© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien
63. Band, 1970

S. 185—202

Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal

(mit 4 Abb., 3 Bildern und 3 Karten)

Von **Hubert Nagl** *), Wien

Im Jahre 1968 erschien vom Verf. ein Bericht über „Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs" (Sitz. Ber. d. Öst. Akademie der Wissenschaften, Math.-nat. Kl., Abt. I. 176. Bd., H. 8—10), welcher den Raum Hochkar - Göstling - St. Georgen am Reith umfaßte. Nach weiteren Begehungen wird nun eine zusammenfassende Darstellung des gesamten alpinen Ybbsbereichs gegeben, wobei erstmals eine kartographische Rekonstruktion der würm- und rißeiszeitlichen Gletscher versucht wird; außerdem mußten auf Grund gemeinsamer Exkursionen mit Herrn Univ.-Prof. Dr. Julius Fink, dem ich für die anregenden Diskussionen im Gelände selbst meinen ergebensten Dank aussprechen möchte, manche Berichtigungen in Bezug auf die Datierung von damals beschriebenen Moränen und Terrassen vorgenommen werden, die hiermit erfolgt.

Außerdem ergaben sich Parallelen zu den von D. van Husen durchgeführten Untersuchungen im Ennsgebiet, die eine gute Korrelation ermöglichen. Abschließend werden noch Hinweise auf minderzeitliche Gletscherablagerungen gegeben, die den großen Unterschied zwischen den einzelnen Vereisungsweiten aufzeigen, ganz im Gegensatz zu den großen Vorlandgletschern im Traungebiet und weiter im Westen oder zu östlichen Alpengletschern der Eiszeit (Mur-, Draugletscher, Lokalgletscher).

Die Geländeuntersuchungen wurden von der Ma 7 des Magistrates der Stadt Wien durch ein Wissenschaftsstipendium unterstützt, wofür ich meinen aufrichtigsten Dank abstatten will!

Zusammenfassung

Auf Grund mehrjähriger Geländeuntersuchungen konnten erstmals für das Ybbstal als Beispiel einer quartären Lokalvergletscherung mit stark differenzierten Eisständen Karten der Würm- und Rißvergletscherung entworfen werden. Lage und Verwitterung der Moränen und Terrassen lassen eine deutliche Trennung zu, welche durch fossile Böden weiter gestützt wird. Der große Unterschied in der Vergletscherungsausdehnung ist durch die Großformung leicht erklärbar, weil bei geringen Absinken der Schneegrenze weite hochgelegene Flachlandschaften in das Nährgebiet

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Hubert Nagl, Assistent am Geographischen Institut der Universität Wien, Universitätsstr. 7/V, A-1010 WIEN.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

miteinbezogen wurden. Eine vorspätrißzeitliche Schotterakkumulation deutet auf einen Ybbslauf über den Saurüssel und Weyer zur Enns, doch ist die Altersstellung der Talverlegung nicht endgültig beweisbar. Der Hauptrißvereisung folgt ein spätrißzeitlicher Stand, der besser zu lokalisieren ist (Karte III), mindelzeitliche Sedimente finden sich weiter entfernt und sind fraglich. Die Verwitterung der pleistozänen Akkumulationen ist in diesem Raum innerhalb der Alpen besonders intensiv, verglichen mit dem anschließenden Vorland.

Summary

On account detailed investigations of region for the first time maps, concerning the glaciation in Würm an Riß periods, could be designed for the Ybbs valley as an example for the quaternary local glaciation. Location and weathering of morains and terraces consede a clear seperation which besides relies on fossil soils. The enormous difference on the glacial area can be easly explained by the different high plaine surface, as, by a little decrease of the snow line, wide levels are include in the area of accumulation. A Pre-Joungriß filling up the valley gives proof of an Ybbs-course passing Weyer and leading to the Enns. The time when the river changed its position could not be finally found out, but the Riß-period could be accepted. Sediments of the Mindel-period is farther away and questionable. The weathering of the Pleistocene accumulations is here more intensive than in the Alps and even quicker than in the foreland.

Problemstellung

Das Ybbstal mit seinem bemerkenswerten, oft gegen die Abdachung der Alpen gerichteten Lauf, liegt in einer Region der Voralpen, welche durch höhere und ausgedehntere Gebirgsstöcke (Ötscher 1893 m, Dürrenstein 1878 m, Hochkar 1808 m) ausgezeichnet ist und daher während der pleistozänen Kaltphasen eine lokale Vergletscherung entwickelt hat. Die Ausdehnung der eiszeitlichen Gletscher ist nur abschnittsweise untersucht worden, wobei vor allem die der würmzeitlichen Eismassen beschrieben worden ist. Im folgenden soll versucht werden, wenigstens die Würm- und die Rißeiszeit durch deren Ablagerungen und Formen zu rekonstruieren und die Vergletscherung kartographisch darzustellen. Die beigegebenen Isohypsenkarten, welche auf Grund der Moränenfunde erstellt wurden, sind für die Kalkvoralpen ein erster Versuch und spiegeln die unterschiedliche Gletschergröße der Riß- (Spätriß-) und Würmeiszeit wider.

Die Altersbestimmung der Moränen wurde mit verschiedenen Methoden ermittelt. Die Lage, der Verwitterungsgrad, die etwa vorhandenen Deckschichten und die anschließenden Terrassenfluren waren die Hauptkriterien. Die Karte I (Terrassen im Ybbstal zwischen Lunz und S. Georgen/Reith zeigt deutlich neben den postglazialen Aufschüttungskörpern drei deutlich voneinander trennbare Akkumulationen (Würm — Spätriß — Hauptriß), die im weiteren genauer dargestellt werden.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Ein Problem für sich bildete die altquartäre Talverschüttung (Schotterakkumulation), die einen anderen als den heutigen Ybbslauf anzeigt. Sie bildet den letzten Rest älterer Eiszeitformen, da sie bis zu alten, unter Solifluktions- und Hangschuttmassen bedeckten Moränen reicht.

Den Beobachtungen vorangestellt seien einige Bemerkungen über die Fläche des Einzugsgebietes bei verschiedenen Schneegrenzhöhen und einige klimatische Werte; beide Angaben können die starke Vergletscherung überhaupt sowie die großen Unterschiede in Abhängigkeit vom Relief erklären. In einer Höhe von über 1100 m SH befinden sich in den Göstlinger Alpen (Hochkar) 39 Prozent, am Dürrenstein 46 Prozent, im oberen Ybbsgebiet (mit Neuhauserbach) 82 Prozent der Gesamtfläche, berechnet für das Einzugsgebiet der Ybbs. Im letzten Raum steigt der Wert auf 92 Prozent, rechnet man die postglazialen Kerben bis 1050 m herab hinzu. Zu den orographischen kommen noch für die Vergletscherung günstige klimatische Verhältnisse. Bei der Annahme einer dem heutigen ähnlichen eiszeitlichen Klimadifferenzierung ist der Vorteil gegenüber den Zentralalpen deutlich zu erkennen. Die Jahressummen des Niederschlags betragen in Neuhaus (988 m) zwischen 1700 und 2400 mm (Normalzahl 1746 Millimeter), die Jahresdurchschnittstemperatur beträgt 3,9° C, die Summe der Neuschneehöhen bis 722 cm, die maximale Schneehöhe 245 cm. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse in Lackenhof (835 m): Die Normalzahl des Niederschlags beträgt 1915 mm, ein Wert, der in den westlichen Zentralalpen erst in über dreimal so hoch gelegenen Gebieten erreicht wird, die Jahresdurchschnittstemperatur liegt bei 5,6° C, die Summe der Neuschneehöhen ist mit 622 cm und die maximale Schneehöhe mit 160 cm angegeben, wobei für die beiden letzten Werte Extreme von 1944 bzw. 335 Zentimeter gemessen worden sind! Die Dauer der Schneebedeckung beträgt bei den angegebenen Jahrestemperaturen 180—210 Tage. Nach F. Steinhauser nehmen die Niederschläge in den höchsten Gebieten der genannten Voralpenberge auf über 2500 mm zu (Staulage), so daß die im Durchschnitt 300—400 m tieferen rezenten und pleistozänen Höhengrenzen im Vergleich mit den Zentralalpen notwendig erscheinen.

