über Mitteleuropa in den Sommermonaten viel häufiger anhaltende Tiefdruckwetterlagen auftreten als im Winter, wird auch das Niederschlagsmaximum im Sommerhalbjahr erreicht (V-IX). In der Zeit von Mai bis September (42 % des Jahres) fallen im West-, Nord- und Nordostrand des Gebirges (Wetterstationen Ischl, Ebensee, Grünau, Offensee und Almsee) über 53% des Jahresniederschlags, das sind ca. 950 mm (950 Liter/m<sup>2</sup>). Das ganze Jahr über fallen in diesen Talorten im langjährigen Mittel (1901 - 1960) etwa 1750 mm Niederschläge, am Südwest- und Südrand durch ausgeprägte Regenschattenlage hingegen bedeutend weniger: Bad Aussee rd. 1400mm, Bad Mitterndorf 1200mm, Liezen 1000mm. Ebenso verhält es sich mit zunehmender Entfernung vom Alpenrand Richtung Norden (Alpenvorland): Gmunden rd. 1200mm, Vorchdorf 1100mm, Kremsmünster 1000mm und Linz nur meh. rd. 850mm.

Die Wetterstationen Feuerkogel (1618m), Appelhaus (1660m) und Hollhaus (1609m) gehören dem kälteren, alpinen Gebirgsklima der Nordalpen an, mit sehr reichlichen

Niederschlägen während des ganzen Jahres über. Im langjährigen Mittel (1901 -1970) liegen diese am Feuerkogel bei 2400mm. Für das Appelhaus im zentralen Plateaubereich liegen nur Werte dieser ehemaligen Station über die 5-Jahresperiode von 1953 bis 1958 vor, in welcher der Jahresniederschlag zwischen 1940mm und 2400mm schwankte, mit beobachteten Monatsmaxima von über 500mm (7/1956 ! ) und Monatsminima von nur 28mm (3/1954 !). Auf der Tauplitzalm am Südrand des Gebirges fallen durch Leewirkung auf der Station Hollhaus jährlich durchschnittlich "nur" knapp 1600mm Niederschläge. Die Monatsmittel liegen am Feuerkogel in den Monaten Oktober bis April zwischen 160 und 220mm, in den Monaten Mai bis September ( Vegetationszeit der Bäume am Nordabfall) zwischen 170 und 290mm (1901-1960). Weiters bedeutsam in Zusammenhang mit Bodenerosion und Hochwasserkatastrophenereignissen sind hohe Spitzenwerte bei den Starkniederschlagsereignissen. So betrug das beobachtete Tagesmaximum zum Beispiel am Feuerkogel (3.1.1932) über 190mm , in Ebensee 196mm (4.9.1922), am Offensee 153mm (26.5.1928), am Almsee 138mm (26.5.1928), in Grünau 160mm (12.9.1899) und am Langbathsee (unmittelbarer Staubereich des Höllengebirge-Nordabfalles) im Hochwasserkatastrophenjahr 1899 sogar 255mm (12.9.1899), d. s. 255 Liter/m<sup>2</sup> !

Meßstelle	Höhe	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Gmunden	432	77	73	69	97	120	145	169	146	101	78	71	74	1220
Scharnstein	475	78	74	73	99	124	154	175	151	115	80	72	80	1275
Grünau	510	113	105	99	132	145	180	215	188	138	111	101	116	1643
Almsee	595	119	106	100	128	148	188	216	200	139	109	102	118	1673
Offensee	660	116	108	104	130	159	199	230	206	151	116	102	116	1737
Ebensee	425	122	111	105	133	155	185	223	197	141	115	108	125	1720
B. Ischl-Krt.	490	119	106	104	127	160	187	228	204	142	104	102	119	1702
B. Goisern	500	108	98	92	108	138	175	212	187	132	103	93	114	1560
Hallstatt	525	122	111	116	132	150	201	235	208	150	113	103	121	1762
Pötschen	1000	113	133	143	130	169	192	221	200	120	83	89	136	1729
B. Aussee	698	106	9	88	104	132	153	206	173	124	103	92	105	1485
Göbl	710	115	108	91	105	134	172	218	187	133	109	98	113	1583
Langbathsee	675	135	127	126	158	198	226	265	222	165	136	118	136	2012
Altaussee	850	175	159	147	169	191	221	274	238	180	143	139	171	2207
Feuerkogel	1618	204	197	173	189	175	231	283	248	175	150	170	205	2400

Tab. 1 : Mittlere Monats- und Jahresniederschläge (mm) 1901-1970 -aus Hydrograph. Zentralbüro 1973

Abb 1 : Klimadiagramme der Talorte im Randbereich des Toten Gebirges und der Bergwetterstation Feurkogel (1618m) des benachbarten Höllengebirges (WALTER; LIETH 1967)



Wasserstauende Gesteine wie Oberalmkalke, tw. auch Hauptdolomit und Hirlatzkalk nehmen nur einen untergeordneten Teil des Arbeitsgebietes ein. In weiten Bereichen der subalpinen Waldstufe (ab 1350/1400m) dominiert der stark verkarstungsfähige Dachsteinkalk mit seichtgründigen, erosionsanfälligen Humuskarbonatböden. Die Entwässerung bei Niederschlagsereignissen erfolgt im Plateaubereich des Arbeitsgebietes unterirdisch in den Karstkörper (verkarstete Dachsteinkalkflächen -vgl. Kap.4.1). In diesen Bereichen wird die Wasserversorgung der Pflanzendecke an konkaven Geländeformen (Kuppen, Rücken - "Rundbuckellandschaft") durch Klüftigkeit und Seichtgründigkeit wegen dem hohen Benetzungswiderstand der Nadelstreuauflagen und fehlendem Wasserhaltevermögen der unreifen Böden erschwert und deswegen hauptsächlich durch auftreffenden Niederschlag (Regen, Tau, Nebel) und das Abschmelzen mächtiger Schneedecken bis in das späte Frühjahr hinein gedeckt.

### 3.5.3 Lufttemperaturen

Meßstelle	Höhe	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Gmunden	432	-1,4	-0,3	3,7	8,1	12,7	16,0	17,7	17,0	14,1	8,8	3,8	0,0	8,4
Ebensee	425	-1,2	0,0	3,8	8,3	13,2	16,3	17,9	14,1	13,0	8,8	3,8	-0,1	8,5
B. Ischl <sup>1</sup>	490	-2,1	-0,9	3,5	7,6	12,7	15,5	17,1	16,5	13,3	8,3	3,1	-0,6	7,8
B. Goisern	500	-2,1	-0,1	3,2	6,2	12,0	14,7	16,2	16,3	12,3	6,9	1,5	-1,8	7,1
Hallstatt	525	-1,6	-0,5	3,3	7,8	12,3	15,1	16,6	16,3	13,6	8,6	3,4	-0,1	7,9
B. Aussee <sup>1</sup>	698	-3,2	-2,1	2,9	6,8	11,9	15,3	16,4	15,6	12,6	8,0	2,6	-2,2	7,0
Göbl	710	-3,3	-2,1	1,8	5,9	10,9	14,3	15,6	15,2	12,4	7,8	2,4	-1,7	6,6
Altaussee-Sbg	850	-3,3	-2,1	1,3	5,1	10,4	13,5	15,3	14,8	11,8	6,9	1,7	-1,7	6,2
Schönbergalpe <sup>2</sup>	1350	-2,7	-2,2	0,1	2,0	7,4	10,5	12,3	12,4	9,0	5,1	0,0	-1,7	4,4
Feuerkogel <sup>2</sup>	1618	-2,9	-2,9	-1,5	0,1	5,7	8,5	10,4	11,1	7,8	4,7	-0,3	-1,7	3,3
Krippenstein <sup>2</sup>	2109	-5,7	-5,8	-4,5	-2,8	2,0	5,7	7,4	8,5	5,2	2,0	-2,8	-4,4	0,4

