

Jb. Geol. B. A.	Bd. 105	S. 65—128	Wien, Juni 1962
-----------------	---------	-----------	-----------------

Beiträge zur Eingliederung der Moränen der Schladminger Tauern, der Mitterrennstaler Moore und der Ramsau- oder Ennstalterrasse bei Schladming in das alpine Jungquartär.

Von WALTER SENARCLENS-GRANCY, Graz*)

Mit einer Karten- und Profilskizze (Tafel 7 und 8)

Gezeichnet unter Benützung zum Teil unveröffentlichter Karten von H. HAAS
H. P. FORMANEK, K. KÜPPER und E. H. WEISS.

Inhaltsübersicht:

	Seite
I. Einleitung	65
II. Die Firnspuren der Spätsommer 1958—1960	67
III. Firn- und Eisspuren der letzten 100 Jahre (bis 1850); rezente Moränen ...	68
IV. (1820er und) frührezente Moränen	70
V. Ausdehnung der rezent-frührezentten Firn- und Eisflächen; zugehörige Schneegrenzen	72
VI. Die warme Postglazial- oder Nacheiszeit und ihre Ablagerungen	74
VII. Moränen und Gletscher des Spätglazial oder der Würm-Schlußvereisung (Jungstadien)	86
VIII. Staubbildungen und Schlern-Steinach- oder Mittelstadien der Würm-Schluß- vereisung	104
IX. Bühlmoränen der „Alpen im Eiszeitalter“ bei Eben und Haus	112
X. Schladminger Tauern und Ennstal bei Schladming in der Hocheiszeit (Würm) ..	113
XI. Zur interglazialen oder interstadialen Terrasse der Ramsau (Ennstalterrasse) ..	115
Fußnoten, Ergänzungen	123
Benützte Literatur	125
Zu den Legenden	

I. Einleitung

Die jungen Firn- und Gletscherspuren der Schladminger Tauern sind noch wenig untersucht; doch sind sie von Bedeutung für die Schneegrenzen der östlicheren Tauern und für die älteren Moränenzyklen hier wie dort.

Eben diese älteren Moränen sind auch in den Schladminger Tauern noch nicht hinlänglich untersucht worden und es fehlten Versuche, das Wallsystem hier mit dem des Dachsteins, der östlichsten Hohen Tauern oder auch noch westlicher gelegenen Gruppen der Zentralalpen zu vergleichen.

*) Adresse des Verfassers: Graz, Lechgasse 18

Die diesbezüglichen Fragen wurden 1958 und 1960 dem Hauptauschuß des Österreichischen Alpenvereines vorgelegt und namhafte Beihilfen von dieser Seite, für die hiemit auf das herzlichste gedankt sei, ermöglichten es dem Verfasser, in den Spätsommern 1958, 1959 und 1960, ferner zu Allerheiligen 1960 und im Frühling 1961 das Ennstal und seine Zweigtäler bei Schladming sowie die Dachsteinhochflächen zu untersuchen. — Die Ermittlungen galten zunächst den Spuren der Nach- und Späteiszeit; doch mußten allmählich, im Sinne einer besseren Gesamtdarstellung, auch die hoch- und zwischeneiszeitlichen Ablagerungen und Formen mitberücksichtigt werden.

Zu aufrichtigem Dank verbunden ist der Verfasser

Herrn Univ.-Prof. Dr. H. SPREITZER und seinen Mitarbeitern, Geograph. Inst. d. Univ. Wien,

Herrn Univ.-Prof. Dr. E. CLAR, Herrn Univ.-Doz. Dr. W. MEDWENITSCH, Herrn Diss. H. P. FORMANEK, Geol. Inst. d. Univ. Wien,

Herrn Univ.-Prof. Dr. K. METZ und seinen Mitarbeitern, Geolog.-pal. Inst. d. Univ. Graz,

Herrn Univ.-Prof. Dr. F. WIDDER und seinen Mitarbeitern, Botan. Institut d. Univ. Graz,

Herrn Univ.-Prof. Dr. H. PASCHINGER, Herrn Univ.-Prof. Dr. S. MORAWETZ und ihren Mitarbeitern, Geograph. Inst. d. Univ. Graz,

Herrn Univ.-Prof. Dr. H. GAMS, Botan. Inst. d. Univ. Innsbruck,

Herrn Univ.-Prof. Dr. F. FIRBAS, Systemat. Botan. Inst. d. Univ. Göttingen,

Herrn Univ.-Prof. Dr. H. ZOLLER, Botan. Inst. d. Univ. Basel,

Herrn Univ.-Prof. Dr. M. WELTEN, Botan. Inst. d. Univ. Bern,

Herrn Univ.-Prof. Dr. W. WITTICH, Inst. f. Bodenkunde d. Forstl. Fak. d. Univ. Göttingen,

Herrn Univ.-Prof. Dr. Ing. H. FRANZ, Inst. f. Bodenforschung d. Hochschule f. Bodenkultur Wien,

Herrn Univ.-Prof. Dr. Fr. FLORSCHÜTZ, Botan. Museum u. Herbarium Utrecht und seinen Mitarbeitern,

den Bibliotheken der Universität Graz, der Landeskammer f. Land- und Forstwirtschaft in Steiermark, der Steiermärk. Landesbibliothek,

für die liebenswürdige und großzügige Hilfe bei der Beschaffung der nötigen Literatur, der Karten und besonders auch für die Zuverfügungstellung einschlägigen Materiales unveröffentlichter Dissertationen; ferner

Herrn Berghauptmann Dipl.-Ing. Dr. O. GASSER und seinen Mitarbeitern, Berghauptmannschaft Leoben, für die Ermöglichung der Einsicht in die Grubenkarten des Flözes Pichl (Schladming),

dem Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien, für die großzügige Entleihung von Luftbildern zur Auswertung,

der Steir. Wasserkraft- und Elektrizitäts-AG., Graz, für die freundliche Überlassung der Bohrprofile des Sperreprojektes und Torfmoores bei Gasthaus Tetter/Untertal, und, nicht zuletzt,

Herrn Hauptschuldir. H. BROER, Schladming und

Herrn V. KROLL, ehemaliger Steiger des Bergbaues Pichl/Schladming, für ihre ungemein herzlichen Bemühungen um mannigfaltige einschlägige örtliche Nachrichten.

Als Kartengrundlagen wurden meist die neueren örtlichen österreichischen Karten 1:25.000 verwendet, denen auch die Koten entnommen sind; für den Raum SO Aich stand nur das ältere Meßtischblatt zur Verfügung.

II. Die Firnspuren der Spätsommer 1958—1960

Eine der größten Firnfeldgruppen wurde 1958 im Sonntagkar O und NO des Waldhorns (P. 2702) beobachtet. Ein etwa 1·25 *ha* großes Firnfeld lag unmittelbar O des Gipfels in steilem Hang. Ein weiteres 1·3—1·5 *ha* messendes Firnfeld deckte NO des Gipfels Karhänge und -sohle. Es bestand aus 3—5 Schichten weißlichen und schmutziggrauen harten Firns. Vielleicht sind dies Jahresschichten. Spalten im Firn fehlen und die Bezeichnung Gletscher trafe hier kaum mehr zu. Es liegen hier die gleichen Verhältnisse vor wie am ehemaligen Edelgriegl-Gletscher, den R. MOSER 1954 nur mehr als Firn bezeichnet.

Ein Firnfeld etwa gleicher Art und noch bedeutenderer Größe wie NO des Waldhorns lag 1954 O und SO des Elendberges (P. 2672); es konnte allerdings nur vom Anstieg von der Gollinghütte zum Greifenberg beobachtet werden.

Auch im namenlosen Kar O—NO des Hochgolling (P. 2863), im Volksmund „Goldene Henne“ genannt, lag im Spätsommer 1960 noch Firn, etwa 0·64 *ha*. — Auch hier war nur Fernbeobachtung vom Weg zur Oberen Gamsenalp möglich.

Da derartige harte spätsommerliche und vermutlich mehrjährige Firne ungleich langsamer schmelzen als Neuschnee, ist es sehr wahrscheinlich, daß in den teilweise noch recht warm-trockenen Herbsttagen besonders die obgenannten großen und einige Meter dicken Firnfelder nur wenig an Fläche und Mächtigkeit verloren haben. — Weiters kann angenommen werden, daß an ähnlich günstigen Hochflächen, welche Zeitmangels und gelegentlicher Wolken wegen nicht eingesehen werden konnten, ähnliche Firnflecken erhalten blieben.

Eine Ende August oder Ende September alljährlich durchzuführende Luftaufnahme, Vermessung oder gute Zeichnung und Photoaufnahme dieser Firnflecken von günstigem Punkte aus wäre von großem glaziologischem wie klimakundlichem Interesse. Sind diese Firnflecke auch für die örtlichen Bäche oder benachbarte E-Werks-Projekte fast belanglose Speicher, so geben sie insgesamt ihrer Entwicklung nach doch wertvolle Hinweise auf die Tendenz der Schneesammlung der letzten Jahre und damit auf die künftige Größe der immer noch rückschreitenden Gletscher des Dachsteinstockes wie auch der östlichen Hohen Tauern.

R. v. KLEBELSBERG bezeichnet (1939/1946 : 26) die hier erwähnten Firnfelder als kleine lawinengenährte „Keesflecke“. — Wohl zeigen die im September 1954 aufgenommenen Luftbilder des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen durch die markanten Randklüfte O des Elendberges wie O des Hochgolling eine bedeutende und sicher durch Lawinen bedingte Firndicke unmittelbar an der Karwand an. — Für sämtliche Teile dieser Firnfelder, besonders für die in den Karsohlen, auf flachen Gegenhängen oder innerhalb der Rundbuckel und Moränen abseits der Lawinenrinnen

liegenden Firnflecken trifft dies jedoch sicher nicht zu. Sie zeigen nicht die Brockenform, die meist Lawinen eignet, vielmehr sind die weißlichen und dunklen Firnschichten ruhig übereinandergeschichtet, wie die Firnlagen gewöhnlicher Kargletscher.

Der Unterrand der großen Firnfelder lag NO des Waldhorn bei 2380 *m*, O des Elendberges bei 2480 *m* Seehöhe. Zahlreiche kleinere Firnflecke lagen um die Wende August—September vor und unter den genannten größeren Firnen, teils O Elendberg und NO Waldhorn, teils im Klafferkessel, teils auch in den benachbarten Karen. Hier handelt es sich um Schnee, der in flachen Hochmulden gespeichert wurde, um Wächtenreste, auch um Schnee, der in die Eisschliffwannen und Kluftgassen eingeweht wurde. Man kann alle diese Reste als Firnfleckenlandschaft bezeichnen und es mögen diese Reste bis zum Dauerschnee des Herbstes und Winters noch mehr verringert worden, aber doch wohl auch nicht ganz geschwunden sein. Im Klafferkessel und im Sonntagkar NO des Waldhorn lagen die tiefsten dieser Firnflecken bei 2350—2300—2270 *m* Höhe ¹⁾.

Noch tiefer reichen naturgemäß die von Lawinen gespeisten Firnflecken und -kegel: „2140“ O Elendberg, und besonders mächtig, wenn auch z. T. durch Gewittergüsse unterhöhlt und zerborsten, „2100“ überm Gollingwinkel.

III. Firn- und Eisspuren der letzten 100 Jahre (bis 1850); rezente Moränen ⁴⁾

Sind die oberwähnten großen Firnfelder in den letzten Jahrzehnten bereits teilweise oder gänzlich weggeapert gewesen, sind sie hernach neu erstanden? Mangels durchlaufender Beobachtungen ist diese Frage hier nicht zu beantworten, umso mehr ist der Verfasser für entsprechende Hinweise dankbar ²⁾.

In vorzüglichster Weise lassen naturgemäß die vom Jahre 1954 stammenden Luftbilder des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen alle großen und kleinen Firne erkennen. Die Felder NO Waldhorn und O Elendberg schienen um 1958 etwas größer als um 1954 geworden zu sein (leider war es nicht möglich, Luftbild und Firnfeld im Gelände zu vergleichen). In die beiliegende Karte wurden tunlichst alle im Gelände kartierten wie auch den Luftbildern entnommenen Firne eingezeichnet. Dies schien umso eher gerechtfertigt, da die Luftphotos keinen Neuschnee aufwiesen und gemäß der generellen Firnfleckenlandschaft der spätsommerlichen Aufnahme des Verfassers offenbar ebenfalls im Spätsommer oder Herbst aufgenommen worden waren.

Die österreichische Karte 1:25.000 berücksichtigt trotz Nachträgen von 1952 bei den „Gletschern“ nur den Stand von 1933. Sie enthält SO des Elendberges nur den solichen Firnlappen (O Kuhhö Scharte P. 2544), O des Waldhorn nur die oberste nach O verlaufende Halde, ferner Firn O der Deichsel Spitze (P. 2684) bis 2400 *m* herab. Es dürfte schwer zu ermitteln sein, ob die Topographen O des Hochgolling oder NO des Waldhorn eisfreie Kare mit Sicherheit antrafen oder ein voraussichtliches Schwinden der Firnflecke nur vermuteten. Auch anderorts (Deferegger Alpen, S Alpes Spitze) entfielen wohl aus ähnlichen Gründen kleine sicher übersommernde Keesflecken bei der etwa gleichalten Kartenaufnahme.

Recht sorgfältig verzeichnet offenbar die Alpenvereinskarte 1:50.000 vom Jahre 1924 mindest alle größeren Firnfelder meist mit blau-weißer, gelegentlich wohl auch mit schwarz-weißer Signatur. E. LICHTENBERGER 1956 S. 236 berichtet von den Firnflecken dieser Karte: „Von den Firnflecken war im Spätsommer 1953 nur mehr der Firnfleck im E des Hochgolling sehr stark zusammengeschrunpft vorhanden, der im SE des Elendberges in eine Reihe unansehnlicher kleiner Flecken aufgelöst, unter dem Waldhorngipfel lag im E ein kaum noch nennenswerter Firnrest. Alles andere, auch die noch 1933 auf der österreichischen Karte 1:25.000 verzeichnete größere Firnhalde im E der Deichsel Spitze, war verschwunden. Die genannten Reste liegen an orographisch äußerst begünstigten Stellen im Schatten steiler Felswände.“ Die letzte Bemerkung gilt nicht für alle 1924 kartierten und 1958 noch vorhandenen oder wieder gebildeten Firnfelder. Sie trifft zu für die Firne am O- und N-Fuß des Hochgolling sowie O des Waldhorngipfels; die tieferen Firne NO dieses Gipfels wie O des Elendberges genießen nur etwa die Gunst normaler Karräume, bei manchen Firnflecken NO des Zwerfenberges (P. 2642), N des Pfeiler (P. 2672) sowie im Klafferkessel ist die Geländegunst recht gering. Wie der Vergleich mit den Luftbildern, so deutet auch der Vergleich mit den Beobachtungen von E. LICHTENBERGER an, daß die Verfirnung gegen die letzten Jahre hin mindest stellenweise eher etwas zu- als abgenommen hat. Die 3—5 Firnschichten könnten dem letzten Jahrfünft entstammen.

1924 a) erwähnt H. WÖDL, der Bergsteiger und Erschließer dieser Gruppe, in einem Bericht S. 85 Schneefelder „spät im Jahre“ bis zum Pfann See (P. 1970) NW der Hochwildstelle (P. 2747), sowie S. 86 vereiste Schneefelder in der N-Flanke des letzteren Gipfels bis gegen 2100 m Höhe herab. In einem anderen Bericht, 1918, : 104 vermerkt derselbe Autor ein schwarzes Eisfeld im Rauhenbergkar (Höhe 2340 oder 2440 m) mit Spalten; er erwähnt S. 106, daß im Steinkar, N—NW des Greifenstein (P. 2397) der Schnee nur in trockenen Sommern schmelze (Höhe 2160—2260 m), ferner, S. 107, 108 Schnee, Lawinenschnee und Eis oder perennierende Schneefelder an mehreren Seen des Klafferkessels, endlich, S. 110, in den Karen O Zwerfenberg, Elendberg, Geinkel (P. 2623) die beständigste und mächtigste Schneedecke der Schladminger Berge³⁾.

Wahrscheinlich waren alle größeren und kleineren Firne um 1920 und 1890—1880, sicher aber auch um 1850 stärker ausgeprägt. Die größten „Keesflecken“ der 1850er Jahre dieses Gebietes waren höchstwahrscheinlich schon eher Gletschereis als Firn, sie vermochten mindest teilweise Schutt zu verfrachten und hinterließen NO des Waldhorn Moränenwälle, die nach außen mit einer 3—5 m hohen Stirn (z. T. auch mit tiefer herabreichender Moränenhalde) in etwa 2380 m Höhe enden. Der bergwärts gelegene, im Spätsommer 1958 noch z. T. firndurchsetzte Blockschutt ist völlig frei von Flechten wie höherem Pflanzenwuchs. Die Wall- und Haldenaußenseite trägt z. T. Flechten (meist Landkartenflechte, *Rhizocarpon geographicum*) von 2—1 cm Durchmesser und weniger, ferner spärliche kleine Moos-, Rasen- und andere Polsterpflanzen. Auch im Kare O Zwerfenberg—Elendberg liegt bei „2400“ ein deutlicher Moränenwall. Er schien frisch und dürfte recht wohl einem Gletscherchen der 1850er Jahre entstammen. Zeit und Entfernung erlaubten hier leider keine genauere Prüfung der Pflanzenspur.

Dem Luftbild nach sind auch die innersten Moränen bei „2370“ und tiefer O des Hochgolling völlig frisch. Hingegen die ausgedehnten, bis 2300 *m* Höhe und tiefer herabziehenden äußeren Stirnhalden sind etwas berast.

Vor den Firnfeldern der letzten Jahre, ferner talaus vor den sicheren bis sehr wahrscheinlichen jungen (1850 und jünger) Moränen, zwischen den kleineren und tiefer gelegenen Firnflecken liegen teils bewuchslose oder bewuchsarme Schutthalden, teils flache Eisschliffmulden und -rinnen mit frischen, meist hellen Gesteinsfarben und ebenfalls völliger Pflanzenarmut oder nur bescheidener Schneetälchen-Vegetation. H. KINZL wies 1929 : 117 f. darauf hin, daß diese Zonen um 1850 verfirnt waren. Wie anderorts in der Nachbarschaft der Kar- oder Talgletscher, sind diese Spuren der 1850er Firnflecke auch hier sehr verbreitet. Sie sind zwar nicht annähernd so ausgedehnt wie die 1850er Firnflecken-Landschaft und ihre frischen Spuren am Dachstein oder Toten Gebirge, aber die Ausprägung ist auch hier charakteristisch. Im Trattenkar ziehen die kahlen Mulden in S-Auslage geschlossen bis in 2400—2370 *m*, lückig bis in 2350 und 2300 *m* Höhe hinab. In O-, W- oder N-seitigen flachen oder mäßig steilen Mulden erreichen sie 2200—2150 *m* und gelegentlich 2100 *m* Höhe.

Ähnlich weit und tief ziehen die Firnflecken und die Spuren der 1850er Verfirnung auch in der Hafnereck- und Ankogelgruppe hinab; meist enden die tiefsten Firnreste und Kahlflecken der Flachmulden um 100—200 *m* höher als hier. Auch bei Moränenstudien in den östlicheren Niederen Tauern werden ähnliche Firnreste und wenig geschützte Kahlstellen des 1850er Firns zu berücksichtigen sein. Bei häufigem Auftreten in ähnlicher Höhe wie hier weisen sie auf die Möglichkeit einer 1850er Vergletscherung bis in 2400—2300 *m* Höhe herab.

IV. (1820er und) frührezente Moränen ⁴⁾

Moränen, deren Bewuchs nur gerade ein wenig stärker war als der der obigen rezenten Moränen, fanden sich noch nicht. Historische Nachrichten über Firn- oder Eisfelder der 1820er Jahre, ferner über hiesige Äquivalente der jüngeren frührezenten oder Fernau-Vorstöße — bis etwa 1600 n. Chr. — wurden dem Verfasser noch nicht bekannt; die Wahrscheinlichkeit, derartige Daten zu finden, ist einstweilen gering.

Nicht ganz so schlecht bestellt ist es mit den älterfrührezenten (oder allenfalls älteren nachwärmezeitlichen ⁴⁾ Moränen. NO des Waldhorn zieht eine firndurchsetzte und sehr wahrscheinlich auch von Firn oder Eis verfrachtete Blockstreuung bis etwa „2320“ herab: Die Blöcke sind z. T. voll mit Flechten überkrustet, die einzelnen Lager sind hand- bis spannebreit. Einige wenige Blöcke mit etwa gleichgroßen Flechten stecken vereinzelt in der Stirn und Halde der hier schon oben beschriebenen 1850er Moräne. Bei und NW „2380“ tritt hier aus dem rezenten Wall etwa 20 *m* weit ein ähnlich flechtenreicher Blockwall nach NO vor. Nach N—NW schließen wieder grobflechtige Streublöcke an: Die Flechten dieser Moränenblöcke haben die Dimensionen der Flechtenlager benachbarter Schroffen und Rundhöcker ähnlichen Gesteins, ähnlicher Höhe und Auslage. Noch sind hier nicht genaue Messungen im Sinne R. BESCHELS 1950, 1957 durch-

geführt. Es wäre möglich, daß bei den Streublöcken der eine oder andere Block zwischen 1800—1600 n. Chr. abgesetzt wurde. Im allgemeinen weisen aber doch die Flechtengröße und der erst grobe Größenvergleich auf weit höheres Alter denn 1800—1600 n. Chr. hin. Dasselbe gilt für den innen, bergwärts, verfirnten oder bewuchslosen, an der Außenstirn aber grob- und vollflechtigen Blockwall O des Greifenberges (P. 2618) bei und über „2440“, den bereits H. WÖDL 1918 : 109 richtig als Moränenwall deutete. Möglicherweise ist auch O des Elendberges frische 1850er Moräne älterer frührezenten Moräne aufgesetzt.

Den vollflechtigen Blockmoränen des Sonntagkares wie auch dem Blockwall „2440“ des südlichen Klafferkares sind weitere Blockmoränen vergleichbar, die im oberen Wildkar in 2164—2180 *m* Höhe und in den schattigen Karnischen des Grates von der Hochwildstelle zum Höchstein (P. 2747—2543) in 2100—2200 *m* Höhe enden. Sie stehen alle nach Flächen-größe der einstigen Eisfelder, Auslage und Höhe der Unterränder den rezenten Firn- und Eisspuren hier sehr nahe; sie entstanden offensichtlich mehr durch kurze Klima- und Felsstürze als durch das allmähliche Ausklingen einer noch größeren vorwärmezeitlichen Vergletscherung. Sie entsprechen den rezenten und nachwärmezeitlichen Moränen der Kleingletscher des Dachstein (R. MOSER 1954), sie enden aber auch in ähnlicher Höhe wie Kleingletscher und die rezenten und frührezenten Moränen der Hafnereckgruppe und der Gasteiner Tauern (W. SENARCLENS-GRANCY 1938: In der Legende der Karte dieses Gebietes ist „Führezente Moräne, 17. Jahrh., Fernau-Stadium“ i. a. zu verbessern in „Älterfrührezente Moräne“; dasselbe gilt für den Text, S. 198 ff.). Die voll- und großflechtigen Blockmoränen hier entsprechen endlich auch den höher gelegenen „Larstig-Vorstoß“-Moränen H. HEUBERGERS im obersten Gleirsch-, Grasstall- und Larstigtal (Stubai, 1954 : 96—98).

In E. LICHTENBERGERS vornehmlich den spätglazialen Moränen geltenden Studie (1956) sind zwar im Text, S. 236, der „kaum noch nennenswerte Firnrest“ O des Waldhorngipfels und „eine Reihe unansehnlicher kleiner Flecken“ SO des Elendberges genannt, sie sind aber in der Karte nicht verzeichnet; es fehlt die Rekonstruktion der 1850er Verfirnung oder Vergletscherung, es fehlen hier die unmittelbar zugehörigen 1850er und die an diese anschließenden frührezenten Moränen. Unter dem einstigen „Keesfleck“ O des Hochgolling hat die Autorin ohne weitere Begründung die rezente (1850er) Moräne als Eggessen⁵⁾-Daun-Wall kartiert. H. WÖDLs Blockwall (hier: „2440“) O des Greifenberges und die meisten anderen schattseitigen Blockmoränen in 2400—2100 *m* Höhe sind als Eggessen-Daun eingestuft worden, offenbar nur infolge der Beziehung dieser Moräne auf eine Schneegrenze bei 2300—2400 *m*; ja selbst 100—200 *m* höher gelegene oder nur 100—200 *m* unter der heutigen, bei 2800 *m* angenommenen Schneegrenze, angesetzte, somit bei 2500—2700 *m* befindliche Eggessen-Daun-Schneegrenzen wurden von der Autorin (1956 : 236) vorausgesetzt, eine Auffassung, die nicht ausreichend begründet werden kann. Vielmehr sprechen mehrere, oben angeführte Gründe dafür, die Mehrzahl der Blockmoränen in 2400—2100 *m* Höhe als älterfrührezent einzustufen. Dabei ist auch bei diesen Vorkommnissen noch die Untersuchung der Flechten, des Gesamtbewuchses, des Verwitterungsgrades, der Beziehung zu Mooren des Bodens u. ähnl. im Sinne H. HEUBERGERS (1958 : 95) und

M. WELTENS (1958: 253—274) nötig, und zwar hier wie auch in den Gasteiner Tauern. Auf die Schwierigkeiten der Nomenklatur und angenäherten Alterszuordnung der älterfrührezenten Moränen wird noch weiter unten eingegangen [siehe ⁴⁾].

V. Ausdehnung der rezent-frührezenten Firn- und Eisflächen; zugehörige Schneegrenzen

Um 1850 n. Chr. umspannten die Eisfelder NO des Waldhorn etwa 4·7 ha, O des Hochgolling 1·5 ha und O des Elendberges etwa 9·4 ha. Hierbei sind nur die Flächen innerhalb der wallförmigen Moränen gerechnet.

Zählt man zu den damals moränenumwallten Gletscherchen die gleichzeitig vereisten bis verfirnten Regionen hinzu, die in den Steilhalden keine Wälle bildeten oder die zwischen den Rundhöcken heute nur als kahle Wannen und Rinnen die einstige Firnfleckenlandschaft verraten, so erhält man im Sonntagkar NO des Waldhorn zirka 39 ha, N, W und S der Hochwildstelle etwa 40—50 ha, in den Karen vom Zwerfenberg (P. 2507) etwa 81 ha. In dem 1958 nur sehr spärlich verfirnten Klafferkesel lagen um 1850 etwa 25 ha Firn, vermutlich mitsamt dem Eisfeld, das, wie oben erwähnt, H. WÖDL 1918 im Rauhenbergkar noch oder wieder vorfand. Verfirnung und Vereisung dürften in den 1850er Jahren ähnlich umfangreich gewesen sein wie zur Zeit der älterfrührezenten Gletschervorstöße.

Die Ermittlung der Schneegrenze der Jahre 1950—1960 fällt schwer, da noch nicht klar zu erkennen ist, ob die Tendenz des Gletscherschwundes seit 1920 ihr Maximum schon erreicht hat oder nicht. H. TOLLNER (1952: 105) und R. v. KLEBELSBERG (1953: 33) wiesen darauf hin, daß in den Zentralalpen um 1947 die Firngrenze vorübergehend etwa 3800 m Höhe erreichte. Wahrscheinlich waren damals viele von Lawinen nicht oder nicht stark beeinflussten Kare völlig frei von Eis oder Firn. Schon 1948 sank aber nach H. TOLLNER (1952: 105) in der Glocknergruppe die Firngrenze auf fast 2500 m, 1949—1950 lag sie dann bei 2500—2700 m, ja sogar in der Schattseite bei 2900 m (o. c.: 106). Wohl erst um diese Zeit oder in den folgenden Jahren entstanden hier die 1958—1960 beobachteten mehrschichtigen Firnlagen.

Am Hallstättergletscher des Dachsteins zeigte eine Luftaufnahme vom 1. September 1951 im Jahrbuch des Österreichischen Alpenvereines 1958: 32/33 die Firngrenze in mäßig schattiger Lage in 2600—2650 m Höhe; ein ganz ähnliches Bild bot dieser Gletscher im September 1958. Hieraus darf man auf eine mittlere Schneegrenze (Mittelwert der N- und S-Auslage) von 2700—2750 m Höhe und gemäß dem allgemeinen Ansteigen dieser Grenze gegen das Alpeninnere auf eine Schneegrenze der Schladminger Tauern für die Jahre 1950—1960 in 2800—2850 m Höhe schließen. R. v. KLEBELSBERG hatte 1939/1946 hier nach der Gipfelmethode 2800 m Schneegrenzhöhe ermittelt.

Für die nur mäßig geschützten O bis NO exponierten 1850er Gletscherchen O des Elendberg und NO des Waldhorn erhält man nach E. RICHTER (1888; Schneegrenze sehr nahe dem Unterrand) eine mittlere Schneegrenze bei 2400—2450 m; nach H. v. HÖFER (1897); Schneegrenze mitten zwischen unterem Eisrand und mittlerer Umrahmung erhält man etwa 2500—2550 m.

Da S der Hochwildstelle und im Trattenkar die sonnseitigen Firnspuren der 1850er Jahre bis in 2350—2300 *m* Höhe hinab reichen und O des Zwerfenberges die meist völlig windschutzlose Hochfläche des P. 2394 den Kahlflächen nach um 1850 sicher fast ganz verfirnt oder vereist war, wird man die mittlere Schneegrenze dieser Zeit mit 2500—2450 *m* Höhe annähernd richtig ansetzen. Kurzfristige 1850er und älterfrührezente Tiefstlagen der Schneegrenze mögen die Schichtlinie 2400 *m* erreicht oder noch etwas nach unten überschritten haben. Ohne den kurzen Hochstand warmtrockener Witterung von 1947 zu berücksichtigen, wird man die Schneegrenzhebung hier auf 300—400 *m* veranschlagen. Erscheint dies zu viel, ist bei den 1850er Keesflecken und ebenso bei den ähnlich gelegenen älteren Moränen die orographische Gunst in gleichem und starkem Maß zu berücksichtigen.

Bei quartärgeologischen Studien in den östlichen Niederen Tauern und ihrer Umgebung wird man, wenn schon etwa nicht die hier abgeleitete tiefe 1850er Schneegrenze, so doch mindest das latente Herabreichen mäßig geschützten Gletschereises bis in 2400 *m* und die Erstreckung noch weniger geschützter zugehöriger Firnflecken bis gegen 2300—2100 *m* herab in Rechnung stellen.

Hinterließen die rezenten und frührezenten Gletschervorstöße und ihre Klimaschwankungen noch andere Spuren außer den Moränen? 1935: 65—75 zeichnete H. FRIEDEL u. a. zwei Jahresringkurven zweier in der Nähe von Heiligenblut gewachsener Lärchen und die Jahresringkurve einer in der Gössnitz SO des Großglockner in etwa 1900 *m* Höhe gewachsenen Zirbe. Um 1555—1565 n. Chr. beginnend, lassen alle drei Kurven durch gemeinsame kurze Ringbreitenminima um 1565 etwa 5—10 wuchsungünstige, also wohl feuchtkalte Jahre erkennen (Gletschervorstoß?). Nach etwa 10—15 wuchsgünstigen Jahren (Ringbreitenmaxima) folgen 20—25 Jahre wuchsungünstigen Klimas, Ringbreitenminima werden nahezu um 1600 und vollends um 1605 erreicht: Dieser Abschnitt könnte den Gletschervorstößen um 1595 bis 1600 n. Chr. entsprechen. Leider nur mehr 2 Kurven führen zu derartigen Minima um 1625 und 1655: Zu ersterem paßt der Eisvorstoß um 1625—1630, jedoch der 1644er Vorstoß scheint um fast 10 Jahre verfrüht. Nur ein verhältnismäßig geringes Minimum beider Kurven deckt sich weiters mit dem 1680er Vorstoß. Von hier ab besteht nur mehr eine Kurve (der Zirbe in der Gössnitz): Sie weist folgende Minima auf: Um 1695 (Gletschervorstoß?), 1710—1720 (ausgeprägt; hiezu vielleicht der Gletschervorstoß um 1705—1715?), um 1770 und fast durchlaufend bis 1785—1795 (Gletschervorstoß aber nur um 1772), um 1820 (Gletschervorstoß um 1820) und um 1850 (Gletschervorstoß um 1850). Den Eisvorstößen um 1730—1745 stehen i. a. Ringbreitenmaxima gegenüber, ansonst erscheint die Übereinstimmung zwischen Jahreszuwachs, mutmaßlichem Klima und den bekannteren jüngerfrührezenten Gletschervorstößen zwar nicht restlos, aber doch beträchtlich. H. FRIEDELs Kurve schließt mit 1850 n. Chr.

Die Jahresringe mitteleuropäischer (etwa mitteldeutscher) Fichten und Buchen veröffentlichte B. HUBER 1948. Seine Mitarbeiterin H. MÜLLER-STOLL lieferte für beide Baumarten die Ringbreiten von 1740—1943. Die Ziffern von 1800—1943 wurden zu Kurven umgezeichnet. Die Ringbreitenminima der Fichte lagen um 1801—1806, 1820, 1836—1837, 1843,

1849 (diese beiden letzteren wenig ausgeprägt), 1858, 1869, 1877, 1887 (gering), 1896, 1906, etwa 1919—1923 (deutlich). Die Minima der Buche lagen bei 1803, 1836, 1840, 1843 (Häufung in 7 Jahren!), 1858, 1860, 1869, 1874, 1888, 1900, 1918, 1936 (gering), 1940. Zifferntabelle bzw. Kurve zeigen wohl mehrfach gleichsinnige Maxima und Minima, ansonst aber doch öfter unterschiedlichere Tendenzen als die von H. FRIEDEL untersuchten und im Gebirge gewachsenen Nadelhölzer. Einige Minima bzw. Ziffern und Kurvenstücke nächster Umgebung decken sich ziemlich deutlich mit markanten Eisvorstößen, so die 1850er Jahre. Jedoch für zahlreiche Minima gibt es keine wesentlichen Gletschervorstöße. Demnach kann aus der nach B. HUBER 1948 in Aufbau begriffenen Dendrochronologie derzeit auf die Einzeitung der alpinen Gletschervorstöße und Moränenzyklen noch kein genauere Schluß gezogen werden soweit es sich vermutlich um Tieflandsbäume handelt.

Hingegen sind sehr wahrscheinlich brauchbare Ergebnisse zu erhoffen, wenn Hölzer der höheren deutschen oder benachbarten Mittelgebirge und ganz besonders, wenn Hölzer der alpinen Wald- und Baumgrenze nahe heutigen Gletschern oder firnreichen Karen gemessen werden. Es wäre zu wünschen, könnten hiefür Baumscheiben u. ähnl. aus den Schladminger Tauern (und dem Dachsteingebiet) über das Botan. Institut Innsbruck Herrn Dr. H. FRIEDEL oder über das Forstbotan. Institut München Herrn Prof. Dr. B. HUBER zugeleitet werden.

