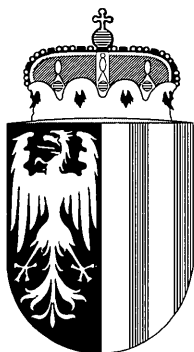


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

143. Band

1. Abhandlungen



Linz 1998

Inhaltsverzeichnis

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

Auch im Ausseer Becken sind nach dem noch das ganze Becken erfüllenden Ischler Stand schon lange spätglaziale Gletscherstände an Hand einer ganzen Moränenfolge nachgewiesen, wobei es in der Deutung Auffassungsunterschiede gibt. So hatte A. PENCK (P. & B. I/1909 368) die ausgeprägte Endmoräne mit dem Hotel Seeblick am Ende des Grundlsees und auch die in einigem Abstand vom Altausseer See erhaltenen Moränenreste als gschnitzzeitlich, die weiter auswärts liegenden als älter (Bühl) betrachtet, während sie GÖTZINGER (I/1936 93ff) insgesamt mit gschnitzzeitlichen Gletscherschwankungen verbindet. Ein von PENCK vertretenes Ende der Daunvergletscherung am Toplitzsee (S. 368f) kann v. HUSEN (I/1977 80) nicht bestätigen, er nimmt das Ende seiner entsprechenden Echern-Vergletscherung bereits am Plateaurand des Toten Gebirges an.

D. v. HUSEN unterscheidet auch im Ausseer Becken Moränen des Goiserer (Gschnitz-) Standes unmittelbar am Ende des Grundlsees und in der Umgebung von Altaussee von jenen des größeren und älteren Jochwandstandes, dem er die Wälle um St. Leonhard und nördlich Eselsbach sowie des Altausseer Gletschers beim Schmiedgut auf dem Plateau westlich der Altausseer Traun und bei Obertressen zuordnet. Die Verteilung dieser Wälle läßt darauf schließen, daß zu Beginn des Jochwandstandes diese beiden Gletscher aus dem Toten Gebirge sich bei Bad Aussee noch vereinigt hatten, sich aber dann im Laufe mehrerer Abschmelzphasen voneinander trennten. Über der Grundlseetraun dürfte die sehr ausgeprägte als Eiskontaktform zu deutende Hohlform bei Hinterkogel nördlich des Gallhofkogels einen letzten Gletscherhalt dieser Gruppe kennzeichnen. Eine ausgeprägte, später zerschnittene Staukante in ca. 760 m über dem westlichen Ende des Grundlsees könnte zum Jochwandstand gehören (Kohl, unveröffentlichte Beobachtungen). Die äußersten Wallformen auf dem Plateau von Reitern – Teicht, darunter die ausgeprägte Form mit dem Hotel Wasnerin werden von v. HUSEN (I/1977 40f) bei Betrachtung der Gesamtanlage wohl überzeugend als überformte Grundmoränen (Drumlins) in der Strömungsrichtung zum Pötschenpaß gedeutet. Dagegen bezeugen Moränen im Süden des Sommersberger Sees zur Zeit des Jochwandstandes noch einen kleinen Gletscher in NO des Sarsteins und eine Moräne bei der Ortschaft Sarstein das Vordringen des Traungletschers von Obertraun durch die Koppenschlucht bis an den Südrand des Ausseer Beckens (v. HUSEN I/1977 62). Im Raum Eselsbach-Unterkainisch sind Feinsedimente auf einen vorübergehenden spätglazialen Stausee zurückzuführen (GÖTZINGER I/1936 97, v. HUSEN I/1977 63f).

Die zum Altausseer See hin von einer bis 8 m hohen Steilstufe begrenzten Schwemmkegel des Augstbaches und des bei Puchen in die Altausseer Traun mündenden Baches werden als Deltas in einen einst höher spiegelnden See (PENCK in P. & B. I/1909 367, GÖTZINGER I/1936 97) oder als Schüttungen an einen Eisrand gedeutet (v. HUSEN I/1977 74). Eine ähnliche Kante verläuft in

8–10 m Höhe entlang des Nordufers des Grundlsee, sie geht an der Mühlbachmündung beim Gaiswinkel und bei Gößl in ausgeprägte Deltaschüttungen über und läßt beide Deutungen zu. Hinweise auf ein tieferes Niveau gibt es vor allem zwischen Toplitz- und Grundlsee (Kohl unveröffentlicht).

