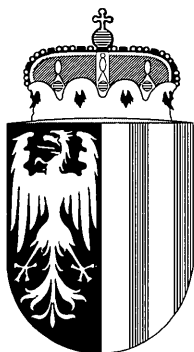


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

143. Band

1. Abhandlungen



Linz 1998

Inhaltsverzeichnis

Michael Hintermayer: Freier Adel im nördlichen und mittleren Innviertel im 12. Jahrhundert	7
Elisabeth Gruber: Das Urbar der Herrschaft Gallspach aus dem Jahr 1526	27
Alice Kaltenberger: Die Grabungen des Österreichischen Archäologischen Instituts im ehemaligen Benediktinerkloster („Schloß“) Mondsee. IV. Speisezettel	53
Hannes Ettlstorfer: Die Zisterzienserwallfahrt zur Madonna von Wenig bei Aldersbach	155
Georg Wacha: Von Heiden im Land ob der Enns	165
Hermann Kohl: Das Eiszeitalter in Oberösterreich Teil II: Die eiszeitliche Vergletscherung in OÖ.	175
Erich Eder & Werner Weißmair: Vom Himmel gefallen – Funde von Groß-Branchiopoden in Oberösterreich	391
Besprechungen	403

Bei genauerer Betrachtung können bei Großraming nördlich der Enns zwei durch ein Trockental (mit dem Sportplatz) getrennte Wälle unterschieden werden, einer über der Ausmündung des Neustiftgrabens in den Pechgraben in 450 m und ein zweiter mit Kirche und altem Ortsteil in 445m, der sich an eine durchragende Felskuppe anlehnt. Somit zeichnen sich auch hier zwei maximale Reißgletscherstände ab. Der etwa 50 m steil abfallende Erosionsrand des bei Aschau westlich Großraming ausstreichenden Trockentales weist eine ausgeprägte Deltaschichtung (mit fore- und topset beds) zum Ennstal hin auf, woraus auf eine entsprechende Gletscherschwankung geschlossen werden kann (Kohl, unveröffentl. 1979).

Aus den Lagerungsverhältnissen der Reißsedimente in dem von Weyer zum Saurüssel führenden Tal schließt v. HUSEN (I/1968 275f) auf zwei Reißvorstöße, die durch rein kalkalpine HT-Schotter aus dem Ybbstal getrennt seien. Eine kristallinreiche Grundmoräne vor dem Saurüssel führt er auf einen ersten, von ihm als Maximalreiß bezeichneten Vorstoß zurück, dessen Ende aber unbekannt ist. In einer von O. AMPFERER (1935 43) auf der HT des Kirchbichels von Weyer beobachteten Grundmoräne, die er mit dem aus Lokalmaterial bestehenden Endmoränenwall auf dem Saurüssel verbindet, sieht er einen zweiten Reißvorstoß, auf dessen Abschmelzphase er die die HT bedeckenden Schotter als lokale Einschwemmungen zurückführt.

H. NAGL (I/1972 198) leitet die über den Saurüssel führende HT des Ybbstales, auf die schon O. AMPFERER (1924) hingewiesen hat, von einem Reiß-Gletscherstand auf der Hochau bei St. Georgen am Reith ab (Abb. 67), wo diese obere, dem „Hauptreiß“ zugeordnete HT einsetzt. Aus diesen Gegebenheiten muß der Schluß gezogen werden, daß das Ende des Ybbsgletschers bei St. Georgen a. R. zeitlich weder mit dem ersten Vorstoß des Ennsgletschers (nach v. Husen) noch mit dem zweiten gleichgesetzt werden kann. Falls die angeführten Beobachtungen den Tatsachen entsprechen, wird man mit einer beachtlichen Phasenverschiebung rechnen müssen, die vom Einzugsgebiet her verständlich wäre. Es müßte demnach der erste Ennsgletscher bereits mindestens bis in den Raum Weyer zurückgeschmolzen sein, ehe der Ybbsgletscher die HT über den Saurüssel schütten konnte bzw. muß diese Schüttung bereits abgeschlossen gewesen sein, als der zweite Ennsgletschervorstoß bis zum Saurüssel erfolgt ist. Obwohl keine entsprechenden Sedimente erhalten sind, muß der reißzeitliche Ennsgletscher bei Weyer, abgesehen von dem zum Saurüssel führenden Zweig, wie aus den Talformen zu schließen ist, auch im Tal der Gafrenz bis kurz vor dem Sattel von Oberland und auch in das Tal der Breittau eingedrungen sein (v. HUSEN I/1968 276).

Abgesehen von kristallinreichen, auf die Reißvergletscherung zurückzuführenden Grundmoränenresten im Talabschnitt Altenmarkt – Hieflau und im Bereich der Talübergänge zwischen St. Gallen und Landl hat SPAUN (I/1964 160) über dieser Grundmoräne hangparallele, nur aus kalkalpinem Material bestehende Moränenrücken 3 bis 3,5 km südöstlich Altenmarkt in 550 und 630 m feststellen können, die mit v. HUSEN (I/1968 260) als spätreißzeitlich eingestuft werden.

Außer diesen spätrißzeitlichen Moränenresten gibt es im Abschnitt Hieflau – Altenmarkt zwei über dem Niveau der würmzeitlichen NT liegende Terrassenreste, die jedenfalls auf Grund ihrer Lage und Verwitterung auch aus der späteren Rißeiszeit stammen müssen. FISCHER & SPAUN (1962) stufen die untere Terrasse, obwohl 20 m über dem Niveau der bei Hieflau einsetzenden NT gelegen, in die Würmeiszeit ein, was aber neben der höheren Lage und auch der wesentlich stärkeren Verwitterung nicht zutreffen dürfte. Die Terrasse von Mooslandl (Arberberger bzw. Urbaberger) in ca 600 m ist auf Grund ihres Aufbaues (Bändertone und Deltaschüttungen im Liegendbereich (PENCK & B. I/1909 226 und SPAUN I/1964 179) eher auf einen rückschmelzenden Gletscher zurückzuführen als auf einen vorrückenden. Während die beim Gesäuseausgang einsetzende untere Terrasse (Abb. 68), die bis Kleinreifling verfolgt werden kann, mit einem spätrißzeitlichen Gletschervorstoß zusammenhängen könnte. Es dürfte hier auf Grund der Geröll- und Geschiebezusammensetzung eine starke spätrißzeitliche Vergletscherung der Gesäuseberge für die Gestaltung dieses Ennstalabschnittes eine Rolle gespielt haben, was sich auch in der Umgebung von St. Gallen abzeichnet (v. HUSEN I/1968 260f und 277). Eine spätrißzeitliche Hangbewegung beschreiben v. HUSEN & W. L. WERNECK (I/1972) auf der linken Talseite ca 3 km südlich Kleinreifling, die vorübergehend einen See aufgestaut hatte, dessen Sedimente beim Bau des KW Schönauf angetroffen wurden.