Tab. 2 : Mittlere Monats- und Jahrestemperaturen (°C) 1901-1970 - aus Hydrograph. Zentralbüro 1973

<sup>1</sup>) 1901-1950 aus Steinhauser F., 1965 <sup>2</sup>) 1971-1980 aus Bezirksbuch Gmunden 1991 - S. 68

Im Vergleich mit Orten aus ganz Österreich sind in den Wintermonaten die Temperaturen in den Tallagen des Salzkammergutes insbesondere an den Seen um 1 bis 2°C höher, im Sommer hingegen bis zu 1 Grad niedriger. Dies ist auf die mildernde Wirkung der großen

Wasserflächen ("Wärmeinseln") zurückzuführen, die eine Abschwächung der Temperaturschwankungen zu Folge haben und im Winterhalbjahr durch Anhebung der Linien gleicher Temperatur günstigere Umgebungstemperaturen schaffen, den Schnee rascher abschmelzen lassen und die Schneegrenze in den Beckenlagen der Umgebung erhöht ("Offeneffekt"). Es wird somit ein zeitigerer Einzug des Frühjahres ermöglicht (scheinbare Verminderung der Seehöhe).

Ähnlich verhält es sich im Sommerhalbjahr bei den hohen Gebirgsgruppen der Zentralalpen, lokal aber auch bei ausgedehnten Kalkplateaus der Nordalpen. Durch den "Heizflächeneffekt" der größeren Massenerhebung sind die Zentralalpen in den Mittagsstunden um 1-2°C wärmer als die freie Atmosphäre gleicher Höhe in den Randalpen.

Für die Hochfläche des Toten Gebirges liegen von der ehemaligen Station Appel (1660m) lediglich Meßdaten aus den Jahren 1957 mit 3,1°C und 1958 mit 2,8°C vor. Es muß daher auch auf Meßreihen benachbarter Bergwetterstationen zurückgegriffen werden: Am Feuerkogel (1618m) beträgt die Jahresdurchschnittstemperatur im 25-jährigen Mittel 3,4°C (siehe Tab. 5), am Krippenstein (2109m) nur mehr 0,4°C.

Im Plateaubereich dürfte sie aufgrund der Orographie (abgeschirmte Plateaulage) im Jahresdurchschnitt merklich tiefer als am windexponierten Feuerkogel liegen, kann aber an strahlungsreichen, windruhigen Sommertagen durch den geschilderten Heizflächeneffekt höher liegen. So wurde vom Autor mit seiner behelfsmäßigen Wetterstation auf der Wildenseealm (1530m) im außergewöhnlich heißen Sommer 1992 (häufige Föhnwetterlagen mit geringer Luftfeuchte) an 4 Tagen Maximaltemperaturen von 27°C verzeichnet! Auf der Tauplitzalm im südlichen Randbereich des Hochplateaus (kontinentaleres, wolken- und niederschlagsärmeres Gebirgsklima) mit gleicher Höhenlage ergibt sich für das Hollhaus (1609m) ein Jahresmittel von nur 2,5°C, sodaß ein Jahresmittelwert unter 3°C in 1500 Metern Seehöhe für den Plateaubereich und Nordabfall als sehr wahrscheinlich erscheint.

Temperaturabhängig sind vorallem Fruchtbarkeit (Anzahl der Samenjahre, Ausmaß des Samenanfalles = "Stärke der Masten"), Wachstumsdauer, Wachstumsverlauf, Vegetationsart sowie die Art der Niederschläge (Regen, Hagel, Schnee). Im Jahresmittel nimmt die Lufttemperatur je 100 Meter Höhe im Nordalpenbereich um etwa 0,5°C ab. Dieser Temperaturabfall je 100 Höhenmeter bewirkt:

\* eine Verzögerung der Schneeschmelze im Frühjahr um etwa 1 Woche (7 Tage)

- \* ein früheres "Zuschneien" im Herbst um etwa eine halbe Woche (3 Tage)
- \* somit eine Verkürzung der schneefreien Zeit um rund 10 Tage (entspricht nicht einer gleichlaufenden Verkürzung der Wachstumszeit ! - vgl. Pkt.)
- \* Verkürzung der Wachstumszeit nur um etwa 5 Tage durch vermehrten Strahlungsgenuß in den Hochlagen (auf Meereshöhe - 50% Einstrahlung; in 1800m Seehöhe bereits 75% !), der stärkere Bodenerwärmung als im Tal ermöglicht. Besonders ausgeprägt auf sonnseitigen, stark geneigten Hängen (>Besonnungsdauer,>Strahlungsintensität) Bodentemperatur liegt in 1500m im Jahresmittel um 2,5°C höher als Lufttemperatur!

Monat	Durchschnittl. tägl.		x Monat	Absolutes monatl.		Amplitude °C
	MAX	MIN (°C)		MAX	MIN (°C)	
Mai	8,7	2,7	5,7	23,4	-8,0	31,4
Juni	12,2	6,1	9,2	25,8	-4,0	29,8
Juli	13,7	7,8	10,8	27,5	-0,6	28,1
Aug	13,9	8,0	11,0	26,7	-0,6	27,3
Sept	11,7	6,1	8,9	26,6	-5,9	32,5
Okt	8,4	2,8	5,6	19,4	-10,3	29,7
JAHR	6,2	0,7	3,4	27,5	-29,1	56,6

Tab. 3 : Lufttemperaturen der Station Feuerkogel (1618m) in der Periode 1954 - 1980

### 3.4 Schneesverhältnisse

Bei gleicher Höhenlage von 2000m dauert in den Hohen Tauern aufgrund des geschilderten „Hitzeeffektes“ in Pkt. 3. 3 die geschlossene Winterdecke deutlich kürzer (rd. 180 Tage) und damit die Wachstumszeit wesentlich länger als z.B. im Toten Gebirge, wo in dieser Höhenlage mit einer etwa 2 Monate längeren Winterdeckendauer (ca. 240 Tagen) zu rechnen ist.

Im sehr schneereichen Plateaubereich (1500 - 1800 m) liegt im Schnitt mindestens ein halbes Jahr eine geschlossene Winterdecke. Diese beginnt im langjährigen Mittel Anfang November und hält bis Ende Mai/ Anfang Juni an, das Ende tritt damit gegenüber dem gesamtösterreichischen Mittel im Nordalpenbereich um 2 Wochen später ein. Der Jahresgang der langjährigen mittleren und maximalen monatlichen Schneehöhen am Feuerkogel und Altausseer Salzberg ist aus Abb. 2 ersichtlich.

