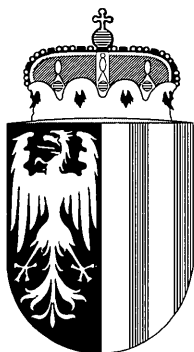


JAHRBUCH  
DES  
OÖ. MUSEALVEREINES  
GESELLSCHAFT  
FÜR  
LANDESKUNDE

143. Band

1. Abhandlungen



Linz 1998

## **Inhaltsverzeichnis**

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

Die an der Oberfläche kräftig lehmig verwitterten Schotter zeigen erste Ansätze zur Orgelbildung, die am alten Aufschluß in der Kalvarienbergterrasse sowie der ehemaligen großen Grube knapp 2 km südlich Kematen und auch am Nordende der Sulzbachtal-Terrasse bei Hehenberg gut einzusehen waren (Abb. 64). In der Sulzbachtal-Terrasse herrscht bei weitem der Flysch vor, selbst in der Kremstalterrasse überwiegt noch der Flysch den Karbonatanteil, dazu kommen Gosaugesteine und ein anfangs geringer, nach Norden zunehmender Anteil an Kristallingeröllen und umgelagerten Quarzen.

Vergeblich sucht man bei den gut erhaltenen spätrißzeitlichen Moränenständen eine entsprechende Schmelzwasserschüttung. Bescheidene Ansätze könnte man in einer tieferen Stufe am Ostabfall der Terrasse von Mörtenhub sehen, talauswärts vielleicht auch wenige Meter über dem Talboden unterhalb Oberrohr und in einer Leiste 1 km nördlich Achleiten unmittelbar über der Krems.

Im Steyrtal (Abb. 63) setzt die HT, z. T. mit Blocklagen verzahnt, an den von v. HUSEN (I/1975 278ff) rekonstruierten Gletscherenden eines „Hoch-“ und eines „Maximalstandes“ 3 km südlich Obergrünburg und etwa 4 km weiter talabwärts nördlich Steinbach ein. Die mehrmals die Talseite wechselnden Terrassenreste erreichen schon vor Austritt aus den Flyschalpen eine ehemalige Talbodenbreite von > 1 km, eine Breite, die sich in den anschließenden Feldern von Sierning und nördlich Steinfeld verdoppelt. Die von etwa 420 m bis 340 m bei Steyr abfallende Terrasse weist Mächtigkeiten von 55–60 m auf, wobei die heutige Steyr die Schüttung noch nicht durchschnitten hat. Sie setzt sich aus z. T. verfestigten, vorwiegend kalkalpinen Schottern zusammen mit einem deutlich geringeren Flyschanteil als die HT des Kremstales; Kristallingerölle sind eher selten zu finden. Geringe Lehmauflagen mit Flyschstücken vor allem im Flyschalpenbereich dürften auf Aufschwemmungen bzw. Solifluktionsvorgänge zurückzuführen sein.

D. v. HUSEN (I/1975 282f) weist auch noch am Südrand des Mollner Beckens, östlich des Steyrdurchbruches und im Tal der Krummen Steyrling beim Jaidhaus auf eine spätrißzeitliche Terrasse hin, die er von entsprechenden Gletscherständen ableiten kann. Da diese Bildungen im Mollner Becken mit Toteis-Randschüttungen in Verbindung gebracht werden, ist nicht gesichert, ob es sich dabei um zeitgleiche Bildung mit jenen des Kremstales handelt.

Die **mindelzeitlichen Schmelzwasserschüttungen** (JDS) werden im oö. Kremstal wegen ihres dominierenden Flyschgehaltes als „Graue Nagelfluh“ bezeichnet (vgl. Abb. 43). Sie treten als Vorstoßschotter schon unter den Mindelmoränen am oberen Aiterbach, am Riedbach und im Kremstal, hier bis etwa 1,5 km südlich Kremsmünster vereinzelt auch noch weiter südlich unter der Mindelmoräne, z. T. mit dieser verzahnt zutage. Westlich des Tales bilden sie bei Wolfgangstein einen nach Norden auskeilenden Saum um die geomorphologisch deutlich abgesetzte Moräne. Auf der Westseite des Moränenwalles führt die Hauptschüttung, von der aus dem

Almtal kommenden kalkreichen Aiterbachflur gut abgrenzbar, östlich des Aiterbaches, den Nordteil des Günzzeitlichen Gletscherbeckens größtenteils ausfüllend, zur Pforte durch die Günzendorfmoräne beim Bahnhof Sattledt. Von dort ist noch etwa 1 km nach Norden ein schmaler Streifen östlich der Autobahn erkennbar, der sich dann jenseits der Autobahn in den ÄDS verliert.

Den besten Einblick in diese Graue Nagelfluh bot anlässlich des Baues der Pyhrn-Autobahn (Kohl Ber. Bl. 49 I/1990) der > 1 km lange, bis ca. 8 m tiefe Einschnitt im Bereich der Bahn- und Straßenüberführung nördlich Großendorf, wo dieser JDS (Graue Nagelfluh) unmittelbar an das Ende der Moräne anschließt. Unter einer etwa 1,5 m betragenden geröllfreien Staublehmschicht waren diese hier nur wenig verfestigten Schotter < 5 bis 8 m mächtig über einem Relief der stark verfestigten WNF gut einzusehen. Unter einer tiefgründigen unterschiedlich weit eingreifenden lehmigen Verwitterung mit zahlreichen Resten zerfallender Flyschstücke folgen die noch stark von der Tiefenverwitterung betroffenen flyschdominierten Schotter, die unregelmäßig, eher schwach verfestigt sind.

Östlich der Krems gibt es nur bescheidene, nicht weiter verfolgbare Ansätze am Nordrand der Moräne und im Osten bei Pfarrkirchen im Sulzbachtal. Auch Kremstal auswärts konnten, abgesehen von einer kurzen Schotterzunge am Talausgang, südlich von Ritzlhof keine dem JDS entsprechenden Schüttungen mehr gefunden werden. Wie aus der vom Aiterbach über den Riedbach zum heutigen Kremstal hin verlagerten Vorstoßrichtung der Mindelgletscher hervorgeht, dürfte die Entwässerung aus dem oberen Kremstal zum heutigen unteren Kremstal, das der Richtung des Sulzbachtales entspricht, erst gegen Ende der Mindeleiszeit hergestellt worden sein. Das Vorherrschen der Flyschgesteine in der Grauen Nagelfluh könnte ein Hinweis auf eine zu dieser Zeit bereits bestehende Wasserscheide zwischen Steyr- und Kremstal sein.