Hinsichtlich des Klimaablaufes wären weiters die Böden zu untersuchen (vgl. M. WELTEN 1958 : 253—274) und der pflanzliche Inhalt der höher und tiefer gelegenen Moore. Über die hochgelegenen, auf den wenig durchlässigen Phylliten wie auf dem älteren Kristallin häufigen Moorflecken hier ist in dieser Hinsicht noch nichts bekannt, über die Moore des Ennstales und seiner Umgebung liegen bereits einige Angaben vor.

VI. Die warme Postglazial- oder Nacheiszeit und ihre Ablagerungen

1910 : 105—154, 171—204 untersuchte V. ZAILER u. a. sehr eingehend die etwa 620—650 m hoch gelegenen Talmoore zwischen dem Gesäuseeingang und Stainach-Irdning, welche etwa 1400 ha ausmessen (zirka 900 ha Hochmoor, zirka 500 ha Niedermoor, o. c. S. 137). Aus den Torfstichen, Pflanzenuntersuchungen und Schlüssen des Autors ergibt sich das folgende allgemeine Profil:

		Mächtigkeit:	Klima:
Hochmoor,	l Anflug von Heide, Legföhre,		trocken
Gesamt-	Birke		
mächtigkeit	k Jüngerer Wollgrasmoostorf	bis 2·0 m	feuchtkalt
bis 4·5 m	j Grenzhorizont, Heidehumus	0·1— 0·2 m	trocken
	i Älterer Wollgrasmoostorf	1·0— 2·0 m	feuchtkalt
	h Wollgrasbank	bis 0·5 m	feuchtkalt
Niedermoor	g Waldhumus, Reste von Föhre,	bis 0·5 m	trocken
Gesamt-	Legföhre, Fichte		
mächtigkeit	f Erlenbruchtorf	bis 0·3 m	verhältnismäßig trocken
einige m,			
Maximum	e Seggentorf, nur stellenweise,		verhältnismäßig trocken
10·5 m	dünn		

	Mächtigkeit:	Klima:
c Schilftorf	} 0.5—10.5 m	warm
d Schilfschwemmtorf		
b Torfmudde (basal unbestimmte Süßwasserconchylien)	0.1 bis einige m	
a Mudde — Schlamm	einige m bis maximal 28 m	

Die Gesamtmächtigkeit eigentlichen Torfes schwankt von 2 bis über 12 m; die letztere Dicke zeigte (o. c.: 149) das Wörschacher Moor.

Als bald darauf, 1911: 165—172, 1911: 177—185, 1912: 1—9, H. SCHREIBER die Moore Salzburgs untersuchte, fand er, daß 32 Moore der Höhenlage 420—1040 m mit den 15 Mooren, die V. ZAILER zwischen Stainach-Irdning und dem Gesäuseeingang untersuchte, dem Profil nach im wesentlichen übereinstimmten. H. SCHREIBER bezeichnet sie o. c.: 1911: 182 als Möser in seichten Becken, nach ihm ist die Profilfolge dieses Typus: Rezenter Bruchtorf (hier l), Jüngerer (Weiß-) Moostorf (k), Jüngerer Bruchtorf (j) Älterer (Weiß-) Moostorf (i+h), Älterer Bruchtorf (g+f), Älterer Ried- (und Braunmoos-) torf (e, d, c), Mudde (a und/oder b), Moräne oder Schotter. Dem Stand der damaligen Kenntnisse entsprechend parallelisierte H. SCHREIBER seinen jüngeren Moostorf dem Daun, den älteren Moostorf dem Gschnitz, den älteren Riedtorf dem Bühl; O. AMPFERER scheint ihm 1935: 20 hiebei gefolgt zu sein.

1923: 187—242 untersuchte F. FIRBAS erstmals das Dörfler und Aigner Moor (neben anderen benachbarten und entfernteren Mooren der Ostalpen) im Hinblick auf seinen Aufbau und Polleninhalt. Seine Tabelle der Pollenmengen (o. c.: 211) weist im Hochmoortorf geringe Pollenzahlen des Eichenmischwaldes (EMW), beträchtliche Mengen der Tanne und Rotbuche und noch bedeutendere Mengen der Fichte auf. Föhrenpollen sind in den tieferen Lagen nur mäßig vertreten, steigen aber gegen das Hangendste deutlichst an. Der Autor untersuchte beim Dörfler Moor 4 Proben des 1.2 m mächtigen Hochmoores (mit Grenzhorizont), beim Aigner Moor 5 Hochmoorproben (ohne Grenzhorizont). Aus dem darunterliegenden Waldhumus und Bruchtorf verzeichnet der Autor EMW-Pollen (nach unten abnehmend; ein bescheidenes Maximum liegt beim Dörfler Moor im [älteren] Moostorf, 20 cm über dem Waldhumus), ferner (Rot-) Buchen- und Tannepollen, nach unten beim Dörfler Moor sehr, beim Aigner Moor mäßig abnehmend; der Fichtenpollen nimmt hier nach unten meist deutlich zu, Föhrenpollen sind spärlich. Die Daten entstammen 6 Proben, 2 sind vom Dörfler, 4 vom Aigner Moor. Die tieferen Niedermoortorfe wurden beim Dörfler Moor 0.4 m tief (ohne das Liegende zu erreichen), beim Aigner Moor etwa 1.9 m tief (bis zur Tonmudde) mit insgesamt 9 Proben untersucht: Bemerkenswert sind das Schwinden der EMW-Pollen bis in maximal 0.4 m Tiefe unterm Bruchtorf, das Schwinden der Buchen- und Tannepollen bis hieher oder maximal bis in 0.7 m Tiefe, die zunächst geringen Föhren- aber dominierenden Fichtenpollen, endlich die Annäherung der absteigenden Fichten- und der aufsteigenden Föhrenpollenkurven in etwa 1.90 m Tiefe unter dem Bruchtorf beim Aigner Moor nahezu zu einem Schnittpunkt, wie er anderorts (Ödenseemoor, Leopoldskroner Moor, nach F. FIRBAS 1923: 190 ff., 205 ff.) deutlichst in Tiefen von 0.5—0.9 m Schilf- und Ried- oder Seggentorf erreicht und überschritten wird. War auch die Ge-

samtzahl der Proben und Pollen im Verhältnis zur Ausdehnung und Höchstmächtigkeit der Ennstaler Moore gering, so war doch andererseits der Ablauf der Pollenspektren und die Vergleichbarkeit mit manchen anderen ostalpinen Mooren so ausgeprägt, daß F. FIRBAS schon 1923 die Hochmoortorfe hier einer Tannen-Buchen-Zeit, die Wald- und Bruchtorfe (samt nahen hangenden und liegenden Lagen) der Eichenmischwaldzeit und die Schilf- (und Ried-)torfe einer Fichten- und ausklingenden Föhrenzeit zuordnen konnte.

Im einzelnen betont V. ZAILER 1910 : 130 ff., 142 ff., daß zentrale Teile schwappenden Hochmoores noch (um 1910) in üppigem Wachsen waren, daß der Pflanzenreichtum gegenüber den Niedermooren zwar sehr zurücktritt — er führt aber in den typischen Wollgras-Torfmoos-Mooren (Eriophoreto-Sphagneta) viele Moos- und Blütenpflanzenarten an —, daß aber teils infolge der Ennsregulierung (siehe E. GÜNTSCHLS Festschrift 1960: Beginn etwa um 1860), teils infolge trockeneren Klimas (o. c. : 131) randlichere Moorpartien trockener wurden, so daß Heide, Legföhre, Birke sich ansiedelten und hier an Legföhren (um 1910) bereits 70—90 Jahresringe gezählt werden konnten. Nach diesen Ringen wäre der Beginn trockeneren Klimas etwa um 1820—1840, der seitherige wuchsgünstigere Zeitraum deckt sich i. a. mit dem Gletscherrückzug nach 1850. Vielleicht sind hier die nach oben ansteigenden Föhrenpollenkurven beizuordnen, die in den Diagrammen von F. FIRBAS 1923, 1949 (bes. Anhang S. 367 ff. ⁶), R. v. SARNTHEIN 1936, 1940, 1948, F. R. VAN VEEN 1961 u. a. vielfach zu erkennen sind. Es würde dies übereinstimmen mit einem Befund F. BAUERS in H. FRANZ' Tagungsführer 1961, wonach am Dachstein die Waldgrenze gegenüber dem Ende des 19. Jahrhunderts etwas anstieg, und mit C. v. REGEL 1957 : 55 ff. wonach in Nordeuropa das der Nadelwaldzone eignende Weißmoos (Sphagnum) im letzten Jahrhundert merklich in die nördlichere Tundra eingedrungen sei.

Es wäre sicher interessant, mittels engerer Probeentnahme etwa der obersten 50 cm gut wüchsiger Moorteile zu untersuchen, ob sich Klima und Gletscherschwankungen von 1600—1850 (und vielleicht 1920) vielleicht doch im Pollenspektrum von den vorangegangenen Jahrhunderten unterscheiden. Daneben ist von Bedeutung, daß das feuchtkühle Klima eines so bedeutenden Gletschervorstoßes wie um 1850 am Moorrand das Anwachsen der Legföhre nicht zu verhindern vermochte.

Im Leopoldskroner Moor ist nach F. FIRBAS 1923 : 190—194 der Grenzhorizont j zwischen jüngerem und älterem Hochmoor- oder Moostorf als Bruchtorf mit Föhrenstrünken noch deutlicher als im Ennstal ausgeprägt. Angesichts der Häufigkeit dieser Schicht vor allem nach H. SCHREIBER s. o. muß man wohl annehmen, daß stärkere Regendurchfeuchtung oder eine allgemeine und damit niederschlagsbedingte Hebung des Grundwassers den wohl erst dürrtigen Baumbestand des Moores vernichteten und für Moose und Wollgras günstige Moorverhältnisse einleiteten, Verhältnisse, die auch in zeitweise günstigen Phasen sich für länger nicht zugunsten einer Wiederbewaldung umstellen konnten ⁷). Im Hochgebirge müßte dieser Klimawechsel sich noch stärker ausgewirkt haben wie die Jahre der 1850er (und 1820er, 1920er) Vorstöße. Es liegt nahe, diese Schwankung mit den älterfrührezenten Moränen zu parallelisieren, doch zur näheren Einzeitung mangeln hierfür C¹⁴-Messungen.

Noch markanter mußte der Umbruch von den Waldhumus- und Bruchtorfen zu den darauffolgenden Wollgras- und Moosfloren gewesen sein. V. ZAILER fand 1910 : 126 ff. in diesen Ennstaler Bruchtorfen armstarke Erlenstämme, im Pürgschacher Moor einen Erlenstamm mit etwa 90 Jahresringen, im darüberliegenden Waldhumus Stämme von Föhre und Fichte (*Pinus silvestris* und *Picea excelsa*) von über 100 Jahresringen. In der entsprechenden Schicht der Salzburger Moore fand H. SCHREIBER 1911 : 183 f. Holzreste der Birke, Fichte, Schwarzerle, Eiche und Haselnüsse; nach diesem Autor sind Birken heute auf den Salzburger Mooren nur in Streulage, damals herrschten sie vor, Schwarzerlen sind zwar für Bruchmoore typisch, doch das stellenweise reiche Auftreten wie im älteren Bruchtorf erfordert ein günstigeres (wärmeres) Klima als das derzeitige (1911) Klima Salzburgs, auch die Eiche bildet heute nur in wärmeren und trockeneren Gebieten (Westungarn) Wälder auf Moor, und vollends die Haselnuß setzt wärmeres Klima und ein Austrocknen des Moores voraus, wie es andererseits V. ZAILER 1910 : 125 sehr klar dadurch ableitet, daß die Enns die see-stauenden Barren älterer Seitenbachschwemmkegel durchschnitten, daß aber auch andererseits — eine Konvergenz zum Trockenklima oder zur hoch hinauf reichenden Wald- und sonstigen Pflanzendecke — keine neuerlichen Überschwemmungen mit See- oder Schwemmkegelbildung erfolgten.

Nach einer brieflichen Mitteilung von W. WITTICH (1961; vgl. auch W. WITTICH 1952 : 1—106) kann ein Nadelwald geringer Güte 10 cm Waldhumus in etwa 300 Jahren erzeugen, unter günstigen Bedingungen entstehen 20 cm Waldhumus in 100 Jahren. Danach ist das trocken-warme Klima des Ennstaler Waldhumus auf mindestens 150 Jahre zu veranschlagen, da die angegebene Mächtigkeit (nach H. SCHREIBER und V. ZAILER) von 0.2—0.3 bis etwa 0.5 m ja auch das Ergebnis des Zusammendrucks durch mehrere Meter auflagernden Torfes ist. Den Wechsel vom Nadelwald zum Wollgras- und Moosmoor hält F. FIRBAS (briefliche Mitteilung 1961) „auch bei gleichbleibendem Klima möglich, falls dieses die Entstehung ombrogener (regenbedingter) Hochmoore zuläßt. Natürlich kann eine gleichzeitige Zunahme der Humidität diese Vorgänge beschleunigen und über größere Gebiete gleichrichten“. Hiezu ferner W. WITTICH (Brief, 1961): „Mit dem Anwachsen der Waldhumusauflage wird der Abstand vom nährstoffhaltigen Grundwasser immer größer, so daß schließlich nur noch anspruchslose Pflanzen gedeihen können. Zu einer Hochmoorbildung kommt es aber nicht in unserem trockeneren und wärmeren Klima. ... Eine Torfbildung ohne Einfluß von hohem Grund- bzw. Stau- bzw. Hangwasser oder aber eines kühlen niederschlagsreichen Klimas halte ich nach meinen Erfahrungen nicht für möglich.“ H. SCHREIBER leitete 1911 : 185 aus dem heutigen Milieu moosfreundlicher Gebiete einen Umschlag zu anhaltend neblig-feuchtem Klima ab. Auch dies ließe sich mit Landregen im Tiefland und Schneefällen im Hochgebirge vereinen zu einem Klima, das höchste Kare verfirnte oder vergletscherte, ohne im Ennstal neuerliche Überschwemmungen (deren Ton- oder Sandeinschwemmungen V. ZAILER sicher nicht entgangen wären) zu veranlassen. Es ist ungemein merkwürdig, daß die Flora des Moores so auffällig umgestaltet wurde, während die umgebenden Waldbestände sich — anscheinend — nur wenig oder nur allmählich und anscheinend ohne Verluste der Waldfläche wandelten; die Moorkunde (siehe F. FIRBAS 1949) ist jedoch an ähnlichen Beispielen reich.

F. FIRBAS stellte im Anhang seiner Waldgeschichte Mitteleuropas I (1949) über 150 Moore durch Profile und Diagramme dar, etwa ein Drittel dieser Profile zeigt Bruchtorf und (oder) Holzfunde (insgesamt 72 Bruchtorf- und Holzvorkommen). Bei 22 Mooren lagen diese Schichten in Zone VI (damals etwa um 5500—4000 v. Chr.) eingestuft, bei 19 Mooren in Zone VII (zirka 4000—2500 v. Chr.), bei 16 Mooren in Zone V (zirka 6800 bis 5500 v. Chr.), bei 15 Vorkommen in Zone VIII (zirka 2500—400 v. Chr.). Die gesamte ältere Wärmezeit und die beginnende Buchenzeit (Boreal-Atlantikum-Subboreal) waren demnach dem zeitweisen Austrocknen der Moore wie auch nachfolgenden Veränderungen zu neuem Moorbewuchs günstig, die größte Wahrscheinlichkeit für solche Wechsel lag um die Wende der Zonen VI—VII, damit etwa um 4000 v. Chr. 1958 b veröffentlichte F. FIRBAS das Profil und Pollendiagramm des Seelohemoors (Fichtelgebirge), welches unter 3 m buchenzeitlichem Moostorf (mit Grenzhorizont) mit liegender Wollgrassschicht Waldtorf mit mächtigen Resten von Kiefer und Fichte aufweist. Der Wald- und Bruchtorf führt reichlich Hasel- und EMW-Pollen, die C¹⁴-Messung der Schichtmitte durch F. FIRBAS' Mitarbeiter ergab etwa 3880 v. Chr., der unterste Moostorf wurde hier auf 3140 v. Chr. berechnet, der Wechsel vom Bruch und Nadelwald zum Wollgras- und Torfmoos konnte grob geschätzt etwa um 3500 v. Chr. erfolgt sein. Er fällt hier deutlich zusammen mit den Anstiegen der Buchen- und Tannepollenkurven und mit einer (oder einigen) auffallenden Minimumzacke(n) der Fichtenpollenkurve.

Nach M. WELTEN 1952 : 129, 1957 a) : 88 f., 1957 b) : 153 sinken in 500—1800 m hoch gelegenen Mooren der N-Seite des Berner Oberlandes EMW- und Haselpollenkurven etwa um 4000—3700 v. Chr. nach C¹⁴-Messungen ganz wesentlich ab, die Tannen- und Buchenpollenkurven beginnen (nach C¹⁴) bei dreien dieser Moore deutlichst nahe um 4000 v. Chr. (bei 2 Mooren beginnt die Tannepollenkurve um diese Zeit auch in der Südseite der Berner Alpen), bei einem Moor der N-Seite beginnt eine schwache Buchen- und eine deutliche Tannepollenkurve auch bereits um (oder etwas vor) 5000 v. Chr. Wohl rechnet der Autor 1957 a) : 90 mit beträchtlichen Zeitdifferenzen (starke Ausbreitung der Tanne (*Abies*) 5000—2500 v. Chr., der Fichte (*Picea*) 3500—700 v. Chr.). Jedoch die deutliche Übereinstimmung der F. FIRBAS'schen Profile und Diagramme zweier Ennstaler Moore mit dem Ödenseemoor der Mitterndorfer Senke, dem Leopoldskroner Moor bei Salzburg und mit den Pollen- und C¹⁴-Daten vom Fichtelgebirge (Seeloh) und den Mooren der Berner Alpen macht es mindest wahrscheinlich, daß zwischen 4000—3500 v. Chr. ein weiterer Klimawechsel stattfand, der in Karen und Hochtälern älterfrührezente Moränen entstehen ließ.

E. ARNBERGER und E. WILTHUM (1952, 1953) sind ursprünglich den Floren- und Klimadaten F. FIRBAS' 1923, H. GAMS' 1937 : 157—170, besonders S. 168 und R. v. SARNTHEINS 1940 : 479/80 und wohl auch G. KYRLES vorgeschichtlichen Angaben 1912, 1918 gefolgt, als sie Moränen des Unteren Taubenkares unterm Dachstein als Hallstatt-Stadien bezeichneten. Auch O. SCHAUBERGER hat neuerdings (1960 : 1—15) bei seinem Rekonstruktionsversuch der prähistorischen Grubenbergbau im Hallstätter Salzberg nicht nur zahlreiche Funde vermerkt, die einst die vorgeschichtlichen Knapen im Berg verwendet hatten, er verzeichnet auch (oder erwähnt) Kalk-

gerölle verschiedener Art, Baumwurzeln, Gras, Blätter, Blüten, Sand, Tagletten, Keltensolen (mit Sulfatgehalt), es sind dies insgesamt deutliche Spuren von Wassereinbrüchen. Da der Autor die gesamte Streckenlänge auf 3750 *m* und die Abbauzeit auf 500—600 Jahre schätzt, ist es nicht wahrscheinlich, daß die alten Bergleute immer wieder mit diesen Schwierigkeiten zu tun hatten, es ist weit wahrscheinlicher (und an den Holzresten wäre dies mit C¹⁴-Messung beweisbar), daß gegen Ende der Hallstattzeit katastrophal nasses Wetter (mit Schneefällen im Hochgebirge) den vieljährigen lebenswichtigen Bergbau zu beenden zwang.

Für die älterfrührezenten Gletschervorstöße kommen somit in besonderem Maß in Frage: a) Die späte Hallstattzeit, etwa 700—400 v. Chr. (= Klimawechsel über dem Grenzhorizont j?) b) eine Klimaphase innerhalb der Jahre 4000—3500 v. Chr. (= Klimawechsel über den Wald- und Bruchtorfen g—f). In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, daß F. FIRBAS 1949 : 65 f. folgende Grenzhorizonte anführt: zirka 1200 n. Chr., zirka 400 n. Chr., zirka 600 v. Chr., zirka 1200 v. Chr., zirka 2300 v. Chr. F. OVERBECK datiert 1957 : 66 nach C¹⁴-Messungen Grenzhorizonte etwa um: 630 n. Chr., 50 v. Chr. und 600 v. Chr. Nach vielen (oder allen?) diesen Grenzhorizonten konnten mehr minder deutliche feuchtkühle Klimaschwankungen folgen. H. HEUBERGER zitiert, nach F. FLINT 1957, 1958 : 93 nachgewiesene nachwärmezeitliche (= älterfrührezente Vorstoßperioden in Alaska um 1200 n. Chr., 400 n. Chr. und 600 v. Chr. Es scheinen fast um 1200 n. Chr., 600 v. Chr. und wohl auch zwischen 3500—4000 v. Chr. besondere feuchtkühle Klimate auf besonders warmtrockene gefolgt zu sein.

Eingehend und eindrucksvoll beschreibt V. ZAILER 1910 : 147 die rezenten Erlen- und Übergangswälder (Bestände etwa ähnlich den einstigen Bruchtorf- und Waldhumusperioden) und die artenreichen, im Frühling blütenbunten Niedermoores und Niedermoorwiesen (o. c. : 145 ff.). Die Schilftorfe (d, c) hier in der Tiefe und unter den Hochmooren bzw. unter Wald- und Bruchtorf verband der Autor mit mächtigen Schilftorfschichten noch in Höhen von über 1000 *m*, wo Schilf nunmehr fast gar nicht anzutreffen sei (o. c. : 121). Aus diesem Zusammenhang schloß der Autor auf wärmeres, trockeneres Klima als heute. Hier unterlief V. ZAILER allerdings ein Irrtum: O. c. S. 183 betont er bei den höher gelegenen Mooren der Mitterndorfer Mulde das fast vollständige Zurücktreten des Schilfrohes gegenüber der Segge (*Carex*). Auch H. SCHREIBER übernahm 1911 : 183 diesen Irrtum, doch ist es hier wesentlich, daß nach letzterem Autor normalwachsende Schilfbestände in den nördlichen Alpen nicht über 750 *m* Höhe, hingegen Schilftorfe früherer Massenbestände in den Mooren des Erzgebirges bei 900 *m*, in Salzburg bei 1040 *m* Höhe gefunden wurden. Mit diesem Gesamtbefund stimmen die von F. FIRBAS 1923 gefundenen hohen Prozente der Fichtenpollen und der Kurvenbeginn der Pollen der Hasel wie des Eichenmischwaldes gut überein. Der Beginn des Schilftorfwuchses oder der Schilfanschwemmung, etwa die Kreuzung der nach unten ansteigenden Föhren- und der sich senkenden Fichtenpollenkurven, könnte nach R. v. SARNTHEINS Pollendiagrammen 1940 vom Seefelder Wildsee, Achensee und Schwarzsee an der Grenze von R. v. SARNTHEINS Zonen V/VI und damit bei etwa 3000 v. Chr. liegen; nach den den Egelsee, Reintaler- und Lansersee (bzw. Moor) betreffenden Diagrammen dieses Autors von 1948 : 1—84 kommt

auch die Zeitspanne 3500—5000 v. Chr. in Frage. Auch nach F. FIRBAS 1949 : 368—375 fällt in einigen Mooren im Alpenvorland oder nahe demselben (Federsee, Reichermoor, Premer Filze, Seeshaupt, Rehgraben) der auffallende Abstieg der Föhrenpollenkurve und der Schnitt mit den ansteigenden Fichten- oder Hasel- und EMW-Pollenkurven in Abschnitt V oder an die Grenze V/VI. Jedoch liegt Zone V nach F. FIRBAS 1949: 104 bei zirka 6800—5500 v. Chr., Zone VI liegt hier bei 5500—4000 v. Chr. Damit fällt diese charakteristische Kurvenkreuzung mitten in das Atlantikum in den jüngeren Abschnitt des Älteren Teiles der Mittleren Wärmezeit bis etwa in die Mitte des Boreales oder der Frühen Wärmezeit bzw. in die Jahre 4000—6200 v. Chr. Nach M. WELTEN 1957 b): 152 liegt der durch C¹⁴-Messungen datierte Abstieg der Föhrenpollenkurve und der Anstieg der Hasel- und EMW-Pollenkurven in drei 590—1500 m hoch gelegenen Mooren der N-Seite der Berneralpen im jüngeren Abschnitt der (F. FIRBASschen) Zone V und damit in den Jahren 5700—6000 v. Chr. (der Anstieg der Fichtenpollenkurven erfolgt in diesem Gebiet um zirka 3000 v. Chr.!).

Die Niedermoore bzw. Schilftorfe zwischen Stainach-Irdning und dem Gesäuseeingang deutet V. ZAILER 1910 : 121—126 als Verlandungen von 5 Seen, die durch die Schwemmkegel der Seitenbäche der Enns aus einem älteren einheitlichen weitgehend zugeschotterten Schmelzwassersee des Ennsgletschers herausgeschnitten worden seien. Die einstigen Seen beweist der Autor durch die genaue Nivellierung der Höchstflächen der Schilftorfe als einstige Seeufer; die bedeutende Dauer der Schilfzeit sieht er darin gegeben, daß die Schilftorfe den allmählich abgesenkten Seeufern zum Seebeckentiefsten hin nachfolgen konnten. Die Bildungszeit der Schilftorfe hielt der Autor für trocken (o. c.: 125), da die stauenden Schwemmkegel nicht wieder durch die Seitenbäche in dieser Zeit aufgehört wurden. Immerhin erwähnt aber G. KNÖBL in E. GÜNTSCHLS Festschrift (1960 : 76) in den Schilftorfen gelegentliche Schlammlagen, so daß kleine vorübergehende Überschwemmungen doch wohl stattfanden. Auch Schwemmholz erwähnt G. KNÖBL in diesen Schichten; leider wurde die Holzart anscheinend nicht untersucht. Nach den Kurven der Fichten-, Föhren- und EMW-Pollen (F. FIRBAS 1923) begann der Torfwuchs verhältnismäßig spät. Der Pollenniederschlag der Vorwärmezeit (Präboreal) und der Subarktischen Zeit, vornehmlich Pollen früherer Kiefern- und Birkenwälder ließe sich vielleicht, samt Spuren spätglazialer Schwankungen, in den liegenden Mudde-⁸⁾ und Schlammsschichten noch nachweisen.

Durch zahlreiche Bohrungen ermittelte K. BISTRITSCHAN (1952—1956), daß unter den Mooren wie auch unter den oberflächlich die Moore trennenden Schwemmkegeln von Stainach-Irdning bis zum Gesäuseeingang zunächst eine lückenlose mehrere Meter starke Schluffschicht als Seesediment vorhanden ist. Ab Wörschach liegt weiters ein zweiter, von Liezen weg auch noch ein dritter Schluff, letzterer in rund 25—35 m Tiefe ebenfalls bis zum Gesäuseeingang. Hier sind nach K. BISTRITSCHAN drei Bergstürze Anlaß dreifachen Seestaues und dreifacher Schluffablagerung gewesen. Diese Schluffe dürften mit den untersten Schichten, b—a, des V. ZAILERschen Profils, mit der bis 28 m starken Torfmudde-Mudde-Schlamm-Schicht identisch sein. Zwischen den Schluffen, unter ihnen und W Stainach-Irdning bereits unterm Humus der Talaue sind vorwiegend Sande, Kiese und Schotter der Enns und der Seitenbäche erbohrt worden: Am

Wörschacher Moor, wie schon V. ZAILER o. c.: 115 erwähnt, bis in 195 *m* Tiefe, bei Niederöblarn-Niederstuttern nach K. BISTRITSCHAN 1951: 1 bis 77—80 *m* Tiefe. In ähnlicher Mächtigkeit mögen auch bei Schlading feinere und gröbere Sedimente das Talbett erfüllen. Leider ist es, wie schon O. AMPFERER 1935: 21, 24 betonte, bei den tieferen Sedimenten der Wörschacher Bohrung unklar, ob diese Sande, Schotter und Konglomerate vor oder nach der Würmeiszeit angeschüttet wurden.

Verhältnismäßig ähnlich wie die genannten Ennstaler Moore sind, nach Profil und Pollendiagramm, das von H. ZUMPF 1929: 1—97 bei Mariazell in 750—850 *m* Höhe untersuchte Hallhofer- und Mitterbacher Moor. Es folgen hier unter

- 1.2 *m* Jüngerem Moostorf,
- 0.1 *m* ein schwach ausgeprägter Grenzhorizont,
- 0.6 *m* älterer Moostorf,
- 0.9 *m* Bruchwaldtorf,
- zirka 0.3 *m* Schilf- und Seggentorf (Phragmiteto-Cariceto-Torf) und Braunmoostorf (Hypneto-Torf).

Die Hochmoortorfe sind 1.8—2.4 *m* mächtig. Hier weist H. ZUMPFs Pollendiagramm wie im Ennstal deutlichst auf eine Tannen-Buchen-Zeit; auch EMW-Pollen i. a. in geringer Menge, sind verzeichnet und im Hallhofer Moor im untersten Hochmoortorf maximal vertreten. Fichtenpollen tritt hier in den tieferen Lagen auffallend zurück, anscheinend war der Raum der späteren Fichtenwälder um diese Zeit noch bzw. verhältnismäßig früh von Eichenmischwald sowie von Tannen und Buchen eingenommen. Auch hier ist wie im Ennstal im Bruchwaldtorf EMW-Pollen reichlich vertreten; weitere Parallelen sind nicht gut möglich, da aus dieser Zone und dem darunterliegenden Schilf- und Seggentorf insgesamt nur 4 Proben bearbeitet worden waren.

W von Schlading untersuchte V. ZAILER 1910 das etwa 810 *m* hoch gelegene Mandlinger Moos. Hier ruht unter 4 *m* Hochmoor (Moostorf) 10.5 *m* Schilftorf. Die große Mächtigkeit des Schilftorfes erklärt der Autor o. c.: 153 durch eine — trotz Trockenheit der Schilfperiode (! ? s. o.) — wiederholt erhöhte Barre von Dolomitschutt der Mandlingtrias. Nach Erosion der Barre wird der Schilftorf mit Erlen, später (wie bei Admont) mit Kiefern besiedelt, über der Holzschicht folgt hier aber nicht gleich Wollgras- und Moostorf wie bei den östlichen Mooren, sondern (o. c.: 154) vermutlich durch neue (doch wohl durch Feuchtklima), verursachte Barren-erhöhung, nochmals Schilf- und Seggentorf, dann erst der Moostorf. Das Profil unterstreicht die obigen Ausführungen betreffend den Klimawechsel der Grenze Waldtorf/Wollgras-(oder Moos-)torf; Pollenanalysen liegen hier noch nicht vor.

Von den 760—840 *m* hoch gelegenen Mitterndorfer Mooren verzeichnet V. ZAILER 1910: 180 ff., besonders S. 186 das folgende Profil:

Hochmoor-	{	Jüngerer Moostorf (häufig, aber verstreut, Legföhren-
torf zirka		reste),
2.0—4.0 <i>m</i>		Grenzhorizont (sehr schwach entwickelt),
		Älterer Moostorf,
0.1—0.2 <i>m</i>		(Übergangs-) Waldtorf (Reste von Birke und Knieholz-
		kiefer),

0.5—1.1 m { Seggentorf (Carex, Schilffreste vereinzelt),
 { Lebertorf,
 Kalkmudde (Absatz kalkreicher Uferquellen),
 Tonmudde,
 Glazialschotter.

Die gesamte Abfolge ist nach V. ZAILER im wesentlichen dieselbe wie im Ennstal. Dies bestätigen auch F. FIRBAS' Profil und Pollendiagramm 1923 : 206 ff. Auch hier ist der Hochmoortorf tannen-buchen-zeitlich (mit reichlichem Fichtenpollen), die Waldschicht zeigt eine Kulmination der EMW- und Haselpollen, im Seggentorf ist die im Ennstal nur ange-deutete (beim Aigner Moor nicht erreichte) Kreuzung der Fichten- und Kieferpollen klar ausgeprägt, in tiefsten Moorteilen fand F. FIRBAS Holz-reste (Art ?). Auch hier fehlen ältere Torfe mit dem Pollenniederschlag der Birken- und Kiefernzeiten oder des Spätglazials. Den gesamten Moos-torf hier hielt F. FIRBAS gemäß dem stärkeren Vertorfungsgrad für ein Äquivalent des älteren Moostorfes (besonders des Leopoldskroner Moores). Die hier wie in Leopoldskron in den 0.5 Metern Moostorf ansteigenden Fichten- und Föhrenpollenkurven sprechen aber vielleicht doch mehr für Gleichaltrigkeit im Sinne V. ZAILERS.

Die Ramsauer Moränenmoore, das Filz-, Bern- und Reitermoos, erwähnt V. ZAILER 1910 : 191 nur kurz: Die Entstehungsgeschichte sei dieselbe wie bei den Mitterndorfer Mooren.

Ein etwa 10 ha ausmessendes Moor (z. T. Moorwiese) liegt SO des Gasthofes Tetter im Untertal in etwas über 1020 m Höhe. Zirka 430 m OSO des Gasthofes teufte die STEWEAG im Rahmen der Untersuchungen für ein geplantes Stauwerk drei Bohrungen ab, deren Profile in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt wurden. Die beiden östlichen Bohrungen durchsanken 11.1—13.7 m Moorerde, deren Hangendes als torfartig und deren Liegendes als sandig bezeichnet wird. In der östlichen Bohrung 1) ⁹⁾ war die Moorerde recht einheitlich, in der mittleren, 2), wurde in 3.9—5.5 m Tiefe grauer Mehlsand angetroffen; der westlichsten Bohrung, 1), fehlte die Moorerde, Schuttkegelausläufer und Feinsand sowie Tegel, wohl Absätze eines früheren Stausees vertraten hier den Torf. Auch bei Bohrung 2) in 11.1—22.95 m Tiefe durchstoßene Tegel und Lehme zählen wohl zu diesen Seeabsätzen. Bei 18 m Tiefe wurde hier Holz, wohl ein durch Hochwasser oder Lawinen eingespülter Stamm, angefahren; die Holzart ist unbekannt. Bei Bohrung 1) werden in 10.1—16.1 m Tiefe Grobschotter und Blöcke, bei Bohrung 2) in 22.95—26.95 m Tiefe gelber Lehm mit Grobgeröll, bei Bohrung 3) in 17.25—25.9 m Tiefe Grobgeröll verzeichnet, das Material entstammt wohl auslaufenden Schutthalde und -kegeln, auch verspülte Moräne wäre möglich. In 25.9—28.95 m Tiefe verzeichnet Bohrung 3) Bachkiesel (früheste Talsohle vor der Seestauung? frühestes Post- oder Spätglazial? Äquivalente der Ramsauer Schotter und Konglomerate?), darunter folgen bis 29.25 m Schwemmsand und „vermutlich gewachsener Fels“. Moorpflanzen oder Pollen wurden hier nicht untersucht, eine nähere Einzeitung dieser Schichten ist hier noch nicht möglich.