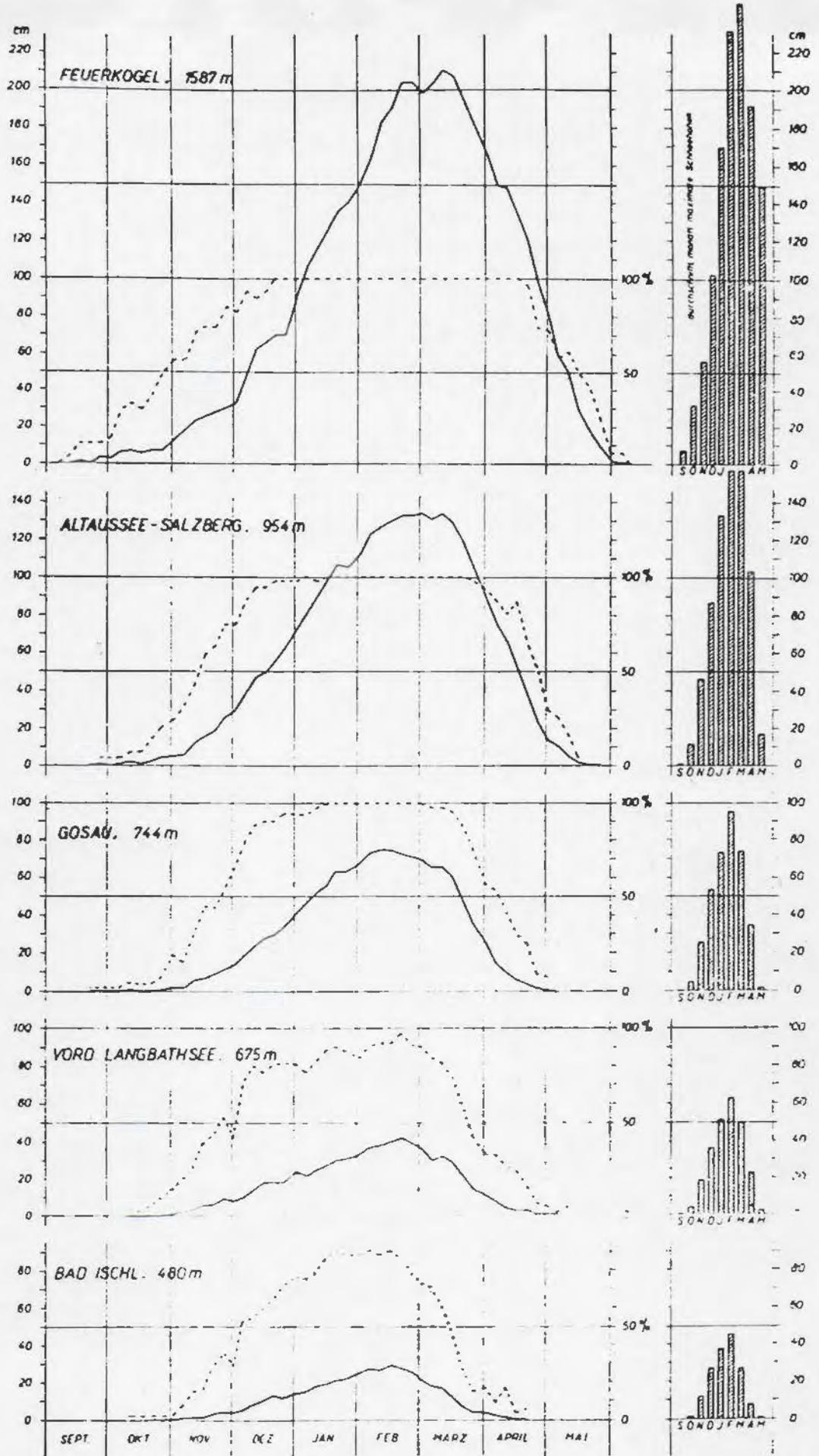


Abb. 2: Jahrgang der Schneehöhen (—) und der prozentuellen Schneewahrscheinlichkeit (...) im Salzkammergut in verschiedenen Höhenlagen.

Man kann davon ausgehen, daß im schneereicheren Toten Gebirge alljährlich mittlere Schneehöhen von meist über 2,5 Metern auftreten, selten Minima um 1,5 Meter in sehr schneearmen Wintern. Extremwerte bewegen sich zwischen 3 und 4 Metern Schneehöhe in schneereichen Jahren, diese treten meist im Spätwinter in den Monaten März bis April auf.

Am Nordabfall (1500-700m) setzt mit abnehmender Meereshöhe eine geschlossene Winterdecke je 100 Höhenmeter um eine halbe Woche später ein und taut in der Regel um eine Woche früher auf. Für 1000 Meter Meereshöhe (Hochpfadgebiet) kann als Beginn daher das letzte Novemberdrittel und als Ende Mitte April angenommen werden. In abgeschirmten Schattenlagen der Hochkaren konnte der Verfasser durch bedeutenden Schneeverfrachtungen jedoch ein deutlich positive Abweichung von dieser Faustregel feststellen. So liegt in vielen Freiflächen des kesselförmigen, relativ weiten Nesseltalkarls (1050m) eine geschlossene Schneedecke bis Ende April, im Hochwaldbereich und auf Sonnehängen und Schuttflächen als bevorzugte Wildmassierungsgebiete hingegen um 2-3 Wochen kürzer. Im schneereichen, engen Hochkar der Grünbergalm (1300m) konnte eine geschlossene Winterdecke durch entsprechende Ursachen oft über das erste Maidrittel hinaus beobachtet werden.

### 3.7 Auswirkungen des Lokalklimas auf die Wald- und Baumgrenze

Durch die rauhere und bewölkungsreichere Lage des nördlichen Toten Gebirges liegt hier die Wald- und Baumgrenze bedeutend niedriger (1600/1700m bzw. 1750/1850m) als beispielsweise auf der 15 km südlich davon gelegenen, etwas niederschlagsärmeren, strahlungsreicheren Hochfläche "am Stein" im östlichen Dachsteingebiet (1700/1850m bzw. 1900/2000m), wie der Autor durch vergleichende Geländebegehungen feststellen konnte. Dabei wirkt sich die größere Massenerhebung des Dachsteinplateaus zusätzlich positiv für das Baumwachstum an der oberen Verbreitungsgrenze aus, die im Vergleich zum nordöstlich vorgelagerten Toten Gebirge eine Anhebung der Isothermen (Linien gleicher Temperatur) und damit eine verlängerte Wachstumszeit bei gleicher Höhenlage ermöglicht.

Auf den am äußerten Nordrand der Alpen gelegenen, windausgesetzten, niedrigeren Hochflächen des Hölleengebirges und des westlichen Toten Gebirges (insbes. Nordabfall) ist der ausschlaggebenden Faktoren für die deutlich tiefere Nadelwaldgrenze die stärkere Bewindung gekoppelt mit geringerer Sonnenscheindauer im Sommer (Abb. ). Am extremsten sind dabei die Verhältnisse am vom Hölleengebirge abgetrennten, 5 km nach Norden verschobenen Traunstein (isolierter Inselberg-1691m), bei dem auf seinen prallen Westhängen die Waldgrenze nur bei 1300m liegt, und von Fichtenrotten mit typischen "Windfahnen" gebildet wird (Abb. ).

### 3.5 Beginn, Dauer und Ende von Temperaturschwellenwerten; Wachstum

In Tabelle 4 und 5 sind aus den Mitteltemperaturen (1881 - 1930) in verschiedenen Höhenstufen des Traungebietes Beginn, Ende und Dauer von Temperaturschwellenwerten abgeleitet (nach LAUSCHER- ( )). Biologisch wichtig sind Beginn, Ende und Dauer der 5°C - und 10°C Temperaturen, da diese Werte in etwa die Vegetationszeit umreißen.

Seehöhe (m)	Beginn	Ende	Dauer (Tage)
500	30.3	1.11	216
1000	16.4	23.10	190
1500	6.5	9.10	156
1750	20.5	26.9	129
2000	3.6	13.9	102

Tab. 4: 5°C - Temperaturschwellenwerte im Traungebiet (1881 - 1930)

Unter Vegetationszeit versteht man diejenige Zeitspanne, die mit dem Beginn der Wachstumserscheinungen (Austreiben von Blatt- und Blütenknospen) einsetzt und bis zum Ende der Assimilation (Kohlehydratbildung) bei beginnender Laubverfärbung bzw. bis zum Laubfall (Verdorren) andauert.

Eine exaktere Erfassung der Wachstumszeit wäre nur über die Tagesmittel etwa über 8°C (HARTMANN u. SCHELLE 1970) möglich, da die oben erwähnten, sehr gebräuchlichen Schwellenwerte für die Pflanzen größtenteils zu lange bzw. zu kurze Zeiträume angeben.