Oberhalb des Gesäuses erwähnt v. HUSEN wahrscheinliche rißzeitliche Moränenreste ca 5 km südlich Admont am Westende der Kaiserau etwa 100m über dem Niveau der obersten Würmerratika und südlich des Admonter Reichensteins in 1600–1650 m über einer Gehängebreccie, die hier auf einen rißzeitlichen Gletscherstand in 1650–1700 m schließen läßt (I/1968, 259). Keine Anhaltspunkte gibt es für die Reichweite eines rißzeitlichen Gletschers über den Schoberpaß ins Liesingtal.

Im benachbarten Ybbstal konnte H. NAGL (I/1972) einen jungrißzeitlichen Gletscherstand durch Endmoränen bei Gösting nachweisen (Abb. 67), von dem eine entsprechende Terrassenschüttung ausgeht, die unterhalb St. Georgen a. R. in die HT des Hauptrißstandes eingeschnitten ist. Bei St. Georgen setzt ein spätrißzeitlicher epigenetischer Durchbruch der Ybbs vor den neuen spätrißzeitlichen Gletschervorstoß eine größere Abschmelzphase voraus. Am Fuße des Saurüssels liegt die jüngere HT des Ybbstales in 430 m und damit etwa 20 m tiefer als die über den Saurüssel führende Schüttung. Die tiefere Terrasse folgt bereits über Opponitz-Weidhofen usw. dem heutigen Ybbstal, so daß hier der heutige Verlauf der Ybbs zwischen dem Haupt- und dem Spätriß entstanden sein muß.

Die **würmzeitliche** Vergletscherung des Ennstales war wesentlich kleiner als die der älteren Eiszeiten. Sie drang daher weniger weit in einmündende Täler ein, gab nur mehr zwischen Dachstein und Grimming über das Mittern-

dorfer Becken größere Eismengen an den Traungletscher ab und ernährte über den Pyhrnpaß vor allem den Teichlgletscher. Verstärkung erhielt der Ennsgletscher vor allem noch von den südöstlichen Ausläufern des Toten Gebirges und von der Südseite des Warschenecks. Auch Gletscher der Südseite der Haller Mauern haben noch die zum Buchauer Sattel abzweigende Zunge erreicht. Die auch in der Würmeiszeit kräftige Vergletscherung der Gesäuseberge stand nur mehr in der Enge des Gesäuses mit dem Ferngletscher in Verbindung (Abb. 70).

Abgesehen von der Eisabgabe über den Pyhrnpaß zweigte westlich Liezen über die Hochmulde von Lassing, die das Paltental erfüllende Zunge ab, wo bei Furth in etwa 800 m Endmoränen und Stausedimente das Gletscherende knapp vor dem Schoberpaß (849 m) kennzeichnen (v. HUSEN I/1968 262). Östlich Admont verzweigte sich der bis dahin noch > 4,5 km breite Ennsgletscher abermals in eine nördliche, den Buchauer Sattel (860 m) noch etwa 5 km überschreitende und eine südliche wahrscheinlich bis zum Gesäuseausgang reichende Zunge (Abb. 70).

Der Buchauer Zweig hat ein weites, von 2–3 Gruppen reichlich Ennstalkristallin führenden Endmoränenwällen umgebenes Zungenbecken hinterlassen. An der Außenseite dieser Ennsgletschermoränen sind von Norden und Osten her rein kalkalpine Moränen der Lokalvergletscherung angelagert (AMPFERER 1924, 39 f). Im Gesäuse vertritt O. AMPFERER (1935 16) die Meinung, daß der Ennsgletscher am Eindringen durch die kräftige Lokalvergletscherung der Gesäuseberge gehindert war. Dagegen treten v. HUSEN (1968 262 und 273) und SPAUN (1964 153) für ein Gletscherende am Gesäuseausgang ein, wo bei Hieflau die NT einsetzt und wo schon PENCK (P. & B. 1909 229) Moränenmaterial am Ausgang des Hartelsgraben feststellen konnte und daraus auf ein Gletscherende in diesem Bereich schloß.

Gestützt auf Vorarbeiten mehrerer Autoren hat v. HUSEN an Hand von Erratikafunden, Moränenresten und gelegentlich Eisrandbildungen (I/1968 Abb. 2 und Beilage: Quartärgeolog. Karte des Ennstales) versucht, die Eisoberfläche des würmzeitlichen Ennsgletschers zu rekonstruieren. Ausgehend von der Annahme, daß im Bereich des Mandling Passes in etwa 2000 m wahrscheinlich die Eisscheide zum Einzugsgebiet des Salzachgletscher lag, was eine Eismächtigkeit von 1200 bis 1300 m bedeutet (SENARCLENS-GRANCY, 1962, 114), wird bis in den Bereich von Gröbming dank der großen zuströmenden Eismassen aus den Schladminger Tauern und der großen Höhe des Dachsteins nur ein geringes Absinken der Eisoberfläche angenommen. Längs des Grimming, wo auf kurze Distanz ein Abfall von 1800 auf < 1600 m erfolgte, macht sich bereits der Eisabfluß zum Mitterndorfer Becken bemerkbar. Obwohl auch im östlichen Mitterndorfer Becken mit einer Eisscheide in < 1800 m zwischen Traun- und Ennsgletscher zu rechnen ist (v. HUSEN I/1968 272) und somit noch Eis dem Ennsgletscher zugeführt wurde, fällt die Ober-