Bei dem ausgedehnten Trümmerfeld im Trogschluß des Altausseer Beckens westlich der Trisselwand handelt es sich, wie Toteisformen zeigen, um einen spätglazialen Bergsturz (v. HUSEN I/1977 74).

Entlang der Grundlsee-Traun sind in die wüsthochglazialen Grundmoränen mit ihren Vorstoßschottern (Ausseer Konglomerat) Terrassen eingeschnitten, die bei Archkogel mit dem in mehrere Stufen zerschnittenen Schwemmkegel des Weißenbaches zusammenhängen und dessen oberstes Niveau mit dem Gletscherstand am Ende des Grundlsee verbunden werden kann (P. & B. I/1909 368, v. HUSEN I/1977 74). In Bad Aussee dürfte sich in der Friedhoferrasse, + 4 m über der Traun, die erwähnte Form fortsetzen; eine hier darüberliegende Terrasse könnte den Einschüttungen aus dem Jochwandstand entsprechen (Abb. 39). Auch längs der Altausseer Traun treten Terrassen in unterschiedlichen Niveaus auf, deren Korrelierung wegen der fehlenden Zusammenhänge schwierig ist. Ab der evangelischen Kirche in Bad Aussee ist dann in das untere Terrassenniveau eine weitere Form eingeschnitten.

Die höheren Terrassen b und c des Ausseer Beckens können somit als eigene glazifluviale Schüttungen aus dem Spätglazial aufgefaßt werden,

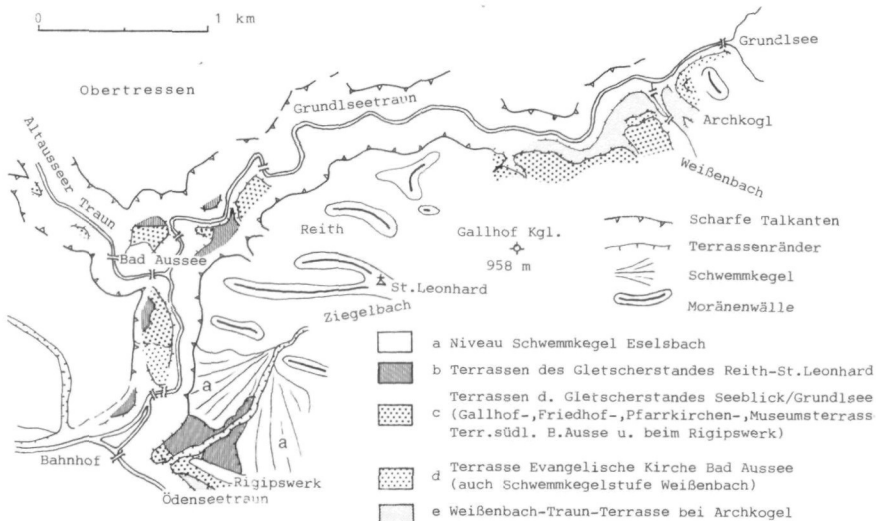


Abb. 39: Spätglaziale Terrassen bei Bad Aussee. H. Kohl 1998

wofür auch die hangenden Grobschotterlagen sprechen; bei den tieferen kann es sich aber nur um Erosionsformen handeln.

Das Mitterndorfer Becken nimmt insofern eine Sonderstellung ein, als hier die Eismassen des Traungletschers mit dem Ennsgletscher in Verbindung traten. Diese Verbindung bestand aber nur während des Hochglazials. Denn vorher war das Becken von Eismassen erfüllt, die aus den östlichen Ausläufern des Dachsteins und auch aus dem Toten Gebirge und dessen Vorlagen im Tauplitzgebiet kamen. Das gilt auch für das Spätglazial, als die Verbindung zum Ennsgletscher über die breite Schwelle beim Steinpaß nach dessen Abschmelzen bis zu einer Eisoberfläche unter 1450 m abriß und Ennseis nicht mehr über die Bresche längs des Grimmingbaches in das Becken vordringen konnte. Schließlich ging auch die Verbindung zum Ausseer Becken verloren, was zur Folge hatte, daß während der Aufbau- und Abschmelzphase im Mitterndorfer Becken längere Zeit stagnierende Eismassen vorlagen, die nur im Hochglazial an die allgemeine Gefällsrichtung des Traungletschers angeschlossen waren. So ist es verständlich, daß in den Grundmoränen des westlichen Beckenbereiches und auch noch Trauntal abwärts bis in den Raum Bad Ischl nur kalkalpines Material vorkommt, während im östlichen Teil des Mitterndorfer Beckens, südöstlich der Salza, reichlich Kristallin aus dem Einzugsgebiet des Ennsgletschers vertreten ist (vgl. v. HUSEN I/1977 97ff).