Seehöhe (m)	Beginn	Ende	Dauer (Tage)
500	2.5	3.10	154
1000	20.5	22.9	125
1500	23.6	28.8	66

Tab. 5: 10°C - Temperaturschwellenwerte im Traungebiet (1881 - 1930)

Als Beispiel dienen die Untersuchungen von ROSENKRANZ (1932) an Rotbuchen in Niederösterreich, bei denen die Laubentwicklung im Mittel um 1 +/- 1,2 Tage nach Erreichung eines Tagesmittels von 8°C einsetzt. In niederschlagsreicheren Gebieten ist dabei

eine Verfrühung des Laubentwicklungszeitpunktes zu erwarten. In rund 90% der untersuchten Fälle erfolgt der Laubfall der Buche 3-10 Tage nach dem Absinken einer Tagesmitteltemperatur unter 5°C und nur in den restlichen 10% der Fälle bis 6 Tage oberhalb dieser Temperatur.

Der Wachstumsbeginn setzt mit zunehmender Höhenlage verspätet ein, dieser Nachteil wird durch die mit der Höhe sich **verstärkte Wachstumsschnelligkeit** ausgeglichen bzw. großteils wieder wettgemacht. In Tabelle 6 wird die Wachstumsdauer für weidereifes Futter in Abhängigkeit von der Höhenlage dargestellt:

Seehöhe m	400	800	1200	1400	1600	1800	2000
Dauer (Tage)	45	39	32	27	23	17	14

Mit der Höhenmäßigen Abnahme der Vegetationszeit geht die "Gesamtfutterleistung" jedoch um etwa 10% je 250m Höhenzunahme zurück.

### 3.5.1 Auswirkungen des Lokalklimas auf das Baumwachstum an der Waldgrenze

Stoffgewinn = Holzzuwachs am Baum entsteht aus dem Überschuß der Photosynthese über die baumeigene Atmung (Verbrennung von O<sub>2</sub>). Beide Vorgänge laufen mit abnehmender Temperatur verlangsamt und mit immer schlechterer Ausbeute ab, sodaß hier dem Wachstum, das ja ein energieaufwendiger, chemischer Aufbauprozess ist, eine natürliche Grenze gesetzt ist.

Das Optimum des Stoffwechsels liegt bei Zirbe zwischen 10 und 15°C, die CO<sub>2</sub>-Aufnahme ist erst durch das Ausfrieren des Wassers bei -4°C nicht mehr möglich. Wenn man die Klimafaktoren an der Waldgrenze mißt, so kommt als grobe Faustregel heraus, daß ein Baum mindestens 100 relativ "warme" Tage (Tagestemperaturmittel über 5°C) braucht, um eine positive Stoffbilanz zu erzielen, damit ein - wenn auch langsames - Wachstum ermöglicht wird. REISIGL ( ). Bei dieser Behauptung sind zunächst aber alle anderen lebensbegrenzenden Wirkungen (Produktionszeit, Frost, Wind, Wasser...) auf den Einzelbaum außer Betracht gelassen.

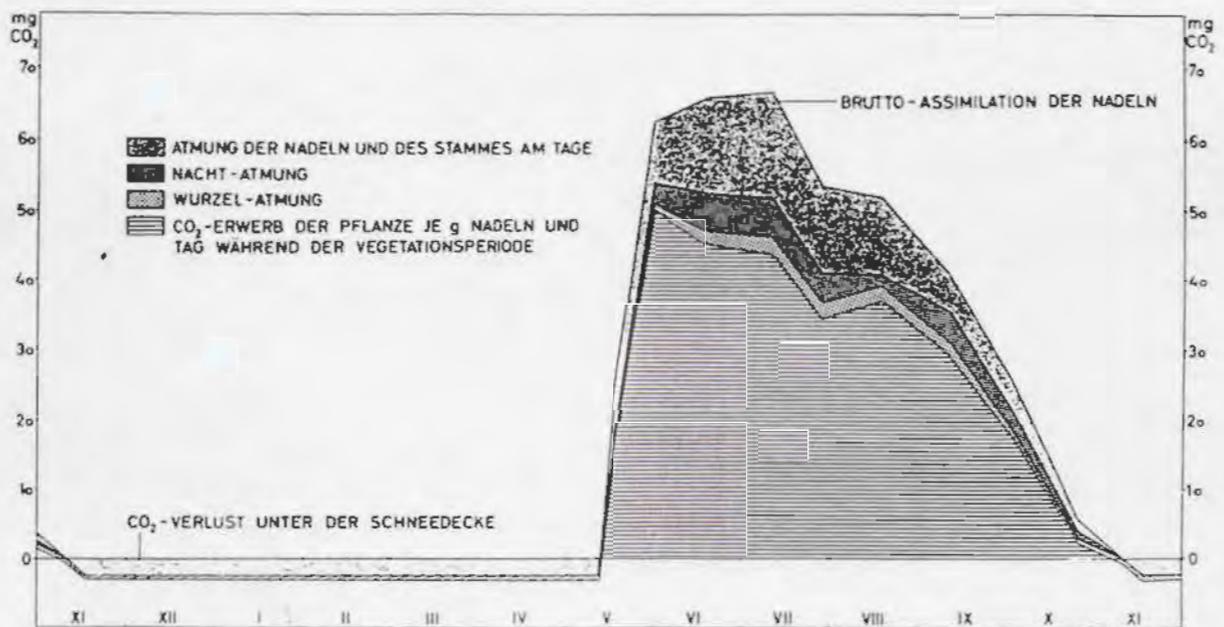


Abb. 142: Jahresgang der CO<sub>2</sub>-Bilanz von Jungzirben. Ein Teil des durch Brutto-Assimilation aufgenommenen Kohlendoxyds geht durch Atmung der oberirdischen Teile und der Wurzeln sofort, sowie durch Atmung in den Nächten verloren. Der CO<sub>2</sub>-Erwerb der Pflanzen während der Vegetationsperiode wird im Winter durch Atmung der ganzen Pflanze unter der Schneedecke geschmälert. Aus TRANQUILLINI 1959, Planta Bd. 54

Abb. 8: Jahresgang der CO<sub>2</sub>-Bilanz von Jungzirben - Aus TRANQUILLINI 1959, - ( )

Ab einer gewissen Höhenlage, die nach Hangrichtung, Neigung, Windausgesetztheit und anderen Standortsfaktoren gewissen Schwankungen unterliegt, reicht die örtliche Wachstumszeit nicht mehr aus, um die neugebildeten Triebe, Knospen, Nadeln und Samen eines Baumes voll ausreifen zu lassen. Wachstumsbegrenzend ist auch die Verkürzung der nutzbaren Produktionszeit (=Wachstumszeit) auf ein für jede Baumart kennzeichnendes Mindestmaß (Zirbe etwa 6 Monate, Lärche etwa 4 Monate). Kürzere Produktionszeit wird dabei durch höhere (Wachstums-) Leistung ausgeglichen.

Die größte Gefahr für Nadelbäume an ihrer oberen Verbreitungsgrenze stellt aber das Vertrocknen von Baumteilen, die über die Schneedecke ragen, dar. Bei gefrorenen Boden und durch zwangsläufige Verdunstung aus den Nadeln (Wind!) können die erlittenen Wasserverluste nicht mehr aus den Stammreserven ersetzt werden. Nadeln und Triebe sterben durch "Frosttrocknis" ab. Dabei sind naturgemäß Jungbäume mit kleinerem Holzkörper (geringere Stammreserven) im Vergleich zu älteren Bäumen mit größeren Stammdurchmessern stärker betroffen.