Immerhin weist die Moormächtigkeit auf ähnliche Wuchsdauer wie bei den Admonter Mooren oder wie bei Mandling. Es ist auch sehr wahr-scheinlich, daß hier ähnliche immer wieder erhöhte Staubarren ausgebildet wurden wie bei Mandling, Seggen- und Schilftorf könnten vorherrschen

und die Aufhöhung der Staubarre hielt offenbar bis in sehr junge Zeit an, weshalb es hier wohl nicht zu deutlichem Hochmoorwuchs kam. Die Gelbfärbung des Grobgeröll führenden Lehms in Bohrung 2) ist wohl als Verwitterungsspur zu deuten, es kann hier ein nacheiszeitlicher verwitterter Talgrund vorgelegen haben, auch angewitterter lehmiger Hangschutt oder Moränen können hier abgeglichen und im Verlauf der Seestauung(en) durch fast 30 m minerogene und torfige Sedimente überdeckt worden sein. So spricht diese gelbe Schicht ebenfalls für ein beträchtliches Alter der Beckenfüllung, während die Mächtigkeit der Gesteinsfüllung sich neben den Bachabsätzen leicht aus den Schuttmuren der 1000—1200 m über dem Talgrund ansteigenden, heute allerdings bis in etwa 1950 m Seehöhe dicht bewaldeten oder bebuschten und bis zu den Graten berasteten Steilhänge erklärt. Der Seestau erfolgte beim Gasthof Tetter durch wallartige Murenblockströme von N her (nicht durch Moränenwälle, wie hier vielfach angegeben wird [s. u.]); die Barrenbildung von S her besorgte ein Schwemmschuttkegel. Seestau- und -verschüttung dürften sehr wesentlich durch die frührezenten Klimaschwankungen ausgelöst worden sein.

Von den höher gelegenen und modern untersuchten Mooren der Umgebung ist hier das zirka 1400 m hoch gelegene Vordere Filzmoos am Warscheneck nahe dem Linzerhaus zu nennen. F. R. VAN VEEN beschreibt 1961 : 59—63 hier Moos(Sphagnum-)torfe einer jüngsten Föhrenzeit (zirka 0.35 m), darunter Moos(Sphagnum-)torfe einer Fichten-Tannen-Buchen-Zone (zirka 1.85 m), darunter Braunmoos(Hypnaceen-)torf, Kalkgyttja und Ton (insgesamt 3.65 m), deren Pollen zunächst noch der obigen Zone, dann einer Fichten-Kiefer-EMW-Zone und zu tiefst einer Kiefer-Fichte- und einer Kiefer-Zone angehören. Die Zonierung erfolgte hier nach R. v. SARNTHEIN (1936 : 40—48). Die Kalkgyttja hier (zirka 1.65 m) müßte zeitlich dem Waldhumus und Bruchtorf des Ennstales entsprechen, der liegende Ton, mit absteigender Fichten- und aufsteigender Föhrenpollenkurve, dem Schilf- und Seggentorf des Ennstales und der Mitterndorfer Senke. Das Profil endet in 5.90 m Tiefe mit minimalen EMW- und Fichtenpollen sowie mit maximalen Föhrenpollenmengen — der Niederschlag älterer Birken- und Föhrenzeiten fehlt auch hier. Der Autor berichtet allerdings nicht, ob unter der maximal erreichten Bohrtiefe unmittelbar der liegende Moränenlehm anzunehmen wäre bzw. ob nicht pollenhöfliche Schichten hier vielleicht vorhanden sein könnten.

Bei den hochgelegenen Mooren hier wie in den Niedern Tauern ist mit Erhaltung der jüngeren Torfe von und seit der (jüngeren) Hallstattzeit nach H. GAMS i. a. nicht mehr zu rechnen (1937 : 166 f.): „Die Grenze des heutigen Moorwachstums liegt in den Nordalpen um 1000—1100 m, in den Zentralalpen um 1500—1700 m“. Ähnlich äußerte sich R. v. SARNTHEIN 1948 : 73. Aber auch diese, vielleicht auf bestimmte Gebiete erst näher zu begrenzende Regel hat Ausnahmen: H. FRANZ berichtet 1961, zusammen mit A. ALBL, von einem 0.5—1.0 m mächtigen Torfmoor auf der Millstätter Alpe, das auf humosem Mineralboden mit mullartigem Moder und einer darauffolgenden Brandschicht, somit nach Vernichtung des einst hochgelegenen Waldes, emporwuchs, jedoch in seinen untersten Torflagen bereits Getreidepollen enthielt. Das Alter dieser und anderer alter hochgelegener Brandschichten (der Autor erwähnt in seinem Führer 1961 von I. NEUWINGER und A. CZELL 1959 nach der C¹⁴-Methode untersuchte

2300 *m* hoch gelegene Holzkohlenschichten bei Obergurgl) wird auf 2640 ± 90 Jahre, damit der Brand auf 770—590 v. Chr. geschätzt, dieses Moor der Millstätter Alpe ist damit verhältnismäßig jung.

Aber auch die ältesten Schichten der Tieflandsmoore, die Entsprechungen zu den Stadien des Spätglazial oder der Schlußvereisung, müssen den Mooren höchster Täler und Kare fehlen, da ja das moorgünstige Gelände vereist oder verfirnt war (M. WELTEN 1952: 26). Wenn allerdings M. WELTEN 1958: 257, 271 die durch C¹⁴-Messungen auf frühestens 6000—4000 v. Chr. angesetzte Bodenbildung mit den letzten Rückzugsstadien der Eiszeitgletscher ursächlich verbindet, so ist hier zu überlegen, ob es nicht — als einfachere Lösung — die älterfrührezenten z. T. Gletscher erzeugenden Klimaschwankungen waren, die durch mehrjährige Eis- oder auch nur Firnauflagerung eine bereits gebildete Pflanzendecke abtöteten. Die allfälligen Reste eines älteren Humus' konnten nach dem Ausapern sicher leicht vom Wind verweht werden. Da nach diesem Autor auf der Schynigen Platte bei Interlaken in 1900—2000 *m* Höhe der älteste Humus nach der C¹⁴-Methode aus dem Ende der Hallstattzeit, etwa um 560 v. Chr. entstand, mag dies ein weiterer Beleg dafür sein, daß die Schnee- und Frostwirkungen dieser Klimaphase stellenweise bis in diese Höhenlagen herabreichten.

R. v. SARNTHEIN fand, wie H. GAMS 1937: 166 berichtet, Holzreste von Bergahorn in Mooren des Gschnitztales in 2000 *m* Höhe, in Öztaler Mooren bei 2260 *m* Höhe, und Fichtenreste in einem Moor des Stubai bei 2400 *m*. Neuerdings berichtet H. FRANZ 1961 (I. NEUWINGER und A. CZELL 1959 zitierend) von Holzkohlenschichten bei Obergurgl bis in 2300 *m* Höhe. 1937: 166 rechnete daher H. GAMS damit, daß im Höchststand der Wärmezeit die Wald- und Baumgrenze i. a. um 300—400 und örtlich sogar 600 *m* höher lag als heute. Demgegenüber nimmt M. WELTEN 1957 b) (1958: 273) an, daß die wärmezeitliche Hebung über die heutige Waldgrenze nur ganz unwesentlich („kaum mehr als 200 *m*“) gewesen sei. Es wird auch gegenüber den öfter erwähnten tiefen Wald- und Baumgrenzen im Stubai, auch in den Öztaler Alpen zu berücksichtigen sein, daß die AV.-Karte Blatt Gurgl (1949) Bewaldung zwar meist unter 2000 *m*, stellenweise aber doch auch bis 2150—2250 *m* Höhe verzeichnet. F. VIERHAPPER nennt 1916: 65 als Obergrenze der Zirbe in den Tiroler Alpen 2350 *m*, G. FROMME gibt 1953: 64 für die westlichen Öztaler Alpen oberste Baumreste und junge Forstpflanzen in 2200—2300 *m* Höhe an. In den Mooren der Schladminger Tauern wäre es eine weitere interessante Möglichkeit, durch Holzfunde in höchsten Mooren Belege für die einstige Hochlage der wärmezeitlichen Wald- und Baumgrenze bzw. für die größere oder kleinere Senkung zu den heutigen Grenzen hin zu erbringen.

W. HEISSEL brachte 1954: 307 gegen die Überschätzung der für die Nachwärmezeit so bedeutungsvollen Pollenauswertung beachtenswerte Gründe bei. Jedoch folgen in sehr zahlreichen und besonders in den einigermaßen vollständigen Moor- und Seeprofilen der Ost- und Westalpen sowie Mitteleuropas die ausgeprägten Birken/Föhren-, EMW/Hasel-, Tannen/Buchen/Fichten-Pollenkurven bzw. ihre Maxima mit eindrucksvoller Regelmäßigkeit aufeinander. Die vorgeschichtlichen Parallelisierungen werden freilich sehr erschwert, wenn, wie M. WELTEN 1957 a): 2 ausführt, die starke Ausbreitung der Tanne um 5000—2500, oder die der Fichte um

3500—700 v. Chr. in diesem Raum erfolgte. Auch H. ZOLLER vermerkt 1960 : 189—207 (besonders S. 203) u. a., daß in den Alpen O des Iller die Fichte schon in den FIRBAS'schen Zonen V—VI (zirka 6800—4000 v. Chr.) z. T. häufig war, in Savoyen und in der Schweiz aber erst um 4000 bis 3000 v. Chr., daß aber die Maxima für Hasel/EMW nur dort typisch sind, wo die Nadelbäume später eintrafen. All dies unterstreicht die Notwendigkeit, weitere Moor- und Pollenstudien im Ennstal und in den Schladminger Tauern möglichst mit C¹⁴-Messungen zu verbinden.

In den Jahrtausenden zwischen den rezenten Gletscherbildungen oder -vorstößen und der letzten Eiszeit blieben weite Landschaftsteile im wesentlichen unverändert; sie bewahrten damit weitspannige oder kleinräumige Eisschleifförmern in Karen, auf Hochflächen im tieferen Gehänge nahe über dem Ennstalgrund. Zugleich schritt an den Steilwänden und -hängen die Erosion weiter fort, die Seitenbäche der Enns schnitten sich tiefer ein, Phyllit und weichere Glimmerschiefer sanken hier vielfach ab und wahrscheinlich wurde z. T. in dieser Periode der steile Südrand der Schotter, Sande und Konglomerate der Ramsau und Ramsauleiten durch viele kurze Taltrichter zerschnitten wie auch durch weitflächige Denudation nach N zurückgedrängt. So entstanden zwischen dem steilen Bergwald der Oberen Klaus und der Enns bei Schladming zahlreiche flache Schuttkegel, die untereinander durch schräge Hangschuttlehnen verbunden sind, von der Enns unterschritten wurden und z. T. dadurch den Eindruck einer echten Enns-Flußterrasse erwecken. An den Aufschlüssen des untersten Steilrandes über der Enns erkennt man jedoch die aus den Schottern und auflagernden Moränen der Ramsauleiten ausgespülten kleineren und größeren Gerölle, 0.5m und mehr durchmessende Gneisgerölle der Schladminger Tauern sind hier häufig. Das Hangendste dieser Anschüttungen ist 0.3—0.5 m tief gelbbraun und etwas lehmig verwittert.

A. v. BÖHM erwähnt 1885 : 510 hier, im Winkel zwischen Talsohle und Gehänge, eine vielfach zerrundete und durch postglaziale Schotterkegel überdeckte niedere Terrasse, die er als frühwürmeiszeitlich auffaßt. Da diese Zone weder Moräne noch Eisüberformung trägt, ist A. v. BÖHMS Auffassung jedoch nicht verständlich.

Eher eine echte Flußterrasse ist ein schmaler etwa 500 m langer Saum, der sich mit Unterbrechungen von der Schule Pichl bis S Pichl hinzieht; er liegt nur etwa 5 m über den Ennsanschwemmungen, ist gut berast, läßt aber doch faustgroße und kleinere Gerölle der Enns und der sonnseitigen Gerinne erkennen; Entstehungsursache dürfte eine vorübergehende Stauung der Enns durch die oberwähnten sonnseitigen Schuttkegel beim Gehöft Klausner gewesen sein, zumal hier auch schattseitige Schwemmkegel das Tal einengen. In der Karte ist diese Terrasse mit Signatur 12 dargestellt.

K. KÜPPER verzeichnete 1956 zwischen Schladming und Pruggern am schattseitigen Bergfuß zwischen Aich und Pruggern, meist nahe der Bundesstraße Ennstalschotter und -sande, ohne nähere Beschreibung. Auch hier unterschneidet die Enns den Nordrand zu 10—30 m hohen Steilkanten, die teils gut berast, teils durch Abrisse freigelegt sind. Neben etwas wirr geschichteten Sanden und Kiesen herrschen faust- bis kopfgroße und gröbere Schotter von örtlichem Phyllit, Serizit- und Glimmerschiefer und Gangquarz. Das Material ist teils gut, teils nur mäßig gerollt und auffallend wenig

ausgelesen; viele schiefrige Gerölle zerbrechen oder blättern auf. Dieses Material ist, zusamt hellen Granitgneisgeröllen der Schladminger Tauern (ehemalige Moräne), lediglich vom benachbarten schattseitigen Gelände herabgespült worden, es ist somit eine Entsprechung zu den oberwähnten sonnseitigen Schwemm- und Schuttkegeln. Eigenartigerweise tritt hier auch nicht metamorpher Kalk des Dachsteins oder der Mandlingzone (oder allenfalls der Radstädter Tauern) gelegentlich auf, während solche Moränen (oder Flußgerölle) dem schattseitigen Gehänge ganz fehlen: Vermutlich wurden hier spärliche spätestglaziale Anschwemmungen oder seltene Moränenstücke restlos abgespült. Auch dieser schattseitige Schuttkegelfuß ist oberflächlich bis etwa 0.5 m verbraunt, ebenso tragen die meisten biotithaltigen Fels-, Schutt- und Moränenflächen des Altkristallins einen 0.2—0.5 m tiefen rötlichgelben bis gelbbraunen Verwitterungsboden (auf den Grauwacken-Phylliten fehlt er stellenweise). Die sonn- und schattseitigen Schuttkegelsäume dürften noch vor der Bewaldung der Ennstalflanken entstanden sein.

VII. Moränen und Gletscher des Spätglazial oder der Würm-Schlußvereisung (Jungstadien: Innerste Zufallsstände, Egesen, Daun, Gschnitz, Tiefes Gschnitz)

E. LICHTENBERGER bemerkte 1956 : 236 mit Recht, in der älteren Literatur — F. SIMONY 1864, PENCK-BRÜCKNER 1909, L. SCHLECK 1916, R. SCHWINNER 1924, H. FROSS-BÜSSING 1935 — seien Angaben über Stadialmoränen dieses Gebietes spärlich.

E. H. WEISS 1953, H. HAAS 1956 und K. KÜPPER 1956 schieden in ihren Karten wohl das Quartär aus, doch wurden die Moränen nicht immer vom übrigen Schutt getrennt und Wälle nur teilweise verzeichnet. Für die beliebige Kartenskizze wurden diese Studien mitbenützt. Eingehender stellte E. LICHTENBERGER 1956 erstmals die Moränenwälle der tieferen und höheren Täler sowie der Kare dar. Wenn auch der von dieser Autorin entwickelten Wallgliederung nicht restlos zugestimmt wird, so war doch ihre Studie für die vorliegende Untersuchung eine der stärksten Anregungen.

Wie anderorts wird nun auch hier versucht, ausgehend von den sicheren rezenten Moränen das örtliche Wallsystem und die allfälligen örtlichen Bedingungen oder Besonderheiten zu erfassen und erst abschließend oder von Abschnitt zu Abschnitt dieses System mit anderen Wallzyklen zu vergleichen oder in die Skala anderörtlicher Schneegrenzsenkungen oder Depressionen einzupassen.

Im Sonntagkar liegen 1.3 km vom Waldhorn, 0.8—0.9 km talaus von den meist rezenten Moränen, nach einer von Wallmoränen freien Zone die zu einem großen Teil von moränengünstigen Rundhöckern gebildet wird, die ersten, innersten Spätglazial- oder Stadiälwälle bei „2000“, 100 bis 200 m S des Unteren Sonntagkarsees. Die Wälle sind nur etwa 1—3 m hoch, der Schutt ist mehr fein, selten grob; Verwitterung, Berasung und Flechtenbewuchs gleichen den benachbarten Moränenflecken und Rundhöckern. Es liegt hier nur der Mittelabschnitt zweier Gletscherzungen-

lappen vor, deren Ostteil im Ablauf des Oberen Sonntagkarsees liegen konnte, während der Westteil in einer Talmulde NW des Oberen Sonntagkarsees lag. Trotz moränengünstigen Geländes O und W „2000“ und trotz hoher schuttliefernder Karwände fehlen eindeutig die zu erwartenden, den Zungenwällen entsprechenden östlichen und westlichen Fortsetzungen. Das wenig gegliederte, in E. LICHTENBERGERS Karte fehlende Wallfragment entstammt keinem markanten innersten Vorstoß oder Halt; es ist nur ein Zufallsstadium, es entstammt nur einer geringfügigen, höchstwahrscheinlich spätestglazialen Klimaschwankung: Signatur: D/ex.

E. LICHTENBERGER verzeichnet o. c. hart am N-Rand des Unteren Sonntagkarsees (P. 1962) als innerste Stadialmoräne einen Gschnitz-III-Wall. Der Riegel N dieses Sees ist aber fast durchwegs Fels; Moränenflecken sind vorhanden, doch kein Endmoränenwall. W P. 1962 und S sowie O P. 2022 liegen jedoch Uferwälle oder ufernahe Mittelwälle mit reichlichem, z. T. auch grobem Blockschutt (Granit- und Schiefergneis des Waldhorn), die Wallmächtigkeiten sind hier etwa 2—5 m. Der innerste Wall in 1960—1980 m Höhe, 150—200 m W und NW P. 1962 gelegen, könnte eine bei 1900 m endende Gletscherzunge andeuten, doch fehlt hiezu, trotz steiler schuttliefernder Karwände O der Seen, die zu erwartende östliche Ufermoräne. Weit mehr Bedeutung kommt dem äußeren Wall dieser Gruppe zu, der W P. 2022 beginnt — hier hing nur ein kleiner, vom P. 2438 gespeister Eislappen gegen die Waldhorn Alm hinab —, O P. 2022 wellig gebogen zirka 150 m nach O zieht und hier fast rechtwinkelig in NNO-Richtung gegen „1960—1950“ hinabführt. Dieser Wall ist auch in einem Photo von Dr. A. SMEKAL in H. WÖDLs Führer 1924 S. 88/89 ziemlich gut erkennbar. Die zugehörige Eisdicke, unmittelbar quer zur Talrichtung der Sonntagkarseen gemessen, betrug 1960—1850 = 110 m. Im Minimalfall konnte diese dünne Eiszunge bis zur nächsten etwa 1800—1760 m hoch gelegenen Talstufe herabreichen. E. LICHTENBERGER verzeichnet 1956 hier einen zweiten, etwas älteren Gschnitz-III-Wall. Wohl liegt an dieser Talstufe mehrfach Moränenschutt, Wallformen fehlen aber nahe dem Talgrund gänzlich. Dies wäre nicht sehr verwunderlich für die Tal-Nordseite, da hier Eiszufuhr aus dem z. T. schuttarmen Trattenkar erfolgen konnte. Das Eis des Talgrundes und der Tal-Südseite entstammte aber den steil und schuttreich umrahmten Sonntagkaren.

Am Mittelberg Ferner (Nordtirol, Pitztal) wurde an Hand der Moränen- und Eisschliffe ein Ausdünnen an der Talstufe des heutigen Gletscherendes um 1850 und im darunterliegenden Taltrog eine bedeutende Verdickung der 1850er Gletscherzunge beobachtet [W. S. G. ¹⁰⁾ 1958, Taf. 10]. Es ist daher durchaus möglich, daß auch im Hochaltrog NW des Unteren Sonntagkarsees eine neuerliche Eisverdickung erfolgte. Ein deutlicher und zum Wall „1950—1960“ gehörender Moränenabsatz in 1870 m Höhe (N P. 2022, SW P. 1835) unterstreicht diese Annahme. Bestünde E. LICHTENBERGERS Annahme betreffend den tieferen Gschnitz-III-Wall zu Recht, so müßte der jüngste, innerste und doch noch wesentliche spätglaziale Gletscher, Daun, D/d vom Waldhorn her gemessen etwa 2.5 km Länge gemessen haben; mit dem gemutmaßten Absturz zum nächst tieferen Taltrog der Waldhorn Alm konnte er sich über 3—3.5 oder 4 km erstrecken.

Zwischen der Waldhorn Alm und „1960“ SSW des Schneider (P. 2328) liegt wohl mehrfach gerollter und kantiger Moränenschutt auf einer von

wenigen Steilhängen unterbrochenen Rundhöckertreppe; die geringe Schuttfuhr aus dem Trattenkar verhinderte vermutlich die Anschüttung mächtiger Wälle. S der Almhütten, bis etwa 30 m über dem Talgrund, liegen drei deutliche ebene Moränenabsätze, sie dürften aber bereits dem Schwinden einer gemeinsamen Vergletscherung der Täler der Sonntag- und Lämmerkare entstammen.

Im Innersten Lämmerkar, W und N der Kapuziner Seen liegt recht reichlicher Moränenschutt mit Wallformen an der unteren Karschwelle, er zieht von „2210“ nach „2070“ herab, der zugehörige Gletscher konnte bei etwa 2040—2000 m Höhe enden. E. LICHTENBERGER hat o. c. diese Moränen als Gschnitz-III kartiert. Die zugehörige Schneegrenze wäre unter Teilung Z: N — 3:1 etwa 2150—2200 m, gemäß der recht günstigen und schuttreichen Umrahmung, nach v. HÖFER 1897 eher bei 2250—2300 m. Sucht man hiezu eine entsprechende Moräne im Sonntagkar, so fehlt diese, es sei denn, man nähme das Wallfragment „2000“ zwischen den beiden Seen als Äquivalent. Es besitzen auch im innersten Lämmerkar die innersten Wälle eine etwas zierliche Formung, wie sie auch anderorts manchmal den kleinen örtlichen Teilbewegungen und Minimalvorstößen im großen und ganzen doch schwindender Gletscher eignet. Die Ursache der unterschiedlichen Ausbildung der etwa gleichzeitigen Moränen beider Kare liegt höchstwahrscheinlich darin, daß hier beim Schwinden größerer Gletscher die Stufenoberfläche NW und N der Kapuziner Seen verhältnismäßig früh ausaperte, während beim großen und günstigeren Tal- und Karraum der Sonntagkarseen die Toteismassen sich länger hielten, der Felstalgrund erst später frei wurde und daher nur mehr allerletzte zufällige und örtlichste feuchtkühle Klimaschwankungen ihre Spuren hinterließen. Auch könnten im innersten Lämmerkar etwas reichere Schuttfuhr und kleine Bergstürze diese spätesten Stadien etwas deutlicher ausgeprägt haben. Ein sehr markanter Vorstoß lag hier wohl nicht vor, es fehlen auch anschließbare deutliche Endmoränen in den ähnlich hohen unbenannten Karmulden O und NNW des Greifenstein P. 2397.

Der durch die Moränenwälle bei P. 2022 — „1960—1950“ im Tal der Sonntagkarseen umrissene Gletscher erforderte bei einer Erstreckung bis etwa zur Waldhorn Alm eine mittlere Schneegrenze bei 2100—2150 m Höhe. Nimmt man diese Schneegrenze auch in den Lämmerkaren und in den mit ihnen durch tiefe Gratdurchbrüche verbundenen östlichen Klafferkessel als Maß, so erhält man das Nährgebiet eines bedeutenden Gletschers, der das Hochtal des Äußeren Lämmerkares mit etwa 100—200 m Eisdicke durchströmen und in die Nähe der Kot Alm hinabziehen konnte. Die Annahme dieses Lämmerkar-Gletschers wird dadurch unterstützt, daß auf dem nur mäßig geneigten Felsriegel zwischen Innerem und Äußerem Lämmerkar, NO und NW P. 1885, Wälle fehlen (Moränendecken und Flecken sind hier reichlich vorhanden), ebenso fehlen sie im vielfach moränengünstigen N-Rand des Äußeren Lämmerkares NW P. 1778 und SW, W und NW P. 1883. Eine prächtige Bestätigung dieser Annahme ist endlich die schöne Wallgruppe „1870—1820“ SO—O P. 1883¹¹⁾. Hier liegen vier Ufer- oder ufernahe Mittelwälle des großen Lämmerkar-Gletschers vor (Gschnitz, D/g); besonders der westlichste, 3—5 m hohe Wall ist sehr deutlich, der Blockschutt entstammt dem Kristallin N und W des Waldhorn. Die genannten Wälle erlauben die Eisdicke im Äußeren Lämmerkar recht genau mit

130 m, die obere Gletscherbreite mit 620—680 m anzusetzen. Da der Lämmerkar-Gletscher SW und NO der Waldhorn Alm und Preintaler Hütte auf flachen moränenreichen Rundhöckern keine Uferwälle hinterließ, war er zur Zeit seines Höchststandes, wie durch die Absätze S der Alm angedeutet, offenbar mit einem ähnlich großen Sonntagkar-Gletscher verbunden; die vereinten Eismassen dürften bis zur Kot Alm oder noch etwas weiter talab gereicht haben. Der unregelmäßig geformte Moränenschutt bei „1820“ SSO der Alm entstammt vermutlich nicht dem äußersten Ufereis des großen Lämmerkar-Gletschers, sondern den Lawinenkegeln aus der Wand und Schlucht zwischen P. 2309, 2536 und 2438 N des Waldhorn.

Der vom Waldhorntörl (P. 2283) bis zum Zungenende etwa 3—4 km, samt dem östlichen Klafferkessel 4—5 km lange Lämmerkargletscher endete im schutterfüllten Trogtal des Riesach Baches; Endwälle sind hier nicht erkennbar. Die mittlere Schneegrenze dieses Gletschers dürfte bei 2050—2100 m gelegen haben. Die Senkung unter die 1850er Schneegrenze ist somit $2350 - (2050 - 2100) = 350 - 400$ m, die Senkung unter die Schneegrenze von 1950—1960 ist $2850 - (2050 - 2100) = 750 - 800$ m.

Vergleicht man das Wallmoränen- und Gletschersystem hier mit den Jungstadien der Stubai- und Öztaler Alpen, so lassen sich, vorläufig und mit Vorsicht, parallelisieren:

Die innersten Zufallsstände wie „2000“ im Sonntagkar und „2070“ im Inneren Lämmerkar mit den Zufalls- oder abgekürzt D/ex-Wällen 50—100 m N „2740“ im Mitterkar SO der Äußeren Schwarzen Schneide (W. S. G. 1956/1958 Taf. 5) oder ähnlichen Moränen wie 200—300 m innerhalb und S „2420“ im Schönkar N der Wilden Röte (o. c. Taf. 6).

Die Wallgruppe bei und O P. 2022 hier mit einer Gletscherlänge von zirka 3 km bis zur Waldhorn Alm mit dem Egesen der Glamergrube, Dresdener Hütte und ihrer Umgebung (H. KINZL 1929 : 119 ff., 1932 : 356), ferner mit den Egesen-Daun-Wallgruppen des inneren Stubai i. a., des unteren Langentales im besonderen (W. S. G. 1938, 1956/1958 Taf. 4, 6), mit den höheren Wallgruppen der Stockacher Böden und des Weiten Kares (W. S. G. 1956/1958 Taf. 2), mit „2125“ im Zwieselbachtal (o. c. Taf. 4) und mit den inneren Wällen des zwischen Sölden—Huben zirka 35 bis fast 40 km langen Egesen-Daun-Gletschers des Ötztales (Abkürzungen: D/e, D/d).

Der durch die Uferwälle O P. 1883 umrissene, bis hinab zur Kot Alpe etwa 4—5 km lange Gletscher endlich ist den unteren bis untersten (nahezu ? völlig ?) Wällen des Langentales und des inneren Stubaitales bei Ranalt und Falbeson (W. S. G. 1938, 1956/1958 Taf. 8 Profile), den tieferen Wällen der Stockacher Böden und des Weiten Kares, den tieferen Wällen des Neder Tales (o. c. Taf. 1, 2) und den unteren, äußeren (untersten ? äußersten ?) Wällen des bis Huben 40—41 km langen Gschnitz-Gletschers des Ötztales (Abkürzung D/g) vergleichbar. Die Neubildung dieses großen Gletschers begann, wie aus den tiefst herabreichenden Endwällen des Polles-, Breitlehn- und Hauertales zu entnehmen war, mit Depressionen von 800—900 m unter die 1950er Schneegrenze; späterhin reichte für das erhöhte Nährgebiet des großen Öztalgletschers die Depression von 600 m unter den Stand um 1950 aus.

Dem großen bis zur oder über die Kot Alpe reichenden Gschnitz-Gletscher des Riesach Tales entsprechen die äußersten östlichsten gut geformten Wälle der Gruppe „1870—1830“, 270 m O P. 1883, ferner vielleicht auch

der Moränenabsatz „1960“ NO der Waldhorn Alm. Da im Grat Schneider-Wildloch Höhe, P. 2328—2534, flaches S-Einfallen der Ortho- und Paragneise, nach K. KÜPPER 1956, herrscht, können die beiden Serien entstammenden Roll- und Kantblöcke einer Firnfußhalde vom Schneider her, aber auch ebensogut den Ufermoränen eines großen Gletschers des Tratten- und Sonntagkares entstammen.

Dem östlichen Trattenkar fehlen deutliche Stadien, da die Karwände niedrig und schuttarm sind. Aus dem umgekehrten Grund enthält das westliche Trattenkar Wälle bei „2115—P. 2134“, „2150 bis etwa 2180“ und andeutungsweise W P. 2265 (Trattenkar See) bei „2275—2300“. Die unteren westlichsten Wälle sind 10—20 m und mehr hoch und meist gut berast; feinerer Schutt und sanfte Firsten überwiegen. Die unteren Wälle fehlen in E. LICHTENBERGERS Karte, die Wälle „2150—2180“ sind in ihrer Karte etwas nördlicher doch mit gleicher Höhe als Gschnitz-III-Wälle eingetragen, das Vorkommen bei „2275—2300“ als Daun-Eggessen-Wall. Hier könnten allenfalls auch moränenbedeckte Rundhöcker vorliegen. Die zugehörigen Schneegrenzen liegen, nach E. RICHTER 1888 und nach der Teilung N:Z—3:1, für die untersten Wälle bei 2150—2200 m (S-Auslage, 2050—2100 m Höhe Mittelwert), für die Wälle „2150—2180“ ebenso bei 2240—2250 m Höhe (S-Auslage, 2140—2150 m Höhe Mittelwert). Es kann daher „2150—2180“ einem Sonntagkar-Gletscher bis zur Waldhorn Alm, „2115—2134“ bereits einer gemeinsamen Vergletscherung der Sonntagkar- und Lämmerkar-Täler entsprechen. Doch wäre auch möglich, daß nach der Bildung eines solchen großen Gletschers bei den jüngeren trockenwarmen Klimaphasen etwa die Südhälfte des Trattenkares ausaperte und bei späteren feuchtkühlen Schwankungen nochmals vergletschert wurde, während in den Taltrögen die mächtigeren Eismassen langsam niederschmolzen. Angesichts der steilen, hohen und schuttliefernden Karwände O und NO der Sonntagkar Seen, ferner angesichts des Fehlens rechtsufriger Moränenwälle auf den flachen Rundhöckern O „1830“ und O P. 1994 sowie zwischen „1830, 1740“ und der Waldhorn Alm liegt es nahe, daß in der Früh- oder Hauptphase der Entstehung des großen Sonntag- und Lämmerkar-Gletschers Sonntag- und Trattenkar eisverbunden waren, die Schneegrenze noch um zirka 50—100 m tiefer lag, die Moräne „1960“ tatsächlich oder nahezu den nördlichen Eisrand S des Schneider bezeichnete und die maximale Eiszunge bis in die Nähe oder bis über den Riesach See hinabreichte (D/g).

Das oberste Steinriesenbach Tal ist, besonders S der Golling Hütte bei P. 1651, einigermaßen ähnlich gletschergünstig wie das Sonntagkar und das Tal seiner Seen bis zur Waldhorn Alm. O unter den rezenten „Keesflecken“ des Elendberges liegen zunächst wallfreie Rundhöcker, dann über dem Schleierfall P. 1860 der Karte eine deutliche, doch formenarme Moränendecke und bei „1800“ zwischen diesem Fall und der einstigen Steinwender Alm ein versteckt liegender, doch deutlicher Uferwall mit nach S anschließendem Moränenabsatz; Wall und Absatz fehlen in E. LICHTENBERGERS Karte. Die genannten Moränen lassen auf einen das Kühkar und den Gollingwinkel gemeinsam erfüllenden Gletscher und auf eine Eisdicke von 120 m bis zur Talsohle — die Schuttiefe ist unbekannt — schließen (D/e—d). SO der Golling Hütte fand schon F. SIMONY 1864 einen Moränenwall, den E. LICHTENBERGER jedoch nur als Bergsturz-

masse auffaßt. Materialmäßig trifft dies auch zu, doch weisen die Wallformen, die hier und auch 50—80 *m* S der Hütte vorhanden sind, auf Eisfracht (D/e—d oder D/ex). Diese Moränenzunge gehört wohl nicht zu „1800“ zuvor, da ein 100 (oder 150) *m* mächtiger Gletscher in engem N-seitigem Tal kaum über so kurze Erstreckung endigt, es mag dieses Substadium mehr durch Bergsturz als durch Klimaschwankung bedingt gewesen sein. Die mächtige Rampe flacher Rundhöcker, die SW der Hütte bis 1700 *m*, NO der Hütte bis P. 1703 emporreicht, trägt zwar fallweise kantigen oder gerollten Moränenschutt, jedoch keinen End- oder Uferwall. Entsprechend der die Hütte und den Gollingwinkel 500—1000 *m* überragenden vielfach steilen und schuttreichen Umrahmung ist das Fehlen von Wällen hier ein untrüglicher Hinweis, daß der dem großen Sonntag- und Lämmerkar-Gletscher beizuordnende hiesige Gletscher diese untere Hochtalstufe breit und mächtig überschritt (D/d—D/g). Er wurde wohl auch im Absturz gegen die verfallene Untere Steger Alm von den Hochmulden zwischen Greifenberg (P. 2618) und P. 2524 sowie von der Ruländer-Hochmulde und von der Oberen Steger Alm her gespeist. Die weitere Erstreckung im schutterfüllten tieferen Taltrog ist auch hier fraglich.

