

9. ZUR ENTWICKLUNG DES OBEREN ENNSTALES IM PLEISTOZÄN

D. van HUSEN

Die Entwicklung des oberen Ennstales im Bereich des Kartenblattes Schladming während der Eiszeiten ist, wenn auch nur lückenhaft, recht gut faßbar, wobei sich generell drei Phasen ergeben. Die älteste Phase wird durch den alten Talboden markiert, der - weiter östlich recht gut erhalten - noch bis ins Kartenblatt hereinreicht. Die zweite ist die der Breccienbildung an der Dachsteinsüdseite. Die letzte, und naturgemäß am besten dokumentierte, ist die Entwicklung während der letzten Eiszeit.

Nördlich von Aich sind am Hangfuß Verebnungen erhalten, die von Kiesen gebildet werden. Es sind der Zusammensetzung nach Kiese der Enns, die aber einen deutlichen Einfluß (Kalke, Dolomit) der Nordflanke erkennen lassen. Diese liegen einem Sockel aus Phylliten auf, der eben in ca. 800 m Höhe etwa 100-120 m über dem heutigen Talboden ausstreicht. Eine in gleicher Höhe erhaltene Verebnung findet sich noch an der Südseite des Tales bei Niederberg, die aber deutlich eisüberarbeitet ist. Bei diesen Verebnungen im Fels handelt es sich sehr wahrscheinlich um Reste eines breiten, ebenen Talbodens des Ennstales in ca. 800 m Höhe. Weiter nach Osten ennsabwärts (schon außerhalb des Kartenblattes Schladming) sind diese Reste häufig anzutreffen. Hier bilden sie z.B. den ausgedehnten Sockel des Gröbminger Mitterberges, in dem ein breites Muldental der Enns erhalten ist (Abb. 9/1 + 9/2) oder die weitläufigen Felsterrassen an den Mündungen der Sölk, des Donners- und Gullingbaches und bei Lassing. Aus diesen Resten läßt sich ein ehemaliges Talniveau rekonstruieren, das als reifes, breites Muldental zu charakterisieren ist und über das ganze Ennstal bis zur Mündung zu verfolgen ist (D. van HUSEN 1981). Er war über die frühen Phasen des Quartärs ein aktiver Talboden und hatte wohl bis in die ersten Vereisungen weitgehend seine Funktion erhalten können (D. van HUSEN 1968, 257 f). Dieser Talboden wurde durch die Erosion der Enns und die der Gletscher während der nachfolgenden Vereisungsperioden zerstört. Über das Alter dieses Talbodens können ebenso wie über den Zeitpunkt des Einsetzens der Erosion nur Vermutungen angestellt werden. Die in ihrer Charakteristik identen Reste eines Talbodens unterhalb des Gesäuses, die sich mit denen des oberen Ennstales gut verbinden lassen, sind vor der vorletzten Eiszeit (Riß) zerstört worden, da nur noch Sedimente der beiden letzten Eiszeiten unterhalb davon zur Ablagerung kamen (G. SPAUN 1964; D. van HUSEN 1968). Daraus würde sich auch ein Bestand dieses Talniveaus im oberen Ennstal bis zur vorletzten Eiszeit (Mindel) ergeben, wobei auch hier neben der glazialen Übertiefung (Zungenbecken Admont-Trautenfels) die fluviatile Erosion (z.B. Epigenese E Stein a.d. Enns) im Mindel/Riß Interglazial begonnen hätte. Der Grund für diese auffällig starke Erosionsleistung während dieser Periode kann einerseits in einer längeren Dauer ("Großes Interglazial"), andererseits aber auch in einer durch tektonische Vorgänge (Hebung) verstärkten Reliefenergie zu suchen sein (D. van HUSEN 1981, 215), wobei nach unserem heutigen Wissen über die Periodizität der warmen und kalten Perioden erstere Möglichkeit ziemlich auszuschließen ist. Wahrscheinlich in die gleiche Richtung weisen die ausgedehnten Breccienbildungen an der Südseite der Kalkalpen. Im Bereich der Dachsteinsüdseite finden sich westlich Kalchwand (Aufstieg zum Guttenberghaus) ausgedehnte, mächtige Breccienvorkommen, die den oberen Teil der langgestreckten Rücken und Riedeln (Grubrücken, Rabenkögel, Mittereck, Burgleiten) bilden. Es sind dies Reste einer mächtigen Schuttumhüllung der Dachsteinsüdseite, die erst durch Zerschneidung bis in den praequartären Untergrund in diese Rücken zerlegt wurde. Wie die feinkörnigen distalen Reste