## Vorgeschichtliche Almweidenutzung

Altsteinzeitliche Darstellungen in spanischen und französischen Höhlen (z.B. Altamira u. Lascaux)<sup>1</sup> bieten erste Anhaltspunkte auf das urzeitliche Aussehen von Rindern und Rückschlüsse auf die Zähmung und allmähliche Umwandlung von Wildtieren in Hausrinder. Sie dürfte im 7. Jahrtausend vor Chr. erfolgt sein, während der Übergangsphase zur sesshaften Lebensweise des Menschen. Der Fund des über 5000 Jahre alten "Eis-Mannes vom Hauslabjoch" (Abb. 1) und seiner Jagdutensilien (Pfeil, Köcher, kupfernes Randleistenbeil) gibt Aufschluß über den vorübergehenden Aufenthalt jener Menschen in großen Höhen<sup>2</sup>. Damals herrschten bekanntlich wesentlich mildere klimatische Bedingungen, in höheren Lagen waren im Gegensatz zu heute noch Dauersiedlungen des Menschen möglich. Alte Volkssagen und Mythen aus allen Regionen der Alpen berichten uns von unter Gletschern begrabenen Almen (z.B. "übergossene- u. verfluchte Almen") und verschwundenen Hochlagensiedlungen. Es sind dies Erinnerungen an vergangene Zeiten, als das Eis noch nicht die Jöcher und Hochalmen bedeckte. Die Realität des Eismannes bestätigte älteste Überlieferungen des Gebirgsvolkes in eindrucksvoller Weise.



Abb. 1: Fundort des "Homo Tyrolensis = Similaunmann, Ötzi" auf 3200 m am 21. 9. 1991 - G. Haid

Während der Jungsteinzeit siedelten sich Menschen im Alpenraum an, betrieben dort Salz- und Kupferbergbau und überwandten bereits das große Hindernis des Alpenhauptkammes über

<sup>1</sup>) **Baumann, H.:** Die Höhlen der Großen Jäger, Reutlingen 1953, Innenseite

<sup>2</sup>) **Haid, H.:** Mythos und Kult in den Alpen, 2. erweiterte Auflage, Wien 1992

geeignete Pässe. Zur Versorgung der im Bergbau arbeitenden Menschen muß bereits eine intensive Viehwirtschaft bestanden haben, den der Getreideanbau in den vernässten Tallagen (Überschwemmungsgebiet der Flüsse, Moore) kann allein nicht ausgereicht haben. Die weitere Entwicklung des Bergbaues in der Bronze- und Eisenzeit hatte wegen des steigenden Holzbedarfes schon deutliche Auswirkungen auf die Hochlagenwälder. In der näheren Umgebung von Bergbausiedlungen wie z.B am Hallstätter Salzberg entstanden lichte Schlagflächen im Wald, die mit hoher Wahrscheinlichkeit als bald von Rindern beweidet wurden (Abb. 2).

Berichte römischer Schriftsteller aus den letzten Jahrhunderten vor der Zeitenwende über das Königreich Noricum lassen bereits auf eine blühende Almwirtschaft im Alpenraum schließen. Die Rinder der Alpenbewohner beschrieben sie als „klein von Gestalt, ohne Schönheit und Schmuck der Stirn, aber mit großem Milchreichtum ausgestattet“<sup>3</sup>. Die Besetzung des keltischen Alpenlandes durch die Römer 15. v. Chr gelang nahezu kampflos. Die ansässige keltische Bevölkerung hatte an die römischen Herrschaften Zins in Form von Käse und anderen Naturprodukten zu entrichten.

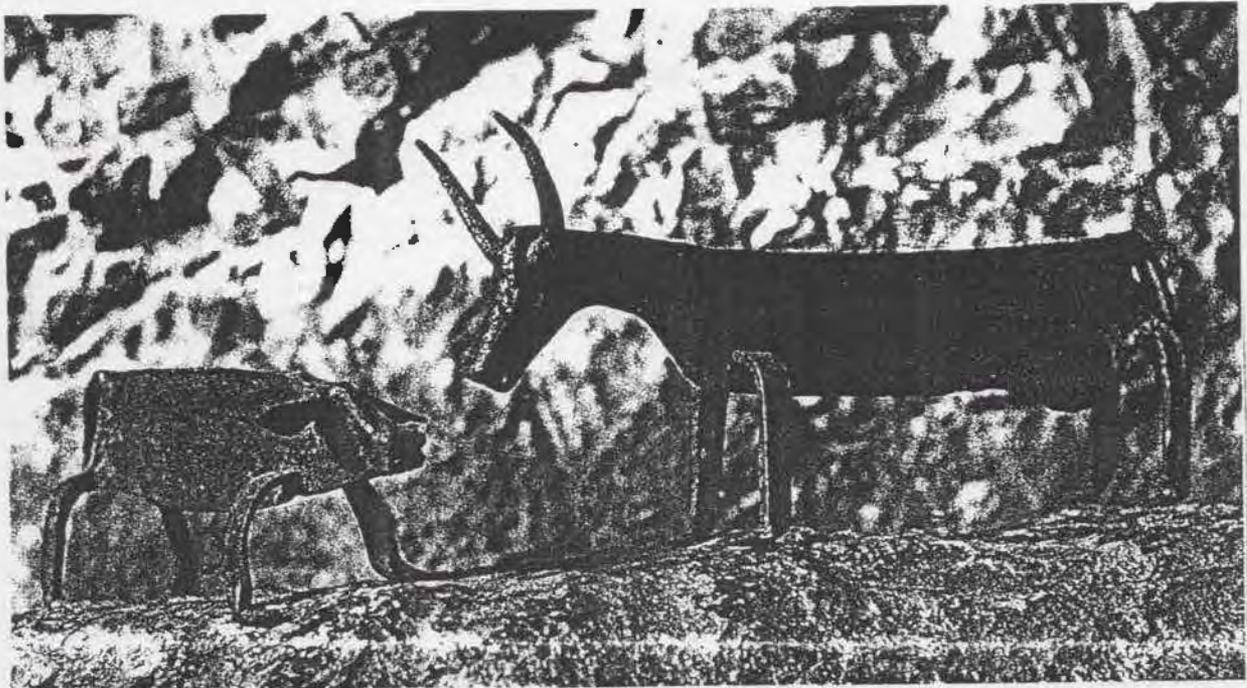


Abb. 2: Rinder aus der Hallstattzeit - Opfertiere aus dem Gräberfeld, Museum Hallstatt; W. Pfarl

Nach der römischen Besatzungszeit (476 n. Chr.) blieben über Jahrhunderte hinweg keltische Bezeichnungen oder römische Lehnwörter für Almen und Almgeräte in Verwendung

<sup>3</sup>) **Anonymus:** Geschichtlicher Rückblick auf die Almwirtschaft in Bayern, in: Schutz dem Bergwald. Bayerisches Staatsministerium f. Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, München 1972

(z.B. wallisisch Formagin = Käseläibchen). Sie lassen auf eine ungebrochene Weiterbewirtschaftung schließen<sup>4</sup>. Die romanischen Namen für Almhütte casura und tegia sind in Westösterreich zu Kaser und Taje geworden, ebenso sind die romanischen Namen für einige Almkräuter wie z.B. Speik (rom. Spica), Betonie (rom. Betonica) oder Madaun (Montanum) erhalten geblieben<sup>5</sup>.

So fanden die später einwandernden Slawen - und nach ihnen - vordringende Bayern und Alemannen, bereits eine hochentwickelte Almwirtschaft vor<sup>6</sup>. Über den Ostgotenkönig Theodorich (493-526 n. Chr.) ist bekannt, daß er bezugnehmend auf die Noriker Gesetze über deren Viehandel erließ, worin er ihnen erlaubte, ihre kleinen Ochsen mit den größeren Tieren der Alemannen zu vertauschen, da die alemannischen Ochsen zur Arbeit weniger geschickt, aber zur Zucht tauglich waren<sup>7</sup>.