Die Teillandschaften und ihre Moränen

Der untersuchte Raum gliedert sich in folgende Abschnitte (Abb. 1):

1. Das Gebiet der Ois (obere Ybbs) mit Neuhauserbach und Lackenbach; das Ursprungsgebiet der Gletscher war der Dürrenstein-Ostabfall, die Zellerhut, die Breimauer und das Ötschergebiet.
2. Das Ybbsgebiet zwischen Lunz und Göstling mit dem Seetal; das Dürrensteinplateau und sein Nordabfall.
3. Das Göstlingbachtal mit den Göstlinger Alpen (Hochkar).
4. Das Hammerbachtal südlich Groß-Hollenstein und das Gamssteingebiet.
5. Das Ybbstal unterhalb Göstling (bis Opponitz) mit dem Saurüssel und dem Opponitzerbachgebiet.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

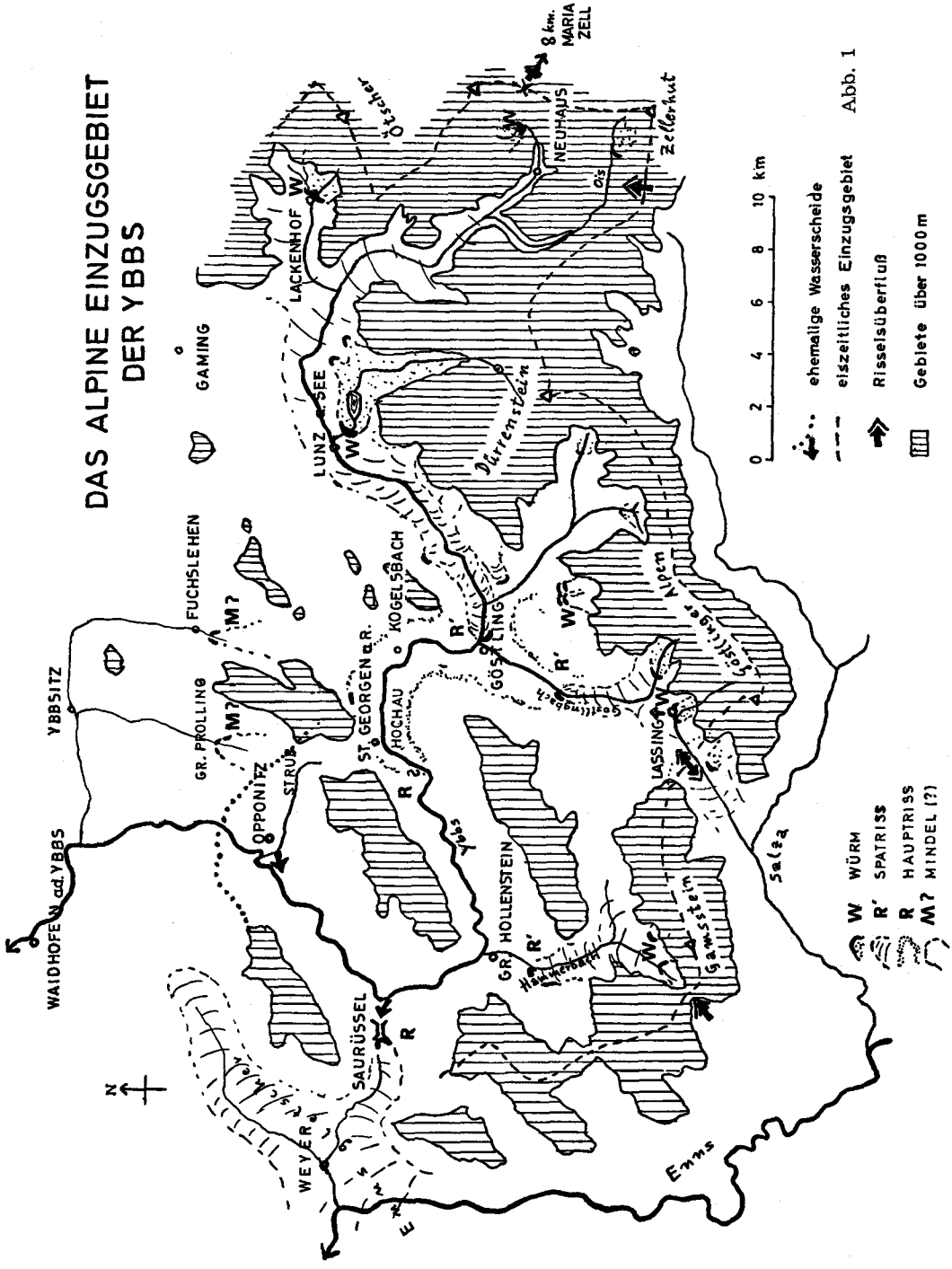


Abb. 1

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

1. Der erste Raum ist durch flache Altlandschaften um 1200 m und 1400 m gekennzeichnet, die von wenigen höheren Gipfeln überragt (Scheiblingstein 1622 m, Gr. Zellerhut 1639 m, Breimauer 1489 m, Kleiner Ötscher 1552 m) und durch meist steil eingeschnittene Täler gegliedert werden. Dachsteinkalk überwiegt, im Süden ist der Hauptdolomit weit verbreitet. Die beiden Quelltäler der Ybbs, das Ois- und das Neuhauserbachtal zeigen mehrfach Reste quartärer Aufschüttungen wie Moränen und Eisrandterrassen, die nun charakterisiert werden sollen.

Die vorwiegend aus Kalken aufgebaute Region zwischen Kleinem Ötscher und Breimauer (1489 m) kann als Altlandschaft mit karst- und glazialmorphologischer Überprägung bezeichnet werden. Meist sind Großdolinen und Uvalas Vorformen der Karentwicklung, die wegen der geringen Höhe selten typische Formen erreicht hat. Auf der Südseite liegt die Karbodenhöhe bei 1260 m—1340 m, auf der Nordseite sinkt sie auf 1060 bis 1160 Meter herab. Die Stufung der Täler ist durch Verkarstungsvorgänge bestimmt und glazial verstärkt. Bei der Ortschaft Taschelbach, 2 km oberhalb Neuhaus, liegen mehrere Moränenwälle in der Talweitung am Fuß des Zellerain-Passes. Die Höhe (äußerer Wall 1060 m, innerer Wall 1070 m) sowie die Frische des Materials sprechen für würmzeitliche Ablagerungen, das Gesteinsmaterial (Dachsteinkalk, Liaskalke und -mergel) weist eindeutig auf eine Herkunft von Norden aus dem Raum Feldwiese - Breimauer, da die genannten Gesteine südlich nicht anstehen. Der maximale Würmgletscher hat sich hammerförmig in der Talweitung ausgebreitet und dabei örtlich eingeschwemmten Dolomitgrus zu Stauchmoränen zusammengeschoben. An der Stirnseite selbst wurde der Gegenhang unterschnitten und mit groben Moränenblöcken überstreut, welches sich gegen Westen als selbständiger Wall vom Hang löst. Der innere Wall, der ca. 700 m nördlicher liegt und ein versumpftes Zungenbecken umschließt, ist als kleiner Vorstoß während des Rückzugs zu deuten (Spreitzer's Neuer Hochstand?). Nach der Höfer'schen Methode der Schneegrenzbestimmung ist diese bei 1220 m anzunehmen, ein Wert, der im Ybbsgebiet immer wieder aufscheint.

Bei 1240 m SH setzten am orographisch rechten Hang des Tälchens, das zur Feldwiese führt, langgezogene fast parallele Ufermoränenwälle an, die nur allmählich absteigend um den Scheiblingwald in 1230 m und in das Neuhauserbachtal auf 1110 m herabziehen. Sie bestehen aus grobem Blockwerk, das Feinmaterial wurde ausgewaschen; die großen Blöcke zeigen starke Korrosionserscheinungen. Diese Wälle, die auch am Gegenhang in gleicher Höhe in Resten erhalten sind, können auf Grund der Lage (Schneegrenze bei 1050 m) und dem Erscheinungsbild als rißzeitlich eingestuft werden; bei höherem Alter wären sie bereits der Verkarstung zum Opfer gefallen.*)

*) Siehe: H. Nagl, Die Dolomitkarstlandschaft am Friesling in NÖ. — Mitt. Österr. Geogr. Ges. **111**/I, Wien 1969.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Am Osthang des Zwieselberges (1463 m), der zwischen Neuhauser Bach und Ois aufragt und ein Kar besitzt, ist ebenfalls ein 1 km² großes Moränengebiet in 1145 m—1170 m Höhe anzutreffen („Auf den Mösern"). Diese Lokalmoräne entspricht einer Schneegrenzhöhe von fast 1180 m und ist daher auch würmzeitlich; bemerkenswert ist, daß diese Moränenwälle und -kuppen westlich der Jägertalstraße einer älteren, stark zersetzten Moränenschicht aufgelagert ist, welche durch allochthone Blöcke aus Wettersteinkalk auf einen Ferntransport vom Hochschwab hinweist. Bereits Klimpt hat ähnliche Beobachtungen beschrieben. Bei der gegebenen kuppigen Altlandschaft und den sie bedeckenden Moränenresten ist folgende rißzeitliche Eisausdehnung anzunehmen:

Neben den lokalen Eiszuflüssen vom Zellerhut (1693 m), dem Zwieselberg und der Breimauer hat noch über den Bärenrißsattel vom Hochschwab zufließendes Fremdeis einen weiten Eikuchen ernährt, den man als „Neuhauser Eissee" bezeichnen kann, da sich seine Oberfläche auf 6 km Horizontaldistanz nur um ca. 100 m gesenkt hat und zur Gänze als Nährgebiet fungiert hat. Seine Grenzen sind in 1200 m—1300 m an vielen Stellen durch Unterschneidungsspuren oder Formen der Schwarz-Weiß-Verwitterung erkenntlich. Moränen und Eisrandsedimente des zerfallenden Eiskörpers sind südlich Neuhaus in 1000 m und im Oisgraben in gleicher Höhe erhalten, wobei die oberste Zone der Akkumulationen durch Dolomitzersatz und Tonfreistellung eine gute Unterscheidung von etwas höher liegenden Würmmoränen (Zellerhutgebiet) ermöglicht.