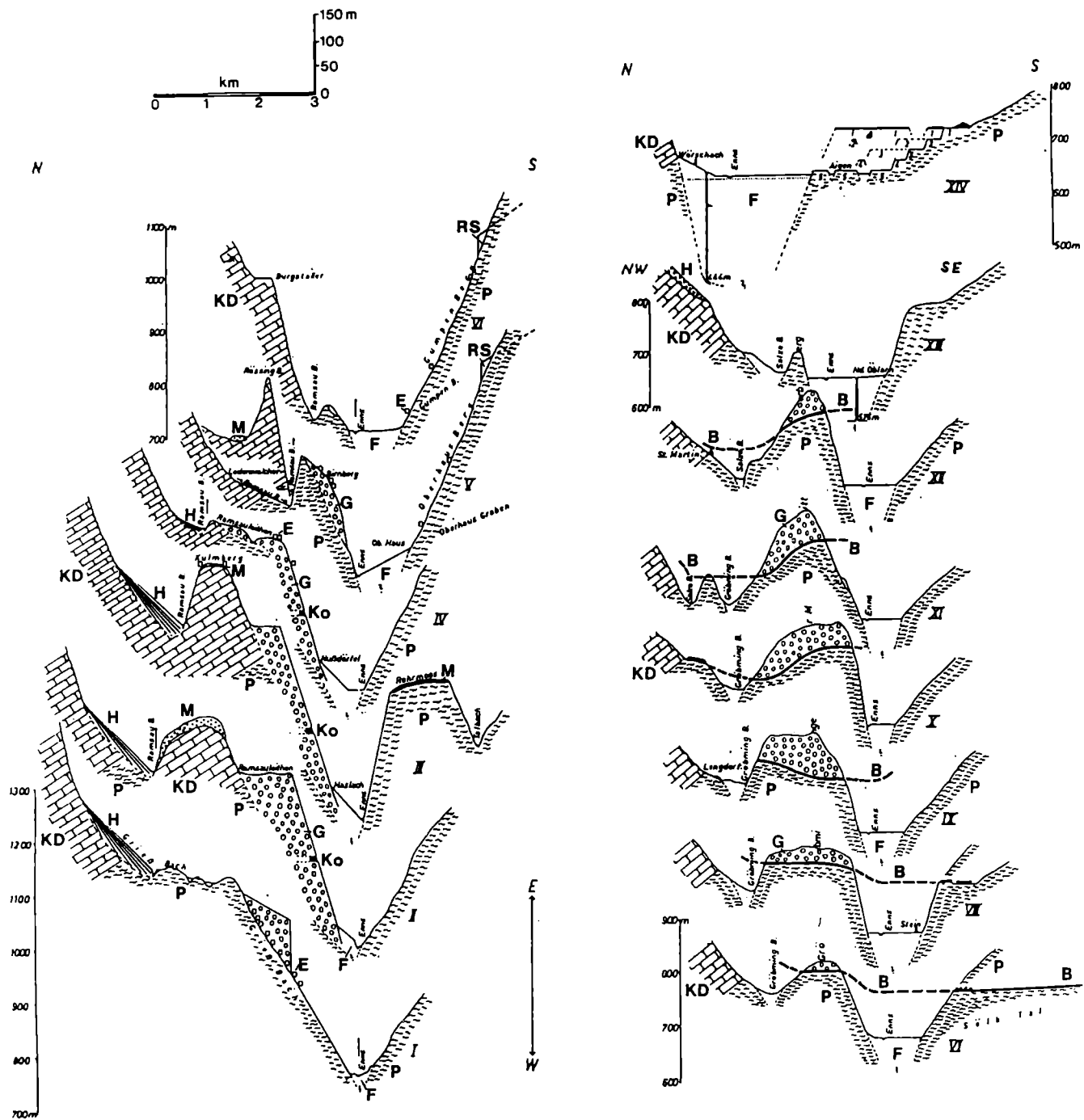


Abb. 9/1: Talquerprofile durch die Kiesablagerungen der Ramsau und des Gröbminger Mitterberges. B = Alter Talboden; E = Erratische Blöcke; F = Talfüllung; G = Grobe Kiese des Gröbminger Mitterberges und der Ramsau; H = Schutthalde; KD = Kalk, Dolomit der Nördlichen Kalkalpen; Ko = Kohle mit Schluff und Sand; M = Grundmoräne; P = Phyllit, Glimmerschiefer; RS = Eisrandstaukörper.