Erste Hinweise für menschliche Aktivitäten im Gebirgsbereich des Salzkammergutes geben Einzelfunde aus der Bronzezeit: So beim Almsee (Bronzelappenbeil am Edlerkogel-1912m), am Schafberg (Lanzenspitze), bei der Schiffaualm (B. Ischl -Sperrspitze - Abb. 3), im Ischler Rettenbachtal (Lochaxt - Abb. 3), auf der Hochfläche des Toten Gebirges am Südostufer des Wildensees (Spiralfibel)<sup>8</sup>; vorallem aber am Dachsteinplateau (Lanzenspitze am Ochsenkogel, Bronzeschwert am Däumelkogel, Bronzeaxt bei der Tropfwand<sup>9</sup>; Lappenbeil auf der Lahnfried- und Königreichalm, Bronzeschwert am Weg zur Handleralm<sup>10</sup> und Rasselalm<sup>11</sup> (Aussee-Bad Mitterndorf), gehäuft hingegen im Bereich des Hallstätter Salzberges (Abb. 16-20)

Es kann sich dabei nicht nur um verlorengegangene Gegenstände im Bereich von Säumerwegen aus dem Hallstätter Bereich über das Hochgebirge ins Ennstal handeln („Verkehrsfunde“), vielmehr sind F. Morton und nachfolgende Urgeschichtsforscher überzeugt, daß insbesondere verlustig gegangene Bronzeäxte im Gebirgsbereich nicht so sehr als Jagdwaffen, mit hoher Wahrscheinlichkeit aber als Werkzeuge anzusprechen sind, die erste Belegstücke einer urzeitlichen Almwirtschaft im Salzkammergut darstellen.

<sup>4</sup>) Zwittkovits, F.: Die Almen Österreichs, Kap. Kurzer hist. Abriss, Zillinggsdorf N.Ö. 1974, S. 50

<sup>5</sup>) Werner, P.: Almen - Bäuerliches Wirtschaften in der Gebirgsregion; München 1981, S. 201

<sup>6</sup>) Senft, H. u. W.: Unsere Almen, Graz 1986, S. 23

<sup>7</sup>) Kanzler, G.: Ischls Chronik-Band II, Von den Anfängen bis 1881, Ischler Wochenrundschaue 1983, S. 19

<sup>8</sup>) Schollmayer, E.: Wirtschaftsgeschichtliche Rückblicke auf die prähistorische und römische Epoche im steiermärkischen Salzkammergute, Zeitschrift d. steierm. Forstvereines, 22. Jg., Graz 1905, S. 27

<sup>9</sup>) Morton, F.: Hallstatt und die Hallstattzeit, Verlag des Musealvereines in Hallstatt, Hallstatt 1953, S.25

<sup>10</sup>) Abrahamzik, W.: Die Almen und Wälder im steirischen Teil des Dachsteinstockes; Centralblatt für das gesamte Forstwesen, Jahrgang. 79, Heft 1-2, Wien 1962, S.22

<sup>11</sup>) Morton, F.: Salzkammergut - die Vorgeschichte einer berühmten Landschaft; Verlag des Musealvereines in Hallstatt, Hallstatt 1956 - 2. Ausgabe 1984, S.28

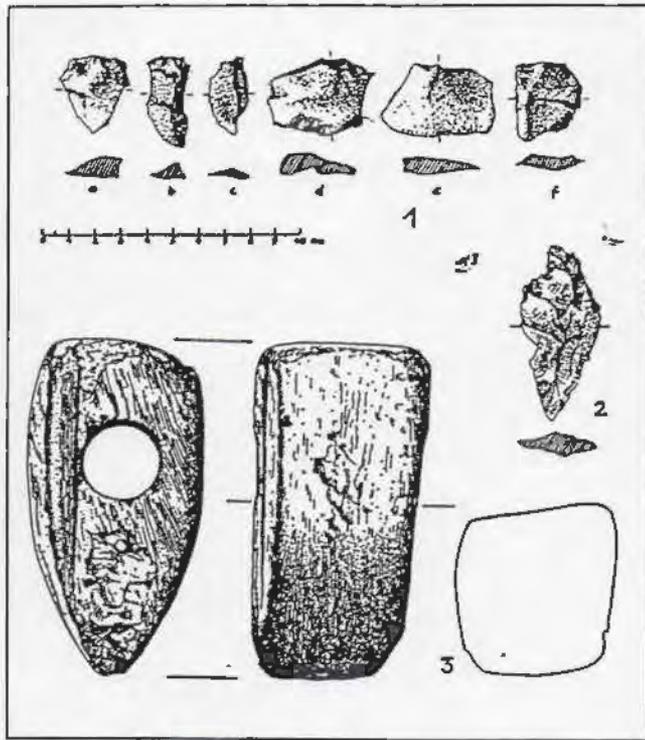


Abb. : Meso- und neolithische Funde aus Ischl.  
 1. Funde vom Abri Scheichl bei Roith Nr. 7, 2. Hornsteinspitze  
 von der Schöffau-Alm, 3. Steinbeil von der Fludergrabenalm im  
 Rettenbachgraben.



Abb.3: Jungsteinzeitliche Funde aus dem  
 Gmundner Bezirk

Flint- und Lochsteine



Abb. : Jungsteinzeitliche Funde aus dem Gmundner Bezirk.



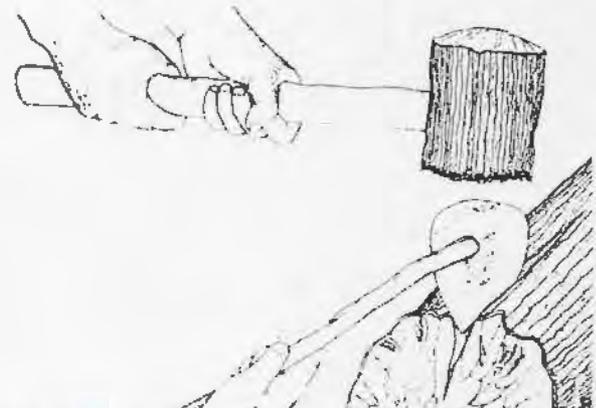
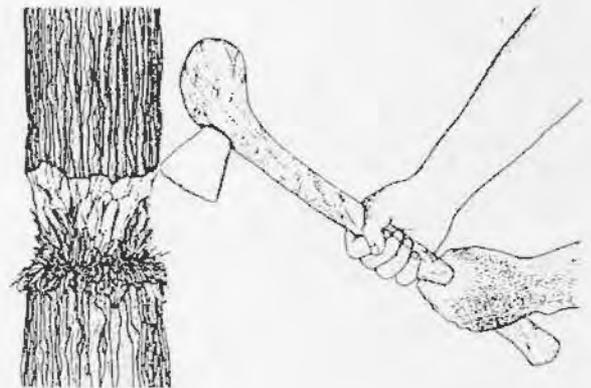
Schäftung eines Flachbeiles mit Zwischenhülse



Geschäftete Dolchhülse



Schäftung eines Lanzenkopfes

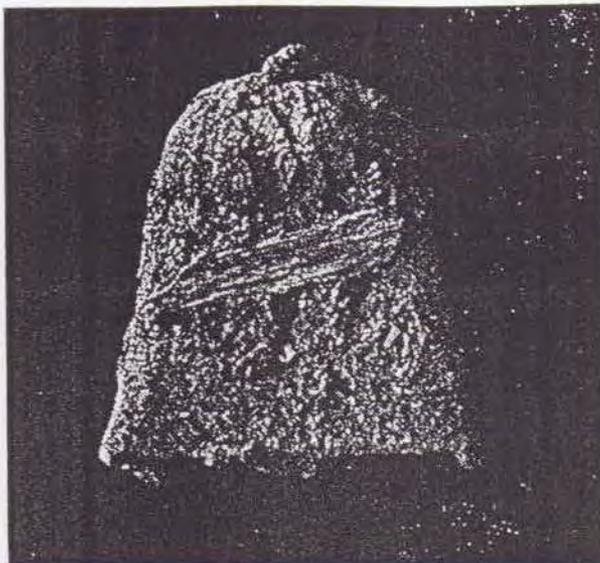


Übers. E. Allen über Mautes mit einem geschäfteten Flachbeil - einen Köhler eines Stammes mittels  
 einer Seile des Entwickels. Neolithische Zeichnung M. J. J. J.