Das Neuhauserbachtal und Oistal zeigen abschnittweise Trogtalcharakter, besonders im Kalkgebiet, während im Hauptdolomit Weitungen und glaziale Wannungen vorherrschen (z. B. der Rohrwiesteich, 918 m).

Der markanteste Berg der Kalkvoralpen ist der Große Ötscher, welcher mit 1893 m das östlich anschließende Mittelgebirge der Mariazeller-Mitterbacher Landschaft um über 1000 m überragt. Sein flacherer Westabfall wird vom Lackenbach, einem Nebenfluß der Ybbs, entwässert. Gestufte Täler (Sulzgraben, Wassertal) sowie Karformen (Kl. Ötscher 1552 m) sind Zeugen der erodierenden Tätigkeit der Gletscher; noch typischere Formen sind auf der Ostseite im Raum des Ötschergrabens zu finden. Das würmzeitliche Zungenbecken des Weidentals findet seinen Abschluß in der Endmoränenlandschaft von Lackenhof (810 m). Die vom Schwarzen, Kleinen und Großen Ötscher herabziehenden Ufermoränen- und Mittelmoränenwälle, die durch das Auftreten von Mergeln und Verwitterungstonen stark verlehmt sind, schließen sich bei Lackenhof zusammen und erfüllen in mehreren, durch Toteislöcher voneinander getrennten Wällen den Kesselgraben; verschwemmte Moräne reicht 2 km weiter talab.

Während die den Moränen entsprechende Schneegrenze bei 1200 m lag, muß eine tiefere Lage für Ufermoränen in 800 m—900 m weiter talab angenommen werden. Die Rekonstruktion ergibt eine Eismächtigkeit von ca. 200 m im Mündungsgebiet des Lackenbaches in die Ois (650 m). Die

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Moränen von Dippelleiten und Freudenthaler wurden schon 1938 von G. GÖTZINGER beschrieben und als Altmoränen erkannt. In Zusammenhang mit den Moränen stehen Talverbauungen von Seitengräben, die infolge der Ebenheit Verwitterungsdecken aufweisen: Im Durchschnitt werden die Ablagerungen von 0,5 m Lehm überlagert, als Bodenbildung treten lokal Pseudogleye auf (z. B. bei Größbach und Bichl), während die Würmmoränen nur Rendsinen tragen. Der Rißgletscher des Oisgebietes hätte Lunz wahrscheinlich nicht erreicht, wäre er nicht über den Durchlaßsattel (775 m) und den Sattel von Rechberg (790 m) mit Seetaleis gespeist worden (siehe Seetalgletscher).

Als letzter Gletscherstrom muß jener von der Scheiblingstein-Dürrenstein-Ostflanke erwähnt werden. In Würm reichte ein selbständiger Gletscher von dem 1500 m—1600 m hohen Plateau bis 850 m herab und lagerte deutliche Moränen ab. Während der Rißvereisung mündete der Gletscher in das Oiseis; die Eisoberfläche lag dabei in rund 1000 m SH, wie aus der Höhengrenze der Moränenstreu hervorgeht.

2. Der Dürrenstein stellt mit dem Scheiblingstein das größte und höchste Lokalvergletscherungsgebiet dar. Die Durchschnittshöhe oberhalb der 1200 m — Isohypse liegt in 1490 m, oberhalb der 1000 m — Höhenlinie in 1350 m! Das Plateau ist stark verkarstet und gegen Norden zur Ybbs geneigt, jedoch allseitig von steilen Hängen ab 1700 m—1400 m SH umgeben. Als einziges Tal greift das Seetal mit Ober-, Mitter- und Lunzersee (1113 m, 765 m, 608 m/—34 m) weit zurück; es mündet bei L u n z in das Ybbstal ein, wo in 600 m ein doppeltes Moränenamphitheater entwickelt ist, welches bereits von R. MICHAEL, dann von A. RUTTNER und G. GÖTZINGER beschrieben worden ist. Der südlichste Punkt des Stocks trägt den Gipfel mit 1878 m; hier setzt der schmale, 10 km lange Verbindungskamm zum Ringkogel in den Göstlinger Alpen an. Von hier aus strömten die Eismassen nach allen Richtungen ab, unter ihnen auch der ca. 11 km lange Seetalgletscher, der im Würm nicht nur die Lunzer Moränen, sondern auch jene am Sattel von Rechberg (Bild 1) und am Durchlaßsattel hinterlassen hat. Ihre Wallform ist noch gut erhalten, ihre Verwitterung gering. Das Seetal wurde zu einem typischen Trog ausgestaltet (siehe auch A. RUTTNER und G. GÖTZINGER).

Neben den würmzeitlichen Moränen bei Lunz und 160 m oberhalb des Lunzersees (Rechberg) sind jene am Ausgang des steilen Lechnergrabens und die auf der Terrasse von Großau zu erwähnen; auch im Goldaugraben und Hundsaugraben sind mehrfach Moränen anzutreffen, wenn auch ihre Wallform weitgehend zerstört wurde. Über diese Gebiete wurde bereits 1968 berichtet, allerdings wurden die Würmmoränen fälschlich dem „Neuen Hochstand" und die Rißmoränen dem „Würm-Maximum" zugeordnet, was zu korrigieren ist. Die würmzeitlichen Gletscher endeten alle am Fuß des Gebirgsstocks, die weiter außerhalb liegenden Moränen weisen auf ein regionales Eisstromnetz hin, welches auf Grund der Verwitterungsintensität und der Deckschichten auf den Moränen (bis 1,5 m Lehm) der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

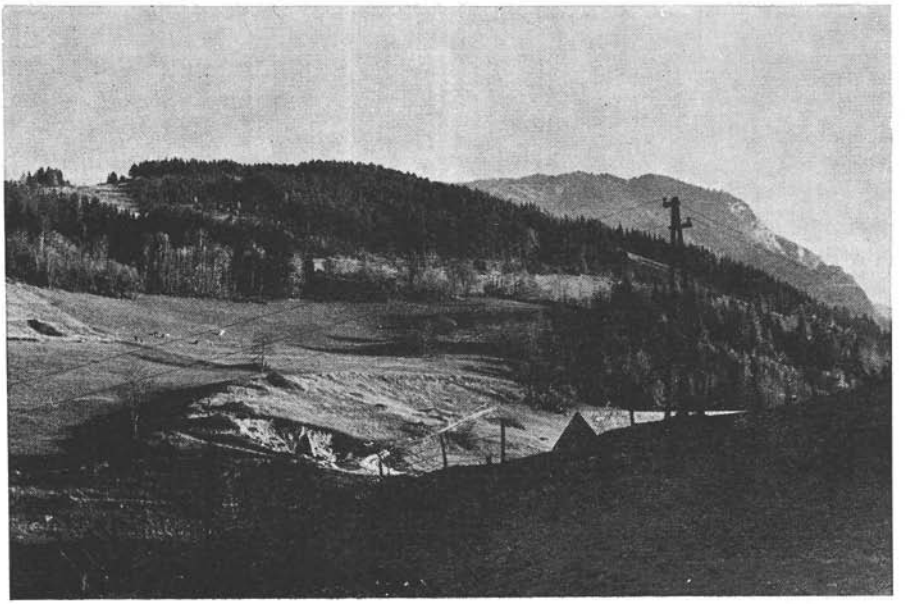


Bild 1 Der Sattel von Rechberg (770 m—780 m) mit der vom Seetalgletscher abgelagerten würmzeitlichen Moräne. Blick nach Süden (im Hintergrund Scheiblingstein, rechts im Tal außerhalb des Bildes liegt der Lunzersee) — Aufn. H. Nagl, Juli 1968.

Rißeiszeit zugeordnet werden muß. Die Endmoränen, welche durch oft gegen das Gefälle der Seitentäler entwickelte Gletscherloben gebracht worden sind, finden sich NW Lunz im Bodingbachtal bei Pramelreith, im Erltal, wo sich der Gletscher in einer Dolomitmulde hammerförmig ausgebreitet und allochthone Geschiebe hinterlassen hat, bei Übelgraben und Poschenreith (N des Stiegengrabens), im Ybbstal selbst bei Schöckelreith und bei Groß-Stanglau an der Einmündung des Golaugrabens in den Steinbachgraben. Ihre Höhe ist mit 620 m—710 m anzugeben. Die wichtigste Endmoräne aber ist die des Ybbsgletschers bei Göstling (532 m).