Das Stegerloch birgt bei „2095“ Blockmoränen, die E. LICHTENBERGER als Eggessen-Daun einstuft. Der Lage und der benachbarten Firnspuren wegen kommt aber eher eine frührezente Anschüttung oder ein spätes bergsturzbedingtes Substadium des spätglazialen Eisschwundes in Frage. Die weiten wallfreien eisgeschliffenen Platten zwischen „2095“, P. 2057 und den Firn- und Blockmoränenspuren zwischen Grubach Scharte (P. 2478) und Ruländer Gams Spitz (P. 2372) weisen wie die Rundhöckerplatten des Küh- und Sonntagkares auf die Größe der spätglazialen Vergletscherung. Die Obere Steger Alm wird nur rechtsufrig von Wällen mächtigen granitgneisigen Blockwerks in etwa 1810 *m* Höhe abgeriegelt — Gschnitz-III nach E. LICHTENBERGER —, während linksufrige Mittel- und Ufermoränen ungegliedert tiefer talab ziehen. Auch hier liegen bergsturzbedingte Substadien vor (D/ex—D/e). Zwischen den P. 1857 und 2037 SO des Gams Spitz P. 2444 weist eine Moränenzunge bei „1960“ (D/d—D/g) und der noch tiefer liegende Blockmoränenschutt auf die im Tratten- und Sonntagkar vermutete tiefere Schneegrenze der Früh- oder Hauptphase dieser großen spätglazialen Gletscher. „1960“ wurde von E. LICHTENBERGER nicht verzeichnet.

Ein weiteres Gebiet ähnlicher Gletschergunst wie die oberen Riesach- und Steinriesenbachtäler ist das obere Seewig Tal. Unter den Firnflecken und -spuren und talaus von den frührezenten oder späteststadialen Blockmoränen zwischen Gruber Berg (P. 2414) und Höchstein (P. 2543) dehnen sich beiderseits wie auch talabwärts des Pfann See (P. 1970) und Kessel weite flache Rundhöcker ohne End- und Uferwälle. Da die Umrahmung reichlich Schutt liefern konnte, geht aus dem Wallmangel hervor, daß die den großen Riesach- und Steinriesenbach-Gletschern gleichalten Eiszungen hier mindest 300—500 *m* längenmäßig über den Pfann See talab reichten: Die Steilabfälle hier waren den Moränenaufschüttungen nicht günstig — einige eingeschaltete flache Absätze die H. HAAS 1956 als Feinkorn- und Granitgneis kartierte, wären in dieser Hinsicht noch überprüfenswert. Wohl liegt bei „2060“ zwischen Ganser (P. 2290) und Pfann See eine deutliche wallumgrenzte Blockmoräne, nach E. LICHTEN-

BERGER Gschnitz-II, aber es schließen hier keine weiteren Wälle zum ehemaligen Kessel- und Pfannsee-Gletscher an. Das vereinzelte Vorkommen entstammt einem vereinzelt Bergsturz der Spätzeit des großen Gletschers. Auch im Griesskar lassen die S der Hochwildstelle bis etwa 2350 *m*, N dieses Gipfels bis 2100 *m* Höhe herabreichenden Firnflecken und -spuren, ferner die frührezenten oder späteststadialen Blockmoränen im Griesskar selbst sowie in den oberwähnten benachbarten Karen trotz geringer Ausdehnung des Sammel- und Staugebietes einen immerhin bedeutenden spätglazialen Gletscher vermuten. Geht man von der Schneegrenze eines bis zur Waldhorn Alm reichenden Sonntagkar-Gletschers aus — sie läge hier in der Schattseite bei 2000—2050 *m* Höhe —, so würde nach der Teilung N : Z—3 : 1 eine Eiszunge den Obersee erreicht oder etwas überschritten haben. Innerste zugehörige Moränen an der Trogschulter am Höfertsteig und im unteren Griesskar fehlen — dies besagt hier wenig, da die Trogschultern meist von den schattseitigen Schutthalden erreicht wurden. Da nun die Moränen der Riesachbach- und Steinriesenbachtäler und -zweigtäler, „1960“ SO des Gams Spitz, ferner der Wallmangel im höheren Trogtal O der Waldhorn Alm und am NO-Ende des Pfann Sees eher auf eine tiefere Schneegrenze hinweisen, könnte der Seewigtal-Gletscher der Früh- und Hauptphase dieser Gletscher (D/g—S siehe unten oder D/g), wohl durch Schnee- und Eislawinen gespeist, den Riegel N des Obersees bei P. 1672 überwunden, den Hütten See (P. 1503) erreicht und die Riegel beiderseits der Hans Wödl-Hütte überschritten haben. S bis SO beider Seen kartierten K. KÜPPER 1956 und H. HAAS 1956 Moränen ohne Wallformen. Die Riegel N der Seen, beiderseits der P. 1672 und 1528, waren nach beiden Autoren ausschließlich granitischer Gneis. Auch E. LICHTENBERGER verzeichnet 1956 hier keine Wälle.

Wie 1960 beobachtet werden konnte, steigt aber etwa 100 *m* O P. 1629, SO der Hans Wödl-Hütte und der Jagdhütte ein von den Hütten her nicht sichtbarer, vor Ort aber deutlicher Moränenwall von „1580“ bis „1680“ *m* Höhe empor. Ostseitige Aufschlüsse verraten kantigen und gerollten Blockschutt neben sandigerdigem Feingrus. Die Moräne — Granit- und Schiefergneis, untergeordnet auch Amphibolit — entstammt den durch K. KÜPPER 1956, H. HAAS 1956 und E. H. WEISS 1953 untersuchten Graten von der Hochwildstelle zur Fockental Spitze (P. 2747—2404). Eine steile Erosionsrinne, die von der Fockental Spitze nach NW hinabzieht und den genannten Wall stellenweise steilwandig anschneidet, läßt annehmen, daß der Wallfirst einst noch östlicher und höher lag. Der zu diesem Uferwall gehörige Gletscher war am Hüttensee etwa 200 *m* mächtig, er konnte den Bodensee erreichen oder überschreiten. Zusammen mit dem Uferwall „1580—1680“ zeigt das Fehlen weiterer Uferwälle an den moränengünstigen Felsriegeln beiderseits der Hans Wödl-Hütte und O P. 1672 (Obersee), daß während der Aufschüttung der oberwähnten, verhältnismäßig untergeordneten Wälle im Sonntag- und Lämmerkar sowie an der Vereinigung beider Täler und im Trattenkar hier im Seewig Tal ein sehr beständiger mindest etwa 4 *km* langer Gschnitz-Gletscher lag. Die Länge 4—4.2 *km* findet man, wenn man das Profil des untersten 1850er Gepatschfernens, gemessen von der letzten untersten Mächtigkeit von 200 *m* als Maß nimmt (siehe R. FINSTERWALDER 1951 : 13). Nimmt man das Profil der 1850er Zunge des Mittelberg Fernens als Maß (W. S. G. 1956/1958 Taf. 10), so ist eine Gesamtlänge von 6—6.7 *km*

möglich, womit die Endmoränen bei Zauner und Hinterhabner Alm erreicht werden. Der bei „1123—1060“ *m* Höhe endende Gletscher erforderte gemäß der Teilung $N : Z = 3 : 1$ eine schattseitige Schneegrenze in 1700 *m* Höhe oder von 1800 *m* als Mittel (der N- und S-Auslage). Die Depression unter die 1850er Schneegrenze ist zirka 650 *m*, unter die 1950er Schneegrenze sind es 1000—1050 *m*. Damit werden die Gletschergrößen und die Depression der tiefsten Gschnitz- oder Gschnitz-Vorläuferstadien erreicht, wie sie im untersten Hauertal W Oberried, im untersten Breitlehn- und Polleestal sowie im Ötztal bei und N Huben beobachtet wurden (W. S. G. 1956/1958 Taf. 3). Abkürzung: D/g—S; im Ötztal wurden D/g—S₁ und D/g—S₂ getrennt, was angesichts der Seltenheit der ersteren Moränen (auf dem „Eck“ SO Huben) über den letzteren hier nicht nötig ist. Die hier erörterten Moränen sind nach den bedeutenden und tiefen Depressionen offenbar auch identisch mit W. HEISSELS Tiefen Gschnitz-Wällen am Hochkönig (1947—1949), ferner mit Chr. EXNERS Gschnitz I bei Pichl im Groß-Arltal (1957 : 44 f.).

Da das Fehlen von End- oder Ufermoränen NO Kessel und Pfann See nicht eindeutig und befriedigend ist, ist ein Vergleich mit dem ähnlich umrahmten, ähnlich hoch gelegenen und ebenfalls NO-exponierten Wildkar nötig. Die innersten Karnischen über dem obersten Wildkar See, ferner die Hochmulden O des Grates Wasserfall Spitz (P. 2507)—Vorderer Wildkarstein (P. 2362) bergen Firnreste und fallweise bis 2200—„2180“ *m* herab zahlreiche Firnspuren. Diese frischen Fels- und Schuttflächen sind gleich hoch, gleich oder ähnlich exponiert wie die Spuren der 1850er Firnfleckenlandschaft im oberen Küh- und Sonntagkar. Wären die Geländeformen noch günstiger, könnten auch hier in 2400—2380 *m* Höhe oder noch etwas tiefer die 1850er Moränen kleiner Gletscherchen liegen. Der Längenabstand zum innersten Blockwall „2180“ würde nur 400—500 *m* betragen, der Höhenunterschied 200 *m* oder etwas weniger. Diese geringen Abstände sind nicht charakteristisch für die jüngsten, innersten spätglazialen Stadien wesentlicher feuchtkühler Klimaphasen, wohl aber sind sie bezeichnend für die frührezenten Stadien im allgemeinen bzw. im besonderen für die älterfrührezenten oder allenfalls für zufällige Bergsturzwälle des spätesten spätglazialen Eisschwundes.

Der Felsriegel NO des obersten Wildkar Sees trägt zwar stellenweise Moränenblockschutt, doch fehlen End- oder Uferwälle. Der hochtalartige Abschnitt des Wildkares zwischen den P. 2025—2000 ist noch gletscherünstiger wie Kessel und Pfannsee-Hochtal, er ähnelt damit der Gletscherunst des oberen Sonntag-, Lämmer- oder Kühkares. Man folgert hier auf einen größeren Abstand von der SW-lichen Karwand oder „2180“ bis zu den inneren oder äußeren spätglazialen Wallgruppen — er beträgt hier tatsächlich bis zur ersten Endwallgruppe etwa insgesamt 2 *km*. Liegt diese Endwallgruppe — P. 2000 — „1910—1870“ — auch nicht zur Gänze auf flachem moränengünstigem Boden, so umfaßt sie, den Gesamtverhältnissen nach, doch sicher einen Großteil der Endwallgruppen, die in den Schutt-Trögen der Steinriesen- und Riesach-Bäche überdeckt oder zerstört wurden (daher: D/e—D/d). Besonders reizvoll ist hier ferner die klare Wallverbindung von der Endwallgruppe des Wildkar-Talgletschers zur prächtigen Zungenmoräne eines Kargletscherchens zwischen P. 2183 und den Wildkar Almhütten (P. 1841): Der kleine Kargletscher zog bis „1800“ hinab, der

große Talgletscher dürfte in den Steilhängen unter „1870“ wohl noch bis mindestens „1700“ gereicht haben. Die beiden ungleich großen Gletscher bestanden nahezu oder völlig gleichzeitig. Für den kleinen Kargletscher genügt unter Teilung $N:Z = 3:1$ eine schattseitige Schneegrenze bei 1900—1930 *m* oder ein Mittelwert der Schneegrenze in 2000—2030 *m* Höhe. Man wird dies einigermaßen als Gschnitz-Depression bezeichnen, da für den Egesen-Daun-Gletscher der Sonntagkare bis hinab zur Waldhorn Alm bereits zirka 2150—2100 *m* als Schneegrenze errechnet wurden. Überträgt man die Schneegrenze 2000—2030 *m* des Kleinkargletschers auf das große Wildkar-Hochtal, so reicht die Endwallgruppe „2000—1870“ über diese Schneegrenze zu wenig talab. Möglicherweise hing eine schmale Eiszunge bis gegen „1500“ hinab. Eine breitere etwas tiefere Zunge ist zunächst kaum denkbar, da den flachen Zonen zwischen den P. 1841—1663—1634 keine Uferwälle liegen. Doch auch die Eiszunge bis „1500“ ist für die Schneegrenze des Kleinkargletschers S der Wildkar Alm zu klein.

Der Endwall „1800“ SW der Wildkar Alm weist so darauf hin, daß die Kürze der feuchtkühlen Klimaschwankung wohl für einen Kleinkar nicht aber für einen 3—3,5 *km* langen Hochtalgletscher ausreichte. Vielleicht war die weite Öffnung des Hochtales hier gletscherungünstig; vielleicht waren das im W—NW anschließende Herzmaierkar- und Hochtal sowie das Lettmaierkar in dieser Hinsicht günstiger, das nur niedrig übergratete Seekar war wohl noch ungünstiger — doch dies wäre noch genauer zu untersuchen.

Die vom Verfasser als frührezent gedeutete Moräne „2180“ hat E. LICHTENBERGER als Gschnitz III eingestuft, die Wallgruppe „2000—1870“ hier und „1800“ SW der Wildkar Alm, als Gschnitz II (bei „1800“ steht irrtümlich die Kote 2100/1900). „1800“ SW der Wildkar Alm sei hier als Gschnitz bezeichnet, die bergwärts liegenden Wälle als Daun und Egesen. Bei „2000—1870“ sind die innersten Wälle Egesen, die unteren Wälle Daun bis inneres Gschnitz.

Mit „1800“ SW der Wildkar Alm, einer Feinschuttmoräne eines nur mäßig begünstigten Kares sind zeitlich die etwa 1800—2200 *m* hoch gelegenen Fein- und Grobmoränen N der Oberen Steger Alm („1960“) und „1780?“, „1855“, „1930“ NW der Neu Alm, sowie „2020—2034“ und „2140—2200“ in der Kaltenbach Alm zu verbinden. E. LICHTENBERGER hat sie o. c. teils als Gschnitz III, teils als Gschnitz II kartiert. Die höchsten Wälle im Fallkar und am Kaltenbach See sind dem Daun und Egesen des Trattenkares vergleichbar. Da die hier zuletzt erwähnten Moränen unter sonnseitigen Karen liegen, ziehen die Wälle der schattseitigen Kare, wie zwischen Wildkar und Lettmaierkar oder zwischen Höchststein (P. 2543) und Krahbergzinken (P. 2134) meist noch tiefer hinab, bis in 1750—1760 *m* Höhe, zumal die Kargletscher hier auch mehrfach Bergsturztrümmer zu verfrachten hatten. Im Kaiblingloch und SW der Kaibling Alm läßt E. LICHTENBERGER o. c. eine Gschnitz-II-Moräne bis 2040 (Cote des Verfassers 1850) herabreichen, von hier bis „1760“ verzeichnet sie einen Gschnitz-I-Wall. Es handelt sich aber hier nicht um eine Staffel von Zungenwällen eines Talgletschers, sondern um die nebeneinanderliegenden Firnhalden-Fußwälle zumeist gleicher Gunst und Auslage: Der höhere Grat von der Maralm Spitze (P. 2267) bis zum Gratpunkt „2000“ ermöglichte eine breitere Vereisung und Verfirnung, der niedrigere Grat von „2000“

bis „1800“ eine schmalere aber mit der höheren Zone sicher ganz oder zu meist gleichzeitige Vergletscherung oder Verfirnung (D/g—D/d).

Im obersten Göriach Tal liegen Firnflecken und -spuren bis „2235“ und tiefer. Zwischen den beiden Landwier Seen sind Mittelmoränen — auch E. LICHTENBERGER zeichnet 1956 hier keinen Endbogen ihres Gschnitz-II-Walles. Bei den Seen wie auch im Umkreis der Landwiersee Hütte herrschen flache Rundhöcker. Trotz moränengünstiger Umrahmung fehlen in der Haupttalrinne endnahe Uferwälle oder Zungenwälle.

Jedoch unmittelbar bei und N der Hütte (P. 1985) und im SO gegenüber bei „1970“ liegen mittel- bis grobblockige deutlichst geformte Wallgruppen, die eine mittlere Schneegrenze bei etwa 2040 *m* erfordern; in E. LICHTENBERGERS Karte sind beide Moränen Gschnitz II. Die Karmulde mit den Wällen bei und N der Hütte senkt sich etwas gegen die Hütte hin; der Kargletscher hätte daher gegen die Hütte, nach SO lappenförmig ausbiegen müssen; eine derartige Ausbuchtung der Wälle fehlt aber. Dafür steht die Hütte selbst auf einer gegen ONO verlaufenden Wallgruppe, deren Enden teils in die Wallgruppe N der Hütte einmünden, teils allmählich und zur nördlicheren Wallgruppe parallel verlaufend in flachen Rundhöckern ausklingen. Diese letzteren Wälle sind nur als Mittelmoränen zwischen einem örtlichen Kargletscher, der von Pietrach (P. 2396) und Trockenbrot Scharte (P. 2237) zur Hütte herabreichte, und dem von Scharnock (P. 2498) und den Landwierseen gegen ONO hinabziehenden Haupttalgletscher zu verstehen. Die Richtung dieser Mittelwälle ist sehr ähnlich der Richtung der zwischen den beiden Seen erwähnten Mittelwälle. Als der Kargletscher gegen die Hütte herabzog, war der Talgrund NO—ONO der Hütte noch von dünnem Eis, das Haupttal entlang dem Göriach Bach war noch von dickerem Eis (zirka 50—70 *m*) bedeckt, die Zunge könnte bis in den unteren Göriachwinkel hinabgereicht haben. Erst dieser Gletscher entspricht der Schneegrenze in 2040 *m* Höhe. Als aber der Kargletscher zur Hütte bzw. N—NO derselben vorstieß, wurde das Haupttaleis nicht mehr aktiviert, es schüttete im günstigen Hochtal keine Wälle mehr auf, es blieb, da die Klimaschwankung offenbar kurz war, mehr oder weniger tot. Der Blockwall „1970“ SO der Hütte zeigt keinerlei Schleppung, auch keine Verbindung mit Mittelwällen (wie das Wallsystem an der Hütte), bei örtlichem Vorstoß hier war das Haupttaleis noch mehr weggeapert. Die Wälle bei und SW der Hütte zeigen in interessanter und klarer Weise, daß tiefe Kurzvorstöße kleiner Seitengletscher durchaus die Enteisung des Haupttales nicht voraussetzen, sondern neben wallmoränenarmem Toteis aufgeschüttet wurden; kleine durch Bergsturzbauwerk beschwerte Seitengletscher konnten wohl auch auf die Reste größerer Talgletscher aufgleiten, ohne von diesen weiter verfrachtet zu werden.

Im obersten Göriach Tal liegen in einer Strecke von etwa über 2 *km* unter steilen Karwänden und auf günstigem Gelände keinerlei Endwälle des Haupttalgletschers; im vollen Egesen und Daun war dieser Gletscher daher mindestens noch um einige 100 *m* länger und er war an der zum unteren Göriachwinkel hinabführenden Talstufe mindest 300 *m* breit. Im unteren Göriachwinkel gehen die Steilhänge in Schutthalden über, vielleicht fehlen darum die Endwälle des Egesen oder Daun. E. LICHTENBERGERS Gschnitz-I-Wallstück in 1700 *m* Höhe konnte der Verfasser trotz Nachsuche nicht auffinden. Jedoch mitten im unteren Göriachwinkel

liegen auffallende unregelmäßige Moränenhaufen, Mittelmoränen mächtigerer, von den Landwierseen, von den Steilhängen der Sand Spitze und des Zwerfenberges (P. 2488—2642) sowie von der Golling Scharte (P. 2326) herabgekommener Gletscher. Kuppig und wallartig ziehen diese Moränen in N—S-Richtung gegen P. 1762, von hier ab bedecken ruhiger geformte Moränendecken den Westfuß des Hochgolling und die Hänge bis P. 1938, sie bilden hier einen gekrümmten Riegel gegen NO hin, auf dem ein Steig aus dem Göriachwinkel gegen das Kar W der Golling Scharte emporzieht. Diese gekrümmte Moräne kann die Wallstirn und Ufermoräne eines Gletscherchens W—SW der genannten Scharte gewesen sein; oder aber die hohe Mittelmoräne zwischen diesem Eis von der Scharte her und dem 200—170 m mächtigen Gletscher der Landwierseen und des obersten Göriach Tales. Die Formen sprechen mehr für die letztere Lösung. Da die altkristallinen Schiefer vom Hochgolling flach gegen Zwerfenberg und Sand Spitze und weiter nach W—NW durchstreichen, sind unterschiedliche Moränen und damit eine klare Lösung dieser Frage nicht zu erwarten.

Weiter talab bis zur Vorderen Zugriegel Alm sind an beiden Talflanken entsprechend der flachen Tektonik der Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite flache Leisten häufig und ausgedehnt. Wie bei der Golling Hütte ist angesichts der steilen und schuttreichen Umrahmung auch hier aus dem Wallmangel auf diesen Leisten auf einen beträchtlich großen Gletscher zu schließen: Er dürfte über die Stufe der Vorderen Zugriegel Alm hinabgereicht und bei der Hinteren Göriach Alm oder nahe der Urban Alm geendet haben. Die Gesamtlänge dieses Göriach-Gletschers bis hinab in den an Schuttkegeln erfüllten tieferen Taltrog betrug etwa 5—7 km: D/g, vielleicht schon D/g—S.

Am oberen Zwerfenberg Bach verzeichnete E. LICHTENBERGER 1956 eine Wallmoräne, die am NO-Fuß der Schnee gruben Höhe (P. 2502) beginnt, an der rechten Talflanke bis gegen die Obere Gamsen Alm (1910) hinabzieht und hier einen Zungenbogen bildet. Weitere Moränen der Autorin liegen N und W des Zwerfenberg Sees, alle diese Wälle sind als Gschnitz III bezeichnet.

Der Verlauf der Wälle N, W und SW des Zwerfenberg Sees ist zumeist richtig und es liegt auch bei der Oberen Gamsen Alm viel blockiger Moränenschutt mit mannigfaltigen Formen an der rechten Seite. Gegen den Bach zu und auf der linken Talseite herrschen aber weithin wallfreie flache Rundhöcker, ein End- oder Zungenbogen fehlt durchaus. Die Wallformen N der Alm sind offenbar nur moränenbedeckte Schichtköpfe und tektonisch bedingte Felswülste und Kluftgassen. Soweit die südöstlichsten Wälle rein glazial sein könnten, schließen sie sich nicht zu einem Endbogen zusammen, sondern zeigen an, daß das Eis und die Moränen (Mittelwälle) des obersten Tales hier von mächtigen Eismassen aus dem Kar NW der Deichsel Spitze (P. 2684) gegen W hin zur Seite gedrängt wurden. SW der Oberen Gamsen Alm beginnen Uferwälle, die nur mehr auf geringe Gletscherdicke und damit auf ein nahes Zungenende schließen lassen, bei „1880“ und enden etwa bei „1770“; der zugehörige Gletscher könnte bis „1640“ gereicht haben. Nach 3.5—4 km Länge war dies hier der jüngste wesentliche spätglaziale Gletscherstand: Egesen — oder vielleicht, der bedeutenden Länge wegen, schon eher Daun. Doch entspricht genetisch der endwallfreie weite Talraum hier weitestgehend dem endwallfreien Talraum dem

obersten Göriach Tal bis etwa 500 m O der Landwiessee Hütte. Die sonnseitige Schneegrenze des Gletschers mit dem Ende zirka 600 m S der Oberen Gamsen Alm lag unter der Teilung $N:Z = 3:1$ auf Fels¹²⁾ etwa in 2120 bis 2070 m, auf Eis¹²⁾ etwa in 2100—2150 m Höhe; die mittlere Schneegrenze (Mittel zwischen Sonn- und Schattseite) lag etwa in 2040—2050 m Höhe, dies liegt nur wenig über der bei der Wildkar Alm ermittelten Gschnitz-Schneegrenze: Signatur daher: D/e—D/g! Auch der noch größere Gschnitz-Gletscher des oberen Zwerfenberg Tales hinterließ bei „1820“ SW der Oberen Gamsen Alm Moränenspuren.

Wahrscheinlich erreichten die Gschnitz-Gletscher des Zwerfenberg- und des Anger Tales das obere Lessach Trogtal, aber dieses ist mit örtlichen Bergstürzen bis gegen P. 1325 hinab zugeschüttet.

Die Felsriegel der obersten Seewigtaler Seen und die Göriacher- und Zwerfenberger Hochtäler sind prächtige Beispiele dafür, daß auch im Spätglazial in den gletschergünstigsten Hochräumen die großen Gletscher spät schwanden oder, zumal ohne Bergsturzförderung, die letzten kleineren feuchtkalten Klimaschwankungen nicht oder kaum mehr mitmachten. Die Sonder- oder Zufallsstellung des Walles „2000“ zwischen den Sonntagkarseen wird hiedurch nochmals klar betont.

In der südlichen Schottwiegen und im Gralatikar ziehen sanfte feinschuttige, meist beraste Moränenwälle bis gegen „2030“ (NO der Oberen Gamsen Alm) und „1970—1850“ im südwestlichen Anger Tal hinab. Die einstigen Kargletscher entstammten günstigen schattigen Räumen. Die Höhenlage gemahnt an frührezente Stadien, doch sprechen Hinaustreten aus dem Karwandschatten, Tieflage und Fehlen des für die frührezenten Moränen meist charakteristischen Bergsturzschuttes eher für späte spätglaziale Wälle. Untersuchungen über den Grad der Verwitterung oder der Böden wären hier von Interesse. Die Dimensionen der Kargletscher ähneln sehr den erwähnten Seitengletschern N und SO der Landwiessee Hütte. Doch die schattige Lage läßt nach der hier meist benützten Methode höhere Schneegrenzen errechnen: Etwa 2150 m für den Wall der südlichen Schottwiege, etwa eine ähnliche Lage im Gralatikar; nach v. HÖFER 1897 gilt für das erste Vorkommen zirka 2315 m, für das zweite 2200—2250 m. Für den Mittelwert (der N- und S-Auslage) sind 2315 m nur wenig, 2200 bis 2250 m um etwa 100 m zu erhöhen. Eine Schneegrenze in 2350 m Höhe dürfte die hier vorliegende orographische Gunst ausreichend berücksichtigen. Sehr wahrscheinlich sind die beiden Vorkommen untereinander gleich alt, es ist auch der waag- und senkrechte Abstand von den übersommernden Firnflecken annähernd derselbe. Diese Lage haben „2030—2130“ und „1850—1970“ mit den Grobmoränen N und SO der Landwiessee Hütte gemein, deren Schneegrenze bei zirka 2040 m liegt. Sehr wahrscheinlich liegen alle diese Vorkommen an Stellen, die infolge geringerer Gletscher-gunst früher fast oder ganz ausaperten und so für Neuvorstöße frei wurden, sie sind so alle gleich oder nahezu gleich alt und die tiefere Lage bzw. Schneegrenze bei der Landwiessee Hütte ist vielleicht in erster Linie das Werk der Bergstürze. E. LICHTENBERGER hat o. c. „2030“ als Gschnitz II „1850—1970“ als Gschnitz II aufgefaßt. Signatur hier: D/e—D/ex.

Im Zwerfenberg- und Göriachhochtal besteht die Geländegunst teils in der 2300—2600 m und mehr aufragenden Umrahmung, teils in der

Hochlage windgeschützter Hochtälräume von 2—3 km Länge über der 1900 m-Isohypse. Im obersten Obertal SW der Neu Alm ist die Umrahmung ähnlich günstig, aber die Talstücke über 1900 m sind hier nur mehr 700—1000 m lang, auch ist das Tal weit geöffnet. Diese Faktoren sind offenbar die Ursache gewesen, daß hier zu Ende des Gschnitz das Hochtal bei und ober der Neu Alm stark oder völlig ausaperte und daß für Neuvorstöße und für die auch von E. LICHTENBERGER o. c. verzeichneten Wallgruppen „1760—1860“ im südlichen Talast und für „1815—1835“ im westlichen Talast Platz frei wurde. Von allen hier bisher besprochenen Hochtälern sind dies die klarsten, vollständigsten Endmoränen der kürzesten Gletscher. Auch diese Vorkommen sind die ersten oder innersten spätglazialen Wallgruppen talaus von den heutigen Firnfeldern und -halden. Die südliche Gruppe ist wenig gegliedert, die westliche besteht aus vier Wällen; es liegt beim Vergleich lediglich der Wallzyklen nahe, „1815“ als Daun, „1835“ N der Keimbrecht Hütte als Egesen wie ähnliche Gruppen im inneren Stubai oder im Hauertal und Innerberg (Geigenkamm-Ostabfall) aufzufassen (W. S. G. 1956/1958 Taf. 3, 4, 6). „1760“ SO der Keimbrecht Hütte muß der Lage nach gleich alt sein wie das Wallsystem bei dieser Hütte. Die Schneegrenze beider Wallgruppen liegt (Teilung N : Z = 3 : 1) aber etwa bei 2050 m im Mittel, das ist die Schneegrenzhöhe, die für den Gschnitz-Gletscher der Sonntag- und Lämmerkare errechnet wurde. Es sind hier also Gschnitz-, Daun- und Egesen-Vorstöße auf engem Raum zusammengedrängt. Die Datierung beider Vorkommen nach E. LICHTENBERGER o. c. ist Gschnitz II; Signatur hier: D/e—D/d—D/g¹³).

Die meisten tieferen Trogtäler, in denen die längeren Gschnitz-Gletscher endeten, sind hier infolge der Schuttkegel bezüglich des Spätglazial kaum beurteilbar. Das obere Obertal läßt bis zur Neu Alm und bis P. 1420 hinab weite moränengünstige Rundhöcker, doch keine endnahen Ufer- oder Zungenwälle erkennen. Damit stimmen die Rillen der Gletscherschliffe bei der Neu Alm überein: Sie verlaufen O 37° N. Endnahes Zungeneis hätte hier nach NNO oder S—N hin schleifen müssen, nur ein sehr mächtiger, langer Talgletscher konnte in der genannten Rillenrichtung gegen die Rundhöcker NO der Neu Alm ansteigen und diese überwindend weiter talab ziehen. Unterhalb P. 1420 ist allerdings auch das Obertal von Kegel- und Bachschutt erfüllt.

Das obere Duisitz Tal konnte der Verfasser noch nicht besuchen. Die Karte E. LICHTENBERGERS enthält hier keinerlei Wallmoräne. Möglicherweise war für die jüngeren Stadien die Einkerbung der Kare zu gering und die Windausfegung zu stark. Den unteren Flachbuckeln und Simschen scheinen End- und Uferwälle zu fehlen; der erwähnte Gletscher, der weit über P. 1420 talaus reichte, müßte das gesamte Duisitz Tal erfüllen und mit breitem Abschwung in das Obertal herab gereicht haben.

Im oberen Giglach Tal verzeichnet E. LICHTENBERGER o. c. Gschnitz III- und II-Wälle; die letzteren queren allerdings in noch ungeklärter Weise den Abfluß des Giglach Sees und zeigen keinerlei zungennahe Umbiegung; vielleicht liegen hier moränenbedeckte weit durchstreichende Rundhöcker vor, vielleicht besonders ausgedehnte (fast 1.5 km lange!) Mittelmoränen? Wie im Duisitz Tal tragen auch hier die unteren Talstufen anscheinend keine Wälle. Jedoch ein großer Gletscher, etwa vom Ausmaß der im Duisitz-

und obersten Obertal vermuteten großen Talgletscher, hinterließ eindeutig endnahe Uferwälle mit einer waldigen Kuppe 200—250 *m* NW P. 1104, an der Mündung des Giglach Tales in das Obertal: Kleinere und größere, bis 1—2 *m* lange kantige und gerollte Altkristallinblöcke bilden einen 180 *m* und einen 120 *m* langen Wall sowie gegen O hin eine kurze wallförmige Kuppe. Die Wälle enden 20—30 *m* über dem Obertal Bach, jedoch etwa 50 *m* über der Mündung des Giglach Baches in den ersteren. Da das Obertal auch hier bis zu unbekannten Tiefen durch Kegel- und Bachschutt erfüllt und da mindestens bei vorstoßenden Gletscherzungen mit konkaver Emporwölbung zu rechnen ist, könnten die genannten Wälle recht wohl durch eine 100 (— ? 150) *m* dicke Eiszunge abgelagert worden sein und das Ende dieser Zunge wäre etwa 500 bis maximal 1000 *m* N Gasthaus Hopfriesen gewesen. Die Schneegrenze dieses Gletschers lag, ermittelt nach der Teilung $N:Z = 3:1$ bei 1800—1850 *m* auf Fels, bei 1850—1900 *m* Höhe auf Eis; der tiefere Wert hat mehr Wahrscheinlichkeit, da die Hochflächen am Giglach See weit offen und gegen Wind wenig geschützt sind.

Bei einer Schneegrenze in 1900 *m* Höhe müßten im Duisitz Tal auf den unteren Flachstufen und im obersten Obertal zwischen Neu Alm und P. 1420 Endmoränen liegen. Fast gilt dies noch für Schneegrenzen bei 1800 *m* Höhe auf Fels, nicht aber, wenn diese Grenze auf dem Eis gedacht ist oder noch etwas tiefer auf Fels lag: Erst in diesem Fall konnten große Talgletscher die genannten Täler bis zu den steilen Flanken hin erfüllen und nur das pausenlose Schwinden dieser großen Gletscher erklärt das Fehlen der Wälle auf den flachen Felssohlen, Rundbuckeln und untersten Trogschultern. Nach diesen Überlegungen setzen die Wälle SO Gasthof Hopfriesen und der Giglach-Gletscher, der N dieser Talgabel endete, gleichzeitig eine sehr weitgehende Vergletscherung des oberen Obertales und seiner Seitentäler voraus.