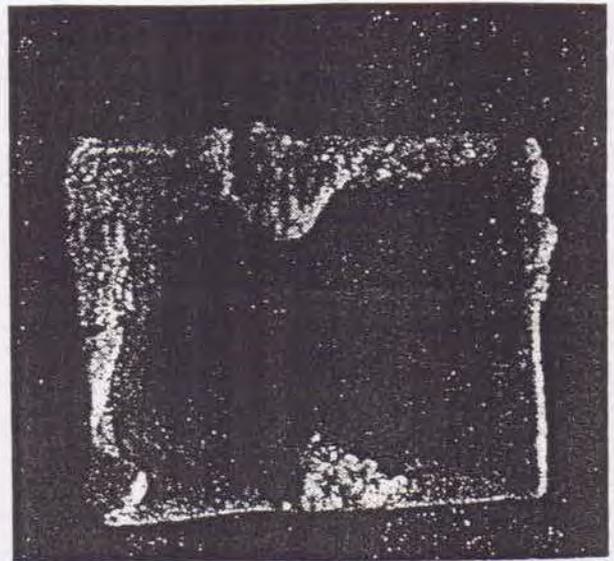
Abb. : Jungsteinzeitliche Beile und Dolche

Professor Kral<sup>12</sup> verwies im Rahmen seiner pollenanalytischen Forschungen am Dachsteinplateau auf ein gehäuftes Auftreten von Weidezeigern wie Ampfer und Wegerich von 2400 bis 1500 v. Chr. im Gjaidalmmoor hin und brachte dies mit einer ersten Rodung des subalpinen Fichten-Zirbenwaldes im Bereich der begrünten Karstdoline zur Weideflächenerweiterung in Verbindung.

Ebenso gab es beim salzburgischen Kupferbergbau am Mitterberg und auf der Kelchalpe den Nachweis, daß der Mensch hier bereits Rinder und Schweine bis in eine Höhenlage von 1800m mitnahm<sup>9</sup>. Der Fund zweier römerzeitlicher Almglocken bei Hallstatt steht für Morton<sup>13</sup> als weiteres Zeugnis, daß um Christi Geburt in unserem Raum Almwirtschaft betrieben wurde (Abb. 7 u. 8). Die Funde zweier prähistorischer Holzhausreste am Hallstätter Salzberg (1877 u. 1939 - Abb. 9 u 10) zeigten nach Rekonstruktionen eine überraschende Ähnlichkeit mit dem ältern Typus der Almhütten im inneren Salzkammergut<sup>14</sup>. Die damaligen Behausungen in den Hochlagen sahen im wesentlichen so aus wie die einstöckigen Almhütten ("Hohe Hittn") mit ebenerdigen Viehstall und seitlichem Aufgang zu Feuerraum und Kaser (Abb. 11 - 14).



*Bild .. Römische Almglocke.  
Seitenansicht mit angesintertem Span.*

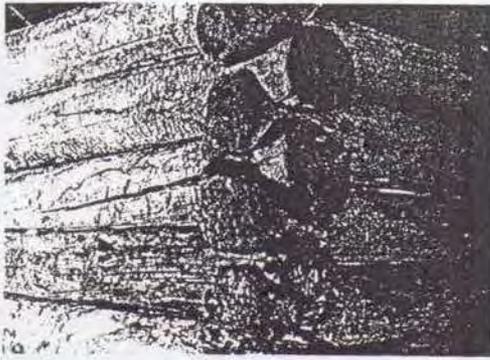


*Bild .. Almglocke.  
Blick auf den Schallbecher mit den  
noch nicht entfernten Gußresten.*

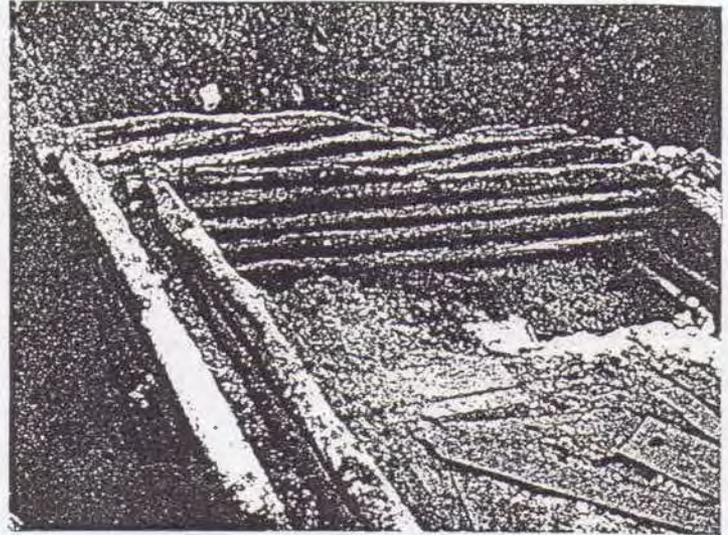
<sup>12</sup>) **Kral, F.:** Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Dachsteins; Habilitationsschrift an der Universität für Bodenkultur, Wien 1971

<sup>13</sup>) **Morton, F.:** Über eine unfertige römische Almglocke aus Hallstatt, Jahrbuch d. O.Ö. Musealvereines, 104. Jg.; Linz 1959, S. 283

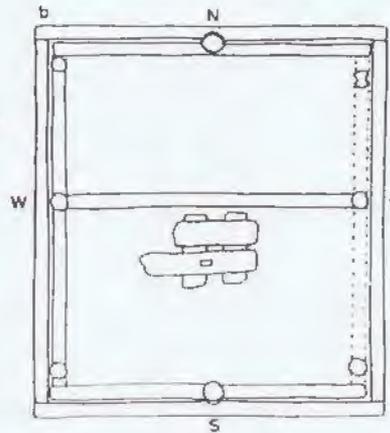
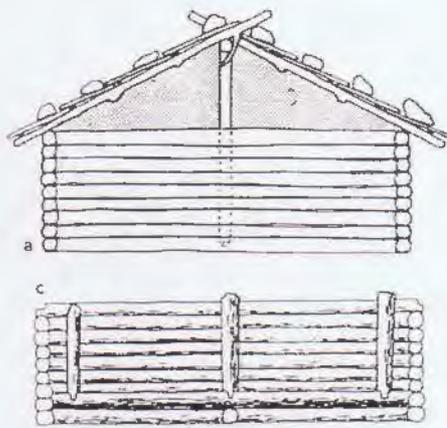
<sup>14</sup>) **Lipp, F. C.:** Hallstattblockhaus und Dachstein-Almhütten, Archacologia Austriaca Beiheft 13 - Festschrift für Richard Pittioni zum 70. Geb., Bd. I - Urgeschichte, Wien 1976, S. 625



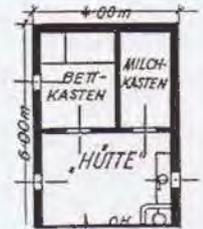
Die Reste eines hallstattzeitlichen Blockhauses.



Das 1939 auf dem Hallstätter Salzberge freigelegte, aus der frühen La-Tène stammende Blockhaus mit dem Umgange



GRUNDRISS DES OBERGESCHOSSES EINER AUSSEER ÜBEREINANDHÜTTE. ANGSTWIASEN, SCHIASSLHÜTTE.