Im Steyrtal beginnen kaum 2 km nördlich der ersten HT-Ansätze noch oberhalb Obergrünburg in ca. 465 m die ersten Reste der mindelzeitlichen Schmelzwasserschüttung. In der Folge setzt sich die Terrasse zwischen den kurzen ausmündenden Seitentälern aus einer Reihe gut entwickelter Eckfluren zusammen, besonders bei Obergrünburg, südlich Steinbach und bei Piesenwang (440–430 m) (Abb. 63). Nach einer Unterbrechung von 6,5 km zweigt bei Baschallern ein 2 km breiter geschlossener Strang JDS (Schotter von Wolfen), die bisherige Richtung des Steyrtales beibehaltend, vom nach Osten umbiegenden Steyrtal ab und erreicht, im nördlichen Teil stark zertalt, nach etwa 17 km westlich Enns das Donautal (vgl. Abb. 43). Die Sohle dieses prämindelzeitlichen Steyrtales ist verglichen mit der Sohle der ÄDS 15–20 m tiefer in die Molassesedimente eingesenkt (Flögl I/1983), aber auch ihre Oberfläche liegt 10–15 m tiefer als jene der ÄDS und fällt von 380 m bei Baschallern auf 300 m bei Tillysburg ab.

In einer Schottergrube 500 m südwestlich Unterwolfen waren 1962 unter bis 2 m Verwitterungslehm mit einzelnen Schotterresten ca. 5 m sehr stark verfestigte, oben stark angewitterte, vertikal geklüftete überwiegend aus Karbonaten bestehende Schotter aufgeschlossen, die nach unten rasch in vorwiegend lockere und nur teilweise verfestigte Schotter übergehen und bis unter die lokale Talsohle reichen.

Die im alpinen Bereich 15–20 m mächtigen JDS erreichen bei Wolfen 40 m und nehmen nach Norden hin bis Tillysburg auf etwa 25 m ab. Stellenweise tragen sie auch eine geringmächtige Staublehmdecke. Nachdem Terrassen von JDS beiderseits der Steyr auch auf kurzem Wege im Stadtbereich Steyr zur Enns führen, ergibt sich die Frage, welche der beiden Steyrflüsse der ältere ist. D. v. HUSEN (I/1975 275) ist der Meinung, daß diese kurze Verbindung zur Enns bereits mit Eintiefung in die ÄDS entstanden sei und in der Wolfener Rinne eine Wasserscheide anzunehmen wäre. Könnte aber nicht auch eine umgekehrte Entwicklung möglich gewesen sein? Es fällt auf, daß die nach Steyr ziehenden Terrassen bei Schwaming–Pergern gegen Christkindl, aber auch auf der Nordseite des Flusses bis nordwestlich der Stadt tiefer liegen als die Wolfener Schotter, so daß die Wolfener Rinne anscheinend bereits aufgegeben war, als die Steyr vielleicht in einer letzten Mindelphase endgültig den kürzeren Weg zur Enns genommen hat.



Abb. 65: Kräftige fossile Bodenbildung „Kremsmünster A“ auf ÄDS-Vorstoßschotter im Graben unterhalb des Gusterberges, 2 km südlich Kremsmünster. Diskordante Überlagerung mit Weißer Nagelfluh. Derzeit verschüttet. Foto: H. Kohl



Abb. 66: Ehemaliger Steinbruch Lärchenwald in Weißer Nagelfluh bei Kremsmünster. Die Weiße Nagelfluh schließt oben mit einem verfestigten Bodensediment („Kremsmünster B“) ab. Darüber folgt diskordant die graue Nagelfluh (= JDS in Kremstalfazies), die nach oben hin in Mindelmoräne übergeht. Foto: H. Kohl

Der **Weißer Nagelfluh** (WNF), einer selbständigen kaltzeitlichen Formation zwischen den günz- und den mindelzeitlichen Sedimenten kommt gerade im Kremstal große stratigraphische Bedeutung für die Gliederung des mittleren Quartärs zu (Abb. 53). Sie hat außerdem als Nutzstein eine große kulturhistorische Tradition (KOHL I/1986) und soll daher an dieser Stelle mit behandelt werden, wenn auch ihre glazifluviale Natur bisher unsicher erscheinen mag.

Die an sich alte Bezeichnung „Weiße Nagelfluh“ oder auch „Kremsmünsterer Nagelfluh“ ist schon von A. PENCK (PENCK & RICHTER I/1903 26ff und PENCK & BRÜCKNER I/1909 221) im Gegensatz zur „Grauen Nagelfluh“ aufgegriffen und dann von L. ANGERER (I/1910) klarer definiert worden. Die kaltzeitliche Eigenständigkeit ist aber erst nach Entdeckung der sie von den Günst- (Bodenbildung Kremsmünster A) und den Mindelsedimenten (Kremsmünster B) trennenden warmzeitlichen Bodenbildungen erkannt worden

(Kohl I/1962a, I/1971b und in Fink et al. I/1976 44ff). Besonders der große, heute leider verschüttete Aufschluß gegenüber der Fabrik Greiner, 2,5 km südlich Kremsmünster (Abb. 65), sowie der zuletzt intensiv betriebene Abbau in den Brüchen Lärchenwald (Abb. 66 – heute ebenfalls stillgelegt) und Wolfgangstein (als Naturdenkmal erhalten) haben neben zahlreichen kleineren Abbaustellen einen ausgezeichneten Einblick in die stratigraphische Position der WNF ermöglicht. Eine Reihe charakteristischer Merkmale machen die WNF zu einer Leitformation im gesamten Bereich ihres Vorkommens.

Die überwiegend hellen Kalke in Verbindung mit der ebenfalls sehr hellen fast durchgreifenden starken Verfestigung waren für die Namengebung maßgebend. In früheren Beschreibungen wird immer die Feinkörnigkeit hervorgehoben, die den Stein auch für eine anspruchsvollere Nutzung brauchbar machte. Tatsächlich gibt es auch ausgesprochen grobe Lagen, die oft auch weniger gut verfestigt sind. Die Verfestigung tritt weithin flächenhaft und nicht nur an Talrändern auf. Durchwegs handelt es sich um gut gerollte horizontal bis kreuzgeschichtete Schotter, die vor allem im Almtalbereich gelegentlich auch deltaartige Schüttungen einbeziehen. Der schwankende untergeordnete Flyschanteil fällt durch meist schlechte Zurundung auf, durch gröberes Korn bis zu Blöcken von 30–50 cm Ø. Nur ausnahmsweise kommen auch kalkalpine Blöcke vor. Die liegenden Partien enthalten häufig reichlich Lehm, der aus der unterlagernden Bodenbildung stammt, unter Klüften oft ausgeschwemmt ist und dann auch größere Hohlräume hinterläßt (Beispiel Lettenmayrhöhle). Auffallend sind aber Lehmblöcke bis > 50 cm Ø, die nur in gefrorenem Zustand in die Basislagen dieses Schotters gelangt sein können und zweifellos ebenfalls von der sehr kräftigen Bodenbildung (Kremsmünster A) der Liegendschotter stammen. An der Erosionsoberfläche der WNF findet sich eine bis 20 cm mächtige verfestigte Lage eines rötlichen Bodensediments (Kremsmünster B), das auch gelegentlich an den Wänden der Klüfte zu finden ist. Es muß also auch nach Ablagerung dieses Sediments eine Zeit intensiver Bodenbildung gegeben haben, der auch die starke Löchrigkeit als Folge der Tiefenverwitterung zu verdanken ist, bei der vor allem die Dolomite aschenartig zerfallen und ausgespült worden sind.