0 5 10km

20 fach überhöht

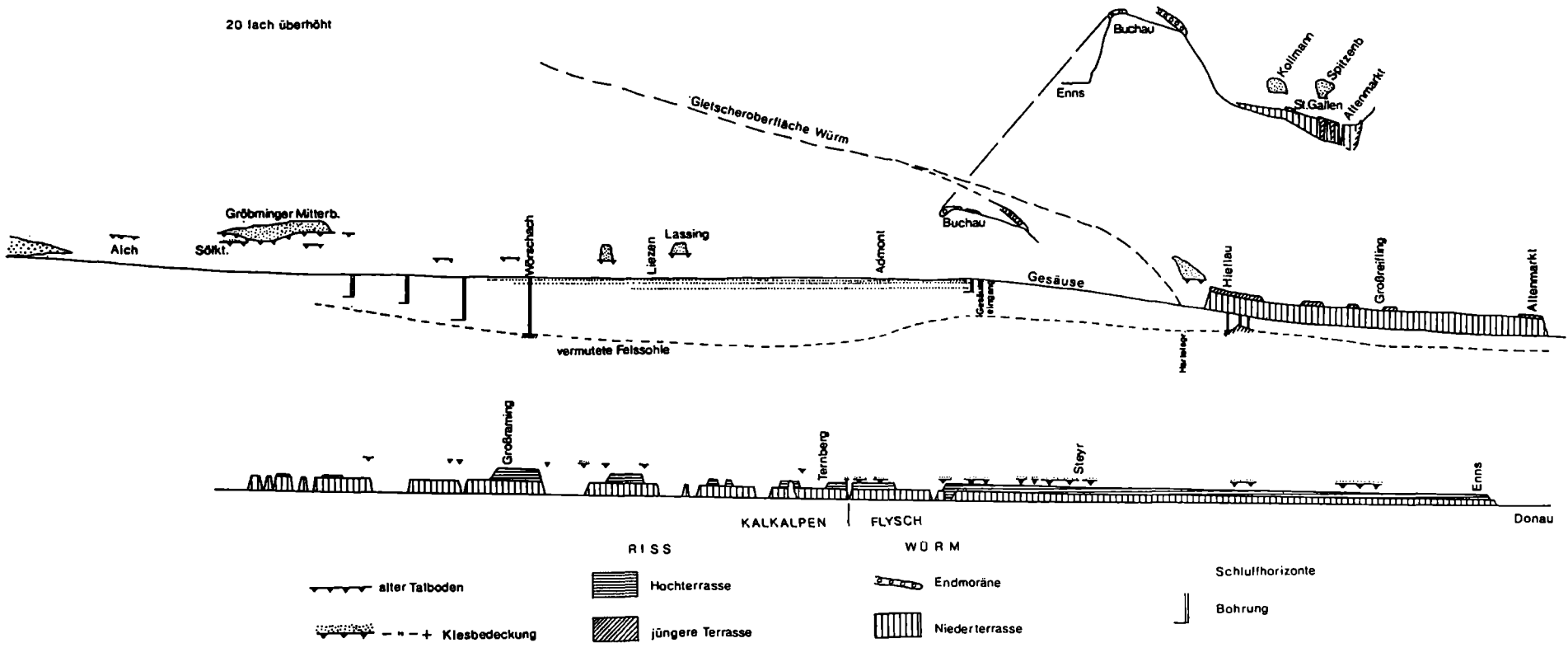


Abb. 9/2: Tallängsprofil des Ennstales zur Darstellung der Entwicklung des Talbodens.

beim Steinbockgehege zeigen, griff diese Schuttumhüllung bis weit nach Süden aus. Diese Breccien wurden wegen ihrer Verbreitung und ihrer gleichen Ausbildung – die feinschlammige Matrix füllt oft alle Hohlräume und ist zu einem harten Gestein verkittet – immer wieder mit der Höttinger Breccie gleichgestellt (O. AMPFERER 1935; H.P. CORNELIUS 1944; F. KÜMEL 1954) und somit in das Mindel/Riß Interglazial eingeordnet worden.

Der Grund für die in diesem Interglazial besonders starke Schuttproduktion mag möglicherweise in der gleichen Ursache zu suchen sein wie die Zerschneidung des Talbodens. Eine stärkere Hebung der zentralen Teile der Alpen würde sicher eine überproportionale Schuttproduktion am Südrand der Kalkalpen auslösen, die weit über die des Holozäns hinaus geht und zu dieser Schuttumhüllung der Kalkalpen-südseite in dem rekonstruierbaren Ausmaß geführt haben.