Mit der besonderen Lage dieses Beckens läßt sich hier der Eiszerfall besser als sonstwo rekonstruieren, was schon E. EBERS (I/1942) versucht hat und im Westteil noch detaillierter v. HUSEN mit Hilfe der Palynologie (I. DRAXLER in v. HUSEN I/1987) und ^{14}C -Daten gelungen ist. Demnach bestand während des Ischler Standes (v. HUSEN I/1977 57 Abb. 27) noch die Eisverbindung über das Kainisch-Trauntal und über den Radling-Paß zum Ausseer Becken, die aber in der folgenden Abschmelzperiode endgültig verloren ging. Im Becken blieben noch Toteisreste zurück, zu denen während des Jochwandstandes nochmals Gletscher aus dem östlichen Dachsteinplateau vorgestoßen waren (I/1977 64ff). Ein anfangs noch weitgehend geschlossener, den Beckenboden erfüllender Eiskörper zerfiel in der Folge unter Bildung von Randseen in mehrere inaktive Teile, an die Staukörper (Kames) mit Deltaschichtung geschüttet wurden. Für den westlichsten dieser Seen im Raum Kainisch wird ein Spiegel um 810 m angenommen; sein Abfluß erfolgte zunächst über das heute von der Bahn benutzte Trockental südlich der Felskuppe des Kamp (886 m) zur Salza hin (I/1977 66). Infolge rückschreitender Erosion der Kainisch-Traun wurde dieser See von Westen her angezapft, die dort durch Schotterabbau gut aufgeschlossene Kamesterrasse in etwa 810 m zerschnitten und unter Zurücklassung entsprechender Seesedimente allmählich entleert. Damit setzte die Verlandung ein, die einst gegen das Eis geschütteten Kamesterrassen von Kainisch bzw. Koppen blieben als Hügelgruppen mit trockenen Standorten

zurück, während dort, wo Seesedimente oder auch dichte Grundmoräne die Oberfläche bilden, starke Staunässe auftritt, die vor allem in flachen Hohlformen zur Bildung zahlreicher Moore geführt hat.

Aus den liegenden Seesedimenten des Röschitzmoores westlich Mitterndorf konnte als ältester Nachweis für ein eisfreies Mitterndorfer Becken ein ^{14}C -Datum von $> 15\,000$ v.h. ermittelt werden, was neben dem Einsetzen der Vegetation auch bedeutet, daß die vorher noch vorhandenen Eismassen aus dem Jochwandstand bereits abgeschmolzen waren und dieser um etwa $16\,000$ v.h. anzusetzen ist. Ab dieser Zeit konnten im Moor palynologisch auch die weiteren Klimaschwankungen nachgewiesen werden (DRAXLER in v. HUSEN I/1987 32, vgl. dazu Teil III).

Gletscher des Goiserer Vorstoßes sind noch beim Ödensee und zwei weitere östlich davon nachgewiesen (v. HUSEN I/1977 65 Abb. 31), von denen der Ödenseegletscher am weitesten vordrang, was durch drei den See abdämmende Moränenschüttungen bezeugt ist. Die übrigen Gletscher dieses Standes erreichten nicht mehr den Beckenboden. Jüngere Gletscher blieben auf die höchsten Teile des Plateaus beschränkt.