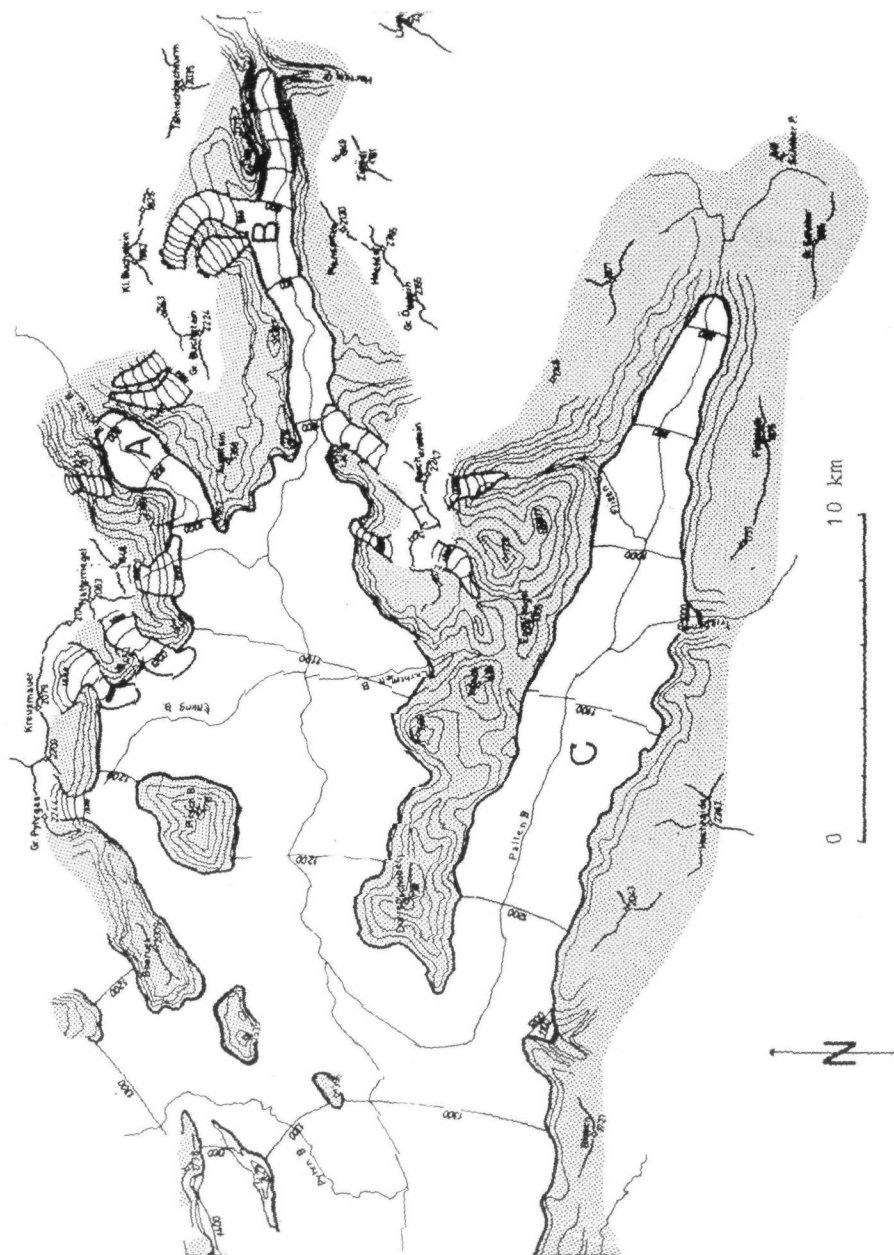


Abb. 70: Die Gletscherzweige am Ende des würmzeitlichen Ennsgletschers.
Ausschnitt aus v. HUSEN 1968. A: Buchauer Sattel, B: Gesäuse, C: Paltental.

fläche weiter rasch auf 1400 m bei Wörschach ab und erreicht bei Hall und Admont bereits 1100 m, wofür wohl die Aufspaltungen ab Liezen verantwortlich sind. Über dem Buchauer Sattel rechnet v. HUSEN (S. 271) noch mit etwa 900–1000 m und hält die von O. AMPFERER (I/1924 39) erwähnten Grundmoränenreste und Erratikafunde, nach denen dieser Autor auf eine würmzeitliche Eishöhe von > 1100 m schloß, nicht für würmzeitlich. Auch am Gesäuseeingang gibt v. HUSEN eine Eishöhe von 850–900 m (S. 262) bzw. von ca 1000 m (Karte Abb. 2) an.

Einen Einblick in die Zeit vor der großen Würmvergletscherung des steirischen Ennstales gestatten die mächtigen von würmzeitlicher Grundmoräne bedeckten Schotter der Ramsau (GBA I/1995 Bl. 127 Schladming). Sie setzen bei Pichl ein und reichen bis Weißenbach, sind mit talwärts zunehmender Mächtigkeit bis mehr als 300 m an die Gesteine der Grauwackenzone und des Mandlingzuges (Ramsaudolomit) angelagert. Sie bilden die vom Eis überformte, in zwei Niveaus gegliederte wellige Terrasse der Ramsau, die steil zum Ennstal bei Schladming abfällt und an die im Norden die mächtigen Schutthalden am Fuße der östlich des Hohen Dachsteins nach Süden vorspringenden Scheichenspitze grenzen. Die Schotter bestehen vorwiegend aus Kristallin der Niederen Tauern, sind überwiegend horizontal geschichtet und somit als reine Flußschotter zu deuten, in die fallweise grobes kalkalpines Material aus den im Norden anschließenden Schuttkegeln eingelagert ist. Östlich Pichl werden diese Schotter in 950–920 m durch einen geringmächtigen Horizont mit Feinsedimenten (Sanden, Schluffen und Tonen) gegliedert, der mehrere dünne bis in dieses Jh. noch fallweise abgebaute Schieferkoh-

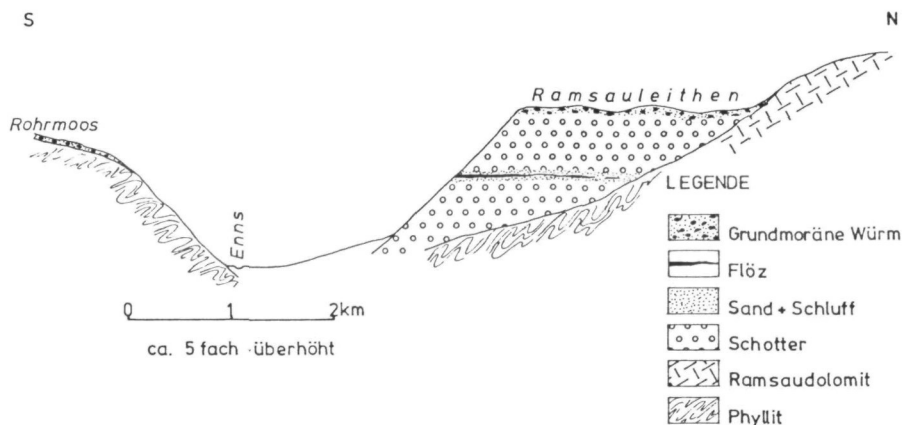


Abb. 71: Schematisches Querprofil über das Ennstal knapp westlich von Schladming.