Ein weiterer Hinweis auf solche kurzfristig stärkeren Hebungen ist am Nordrand der Alpen zu finden. Hier sind im Ennstal (Abb. 9/2) sowie auch im Steyrtal Verstellungen des alten Talbodens zu beobachten, die sich aber keineswegs an den Terrassen der beiden letzten Eiszeiten zeigen. Demnach muß wohl knapp vor der Schüttung der Hochterrasse eine Bewegung der Kalkalpenstirn im Sinne einer Heraushebung gegenüber dem Vorland erfolgt sein.

Sicher der Rißeiszeit zuordenbare Ablagerungen sind im Gebiet des Kartenblattes nicht erhalten geblieben.

Die zeitliche Stellung der mächtigen Kiese der Ramsau ist durch ihre Lage unter dem Niveau des alten Talbodens jünger, als das Mindel/Riß Interglazial festgelegt. Das Schieferkohleflöz im Revier Klaus mit einem Alter von 30.700 ± 1200 BP (VRI 542) zeigt an, daß die obersten 150 m der Kiese als Schüttung der letzten Phase vor dem glazialen Ereignis der letzten Eiszeit anzusehen sind. Sie dürften somit hauptsächlich im Zeitraum um 25.000 BP und knapp danach abgelagert worden sein und als Vorstoßschotter anzusehen sein.