AUSSEN RUNDHOLZWÄNDE MIT LANGSCHINDELN ODER BRETTERN SENKRECHT VERSCHALT, INNEN BLOCKWÄNDE, ERDGESCHOSS - STALL, KIADA\* GENANNT, OHNE BARN, VIEHUNTERSTAND.



FEUERHÜTTE = VIEHFÜTTER KOCHEN, AUCH KASEN.

Abb. Rekonstruktion des Blockhauses von Hallstatt.  
(a): Vorderansicht von Süden (Aufriß)  
(b): Grundriß nach I. Engel (nach F. v. Hochstetter).

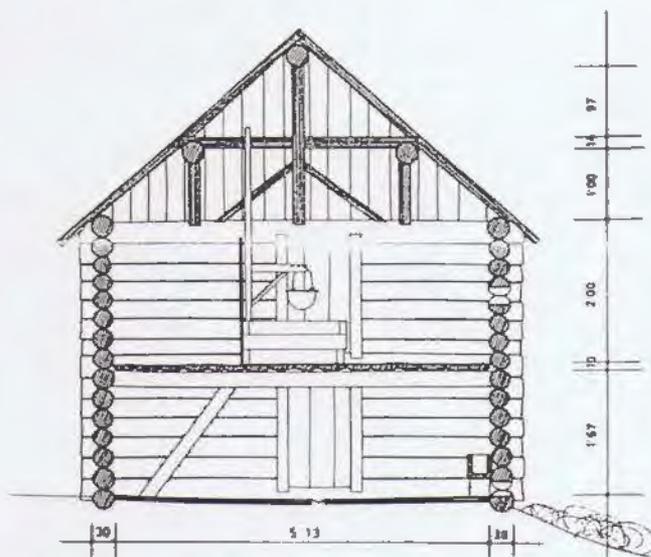


Abb. „Hohe Hütte“, Schnitt, Klausalm bei Hallstatt über dem Echerntal. Zu beachten: Firstständer, zentraler Herd, Leiter in den Stall (Unterstock). Aufn. von G. Dimt, 1975.

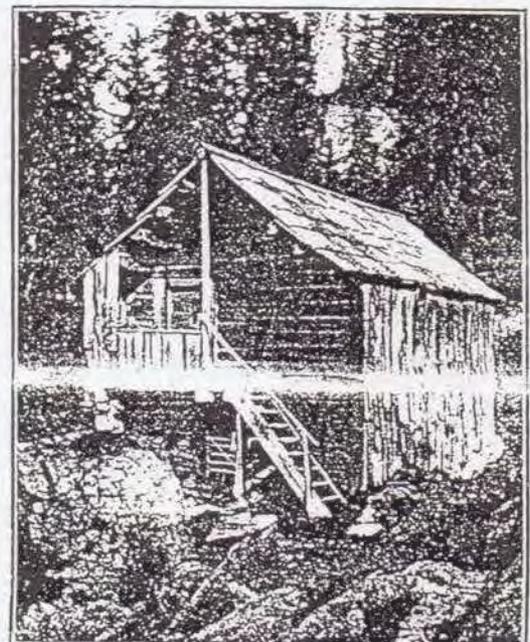


Abb. Hohe Hütte, Echerntal.  
Rekonstruktion von Klausmann Echerntal.

Erhärten werden diese Ansichten durch aufgefundene vorgeschichtliche Steinruinen auf der Alpe Zommerstalden und „Heidenhüttli“ in der Schweiz<sup>15</sup>, insbesondere aber durch erst kürzlich gewonnene Erkenntnisse nach Grabungen auf der 2000m hoch gelegenen Lackenmoosalm (Abb. 15) im zentralen Dachsteinplateau<sup>16</sup>. Hier wurden 5 bronzezeitliche Fundamentreste von Gebäuden, Knochen junger Haustiere und Keramikscheiben freigelegt.



*Almgrabung Lackmoos-Alm. Hinweis auf eine Besiedelung der Dachstein-Hochfläche in der Bronzezeit.*

Auch der berühmte Urzeitforscher R. Pittioni hielt bereits 1931 etwas vorsichtig formuliert fest: „Aufgrund dieser Zeugnisse...wäre Almwirtschaft im eigentlichen Sinne des Wortes für die 2. Hälfte des letzten vorchristlichen Jahrtausends mit einiger Wahrscheinlichkeit anzunehmen“<sup>17</sup>

Der sicherste Beweis für die vorgeschichtliche Nutzung vieler Hochweiden ergibt sich vor allem aus den vordeutschen Namen mancher Almen in hochgelegenen Talschlüssen, von denen einige sogar in vorrömische Zeit zurückreichen (z.B. hinteres Zillertal: Igente, Tulfer, Kaunz, Zams, Tux)<sup>18</sup>. Romanische Almnamen finden sich heute noch in großer Zahl in Westtirol und Vorarlberg so z.B. im Stanzertal (Almejur, Gampernun, Malfon, Verwall, etc.).

So kann nach eingehender Analyse auch für das Salzkammergut bereits eine prähistorische Nutzung der Hochlagen zur Rinderweide, ausgehend von Orten mit von Natur aus geringer oder fehlender Bewaldung\*, mit hoher Wahrscheinlichkeit angenommen werden !

<sup>15</sup>) Lukan, K.: Alpenwanderungen in der Urzeit, Wien 1965, S. 18

<sup>16</sup>) Mandl, F.; Neumann: Dachstein-Die Lackenmoosalm; Mitt. d. Anisa, 11. Jg, H. ½, Liezen 1990, 224 S.

<sup>17</sup>) Pittioni, R.: Urzeitliche Almwirtschaft; Mitt. d. Geographischen Gesellschaft, Bd. 74, Wien 1931, S. 113

<sup>18</sup>) Finsterwalder, K.: cit. in Werner, P.: Almen -Bäuerl. Wirtschaftsleben i. d. Alpen, München 1981, S.16

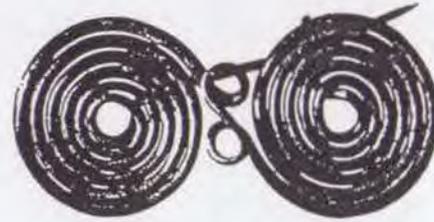
\* ) das sind natürlich auftretende alpinen Rasenflächen in länger schneebedeckten Karsthohlformen (begrünte Dolincngruben) und windausgesetzte Berglehnen (im Winter meist abgeblasene, schneefreie Gamsweiden)



Eisener Pferdeschuh aus der römischen Niederlassung von Hallstatt (Museum Hallstatt)



Lecker Bronzessel mit Kuh und Kalb als Griff ist ein einmaliger Fund vom Hallstätter Grabfelde (Naturhist. Museum, Wien)



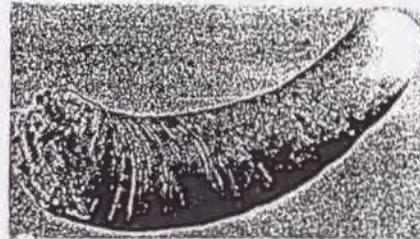
Die meisten Funde aus dem Grabfelde, wie diese Schmuckstücke, der für Hallstatt typische Stier, der Prunkkelch und die Spiralfibel, werden im Naturhistorischen Museum, Wien, aufbewahrt.



Ein Tragkorb aus Rindsfell und Leder, wie ihn der Bergmann der Hallstattzeit (800—400 v. Chr.) benutzte. Etwa 45 Kilo Salzgestein fiel in solcher Korb.



der Salzarbeiter der Hallstattzeit



Dieses Horn des bodenständigen Rindes (*Bos caurus* L. *brachyceros* Rütim.) fand sich in einer hallstattzeitlichen Salzgrube und war mit menschlichen Exkrementresten (Saubohne, Gerste, Hirse) gefüllt

(Museum Hallstatt)