Es wurde schon 1968 darauf hingewiesen, daß auf Grund der Lage der Moräne im Komplex des „Göstlinger Plateaus" einerseits und durch das Auftreten einer Hochterrasse im von Süden einmündenden Göstlingtal die Aufschüttung einem Ybbstalgletscher zugerechnet werden muß. H. Lechleitner hat das Alter richtig erkannt, wenn er von einer Hochterrasse spricht, die vorhandene Moräne jedoch nicht als Zeichen des rißeiszeitlichen Gletscherendes angesehen hat. Das Bild 2 zeigt einen Aufschluß am Nordrand der Moräne; deutlich sind folgende Zonen zu unterscheiden: Unter dem rezenten Boden ein Braunlöß (Staublehm)-Paket mit Mächtigkeiten bis zu 2 m. Es folgt eine dünne Steinlage und darunter eine terra fusca, die in Taschen tiefergreift (bis ca. 1 m von der terra fusca-Oberkante). Im weiteren Profil sind 2—3 m Kalkschotter mit stärksten Korrosions-

© Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

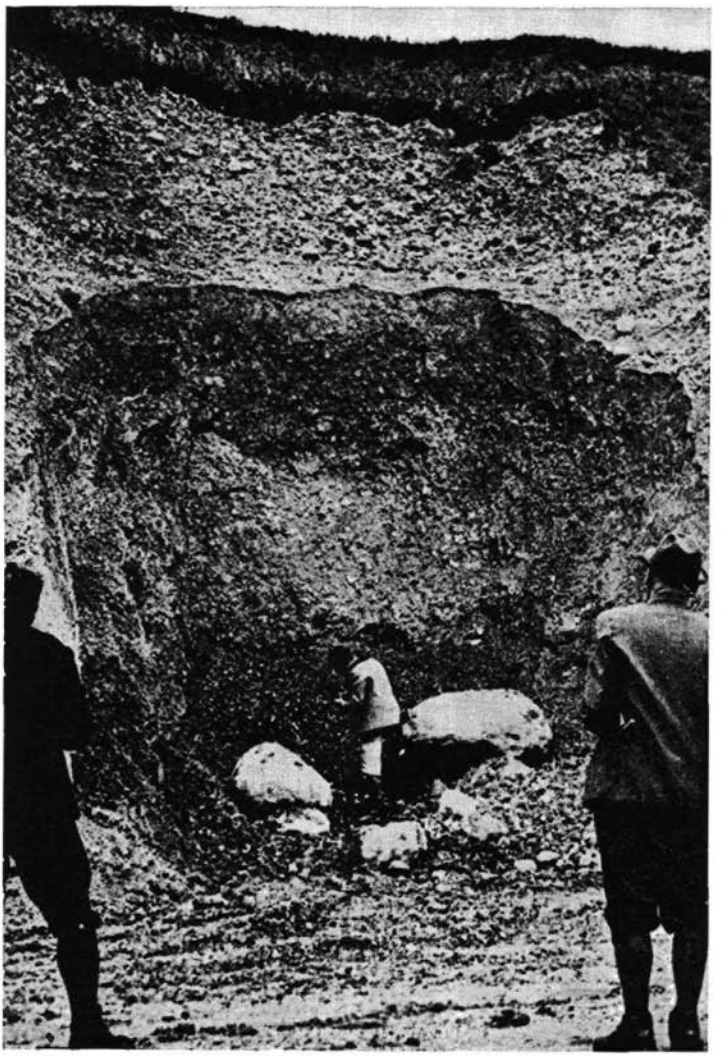


Bild 2 Aufschluß in der Moräne von Göstling; terra fusca — Verwitterung an der Schotteroberkante, darüber äolische und kolluviale Deckschichten. Am Aufschlußgrund große gekritzte Blöcke aus Gutensteiner Kalk — Aufn. H. Nagl, Aug. 1969.

erscheinungen (Bild 3) anzutreffen, weiter unten ist die Moräne mit stark gekritzten Gutensteiner Kalk-Blöcken sowie dem gesamten Spektrum des Einzugsbereichs zu erkennen. Einzelne Gosau-Stücke können nur vom Großkopf oder Bärenkopf (Dürrensteingebiet) oder gar vom Salzabereich stammen, jedenfalls liegen Gosauvorkommen nur im Einzugsbereich der Ybbs und nicht des Göstlingbaches.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geologie.ac.at

Bild 3 Stark korrodiertes Geschiebe aus Gutensteiner Kalk aus dem oberen Bereich der Moräne von Göstling — Aufn. H. Nagl, Juli 1970. (Karte I, II, III — Erläuterungen auf den Karten selbst)

Oberhalb Göstling fehlen im Ybbstal ältere Ablagerungen als Würm mit Ausnahme von Eisrandbildungen, die an den einsinkenden Toteiskörper geschüttet worden sind. Ein Eisstromnetz konnte sich zur Rißzeit nur dadurch entwickeln, daß das Ybbstal im Süden unmittelbar an das über der Schneegrenze liegende Dürrensteinplateau grenzte und deshalb immerwährend durch mehrere Eisströme Nachschub erhielt; sobald diese aussetzten, schmolz der Gletscher ab (Göstling).

Die Tatsache, daß rißeiszeitliche Moränen und an sie anschließende Terrassen auch weiter talab folgen, wobei die letztgenannten als Flur in die Talverschüttung von Opponitz und dem Saurüssel miteinbezogen werden müssen (Schüttungsrichtung zum Ennstal, Niveau gegen NW bzw. SW), führt zu dem Schluß, daß die Moräne von Göstling einer spätrißzeitlichen Phase der Vergletscherung angehört, die weiter talaus liegenden Vorkommen der eigentlichen Hauptrißvergletscherung. Diese Einengung in die

© Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Rißeiszeit machen auch wenige Reste einer weitaus älteren und in größeren Entfernungen vom Gletscherursprung abgelagerte Moränen notwendig, die der Mindeleiszeit zugesprochen wurden. Sie sind meist nur dort erhalten, wo sie von Rückzugsschottern und späteren Sedimentationsvorgängen bedeckt wurden (s. u.).

3. Auch die Göstlinger Alpen mit dem Hochkar und Ringkogel sowie das Göstling(bach)tal wurden 1968 beschrieben. In großer Gesetzmäßigkeit treten hier wie am Dürrenstein zwei Moränengruppen auf; eine am Fuß der Gebirge, wo die Gräben enden (Lassing 700 m/Königstalgletscher, Wundsamreith 680 m, Hochtal 820 m/Leckermoor, Freingraben 760 m) — sie stammen aus der Würmeiszeit. Eine zweite Gruppe liegt weiter talab. Unter diesen ist die Endmoräne von A n g e r a u mit anschließender Hochterrasse zu nennen (580 m), die unter dem heutigen Boden 30—40 cm ockergelben prismatischen Lehm mit einer 15 cm mächtigen terra-fusca-Zone als unteren Abschluß zeigt. Die Moräne selbst ist durch einen bis fast 5 m reichenden Gesteinszersatz gekennzeichnet; Sandstein und Schiefer sind zerfallen, Dolomite aufgelöst, Kalke stark korrodiert. Die Hochterrasse im Göstlingtal ist weitgehend zerdellt oder durch Trockentälchen gegliedert (nach J. Fink ein typisches Zeichen der alpinen Hochterrasse) und teilweise mit Solifluktionsmaterial überdeckt. Die hauptrißzeitlichen Moränen sind nur mehr im oberen Talabschnitt erhalten: Ein 30—40 m über die NT aufsteigender Wall, der auch in Räumen, die von Kolluvionen frei sind, 1 bis 2 m mächtige Verwitterungslehmschichten zeigt. Aus diesen Akkumulationen ist teilweise auch die spätrißzeitliche Hochterrasse aufgebaut, die lokal als Erosionsterrasse in den älteren Moränenaufschüttungen gedeutet werden kann. Auf diese Erscheinung wurde schon 1968 hingewiesen; es ist ein weiterer Hinweis dafür, das das Material der Ybbs-Hochterrasse größtenteils vom Ybbsgletscher stammt, der bei Göstling geendet hat.

Im Göstlinger Plateau stoßen die Glazial- bzw. Periglazialaufschüttungen des Ybbstals und des Göstlingtals zusammen. Jedoch findet man hinter der Kirche von Göstling in 560 m einen gut erhaltenen Terrassenkörper; von hier an sind talab im Ybbstal immer wieder Flußterrassen mit horizontalen Schotter- und Konglomeratbänken verbreitet (z. B. bei Niederhagen, Widderleithen, Kogelsbach, St. Georgen am Reith). (Siehe Karte I). An mehreren Stellen ist es durch die Aufschüttung der Hochterrasse zu kleinen epigenetischen Flußverlagerungen gekommen (s. auch Ampferer 1930). Die spätrißzeitliche Terrassenflur, die — abgesehen von den Rändern gegen das heutige Ybbstal — von einer 1—2 m mächtigen gelbbraunen Lehmdecke überzogen ist, setzt sich über Groß-Hollenstein, Opponitz (Felsterrasse) und Gstadt bis Waidhofen/Ybbs und in das Vorland fort. Ihre Höhe sinkt von 560 m bei Göstling auf 430 m bei Opponitz und 390 m bei Waidhofen. Die relative Höhe über der Niederterrasse schwankt um 30 m (Zusammenfassung der Terrassen am Ende der regionalen Betrachtung).