Spätglaziale Gletscherstände der Lokalvergletscherung wurden von PENCK (P. & B. I/1909 369) aus dem westlichen Toten Gebirge und dem Höllengebirge (S. 235) erwähnt, von GÖTZINGER (I/1941 15) aus dem oberen Ischler Rettenbachtal, der Ziemnitz (Ischltal), der Gruppe des Retten- und Bergwerkskogels (S. 16) und aus dem Höllengebirge beim Hinteren Langbathsee (S. 17–19). Auch WICHE (I/1949b) weist auf spätglaziale Bildungen am Südfall des Höllengebirges mit Moränenresten, eine mächtige Verschüttung im Wasserscheidenbereich und lokale Seebildungen hin, die z. T. mächtige Seekreideablagerungen hinterlassen haben (S. 141f). Seiner Meinung nach ist auch der ins Trauntal Richtung Lahnstein abfließende Gletscher noch spätglazial bis ins Tal herab vorgedrungen (S. 137f). D. v. HUSEN (I/1977 46f) schließt auf Grund von randlichen Seebildungen auf einen beim Abschmelzen des hochglazialen Gletschers im Wasserscheidenbereich der Weißenbachtalung vorübergehend zurückgebliebenen Toteiskörper.

Die Zuordnung der einzelnen Gletscherstände ist teilweise noch unsicher. Während bei den älteren Autoren noch das Bühlstadium (Penck, Götzinger), bei Wiche auch noch das inzwischen aufgelassene Schlernstadium in den Vordergrund tritt und das Ende des hochglazialen Gletschers im Langbathtal am Vorderen Langbathsee angenommen wird, vertritt v. HUSEN (I/1977 70) eine hochglaziale Verbindung zwischen Langbath- und Traungletscher und ordnet die Endmoränen am Vorderen Langbathsee wie auch die Moränen im Grimbachtal (Totes Gebirge) dem „Goiserer Stand“ (Gschnitz) zu. Zuletzt hat DOLLINGER (I/1986) mittels Schneegrenzberechnungen versucht, die Einstufung der Gletscherstände im Langbathtal zu klären; er kommt zu dem Ergebnis, daß der Stand am Vorderen Langbathsee älter als Gschnitz sein

müsse und schlägt daher vorläufig die Bezeichnung „Langbath I“ dafür vor und für den Stand über dem Hinteren Langbathsee, der eher dem Gschnitz entsprechen könnte, „Langbath II“.

Abschließend sei noch kurz auf die im Trauntal besonders auffallende, auf bestimmte Abschnitte begrenzte glaziale Übertiefung hingewiesen (Abb. 40). Im Süden schließt unmittelbar an den Steilabfall des Dachsteinstockes das fjordartige Becken des Hallstättesees an, dessen heutige Tiefe 125 m beträgt und das sich in dem aus geologischen Gründen wesentlich weiteren Becken von Goisern fortsetzt. Vom Toten Gebirge herab sind es die Becken des Grundl-, Toplitzsees und des Altausseer Sees. Auf die Felschwelle von Anzenau – Lauffen folgt dann mit einer zwar nur 40 m unter die heutige Talsohle nachgewiesenen Übertiefung das Ischler Becken. Nach einer weiteren bis südlich Lahnstein reichenden lokal nur wenig überformten Felschwelle schließt dann im Traunseebecken die größte Übertiefung an.

Die Bohrung südlich Ebensee (BAUMGARTNER I/1983 49 Abb. 4), wo in 184,5 m der feste Untergrund noch nicht erreicht wurde, hat bewiesen, daß die starke Übertiefung hier sehr unvermittelt einsetzt. Die Seeuntersuchungen durch SCHNEIDER et al. (I/1984) haben den Nachweis erbracht, daß im Bereich der größten Seetiefe von 191 m südöstlich des Traunsteins etwa 40 m Sediment liegen, so daß hier vom Seespiegel bis zum Felsuntergrund mit etwa 230 m zu rechnen ist.

Selbst wenn man von der um etwa 390 m liegenden Felsschwelle des Seeabflusses nördlich Gmunden ausgeht, bleiben immer noch fast 200 m Übertiefung des Felsuntergrundes. Neuerdings gibt es Hinweise, daß die Übertiefung des Traunseebeckens in der Talsohle bei Ebensee noch wesentlich größer sein dürfte (> 350 m) und möglicherweise unter würm-, würmspät- und postglazialen auch noch präwürmzeitliche Sedimente erhalten sind (seismische Untersuchungen Institut für Angewandte Geophysik, freundliche Mitteilung Dr. P. Baumgartner). Diese Vorstellung wird bestärkt durch die Feststellung fester unterseeischer Konglomerate an der steilen Felswand südlich Traunkirchen.