Im mittleren Obertal liegen Stauanschüttungen NO bis N der Silberstein Alm; an sie schließt ein rechtsufriger Moränenabsatz, der bergwärts mehrfach mit deutlicher Wallform endet. Diese Ufermoräne, meist helle Granitgneisblöcke, graubraune Zweiglimmerschiefer und Paragneise, selten Amphibolite, senkt sich recht gleichmäßig gegen den Bärnhofewirt. Sie erreicht hier im Waldrand 1030—1020 *m* Höhe und erreicht N dieser Gaststätte nahezu den Talgrund. NW des Gasthauses liegen auch auf der linken Talseite Moränen mit Wallformen; die Blöcke sind feinkörnig-feinschuppige Glimmerschiefer und derbgefeldspatete Schiefergneise. Die Herkunft wäre von Interesse. Die gesamten Moränen deuten auf ein Gletscherende in 975 *m* Höhe, der zugehörige Gletscher konnte bis in das oberste Giglach Tal 9.5—10 *km*, bis in das oberste Obertal 10.5 *km* Länge erreichen. Nach der Teilung $N:Z = 3:1$ erhält man für diese Gletscher als Schneegrenze die Isohypse 1700 *m* in der Schattseite oder 1800 *m* im Mittel (auf Eis). In E. LICHTENBERGERS Karte fehlen die Moränen beim Bärnhofewirt und bei Hopfriesen; jedoch H. P. FORMANEK bestätigte 1961 durch seine freundliche Mitteilung die Beobachtungen des Verfassers¹³⁾.

Die nahe nachbarliche Lage der Endmoränen oder mindest endnahen Wälle von Hopfriesen und Bärnhofewirt bedeutete eine Überraschung. Bei den hier vorhandenen Gletschergrößen — Längen von 6—10 *km* — und gemäß den älteren und bedeutenderen Depressionen waren eher wenige

und vereinzelte Endspuren großer Talgletscher erwartet worden. Da nun diese Doppelgliederung der tiefsten Jungstadien auch anderorts auftreten kann, so lag es nahe, den Stand vom Bärnhofewirt mit D/g—S₁, den von Hopfriesen mit D/g—S₂ zu bezeichnen. Jedoch würden sich diese Signaturen nicht mit den von W. S. G. 1958/1956 im Ötztal verwendeten Bezeichnungen decken. Es schiene auch praktisch, die Tiefen Gschnitzwälle von Bärnhofewirt, Baumschlag- und Hinterhabner Alm (siehe unten) mit Gschnitz I, Hopfriesen mit Gschnitz II und den durch die Moränenwälle bei „1870 bis 1830“ im Äußeren Lämmerkar umrissenen Gletscher (samt den Moränenäquivalenten vieler Hochtäler und Kare) als Gschnitz III zu bezeichnen. Dies wäre allerdings eine neuere Begriffsfassung. W. HEISSEL und J. LADURNER haben 1932 ihrem Gschnitz I die Depression von 600 m, dem Gschnitz II die Depression von 450 m unter heute zugeordnet, während hier (und im Ötztal, 1958/1956) mit beträchtlich größeren Depressionen gerechnet wird (siehe unten). Chr. EXNERS Gschnitz-I-Wall bei Pichl im Großarl Tal könnte aber recht wohl mit den hier erwähnten tiefsten Jungstadien zeitlich zu verbinden sein.

Im mittleren Untertal, beim Gasthof Tetter, wurden gemäß den Hinweisen von A. PENCK 1909, R. SCHWINNER 1924 : 45, der Karte von E. LICHTENBERGER 1956 u. a. fast mit Gewißheit Moränenwälle erwartet. Jedoch ergab die neuerliche Untersuchung: Es liegen hier nur wallförmige Bergstürze oder abgeglittene Schuttmassen vor, keine Moränenwälle. Der Felshang NO—O Tetter besteht aus grauem Phyllit bis phyllitischem Glimmerschiefer, ferner aus silbrigweißem Serizit- bis Muskovitgneis. Das Blockmaterial beider Scheinwälle — auf dem NWlichen „Wall“ steht der Gasthof, 200—300 m gegen SO hin liegt der zweite „Wall“ — entstammt ausschließlich diesen zunächst benachbarten Felshängen. Es fehlen die für die meisten tiefegelegenen Moränen hier so sehr bezeichnenden körnigen biotitischen Granitgneise, die Paragneise oder Zweiglimmerschiefer, die recht häufigen Amphibolite, somit alle typischeren Gesteine des zentraleren Altkristallin; es fehlt auch die bunte Mischung kantiger und gerollter Blöcke, hier tritt nur kantiger Blockschutt auf. Allerdings stauten, zusammen mit den Murkegeln der Schattseite, die beiden Scheinwälle einst ein Seebecken, dessen Sedimente samt dem mächtigen Torflager nach den STEWEAG-Bohrungen im Abschnitt VI kurz beschrieben wurden. Der moorig-sumpfige Talboden erinnert an verlandete, durch Endmoränen gestaute Seebecken.

Die von den Endwällen beim Bärnhofewirt abgeleitete Schneegrenze muß wohl folgerichtig auch auf das Untertal angewendet werden. Der errechenbare Gletscher reicht bis etwa zur Waldhäusel Alm oder bis zum Tetter oder noch ein wenig weiter. Die Tal- und Hangverschüttung und das Fehlen günstiger Simse erhielten und ermöglichten keine Endwälle; ein sicherer Schluß ist hier nicht möglich. Jedoch die in das Trogtal zwischen Waldhäusel Alm und dem Jagdhaus P. 1045 vorgebauten, bis zur Schichtlinie 1100 verflachenden, von hier wieder steil zur Talsohle abfallenden Schuttkegel des rechten Ufers und vielleicht auch ein Gefällsknick bei 1160 S Waldhäusel Alm am linken Ufer erinnern an die Stauabsätze bei der Silberstein Alm und damit an das Gletscherende im Obertal. Aufschlüsse sind hier allerdings, nach den freundlichen Mitteilungen von H. P. FORMANEK 1961, nicht vorhanden.

E. LICHTENBERGERS am oberen Dürrenbach in 1450 *m* Höhe verzeichneten Gschnitz-I-Moräne konnte der Verfasser nicht besuchen. Bei einer schattseitigen 1700 *m*-Schneegrenze wäre hier ein Gletscherende möglich, das zu den Endwällen beim Bärnhofewirt passen würde.

Eine prächtige End- oder Zungenmoräne liegt in „1300—1235“ *m* Höhe bei der Baumschlag Alm im Gumpen Tal, bereits außerhalb N der Karte von E. LICHTENBERGER. Die Roll- und Kantblöcke erreichen 0.5—1.0—2.0 *m* Längsdurchmesser, Granitgneis und Paragneis bis Zweiglimmerschiefer herrschen vor, Pegmatit und phyllitische Glimmerschiefer treten selten als Moräne auf. Die bewaldeten Wälle und Blockmassen heben sich von den benachbarten wiesenbegrüntem Felshängen und Feinschuttkegeln deutlichst und an der Stirn mit 10—20 *m* Höhe ab. Auch hier genügt eine schattseitige Schneegrenze in 1700 *m* Höhe, knapp auf Fels, etwas reichlicher auf Eis: D/g—S. Die jüngeren Wallmoränen des obersten Gumpen Tales, „1824“ am Maralm See und „1900“ NO davon, sind der Höhenlage, Gletscherlänge und Schneegrenze nach weitgehend mit den Wallgruppen des obersten Obertales (D/e—d—g) vergleichbar. Vergleicht man andererseits die Bedingungen dieser kurzen Gletscher und ihrer Wallzyklen mit den obersten Göriach-, Zwerfenberg-, Sonntagkar- oder Seewig-Tälern, dann wird deutlich, daß die einmal besonders mächtig gewordenen Gletscher sich lange behaupteten und daß daher späte und späteste Eisvorstöße des Spätglazial in den günstigeren Hochtälern z. T. selten oder z. T. keinen Platz zur Wallaufschüttung auf günstigem Felsgrund erhielten.

Das obere Seewig Tal ist eines der höchstumrahmten, windgeschütztsten Hochtäler. Wie bereits dargetan wurde, waren hier besonders mächtige Reste älterer Gletscher; diese, vielleicht aktivierten, großen Reste verhinderten die Endwallbildung normalerer kürzerer Gletscher. Der große Gletscher, der bei „1123—1060“ im mittleren Seewig Tal endete, schüttete 25—35 *m* mächtige Endmoränen auf; Blockgrößen, Material und Bewaldung sind recht ähnlich wie im mittleren Gumpen Tal. Dürftige sanderartige Terrassen schließen gegen N an, enden jedoch ohne deutliche Formen, die auf Stau am Ennstaleis schließen ließen.

Vor allem die Endwälle des tiefen Gschnitz-Gletschers, welche in „1000“ und „975“ *m* Höhe im mittleren Obertal beobachtet wurden, weisen darauf hin, daß zur Zeit der Eisvorstöße der 1800 *m*-Schneegrenze (D/g—S, Tiefes Gschnitz) das Ennstal bei Schladming und die hier nächst benachbarten Seitentäler mindest bis zu diesem Niveau vom Würm- und älter- bis mittelstadialen Eis befreit waren. Wohl konnten O—SO Haus in und unter dieser Höhenzone einige wenige Staubildungen beobachtet werden, doch ohne klare Beziehung zu diesen Vorstößen. Die Seltenheit der Stauabsätze unter dieser Höhenzone spricht eher gegen solche Beziehungen und ebenso der folgende Vergleich: Im Ötztal schmolz bei Lengenfeld erst etwa 1300 bis 1400 *m* älteres Eis nieder, dann erst erfolgten dort die ersten jungstadialen Vorstöße (dort mit D/g—S₂, hier mit D/g—S bezeichnet) unter ähnlicher Depression wie hier, aus dem Polles-, Breitlehn- und Hauertal bis hinab zum Grund des Lengenfelder Beckens (W. S. G. 1956/1958 Taf. 11). Bei Schladming konnte, wie noch dargelegt wird, die Oberfläche des Würm-Eises etwa 2000 *m* Höhe erreichen; der Betrag des Niederschmelzens konnte in gleicher Zeit und bei einigermaßen ähnlichen Bedingungen auch an-

nähernd ähnlich sein — somit schwand i. a. das ältere Eis im Ennstal wohl sehr oder völlig, bis die tiefen Gschnitz-Vorstöße erfolgten.

Noch ein anderes Vergleichsgebiet liegt hier nahe: Das Malta Tal in den östlichsten Hohen Tauern. Hier wurden im gletschergünstigsten Talraum lediglich die Endmoränen eines etwa 27·5 km langen in 830 m Höhe endenden Eisstromes nachgewiesen (R. LUZERNA 1908/1909, W. S. G. 1939, unveröffentlichte Nachstudien 1960). 1939: 213 f. wurde dieser Eisstrom als Daun aufgefaßt. Aber bei der klaren Lage der Ufer- und Endwälle hier in wallfreiem Gelände kann kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß der einstige große Gletscher und seine Wallmoränen der Ausdruck nahezu der gesamten tiefen und normalen Gschnitz-, Daun- und Egesen-Depressionen sein muß [vgl. ¹³⁾]. Auch hier zeigen die kleineren, minder gletschergünstigen Täler eine reiche Gliederung der jungstadialen Wälle, entsprechend den mehrfachen Depressionen, ähnlich wie in den Stubai-Ötztaler- oder Deferegger Alpen oder auch wie hier. Der Zusammenhang der Stadien untereinander wird offenbar in starkem Maß vom Beharren einmal gebildeter großer Eismassen beherrscht, d. h. vom Kleinklima der Eis- und Firnflächen (vgl. H. TOLLNER 1952, 1954), zugleich aber wohl auch von einer gewissen, vielleicht einmal genauer errechenbaren oder schätzbaren Raschheit der Aufeinanderfolge gletschergünstigen und -ungünstigen Wetters.

1957 b): 152, 153, 155, 158 fand M. WELTEN, daß im tieferen Bereich des einstigen spätglazialen Aletschgletschers die C¹⁴-datierten Pollenprofile der Nichtbaumpollen (NBP), Lärche, Erle, EMW, Hasel, Ephedra (Meerträubchen), Artemisia (Beifuß), Föhre und Birke zwar nahezu oder auch streng bis zum Jahre 6000 v. Chr. zurückreichen, während die Profile im höheren Bereich (Belalp, Aletschwald, Eggen, Grächen) besonders deutlich hinsichtlich der NBP, Tannen- und Föhrenpollen (wie auch der anderen Spektren) nur bis zu 5000—4000 v. Chr. zurück verfolgbar sind. Der Autor schloß daraus, daß der Aletschgletscher den Talboden des Wallis erst im Boreal verlassen habe und daß die letzten Hauptrückzugsstadien noch bis gegen 4000 v. Chr. reichen (o. c. : 158).

Diese Auffassung scheint sich mit den obigen Ableitungen zu decken, bedarf aber doch noch weiterer Überprüfung. Zwar wäre der bis in das Wallis herabreichende spätglaziale Gletscher mit etwa 36 km Länge grundsätzlich den großen spätglazialen Talgletschern der Ostalpen vergleichbar. Aber es wäre erst zu klären, wie das Klima für das Beharren derartiger sonnseitiger Eismassen mit der reichen Entfaltung der Föhre etwa von 10000—5500 v. Chr. bis in 1800 m Höhe (Obergestelen, o. c. : 152) zu vereinbaren wäre oder mit dem Nachweis von Hasel- und Eichenmischwald um 6000—4000 v. Chr. ebenfalls bis in diese Höhe? Weiters wäre zu prüfen, ob nicht basale Profillücken der hochgelegenen Profile Älteres verschleiern oder selbst durch frührezente Wetterstürze verursacht sind. Allenfalls scheint hier ein großer frührezenter Vorstoß des Aletschgletschers fast eher vertretbar als ein Verbleiben spätglazialen Eises in einem Gebiet typischer Vor- und Hauptwärmezeit. Es wird daher hier einstweilen die Parallelisierung mit den skandinavischen Stadien aufrechterhalten (W. S. G. 1956/1958 : 306) und damit die Annahme, daß die tiefen Gschnitz-Gletscher etwa um 8000 v. Chr., die Egesen-Gletscher etwa um 7500 v. Chr. auch hier vorstießen.

Die Gliederung gemäß den Depressionen ist insgesamt:

Schneegrenze um 1950—1960 n. Chr.	zirka 2800—2850 m	
Schneegrenze um 1850 n. Chr.	zirka 2450—(2500) m	
Schneegrenze der älterfrührezenten Moräne	zirka 2350—2450 m	
Schneegrenze der innersten spätglazialen Zufallsstadien	zirka 2350—2150 m	
Schneegrenze des Egesen	zirka 2150 m,	Senkung unter heute zirka 700 m
		Senkung unter 1850 zirka 300 m
Schneegrenze des Daun	zirka 2150—2100 m,	Senkung unter heute zirka 750 m
		Senkung unter 1850 zirka 350 m
Schneegrenze des Gschnitz ¹³⁾	zirka 2100—2050 m,	Senkung unter heute zirka 800 m
		Senkung unter 1850 zirka 400 m
Schneegrenze des Tiefen Gschnitz ¹³⁾	zirka 1800 m,	Senkung unter heute zirka 1000 m
		Senkung unter 1850 zirka 600 m
		bis 650 m

Abschließend liegt hier die Frage vor: Treten in den Schladminger Tauern Larstig-Moränen auf oder nicht? H. HEUBERGER prägte 1954: 94—98 und 1958: 91 ff. diesen Begriff für kurze feuchtkühle Klimaschwankungen nach starker Enteisung, für rasche Vorstöße kleiner Gletscher ohne Verband mit schneegrenzbedingten benachbarten größeren Talgletschern und i. a. für grobblockige Wallmoränen, deren maximale Flechten, weit älter als 1600 v. Chr., nicht mehr für die Altersdatierung meßbar sind. Nun finden sich frische rezente Blockwälle von ansonst ähnlichem Typus S des Großvenediger in den Karen zwischen Zoppetspitz und Stermetz, SW des Eichham, S des Kauner Grates im Moränenfeld und Vorfeld des Riffelferners, im rezenten Moränenfeld des Faselfadferners (Ferwallgruppe) und vor dem Kalser Kees der Schobergruppe. Mehrfach sind diese rezenten Blockwälle mit vollflechtigen frührezenten (wohl meist älterfrührezenten) Blockwällen von analogem Typ verbunden. Ein Gutteil der Larstig-Moränen H. HEUBERGERS im zentralen Stubai (1958, Karte Nr. 1) ist mit W. S. G.'s frührezenten (meist älterfrührezenten) Blockwällen identisch. In der Erlsbacher Alpe (Deferegggen) und Seebledental (Riesenferner) treten die einstigen seitlich herzudrängenden Blockgletscher deutlich in Verbindung mit gleichzeitigen spätglazialen Ufer- und Endwällen, die der Egesen-Daun-Gschnitz-Gruppe zugehören. Auch im Larstigtal (Stubai Alpen) selbst sind die linksseitigen Larstig-Blockwälle bei näherem Zusehen in 2140 m Höhe mit kurzen rechtsseitigen Endwällen eines Haupttalgletschers verknüpft.

Die Moränen des Larstig-Typus gehören offensichtlich nicht einem enger begrenzten Stadienabschnitt zeitlich an. Sie treten spärlich im rezenten Gletschervorfeld auf, reichlich im Rahmen der älterfrührezenten Vorstöße (Hallstattzeit — 4000 v. Chr. ?), recht häufig aber auch im Beginn, Verlauf und Ende der jungstadialen (Gschnitz-Daun-Egesen-) Vorstöße. In diesem Sinne sind hier „1970“ und „1985“ bei der Landwiersee Hütte, „2060“ WSW des Unteren Sonntagkarsees u. a. Wallgruppen als spätglaziale Wälle vom Larstig-Typ einzuordnen.

Eine weitere Frage betrifft die Lisenner-Moränen H. HEUBERGERS (1954: 91—94). Ihre Merkmale sind: Nach Daun, etwa im Egesen, senkt sich, nach weitgegangenem Schwund des Dauneises, die Schneegrenze schnell, doch fast um Schlern-Ausmaß, etwa um mindestens 700 unter heute, kleine, maximal 2.5 km lange Gletscher entstehen. Die Depression gemahnt an das tiefe Gschnitz. Aber der obigen Einzeitung zufolge würde im Venter

Tal die fast 9 km lange linksufrige jungstadiale Uferwallzone zerstört worden sein. Auch die Schladminger Tauern enthalten für einen Lissenser Vorstoß keine Belege.

VIII. Staubildungen und Schlern-Steinach- oder Mittelstadien der Würm-Schlußvereisung

Nach den Alpen im Eiszeitalter PENCK-BRÜCKNERS (abgekürzt: A. i. E.) 1909 : 332 und nach H. BOBEK 1935 : 135—189 entstanden im Innthal bei Innsbruck sowie in einigen benachbarten Seitentälern nach beträchtlichem Schwund des Würm-Eises am Rande der bei Innsbruck zunächst noch 500—400 m dicken, dann dünner werdenden Toteismassen, gut ausgeprägte schotterig-sandige Terrassen, ein Treppensystem, das mit den Eisrändern allmählich bis zu den heutigen Talsohlen herabstieg.

Von fern gesehen bietet der Tauern-Nordfuß bei Schladming-Aich keine Formen, die sich mit der scharf geformten Treppe des Innsbrucker Mittelgebirges vergleichen lassen. Gleichwohl liegen parallelisierbare kleine Anschüttungen und meist nur kleine Formen teils an den bewaldeten Steilkanten der schattseitigen Seitentäler, teils auf den ausgedehnten eisüberformten Flachsimsen zwischen diesen Tälern.

Das Material sind meist leidlich gut gerollte, oft auch schlecht gerollte oder nur kantenbestoßene Stücke von Ennstaler Phyllit und phyllitischen Glimmerschiefer, sandig-erdiges Zerreibsel, Sand; gelegentlich sind etwa kopfgroße Gerölle der Granitgneismoräne der Schladminger Tauern eingespült, doch der örtliche Schwemmschutt kurzer Frachtwege herrscht vor. Unterlage sind Phyllite oder begrenzte Vorkommen von Grundmoräne. Die Schichtung ist teils an natürlichen Abrissen, teils an neuen Güterweg-einschnitten recht deutlich, sie fällt generell 5—15° talab, sie ist öfter geringer als die Oberfläche des Liegenden.

Beim Stangel-Hof (P. 962 S Ruperting) streicht eine etwa 200 m lange, wiesen- und ackerbedeckte, nach der Art der Schwemmkegel allmählich verflachende Halde solchen Schuttes mit scharfem Terrassen-Steilrand deutlich in die Luft aus — doch i. a. sind einigermaßen deutliche Eigenformen besonders bei den tieferen Staubildungen sehr selten. Die meist nur wenige Meter mächtigen tieferen Vorkommen sind in der beigegebenen Karte verzeichnet; bei sorgfältigem weiterem Suchen werden sich vielleicht noch einige weitere Stellen finden.

In „1130“ m Höhe treten am rechten Schluchtrand des Gumpen Tales bis zu 15—20 m mächtige Massen altkristalliner Gerölle auf. Die Blockdurchmesser sind 2—5 dm, gelegentlich auch mehr, Granitgneise und ihre Hüllgesteine überwiegen. Die Aufschlüsse, entlang eines Güterweges, sind erdig-lehmig, der Hang ist z. T. verrutscht, die Schichtung ist hier nicht erkennbar. SSW des Lackner-Hofes im Seewig Tal erschließt eine kleine Schottergrube Sande und Granitgneisschotter bei „1090“ mit flach, unter zirka 10°, talaus fallender Schichtung. Etwa 5—20 m mächtig sind ähnliche Anschüttungen bei den P. 1216, 1243 am linken Ufer des Oberhaus Grabens. Neue Verbreiterungen der Wege, die vom Oberen Strobl zur Gföhl Alm ziehen, erschließen die aus Granitgneis, Paragneis und Zweiglimmerschiefer bestehenden Geröllagen, die samt Sanden unter 9—12° gegen den mittleren

Oberhausgraben und gegen das Ennstal hin abfallen. Gegen SW hin sind, wie beim Stangel-Hof flach ansteigende Kegel- und Haldenformen bis zur Isohypse 1300 *m* hin bemerkbar; talwärts treten Staukanten, und, gegen P. 1133 und die Gföhl Alm zu auch einfache Erosionssteilhänge des jungen Grabeneinschnittes auf. Wie weit diese Schotter und Sande in den Graben hinabreichen, bis zu welcher Tiefe hier allenfalls noch flache oder steile Stauformen auftreten, ist noch nicht ermittelt. Die obersten, etwa bei 1200 *m* Höhe flach in die Luft hinaus weisenden Kegelverflachungen sind jedenfalls ohne Stau an Ennstaleis nicht erklärbar.

Da die Ennstal-Schattseite mit Altkristallin-Moräne im allgemeinen nur gering überstreut ist, sind die drei letzterwähnten Schottervorkommen nicht mit der hocheiszeitlichen Vergletscherung und ihrer Altkristallin-Moräne in Beziehung zu bringen. Wohl aber müßte es sich hier um Sanderartige Bildungen handeln, die von örtlichen Moränen ausgehen oder von örtlichen Gletschervorstößen aus dem Seewig-, Gumpen- und Oberhaustal. Diese Gletscher zogen aber nicht weit durch die Seitentäler hinab und sie erreichten keinesfalls das Ennstal — solche Gletscher hätten die meisten tieferen Staubildungen mit Phyllitschotter- und Kleinschutt zerstören müssen. Die Gletscher dieser Phase erreichten nur eben das Spät- oder Toteis des Ennstalgletschers, sie stauten sich vielleicht etwas an dessen Rand oder sie schoben sich ein Stück auf dieses Eis des Haupttales auf.

An den Hängen des mittleren rechtsufrigen Seewig Tales, etwa 200 *m* SW des Schröfl-Hofes, und von hier gegen die Hänge SO der Hinterhabner Alm, liegen, selten schütter, meist in geradezu dichter Aneinanderlagerung, Blockmoränenfelder. Die Blöcke sind 0.5—1.0 *m* lang, auch mehrere Meter lange Blöcke sind nicht selten. Das Material ist teils grob gerundet, teils auch eckig; heller Granitgneis überwiegt, Paragneis, Zweiglimmerschiefer, Amphibolit u. a. treten untergeordnet auf. Eigenartigerweise ist diese Moräne am geschlossensten in dem steilen, waldigen Hang der vom älteren Talbodensims Schrofl-Spindlecker-Lambach zum nächstjüngeren Sims Balbinger—Lackner—Hinterhabner Alm hinabzieht. Doch finden sich auch beträchtliche Anteile dieser Moräne über und unter dieser Steilzone. Der Umriß dieser Moräne ist dadurch unruhig-zackig. Uferwälle fehlen. Auf dem oft flachen moränengünstigen Kamm, der vom Schröfl gegen den Pleschnitz Zinken (P. 2111) emporführt, liegt nur spärliche und meist kleinstückige Granitgneismoräne, die reichliche grobe Blockmoräne ist durchaus lokal begrenzt.

Der Unterrand dieser Blockmoränenzone liegt im N und S in ungefähr 1100 *m* Höhe. Einige Blöcke liegen auch tiefer, sie können vom Gletscher hier primär abgelagert worden oder sie können später etwas talab geglitten sein. Der Oberrand dieser Zone steigt von „1140—1160“ *m* Höhe bei Schrofl gegen S auf zirka „1220“ *m* Höhe an, einige Lappen oder Zacken erreichen etwa 1300 *m*, die Höhe des äußersten Südendes der Zone dürfte ähnlich liegen, ist aber noch nicht genau bekannt. Diese Höhenzahlen umreißen offenbar auch den ungefähren Raum, den der mittelstadiale Seitengletscher ausfüllte; seine Eisoberfläche dürfte sich von 1300—1350 *m* bei oder S der Hinterhabner Alm gegen 1200—1180 *m* beim Schröfl-Hof gesenkt haben. Da bei und NW des Schröfl diese Moränendecke fehlt, müßte bei den Koten „1100—1160“ der Seitengletscher sich mit dem Ennstal-Toteis vereinigt haben. Nachdem die obersten Eisschichten von zirka

1350—1300 bis 1200—1180 *m* Höhe bis auf etwa „1220“—„1140“ herabgeschmolzen waren, brachten noch nicht näher bekannte Klimafaktoren weite Anteile der höchsten Blockmoräne zum Abgleiten, während der derzeit waldige Steilhang darunter offenbar unter der noch schützenden Eismasse seine ursprüngliche Moränendecke behielt oder, unter Klimawechsel, noch durch weitere Blöcke beim weiteren Niederschmelzen bereichert wurde. Beim weiteren Eisschwund wurden dann die erwähnten flach talab fallenden Schotter und Sande beim Lackner-Hof („1090“) gegen die tiefer liegenden Toteismassen hin angeschüttet.

Der linken Gegenseite des Seewig Tales fehlen diese Blockmoränen. Absitz- und Bergsturzblockwerk von Phyllit und phyllitischen Glimmerschiefer sowie Steilhänge liegen in diesem Höhenbereich.

Ähnliche Geländebeziehungen herrschen im Gumpen Tal S und SO Kapf; die Granitgneisgerölle bei „1130“ sind offenbar die einzigen Reste des zum mittleren Seewig Tal analogen mittelstadialen Seitengletschers. Im Oberhaus Graben sind diese Schotterreste des einstigen Seitengletschers entsprechend den günstigen Hangformen und vielleicht auch ehemals reichlichen Blockmoränen, wie erwähnt, in 1200—1300 *m* Höhe am linken Ufer recht ausgedehnt. Vielleicht werden sich an den Oberenden der Schotterkegel Reste dieser Moränen noch finden. Die am Steilhang von der Gföhl Alm gegen Schweiger verhältnismäßig reichlichen Granitgneisblöcke zählen der Höhenlage nach („1279—1281“ *m* und darüber) recht wohl zu diesen örtlichen Moränenresten.

Dem Mündungsgebiet des Ober- und Untertales bei Schladming fehlen anscheinend gut ausgeprägte Gegenstücke der Blockmoränen des mittleren Seewig Tales. Wohl sind in den 860—1050 *m* hoch gelegenen Talgründen und untersten Berghängen nach den freundlichen Mitteilungen und Skizzen von H. P. FORMANEK 1961 sowie nach eigenen Beobachtungen flächige Moränen mit meist gut gerollten Altkristallinblöcken häufig. Aber Blockrundung, gelegentlich Glättung, Politur, Kritzer und aufgeschlossenes Feinstzerreibsel verweisen diese Moränen mehr zur hocheiszeitlichen Grundmoräne. Besonders deutlich konnte dies an einem 1,5—2 *m* tiefen Graben für eine Wasserleitung am Rohrmoos S der Gehöfte Moser und Patz beobachtet werden; hier überwiegt graues toniges Feinmaterial mengenmäßig meist gegenüber den Findlingen und diese sind durchwegs gerollt und öfter poliert und gekritzelt (Material: Granitgneis der Schladminger Tauern, örtliche Paragneise, Zweiglimmerschiefer, Amphibolithe, helle bis phyllitische Glimmerschiefer etwa der Grenzzone Schladminger Altkristallin—Ennstaler Phyllite). Entlang einem neuangelegten oder verbreiterten Güterweg gegen den NO-Abfall der Hochwurz (P. 1850) wurde etwa von 1140 *m* Höhe ab eine Zunahme der Granitgneisblöcke bemerkt, sie wurden aber nur bis zirka 1200 *m* Höhe empor verfolgt. Vielleicht zeitigt weiteres Suchen hier und im O des Talbaches noch Funde reichlicher lokaler Blockmoränen wie im mittleren Seewig Tal.

Die Suche nach allfälligen Äquivalenten der Seewigtaler Moränen wurde auch auf die Sonnseite des Ennstales vorangetrieben. Entlang dem Weg, der durch die Schneeberggleiten emporführt, liegen im Steilhang sehr häufig Blöcke von Granitgneis und Schladminger Altkristallin, aber auch Glimmerschiefer von phyllitischem Typus, typische Ennstaler Phyllite und Grünschiefer sind hier vertreten. Das Material ist teils gut, teils mäßig gerollt,

teils auch kaum kantengerundet oder ausgesprochen eckig; die Längsdurchmesser liegen meist bei 0.3—0.5—1.0 *m*, aber auch Trümmer von 1—2 und sogar 3—5 *m* Länge treten auf. Die Steilhänge, an denen diese Blöcke liegen, sind der Südfuß der zwischeneiszeitlichen Konglomerate, Schotter und Sande der Ramsauleiten, auf welche weiter unten eingegangen werden soll (Lit.: E. SPENGLER 1954). Petrographisch stimmen die oberwähnten Blöcke mit dem interglazialen Sediment weitgehend überein. Aber es fanden sich in allen Aufschlüssen der Schneeberggleiten wie auch im Einschnitt der Straße Schladming—Ramsau nur gerollte Blöcke, kein kantiges Material. Besonders deutlich ist dies über dem Schneeberggleitenweg in 1000—1050 *m* Höhe: Hier treten gegen O aus dem waldigen Steilhang Konglomerate und halbfeste Schotter und Sande hervor, die gerollten Blöcke erreichen 0.2—0.3, selten 0.5—1.0 *m* Längsdurchmesser. In gleicher Höhe unmittelbar im W liegen auf diesen Schichten die höchstgelegenen kantigen 3—5 *m* langen Blöcke der Grauwackengesteine.

Es ist also durchaus möglich, daß die kleineren Rollblöcke besonders des unteren Schneeberggleitenweges aus den Zwischeneiszeitschichten ausgewittert und unter Wegführung des feineren Gerölls angereichert worden sind. Jedoch die höheren und kantigen Blöcke, in etwa 900—950—1050 *m* Höhe, sind Moräne.

V. ZAILER zitiert 1910: 193 in dem ihm von der Bergverwaltung mitgeteilten Profil des Torfkohlenflözes in der Oberen Klaus vom Hangenden zum Liegenden: 140—150 *m* Konglomerate; 8—10 *m* Moränenschutt; 0.8—1.0 *m* sandiger Ton; 0.1—0.12 *m* (erste) Kohlschichte usw. W. PETRASCHECK erwähnt 1926/1929: 211 keine Moränen über der Kohle. Die Flözzone wurde bei P. 947 verquert, ist hier allerdings nicht gut abgeschlossen. Die Kantblöcke ziehen aber entschieden höher empor, bis zirka 1050 *m* Höhe, während nach V. ZAILER die Oberkante der Moräne in etwa 950 *m* Höhe liegen müßte. Offensichtlich ist das Profil der einstigen Bergverwaltung — es konnte leider auch in den Akten der Berghauptmannschaft Leoben nicht aufgefunden werden — nicht genau; wahrscheinlich sind abgeglittene und nur oberflächlich am Hang liegende Kantblöcke als Hangendschicht des Flözes aufgefaßt worden. Zu untertägigen Aufschlüssen vom Flöz gegen das Hangende empor hatte der seinerzeitige Betrieb keinen praktischen Anlaß.

Auf der flachwelligen Oberfläche der interglazialen Konglomerate usw., auf den Hochflächen beim Schneeberger-Hof, Schlapfer, (Ramsau-)Leiten liegt unmittelbar auf den obersten Schottern eine meist dürtfige Streu von meist gut gerollten Moränenblöcken aus den Schladminger Tauern; die mächtigen Kantblöcke und vor allem das Material aus der Grauwackenzonen fehlen hier weitgehend, ganz ähnlich wie es am Rohrmoos und mehr noch an den schattseitigen Simsens O Schladming zurücktritt. Dergestalt kommt den großen Kantblöcken der Schneeberggleiten eine besondere Stellung zu: Möglicherweise liegen hier Parallelen der Seewigtaler Blockmoränen (zwischen Schroff—Hinterhabner Alm) vor. Bezüglich der Herkunft kommen das äußere Untertal mit den Hängen gegen Schladminger Planei (P. 1904) oder Hochwurz (P. 1850) in Frage, oder die Grate über dem äußersten Preunegg und Forstau Tal. Die Besonderheit der Schneeberggleitener Blockmoränen liegt auch darin, daß sie Hänge stark eingemuldeter Täler bedecken, die demnach teilweise wohl vor den mittelstadialen Eis-

vorstößen oder sogar vor der Würm-Eiszeit eingekerbt wurden. Andererseits liegen diese Blöcke (nach Aufnahmen im Frühling 1961) auch auf der Schlapfleiten oder Haslach, auf den Hängen und in den Runsen SW Schneeberger und am Griessbach („1000“). Die Blöcke sind wie auch im Seewigtal, nirgends oder mindestens nirgendwo nennenswert durch grundmoräniges Feinmaterial zu einer Schicht verbunden, ein Großteil der Blöcke lagert den Rippen der Steilabfälle fast ähnlich auf wie die Findlinge auf Erdpyramiden. Vielleicht sind die meisten Blöcke der Rinnen und auch des Griessbaches aus einst höherer Lage erst hierher abgerutscht, so daß die Kerbtrichter in der Terrasse doch wohl hauptsächlich nachwürmzeitlich wären. Eigenartigerweise fehlen der Terrassenoberfläche von Dörfel bis zum Griessbach und darüber nach W die 2—3—5 m durchmessenden Großblöcke. Kleinere Findlinge von 0.5 bis 1.0 m Länge treten wohl öfter auf oder sind in Hof- und Scheunenwänden eingemauert. Es läßt sich hier einstweilen noch kaum ermitteln, ob das hoch- oder spätglaziale Eis die Großfindlinge in fleckig-unregelmäßiger Streu mitführte, oder ob Bauernhand früherer Zeit aus den landwirtschaftlichen Nutzflächen und selbst aus den heute bewaldeten Parzellen die Großfindlinge entfernte. N Schladming, an der Straße zur Ramsau empor, fehlen die Grobblecke, wohl durch Abgleiten in den Hangfußschutt.