Die Geschiebezusammensetzung der Kiese der Ramsau zeigt an, daß die Schüttung fast ausschließlich aus den südlichen Tälern (Tal-, Preunegg, Forstaubach) erfolgte. Nur in den hangenden Anteilen um den Griebbach (Obere Klaus) zeigt ein nennenswerter Prozentsatz karbonatischer Geschiebe auch eine Schüttung von Norden an. Diese Anteile sind leicht an den Konglomeratwänden (Talrandverkittung) zu erkennen, die sonst auf der ganzen Erstreckung der Ramsauterrasse fehlen. Unter den kühlen Klimabedingungen knapp vor der letzten Großvergletscherung war die Schuttproduktion in den Hängen sehr stark und der Schutttransport nur wenig durch dichtere Vegetation behindert. Dadurch wurde den Tälern durch Muren und Wildbäche derart viel Geschiebe zugeführt, daß sie ihre Sohle stark erhöhten und auch in den großen Tälern durch mächtige Schwemmkegel zur raschen Akkumulation beitrugen. Unter diesen Bedingungen ist auch verständlich, warum gerade im Mündungsgebiet der großen Bäche (z.B. Talbach) die auffällig mächtigen Schüttungen der Ramsau gebildet werden konnte. Zwischen diesen Schwemmkegeln entwickelten sich Staubereiche, wo vornehmlich feinkörnige Sedimente (Sand, Schluff, Ton) abgelagert wurden (Abb. 9/3). Unter zeitweise verbesserten Klimabedingungen und damit verbundener Abnahme der Sedimentation (Abb. 9/4, Pollenprofil) bildeten sich offensichtlich auch kleine Sümpfe und Niedermoore, deren organische Sedimente heute als Schieferkohlen vorliegen. Diesen Bildungsbedingungen entsprechend ist auch die E-W-Erstreckung des Kohleflözes im Revier Klaus gering, wo hingegen die Verbreitung der feinkörnigen Sedimente, durch kleine Wasseraustritte und Quellen markiert, größere Ausdehnung aufweist (z.B. Schlapfleiten). Diese haben ja auch zur tiefgreifenden Zertalung der Terrasse geführt (Klausner, Schneeberger, Haslach).