Die schon von A. PENCK und L. ANGERER erkannte Verbreitung zwischen dem Almtal bis östlich des Kremstales hat auch die Vermutung einer Schüttung aus dem Almtal aufkommen lassen. Dafür spricht auch die vom Almtal zum Kremstal abnehmende Mächtigkeit von > 30 m bis < 5 m. Im Kremstal läßt sich die WNF talaufwärts auf der Westseite ziemlich geschlossen 4,5 km weit bis Getzenberg, auf der Ostseite bis über der Haltestelle Krift, 3 km südlich Kremsmünster, verfolgen. Das östlichste Vorkommen dürfte im unteren Feyregger Tal südwestlich Bad Hall liegen. Die Verbreitung bleibt fast ausschließlich auf die günzzeitlichen Zungenbecken des Alm- und des Steyr-Kremsgletschers beschränkt, wobei das Auskeilen der Schüttung vor allem im Kremstal bis etwa 2 km nordöstlich Kremsmünster gut verfolgt werden kann. Rätselhaft bleibt, daß bei diesen jedenfalls aus dem Almtal kommenden Schottern die für Almtalschüttungen so charakteristischen dunklen, geäderten Gutensteiner und Reiflinger Kalke kaum zu beobachten sind.

Auf die kaltzeitliche Natur der WNF kann, abgesehen von der Lage zwischen zwei warmzeitlichen Böden, aus den gefrorenen Lehmblöcken, der kaltzeitlich überprägten Bodenbildung der Liegendschotter (Abb. 65), der

nicht ins Geröllspektrum passende Flyschanteil, der am ehesten als periglazial eingebrachter Bestandteil zu betrachten ist, und schließlich das Vorkommen vereinzelter kaltzeitlicher Pollen (Prof. B. Frenzel, anlässlich einer gemeinsamen Exkursion).

Offen bleibt jedoch die Frage, ob es sich bei der WNF um eine echte glazifluviale Schüttung handelt, weil bisher Reste einer zugehörigen Vergletscherung fehlen, die etwa eine Gleichstellung mit der Haslachvergletscherung im Rheingletschergebiet erlauben könnte (SCHREINER & EBEL 1981). Die Beschränkung des Vorkommens auf das Alm-Kremsgebiet könnte lithologisch bedingt sein.

Die **günzeiszeitlichen Schmelzwasserschüttungen** schließen an das flache Zungenbecken von Sattledt an und an den Ausgang des Steyrtales am Alpenrand (Abb. 43 und 50). Von beiden Gletscherenden aus sind mächtige Schwemmfächer (Sander), die ÄDS, geschüttet worden, die an ihrer radialen Zertalung noch gut erkennbar sind und einen Großteil der mittleren und vor allem der östlichen Traun-Enns-Platte aufbauen (KOHL I/1981). Sie vereinen sich teilweise längs des unteren Kremstales (vgl. Abb. 43). Im Norden werden sie durch die Molasseauftragung im Gebiet des Zirnbirg (373 m) und des Radner Berges (379 m) sowie der hochgelegenen Schotterreste des Forstholzes südwestlich St. Florian getrennt, während diese Schwelle zwischen Nettingsdorf und Neuhofen a. d. Krems unter die ÄDS untertaucht, durch das Kremstal unterbrochen wird und sich westlich davon zum Schacherwald hin fortsetzt, wo die Schottermächtigkeit bis auf  $< 5$  m abnimmt (FLÖGL I/1983). Liegt die jeweils größte Schottermächtigkeit (abzüglich der Deckschicht) von etwa 30 m jeweils an der Wurzel der Schwemmfächer, so nimmt sie nach außen hin allerdings in starker Abhängigkeit vom Untergrundrelief ab. Sie beträgt am erhaltenen Nordende des Sattledter Fächers (abzüglich Deckschicht) westlich des Kremstalausgangs noch 10–15 m. Ähnliche Verhältnisse gelten auch für den Steyrtalzug, der durch die Tertiärauftragung des Enzengarn (420 m) vom Ennstal getrennt ist. Über dem Schotter liegt eine bis zu drei Paläoböden enthaltende Löß- und Staublehmdecke (siehe Teil III), die von den Schüttungswurzeln weg, wo sie kaum 1–2 m beträgt, gegen die Ränder längs des Trauntales auf 10 m und gegen das Donautal hin auf fast 15 m zunimmt.

Gegenüber allen jüngeren Schottern fällt die große flächenhafte Verbreitung von etwa 218 km<sup>2</sup> der Sattledter Schüttung und 330 km<sup>2</sup> der Steyrtalschüttung und der ungeheuren damit verbundenen Schottermassen auf, die zwar schwer zu berechnen sind, aber schätzungsweise mit  $> 5$  km<sup>3</sup> und  $> 7$  km<sup>3</sup> ohne Berücksichtigung des Schwundes durch Verwitterung ermittelt werden konnten (KOHL I/1994 und Tab. 3).

Tabelle 3: Vergleich der Flächen und Massen glazifluvialer Schüttungen des Steyr-Krems- und des Steyrgletscher

|                               | Günz-      | Mindel-        | Riß-         | Würmeiszeit     |                                |
|-------------------------------|------------|----------------|--------------|-----------------|--------------------------------|
| Flächen<br>in km <sup>2</sup> | 218<br>330 | 54<br>59       | 32<br>23     | 3<br>25         | Kremstal-<br>Steyrtalschüttung |
| Massen<br>in km <sup>3</sup>  | > 5<br>> 7 | > 0,9<br>> 1,7 | ≈ 0,5<br>> 1 | > 0,07<br>> 0,8 | Kremstal-<br>Steyrtalschüttung |

Diese Mengen heben sich auch von allen anderen Gletscherschüttungen in OÖ ab. Das mag z. T. damit zusammenhängen, daß ein großer Teil der ADS gegenüber jüngeren Schüttungen wegen der Möglichkeit einer flächenhaften Ausbreitung liegen geblieben und weniger auf fluviatilem Wege weiter transportiert worden ist. Ein anderer Grund mag auch sein, daß in den sich kaum über die Sander erhebenden Endmoränen vor allem die größeren Blöcke liegen geblieben, die geringeren Korngrößen jedoch von den Schmelzwasserfluten in den Sander gelangt sind. Zwischen den Mindelmoränen und den JDS des Kremstales ist eher das Gegenteil der Fall. Im Steyrtal sind überhaupt keine Moränen abgelagert worden, es ist also dort das gesamte vom Gletscher und seinen Schmelzwässern transportierte Material in den Sander der östlichen Traun-Enns-Platte gelangt.