Abgesehen davon, daß dieses ungleichmäßige Ausmaß glazialer Übertiefung, das niemals mit fluvialer Erosion erklärt werden kann, von einer Eiszeit zur anderen verstärkt wurde, haben auch der geologische Bau und die Widerstandskraft der Gesteine modifizierend mitgewirkt, wie auch die Diffluenz bei Bad Ischl und z. B. auch die Konfluenz der Eisströme am Südende des Attersees dazu beigetragen, daß lokal die Übertiefung geringer oder größer ausfiel. Vor allem mögen lösliche Gesteine des Salinars (Salz, Gips, Anhydrit) und die meist damit verbundenen Störungen eine Rolle dabei gespielt haben (SCHADLER I/1959 43). Im übrigen läßt sich aber nicht leugnen, daß gerade die große Stufe am Hallstätter See einen gewissen Rhythmus in die eisintern sehr differenzierte Gletscherbewegung eingebracht haben

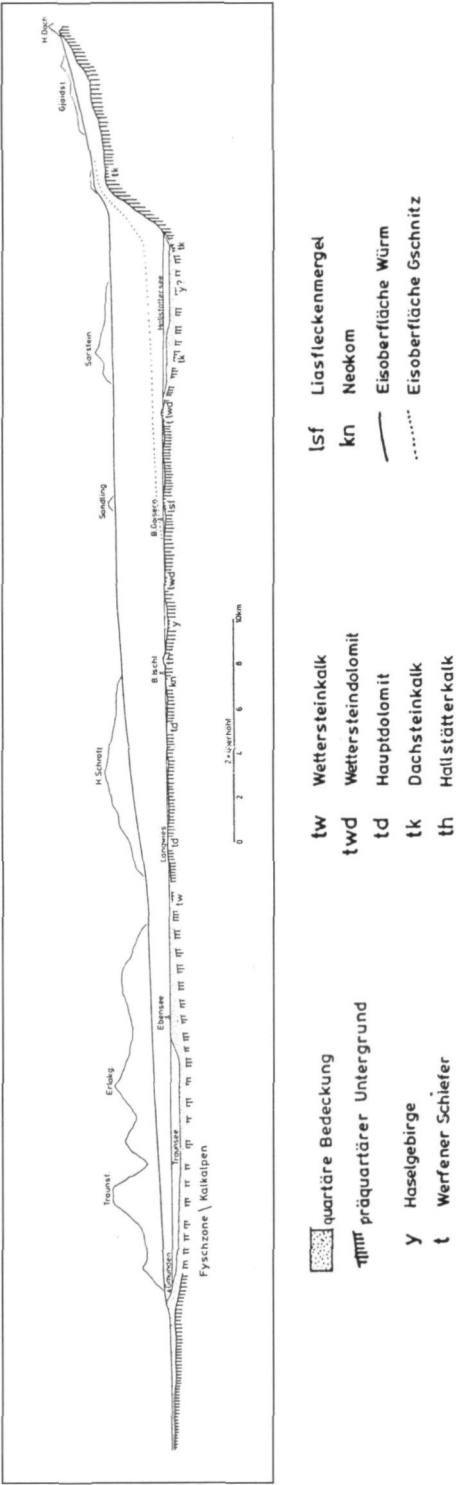


Abb. 40: Längsprofil Trauntal mit Übertiefungen und würmzeitlicher Gletscheroberfläche. Aus v. HUSEN 1987, Tafel 4

dürfte, der sich anscheinend in Großwellen bis zum Eisende fortgesetzt hat. An den Enden der Zweiggletscher mögen auch die relativ geringfügigen Oszillationen wie auch die Zunahme der Eiskubatur zur Verstärkung beigetragen haben. Ähnliche Überlegungen gelten auch für die Seebecken der westlichen Zweige des Traungletschers. HABBE (1996) weist jüngst auf die Komplexität der Übertiefungsvorgänge hin, die besonders an den Gletscherenden unter Mitwirkung des unter hydrostatischem Druck stehenden Schmelzwassers wirksam seien.