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geologie.ac.at/ und www.biologiezentrum.at

4. Das Hammerbachgebiet ist der westlichste selbständige Vereisungsraum des Ybbstales. Von Gamsstein (Hochkogel 1765 m) und Voralpe (1728 m) ziehen steile Gräben herab, die nach ihrer Vereinigung zu einem Tal durch den Hammerbach entwässert werden, welcher bei Groß-Hollenstein (487 m) in die Ybbs mündet. In der Würmeiszeit konnten sich nur steile Hängegletscher entwickeln, die — wieder am Gebirgsfuß — in 600 m — 700 m Moränenwälle hinterlassen haben; sie sind weitgehend zerstört oder durch Muren überdeckt. Bei Wenten öffnet sich die enge Dolomitschlucht des Hammerbachs zu einem weiteren Talraum, der durch eine auffällige glaziale Akkumulationslandschaft gekennzeichnet ist. In 520 m—600 m SH ist eine mächtige Endmoräne aufgeschüttet, die gut aufgeschlossen ist und sehr selten Kristallin bzw. Gosau aus dem Ennsgebiet enthält. Auf Grund der absol. Höhe (Schneegrenze 1050 m) und dem Verwitterungsgrad der Aufschüttungen ist rißzeitliches Alter anzunehmen; ein Enns- und Salzaeisüberfluß war gegeben und scheint durch das Kristallin (Schladminger Phyllite und Gneise) gut belegt. Westlich des Tales liegt zwischen zwei Moränenwällen ein 0,25 km² großes Zungenbecken in 550 m—570 m Höhe, welches durch Kames- und Osformen sowie dem Ansatz der Hochterrasse die besterhaltene Riß-Eiszerfallsregion im Ybbsgebiet darstellt. Das Os zeigt deutlich horizontale Schichtung, wobei das Material von einem randlich kommenden Fluß gebracht wurde, wie aus der Gesteinszusammensetzung hervorgeht. Die Hochterrasse zieht bei Groß-Hollenstein in 480 m in das Ybbstal, liegt am Fuß des Saurüssels in 470 m und ist weiter talab erst wieder in Opponitz in 430 m als Felsterrasse erhalten (Spätriß).

Oberhalb des Ortes und talein von 550 m auf 570 m ansteigend sind Reste einer Talverschüttung vorhanden, die jener der Hochau und des Saurüssels entsprechen. Sie sind der Rest der Ybbs-Akkumulation und der Nebenflüsse zu einer Zeit des Ybbsabflusses nach Westen zur Enns, wie aus den Gefällsverhältnissen hervorgeht (Hauptriß)*). Die Niederterrasse senkt sich von 480 m im Hammerbachtal auf 460 m bei Groß-Hollenstein und liegt bei Opponitz knapp bei 400 m; hier hat sich die Ybbs bereits bis zum Felsuntergrund eingeschnitten.

Terrassen-Übersicht

Aus der wechselseitigen Abhängigkeit der Moränenstände und Terrassenvorkommen war letztlich die Ausdehnung der beiden Vergletscherungen ersichtlich. Die talein gelegenen Räume wurden durch Seitenmoränen- und Erratica-Vorkommen in vereiste und eisfreie Räume gegliedert, wie aus den Karten ersichtlich ist. Bei der Betrachtung der Karte I, welche den Ybbstalabschnitt mit den stärksten Terrassenunterschieden herausgreift, fallen drei Abschnitte auf: ein oberster zwischen Lunz und Göstling, ein

*) A. Penck rechnet die hohen Terrassen von Groß-Hollenstein und vom Saurüssel der Hochterrasse, die Akkumulationen von Opponitz den Deckenschottern zu.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

mittlerer von Göstling bis St. Georgen am Reith und ein unterer von hier (Hochau) an talab. Der obere Raum ist durch das alleinige Auftreten der Niederterrasse (mit einem Teilfeld) und postglazialen Fluren gekennzeichnet; das absolute Fehlen höherer periglazialer Flußterrassen beweist die vorwürmzeitliche Vergletscherung bis Göstling. Im Göstlingtal und im Ybbstal unterhalb Göstling treten Reste einer Hochterrasse auf, so daß die Ausdehnung der Riß-Gletscher mit dem Einsetzen dieser Flur bei Angerau und Göstling bzw. Wenten angenommen werden muß, umso

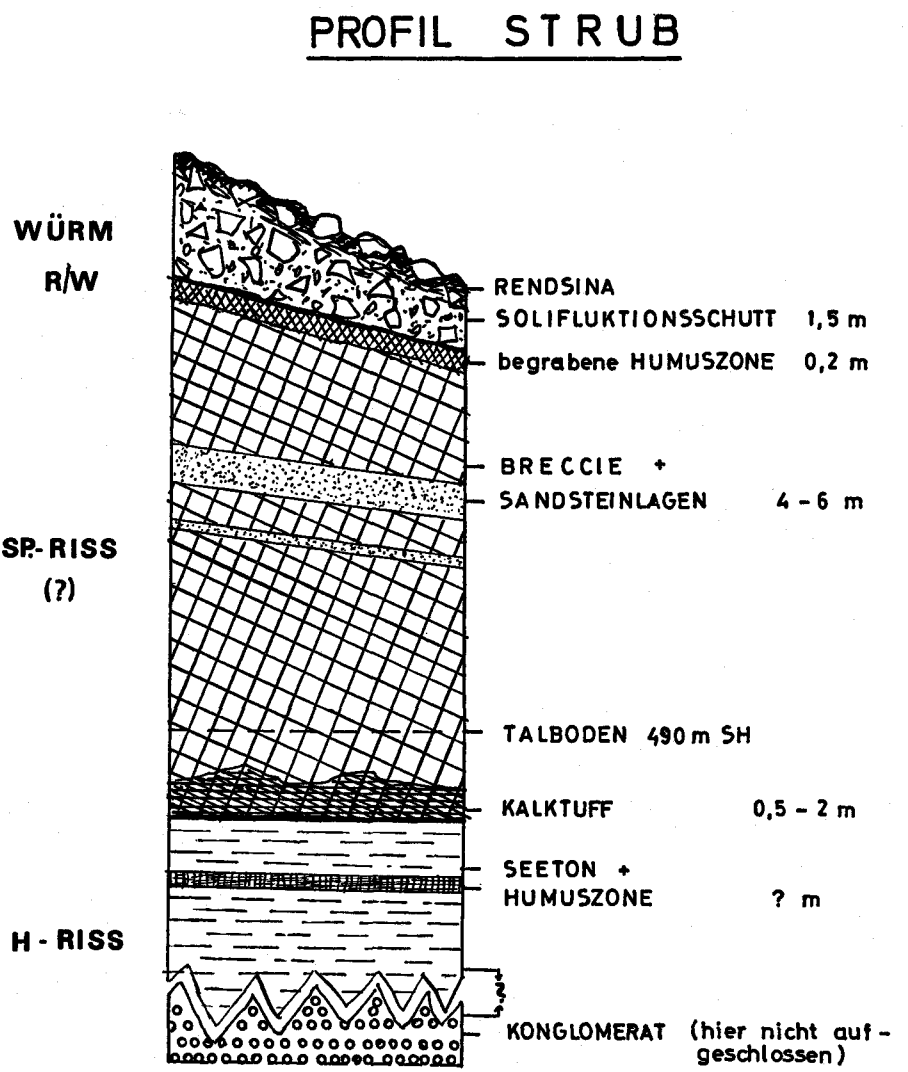


Abb. 4 Ausschnitt aus dem Längsprofil Abb. 3.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

mehr, als die Terrasse überall in Verbindung mit (Spät-)Rißmoränen gebracht werden kann. Von der Hochau bei St. Georgen an sind mächtige Aufschüttungskörper, die Epigenesen verursacht haben (Hochau, Opponitz), für den unteren Abschnitt charakteristisch. Wie aus der Abb. 2 und dem Bild 2 hervorgeht, sind Verwitterungsmächtigkeit und -intensität meist größer als im Vorland, was mit den höheren Niederschlägen erklärt werden kann. Unmittelbare Vergleiche sind daher nicht möglich. Aus der Schüttungsrichtung, dem Oberflächengefälle und der Zusammensetzung des Schotter der alten Talfüllung ist ein Ybbsabfluß über den Saurüssel zur Enns hin anzunehmen (auch Van Husen 1967), der bis ins frühe Riß funktionierte. Die Verhältnisse werden im folgenden dargestellt.

Der prä-spätrißzeitliche Ybbslauf

Von den älteren Vereisungen sind nur wenige Reste im alpinen Ybbstal vorhanden. Ihnen sind teilweise durch Solifluktionsdecken überschüttete Seitenmoränen von Kogelsbach und St. Georgen/R. sowie hohe Schotterterrassen zuzurechnen. Auch nördlich des Ybbstales bei Fuchslehen in 430 Meter sowie vor allem bei Ybbsitz (südlich der Bahnstation) in 440 m bis 460 m finden sich verschwemmte Moränenreste. Vor Ybbsitz den Prollingbach aufwärts liegen südlich der Enge der „Noth" mehrfach Seitenmoränen, die eine mit Seeton erfüllte Wanne begrenzen. Diese und die mit Schottern 15 m hoch verschüttete Moränenmengen von Ybbsitz (wohl von Süden her ca. 7 km weit verschwemmt) sind durch Kritzer und fremdes Material (Dachsteinkalk, der erst südlich des Kl. Kripp-Sattels, 625 m ansteht) als glaziales Geschiebe ausgezeichnet. Diese Reste wurden als m i n d e l z e i t l i c h eingestuft, da sie eine maximale Eisausdehnung eines intakten Eisstromnetzes anzeigen. Diese Sedimente scheinen jedoch umgelagert und daher in ihrer altersmäßigen Zuordnung unsicher zu sein.