Die Verwitterungsintensität der Schotter übertrifft selbst unter einer schützenden Deckschicht alle jüngeren Sedimente. Es ist also sowohl mit immer wieder überprägten und laufend weitergebildeten Reliktböden wie auch mit fossilen Böden zu rechnen, die allerdings auch nicht völlig unverändert erhalten blieben. Auch die durch eine Deckschicht konservierten fossilen Böden können infolge ihres hohen Alters bei nicht immer gleich vor sich gehenden diagenetischen Veränderungen unterschiedlich aussehen. Es soll daher versucht werden, den anlässlich der hydrogeologischen Untersuchungen (Kohl Teilber.I/1967–69) und einer großen Zahl von Bohrungen gewonnenen Gesamteindruck wiederzugeben.

Die oberste ehemalige Schotterlage ist mehrere Meter tief, an geologischen Orgeln oft bis 8 und mehr Meter vollkommen entkalkt, wobei in den Orgeln oft Hohlräume auftreten, in die beim Autobahnbau gelegentlich Baumaschinen eingebrochen sind (mündliche Mitteilung Schädler). Die als Verwitterungsrückstand verbliebenen Lehme enthalten nur noch sehr widerstandsfähige Restgerölle und zeigen meist auch die Merkmale einer intensiv rotbraun gefärbten Bodenbildung. Überall wo eine jüngere Deckschicht fehlt oder abgetragen ist, kann diese intensive Farbe, besonders auf frisch geackerten Feldern, zutage treten (z. B. im Raume St. Marien östlich Neuhofen a. d. Krems). Darunter folgen stärkstens von der Tiefenverwitterung geprägte Schotter mit oben stark aufgelösten, zersetzten, auch weiter unten noch angeätzten Kalken und bis tief hinab aschenartig zersetzten Dolomiten sowie auch zerfallenden Kristallinstücken (z. B. Zentralgneise). Dabei ragen oft Pfeiler stark verfestigter Partien hoch hinauf. Soweit größere, geschlossen verfestigte Bereiche vorliegen, sind sie stark geklüftet, wobei sich Störungen in Form von Nach-

brüchen infolge des bei der fortgeschrittenen Verwitterung erfolgten Massenverlustes zeigen. Bis tief hinab sind immer wieder Einfiltrationen von Lehm festzustellen. Dabei zeigt sich vielfach den ganzen Schotterkörper erfassende gelbliche Verfärbung (Oxidation). Dazu können horizontale braune (Limonit-) und schwarze (Mn-Hydroxid-) Bänder ehemalige Hochwassermarken anzeigen. Einen schärferen Übergang zu völlig unverwitterten Schottern gibt es kaum, wenn sich auch in wechselnden Tiefen das lithologische Vollspektrum der Schotter einstellt.

In dem großen Verbreitungsgebiet zeigen die ÄDS sowohl in ihrem vertikalen wie auch horizontalen Aufbau entsprechende lithologische Abwandlungen. Wie schon bei den westlich benachbarten Schüttungen gilt auch hier, daß sie in ein Relief des Tertiäruntergrundes eingelagert sind, das bis zur mittleren Traun-Enns-Platte mehrere SW-NO gerichtete Mulden der präglänzeitlichen Entwässerung erkennen läßt (Abb. 49 und KOHL I/1974 40). Gerade in diesen Vertiefungen finden sich Anhäufungen älterer, relativ grobkörniger, gut gerundeter Schotter (Quarze, Quarzite, zentralalpines Kristallin), die nicht unmittelbar aus den Alpen, sondern erst auf dem Umwege wiederholter Umlagerungen aus den ursprünglich über weite Teile des Alpenvorlandes verteilten Hausruckschottern in diese Position gekommen sind. Von wenigen Stellen abgesehen nehmen sehr rasch kalk- und flyschalpine Gesteine nach oben hin zu, wobei aber immer noch der Gehalt an nicht kalk- und flyschalpinen Gesteinen größer ist als bei jüngeren Schottern. Daraus kann auch auf eine größere Zufuhr vor allem kristalliner Gesteine aus den Zentralalpen durch diese ältesten, weit ins Vorland vordringenden Gletscher geschlossen werden. Dafür spricht auch die Erhaltung solcher Gesteinsstücke (vor allem von Gneisen), die im älteren umgelagerten Material längst zerfallen wären. G. FRIK (Ber. Bl. 67 I/1990 429) weist im Almtal auf die Möglichkeit hin, daß kristalline Gesteine (Quarzporphyre) auch aus dem Randcenoman der Kalkzone und aus dem geröllführenden Ultrahelvetikum der Flyschzone kommen können. An der Oberfläche führt die Verwitterungsauslese abermals zu einer Anreicherung widerstandsfähiger Restschotter, zu denen auch Radiolarite aus den Kalk- und quarzitischen Gesteine aus den Flyschalpen zählen. In der horizontalen Verteilung zeichnet sich jeweils im Bereich der Gletschervorstöße aus den Alpentälern ein vorherrschender Kalk- und Flyschgehalt ab.

Viel weiter alpenwärts als Vorstoßschotter der jüngeren Vergletscherungen sind die mit Vorstoßschottern vermengten kristallin- und quarzreichen Basislagen der ÄDS noch im Liegenden der Zungenbeckenfüllungen von Sattledt zu finden. Im Kremstal reichen die südlichsten Vorkommen bis in den Bereich Wartberg a. d. Krems, das ist 12 km von den Endmoränen entfernt. Bohrungen innerhalb des Sattledter Zungenbeckens haben diese Basischotter, die aber meist bedeutende glazifluviale Anteile enthalten, unter den JDS und auch der WNF bis > 10 km beckeneinwärts nachgewiesen.

Auf die Tatsache, daß die große Verbreitung der ÄDS in der Traun-Enns-Platte eine gewaltige vorausgehende Ausräumung voraussetzt und Verwitterungs-(Bodenbildungs-)dauer und -intensität auf diesen Schottern einen

größeren und ausgeprägteren Warmzeitkomplex voraussetzen als bisher angenommen, soll später eingegangen werden (Kap. 10).