Dem Rohrmoos und den von hier gegen das Obertal anschließenden Verflachungen fehlen Schotter und Sande ähnlicher Mächtigkeit, wie sie in der Ennstaler Schattseite O Schladming festgestellt wurden. Lediglich in 920 m Höhe, O P. 973, 200 m WNW der Gabel der Unter- und Obertaler Bäche, findet sich eine 3—6 m mächtige Anhäufung altkristalliner Rollblöcke; vielleicht sind dies die Schotter und Sande, die O. SCHMIDEGG 1936: 63 erwähnt.

Die Seltenheit der formlosen Moränendecke des mittleren Seewigtales legt die Frage vor: Handelt es sich hier um etwas Zufällig-Einmaliges, oder doch um ein Teilvorkommen einer größeren, über einen Fernraum verstreuten Serie?

Tatsächlich finden sich im Südabfall des Dachstein, an der oberen Warmen Mandling, talab von tiefsten Wallmoränen in 1300—1215 m Höhe bei den Bögrein- und Hofer Almen ausgedehnte Blockmoränen von Kalk und Dolomit der vom Dachstein zur Bischofsmütze ziehenden Grate, sie reichen am linken Talhang von der Talsohle bis gegen 1400—1500 m Seehöhe empor, ihre Roll- und Kantblöcke liegen hier etwa 2 km talab sehr dicht, dann noch 500—600 m locker und bis zum Löckenwaldgraben sehr schütter. End- oder Uferwälle fehlen trotz mehrfach günstigen Geländes. Da zwar nicht an der Warmen Mandling, aber unmittelbar an der Solich benachbarten Neustatt Alm A. BÖHM 1885: 428—613 die nördlichsten Findlinge von Tauernkristallin erwähnt, sind die Blockmoränen O der Warmen Mandling nicht einfach Spuren des schwindenden Würmeises, sie erfordern vielmehr einen Neuvorstoß des örtlichen Eises nach S. In E. SPENGLERS Erläuterungen 1954: 21 sind die Wälle bei 1300—1215 als etwas älter als Daun eingestuft, die großen Blockmoränen als Gschnitz. Die Schneegrenzen der Wälle bei 1300—1215 entsprechen aber bereits dem tiefen Gschnitz (Gschnitz-Schlern, D/g—S) der tiefsten Wallmoränen der Schladminger Tauern, sie liegen sogar noch etwas tiefer und damit entsprechen die Gschnitz-

Moränen der „Erläuterungen“ 1954:15 hier an der Warmen Mandling bemerkenswert gut den Blockmoränen des mittleren Seewigtales.

Am Hochkönig kartierte W. HEISSEL 1947—1949:147—163 sehr tiefe Gschnitz-Moränen, deren Schneegrenzen gleichfalls dem tiefen Gschnitz der Schladminger Tauern entsprechen und deren reichliche Wälle tiefste Gletscherzungen in den Tälern in 750 *m* Höhe umreißen. Talaus von diesen Moränenenden oder an ihre Ufer anschließend ziehen wallarme bis wallfreie Lokalmoränen teils noch bis in 600 *m* Höhe hinab, enden hier aber überall ohne Endwälle. Zugleich kartiert der Autor die Moränenflächen an den Talflanken so weit empor, daß diese tiefsten Lokalgletscher die Täler 300—500 *m* hoch mit Eis erfüllen mußten. Gewiß könnten diese großen Gletscher einst weiter talaus Endwälle aufgeschüttet haben, diese Wälle — sie bestehen auf der Karte des Autors nirgends — könnten sekundär zerstört worden sein. Aber wie im Seewig- und Warme Mandling Tal ist auch hier ein Anstau an spätem oder Toteis (des Salzach Tales) mindest sehr wahrscheinlich.

Rings um den Wilden Kaiser reichen O. AMPFERERS 1933 Oberste und Mittlere Blockmoränen der Schlußvereisung meist mit Endwällen bis in die Höhenlagen 1800—900 *m* oder noch etwas tiefer hinab. Die untersten Blockmoränen darüber hinaus verzeichnete der Autor, in etwa 900—500 *m* Seehöhe, mehrfach ohne End- oder Uferwälle trotz des am Alpenrand mehrfach günstigen Geländes. Während im Enns- und Salzach Tal die benachbarten mittelstadialen Gletscher noch auf Toteis herzu stießen, dürften hier nach dem Schwinden des Würm-Eises, das nach R. v. KLEBELSBERG 1935: 540 1800—1400 *m* Höhe erreichte, kaum mehr Toteis gelegen haben oder seine Dicke war gering und die Lokalgletscher stießen verhältnismäßig ungehemmt vor, wie dies i. a. K. JAKSCH bereits 1955: 47 skizzierte.

Im Mitterndorfer Becken beschreibt E. EBERS 1941: 291—301 Moränen, die dem Trauntal-, Ennstal-Gletscher und einem Gletscher des Südabfalles des Toten Gebirges entstammten. Bei den Moränen aus dem Ennstal ist das Material hauptsächlich Dachsteinkalk, stellenweise reichlich Geschiebe des Altkristallin der Niederen Tauern (o. c.: 293). Die Karte der Autorin zeigt diese Moränen von der Mitterndorfer Salza bis Krungl, das ist der westliche N-Abfall des Grimming und sein Vorland. Gewiß konnte das Ennstaler Eis, das nach A. BÖHM o. c.: 444 Kristallin-Erratika fast bis an die Dachstein-Südwände herantrug (Neustatt Alm und Brandriedl sind nur 1—2·3 *km* davon entfernt), auf seinem Weiterweg entlang des SO-Abfalles des Stein-Plateaus noch mehr Dachsteinkalk als Fracht aufnehmen, aber auch die späten Lokalgletscher dieses Plateaus und des Grimming müßten hier noch berücksichtigt werden; vielleicht liegt die Ennstaler Kristallinmoräne unter der Dachsteinkalkmoräne? Auch für die von der Autorin beschriebenen Lokalmoränen der Südseite des Toten Gebirges, die bis mitten in dieses Becken hinein reichen, ist noch zu prüfen, ob hier nicht mittelstadiale Gegenstücke der Seewigtaler Blockmoränen vorliegen. Dann erst kann der Frage nähergetreten werden, bei welcher Eismächtigkeit (mit oder ohne Toteis) das Moränensystem des Mitterndorfer Beckens entstand.

Auch bei den zahlreichen und zum Teil sehr tief herabreichenden örtlichen Moränen der Ennstaler Alpen (O. AMPFERER 1935) ist noch zu prüfen,

ob sie zum Würm und dessen Altstadien, oder zu den Mittelstadien wie im Seewig Tal oder zum tiefsten Gschnitz Beziehungen aufweisen. Die jüngeren höher gelegenen Stadien und die sicher frührezent-rezenten Firn- und Eis Spuren der Hochtor-Kare (Tellersack u. a.) können diese Untersuchung fördern.

W des Bösenstein, im Umkreis des Hohentauern Passes, dürften (nach unveröffentlichten Beobachtungen des Verfassers) die tiefen Gschnitz-Endwälle, die Mittelstadien und die Würm-Moränen nahe nebeneinander, zum Teil vielleicht sogar übereinander abgelagert worden sein (Höhenlage etwa 1100—1300 m).

S des Paß Thurn beschreibt O. AMPFERER 1936 : 39 ff. bis etwa 1050 m Seehöhe emporreichende Felsterrassen mit zahlreichen Tauernblöcken und diese wieder entsprechen einem weiter östlich gelegenen großen Blockwall der Schlußvereisung. Die Eisdicke dieses Salzach- oder Pinzgau-Gletschers würde bis zur heutigen Talsohle hinab etwa 250 m betragen. Der Autor rechnet hier damit, daß das Salzachtal nach Würm verschüttet worden sei, dann erst seien stellenweise die Tauerngletscher bis zur Talsonnseite vorgedrungen. Beides scheint aber nicht streng erwiesen, mächtigeres Toteis (mindest etwa wie im Schladminger Ennstal) und dessen örtliche oder sogar ausgedehnte Überfahung durch Tauerngletscher scheinen recht wohl möglich; dabei wäre die Reichweite der Moränen aus den Kitzbüheler Alpen noch abzugrenzen.

Im Gasteiner Tal erreichte nach R. v. KLEBELSBERG 1935 : 540 das hocheiszeitliche Eis bei Böckstein 2400, am Klamm Paß etwa unter 2100 m Höhe. Die späteiszeitlichen Moränenflächen des Randeises der Seitenkämme kartierte K. JAKSCH 1955 : 36—48 im S bei 2200—1400 m, im N des Tales in etwa 2000—1200 m Höhe; darunter liegen nach K. JAKSCH o. c. die an Gneis-Erratikum reichen Moränen des dem Tauern Hauptkamm und den südlichsten Tälern entstammenden Eises. Vergebens suchte der Autor o. c. : 47 die lokalen Moränen der Schlern-Gletscher, die in ein enteistes Gasteiner Tal herabgestiegen wären. Die höchsten Gneis-Findlinge der Tauernkette liegen nach ihm im Lafen Tal, etwa 5·5 km W des Haupttales, bis in zirka 1600 m Höhe, weiter talaus erreichen sie am Hörndl 1850 m und W der Arl Spitze 1700 m Höhe. Diese Moränen müssen dem großen, durch R. v. KLEBELSBERGS Eisisohypsen umrissenen Gletscher entstammen. Unter diese höchsten Leitgeschiebe, aber auch unter die allgemeineren Leitgeschiebezonen ragen O des Hundskopfes die Moränen des späteren geringeren randlichen Eises bis in 1100 m Höhe hinab; nahe dem Klamm Paß erreichen diese Moränen nach Text und Karte des Autors sowie nach der Karte i. a. 1300—1200 m Höhe in zum Teil günstigem Gelände. Diese untersten Moränen liegen damit 800—900 m unter der hoch-eiszeitlichen Eisoberfläche und 600—700 m über der Salzach: Die spät-eiszeitlichen Moränen der Seitengletscher fanden offenbar im nördlichen Gasteiner- und im Salzach Tal noch reichliches Toteis vor, im mittleren und südlichen Gasteiner Tal mögen ältere Eisreste vorhanden gewesen sein, dazu brachten Neuvorstöße aus den südlichsten Tälern die von K. JAKSCH o. c. anschaulich beschriebenen Gneisblöcke mit ¹⁴). So gesehen sind die Gasteiner Moränen ein interessantes Bindeglied zwischen den Vorkommen des mittleren Seewig Tales und der mittelstadialen Vergletscherung des Ötztales (W. S. G. 1956/1958.).

Auch die Staubildungen (Schotter und Sande) des Nordabfalles der Schladminger Tauern haben im Dachstein-Südabfall ein Gegenstück: Es ist dies ein Schuttkegel mit dem Tiefenbach-Hof (Hachau — Tal der Kalten Mandling), der in etwa 1300—1250 *m* Höhe beginnt und stetig flacher werdend in 1150—1135 *m* Höhe in die Luft ausstreicht. Die vom Eis nicht mehr berührte Kegeloberfläche — Wiesen und Brachäcker — ist klarst zu erkennen, in den waldigen Steilrändern sind die meist den Ennstaler Phylliten und Werfener Schichten entstammenden Gerölle und Sande gut aufgeschlossen. Das Vorgelände im SW und SO ist meist Phyllit mit Eisschliffen; es lag sicher noch unter Eis, als gegen Tiefenbach Hangschutt und vereinzelt Moräne herabgeschwemmt wurden. E. SPENGLERS geologische Karte des Dachstein (1954) verzeichnet hier nur das an den Berghöhen und in der Schlucht der Kalten Mandling anstehende Grundgebirge. Mit den Staubildungen SO Schladming übereinstimmende Höhe und dichte Lage nahe vor den Jungstadien des Dachstein-Südabfalles erweisen auch die Tiefenbacher Stauform als jünger als die mittelstadialen Blockmoränen im Seewig Tal oder an der nördlichen Warmen Mandling.

E. EBERS erwähnt 1941: 298 f. ein kleines Stauseedelta bei Schloß Grubegg mit der Spiegelhöhe von rund 780 *m*, aus einer Zeit, als der Paß Stein der Mitterndorfer Salza noch nicht ganz geöffnet war. Zwar bezeichnet die Autorin die Stauursache nicht näher, doch kann es sich, da im Paß Stein kein Bergsturz liegt, nur um Ennstaleis gehandelt haben, das bis zur derzeitigen Talsohle hinab noch mindest 130 *m* mächtig war. Vergleichbare Stauschotter und -sande konnte der Verfasser zwischen Admont und der Kaiserau bis in 1100 *m* Höhe beobachten, ferner im Mühlgraben NW Trieben vom Palten Tal stellenweise bis gegen 870 *m* Seehöhe empor, sowie am Schwarzenbach Tal bei 795—860 *m*, 930 *m* und vielleicht auch noch in 1000—1080 *m* Höhe. Im Gasteiner Tal erwähnt K. JAKSCH 1955: 42 auffällige Moränterrassen der untersten Talhänge: Recht wahrscheinlich ist dies entlang den spätesten Eisträndern verschwemmte Moräne. O. AMPFERERS Profil von Station Hollersbach zum Paß Thurn 1936: 41 enthält auf der zweiten Felsterrasse in 900—1000 *m* Höhe eine Punkt-Signatur ohne Erklärung; sie kann aber, da darüber und darunter die Tauernblockmoränen vermerkt sind, kaum anders denn als Schotter und Sand aufgefaßt werden. Es fehlt freilich im Profil die Staukante gegen S hin, aber vielleicht liegen hier oder finden sich in der Nachbarschaft sichere Äquivalente der schattseitigen Schotter und Sande im O von Schladming.

Es läßt sich zusammenfassen, daß die Blockmoränen des mittleren Seewig Tales und die Staubildungen von hier bis zum Oberhaus Graben keineswegs ganz vereinzelt sind; umfangreiche Untersuchungen sind nötig, um beide Phänomene zu größeren Übersichten zusammenzufassen.

Eine genaue Berechnung der Schneegrenze dieser Mittelstadien bei Schladming ist kaum möglich, da ja die Ränder und Unterenden der Gletscher nicht genau bekannt sind. W. HEISSEL nahm 1947—1949 für das tiefe Gschnitz der Hochkönig-Täler die Schichtlinien 1800—1900 als Schneegrenze; jedoch wird bei dieser Annahme beim Trockenbach Tal das Verhältnis $N:Z = 1:4$, was auch ao. nicht angewendet wird. Da zwischen Schladming und dem Seewig Tal die mittelstadien Gletscher bedeutend größer waren als die tiefsten wallbildenden Gschnitz-Gletscher, müßte die Depression noch um etwa 70—150 bis maximal 200 *m* tiefer ge-

reicht haben als es für das tiefste Gschnitz (D/g—S) errechnet wurde; demnach lag die mittelstadiale Schneegrenze etwa in 1730—1650 bis maximal 1600 *m* Höhe. Diese Schneegrenze bzw. diese Depression erklärt auch die prächtigen klaren mittelstadialen Wallmoränen zwischen Bösenstein und Hohen Tauern Paß sowie weitere, früher (A. i. E.) als Würm angenommene, richtiger spätglaziale Wallmoränen der Ennstaler und Eisenerzer Alpen. Die Gesamtdepression unter die 1950er oder 1960er Schneegrenze ist zirka 1070 bis maximal 1250 *m*; die Gesamtdepression unter die 1850er Schneegrenze ist 720 bis maximal 850 *m*. Beim Trinser Wall im Gschnitz Tal wurde unter Teilung $N:Z = 3:1$ eine mittlere Schneegrenze in zirka 1900—1800 *m* Höhe angenommen (W. S. G. 1956/58: 300: etwa die Schneegrenze des tiefsten Gschnitz hier!); die Depressionen sind im Gschnitz Tal etwa 1100 *m* unter die heutige und zirka 900 *m* unter die 1850er Schneegrenze, Beträge, die den mittelstadialen Depressionen der Niederen Tauern sich sehr nähern. Man kann versucht sein, das tiefe Gschnitz hier mit dem Trinser Wall, die älteren Mittelstadien mit R. v. KLEBELSBERGS älteren Stadialwällen von Steinach (1950) oder H. HEUBERGERs älteren Gletscherständen bei Mieders (1956) zu parallelisieren. Jedoch der Trinser Wall ist nach H. PASCHINGER 1952 noch mit mächtigem gleichzeitigem Toteis im Inntal und mit einer bedeutenden Vergletscherung des gesamten Ötztals (W. S. G. 1956/58: 288) verbunden gewesen; die tiefen Gschnitz-Wälle im Becken von Huben und Längenfeld fordern aber eine völlige oder mindest weitgehende Enteisung des mittleren und äußeren Ötztals und dieses Letztere entspricht dem Ennstal zur Zeit der Gletschervorstöße bis zum Bärnhofwirt, zur Baumschlag- und Hinterhabner Alm.

Es können also einstweilen nur etwas grob die Wälle von Trins, Steinach und Mieders als Mittelstadien zusammengefaßt und mit den Blockmoränen des mittleren Seewig Tales sowie mit den hier oben angeschlossenen Vergleichsstadien parallelisiert werden.

IX. Bühlmoränen der „Alpen im Eiszeitalter“ bei Eben und Haus

Das altbekannte Standardwerk verzeichnet, 1909: 369 ff., nahe der Wasserscheide von Eben Wallmoränen eines Bühl-Stadiums. Zumindest nahe dem Talgrund sind aber nur flächige Grundmoränen, auch in günstigem Gelände keine Wallformen; das höhere Gelände in der Umgebung dieses Sattels konnte diesbezüglich noch nicht untersucht werden. Der Fritz-bach-Schotterkegel¹⁵⁾ ist vom Eis nicht überformt, er kann erst nach völligem Eisschwund in der unmittelbaren Umgebung entstanden sein, er muß jünger sein als die Mittelstadien O wie NW von Schladming. Eine Aufschüttung dieses Kegels zur Zeit der tiefsten Gschnitz-Eisvorstöße ist möglich. Die Deltaschichtung der Schotter W des großen Bahneinschnittes erfordert einen Stausee bei oder O Hütttau. Vielleicht läßt es sich noch klären, ob dieser Stausee durch Schwemmkegel der Seitenbäche oder durch aktiviertes Späteis des westlichen oder Unterfritz Tales und des Salzach Tales — hier von zirka 200—300 *m* Dicke — verursacht wurde.

Der Schotterkegel von Eben ähnelt sehr den spätglazialen Stau-terrassen, die E. EBERS 1941: 297 f. beschreibt. Erreichen die Schotter bei Eben etwa 850 *m* Höhe, so liegt die Oberfläche bei der Station Kainisch

bei zirka 800 *m*. Staute bei Bischofshofen allenfalls 300 *m* mächtiges Eis, so ist nach E. EBERS sicher im Tal der Kainisch-Traun ein Gletscher die Stauursache gewesen, der bei Aussee etwa 150—200 *m*, bei Hallstatt zirka 250—350 *m* mächtig war. Allerdings verband die Autorin dieses Stadium mit einem Staudelta wie oben erwähnt bei Schloß Grubegg und dieses setzt im benachbarten Ennstal und damit wohl auch noch bei Radstadt-Eben etwas Toteis voraus. Demnach wären die Schotter von Eben vielleicht etwas jünger als die der obersten Kainisch-Traun.

Bei Haus und Weissenbach wird in den A. i. E. 1909 : 204 f. ein Bühl-Endwall angeführt. Dies ist jedoch lediglich N der Enns durch die parallel zum Tale streichenden und mit Grundmoräne bedeckten Hügel aus Ennstaler Phyllit vorgetäuscht. Auch auf den günstigen Gesimsen der Enns fehlen eindeutig solche Wälle. Auch im Hangenden der interglazialen Schotter und Konglomerate der Ramsauleiten erwähnten die A. i. E. 1909 : 369 Bühl-Wälle eines Ennstal-Gletschers. Wohl gibt es hier Wall- und Hohlformen. Aber sie ergeben weder die Stirn eines aus dem Untertal nach N vordringenden Gletschers noch den Rand eines sich gegen ONO allmählich verringernenden Eisstromes. Es handelt sich hier um die typischen, großzügigen drumlinartigen Eisschliffformen, wie sie auch H. BOBEK 1935 : 153 und W. HEISSEL 1954 : 267, Taf. XX, XXI skizziert und beschrieben haben.

X. Schladminger Tauern und Ennstal bei Schladming in der Hocheiszeit (Würm)

E. LICHTENBERGER gibt 1956 : 237 eine kurze Übersicht über die in der Hocheiszeit eisüberströmten Pässe, Sättel und Scharten. Letztere wurden bis in Höhen von 2300 *m* vom Eis überschritten; die Karte der Autorin verzeichnet über zehn derartige Scharten in ihrer allerdings vom Gurpitscheck bis zum Predigtstuhl reichenden Aufnahme. Nur an den Scharten NW und S des Reislingkogels (P. 2370) zeigen einfache Pfeile die eindeutige NO-Bewegung des Eises des östlichen Klafferkesels gegen das Innere Lämmerkar; ansonst deuten Doppelpfeile die noch unsichere Richtung des Eisabflusses an. Vielleicht ergibt weiteres Studium der Schleifformen sowie des Frachtweges allfälliger Findlinge noch diesbezügliche Hinweise. Besonders interessant wäre dies am Znachsattel, Oberhütten-sattel und Radstädter Tauernpaß (P. 2059, 1866, 1738), wo 2100—2200 *m* hohe Kämme (durch Ferneis oder örtliche Gletscher?) noch rundbuckel-artig abgeschliffen wurden (o. c. : 237).

Im Steinriesenbach Tal reichen an den Hochflächen O der Gams Spitze (P. 2444) die hocheiszeitlichen Schleifbuckel von 1800 *m* Höhe bis 100 *m* W P. 2129 empor; die Richtung der Feinformen wäre hier noch zu ermitteln. Die Eisdicke betrug demnach zirka 500 *m*, N der Unteren Eibl Alm mindestens 900 *m*. NW des Krügerzinken gibt E. LICHTENBERGER die obere Eisschliffgrenze o. c. : 237 f. mit 1920 *m* an.

Untersuchungen der Alt- und Eisschleiffornen am Schladminger Planei oder Kaibling (P. 1904) sowie im W und O dieser Hochfläche fehlen anscheinend noch. A. BÖHM 1885 : 443 f. schenkte dem obersten Erratikum hier keine Beachtung, da es ihm zu unsicher schien, die Herkunft von kleinen Ortsgletschern oder von Ferneisfracht eindeutig abzuleiten. Umso mehr

bemühte sich dieser Autor, die obersten Tauernerratika am Dachstein-Südabfall genau zu ermitteln und er erwähnt mit ziemlich genauen Ortsangaben (o. c.: 444) Gneise und Quarzite S des Rötelsstein (P. 2247) und am Brandriedel (P. 1725) in 1550 bis rund 1600 *m* Höhe.

NO des Brandriedel, am Kamm der S der Burgleiten gegen den Westabfall des Scheichenspitzen-Kammes (P. 2664) emporzieht, fand der Verfasser als Kappe auf den in E. SPENGLERs Karte 1954 verzeichneten Brekzien typische Grundmoräne mit gut polierten und gekritzten Moränengeröllen von Kalk und Dolomit in hellgrauer tonig-mergeliger Grundmasse in 1850—1900 *m* Höhe. Kristallin-Erratika fehlen hier; es fehlt aber auch die kantige Oberflächenmoräne, die hier zu erwarten wäre, da nur 300 *m* weiter gegen NO aus den Schutthalden die Felsabstürze emporragen. So kann diese Moräne nicht von Eismassen gebildet worden sein, die vom Edalgrieß und Scheichenspitzen-Westabfall nach SW abflossen, sondern nur von einem großen Gletscher, der Ennstal und Ramsau bis in etwa 1950 oder 2000 *m* Höhe erfüllte.

A. BÖHM betonte zwar, daß seine Höhen oberster Erratika nur untere Minima der Eishöhen sein könnten, aber seine Obere Geschiebegrenze fällt o. c. Taf. VIII von 1650 *m* bei Bischofshofen auf 1550 *m* Höhe bei Schladming, so daß hier nur eine W—Oliche Eisbewegung möglich scheint. Hingegen vermerkt O. GANSS in E. SPENGLER 1954: 15, daß aus dem Hammerbach Tal in O—W-Richtung Siderit-Moräne in das Moosbach Tal W Filzmoos verfrachtet wurde. Nach R. v. KLEBELSBERG 1935: 540 lag bei Bischofshofen die Eisoberfläche etwa bei 1950 *m*. Ein hieraus abgeleiteter Eisscheitel etwa in 2000 *m* Höhe etwa nahe dem Mandling Paß würde mit den Grundmoränen NO des Brandriedel übereinstimmen¹⁶⁾. Die in dieser Höhe nicht gerundeten nördlichsten Grate der Schladminger Tauern sind möglicherweise in der Spät- und Nacheiszeit erst zugeschärft worden.

Die hoch- oder würmeiszeitliche Eismächtigkeit betrug demnach bei Schladming etwa 1300—1200 *m*. Diese mächtige Vergletscherung griff, wie E. LICHTENBERGER 1956: 237 betont, überall bis an die Steilwände oder Hänge der Kare empor. Oder aber, mit A. BÖHM 1885: 443 war die Verfirnung auch der Grate derartig allgemein, daß kantige Oberflächenmoränen verhältnismäßig selten sind. Aber auch die gerollten Moränenblöcke sind an den Hängen wie an den Verflachungen N und S des Ennstales verhältnismäßig spärlich verstreut. Auch die tonig-mergeligen Feinstzerreißel, wie sie am Rohrmoos durch Wasserleitungsgrabung aufgeschlossen waren, haben nur selten 1—2 *m* oder mehr Dicke; vielleicht wurde diese Schicht in der Spät- und Nacheiszeit durch Denudation entfernt. Die übriggebliebenen Findlinge blieben stellenweise als etwas auffallendere Anhäufungen, was in der Karte durch besondere Signatur vermerkt wurde. Mehrfach ist anzunehmen, daß Erratika aus den Äckern und Wiesen ausgelesen und an landwirtschaftlich minder wertvollem Gelände angehäuft wurden. Diese Plätze wurden in der Karte nicht gesondert ausgeschieden, sondern mit den Einzelfindlingen und den beträchtlich ausgedehnten moränengünstigen, jedoch moränenarmen bis freien Verflachungen zusammengefaßt. Vielfach sind Moränenblöcke in den Mauern der Gehöfte erkennbar; aber es fehlen bezeichnenderweise derartige Blockmauern entlang der Feldwege. Obgleich die in Phyllit oder Grünschiefer eingeschnittenen

Täler S der Enns sehr zu Rutschungen neigen, konnte mehrfach an oder nahe unter den Kanten dieser Taleinschnitte Grundmoräne bemerkt werden; vielleicht waren diese Gräben und Schluchten schon vor dem Würm eingeschnitten und mit Grundmoräne vollgestopft worden. Mächtigere Moränenlagen teilte H. P. FORMANEK dem Verfasser 1961 für das Untertal für das unterste Ober- und Untertal 1—1.5 km von der Talgabel mit. Der Autor bezeichnete die Moränen als zum Teil umgelagert: Die Umlagerung könnte zu scheinbar größerer Mächtigkeit beigetragen haben.

XI. Zur interglazialen oder interstadialen Terrasse der Ramsau (Ennstal-terrasse)

Dem Rahmen dieser Studie gemäß ist hier nur eine kurze Skizze möglich. Die Literatur hierüber ist umfangreich (s. E. SPENGLER 1954: 9 ff.). Nach A. BÖHM 1885: 510 sind die Gerölle meist Quarz, Quarzit, Grauwacken, Glimmerschiefer, Gneise, „überhaupt ... stark quarzhaltige und sehr resistenzfähige Gesteine; Kalkgeschiebe kommen nur vereinzelt in den unteren Partien des Aufschlusses (der Autor beschreibt hier die Mündung des Griessbaches) vor“. Schon hier weist A. BÖHM in einer Fußnote auf das Kalkkonglomerat der sogenannten Sandbank des inneren Griessgrabens und F. KÜMEL 1954: 38 ergänzt hier durch den Hinweis auf das Kalkkonglomerat bei den Höfen Angerer und Fosensteiner. Weiters führt die Konglomeratkuppe zwischen Pichl und Steiner (P. 957) in einigen Bänken Kalk- und Dolomitgerölle¹⁷⁾ und die mit senkrechten Wandfluchten begrenzten Konglomeratbänke, die von der Griessbachmündung in den steilen Bergwald zwischen Klausner und Schneeberger ziehen, enthalten ebenfalls reichlich faust- und kopfgroße Kalkgerölle des Dachstein oder der Scheichen Spitze. Über dem einstigen Kohlerevier SW des Schneeberger Hofes, in der Schneeberg- und Schlapfleiten werden die Lagen des Kalkkonglomerates seltener und dünner, die Kalkgerölle werden kleiner, sie sind an der Straße Schladming—Ramsau kaum mehr bemerkbar. An und W der Schneeberg-leiten sind die Gerölldurchmesser meist 0.2—0.3, selten 0.5—1.0 m.

F. KÜMELS Kalkkonglomerat bei Angerer-Fosensteiner liegt nicht waagrecht, sondern neigt sich unter 2—3° gegen S; neben Kalkgeröllen treten hier auch kantige Stücke auf, sie sind vielleicht als Ausläufer der einstigen größeren Schuttkegel der Ramsauer Brekzien (A. BÖHM 1885: 519) deutbar. Das Vorkommen liegt in 1160—1170 m Höhe, es liegt damit in der einstigen Unterfläche der talwärts auslaufenden Ramsauer Brekzien oder mindest sehr nahe unter dieser Fläche¹⁷⁾. 300—350 m SSO P. 1171 (zwischen dem harten Konglomerat und Angerer) legt eine neue Kies- und Schottergrube in 1170—1180 m Höhe reichlichst weiße, graue und gelbliche Kalkgerölle bloß, die zumeist sicher den Südwänden des Dachstein und Scheichenspitz, zum Teil wohl auch dem Plassenkalk des Rötelsstein (P. 2247) entstammen. Unter dünner Moräne, jedoch mit Gneisblöcken (bis zu 2 m Durchmesser), zeigte das gesamte Material deutlichste Schichtung und ruhigste Lagerung, der Einfallwinkel war nicht meßbar. Die Rollung war auch hier meist gering, wie bei Moränen oder Muren, doch ohne betont kantige Stücke. Sehr zum Unterschied vom Konglomerat SW Angerer war die Verfestigung hier nicht nennenswert (wie dies wohl für den ganzen

Schichtstoß gilt, die landschaftlich hervortretenden harten Bänke sind mengenmäßig eben doch eine Ausnahme). Braune, milde, tonige, rostfleckige Schiefergerölle dieser Schottergrube weisen aber auch hier auf Fracht geringer Weite (Karn des Dachsteins usw.?), Gerölle weißen Kalkmarmors andererseits auf Fernfracht aus den Schladminger oder Radstädter Tauern. Ansonst traten Gerölle der Werfener Schichten, Ennstaler Phyllite oder Altkristallin, hier zurück. I. a. treten hier neben Kies faust- bis kopfgroße Gerölle auf.

Wie weit diese lokalen Kalkalpinen Schotter nach O und bis in welche Höhe sie am Kulmburg (P. 1282—1247) reichen, ist noch nicht ermittelt. Auch wäre zu prüfen, ob sie vielleicht fallweise O Kulm auftreten, wo F. KÜMEL 1954: 50 nur auf kleingeröllige Quarzschotter hinweist.

Für den mittleren und tieferen Südrand des fraglichen Schichtstoßes konnte entlang der erneuerten Autostraße Schladming—Ramsau trotz umfangreicher Abmauerung ein leidlich vollständiges Profil ermittelt werden. Bei P. 1052 wendet sich die Straße von der Hochfläche der (Ramsau-) Leiten nach O zur Tiefe. Von hier bis P. 956 folgen unter der dünnen, oft nur aus einzelnen Gneisblöcken bestehenden Würmmoräne unverfestigte oder eben standfeste Schotter mit untergeordneten Kiesen und Sanden. Das Geröllvolk hat die eingangs erwähnte Zusammensetzung, Kalk- oder Dolomitgerölle sind selten oder fehlen. Die Gerölldurchmesser sind meist 0.5—1—2 dm, selten 3—4—5 dm. Von P. 956 bis zur Isohypse 940 werden diese Schichten merklich feinstückiger. Bei 940 m sollte ein Kohleflöz durchstreichen. Ein Ausbiß ist derzeit nicht zu sehen und es wurden auch bei den Arbeiten anlässlich der Straßenverbesserung keine Kohlespuren bekannt. Wohl wurden hier nach Mitteilung von V. KRÖLL (Schladming) 1942—1943 in der Nähe zwei kleine Stollen angeschlagen; doch sie durchörterten nur Schotter und Sand und der Stollenanschlag erfolgte anscheinend zu willkürlich. Von 940 m Höhe bis P. 822 treten Grobgeröll und Schotter noch mehr zurück; Kies, Sand und toniger Sand überwiegen oder herrschen allein vor.

Von P. 1052 bis P. 822 weist das Profil keine wesentliche Lücke auf. Es kann daher A. BÖHM nicht beigeprpflichtet werden, wenn er 1885: 511 annimmt, das Konglomerat werde in 940 m Höhe, 190 m überm Ennstal, vom Grundgebirge allgemein unterlagert, auch F. KÜMELS Bemerkung 1954: 38 von den 170 m überm Ennstal beginnenden Schottern ist unrichtig. Am Griessbach steigt die Unterfläche der Schotter bis in fast 1000 m Höhe empor, O der Höfe Nesslerer und Klausner senkt sie sich mit Quellhorizonten bis in 820—800 m Höhe und in dieser Höhe dürfte sie auch N Schladming liegen.