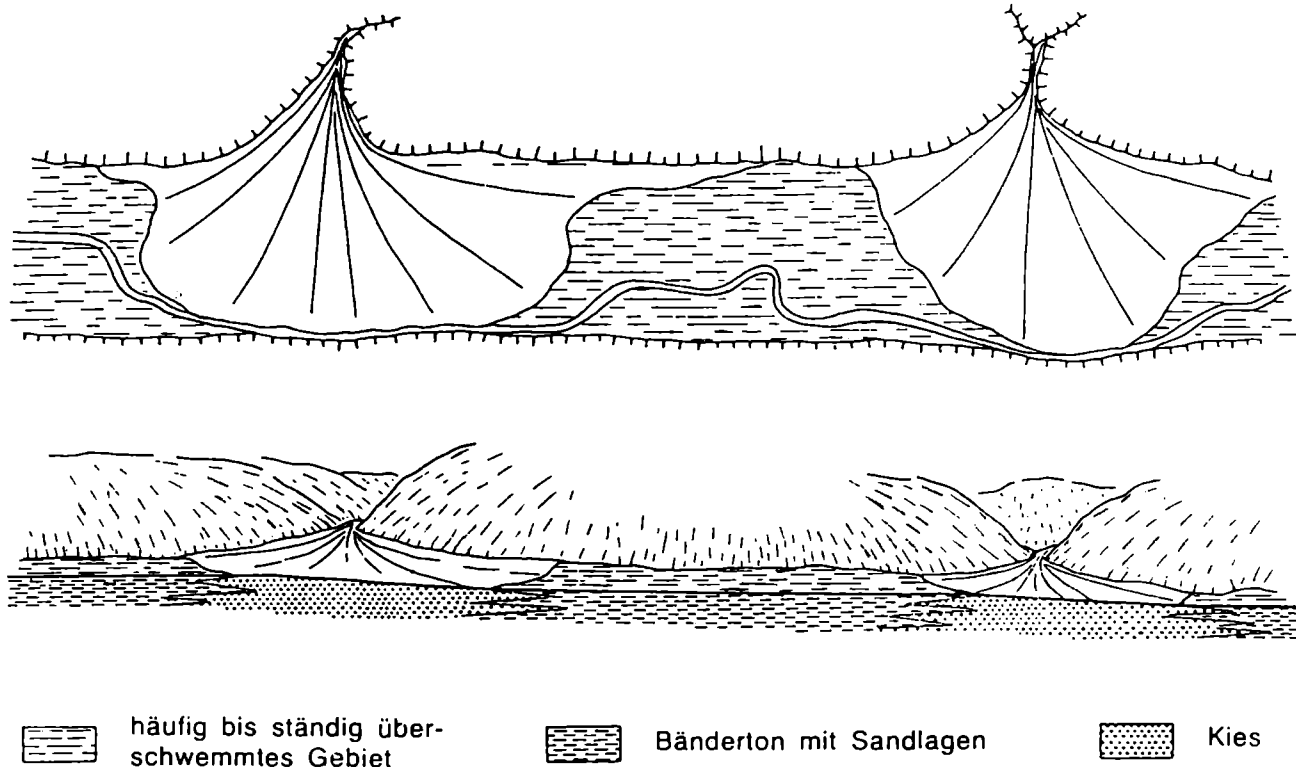


Abb. 9/3: Skizze zu den Sedimentationsbedingungen im Ennstal während der Akkumulation der Kiese der Ramsau.

Während des Höhepunktes der Würmvergletscherung war das Ennstal durch einen Eisstrom bis zu einer Höhe von rd. 2000 m (z.B. Grundmoräne im Gipfelbereich der Planai mit viel Ferngeschieben) erfüllt, der hauptsächlich aus den Tälern der Niederen Tauern ernährt wurde. Dementsprechend finden sich auch auf den Südhängen des Dachsteins, z.B. Rücken SE Luserwand, bis in den Grundmoränen um 1400 m Höhe 20-30% kristalline Geschiebe (Phyllite, Grünschiefer, Amphibolite, Gneise, etc.), da nur wenig Eis aus den südschauenden Karen (z.B. Edelgrieß, Grubkar, Senfkar) oberflächennahe dem Eisstrom zufloß. Nur aus dem Hängetal Grafenberger Ahornsee wird ein größerer Gletscher als Zustrom anzunehmen sein.

Im Bereich des Mandling Passes lag zur Zeit der Vollausbildung des Eisstromnetzes der Eisscheitel, von dem einerseits Eis dem Salzachgletscher, andererseits dem Ennstgletscher zufloß. Letzterer floß nach E ab und bewirkte die letzte glaziale Überformung des Ennstales. So ist die Erosion dieses Eisstromes sehr deutlich an der Gestaltung der Terrasse der Ramsau zu erkennen. Ist sie im W – auch durch die Hügel des Mandlingzuges etwas vor Erosion geschützt – nur mit Grundmoräne bedeckt und drumlinisiert, so wird sie nach E zunehmend bis ins Talniveau erodiert, was wahrscheinlich neben den primären Mächtigkeitsunterschieden (s.o.) auch auf die zunehmende Fließgeschwindigkeit und die damit verbundene Erosionswirkung des Eises zurückzuführen ist.