v. HUSEN & DRAXLER 1978

lenflötzchen enthält (Abb. 71), die abermals palynologisch untersucht und datiert werden könnten (DRAXLER & v. HUSEN I/1978). Bezüglich des Alters dieser lange bekannten Kohle (BÖHM v. B. I/1885) gab es sehr unterschiedliche Auffassungen, die vom „Großen Interglazial“ (V. Zailer 1910), dem R/W-Interglazial (BRÜCKNER 1913, F. FIRBAS 1925) bis Würm-Interstadial (FIRBAS 1958, SENARCLENS-GRANCY 1962 121) reichen, was auch die oben erwähnte Untersuchung ergab. Die Pollenanalyse (1978 111) deutet auf eine waldgrenznahe Vegetationszone eines subalpinen Fichtenwaldes in der Nähe von Staunässe hin, dem ein kurzer Tannengipfel folgt. Aus dem ^{14}C -Datum von 30.700 ± 1200 v. h., VRI 542 (S. 112) ergibt sich, daß die überlagernden Schotter als Vorstoßschotter des erst damals weiter vorrückenden Würmgletschers zu deuten sind.

Die würmeiszeitliche Vergletscherung des Ybbstalbereiches blieb bereits auf die höchsten Gebirgsstöcke im Süden und Osten dieses Tales (Ötscher 1893 m, Breimauer 1489 m, Dürrenstein 1878 m, Hochkar 1808 m) beschränkt. Einen gemeinsamen Talgletscher gab es nicht mehr, wenn auch die längsten Zungen aus dem Dürrensteingebiet gerade noch bis zum Ybbstal vorstoßen konnten; die längste unter ihnen aus dem Seebachtal endete unterhalb des Lunzer Sees unweit Lunz. Mit dieser Auflösung in Lokalvergletscherung gab es auch keinen Zusammenhang mehr mit dem Eisstromnetz weiter im Westen.

Die späteiszeitliche Entwicklung im Ennstalbereich setzt mit dem Rückschmelzen des Gletschers von der inneren Endmoräne der Buchau ein. Da sich bis in den Raum von Schladming keine überzeugenden Spuren spätwürmzeitlicher Gletscherstände zeigen, muß dieser Abschmelzprozeß wie auch bei anderen Gletschern sehr rasch erfolgt sein. Die von PENCK bei Haus und auf der Ramsau erwähnten Bühlmoränen (P. & B. 1909 369 f) konnte SENARCLENS-GRANCY (1962 113) nicht bestätigen. D. v. HUSEN (I/1968 263 und 1987c 92) beschreibt Eisstaukanten in Verbindung mit Schwemmkegelschüttungen an Talausgängen am Südhang des Ennstales zwischen Schladming und Ruperting in ca 1000 m und in 800–900 m, die er auf Schüttungen gegen einen abschmelzenden Toteiskörper zurückführt. Alle jüngeren Gletscherstände der Niederen Tauern erreichten das Ennstal nicht mehr und brauchen daher hier nicht berücksichtigt werden.

Späteiszeitliche Moränenwälle finden sich auch auf der Südflanke des Dachsteinstockes. Die Geologische Karte (GBA I/1995 Bl. 127) verzeichnet solche in verschiedener Höhenlage unterhalb der Dachstein-Südwand bis zur Austriahütte und eher vereinzelt auch weiter östlich, die geologische Karte der Dachsteingruppe 1:25.000 (GANSS et al. I/1954) nicht weiter differenzierte Endmoränen am Westfuß des Gosaukammes und im Quellgebiet der Warmen Mandling. In den älteren unter ihnen vermutet v. HUSEN (1987 92) gschnitzzeitliche Vorstöße um 14.000 v. h. mit einer Schneegrenzlage um 1700 m.

Wie zahlreiche Bohrungen ergaben, weist das steirische Ennstal oberhalb des Gesäuses eine beachtliche glaziale Übertiefung auf (Abb. 68). Der feste Talboden liegt zwischen Admont und Wörschach bei > 200 m unter der heutigen Talsohle. Es liegt somit eine gewaltige Talverschüttung vor. K. BISTRITSCHAN (I/1952a) konnte im Zuge von Grundwasseruntersuchungen unter den von Stainach abwärts auftretenden ausgedehnten Moorflächen in 10–15 m Tiefe einen bis zum Gesäuseeingang reichenden Schluffhorizont nachweisen, einen weiter östlich einsetzenden in 20–25 m und ab Liezen einen dritten in 30–35 m. Diese Schluffhorizonte werden durch z. T. auskeilende Kieszwischenlagen getrennt und bilden erst unterhalb Admont einen geschlossenen Schluffkörper. BISTRITSCHAN führte diese Horizonte auf Seen zurück, die durch Bergstürze am Gesäuseeingang aufgestaut wurden. Durch die seitliche Schotterzufuhr einmündender Bäche findet sich auch gespanntes (artesischen) Grundwasser. D. v. HUSEN (I/1979 20) sieht die Ursache für den Aufstau von Seen in einer riesigen Massenbewegung, die am Gesäuseeingang nachgewiesen werden konnte. Bezüglich des Alters dieser verlandeten Seen ergaben palynologische Untersuchungen an Bohrkernen durch I. Draxler ein spätglaziales Alter. Somit ist die Aufschüttung bis zur heutigen Talsohle bereits weitgehend im Spätglazial erfolgt. Im Postglazial brachten nur noch die Weiterbildung der Moore und die Aufschüttung großer Schwemmkegel der Seitenbäche entsprechende Veränderungen.

Auf eine glaziale Übertiefung weist v. HUSEN (I/1979 17) auch im Paltental hin. Auch hier engen größere postglaziale Schwemmkegel den oberhalb Rottemann teilweise versumpften Talboden ein.