## 8 DER BEREICH DER EISZEITLICHEN ENNSGLETSCHER

### 8.1 Die eiszeitliche Vergletscherung des Ennstales

Die eiszeitlichen Gletscher des Ennstales unterscheiden sich in vielen Punkten von den im wesentlichen in den Nördlichen Kalkalpen wurzelnden Gletschern des Trauntales, des Almtales und im gewissen Sinne auch noch von dem zwar stark vom Eiszufluß aus dem Ennstal über den Pyhrnpaß abhängigen Teichl-Steyr-Krems-Gletscher (Abb. 3). Ihr Haupteinzugsgebiet liegt in den Zentralalpen der Niederen Tauern, aus denen sich die Eismassen im breiten Längstalbereich des steirischen Ennstales sammelten und in den älteren Eiszeiten auch noch über den Talknick bei Hieflau in die Nordrichtung einlenkten. Somit ist eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Salzachgletscher gegeben, mit dem die Ennsgletscher im Raume Radstadt-Altenmarkt und zwischen Tennengebirge und Dachstein in breiter Verbindung standen. Die rasche Abnahme der Gebirgshöhen gegen Osten und auch das Abklingen des atlantischen Klimaeinflusses hatten jedoch geringere Eismächtigkeiten und selbst in den älteren Eiszeiten ein noch inneralpines Gletscherende zur Folge, ja der würmeiszeitliche Ennsgletscher kam nicht einmal mehr über das Gesäuse, den Durchbruch durch die Kalkhochalpen, hinaus (Abb. I/3). Immerhin hatte er aber noch eine Länge von etwa 110 km erreicht, seine älteren Vorgänger von 150 km und wahrscheinlich noch mehr. Damit übertreffen die eiszeitlichen Ennsgletscher ihre in Oberösterreich westlich und nördlich benachbarten Gletscher beträchtlich. Mit dem Teichl-Steyr-Krems-Gletscher haben sie den großen Unterschied von etwa 40 km in ihrer Längenerstreckung zwischen den großen Gletschern älterer Kaltzeiten und jenen der letzten Eiszeit gemeinsam.

Eisübertritte vom steirischen Ennstal über das Mitterndorfer Becken zum Traungletscher, über den Pyhrnpaß zum Teichl-Steyr-Krems-Gletscher sowie die Aufspaltung bei Liezen-Salztal ins Paltental und wenig unterhalb über dem Buchauer Sattel, ferner die Zuflüsse zumindest in den älteren Eiszeiten von Osten her, über das Erzbach-, das Salzatal und z. T. aus dem Ybbstal bei Weyer, haben auch die Ennstalvergletscherung noch in das ostalpine Eisstromnetz einbezogen.

Der von Hieflau abwärts nach Norden und Nordwesten gerichtete Abschnitt des Ennstales unterscheidet sich von den westlich benachbarten Tälern durch den stark vom geologischen Bau beeinflussten häufig geknickten Verlauf, die zahlreichen engen Felsdurchbrüche und immer nur

kurzen, oft quer zum Talverlauf streichenden Weitungen. Dabei blieben in den größeren Beckenräumen zwischen Hieflau und Altenmarkt noch eher größere zusammenhängende Quartärsedimente, vor allem Terrassenschotter, erhalten als im unterhalb folgenden oberösterreichischen Ennstal. Dort sind Endmoränen, abgesehen von jenen der Rißeiszeit bei Großraming und am Saurüssel, sonst kaum abgelagert worden und noch weniger erhalten.

Die weit zurückreichende Erforschungsgeschichte der Ennstalvergletscherung (vgl. Teil I) brachte zwar allgemein anerkannte Fortschritte, ließ aber immer noch größere offene Probleme zurück, die im wesentlichen in der Natur dieses Talverlaufes begründet sind. So ist A. BÖHM v. B. (I/1885) die erste größere Monographie dieses Talraumes zu verdanken, in der er alle wesentlichen älteren Beobachtungen zusammenfaßte und bereits auf mehrere Vergletscherungen hinwies, ohne jedoch genauere Reichweiten der Gletscher nachweisen zu können, was später A. PENCK (P. & B. I/1909) gelungen ist, der auf ein würmzeitliches Gletscherende auf dem Buchauer Sattel (S. 230) und ein rißzeitliches bei Großraming schloß (224). Diese Ergebnisse konnten in der Zwischenkriegszeit durch Kartierungen O. AMPFERERS (I/1926–1935 und GBA I/1919–1931) und spezielle Untersuchungen quartärgeologischer Probleme entsprechend erweitert werden (I/1924, I/1927 und 1935), wobei er die tief herabreichenden Lokalgletscher der Gesäuseberge mit einer „Schlußvereisung“ erklärte. Er war nicht von der herkömmlichen Ableitung der Terrassenschotter von den jeweiligen Moränen überzeugt, sondern hielt sie für jünger als diese. Die Ursache dafür suchte er in isostatischen Ausgleichsbewegungen nach Abschmelzen des Eises. Außerdem glaubte Ampferer nur an zwei kaltzeitliche Schüttungen.

Nach weiteren Ergänzungen über Schotter und Gehängebreccien im steirischen Ennstal durch H. P. CORNELIUS (1939 und 1941), folgten in der Nachkriegszeit spezielle Untersuchungen im Zusammenhang mit dem Ausbau der Kraftwerke an der Enns und den Grundwasserverhältnissen im Becken des steirischen Ennstales (BISTRITSCHAN, flußbaugeolog. Karte I/1951–53, I/1952, I/1956, G. SPAUN I/1954 und SPAUN & FISCHER I/1965). Den Raum des steirischen Ennstales bezog auch W. SENARCLENS-GRANCY in seine Untersuchungen über die Schladminger Tauern ein (1962).

Auf diesen Grundlagen konnte D. v. HUSEN im Rahmen seiner Dissertation nach umfangreichen Kartierungen zunächst im oberen und mittleren Ennstal (I/1967, I/1968) und anschließend über das untere Ennstal (I/1971) abermals eine zusammenfassende Darstellung des Ennstales vorlegen. Seine Auffassungen zur Vergletscherung des Talzuges während der Rißeiszeit fanden eine Bestätigung durch die Untersuchungen von H. NAGL (I/1968, I/1972) im Ybbstal. Seither sind nur wenige neue Kartierungen durch v. HUSEN auf Blatt Schladming (I/1986–89, GBA I/1995) erfolgt, wo in Zusammenarbeit mit I. DRAXLER (1978) eine überzeugende Einstufung der schon lange bekannten

Schieferkohle der Ramsau bei Schladming gelang, und neuerdings durch Aufnahmen auf Blatt 100 Hieflau durch M. F. SEIFERT (I/1990). Eigene Begehungen wurden im Raume Landl – Gorzer (auf der neuen ÖK Ganser) 1996, bei Weyer 1967 und in der Umgebung Großraming 1967, 1979 durchgeführt.