Der auffälligste Akkumulationsrest ist jener der H o c h a u bei Sankt Georgen/Reith (nach G. Götzinger Riß-Gletscherende), welcher von Schottern, die durch Sackungserscheinungen (Toteis?) gestört sind, aufgebaut wird (H. Nagl 1968). Die Schotter sind mindestens 50 m mächtig und horizontal geschichtet.

Ein 3 m mächtiges pseudovergleytes Staublehmpaket überdeckt die Schotter. An der Grenze Schotter — Deckschichten ist ein terra fusca-Band erhalten (0,2—0,4 m), das in Zapfen oft 1 m tiefer reicht (Abb. 2). Die Oberkante liegt in 540 m, die Basis der Schotter scheint tiefer als das Niveau der Niederterrasse zu liegen, so daß eine vorrißzeitliche Zerschneidung („großes" Interglazial) bis zur heutigen Talbodenhöhe oder tiefer gereicht hat! Die Aufschüttung hat eine epigenetische Flußverlegung zur Folge. Die Hochterrasse der Spätrißphase zieht bereits durch das neue Tal, so daß hier große Änderungen zwischen Haupt- und Spätriß stattgefunden haben. Diese Flur der HT in 520 m zieht weiter gegen Groß-Hollenstein in einzelnen Stücken fort und verbindet sich dort mit jenen aus

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

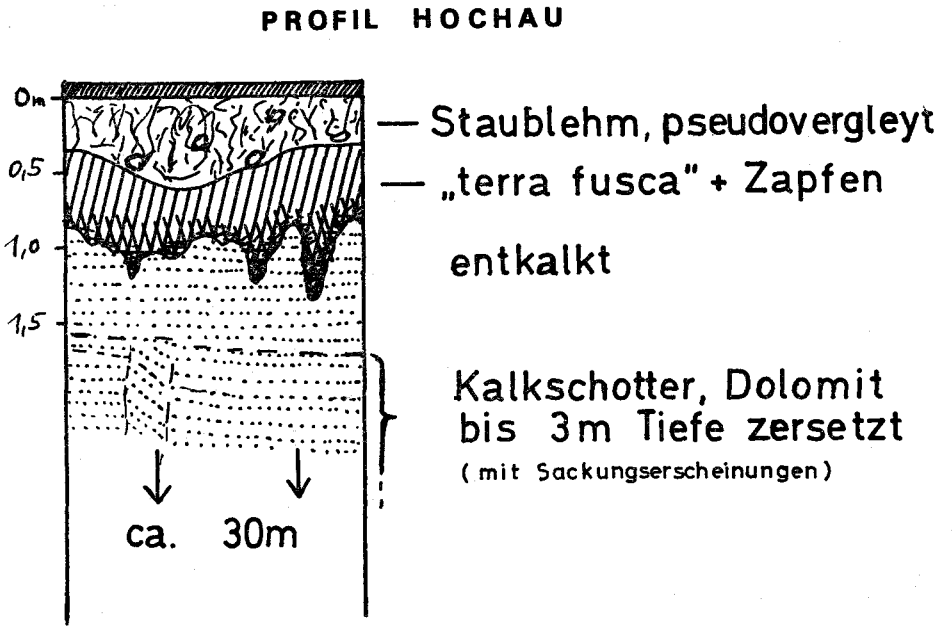


Abb. 2 Profil Hochau: Die Schotter der Hauptrißvereisung zeigen 1—5 m mächtige Deckschichten. Zwischen diesen und den Schottern ist eine intensive Verwitterungszone erhalten.

dem Hammerbachtal. Südlich ist der schon beschriebene Anschluß an Moränen und Eiszerfallsformen (Oser, Kames) zu erkennen.

Während die tiefere Hochterrasse mit geringerem Gefälle als die NT nach Norden verläuft und bei Opponitz in 420 m—430 m bzw. bei Waidhofen/Ybbs in 400 m zu finden ist, steigt die Flur der hauptrißzeitlichen Schotterakkumulationen nördlich Klein-Hollenstein wieder an; sie ist bei Opponitz als Konglomeratpropfen im Opponitzertal bis 530 m Höhe erkennbar. Die Oberfläche der Terrasse weist lokal Reste von Tonablagerungen (Seetone?) auf (max. 530 m), der Schotter selbst aber zeigt ein gegensinniges Gefälle, so daß der hauptrißzeitliche Abfluß nach Süden zum Saurüssel (Schotteroberkante 500 m) stattgefunden haben muß, wie dies bereits O. Ampferer (1924) und Van Husen (1967) annehmen. Sowohl die Schüttungsrichtung als auch das reine Ybbsmaterial beweisen diese Annahme. Van Husen datiert die aufgelagerte Ennsmoräne mit Jungriß und schreibt sie einem Ennsgletscher zu. Verf. konnte auch etliche Kristallingeschiebe (Ennstaler Phyllite, Granitgneise, Granitglimmerschiefer) finden. Die darunter liegenden Ybbsschotter lassen sich mit der Ennshochterrasse verbinden, so daß der altersmäßige und genetische Zusammenhang erwiesen scheint (Abb. 3). Die Ausdehnung der bei Opponitz gefundenen Seetone (gegen das Ybbstal auf der Schotterakkumulation, im Haselreithgraben in gleicher Höhe im Talbodennieveau, vom Bach zerschnitten) konnte nicht

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

DIE TALVERSCHÜTTUNG BEI OPPONITZ

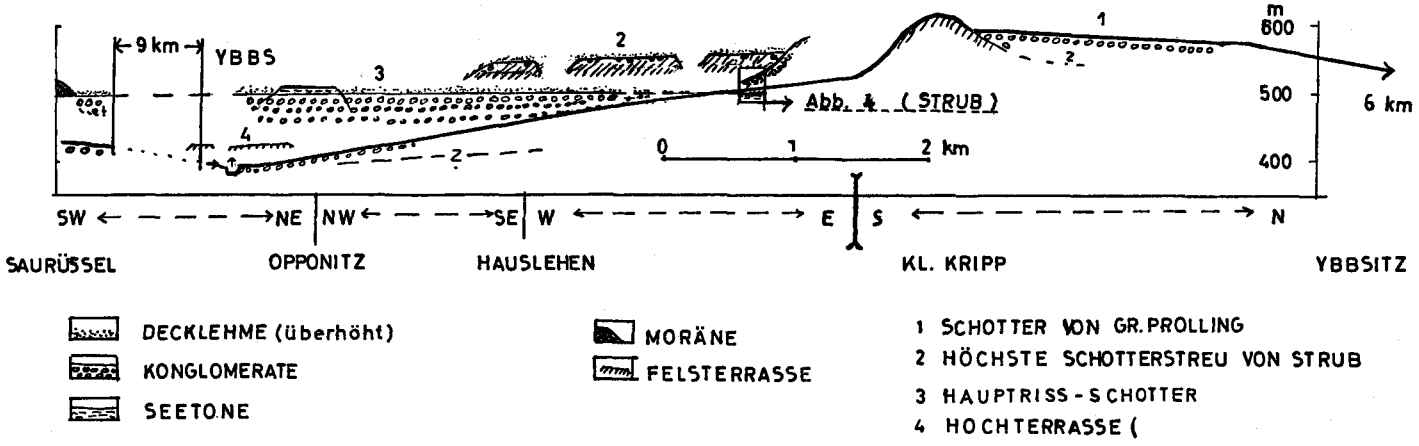


Abb. 3 Die Talverschüttung bei Opponitz, dargestellt entlang des Haselreithgrabens (Opponitzerbach). Die ältesten Schotter konnten nicht eingezeitet werden, wahrscheinlich mindelzeitlich. Das hauptrißzeitliche Schotterpaket und die spätrißzeitliche Hochterrasse sind hingegen klar zu verfolgen. Die Seetone liegen im Haselreithgraben nur scheinbar tiefer, da die Breccien auf ihnen in die Erosionsrinne abgerutscht sind. Ausschnitt siehe Abb. 4.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

festgelegt werden, da sie fast überall der Erosion zum Opfer gefallen sind; nur 1 km nordwestlich Opponitz auf der linken Talseite konnten sie in gleicher Höhe ein drittes Mal gesehen werden.