5.3 Die glazifluvialen Schüttungen der eiszeitlichen Traungletscher

5.3.1 Die glazifluvialen Schüttungen der westlichen Gletscherzweige

Für die Beurteilung der Schmelzwasserschüttungen zumindest der jüngeren Vereisungen der westlichen Traungletscherzweige ist zu beachten, daß die vorrückenden Gletscher bis zum Erreichen ihrer Höchststände die Wasserscheide der auch heute bestehenden zentripedalen Entwässerung zur unmittelbar nach Norden ins Vorland führenden Vöckla und zur Ager zu überwinden hatten. Das bedeutet, daß diese Schüttungen erst ab Erreichen der hochglazialen Gletscherstände möglich geworden sind, aber auch bereits mit dem Zurückschmelzen vom Hochstand an wieder zu Ende waren. Vorher wurden die Schmelzwasserschüttungen vor den vorrückenden Gletscherenden gestaut; sie sind z. T. als Vorstoßschotter erhalten oder sind auch zu einem beträchtlichen Teil in die Grund- und Endmoränen einbezogen worden. Das gilt vor allem für den Thalgau, das Irrseebecken, das Oberwanger Tal und den St. Georgener Lobus des Atterseezweiggletschers, wo würmzeitliche Schüttungen nur geringe Mächtigkeiten aufweisen und kaum spät- bis postglazial zerschnitten sind.

An der Ager, dem Abfluß des Attersees, fehlen Nachweise dafür, ob es einen dem heutigen See entsprechenden Riß/Würm-Interglazialsee gegeben hat, wie etwa am Mondsee, ob bzw. wie weit ein solcher See verschüttet war und ab wann die NT-Schüttung der Ager nördlich Schörfling eingesetzt hat.

Am Nordende des Irrsee-Zweiggletschers setzt die **würmzeitliche NT** im Bereich Oberhofen ein, zieht über Irrsdorf weiter nach Straßwalchen, wo sie sich mit der NT-Schüttung aus dem Wallersee-Zweigbecken des Salzachgletschers vereint und dann gemeinsam weiter zum Schwemmbachtal und damit ins Mattigtal führt (Abb. 25). Zum Teil können in unmittelbarer Nähe der beiden Hauptgletscherstände sowohl vom Irrsee- wie auch vom Wallersee-Gletscherlobus her Teilfelder der NT unterschieden werden. Eine bescheidene NT-Schüttung schließt auch an die seitliche Moränenausstülpung beim Haslauer Sattel östlich des Irrsees an und folgt dem obersten Vöcklatal.

Diese Schüttung vereinigt sich gegen Frankenmarkt hin mit den zeitgleichen Schuttmassen der kleineren Bäche aus dem nicht vergletscherten Gebiet und wird weiter talabwärts bei Vöcklamarkt und bei Redl-Zipf bis Timelkam von den Periglazialschüttungen der beiden aus dem Kobernaußerbwald und dem Hausruck kommenden Redltäler abgelöst. Erst längs der Dürren Ager führt wieder eine zunächst vom St. Georgener Lobus des Atterseegletschers und nach dem Durchbruch durch die Reißendmoränen auch vom Seewalchener Lobus her verstärkte glazifluviale NT-Schüttung Richtung Timelkam, wo sie sich niveaugleich mit den Periglazialschüttungen der Vöckla vereint. Nur wenig oberhalb Timelkam setzt dann auch die Zerschneidung dieser NT-Schüttung und damit eine holozäne Talsohle ein.

Am Seewalchen-Schörflinger Atterseelobus folgen die NT-Schüttungen zunächst dem als Eisrandtal angelegten Tal des Kraimser Baches, das sowohl die Schmelzwässer des Maximal- wie auch des Hochstandes aufgenommen hat und nach dem Durchbruch durch die Reißsedimente sich nördlich Lenzing mit der aus dem Schörflinger Bereich kommenden NT der Ager vereint. Östlich Schörfling hat v. HUSEN auf Bl. Gmunden (1996) ein um mehrere Meter höheres dem Maximalstand entsprechendes Teilfeld der NT ausgeschieden, das bis zum Steinbach reicht. Das gemeinsame Schüttungsniveau der NT von Vöckla und Ager bei Schöndorf und bei Regau südlich Vöcklabruck wird hier vor allem von den glazifluvialen Schüttungen der Ager bestimmt, was auch aus der Geröllzusammensetzung hervorgeht. Die Zerschneidung der NT in mehrere Erosionsstufen hängt mit der Vereinigung der beiden Flüsse zusammen, eine Erscheinung, die immer wieder zu beobachten ist. Östlich Schörfling vereinigen sich längs der Dürren Aurach wieder mehrere Periglazialschüttungen, die auf die NT von Regau ausmünden.