Die Reichweite der **günz-** und auch der **mindelzeitlichen** Ennsgletscher ist unbekannt. Selbst das vermutete Einsetzen der Schmelzwasserschüttungen der ÄDS unweit des KW. Rosenau (v. HUSEN I/1971, 513) und der JDS im Bereich von Ternberg bleibt wegen der Enge des Tales unsicher, da talaufwärts, weit abgesetzte Schotter auf einem alten Talbodenrest bei Oberau

### DIE PLEISTOZÄNEN GLETSCHER IM YBBSGEBIET

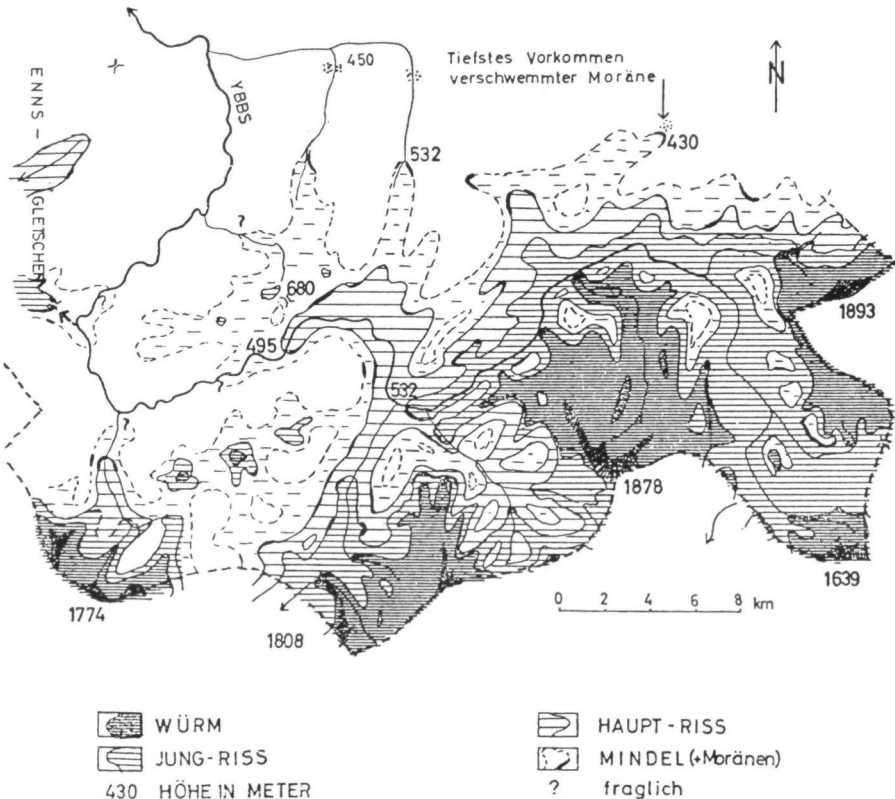


Abb. 67: Die pleistozänen Gletscher im Ybbsgebiet. H. NAGL 1972

westlich Großraming, wie schon von PENCK (P. & B. 1909, 223 f) angenommen, auch von v. HUSEN (I/1971, 514) noch mit dem JDS verbunden werden, der auch noch entsprechende Schotterreste im Reichramingtal feststellen konnte. Erst bei Großraming ist mit einiger Sicherheit das schon von PENCK (P. & B. I/1909, 223 ff) dort vermutete Ende des rißzeitlichen Ennsgletschers anzunehmen.

Somit dürfte der maximale Günzgletscher noch die Flyschzone erreicht haben, während das Ende des maximalen Mindelgletschers noch in den Kalkalpen zwischen Ternberg und Großraming zu suchen sein wird. Demnach entspricht die Ausdehnung dieser alten Ennsgletscher durchaus den Gegebenheiten der westlich benachbarten Gletschersysteme mit dem Unterschied, daß kein Ennsgletscher mehr das Vorland erreicht hatte.

Unter Berücksichtigung dieser großen Reichweiten ist auch anzunehmen, daß günz- und mindelzeitliche Gletscher weiter als dies für die rißzeitliche Vergletscherung nachweisbar ist, in die größeren Nebentäler im Raum Hieflau – Altenmarkt eingedrungen sind bzw. sich mit den von dort kommenden benachbarten Gletschern vereinigt hatten und so noch ein entsprechendes Eisstromnetz bildeten. Außerhalb der Rißvereisung gibt es Hinweise auf eine noch größere ältere Vergletscherung (Abb. 67) im Ybbstalbereich (H. NAGL I/1972, 187, 195, 198, 202 und GBA 1988 Geol. Karte Bl. 71 Ybbsitz).

Schwierigkeiten bereiten immer noch die hochgelegenen, nicht zusammenhängenden alten Schotterreste innerhalb dieser ältesten Vergletscherungen, die unterhalb des Gesäuses in der Umgebung von St. Gallen (Abb. 68), östlich der Weitung von Landl und am Gesäuseausgang bei Hieflau auftreten, oberhalb des Gesäuses in der Mulde von Lassing sowie auf dem Gröbminger Mitterberg. PENCK hatte die Schotter bei Hieflau (P. & B. I/1909, 229) und beim Gorzer (Ganser auf der neuen ÖK) östlich Landl (S. 226) als ÄDS bezeichnet und daraus geschlossen, daß die Günzvergletscherung im Ennstal etwa das Ausmaß der Würmgletscher erreicht haben dürfte (S. 227), mit deren Ende am Gesäuseausgang zu rechnen wäre. Von dieser Vorstellung ging damals auch noch v. HUSEN aus (I/1968), der in Anlehnung an PENCKs präglazialen Talboden (I/1909, 232) in den ca 150 m über der Talsohle des Ennstales gelegenen alten, nicht zusammenhängenden Talbodenresten und auch in den Felssockeln dieser Schotter, auch jener der Schotter oberhalb des Gesäuses, von Lassing und dem Gröbminger Mitterberg, eine einheitliche zumindest prämindelzeitliche Anlage sah (Abb. 68), die während des sog. „großen Interglazials“ tief zerschnitten und bis auf die wenigen verbliebenen Reste abgetragen worden sei. Die Schotter selbst seien als Rückzugsschotter des abschmelzenden mindelzeitlichen Gletschers, möglicherweise auch als Vorstoßschotter zu verstehen (v. HUSEN I/1968, 265). Weitgehend schotterfreie Reste dieses alten Talbodens werden vor allem an der Stufenmündung des Sölktals in ca 760 m, zwischen Irnding und Aigen um 700 m (S. 667f) und