Während die *Lokalvergletscherung* vom Südabfall der im Grenzbereich Oberösterreich/Steiermark liegenden Kalkhochalpen im Würmhochglazial noch unmittelbar mit dem Ennsgletscher in Verbindung stand, blieb sie in den Gesäusebergen, von einigen kurzen zur Gesäuseschlucht abfallenden Gletschern abgesehen, davon völlig getrennt. AMPFERER (GBA I/1933 und 1935) hatte die äußersten Lokalmoränen der inzwischen fallen gelassenen „Schlußvereisung“ zugeordnet, man wird sie aber unter Berücksichtigung der dafür notwendigen Schneegrenze von etwa 1300 m mit SPAUN (I/1964 174) besser der Hauptwürmvergletscherung zuordnen müssen. Es handelt sich dabei um Gletscher, die entlang des ganzen Nordabfalls von der Tamischbachturmgruppe (2035 m) bis zur Buchsteingruppe (2224 m), je nach Einzugsbereich bis bestenfalls 700 m herabreichten und somit die Talung St. Gallen–Erbsattel–Übergang–Landl nicht mehr erreicht hatten. Im Westen drängten sie an die Endmoränen des Ennsgletscher der Buchau heran. Nur im Gesäuse muß damit gerechnet werden, daß einzelne Gletscherzungen bis zur heutigen Enns herabreichten, das gilt nördlich des Flusses vor allem für den mächtigen Gletscher aus dem Hinterwinkel der Buchsteingruppe bei Gstatteboden. Hier wird der Eindruck erweckt, daß bei Annahme eines Ennsglet-

schers im Gesäuse diese tiefe Lage der Lokalgletscher erst nach Abschmelzen des Ferngletschers erreicht werden konnte. Dabei wird eher an eine Schwankung des Hochglazials als an einen spätglazialen Wiedervorstoß zu denken sein. Auch vom Tamischbachturm herab weisen jüngere Moränenwälle auf ähnliche Verhältnisse hin. AMPFERER (I/1924 40) erwähnt auf der Nordseite drei voneinander getrennte Moränengruppen in 800–900 m, 970–1100 m und in ca 1500 m, die wohl abgesehen von der untersten auf spätglaziale Vorstöße aus der Buchsteingruppe zurückzuführen sind.

8.2 Die glazifluvialen Schüttungen der eiszeitlichen Ennsgletscher

Die **würmeiszeitliche NT-Schüttung** setzt in der Waaghochfläche bei Hieflau unmittelbar am Gesäuseausgang in > 550 m ein (Abb. 68), führt mit abnehmendem Gefälle von anfangs 7 ‰ zunächst ziemlich geschlossen bis Altenmarkt und weiter talabwärts mit Unterbrechungen bis ins Alpenvorland. Gefällsverhältnisse und Aufbau mit oben sehr grobem Korn und zahlreichen großen auch deutlich glazial bearbeiteten Blöcken abschließend, lassen in der Waaghochfläche auf das unmittelbare Ennsgletscherende am Gesäuseausgang schließen (SPAUN I/1964 172). Gewisse Unregelmäßigkeiten werden auf den Wechsel von größeren Weitungen und engen Abschnitten sowie die Einmündung größerer Nebengewässer zurückgeführt. Eine mächtige NT folgt auch dem bei Altenmarkt mündenden Billbach (Weißenbach), die aber erst kurz vor St. Gallen einsetzt, keine Verbindung mit den Endmoränen der Buchau aufweist und niveaugleich in die NT des Ennstales übergeht. Sie ist demnach vom Ennstal her zurückgestaut worden. Dieser Umstand wie auch das Fehlen einer unmittelbaren Verbindung der Hieflauer Terrasse mit Endmoränen veranlaßte AMPFERER (I/1924 41 f) zur Annahme, daß die NT älter sein müßten als die Endmoränen und nicht von diesen abzuleiten wären, eine Vorstellung die sich aber nicht durchsetzen konnte.

Bohrungen ergaben maximale Schottermächtigkeiten um etwa 100 m, wobei fallweise mit Unterlagerungen von älteren Sedimenten zu rechnen ist. Bei Hieflau reicht die junge Aufschüttung einschließlich der die NT-Schotter unterlagernden Seetone bis > 50 m, bei Altenmarkt bis > 45 m unter das heutige Ennsbett hinab. Die Enns ist stellenweise bis 80 m tief meist canyonartig eingeschnitten, wobei mehrere epigenetische Durchbrüche entstanden sind (SPAUN I/1964).

Gelegentlich treten auch tiefere Erosionsstufen auf. Im Gegensatz zu den sehr reifen verlehmtten Böden über Rißsedimenten finden sich auf der NT mehr oder weniger verbrauchte Rendsinen und Kalkbraunerden. Nur lokal vorhandene postglaziale Stufen kommen über Rendsinen nicht hinaus.

Die erhaltenen NT-Reste des Ennstales können gut den quartärgeologi-

schen Karten von v. HUSEN (I/1968 Taf. 5, I/1971 Taf. 1) entnommen werden.

Unterhalb von Altenmarkt ändert sich der Talcharakter der Enns. Im Unterschied zu den beckenartigen Weitungen oberhalb mit zusammenhängenden, immer wieder zu breiten Flächen ausgreifenden NT sind nach einer fast 2 km langen schluchtartigen Unterbrechung nur schmale immer wieder unterbrochene Terrassenreste vorwiegend rechtsseitig erhalten. Vor Kastenreith folgt abermals eine > 2,5 km lange terrassenlose Engtalstrecke. Erst weiter talabwärts sind dann zunächst bis Großraming, hier 20–25 m über der Enns, auf beiden Seiten des Tales immer wieder längere Reste der NT erhalten. Auch im Tal des Gaflenzbaches findet sich vor allem oberhalb Weyer eine fast zusammenhängende NT, mit der auch Reste am unteren Dürnbach korrespondieren und die talaufwärts allmählich auskeilen.

Nach einem abermaligen Aussetzen auf fast 2,5 km unterhalb Großraming ist zunächst mit kurzen Unterbrechungen und unterhalb der Mündung des Laussabaches dann mit langsam zunehmender Breite die NT immer geschlossener auf beiden Talseiten bis in die Umgebung von Steyr erhalten (Abb. 72).