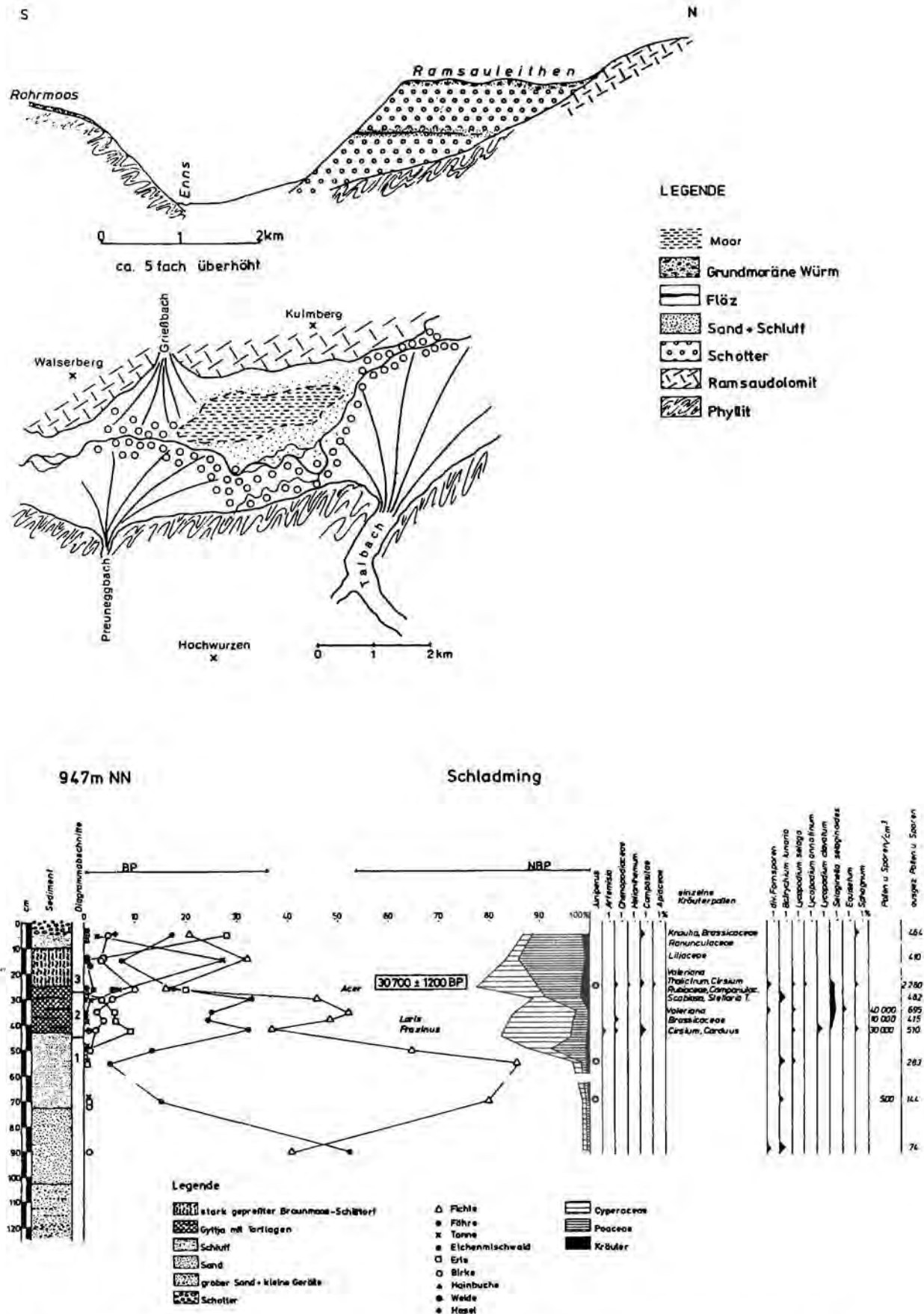


Abb. 9/4: Lagerungsverhältnisse, Paläogeographie und Klimabedingungen (Pollen-diagramm) der Schieferkohlen der Ramsau.

Als weitere Formen dieser Eisüberarbeitung sind neben den häufigen Gletscherschliffen und Rundhöckern in den Karräumen großzügige Zurundung der Hänge und die Ausgestaltung der Trogtäler zu erwähnen. Ein besonders schön erhaltenes Trogtal stellt das Obertal dar, dessen U-Formung nicht durch größere Massenbewegungen - als Folge der Übersteilung der Hänge - gestört ist. Völlig im Gegensatz dazu sind die Hänge der anderen südlichen Nebentäler sehr stark von Massenbewegungen umgestaltet. So verdankt z.B. der Bodensee seine Entstehung dem Stau hinter einer ausgedehnten Sackung im Bereich der Seewald Alm, ebenso wie der versumpfte Rückstau beim Wh. Tetter (Untertal) durch eine riesige Massenbewegung unterhalb der Kraibergeralm verursacht wird. Diesen im Talbereich wirksamen Bewegungen (Talzuschub) stehen auch weitläufige Auflockerungen im Gipfelbereich (Bergzerreißen) gegenüber, von denen am leichtesten die im Gipfelbereich des Hauser Kaiblings erreichbar ist.