Die **rißzeitlichen HT-Schüttungen** aus dem Irrseegletscher gehen einerseits aus den Reißwällen bei Straßwalchen hervor, die sich dann mit der HT vom Wallerseelobus des Salzachgletschers vereinen und gemeinsam über das Schwemmbach-Mattigtal zum Inn ziehen. Andererseits aber sind HT-Schüttungen auch vom obersten Vöcklatal her und von der äußeren Reißmoräne des Irrseegletschers nach Osten bis zum Frankenmarkter Tor erhalten (Abb. 25). Nach Aufnahme der autochthonen Schüttung der Freudenthaler Ache folgt bereits das vom Oberwanger Zweig und vom St. Georgener Lobus her geschüttete große HT-Feld der Hoad (Heidewald), das im Norden noch vor Erreichen des heutigen Vöcklalaufes an Reste günzzeitlicher Schotter und in deren Fortsetzung nach Osten an die mindelzeitlichen Moränenreste von Mösendorf stößt. Der so nach Osten umgelenkte Abfluß vereinigt sich dann längs der Dürren Ager mit der glazifluvialen Schüttung des St. Georgener Lobus und etwa ab Gampern auch mit jener des Seewalchener Lobus.

Längs der Dürren Ager beißen unter rißzeitlicher Grundmoräne noch rißzeitliche Schotter aus, die wie v. HUSEN demonstrieren konnte (I/1996 6), bis

auf wenige Kalkgerölle nur aus Flyschmaterial bestehen, während die hangenden Moränen bis zu 30 % kalkalpines Material führen. Es zeigt sich also, daß ähnlich wie während der Würmeiszeit auch im Riß hier vor Überwinden einer Schwelle bei St. Georgen im Tal der Dürren Ager ausschließlich periglaziales Abtragungsmaterial aus den Flyschalpen abgelagert worden ist, über das dann die Rißvergletscherung hinweg ging und erst am Außensaum der Moräne ihre glazifluvialen HT-Schüttungen hinterlassen hat. Vorstoßschotter werden zumindest randlich auch hier unter den Endmoränen angeschnitten, besonders längs des Kraimser Baches. Die Hauptschüttung aus dem Nordende des Atterseebeckens ist jedenfalls einer präißzeitlichen Rinne gefolgt, die von Seewalchen ostnordostwärts und weiter nordostwärts nach Wankham südlich Attnang-Puchheim führt (Abb. 41). Anscheinend hat die Ager erst nach Auffüllung dieser Rinne das heutige nach Norden ziehende Tal eingenommen, eine Auffassung, die durch die breite Erosionsterrasse im HT-Niveau bei Altlenzing (Bl. 66 Gmunden I/1996) gestützt wird. Dem HT-Strang von Schörfling Richtung Wankham wird westlich Aurach am Hongar längs der Dürren Aurach auch beim Austritt aus den Flyschalpen eine autochthone HT aus periglazialen Flyschschutt zugeführt.

JDS und **ÄDS** der **Mindel-** und **Günzeiszeit** sind im Bereich der Vöckla-Agerfurche infolge der Abflußbehinderung durch die Tertiärhöhen des Kobernaußerswaldes und des Hausruckvorlandes nur im Liegenden der zugehörigen Endmoränen in Form von Vorstoßschottern erhalten. Nur im Westen, wo sich die mindelzeitlichen Gletscher aus dem Irrsee- und dem Wallerseebecken vereinigt hatten, verzeichnet anschließend an die Mindelmoräne bei Lengau L. WEINBERGER (I/1955) den Rest eines JDS, der einen Abfluß zum Mattigtal hin bezeugt. Nach Osten sind entsprechende Schüttungen erst östlich der Mindelmoräne des Atterseezweiges möglich, wobei L. WEINBERGER (in DEL NEGRO I/1969) den an die Moräne von Obereck anschließenden Sporn und ebenso die ältere Schüttung östlich der Dürren Aurach als JDS ausscheidet, während v. HUSEN (Bl. 66 I/1996) im Sporn südlich Regau ein Erosionsniveau der ÄDS im prägünzeitlichen quarzreichen Kies sieht und in der Decke südöstlich der Dürren Aurach ÄDS, die am Flyschrand von mächtigen Frostschuttdecken der Mindeleiszeit bedeckt sind. Es bleibt also nur eine vom Atterseezweiggletscher nach Osten gerichtete glazifluviale Schüttung, die entweder dem JDS oder dem ÄDS zugeordnet werden kann.