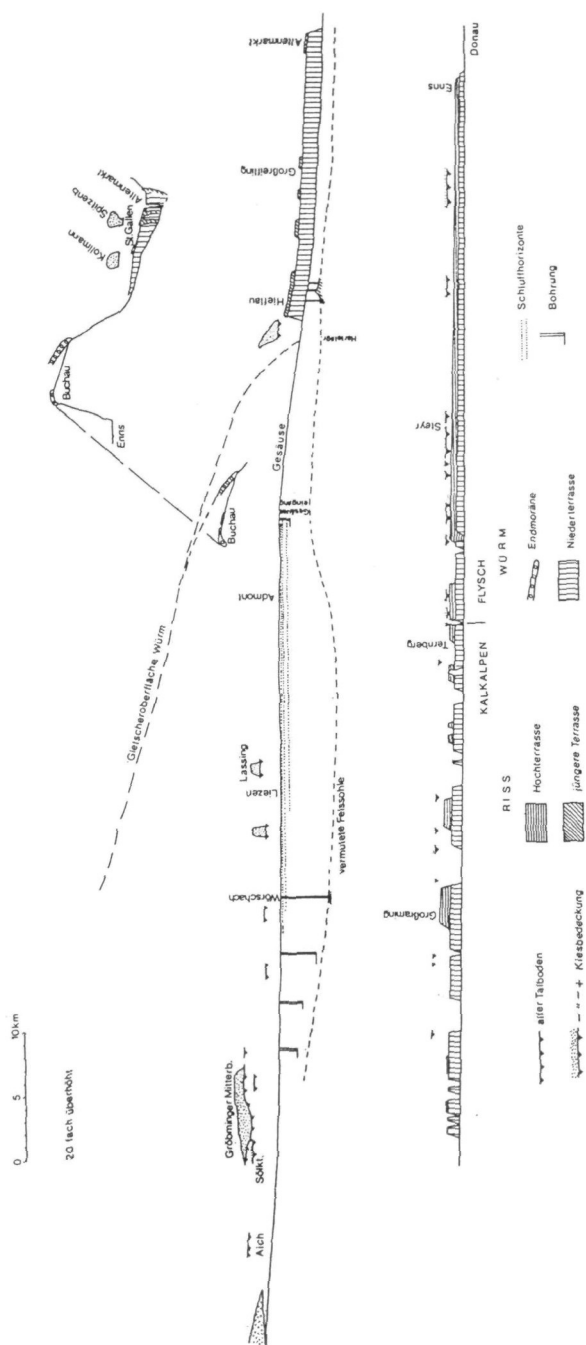


Abb. 68: Längsprofil des Ennstales mit alten Talbodenresten. v. HUSEN 1987

auch an einigen Stellen in Oberösterreich bei Kleinreifling, Kastenreith und östlich Großraming erwähnt (v. HUSEN I/1968 275).

Bei genauerer Betrachtung dürften diese Schotter bzw. Konglomerate nicht alle dem gleichen Niveau und damit auch nicht einer einheitlichen Schüttung angehören. Dieser Eindruck läßt sich auch nicht verdrängen, wenn man lokale lithologische Einflüsse, bei den großen Mächtigkeiten auch unterschiedliche Korngrößen, eine wiederholte nachträgliche Glazialersion und auch mögliche tektonische Verstellungen berücksichtigt. Demnach dürften zwar die mächtigen Konglomerate bei Hieflau im Waaggraben und am Waagsattel und beim ehemaligen Scheibenbauer in etwa 780 m sowie die bis ca 740 m reichenden Konglomerate beim Gorzer (Ganser) weitgehend übereinstimmen; sie können aber nach heutiger Kenntnis über die maximale Ausdehnung der Günzvergletscherung nicht mehr mit einem bei Hieflau endenden maximalen Günzgletscher verknüpft werden.

Nach eigenen Beobachtungen (unveröff. 1966 Abb. 69) bilden die stark konglomerierten Schotter beim Gorzer (Ganser) östlich Mooslandl in etwa 740 m ein ausgeprägtes, jedenfalls eisüberformtes Plateau das steil nach Norden zum Becken von Gams und nach Süden bzw. SW zum Ennstal abfällt. Ihre Mächtigkeit erreicht mehr als 60 m. Der bis ca 675 m aufragende Felssockel besteht aus Gosaugesteinen. Soweit einzusehen, überwiegt ein relativ feinkörniges, stärkstens ver- und angewittertes löcheriges Konglomerat aus Fernschottern, teilweise mit Kalzitkrusten und mit mächtigen lehmigen Verwitterungsrückständen. Zwischen der bei Mooslandl angelagerten HT (Arbesberger Terrasse) und dem Sockel der Gorzer Terrasse aus Gosaugesteinen ist in verschiedenen Höhen an mehreren Stellen wiederholt blockführende schluffreiche Grundmoräne anzutreffen, die am Kontakt zu den Gosaschichten tiefer hinabreicht als die Oberfläche der Arbesberger-HT (Urbaberger auf der neuen ÖK) und daher älter sein muß als diese. In wesentlich

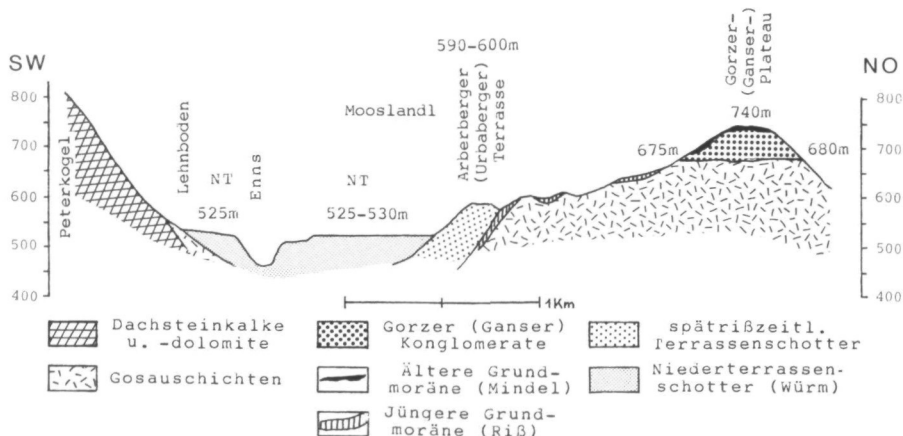


Abb. 69: Querprofil durch das steirische Ennstal bei Landl.  
H. Kohl

höherer Position, etwa um 700 m, findet sich abermals Moränenmaterial, das aber im Unterschied zum tiefer liegenden stark verfestigt und verwittert ist. Dieses ist diskordant an das Gorzer Konglomerat angelagert und greift soweit einzusehen auf das Plateau über. Nachdem die HT von Mooslandl ins Spättriß (siehe später!) zu stellen ist, dürfte die relativ frisch wirkende die Arbesberger (Urbaberger) Terrasse vom Sockel des Gorzer Konglomerates trennende Moräne wohl rißzeitlich sein. Die höhere an das Gorzer Konglomerat angelagerte und dieses anscheinend überlagernde Moräne muß entsprechend älter sein, aber junger als das Gorzer Konglomerat. Man wird wohl mit einer mindelzeitlichen Grundmoräne rechnen können.