Bei P. 822 wendet sich die Straße nach SW gegen Schladming. Aufschlüsse sind auch hier vorhanden; aber sie können nun nicht mehr den Ennstaler Terrassensedimenten zugezählt werden, wahrscheinlich sind hier nur die in Abschnitt VI beschriebenen Fußhalden und Schwemmkegel mit Material aus dem Steilabfall der Terrasse angeschnitten. Auch WSW dieser Straße, in der Schlapf- und Schneebergeiten sind die tieferen Sedimente meist feinkörniger; bei 900 m Höhe NW Haslach und bei 850—860 m W Steinacher stehen waagrecht geschichtete feinkörnige Quarz- und Glimmersande an. S Schneeberger sind in 840—800 m Höhe Kieslagen schlecht gerollten Phyllitsplittes aufgeschlossen; N Klausner gibt in gleicher Höhe,

somit im fast unmittelbaren Liegenden des Flözes eine Kiesgrube Einblick in unter 3—5° flach N fallende Lagen vorwiegenden Dolomitsplittes (Korndurchmesser meist 1—3, selten 5 oder mehr *cm*). Meist aber ist der Fuß der Terrasse durch die Halden des Abgleitmateriales der höher gelegenen Kiese, Schotter und Konglomerate, oder durch Absitzungen, oder wie NW Klausner, durch Bergstürze verhüllt. Die nach A. BÖHM l. c.: 510 bis gegen Haus reichenden Schotter konnten noch nicht weiter untersucht werden.

Wenn VACEK 1884: 634 betonte, daß die Schotter der Ennstalterrasse ausschließlich aus dem Kristallin S des Ennstales stammten, so trifft dies wohl in starkem Maß für das oberwähnte Profil längs der Straße Schlading—Ramsau zu, nicht aber für den ganzen Schichtstoß. Lagen- und abschnittsweise haben die niederen Phyllitberge der Ennsfurche, der Mandling-Dolomit und das Mesozoikum des Dachstein, Scheichen Spitz und wohl auch des Rettensteines beträchtliche wenn auch meist feinstückige Schuttströme beigesteuert. Vor allem W—NW Schlading war die Schuttzufuhr gar nicht unmittelbar von der Enns abhängig sondern von den örtlichen Runsen einer wohl wald- und rasenarmen, kahlen Landschaft, die dem Ennstal beim späten Schwinden der würm- und alt- oder mittelstadialen Eismassen geähnelt haben konnte. Das Aufschüttungsniveau der Gerinne und Muren N der Enns wurde indirekt von der Enns und ihren Anschwemmungen bestimmt. Der Fluß war mindest zeitweise in schwache Arme aufgespalten, nur so ist wohl die Kantigkeit des Dolomitkieses N Klausner erklärbar. Erosionsleistungen der Enns W und O des Kulmberges, wie sie F. KÜMEL 1954: 38 annimmt, sind angesichts der Kalkschotter und Konglomerate SO und SW Angerer nicht möglich.

Die Gesamtmächtigkeit der Ennstalterrasse unmittelbar bei Schlading ist nicht, wie A. BÖHM 1885: 510 angibt, 140 *m*, sondern zwischen den Punkten 1052 und 822 mindestens 230 *m*. Hält man die Kalkkonglomerate und -schotter in 1160—1180 *m* Höhe SW und SO Angerer für die höchsten sicher der Ennstalterrasse zugehörigen Schotter, und nimmt man entsprechend den auslaufenden Kegelflächen eine geringe Senkung der einstigen Oberflächen auf etwa 1150 *m* bei Schlading an, so erhöht sich die Mächtigkeit auf etwa 330 *m*. Noch größer wäre die Mächtigkeit der Terrassensedimente unter Einbeziehung der Quarz- und Kristallinschotter des Sattelberges (P. 1253) oder gar der Kalchwand (P. 1498, Schotter bis 1520 *m* Höhe, vgl. O. GANSS 1954: 50). Um aber diese Vorkommen einzubeziehen sind die Zugehörigkeit zur Ennstalterrasse und das Ausmaß allfälliger junger Tektonik noch nicht hinreichend geklärt.

Die von den meisten Autoren beobachtete Schichtung ist streng waagrecht oder mindest sehr flach. F. TRAUTH erwähnt 1926: 200 an roter Wegmarkierung N Schlading in zirka 1000 *m* Höhe 25° geneigtes NO-Fallen; da derzeit mehrere Wege hier rot markiert sind, ist diese Stelle noch zu suchen, zumal hier auch Delta- oder Kryoturbationsstrukturen auftreten könnten. An der neuen Straße, die von Pichl über Knaus gegen die westlichste (Ramsau-) Leiten (Vorberg) empor führt, verzahnen sich unter 30—20° nach S—SO fallender geschichteter Dolomitsplitt des Halserberges mit den unter 1—3° NW fallenden Schottern. 150—200 *m* NNW P. 1073 am Griessbach fallen die Schotter unter 20—30° gegen N ein; auch der Dolomitkies N Klausner fällt flach N. Alle diese letzteren Schräglagen sind

über mehrere Meter bis Zehner-Meter gut und meist frei von Brüchen oder anderen Komplikationen aufgeschlossen. Sie müssen durchaus nicht tektonisch gedeutet werden. Es sind Einzelheiten im ebenen bis flachst O talab fallenden Sediment, Fälle einer Art grober Kreuzschichtung, verursacht durch die vielfältig verschachtelten sich verzahnenden oder ineinander allmählichst übergelenden Schwemmkegel und Muren und stellenweise wohl auch durch die Ablagerung in kleine Stauseebecken zwischen diesen Schwemmkegeln.

Im Hangenden meist aus gröberen, im Liegenden meist aus feineren Sedimenten aufgebaut, ähnelt der gesamte Schichtstoß dem von W. HEISSEL gegebenen Profil (1954 Abb. 20) der Inntaler Terrassensedimente mit ihren 60 m Hangendschottern und, bis zur Talsohle bei Rum, etwa 180 m liegenden Mehlsanden und Bändertonen. Die petrographischen Unterschiede erklären sich unschwer aus der geringeren Wassermasse der Enns und der schattseitigen Zuflüsse und aus der Nähe zum Quell- und Einzugsgebiet.

N Pichl und vor allem NW Schladming liegt in 940 (—947) m Höhe das schon von A. BÖHM 1885: 510 genannte, 1910 von V. ZAILER und H. SCHREIBER und später noch von anderen Forschern untersuchte Torf- oder Schieferkohleflöz. Sein Abbau scheint schon Jahrzehnte vor 1885 begonnen zu haben. A. BÖHM bezeichnet seine Mächtigkeit l. c. mit $1\frac{1}{4}$ bis $1\frac{1}{2}$ m, F. KÜMEL 1954: 38 mit $\frac{1}{2}$ — $1\frac{1}{2}$ bis ausnahmsweise auch 2 m. Das Liegende ist nach A. BÖHM rötlicher quarzreicher Sand, darüber weißgrauer lettiger Lehm, das Hangende ebensolcher Lehm. F. KÜMEL erwähnt hier begleitende Tonlagen. V. KRÖLL teilte brieflich mit: Liegendes Schotter, darauf feiner bis grober Sand, darauf 20—30 cm Mergel, darauf 120—130 cm Kohle, Hangendes Sand, zum Teil Schwimmsand, zum Teil grober Schotter. V. ZAILER erwähnt 1910: 193 „nach mündlichen Angaben seitens der Bergverwaltung in Schladming“ fast unmittelbar bzw. in 1—11 m Höhe über dem Flöz Moränenschutt; auch H. SCHREIBER äußert sich 1912: 20 ähnlich kurz: Jedwede weitere Beschreibung dieser Moräne fehlt.

1910 sollen nach H. SCHREIBER mehrere Ausbisse am Steilhang die Moorprofilierung ermöglicht haben. 1961 wurde entlang des ganzen Revieres NW Schladming nur ein kleiner künstlicher Kohleaufschluß 150 m NW P. 947 bemerkt, alle einstigen Ausbisse waren verschüttet oder überwachsen, die Stollenpingen ließen nur die etwa 0.5 m tiefe allgemein häufige gelbliche Verlehmung erkennen. Jedoch vom höheren Gehänge unter den Schneeberger Höfen hieher abgeglittene Kant- und Rollblöcke erratischen Gneises und Ennstaler Phyllites lagen auch hier vielfach herum. Sehr wahrscheinlich wurden diese Blöcke etwa als Schichtköpfe anstehender unmittelbar überlagernder Moräne aufgefaßt. Andererseits ist der Höhenbereich 940 bis 970 m sowohl bei P. 956 an der Straße Schladming—Ramsau wie an den Steilhängen der Griessbachmündung gut aufgeschlossen: Hier stehen nur Sand, Kies, Schotter, am Griessbach auch Konglomerate an — Moräne fehlt.

Die Erstreckung des Südrandes des Kohleflözes wäre nach A. BÖHM 1885: 510 und nach V. ZAILERS Karte 1910 etwa 6.7 km, die nach ersterem Autor bergmännisch verfolgt sein sollten. Nahe dem Griessbach mutmaßte V. ZAILER o. c. eine S—N-Erstreckung von 2 km: Sie ist aber kaum denkbar, da Flöz und Begleitschichten flach liegen, die abschneidende Grenzfläche

von Phyllit und Quartär aber am Griessbach rasch bis gegen 1000 *m* Höhe emporsteigt. Schon F. TRAUTH hat dies 1928 auf Tafel D, Profil 31 richtig dargestellt. Auch entlang dem Südrand der Terrasse schränken die Grubenpläne der Berghauptmannschaft Leoben mindest für den Abbau der letzten Jahrzehnte diese Ausdehnung beträchtlich ein. Danach wurde O des Hofes Knaus das etwa 200 *m* lange und zirka 100 *m* breite Barbara-Revier untersucht oder abgebaut. Es liegt anscheinend in 960—980 *m* Höhe, somit höher als das östliche Flöz, es ist — da Bruchverstellung nicht bemerkbar ist — vielleicht etwas jünger als die Kohle des östlichen Revieres. Am Griessbach waren keine Ausbisse zu finden; auch Herrn Dir. F. PODLESSNIG (Pichl) sind hier keine Kohlespuren bekannt. Das östliche Klaus-Revier maß in WSW—ONO-Richtung etwa 800 *m*, in NNW—SSO-Richtung 100—200 *m*. Dieses schon früh betriebene Revier ist nach V. KROLL in und nach den beiden Weltkriegen größtenteils ausgebaut worden. Alle einstigen Anlagen sind verfallen.

In diesem Revier liegt, nach den Plänen der Berghauptmannschaft, etwa auf halbem Weg zwischen den Höfen Klausner und Schneeberger, ein SW—NO-streichender und nach O in nahezu W—O-Richtung umbiegender Sprung (Einfallen gegen NW bzw. N ohne Winkelangabe). Nach V. KROLL war die Sprunghöhe hier 2.5 *m*; das Einfallen wechselte gegen O hin in S-Fallen. Etwa 130 *m* NNW P. 947 setzt ein anderer Sprung mit NNO-Streichen ein, der O Schneeberger in NS- bis NNW-Richtung umbiegt. Das Einfallen wird, ohne Winkel, nach O angegeben. W. PETRASCHECK nennt 1926/1929: 211 die Sprunghöhen i. a. mit 4 *m*; nach ihm, wie auch nach V. KROLL, schnitt der genannte östliche Verwerfer das Flöz gegen O hin ab, die Fortsetzung gegen ONO wurde im Revierbereich nicht mehr gefunden. Nach V. KROLL sollen aber noch 1 *km* O Schneeberger Ausbisse gefunden worden sein. So ist die ganze weitere ONO-Fortsetzung dieses Flözes, trotz der Daten der obigen Autoren, derzeit eine offene Frage. Als Nordgrenze des Revieres verzeichnen die Karten der Berghauptmannschaft einen „angeblichen“ Sprung. W. PETRASCHECK läßt das Flöz hier vertauben, ebenso ein von V. KROLL gezeichnetes Profil. Tektonisch sind hier vielleicht die kleinen Bruchflächen anzuschließen, die die Dolomitiesgrube N Klausner, 50—70 *m* W des Revierwestendes unter 55°-S-Fallen durchsetzen (Streichen der Brüche OW bis W 30° N).

Man kann bei den genannten Sprüngen oder Brüchen etwas zweifeln, ob es sich hier nicht etwa um Absitzungen handeln könnte. Vor allem hätte dieser Zweifel bei den S- oder ennstalwärts fallenden Flächen Berechtigung. Jedoch bei dem untertägigen SWlichsten nach NW fallenden Sprung ist dies am ehesten unwahrscheinlich, hier mindestens sind tektonische Ursachen wahrscheinlicher. Auch an der oberen Warmen Mandling, an der Einmündung des Kaltenbaches, fand sich in diesen Sedimenten ein Bruch; ferner hat H. WEHRLE 1928: 452 in den Konglomeraten von Kitzbühel Verbiegungen und Verwerfer beobachtet.

Das Kohleflöz selbst besteht nach V. ZAILER 1910: 194 ff. und ähnlich auch nach H. SCHREIBER 1912: 20 vom Hangenden zum Liegenden aus Hochmoortorf (Sphagnum-Torfmoos; Wollgras *Eriophorum vaginatum*), besonders im O.

Bruchtorf (Birke, Föhre, Fichte; *Betula*, *Pinus sylvestris*, *Picea excelsa*).

Niedermoortorf (Segge *Carex*, Schilf *Phragmites*, Astmoos *Hypnum giganteum*).

V. ZAILER vermerkt 1. c. häufige Einschaltungen von Letten und Feinsand, gute Erhaltung des Pflanzenmaterials, dünnblättrige Druckschichtung. Torf und Hölzer sind weniger verkohlt als jüngste Braunkohle, Holz zeigt „erst schwache Anzeichen eines Überganges in Lignit“ (o. c. : 195); die Kalorienzahl grubenfeuchter Kohle ist 2800—4120, die Farben sind schwarz, zum Teil braunschwarz (F. TRAUTH 1926 : 201 : bräunlich).

V. ZAILER hält hier das Klima der untersten Schicht für kühl, die Bildung hätte „nicht allzulange nach dem Rückzug des Eises begonnen“ (o. c. : 198). Er kannte aber offenbar nicht die feineren Sedimente, die, wie oben erwähnt, von der Höhe 940 m gegen P. 822 aufgeschlossen sind. Der Bruchtorf ist nach V. ZAILER in einer Warmzeit entstanden, da „Wollgras, Fichte und Birke vortrefflich auf dem immerhin kalten und nassen Moorboden gediehen“ (o. c. : 198). Die obere Schicht ist nur angedeutet und nur im östlichen Revierteil entwickelt. Da hier *Eriophorum* gegenüber *Sphagnum* überwiegt (o. c. : 197), fehlt wohl ein Hinweis des Autors auf eine neue Klimaverschlechterung, während er dies für die Hochmoortorfe des Ennstales ausdrücklich betont (o. c. : 128).

F. FIRBAS fand 1925 : 295—310 im Niedermoortorf Pollen einer abklingenden Kiefernzeit, im Bruchtorf Pollen einer Fichtenzeit, in den obersten Flözlagen Pollen einer Fichten-Tannen-Zeit. Hasel-, Birken- und Erlenpollen sind im ganzen Flöz nur spärlich vertreten. Unter 4062 Pollenkörnern bestimmte der Autor, anscheinend auch in den oberen oder Hochmoorschichten 23 Pollen der Ulme, 9 der Linde, 8 der Eiche, 2 der Weißbuche, 7 Weidenpollen, 1 Ahornpollen (*Acer-Menyanthes*-Typ) u. a. (o. c. : 299). Eben hier schildert er auch das Vegetationsbild: Nach einer Eiszeit folgt Kieferdominanz, dann allmählich Fichtenvorherrschaft. „Erle, Birke, Hasel, wahrscheinlich auch der Eichenmischwald sind bereits hier, doch schwach vertreten“ (o. c. : 299). Schlammschachtelhalm, Schilf und Braunmoos (*Calliergon giganteum*) werden Torfbildner, während in den benachbarten Wäldern die Tanne wesentlichen Anteil nimmt. Die Verlandung endet mit Bruchwäldern von Erlen und Birken, denen Kiefern und Fichten folgen. An geschützten Stellen wächst Hochmooranflug (Wollgras, Torfmoos). In die obersten Schichten weht der Wind Pollen der Ulme, Linde, Eiche und Hainbuche, „vielleicht von ganz vereinzelter Bäumen der Umgebung, vielleicht aus größerer Entfernung“ (o. c. : 300). Die vom Flözliegenden zum Flözhangenden hin zunehmende Klimaverbesserung ist hiedurch klar verdeutlicht, und wenn mit A. BÖHM 1885 : 508 die gesamten Hangendschotter über diesem Flöz glazial sein sollten, oder wenn nur mit V. ZAILER 1910 : 193 oder H. SCHREIBER 1912 : 20 örtlich tatsächlich Moräne fast unmittelbar über dem Flöz zu finden wäre, so wäre dies nicht ohne weiteres verständlich.

Nun hat, sehr zum Unterschied gegenüber dem Schladminger Flöz, F. FIRBAS 1927 bei den diluvialgeologisch ähnlich gelegenen Schieferkohlen von Hopfgarten und Ampass in den Liegendzonen der Flöze häufige, nach oben abnehmende Fichtenpollen, in den Hangendzonen häufige, nach unten abnehmende Föhrenpollen und auch durch die übrigen Pollendaten den pflanzlichen Niederschlag deutlicher Klimaverschlechterungen festgestellt (o. c. : 261—273). In der gleichen Studie beschreibt F. FIRBAS anschließend

in dem einheitlichen Komplex der Schieferkohle von Wasserburg am Inn (Alpenvorland) bei Zell die Pollenabfolge einer kühlklimatischen Kieferzeit der liegenden Flözlage und einer wärmeren Fichtenzeit (mit Hasel) der hangenden Flözzone, hingegen bei Schambach vom Liegenden zum Hangenden die Pollen (und zum Teil Großreste) einer Eichenmischwaldzeit mit Buche und Eibe, dann einer kühleren Fichtenzeit, auf die weiters die Bildungszeiten der Flöze von Ampass und Hopfgarten hätten folgen können (o. c. : 273—277). Der Autor betont es zwar nicht, aber es liegt nach allem obigen nahe, daß die Klima- und Pflanzenfolge des Schladminger Flözes dem Zeller Anteil der Schieferkohle von Wasserburg angeschlossen werden kann. 1958 a : 89 macht F. FIRBAS die Einordnung der Schieferkohle von Wasserburg in das Göttweiger Interstadial zwischen Alt-(oder Früh-)Würm und Haupt-Würm wahrscheinlich; dieses Interstadial entspricht der Aurignac-Schwankung von J. BAYER, der einstigen Laufen-Schwankung von PENK-BRÜCKNER 1909 (vgl. hiezu die Gliederung von E. EBERS 1955 : 107). F. FIRBAS hat hierbei nicht übersehen, daß bei diesem Vorgang Kalt- und Warmfloren — und mit E. EBERS 1955 : 105 f. und L. WEINBERGER 1955 : 22 f. auch Kaltfaunen — in einem Interstadial vereinbart würden, aber er sieht die Lösung dieser Frage (1958 a : 88) in der nach den C¹⁴-Bestimmungen beträchtlichen Dauer dieses Interstadials von 14.000 bis 15.000 Jahren.

Nach V. ZAILLER 1910 : 199 und F. KÜMEL 1954 : 38 war die Altersfrage des Schladminger Flözes und seiner Liegend- und Hangendsedimente offen zwischen dem Mindel-Riss-, Riss-Würm-Interglazial oder der Laufenschwankung. Folgt man F. FIRBAS 1958 : 83, so sollte der Mangel an Buchenresten hier auf die genannten Interglaziale Mindel-Riss oder Riss-Würm allein hinweisen. Folgt man aber mehr der Floren- und Klimaentwicklung, wie sie F. FIRBAS 1927 für die Schieferkohlen von Wasserburg gab und fügt die Schichten N Schladming in den Anfangsteil dieser Entwicklung ein, so gelangt man zu einer etwas ähnlichen Auffassung wie H. PASCHINGER, der 1957 : 265 die Inntalterrassensedimente in das Ende der Laufenschwankung eingliederte, diese Zeit allerdings als kurz und nur kühl auffaßte.

Die „ältere“ wie auch die „jüngere“ Auffassung dieses Alters muß aber weiterhin auch noch einer anderen Frage gerecht werden: Die Schotter bei Laufen sind etwa 20—30 m mächtig (L. WEINBERGER 1955 : 22), die Mächtigkeit der Schichten von Wasserburg ist ähnlich. Demgegenüber sind die Schichten N Schladming, wie eben gezeigt, sehr wahrscheinlich an 330 m mächtig, die Terrassensedimente des Inntales sind nach W. HEISSEL 1954 Abb. 20 bei Rum, nur über dem heutigen Tal gemessen, über 230 m stark¹⁸). W. HEISSEL betont, o. c. : 319, übereinstimmend mit H. WEHRLI 1928 : 465, daß noch am Alpenrand zugehörige Schotter bis 850 m Höhe reichen (d. i. etwa 370—380 m über dem Inn bei Kufstein); ebenso äußert sich H. PASCHINGER, der auch die gleichmäßige Höhe der Oberkante der Schotter in 800—900 m Höhe sieht (1957 : 238, 255). Verbindet man wie dies schon A. BÖHM 1885 : 512—514 und O. AMPFERER 1935 : 25¹⁹) taten, die Sedimente N Schladming mit den älteren Ennskonglomeraten bei Hiefalau und verlängert die Oberkante gegen den Alpenrand, so erhält man für die Ennstaler Terrassensedimente vermutlich ähnliche Verhältnisse wie am mittleren Inn. Die Frage lautet nun: Wie ist die große Mächtigkeit inneralpiner Sedimente und die geringe Dicke der gleichalten voralpinen

Schichten zu erklären? Nach H. WEHRLI 1928 : 355—499 wären synsedimentäre tektonische Verbiegungen die klare Ursache.

W. HEISSEL rechnet hier (1954 : 309) mit einer ehemaligen offenbar ähnlich mächtigen Fortsetzung der Terrassensedimente in das Alpenvorland und einer erosiven Abtragung derselben im Vorland. Weshalb sollten aber die meist kleinen Gerinne geringen Gefälles im Alpenvorland eine mächtige Schicht tiefer herab entfernt haben, als der Inn selbst und seine gefällsstarke Nebenbäche? H. PASCHINGER versucht 1957 : 255 die gleichmäßige Oberkante der Terrassensedimente als frühglaziale Anschüttung zugleich mit vorrückenden Gletschern zu erklären; der genannte Mächtigkeitsunterschied ist für ihn (o. c. : 254) insofern kein Problem, da er für das wirkliche Interglazial des Alpenvorlandes Zerschneidung annimmt, während er die große Aufschüttung im alpinen Innthal in die kurze kühle Endzeit des letzten Interglazials, in das Ende der Laufenschwankung verlegt (o. c. : 265). Aber auch bei dieser Auffassung bleibt die Frage des Mächtigkeitsunterschiedes offen. H. PASCHINGER sieht bei der Erklärung der Terrassensedimente des Inntales von tektonischen Vorgängen ab (o. c. : 264), die Sedimente sind ihm nur Ergebnis der Klimaschwankungen; W. HEISSEL sieht in der Glazialisostasie die beste Erklärung der großen Verschüttung der Alpentäler (o. c. : 310).

H. KÜPPER faßt 1955 : 138, 139 die Äußerungen der pleistozänen Tektonik im Wiener Becken zusammen. Im Altpleistozän sind hier Brüche mit etwa 100 m Sprunghöhe nachgewiesen, in manchen Graben- bzw. Depressionsgebieten hielt die Senkungstendenz bis in das jüngste Pleistozän — hier wohl Würm — an. Diese junge Tektonik des von den Eiszeitgletschern weit abgelegenen Wiener Beckens, dann die Brüche im Flöz N Schladming und in den Terrassensedimenten der Warmen Mandling, vielleicht auch die nach L. WEINBERGER 1955 : 11 gelegentlich 100—250 m erreichende Mächtigkeit des Quartärs N Salzburg, endlich die von H. WEHRLI 1928 W der Enns weiträumig nachgewiesenen Verbiegungen (und Verwerfungen) rücken tektonische Senkungen und Hebungen zur Erklärung der Terrassensedimente des Enns- und Inntales aus dem Bereich unsicherer Hypothesen in den Rang beträchtlicher Sicherheit. Bei den liegenden Feinsedimenten nimmt auch H. PASCHINGER 1957 : 255 keine streng periglazialen Verhältnisse mit rascher grober Schuttfzufuhr an, sondern Absatz sich lange haltender Altwässer zwischen aufschüttendem Inn und den Schuttkegeln aus den Seitentälern. Da Altwässer nicht bei jedem Hochwasser reiche Schwebzufuhr erhalten müssen, kann man hier vielleicht mit dem jährlichen Schlammabsatz schätzen, den A. HEIM 1919 : 431 am Vierwaldstättersee ermittelte: 1—2 cm, manchmal nur 1—2 mm, nach starken Gewittern auch 8.5 cm Niederschlag. Greift man hier nur die ersten Ziffern heraus, so könnten die nach W. HEISSEL 1954, Abb. 20 über der Talsohle 135 m mächtigen Bändertone 13000—6000 Jahre Absatzzeit erfordern, womit nur Größen, keine genaueren Zahlen gegeben sind (für letztere wären ja auch C¹⁴-Messungen und Jahreswarven nötig).

Ein ähnliches Bild, wie es H. PASCHINGER l. c. für das Innthal der liegenden Terrassenfeinsedimente entwarf, zeichnete H. SCHREIBER 1912 : 20 für das Schladminger Ennstal und sein Torfmoor. Vielleicht kann man auch im Ennstal die hangenden Grobsedimente als feuchtkalte periglaziale Bildung auffassen, wie dies H. PASCHINGER 1957 : 254 u. a. o. besonders für die

Schotter der Inntalerrasse betont. Jedoch der allein herrschende Faktor ist ein derartiges Klima wohl nicht gewesen. Vorwiegender Frostverwitterung großer Kahlhänge hätte im Ennstal wie auch im Inntal häufiger besonders am Südrand der Kalkalpen einen Schuttfuß und Kegelzonen von Kalkschutt hinterlassen müssen oder mindestens wohl reichere Verzahnungen örtlichen Kant- und Murenschuttes mit den von fern her gefracheten Flußgeröllen. Auch müßte eine die Alpen beherrschende Periode einer derartigen Frostverwitterung in den meisten Alpentälern ähnliche Anschüttungen geschaffen haben und sie sollten, etwa ähnlich wie die Periglazialbildungen der Hocheiszeiten, noch über den Bereich der einstigen großen Talgletscher hinausgreifen.

Auch diesen Fragen sollte bei weiteren geologischen oder auch nur quartärgeologischen Untersuchungen im Ennstal und seiner Nachbarschaft nachgegangen werden.

Fußnoten, Ergänzungen

¹⁾ Höhe ist kürzshalber stets im Sinne von Seehöhe oder Höhe über dem Meer gesetzt. Bei Relativhöhen ist der anderweitige Bezug vermerkt.

²⁾ Inzwischen teilte Herr S. STREICHER (Schladming) über V. KROLL freundlicherweise mit, daß die obgenannten Kure um 1950—1960 nicht ganz ausaperten.

³⁾ In seinem „Führer durch die Schladminger Tauern“ 1924 b) nennt H. WÖDL naturgemäß ebenfalls die oberwähnten Schnee- und Firnfelder. Von besonderem Interesse sind S. 81 seine Hinweise auf meist vereisten Firn im nördlichen Trattenkar (Höhe zirka 2400—2500 m), S. 90 auf das große Firnfeld im SWlichen Sonntagkar, S. 106 auf die mächtigen z. T. nie gänzlich ausapernden Firnlager unterm Zwerfenberg-Elendberg. 1923 sah der Verfasser im Juli reiche Verfirnung an der Hochwildstelle, im Klafferkessel und O Zwerfenberg-Elendberg, wenige Jahre später auch NO des Waldhorn. Schneelage und Jahreszeit erlaubten aber nicht, scharf zu unterscheiden, wieviel vom Firn voraussichtlich bis Herbst verbleiben konnte.

⁴⁾ 1929 bezeichnete H. KINZL die frischen, um 1820, besonders um 1850 und hernach aufgeschütteten Moränen als rezent, die sichtlich älteren, andererseits z. T. bis meist nacheiszeitlichen als frührezent. In Anlehnung daran schlug der Verfasser 1956/1958 vor, die sicher den Jahren 1800—1600 n. Chr. entstammenden Moränen als jüngerfrührezent, fr₂, die älteren meist grobblockigen und vollflechtigen Moränen zwischen 1600 n. Chr. und dem Spätglazial als älterfrührezent, fr₁, zu benennen. 1958 bezeichneten H. HEUBERGER und R. BESCHEL besonders S. 88—90 die frischen Moränen nach genauer Flechtenmessung als 1920-, 1890-, 1870, 1850- und allenfalls als 1820er Vorstöße. Die nächstälteren Moränen werden ebenso mehr minder genau mit 1770 usw. oder allgemeiner als Moränen der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts und als Moränen des 17. Jahrhunderts bezeichnet. Den Begriff frührezent lehnen die Autoren als zu vieldeutig ab; sie schlagen dafür für die Bezeichnung älter- und jüngerfrührezent „nachwärmezeitlich“ und für die Moränen von 1600 n. Chr. bis jetzt „neuzeitlich“ vor. Letzteres mag fallweise praktisch sein, doch wird auch der nicht die Flechten genau messende Feldgeologe doch öfter in der Lage sein, die frischen rezenten Moränen von den merklich verwitterten, berasteten und flechtenbedeckten zu trennen und für letztere wird die Bezeichnung frührezent besonders dann praktisch sein, wenn damit der Begriff einer ähnlichen Fläche und Schneegrenze wie bei den rezenten Moränen verbunden bleibt. Der Ersatz „nachwärmezeitlich“ für frührezent ist nicht sehr geeignet, wenn man berücksichtigt, daß die zugehörigen Schwankungen allenfalls über die Hallstattzeit zurück bis 2000 v. Chr. (MATTHES in H. HEUBERGER — R. BESCHEL 1958 : 92) oder, wie hier unten ausgeführt, vielleicht bis 3500—4000 v. Chr. sich erstrecken können. „Wärme- und nachwärmezeitlich“ könnte für frührezent verwendet werden, doch wären die für die Gletscher im Gebirge wirksamen Phasen natürlich feuchtkühl. Es scheint daher einstweilen immer noch am zweckmäßigsten, bei frührezent bzw. älter- und jüngerfrührezent hier zu verbleiben.

⁵⁾ Eggessen: Ältere Schreibweise für Egesen.

⁶⁾ F. FIRBAS macht 1949 : 134 hierfür allerdings die Forstwirtschaft verantwortlich.

⁷⁾ Ein eigenartiger Unterschied gegenüber dem Klima der letzten 100—120 Jahre in denen nach V. ZAILER 1910 am Moor doch Birken und Legföhren Fuß faßten.

⁸⁾ Für Mudde gilt hier derzeit eher Gytta.

⁹⁾ Mit B 1, B 2, B 3 sind diese Bohrungen in der Kartenskizze verzeichnet.

¹⁰⁾ Abkürzung für W. SENARCLENS-GRANCY.

¹¹⁾ E. LICHTENBERGER hat 1956 diese Wälle nicht verzeichnet.

¹²⁾ Vergleiche hiezu die Ableitungen S. MORAWETZ' 1941, 1952.

¹³⁾ Versuchsweise kann hier auch so formuliert werden: Die großen und auch die kleineren Gletscher der Gschnitz-Depression (400 m unter 1850, 800 m unter heute!) entsprechen den großen und kleinen Daun-Gletschern des Ötztals und seiner Nachbarschaft; dem Gschnitz-Gletscher hier gab das Toteis des Tiefen Gschnitz, da es noch vorhanden oder zu mächtig war, keinen Platz frei. Damit würde der Umstand übereinstimmen, daß hier die bis 2000—1800 m Höhe herabreichenden Moränen bzw. Gletscher der beträchtlichen Gschnitz-Depression die vornehmlich für die Daun-Wallgruppen der Stubai-, Ötztaler- und Deferegger Alpen typische Beeinflussung durch Wind zeigen: Sie schmiegen sich in offenen wenig geschützten Karnischen (WNW des Höchststein, ebenso im Hafensteinkar) deutlich in die windgeschützten Kerben der tief herabziehenden Seitengrate. Dadurch erhalten auch hier Wälle eines Stadiums gleichen Alters, bei verschiedener Höhenlage scheinbar verschiedene Schneeegrenzen.

¹⁴⁾ Die hier skizzierten Möglichkeiten ließ K. JAKSCH o. c. : 47 u. a. offen.

¹⁵⁾ H. WEHRLI trennt 1928 : 464 diesen Kegel bzw. die Deltaschotter nicht ausreichend scharf vom ausführlich behandelten Interglazial (oder großen Interstadial).

¹⁶⁾ R. SCHWINNER nennt 1924 : 45: „Reste von Ufermoränen am Ausgang des Schladminger Untertales und des Kleinen Sölktales, beidesmal ungefähr 1600 m über dem Meeresspiegel.“ Genaue Ortsangaben hiezu fehlen, ebenso neuere Untersuchungen. Ein derart rasches Niederbiegen von der Schlifffgrenze bei 1920 m Höhe am Krügerzinken zu 1600 m an der Untertalmündung ist unwahrscheinlich.

¹⁷⁾ H. WEHRLI unterschied 1928 : 491 ff. im Interglazial (bzw. großen Interstadial der Enns a) ältere klimatisch verursachte Breccien, b) zeitlich-mittlere tektonisch bedingte Schuttkegel und c) junge, ebenfalls tektonisch stark beeinflusste fluviatile Terrassensedimente, die die älteren Anschüttungen diskordant überlagern können. Auch hier sind neben den besonders am Südrande vorherrschenden ebenen Sedimenten gelegentlich beiderseits des Griessbaches (und N Filzmoos) kegelförmige Anschüttungen bemerkbar. Doch ist die zeitlich-genetische Beziehung aller Kegelreste zu den ebenen Sedimenten hier noch unklar. Möglicherweise sind die inselartig aufragenden harten Breccien-Konglomerate bei Angerer-Fosensteiner und auch die harten ebenfalls vereinzelt Konglomerate N—NW Pichl die mit A. BÖHMS Ramsau-Breccien (1885 : 519 ff.) zu einer einst zusammenhängenden, dann stark zerstörten älteren Verschüttung gehörenden Stücke, die vor allem im S und O allerseits von den jüngeren Terrassensedimenten umhüllt sind. In der Ramsauer Breccie und — bezeichnenderweise — in obersten Lagen der Terrassensedimente fand A. BÖHM 1885 : 519, 521 gekritzte Geschiebe. Sie können älteren Moränen entstammen, zumindest wäre der Schluß gewagt, auf Grund dieser spärlichen Funde (beim Terrassenschotter könnte es sich um die unmittelbare Wirkung des Würmeises handeln) Breccien und Schotter als glazial zu bezeichnen. Eigenartigerweise erwähnt A. BÖHM keine Bruchstücke der Breccien in den jüngeren Sedimenten, auch F. KÜMEL (in E. SPENGLER 1954 : 38) fand keine, ebenso der Verfasser.