Von Großraming ab ist die NT in zwei Niveaus mit 5–7 m Höhenunterschied gegliedert, ab Ternberg scheidet v. HUSEN (I/1971 518) eine dritte um weitere fast 5 m tiefere Stufe aus. Alle drei Niveaus können bis zum Donautal bei Enns nachgewiesen werden, wo sie gut mit den von H. KOHL (I/1968) unterschiedenen oberen und unteren NT-Niveaus und die unterste Stufe mit dem oberen Hochflutfeld (OHF) übereinstimmen. Daraus geht hervor, worauf auch v. HUSEN (I/1971 519) besonders hinweist, daß keinerlei Zusammenhang mit spätglazialen Gletscherständen bestehen kann, sondern die auffallende Stufung von der Donau ausgehen muß.

Im Vorlandbereich (Abb. 72) nördlich Steyr nimmt die NT-Schüttung bei Dietachdorf auf > 4 km Breite zu, wird dann bei Ernsthofen auf < 1,5 km eingengt bis sie sich nördlich davon trichterförmig zur Donau hin auf etwa 5,5 km erweitert.

Der glazifluviale Charakter der Enns-NT wird auch durch das gegenüber dem heutigen Fluß (vor dem Bau der KW) größere flußabwärts abnehmende Gefälle dokumentiert. Die Terrasse liegt bei Hieflau 80 m und gegen die Mündung hin nur mehr 15 m über der Enns. Im oberösterreichischen Talabschnitt liegt die Felssohle ungefähr im Niveau des heutigen Flusses. Kompliziertere Verhältnisse weist hingegen der Aufbau der Terrasse auf. Bei vorherrschender Horizontalschichtung treten gelegentlich Störungen auf, worauf v. HUSEN (1971 517) an der Laussamündung hinweist. Auch gibt es Schwankungen in der lithologischen Zusammensetzung und in den Korngrößen. Vergleicht man z. B. den Sandreichtum der NT unterhalb Hieflau mit den relativ groben Schottern im Unterlauf, so muß mit bedeutenden Grobmaterialzufuhren im Mittel- und Unterlauf gerechnet werden. Auch dazu gibt v. HUSEN einen Hinweis aus einer Analyse an der Mündung des Laussabaches, wo er

Van HUSEN - 1971

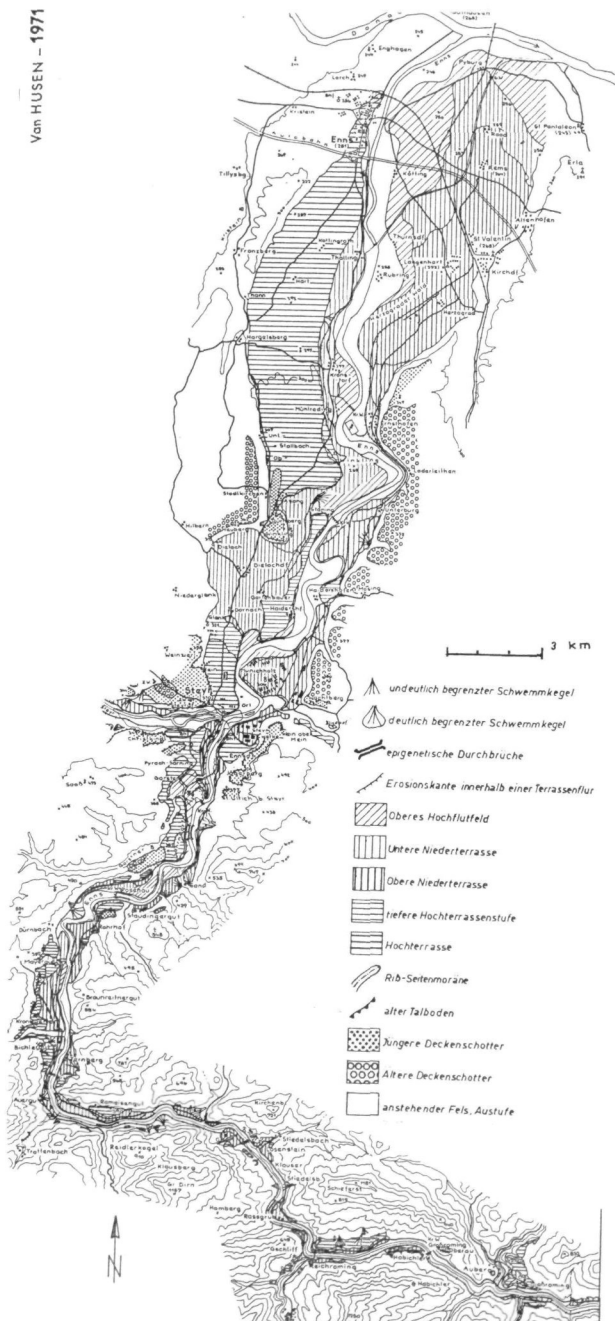


Abb. 72: Terrassenschüttungen im unteren Ennstaal. Aus v. HUSEN 1971

zuerst eine Ennsschüttung, dann mehr und mehr den Einfluß der Lokalmaterialzufuhr durch den Laussabach feststellen konnte, der am Abschluß der Schüttung am stärksten ist. Er führt das auf die Bedeutung der periglazialen Frostschuttverwitterung zurück, die die autochthonen Täler zunehmend mit Schutt versorgt hatten. Vielfach liegen über den NT-Flächen noch spätglaziale Schuttkegel der Seitengerinne, die später mit den Terrassen zerschnitten wurden.

Die Bodenbildungen schwanken auf der NT des Ennstales stärker als etwa im Trauntal. So hat v. HUSEN (I/1971 517) über der NT bei der Laussamündung eine auffallend mächtige und kräftige Bodenbildung feststellen könne, während sonst Kalkbraunerden bis verbrauchte Rendsinen vorherrschen. Solche Erscheinungen können bei nicht oder nur schwach karbonatischem Material wie etwa Mergeln immer wieder auftreten. Auböden über dem OHF beweisen das bereits postglaziale Alter dieser untersten Terrassenstufe.

D. v. HUSEN (1971 519) weist auch im unteren Ennstal auf epigenetische Durchbrüche hin, die selbst in diesem engen Tal durch die Wiederauffüllung älterer Talfurichen möglich geworden sind. Er erwähnt sie unterhalb Reichraming, bei der Wendbachmündung, wo eine steile Felsnase auf der rechten Talseite auffällt, ferner beim KW Rosenau im Flysch (heute überstaut) und bei Larndorf. Nördlich Steyr schneidet die Enns östlich ihrer alten Talfurche sogar 20 m in den tertiären Schlier ein.