Da für das Gorzer Konglomerat ein präquartäres Alter schon wegen der lithologischen Zusammensetzung nicht in Frage kommt, aber auch für ein biber- oder donauzeitliches keine Hinweise vorliegen, ist wohl am ehesten mit einer günzzeitlichen Schüttung zu rechnen, wobei Vorstoßschotter wegen der relativ geringen Korngrößen kaum in Betracht kommen, oder mit einer zwischen dem Günz und dem Mindel liegenden Ablagerung, wofür es Anhaltspunkte in der „Haslach-Eiszeit“, aber auch in der in manchen Belangen ähnlich erscheinenden „Weißen Nagelfluh“ (WNF) von Kremsmünster gibt. Mit diesen Gorzer Konglomeraten sind auch die anscheinend bis etwa 100 m Mächtigkeit erreichenden, aus Fernschottern bestehenden ebenfalls größtenteils feinkörnigen Konglomerate in etwa 780 m am Gesäuseausgang beim ehemaligen Scheibenbauer und am Waagsattel vergleichbar, die ebenfalls überformt sind und Reste einer alten Grundmoränendecke aufweisen, die 1966 vom Verfasser gut einzusehen waren, wobei es auch Andeutungen dafür gibt, daß es sich hier bei der großen Mächtigkeit nicht um eine einzige zusammenhängende Schüttung handeln müsse (KOHL 1966). Vor allem liegen die von E. ZIRKL (1981 186 f) beschriebenen Konglomerate im Waaggraben teilweise tiefer und enthalten Lehm führende Lagen.

Die von v. HUSEN (I/1968 274) aus der Umgebung von St. Gallen erwähnten alten konglomerierten Fernschotter mit nach oben hin zunehmender Kalkkomponente in 570–580 m, 550 m und in der Hochmulde beim Kupferbauer bis 675 m, wo auch Moräne erwähnt wird, können schon auf Grund ihrer relativ geringen Höhenlage kaum dem Gorzer Konglomerat entsprechen, auch wenn diese Fernschotter unter Umgehung des Gesäuses über den Bereich des heutigen Buchauer Sattels in die Umgebung von St. Gallen gelangt sind. Ihre Höhenlage ist auch innerhalb der geringen Entfernungen zu verschieden, so daß sie kaum auf unterschiedliche nachträgliche Glazialerosion über einer einst einheitlichen Schüttung erklärt werden können. Insgesamt müssen sie wohl jünger als die Gorzer und wahrscheinlich auch als die alten Hieflauer Konglomerate sein. Die höheren Vorkommen könnten, wie v. HUSEN vermutet (I/1968 275), aus der Mindeleiszeit stammen, während die tieferen auch einem frühen Abschnitt der Rißeiszeit zugeordnet werden könnten.

Oberhalb des Gesäuses können die isolierten, sehr mächtigen sandreichen Schotter des Gröbminger Mitterberges und auch die Schotter der Hochmulde von Lassing am ehesten einer prärißzeitlichen Schüttung zugeordnet werden

(v. HUSEN I/1968 264ff). Ihr Sockel aus Grauwackengesteinen überragt nicht nur bis > 100 m die heutige Sohle des Ennstales, er wird auch durch das Tal des Gröbmingbaches von den Kalkalpen getrennt. Die Schotter sind deutlich in ein Relief dieses Sockels eingelagert, ihre sehr unruhige Oberfläche ist neben einer gewissen Zertalung wohl primär auf wiederholte nachfolgende Gletschererosion zurückzuführen. Eine Moränenbedeckung konnte jedoch bisher unter Hinweis auf H. P. CORNELIUS (1939 36) nicht nachgewiesen werden (v. HUSEN I/1968 265). Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse lassen kaum eine genauere stratigraphische Gliederung zu und damit auch keine entsprechende Aussage, ob die gesamte Sedimentmächtigkeit von einer einheitlichen Schüttung stammt. Die relativ geringe Verfestigung der größtenteils gut gerollten Schotter dürfte auf den geringen Karbonatanteil zurückzuführen sein, der nur auf der den Kalkalpen zugewandten Seite stärker hervortritt.

Nach derzeitigen Kenntnissen sind diese Schotter mit v. HUSEN (I/1968 265) am ehesten in den Mindelkomplex einzustufen, wobei der Autor eher an „Rückzugsschotter“ als an Vorstoßschotter denkt. Man wird vielleicht noch ergänzen können, daß auch spätmindelzeitliche Gletscherstände dabei eine Rolle gespielt haben könnten. Die weiter talaufwärts liegenden Schotter der Ramsau bei Schladming können, wie von älteren Autoren angenommen (BÖHM I/1885, AMPFERER 1935 und CORNELIUS 1939), nicht diesem Komplex zugeordnet werden (dazu später). Insgesamt wird man aber auch die vom Gröbminger Mitterberg abwärts folgenden, von v. HUSEN (I/1968) als ältere Ennstalschotter zusammengefaßten hochgelegenen Sedimentreste nicht als eine einheitliche mindelzeitliche Schüttung auffassen können; zu unterschiedlich sind ihre Höhenlagen und auch ihr Sedimentaufbau. Die Konglomerate von Hieflau und besonders vom Gorzer Plateau scheinen älter, die von St. Gallen jünger als Mindel zu sein.

Aus dem nachfolgenden „Großen Interglazial“ nach Penck werden Gehängebreccien vom Typ der Höttinger Breccie bei Innsbruck von O. AMPFERER (1935 30) aus dem Gesäuse, von H. P. CORNELIUS (1944 133f) vom Grimming und von F. KÜMEL (siehe GANSS et al. I/1954 37) von der Südseite des Dachsteins erwähnt (v. HUSEN I/1968 268f). Außer eines Hinweises von v. HUSEN (I/1968 259), der im Süden des Admonter Reichensteins in 1600–1650 m, d. i. weit über der Oberfläche des Würmgletschers, kristallinführende Moräne über einer Gehängebreccie erwähnt, gibt es kaum einen zwingenden Nachweis, daß diese Gehängebreccien alle dem Riß-Mindel-Interglazial zugeordnet werden müßten.

Das schon von PENCK erkannte **rißzeitliche** Ende der Ennsgletscher bei Großraming und auf dem Saurüssel bei Weyer (P. & B. 1909 224 f) konnte später von v. HUSEN bestätigt werden, der bei Großraming auf Seitenmoränenwälle nördlich und südlich (bei Oberpleissa) der Enns und das Einsetzen der HT hinweist (I/1968 259).