Die beschriebene Situation erzwingt die Annahme, daß in der Zeit zwischen Hauptriß und Spätriß die Talverlegung stattgefunden hat und damit der heutige Ybbslauf festgelegt worden ist. Neben diesen Argumenten im alpinen Bereich sprechen auch zahlreiche Beobachtungen im Vorland dafür: So fehlt eine Ybbs-Deckenschotterflur überhaupt, die Hochterrasse dagegen entspricht in Bezug auf Höhenlage, Aufbau und Gesamtverlauf der Spätriß-Terrasse, während die Ennstal-Hochterrasse mit der Hauptrißterrasse des Ybbsgebietes übereinstimmt. Die Talverlegung nördlich Opponitz (mit regionaler Entwässerungsumkehr von SW nach N) fällt demnach in eine Eiszeit (R i ß). Der Ybbsabfluß durch das „Kleine Gesäuse" nach Waidhofen/Y. wurde durch eine Anzapfung oder durch einen Überfluß infolge des Staues des alten Ybbslaufes durch den Enns-Rißgletscher eingeleitet, wofür die Seetone sprechen.

Für ein hauptriß- und gegen ein spätrißzeitliches Alter der hohen Akkumulationen spricht auch eine Beobachtung am Südrand der Hochau. Ein Sporn der Terrasse ist durch eine Kerbe, die bis zum Niveau der tieferen Hochterrasse eingetieft ist, zerschnitten. Während auf der Hochauflur die beschriebene starke Verwitterung mit 1 m tief reichenden Zapfen entwikkelt ist, ist der Hang der Kerbe mit der gleichen Art der Verwitterung wie die tieferen Hochterrassenreste überdeckt, auf der Niederterrasse fehlen diese überhaupt. Der Einschnitt kann nur n a c h der Hochau-Akkumulation entstanden sein, daher ist die Hochau älter als er und damit mindestens präspätrißzeitlich. Da alle Reste der Hauptrißschotter (Hochau, Saurüssel, Opponitz) bis unter das Niveau der NT reichen, können sie nicht als mindelzeitlich eingestuft werden; alle bisherigen Beobachtungen im Vorland und noch in viel stärkerem Maße im Alpenraum zeigen einen Sockel der jüngeren Decke, der um mindestens 20 m über der NT liegt!

Zur Zeit der aktiven Flußtätigkeit über Weyer hatte die Ybbs einen der Salza ähnlichen Lauf, der erst später durch eine Anzapfung nach Norden abgelenkt wurde. Das enge Durchbruchstal nördlich Opponitz („Kleines Gesäuse") spiegelt die Entwicklung wider: südlich davon weisen die zufließenden Bäche südgerichtete Täler, nördlich solche nach Norden gerichtete auf. Eine Flußverlagerung verbunden mit dem gesamten Ausraum der Verschüttung zwischen Opponitz und Groß-Hollenstein hat zu den heutigen Verhältnissen geführt, die also seit dem Spätriß in Geltung sind. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß im gesamten Ybbseinzugsgebiet keine Spuren älterer Eiszeiten an der Oberfläche erhalten sind. Erst außerhalb der Wasserscheiden können solche gefunden werden, die anschließend noch einmal kurz zusammengefaßt werden sollen. Im Mindel/Riß-Interglazial erfolgte eine Zeit starker Tiefen- und Seitenerosion und damit die heutige Talbildung selbst. Die weite hochrißzeitliche Verschüttung (Vorstoßschot-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ter?) nach dem Interglazial war eine relativ kurze Phase; dennoch hat sich das topographische Bild zwischen Haupt- und Spätriß stärker verändert als im Altquartär.

Die von R. Michael (1880) und A. Penck (1909) gefundenen äußersten Moränen im Norden (z. B. im Uisitzgraben) rechnet der Verf. der maximalen (mindelzeitlichen) Vergletscherung zu. Es handelt sich um typisches Moränenmaterial, welches allein durch seine Zusammensetzung einen Ferntransport über Wasserscheiden hinweg erweist. Es konnte auch ein neuer Fund in 460 m SH 1 km südlich Ybbsitz gemacht werden. Der Aufschluß zeigt an der Basis sehr große Blöcke, z. T. auch aus norischen Kalken, die im unmittelbaren Einzugsbereich des Prollingbachs nicht anstehen. Nach oben wird die Moräne feiner und schließlich von horizontalen Schotterschichten bedeckt, in denen der Dolomit weitgehend zerstört ist. Die Schotterlage ist stark konglomeriert. Auf ihr ist wieder über 10 m mächtiges Geschiebematerial zur Ablagerung gekommen, welches wie die „Basismoräne" durch starke Kritzung als solches gekennzeichnet ist; auch dieses Sediment wird von unten nach oben feiner, wobei in der Mitte ein ca. 6 m dickes Geschiebelehm-Paket auffällt. 2,5 km unterhalb Ybbsitz ist auf einer rechtsufrigen Felsterrasse ein stark verwitterter Deckenschotterrest anzutreffen, der als Rest der mindelzeitlichen Talverschüttung gelten kann. Die Moräne selbst reicht zumindest bis zur Höhe der Hochterrasse herab, die die Kleine Ybbs in 460 m—420 m abs. Höhe begleitet; zur Rißeiszeit muß m. E. die Kl. Ybbs bereits als autochthones Gerinne ohne Gletscheranschluß bezeichnet werden. Gerade die Frage über die Reichweite der prärißzeitlichen Gletscher und der Anschluß der periglazialen Terrassen des Vorlandes an vorhandene altpleistozäne Aufschüttungen im Inneren des Gebirges sind bisher in Niederösterreich wenig bekannt; die Klärung dieser Fragen ist Ziel weiterer Untersuchungen, da die genannten Aufschlüsse nur unsichere Hinweise geben.

Literaturhinweise:

Ampferer, O. 1930: Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstalkraftwerkes. Jb. Geol. BA, Wien; 80: 45—86.

Götzinger, G. 1938: Bericht über außerplanmäßige Aufnahmen auf Blatt Gaming - Mariazell. Verh. Geol. BA. Wien; 1938: 34—36.

Husen, D. van 1968: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. Mitt. Ges. Geol. u. Bgb. Stud. Wien **18**, 1967; Wien 1968: 249—286.

Klimt, H. 1951: Erlauf, Ötscher und Salza. Geogr. Stud., FS J. Sölch, Wien; 59—76.

Lechleitner, H. 1950: Neue morpholgische Untersuchungen im alpinen Einzugsbereich der Ybbs. Diss. phil. Wien, 3 Bde.

Penck, A. — Brückner, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, 1. Bd. 243 ff.

Ruttner, A. 1938: Geologische Wanderungen im Dürrensteingebiet. Nachr. Sekt. Ybbstaler DuÖAV, H. 9—12.

Steinhauser, F. 1954: Die Niederschläge in Österreich im Zeitraum 1901 bis 1950. Hgg. v. Hydr. ZB im BM f. LFW, Wien. Mit Kartenbeilage 1 : 500.000.

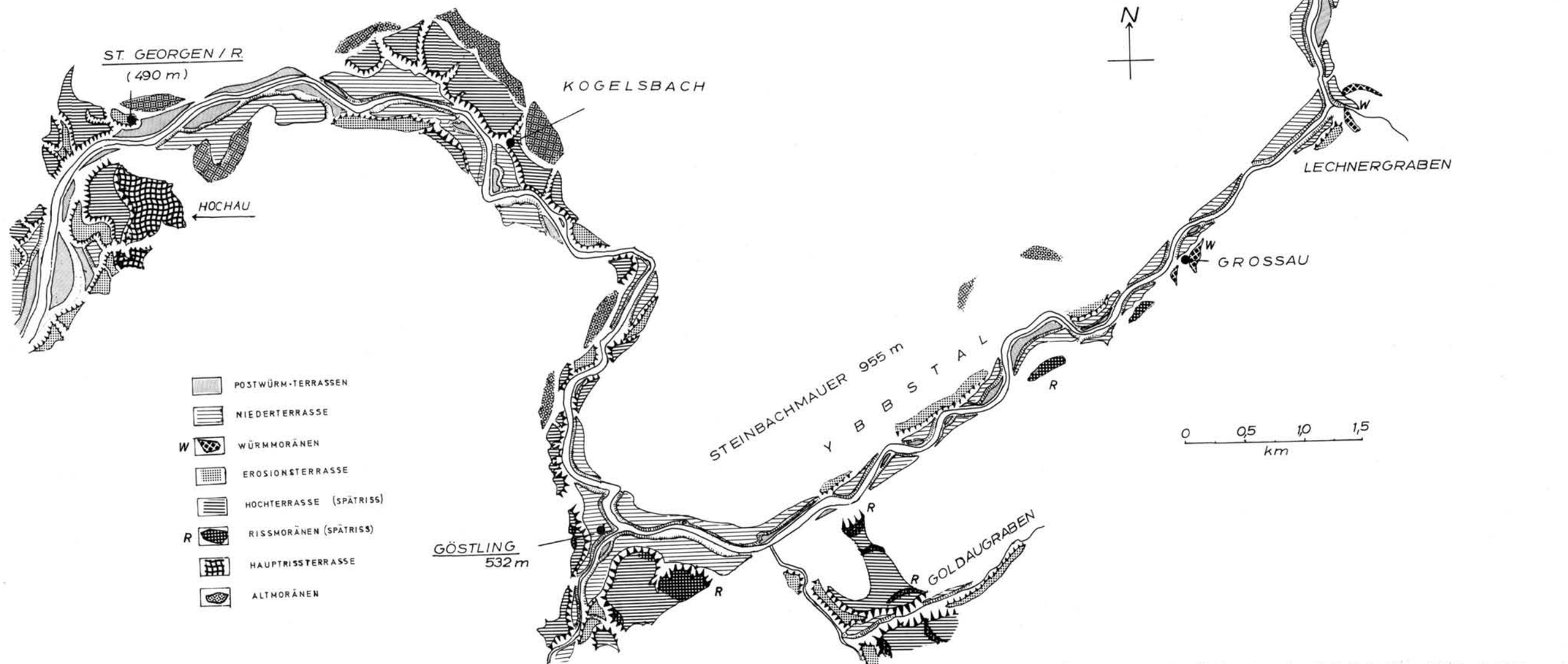
Bei der Schriftleitung eingelangt am 15. Mai 1971