Abgesehen von den spätrißzeitlichen Terrassenstufen unterhalb des Gesäuses und der anscheinend im Hochriß entstandenen über den Saurüssel führenden HT aus dem Ybbstal, die bei Weyer endet, setzt die **hochglaziale HT** des Ennstales erst bei Großraming ein. Aus der dortigen Lage der HT zwischen zwei Seitenmoränenwällen könnte man auf zwei zeitlich nicht weit auseinanderliegende Gletscherstände schließen, wie sie aus dem Riß durch Endmoränen auch an anderen Gletschern nachgewiesen sind. Die Tatsache, daß die HT unterhalb Großraming zunächst nur in Resten bei Reichraming, bei Breitenfurt oberhalb der Trattenbachmündung zwischen jeweils größeren Unterbrechungen nachweisbar ist und erst ab Ternberg auf beiden Talseiten, später bis über Garsten hinaus vor allem linksseitig auftritt, macht es schwierig etwa zwei Teilfelder im Sinne Pencks zu erkennen. Das dann ab der Trattenbachmündung nachweisbare 10–15 m tiefere HT-Feld wird von v. HUSEN (I/1971 515f) nicht auf einen eigenen Gletscherstand zurückgeführt, sondern ähnlich wie bei der NT auf die Entwicklung an der Donau.

Schon bei Steyr nahm die heute durch die Flüsse Steyr und Enns zerschnittene HT mit ihren steilen Stufenabfällen zur Stadt an der Ennsleiten, vom Tabor mit dem Friedhof und den HT-Resten im untersten Steyrtal eine größere Fläche ein (Abb. 72). Gegen Gleink hin fällt dann die Taborterrasse in Stufen zum unteren HT-Feld und weiter zur NT von Dietachdorf ab. Der heutige Ennslauf mit dem Stausee von Staning wird aber von diesem wärm-

zeitlichen Tal durch den > 4 km langen Rest der HT-Insel von Haidershofen, deren Schliersockel von Westen nach Osten abfällt, getrennt. Die damit verbundene Flußverlegung, die die Anlage eines epigenetischen Durchbruches zur Folge hat, hatte schon A. PENCK beschrieben (P. & B. I/1909 95f). Auf der rechten Talseite sind nördlich Steyr, von einem kleinen Rest bei Weixelgarten abgesehen, keine HT erhalten. Dagegen setzt nördlich des Dürnbergspornes (JDS) das große 12 km lange und bis 2,5 km breite lössbedeckte HT-Feld ein, das geschlossen bis Enns reicht. Ob der äußerste Sporn mit der Altstadt von Enns noch zu diesem Aufschüttungsfeld gehört oder eine Erosionsform in älteren Konglomeraten, etwa JDS verkörpert, ist noch nicht geklärt.

Charakteristisch für die HT ist gegenüber der NT eine leichte Zerdellung durch wasserlose Mulden. Infolge der Abdrängung der periodischen und episodischen Entwässerung an den Westrand, schneidet südwestlich Enns der Moosbach den hier seicht liegenden Schliersockel an, was die dort auftretende Versumpfung und Moorbildung verursacht.

Das von Großraming an etwas steilere Gefälle der HT gleicht sich talabwärts dann dem der NT an. Die Stufe zur NT beträgt anfangs > 20 m und nimmt abzüglich der Lössdecke, die donauwärts zunimmt, auf 12–15 m ab.

Der Aufbau der HT ist ähnlich wie bei der NT, nur daß eine wesentlich stärkere Verfestigung und an der Oberfläche eine weiter fortgeschrittene lehmige Verwitterung auftritt. Während im Alpenbereich der Felssockel mit dem unter der NT weitgehend übereinstimmt, ist gegen die Donau hin die NT etwa bei Thalling und Kronsdorf 5–10 m tiefer in den Schlier eingeschnitten. An mehreren Stellen wie z. B. bei Hiesendorf wird dieser Sockel der NT von der Enns angeschnitten, wobei austretendes Grundwasser einen Quellhorizont bildet. Da hier auf der linken Flußseite nur ein schmaler NT-Streifen vorliegt, ist anzunehmen, das die Schliersohle östlich des Flusses allmählich tiefer abfällt.

Im großen HT-Feld südlich Enns sind die Schotter deutlich in ein Schlierrelief eingelagert (FLÖGL I/1983), so daß die Schottermächtigkeit einschließlich Lössdecke von ca 30 m im Süden auf 17–18 m im Norden abnimmt und nach Westen hin allmählich auskeilt. An einzelnen Kuppen wird sie auch inmitten der Terrasse auf ca 12 m reduziert. Auch die Lössmächtigkeit schwankt bei Zunahme nach Norden zwischen 5 bis > 8 m. An der Grenze zum Schotter ist stets der intensiv rötlichbraune verlehnte fossile Boden des Riß/Würm-Interglazials anzutreffen (siehe Teil III).

Wie schon in Kap. 8.1. ausgeführt, setzen die ersten der **mindelzeitlichen JDS** zuzuordnenden Schotterreste unterhalb Großraming ein, womit trotz Fehlens entsprechender Endmoränen ein Gletscherende noch innerhalb der Kalkalpen zwischen Ternberg und Großraming anzunehmen ist. Sind diese Schottervorkommen anfangs auf die schon früher erwähnten kleinen Reste in Oberau 2 km unterhalb Großraming und bei Dirnbach im Reichramingtal

beschränkt, so werden sie von Ternberg abwärts zahlreicher und größer, bis sie bei Steyr von St. Ulrich an am Fuße des Damberges eine geschlossene von 377 bis > 360 m abfallende Leiste bilden. Im untersten Steyrtal bestehen die Terrassensporne oberhalb Steyrdorf und bei Christkindl aus JDS. Damit ist die Verlegung des Steyrlaufes aus der unmittelbar zur Donau führenden Wolferner Rinne zur Enns bei Steyr während der Mindeleiszeit erwiesen.

Nördlich Steyr ist abgesehen vom Herantreten der Wolferner Schüttung bei Hargelsberg und Thann an das Ennstal JDS nur noch im Sporn von Dürnberg am Heuberg bei Stadlkirchen und rechtsseitig nordöstlich Ernsthofen anschließend an die ÄDS der Loderleiten erhalten (Abb. 72 und 73).