¹⁸⁾ W. HEISSEL beziffert 1954 : 302 die Mächtigkeit der Terrassensedimente über der Talsohle mit rund 300, ihre Dicke unter der Talsohle mit rund 200 m.

¹⁹⁾ Nach O. AMPFERER 1933 : 10 umgeben die Innschotter auch den Wilden Kaiser, an dem sie etwa 800 m Seehöhe erreichen.

Legende zu Tafel 7

- 1: Firnflecken; gelegentlich Lawinenkegel.
- 2: Gletscherchen und Firnflecken bes. um 1850 n. Chr.
- 3: Rezente Moränen.
- 4: Sicher bis wahrscheinlich frührezente Moränen.
- 5: Moränendecken, -Wälle und -Halden der Jungstadien des Spätglazial oder der Würm-Schlußvereisung; M: Mittelmoräne; zu: Uferwall zu näher bezeichnetem Stadium.
- 6: Jungstadiale Moräne ohne besondere Formen.
- 7: Abkürzungen: Jungstadien: D/ex Zufallsmoränen innerhalb Egesen; D/e Egesen; D/d Daun; D/g Gschnitz; D/g-S Tiefes Gschnitz (nahezu Schlern-Depression). Mittelstadien: S Schlern-Steinach (oder nahe stehende Aequivalente); D/e—g: Innerste Stadien, jedoch Gschnitz-Depression.

- 8: Rekonstruierte Egesen—Daun—Gschnitz-Gletscher.
- 9: Rekonstruierte Gletscher des Tiefen Gschnitz.
- 10: Rillen der Gletscherschliffe (nur bei der Neu Alm).
- 11: Stauabsätze geringer Frachtweite und Rollung (Hangschutt, Mure, Moräne).
- 12: Stauabsätze größerer Frachtweite, z. T. mit Bachsedimenten und Terrassenformen (Schotter, Kies, Sand); Schichtlagerung mit Fallzeichen und Fallwinkel.
- 13: Mit Gr: Material vorwiegend Granitgneis und Altkristallin der zentralen Schladminger Tauern; ohne Gr: Material der Stauformen vorwiegend ortsnahe (S der Enns: Phyllit u. ähnl. Glimmerschiefer).
- 14: Punkte allein: Mächtige oder ausgedehnte hocheiszeitliche Moräne (wohl meist Würm) am Steilhang; mit waagrechten Strichen: Moräne wie zuvor im Flachgelände.
- 15: Eisüberformtes felsiges Flachgelände (mit dürtiger Moränenbedeckung), die Grundmoräne des Rohrmoos ist hier einbezogen.
- 16: Grenze Palaeoz. Phyllit/Ennstaller Spät- bis Postglazial.
- 17: Ramsauer oder Ennstaler Terrasse, Riß-Würm-Interglazial oder einem großen Interstadium des Würm zugehörig, mit eisüberformter von Tauernmoräne mehr oder minder bedeckter Oberfläche; 17 mit k: Kalk- und verwandte Gerölle bes. des Dachsteins (k fehlt irrtümlich bei „1180“ S Angerer); 17 mit br: Fazies mindest teilweise brekziös (die Vorkommen SW Angerer u. N Pichl sind möglicherweise älter als die übrige Terrasse).
- 18: Dachstein-Kalkmoräne auf Ramsau-Terrasse.
- 19: Ringe weit gestreut: Steilabfall der Ramsau-Terrasse; Ringe in enger Zeile: Konglomerate, k mit Kalkgeröll und Kalk- oder Dolomitbindung wandbildend; kbr: kalkig-gebunden, brekziös.
- 20: Interglaziales oder interstadiales Schieferkohleflöz: Stollennetz: Revier Barbara; Schraffen: Revier Klaus.
- 21: Kreuzchen und Strichel: Flözausbiß n. V. ZAILER; Strich-Punkt: Verwerfer.
- 22: Feinsedimente der tieferen Terrasse: Kies, Splitt, Sand, toniger Sand.
- 23: Großfindlinge an und auf der südlichen Ramsau-Terrasse; Gr: Tauerngranitgneis, Altkristallin; Ph: Phyllit.
- 24: Unterrand spät- bis frühpostglazialer Schutt- und Schwemmkegel im Ennstal.
- 25: Allgemein postglaziale Schuttkegel i. d. Tälern S der Enns, nur an Zonen bes. quartär-geologischen Interesses verzeichnet.
- 26: Bergsturz.
- 27: Bergsturmoräne.
- 28: Moor, Torf.
- 29: STEWEAG-Bohrungen bei Gasthaus Tetter.
- 30: An der Enns: Junge bis jünste Alluvien; in den Schladminger Tauern: Wände, Steilhänge.

Benützte Literatur

- A. i. E.: Alpen im Eiszeitalter: siehe unter PENCK, A.
- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für das Kaiser Gebirge. — Geol. B. A. Wien 1933.
- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuse Berge. — Geol. B. A. Wien 1935.
- AMPFERER, O.: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich. — II. Teil, Wien 1936 Geol. B. A. Wien; Zell am See—Paß Thurn—Kitzbühel—Unterinntal—Innsbruck S. 36—55, Höttinger Breccie und Hafelekar S. 56—66 (2 Aufsätze).
- ALBL, A.: siehe unter FRANZ, H.
- ARNBERGER, E. und WILTHUM, E.: Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart, I. — Jahrb. d. Oberöstr. Musealvereines, Bd. 97, 1952. Dasselbe, II., ebendort: Bd. 93, 1953.
- BAUER, F.: siehe unter FRANZ, H.
- BAYER, J.: siehe unter FIBBAS 1958 a.
- BESCHEL, R.: Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. — Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. I., Innsbruck 1950: 152—161.
- BESCHEL, R.: Lichenometrie im Gletschervorfeld. — Jahrb. d. Ver. z. Schutze der Alpenpflanzen u. Tiere, München 1957 (mit Beiträgen von H. HEUBERGER).
- BISTRITSCHAN, K.: Die Geologie der Talauffüllung des Mitterennstales. — Verh. d. Geol. B. A. Wien 1952, H. 4: 1—4.
- BISTRITSCHAN, K.: Ein Beitrag zur Geologie und Hydrologie der österreichischen Alpentäler. — Z. d. Deutschen Geol. Ges. Bd. 106, 1954: 82—88.

- BISTRITSCHAN, K.: Die Talalluvionen des Mitterennstales. — Verh. d. Geol. B. A. Wien, 1956, H. 2: 184—187.
- BOBEK, H.: Die jüngere Geschichte der Inntalerrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 85, Wien 1935: 135—189.
- BÖHM, A.: Die alten Gletscher der Enns und Steyr. — Jahrb. d. k. u. k. Reichsanst. Wien, Bd. XXXV: 428—613.
- BRÜCKNER, E.: siehe unter PENCK, A.
- CZELL, A.: siehe unter FRANZ, H.
- EBERS, E.: Das Quartär im Becken von Mitterndorf (Salzkammergut). — Jahrb. d. Ver. f. Landeskd. u. Heimatpflege im Gau Oberdonau; Bd 90, 1942; 291—301.
- EBERS, E.: Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. — Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 6, 1955: 96—109.
- EXNER, Chr.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. — Geol. B. A. Wien 1957: 1—168.
- FINSTERWALDER, R.: Zur Geschichte der Gepatschferner-Vermessung. — Jahrb. d. Österr. Alpenver. Bd. 76, 1951.
- FIRBAS, F.: Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore der Ostalpen. — Lotos Bd. 71, Prag 1923: 187—242.
- FIRBAS, F.: Zur Waldentwicklung im Interglazial von Schladming an der Enns. — Beih. Botan. Centralbl. Bd. 41/II, 1925: 295—310.
- FIRBAS, F.: Beiträge zur Kenntnis der Schieferkohlen des Inntales und der interglazialen Waldgeschichte der Ostalpen. — Z. f. Gletscherkde., Bd. 15, 1927: 251—277.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I. und II. — Jena 1949 und 1952.
- FIRBAS, F.: Über das Fagus-Vorkommen im „Interglazial“ von Wasserburg am Inn (Oberbayern). — Veröffentl. d. Geobotan. Inst. Rübel, Zürich, H. 33, Festschr. W. LÜDI, 1958: 81—90; cit. unt. 1958 a.
- FIRBAS, F., K. O. MÜNNICH, W. WITKE: C₁₄-Datierungen zur Gliederung der nacheiszeitlichen Waldentwicklung und zum Alter von Rekurrenzflächen im Fichtelgebirge. — „Flora“ od. Allgem. Bot. Zeitung, Bd. 146, Jena 1958: 512—520; cit. unt. 1958 b.
- FLINT, F.: siehe unter HEUBERGER, H. 1958.
- FRANZ, H.: Die Böden Österreichs. — Unveröffentl. Manuskript f. d. Führer z. d. Exkursionen d. Deutschen Bodenkundlichen Ges. in Österreich 1961. — Mit Erwähnung der Arbeiten von ALBL, L., CZELL, A., NEUWINGER, A.
- FRIEDEL, H.: Klima- und Gletscherschwankungen und ihre Wirkung auf die alten Tauernbergbaue. — Mitt. d. Ver. Naturkundl. Landesmuseum f. Kärnten, Carinthia II, Sonderheft 1935.
- FROMME, G.: Die Wald-Wirtschaftsverhältnisse im Pitztal, Kauner- und Radurschltal. — Jahrb. d. Österr. Alpenver., Bd. 78, 1953: 58—67.
- FROSZ-BÜSSING, H.: siehe unter LICHTENBERGER, E.
- GAMS, H.: Aus der Geschichte der Alpenwälder. — Z. d. D. u. Ö. Alpenver., Bd. 68, 1937.
- GASS, O.: siehe unter SPENGLER, E.
- GÜNTSCHL, E.: Festschrift 100 Jahre Ennsregulierung. — Verl. Natur u. Technik Wien 1960: 1—132. Mit Einzelstudien von KNÖBL, G. u. a.
- HAAS, H.: Die Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Gumpental 1956. — Unveröff. Diss. d. Geol. pal. Inst. d. Philos. Fak. d. Univ. Graz, 1956.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz, I, II, III. — Leipzig 1919.
- HEISZEL, W.: Glazialgeologie des Silltales. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 82, 1932.
- HEISZEL, W.: Alte Gletscherstände im Hochkönig-Gebiet. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien Bd. 92, 1947/1949: 147—163.
- HEISZEL, W.: Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien Bd. 97, 1954.
- HEUBERGER, H.: Gletschervorstöße zwischen Daun- und Fernau-Stadium in den nördlichen Stubai Alpen (Tirol). — Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeologie, Bd. III/1, 1954: 91—98.
- HEUBERGER, H.: Ein Gletscherstand bei Mieders im Stubai (Tirol) — älter als das Schlern-Stadium? — Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeologie, Bd. II/3, 1956: 365—368.
- HEUBERGER, H. u. BESCHEL, R.: Beiträge zur Datierung alter Gletscherstände im Hochstubai (Tirol). — Geogr. Forschungen, Kinzl-Festschrift, Schlern-Schr. 190, 1958: 73—100.
- HÖFER, H. v.: Gletscher- und Eiszeitstudien. — Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, Math.-nat. Kl. I, Bd. 79, 1897.

HUBER, B.: Die Jahresringe der Bäume als Hilfsmittel der Klimatologie und Chronologie. — Die Naturwissenschaften, Bd. 35, 1948: 151—154.

JAKSCH, K.: Beiträge zur Glazialgeologie des Gasteiner Tales. — Mittlg. d. Naturwiss. Arbeitsgemeinschaft. Haus d. Natur, Salzburg. Jg. 6, 1955: 36—48.

KINZL, H.: Beiträge zur Geschichte der Gletscher in den Ostalpen. — Z. f. Gletscherkunde, Bd. XVII, 1929: 66—121.

KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — Berlin 1935.

KLEBELSBERG, R. v.: Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. — Ber. d. Naturwiss.-medizin. Ver. Innsbruck, Bd. 47, 1939/1946.

KLEBELSBERG, R. v.: Das Silltal bei Matrei. — Schlernschriften 84, Innsbruck 1950: 78 ff.

KLEBELSBERG, R. v.: Das Pitztal. — Jahrb. d. Österr. Alpenver., Bd. 78, 1953.

KNÖBL, G.: siehe unter GÜNTSCHL, E.

KÜMEL, F.: siehe unter SPENGLER, E.

KÜPPER, H.: Verhandlg. d. Geol. B. A. Wien, Sonderband: Beiträge z. Pleistozänforschung in Österreich, 1955: 136—152.

KÜPPER, K.: Geologische Untersuchungen in den Schladminger Tauern. — Unveröff. Diss. d. Geol. Inst. d. Philos. Fak. d. Univ. Wien, 1953.

KÜPPER, K.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Untertal. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 99, 1956: 201—224.

KYRLE, G.: Die zeitliche Stellung der prähistorischen Kupfergruben auf dem Mitterberg bei Bischofshofen. — Mittlg. d. anthropolog. Ges. Wien XLII, 1912 und XLVIII, 1918.

LADURNER, J.: Quartärablagerungen im Sellrain. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 82, 1932.

LICHTENBERGER, E.: Stadiale Gletscherstände in den Schladminger Tauern (Steiermark). — Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeologie, Bd. III/2, 1956: 235—244 (m. d. Hinweisen über die ältere Literatur).

LUZERNA, R.: Der Gletscher von Gmünd. — Z. d. Wiener Geogr. Ges. 1908/1909.

MORAWETZ, S.: Die Vergletscherung der Stubai- und Zillertaler Alpen, der Venediger-, Granatspitz- und Sonnblickgruppe. — Z. f. Gletscherkde., Bd. 27, 1941.

MORAWETZ, S.: Das Kommen und Gehen der eiszeitlichen Gletscher. — Petermanns Geogr. Mittlg. H. 1, 1952.

MOSER, R.: Die Vergletscherung im Dachstein und ihre Spuren im Vorfeld. — Unveröff. Diss. d. Geogr. Inst. d. Phil. Fak. d. Univ. Innsbruck, 1954.

MÜLLER-STOLL, H.: siehe unter HUBER B.

NEUWINGER, A.: siehe unter FRANZ, H.

OVERBECK, F., MÜNNICH, K. O., ALETSEE, L. u. AVERDIECK, F. R.: Das Alter des „Grenzhorizontes“ norddeutscher Hochmoore nach Radiocarbon-Datierungen. — „Flora“ od. Allgem. Botan. Zeitung, Bd. 145, 1957: 37—71.

PASCHINGER, H.: Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales. — Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeologie, Bd. II, 1952.

PASCHINGER, H.: Klimamorphologische Studien im Quartär des alpinen Inntals 1957. — Zeitschrift für Geomorphologie Band I, Heft 3 (1957), S. 237—270.

PENCK, A. u. BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig 1901—1903.

PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der Österr. Teilstaaten. Katowice, Kattowitzer Buchdruckerei- und Verlags-Sp., 1926/29.

REGEL, C. v.: Die Klimaänderung der Gegenwart, Franke Verlag Bern 1957.

RICHTER, E.: Die Gletscher der Ostalpen. — Stuttgart 1888.

SARNTHEIN, R. v.: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung: I. Brennergegend und Eisacktal.

SARNTHEIN, R. v.: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung: II. Seen der Nordtiroler Kalkalpen. — I. u. II.: Beih. Botan. Zentralbl. Abt. B., I.: Bd. LV, 1936, II.: Bd. LX, 1940.

SARNTHEIN, R. v.: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung: III. Kitzbüheler Alpen und unteres Inntal. — Österr. Botan. Zeitschr., Bd. 95, Wien 1948.

SCHAUBERGER, O.: Ein Rekonstruktionsversuch der prähistorischen Grubenbaue im Hallstätter Salzberg. — Prähistorische Forschungen Heft 5, Anthropolog. Ges. Wien, 1960: 1—15.

SCHLECK, L.: siehe unter LICHTENBERGER, E.

SCHREIBER, H.: Vergletscherung und Moorbildung in Salzburg mit Hinweisen auf das Moorkommen und nacheiszeitliche Klima in Europa. — Österr. Moorzeitschr., Staab b. Pilsen, Jgg. 12, 13; 1911, 1912.

- SCHWINNER, R.: Geologisches über die Niedern Tauern. — Zeitschrift des D. Ö. A. V. Band 55, Jahrgang 1924, S. 24—53.
- SENARCIENS-GRANCY, W.: Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 88, 1938.
- SENARCIENS-GRANCY, W.: Stadiale Moränen des Hochalm-Ankogel-Gebietes. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 89, 1939.
- SENARCIENS-GRANCY, W.: Zur Glazialgeologie des Ötztals und seiner Umgebung. — Mittlg. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 49, 1956/1958: 257—314.
- SIMONY, F.: siehe unter LICHTENBERGER, E.
- SPENGLER, E., GAUSS, O., KÜMEL, F., NEUMANN, G., MEIER, A., SCHAUBERGER, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wissenschaftl. Alpenver.-H. 15, Hauptausschüsse d. D. u. Österr. Alpenver., Innsbruck 1954: 1—82.
- TOLLNER, H.: Wetter und Klima im Gebiete des Großglockners. — Carinthia II, Sonderh. 14, Klagenfurt 1952.
- TOLLNER, H.: Die meteorologisch-klimatischen Ursachen der Gletscherschwankungen in den Ostalpen während der letzten zwei Jahrhunderte. — Mitt. d. Geogr. Ges. Bd. 96, Wien 1954.
- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. — Denkschrift d. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-nat. Kl. I: Bd. 100, 1926: 101—223, II: Bd. 101, 1928.
- VACEK, M.: Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. — Jahrb. d. k. u. k. Geol. R. A. Wien, Bd. XXXIV, 1884: 609—635.
- VEEN, F. R. van: Palynologische Untersuchung des Vorderen Filzmooses am Warscheneck (Steiermark). — Leidse Geologische Mededelingen, Deel 26, 1961, Blz. 59—63.
- VIERRHAPFER, F.: Zirbe und Bergkiefer in unseren Alpen. — Z. d. D. u. Ö. Alpenver., Bd. 47, 1916: 60—90.
- WEHRLI, H.: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. LXXVIII, 1928: 355—499.
- WEINBERGER, L.: Exkursion d. d. österr. Salzach-Gletschergebiet und die Moränenhügel der Irrsee-Atterseezweige des Traunseegletschers. — Beitr. z. Pleistozänforschung in Österreich. — Verhdlg. d. Geol. B. A. Wien, 1955: 7—34.
- WEISZ, E. H.: Die Geologie der nordöstlichen Schladminger Tauern. — Unveröff. Diss. d. Geol.-pal. Inst. d. Philos. Fak. d. Univ. Graz, 1954.
- WELTEN, M.: Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentales. — Veröff. d. Geobotan. Inst. Rübel in Zürich, H. 26, Bern-Stuttgart 1952: 1—135.
- WELTEN, M.: Die spätglaziale und postglaziale Vegetationsentwicklung der Berner Alpen u. Voralpen und des Walliser Haupttales. — Verhandlungen der vierten Internationalen Tagung der Quartärbotaniker 1957, Heft 34, Zürich, S. 150—158.
- WELTEN, M. u. OLSCHGER, H. (Bern): Erste Ergebnisse von C_{14} -Altersbestimmungen zur Vegetationsgeschichte der Schweiz. — Verhandlungen der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Neuenburg 1957, S. 88—90.
- WELTEN, M.: Pollenanalytische Untersuchung alpiner Bodenprofile: historische Entwicklung des Bodens und säkulare Sukzession der örtlichen Pflanzengesellschaften. — Veröffentlichungen des Geobotanischen Institutes Rübel in Zürich, Heft 33, S. 253—274.
- WILTUM, E.: siehe unter ARNBERGER, E.
- WITTICH, W.: Der heutige Stand unseres Wissens vom Humus und neue Wege zur Lösung des Rohhumusproblems im Walde. — Schriftenreihe d. Forstl. Fak. d. Univ. Göttingen, Bd. 4, Frankfurt/Main, 1952: 1—106.
- WÖDL, H.: Der Klafferkesel in den Schladminger Tauern. — Z. d. D. u. Ö. Alpenver., Bd. 49: 101—125.
- WÖDL, H.: Altes und Neues aus den Schladminger Tauern. — Jahrb. d. D. u. Ö. Alpenver., Bd. 55, 1924: 79—90 cit. unt. 1924 a.
- WÖDL, H.: Führer durch die Schladminger Tauern. — Artaria Wien 1924 cit. unt. 1924 b.
- ZAILER, V.: Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. — Z. f. Moorkultur u. Torfverwertung, Bd. VIII, Wien 1910: 105—154 171—203.
- ZOLLER, H.: Die wärmezeitliche Verbreitung von Haselstrauch, Eichenmischwald, Fichte und Weißtanne in den Alpenländern. — Bauhinia, Z. d. Basler Botan. Ges., Bd. I/3, Basel 1960: 189—207.
- ZUMPF, H.: Obersteir. Moore. — Vorarbeiten zu einer Pflanzengeogr. Karte Österreichs, XIII. — Abhandlg. d. Zool.-Botan. Ges. Wien, Bd. XV/2, Wien 1929: 1—97.

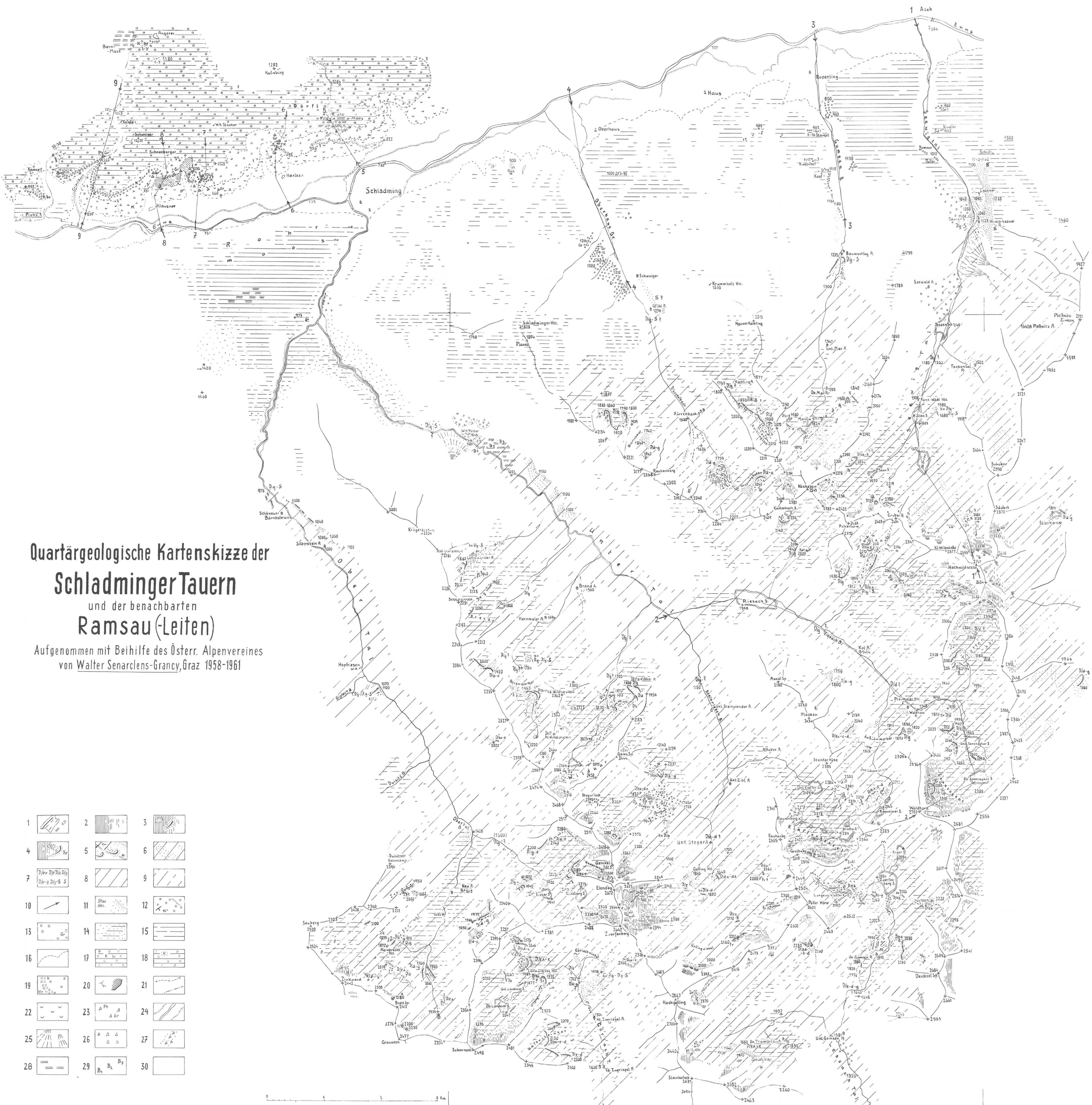


Fig.1 Quartärgeologische Profile
O/SO= und W von Schladming

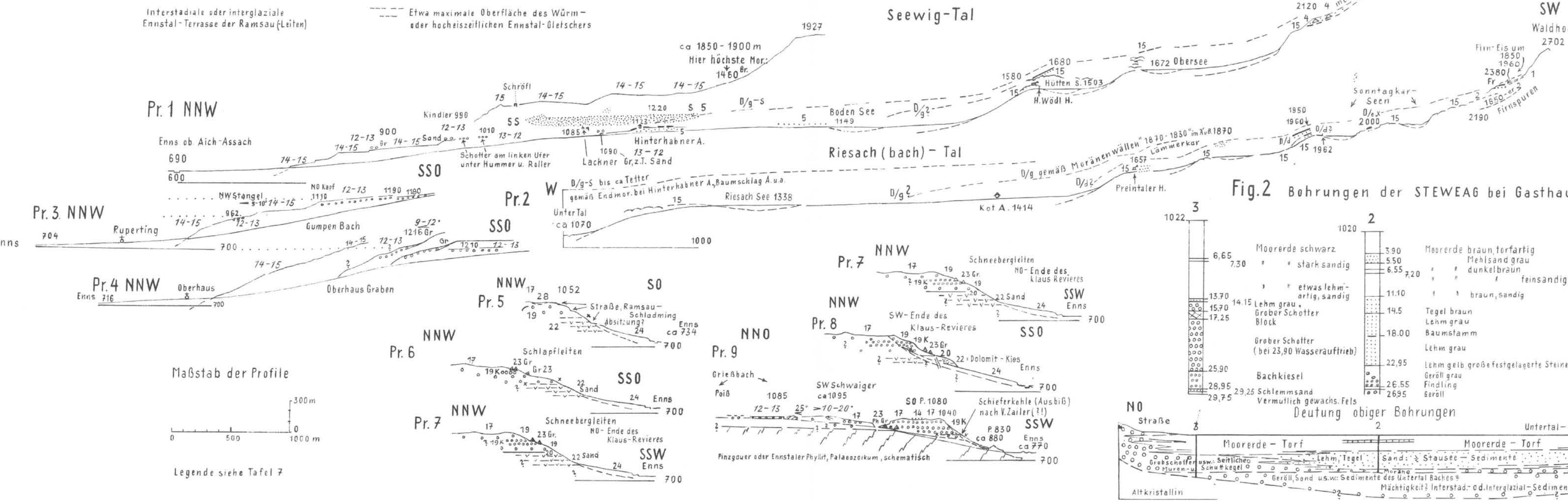


Fig.2 Bohrungen der STEWEAG bei Gasthaus Tetter, Untertal

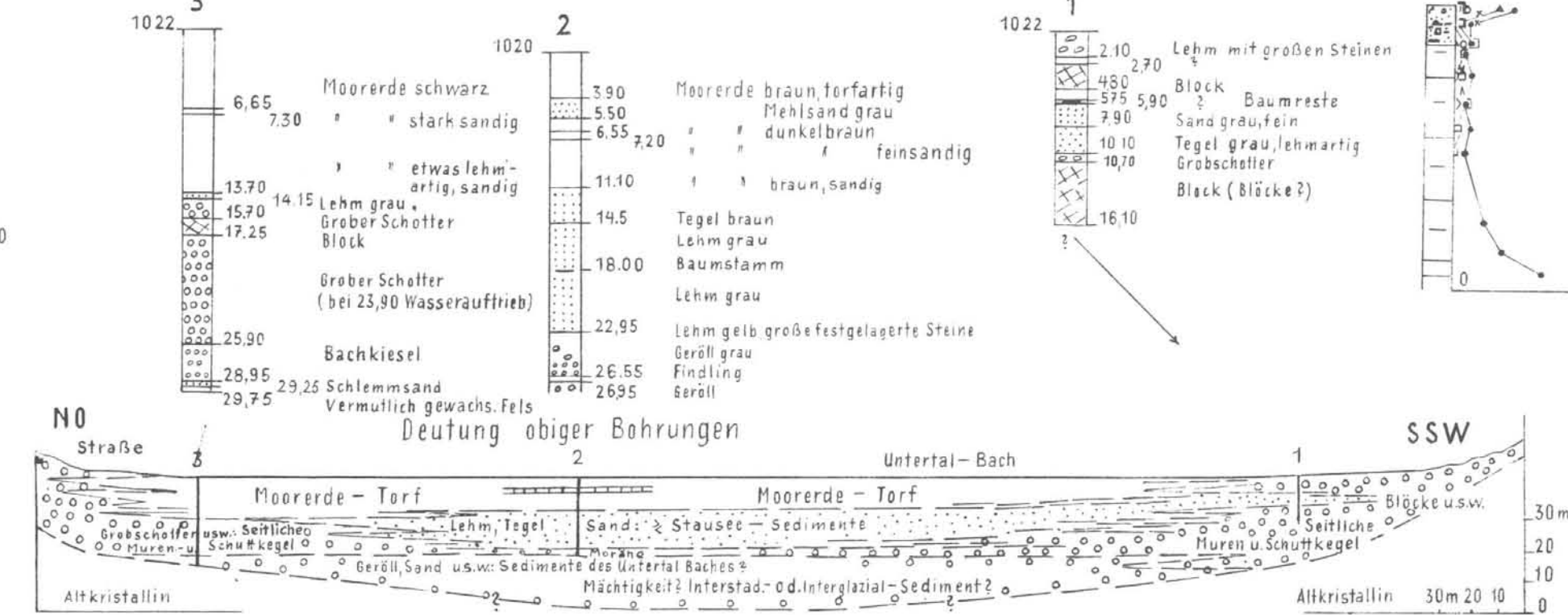
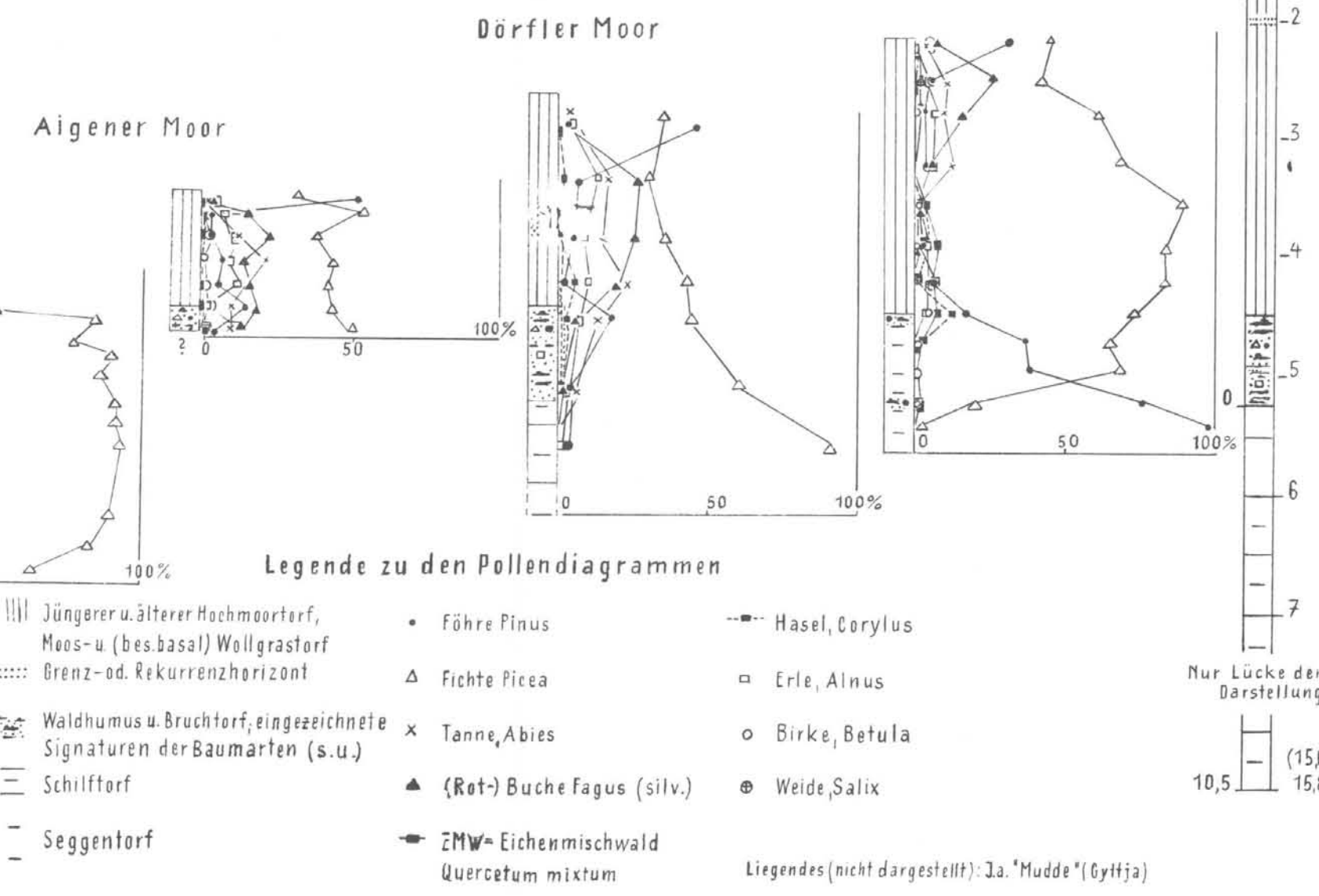


Fig.3 Moorprofile u. Pollendiagramme nach F. Firbas 1923
(Wald- u. Bruchtorf kombiniert nach V. Zailer 1910)



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1962

Band/Volume: [105](#)

Autor(en)/Author(s): Senarclens-Grancy Walter

Artikel/Article: [Beiträge zur Eingliederung der Moränen der Schladminger Tauern, der Mitterenstaler Moore und der Ramsau- oder Ennstalterrassse bei Schladming in das alpine Jungquartär 65-128](#)