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

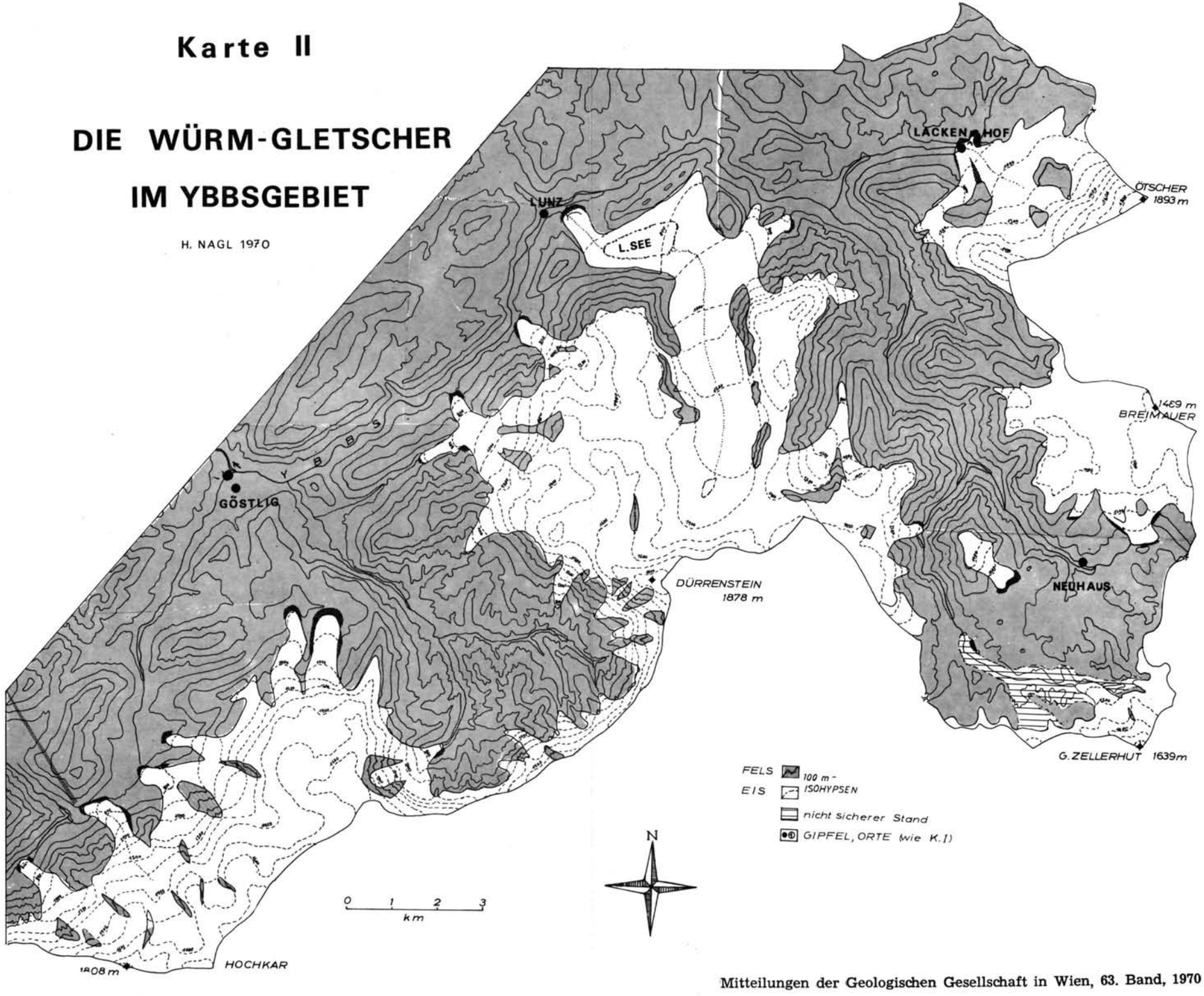
Karte I

DIE TERRASSENFLUREN IM YBBSTAL

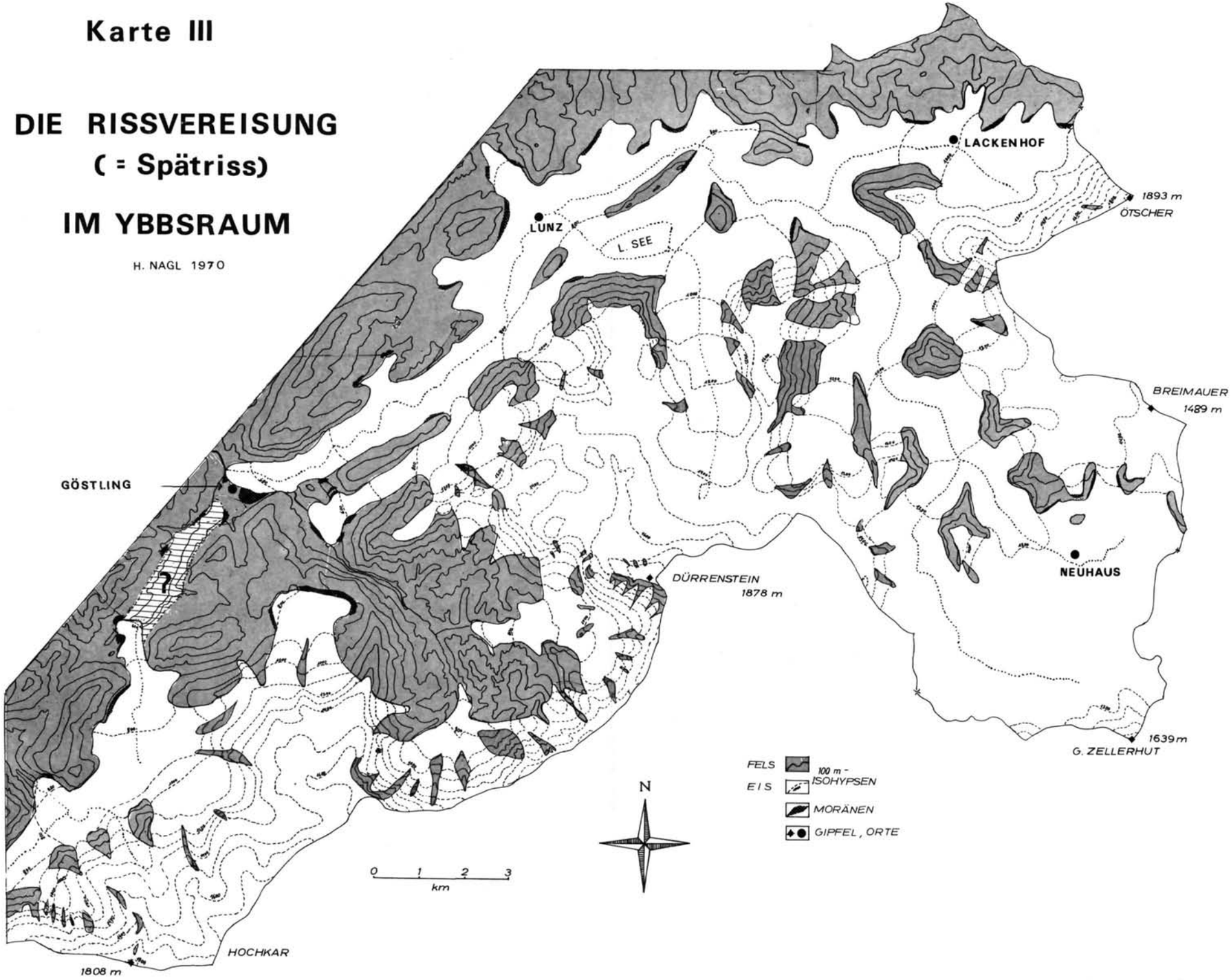
ZWISCHEN LUNZ UND ST. GEORGEN am REITH



© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at



© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Austrian Journal of Earth Sciences

Jahr/Year: 1970

Band/Volume: 63

Autor(en)/Author(s): Nagl Hubert

Artikel/Article: Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. 185-202