Noch großflächiger sind die Südhänge des Ennstales von Massenbewegungen betroffen. So ist die gesamte Nordflanke der Gasselhöhe ab der Reiteralme eine großflächige Sackungsmasse ("Buckelwald" als Flurbezeichnung auf der Karte), wie auch die Abrißnische an der Hochwurzen (Freiberg) eine solche begrenzt. Ebenso ist die gesamte Nordflanke der Planai eine Sackungsmasse, die zu einem deutlich übersteilten Hangfuß führt und durch dieses stete Vorwölben die verschleppte Mündung des Talbaches zu einer Schlucht werden ließ. Die in diesem Bereich weit fortgeschrittene Auflockerung dokumentiert sich auch in den kleinen, scharf eingeschnittenen Gräben oberhalb Burgstaller (Oberhaus). Das gleiche Erscheinungsbild zeigt der Hangfuß bei Haus, wo die Sackung bis auf die Höhe des Salletner-Teiches und der Schwarzen Lacke (beides sind Nackenseen in der Abrißnische) zurückgreift. Neben diesen spektakulären Erscheinungen sind besonders im Bereich der Ennstaler Phyllite und der phyllitischen Glimmerschiefer noch viele kleinere Massenbewegungen durch den Eisrückzug und die nachfolgende fluviatile Erosion (Nussach W Weißenbach) entstanden.

Als weitere Zeugen des Eisrückzuges sind noch Terrassen an den Ausgängen des Oberhaus Grabens, des Seewigtals im Süden, Gradenbach, Luserbach und Silberkar im Norden erhalten. Es sind dies Reste von einstmals ausgedehnten Schwemmkegeln und Staukörpern in den bereits eisfreien Mündungsbereichen der Bäche, als im Ennstal noch mächtige Toteismassen lagen.

Spuren der spätglazialen Entwicklung der Lokalgletscher sind in manchen Tälern weit verbreitet. So sind sehr markante End- und Seitenmoränen im Seewigtal (Hinterhabernalm), Gumpenbach (Baumschlagalm) und im Oberhausgraben (Gföhlalm) erhalten, die steile, kräftige Gletscherzungen markieren. Eben solche Moränenwälle in ähnlicher Höhenlage finden sich auch bei der Schlitzental und der Austriahütte an der Dachsteinsüdseite. Alle diese Gletscherzungen dürften einem kräftigen Wieder vorstoß der Lokalgletscher angehören, wofür auch eine recht gleichmäßige Höhenlage der Gleichgewichtslinie der einzelnen Eiszungen spricht. Ihre Lage in rd. 1700 m NN legt eine Einstufung ins Gschnitz um 14000 BP nahe, ohne daß dafür aber eine absolute Datierung vorliegt. Danach erreichten die Gletscher auch nicht mehr die Talböden der Nebentäler und füllten nur noch die Karräume in den Niederen Tauern (z.B. Vetterkar). Eine genauere Zuordnung der Endmoränen zu den Gletscherständen des ausgehenden Spätglazials war aber noch nicht möglich.

Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O.: Geologischer Führer der Gesäuseberge, Wien 1935.
 CORNELIUS, H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz-Grimmingzuges (Oberdonau-Steiermark). - Ber. d. R. A. f. Bodenforschg., 127-138, Wien 1944.

- DRAXLER, I. & HUSEN, D. van: Zur Einstufung innerwürmzeitlicher Sedimente von Ramsau/Schladming und Hohentauern (Steiermark). - Z. Gletscherk. Glazialgel., **14**, 105-114, Innsbruck 1978.
- HUSEN, D. van, : Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 249-286, Wien 1968.
- HUSEN, D. van: Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. - Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**, 197-230, Wien 1981.
- KÜMEL, F. in: SPENGLER, E., GANSS, O., KÜMEL, F., NEUMANN, G.: Geologische Karte der Dachsteingruppe, 1:25.000, Innsbruck 1954.
- KÜMEL, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Dachsteingruppe. - Wiss. AVH, Innsbruck 1954.
- SPAUN, G.: Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14**, 149-184, Wien 1964.
- ZAILER, V.: Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. - Z. f. Moorkultur und Torfverwertung, **8**, 1-83, Staab 1910.