Das höhere Alter der JDS geht neben der höheren Lage und einer deutlich stärkeren Verfestigung auch aus den rotbraunen Verwitterungslehmen, dem Auftreten geologischer Orgeln, der unruhigeren, z. T. schon zertalten Oberfläche und bei Steyr einer entsprechend durch fossile Böden gegliederten Lößdecke mit mindestens zwei kaltzeitlichen Lößpaketen hervor (FINK I/1976 79ff).

An Hand der alten Talbodenreste, über denen die JDS liegen, konnte v. HUSEN (I/1971 514) gegenüber den jüngeren Terrassen eine Verstellung nachweisen, die er als Folge einer inzwischen erfolgten Gebirgshebung deutet.

Nachdem v. HUSEN (I/1971 513) Reste von **ÄDS** im Ennstal südlich Steyr nur bis in den Bereich Rosenau (Abb. 72 und 73) feststellen konnte, ist nicht auszuschließen, daß der maximale günzzeitliche Ennsgletscher noch die Flyschalpen erreicht hatte. ÄDS begleiten bzw. begrenzen das Ennstal im Vorlandbereich auf der linken Seite geschlossen von Steyr bis westlich Kronstorf und nach der Unterbrechung Hargelsberg – Thann wieder inselartig im Höhenzug Franzensberg – Rabenberg südwestlich Enns, auf der rechten Seite, nur unterbrochen durch die Talausmündung des Erlabaches, geschlossen bis zum Sporn des Breitfeldes bei Erla. Die ÄDS überragen beiderseits der Enns die jüngeren Terrassen mit einem hohen als Quellhorizont hervortretenden Schliersockel, der auf der Ostseite im Bereich der stark zu Rutschungen neigenden Loderleiten südlich Ernsthofen unmittelbar zum Fluß abfällt (vgl. Querprofile Abb. 73).

Der Höhenzug in 420 m zwischen Weinzierl und Enzengarn nordwestlich Steyr dürfte vor dem in der Mindeleiszeit erfolgten Durchbruch der Steyr zum Ennstal die beiden großen Schwemmfächer der ÄDS aus der Steyrtalschüttung (östliche Traun-Enns-Platte) und aus dem Ennstal (Enns-Ybbs-Platte) getrennt haben. Dafür spricht in beiden Fällen die jeweils am Alpenrand ansetzende fächerförmige Zertalung und auch die lithologische Zusammensetzung der Schotter. Somit war damals die Hauptschüttung aus dem Ennstal dem Alpenrand entlang nach Osten zum unteren Ybbstal hin gerichtet und durch den älteren Höhenzug des Strengberger Hügellandes mit der Oeder Hochflur vom Donaubecken des Machlandes getrennt. Daß es sich dabei um ein altes

Ennstal handelt, das während der Günzeiszeit aufgefüllt wurde und so die Verlegung des Flusses zur Donau bei Enns ermöglicht hatte, war bereits A. PENCK (P. & B. I/1909 98 f) bekannt. In der klassischen Terrassenfolge bei Steyr (Abb. 74) sah er die Bestätigung seiner vier alpinen Eiszeiten (S. 89ff). Die Bedeutung dieses Raumes für die Eiszeitforschung dieser Zeit kommt in den Exkursionen anlässlich des IX. Internat. Geologenkongresses 1903 in Wien (PENCK & RICHTER I/1903 21–26) und auch noch zur Zeit des III. INQUA-Kongresses 1936 in Wien (GÖTZINGER I/1936 68–74) zum Ausdruck. 1979 erfuhr dann dieser Raum in der umfangreichen Habilitationsschrift von H. FISCHER (I/1979 137ff und I/1994 33ff mit Kartenbeilagen 6–10) durch den Einbau dieser Ennsschüttung in die gesamte Landschaftsentwicklung an und östlich der Enns eine gründliche Neubearbeitung.

Die Schüttung der ÄDS der Enns zum unteren Ybbstal ist in drei Abschnitte gegliedert: In den sehr ausgeprägten Haager Schwemmfächer, der ab St. Peter i. d. Au in die vom Uraltal zerschnittene nur mehr 5–7 km breite Aschbach-Seitenstettener Plate übergeht und an die nach Erreichen des breiten unteren Ybbstales die südlich des Flusses erhaltene Euratsfeldener Plate anschließt. Vom Ybbstal her wurden weder JDS noch ÄDS geschüttet, weil das durchlaufende Tal erst seit der späteren Rißeiszeit besteht (siehe oben).

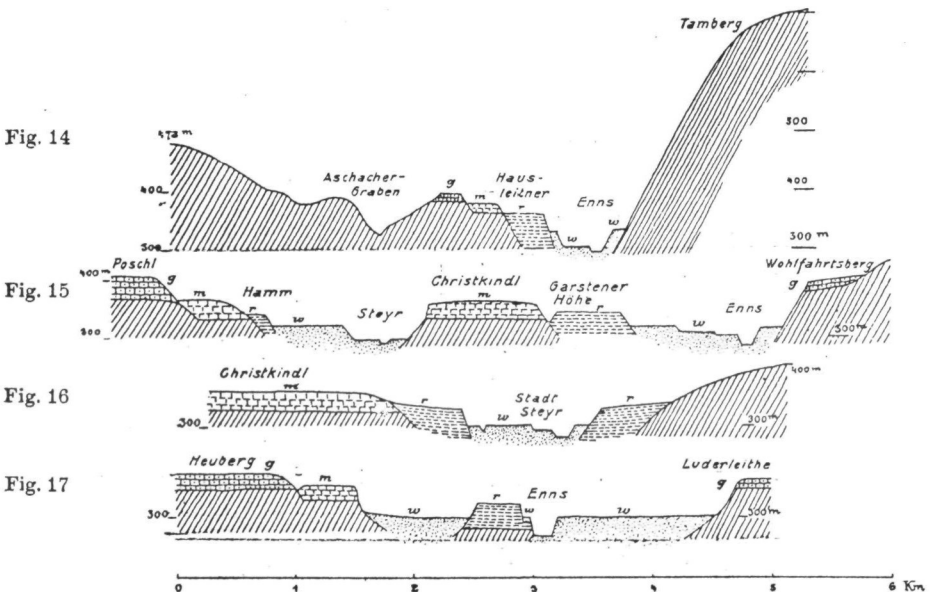


Abb. 74: Querprofile durch das Ennstal bei Steyr nach PENCK & BRÜCKNER 1909 S. 91