Größere Schotterreste finden sich auch am Rande des dem Hausruck vorgelagerten Tertiärhügellandes längs des Vöcklatales in verschiedenen Höhen, so östlich Zipf in 560 m, bei Kogl östlich Neukirchen a. d. V. in 510–515 m, auf dem Rücken südlich Puchkirchen in > 560 m, nördlich Oberau in 510 bis > 520 m, nördlich Timelkam in 520 m, im Wartenburger Wald in 540–560 m, im Einwald in etwa 540 m, Sonnleitenwald in 514–450 m herab und im südlich davon gelegenen Buchenwald in 509 m bei einem Schliersockel in

480 m. Es handelt sich um umgelagerte Quarz- und Kristallinschotter aus dem Hausruck – Kobernaußerwald, die von SEEFELDNER (1935), H. GRAUL (I/1937) u. a. meist dem ÄDS, in den Seitentälern auch dem JDS zugeordnet werden, die aber auf Grund ihrer Höhenlage, worauf bereits G. GÖTZINGER (I/1936 111f) anspielt, teilweise auch noch älter sein dürften, also altpleistozän bis pliozän. H. SPERL (Bl. 65 I/1989) und H. G. KRENMAYER (I/1989a) verweisen bei ihren Kartierungen darauf, daß z. B. bei Altwartenberg noch in 520 m Flysch- und Kalkblöcke und nördlich Timelkam in etwas tieferer Lage kalk- und flyschalpine Schotter über den umgelagerten Altschottern zu finden sind, was das Vordringen glazifluvialer Schmelzwässer bis in diesen Randbereich bezeugt. Eine genauere Zuordnung ist hier rein aus dem Niveau heraus kaum möglich.

Ähnlich wie in der Traun-Enns-Platte überlagern auch in der Vöckla-Ager-Pforte im Westteil bis gegen 200 m, im östlichen Teil bis > 100 m mächtige Quartärsedimente ein ausgeprägtes **Relief der tertiären Molasse** und des unmittelbar anschließenden Flyschalpenrandes (Abb. 41). Unabhängig vom heutigen Relief können mehrere W-O streichende Rinnen unterschieden werden, in die nur die Sohlen der größeren Täler aus den Flyschalpen bzw. aus dem Kobernaußerwald – Hausruckhöhenzug mit mehr oder weniger deutlichen Stufen einmünden.

Die Einzelheiten können der Karte „Schlier-Flyschrelief unter eiszeitlichen Schottern“ aus H. FLÖGLS Gutachten (I/1969 83) entnommen werden. Diese Karte stützt sich zwar auf eine große Zahl eingemessener Bohrpunkte der RAG; die das Relief darstellenden höhengleichen Verbindungslinien beruhen auf entsprechender Interpolation und können daher in ihrem Verlauf auch Fehler enthalten. Dessen ungeachtet können doch wesentliche Zusammenhänge entnommen werden.

Die vom Verfasser (H. Kohl) entworfenen Profile I–V (Abb. 42) zeigen durchgehend eine breite asymmetrische Furche, deren größere Tiefe unmittelbar am Alpenrand liegt, was dafür spricht, daß zur Zeit ihrer Anlage zumindest von der damaligen Wasserscheide an ein größeres Sammelgerinne durch Zuflüsse aus dem Norden nach Süden gedrängt worden ist, wobei auch Quarz- und Kristallinschotter aus diesem Raum herangeführt worden sind, die sich überall in den basalen Lagen finden.

Die Wasserscheide dieses Untergrundreliefs verläuft bei Frankenmarkt und damit etwa 7 bis 11 km weiter östlich als heute (Abb. 41). Nach Westen führt eine aus dem Bereich nordwestlich Weißenkirchen i.A. kommende, sich in zwei Äste (E1 und E2) gabelnde Rinne (E) in Richtung Mattigtal. Die von Norden einmündenden Mulden und auch die Furche unter der aus den Alpen austretenden Vöckla verweisen eher auf eine ostorientierte Abflußrichtung.

Östlich der Wasserscheide setzt südwestlich Frankenmarkt eine fast 10 km lange Rinne (B) ein, die sich mit der ca. 6 km weiter östlich beginnenden Alpenrandrinne (A) vereint und erst östlich Schörfling sich allmählich vom

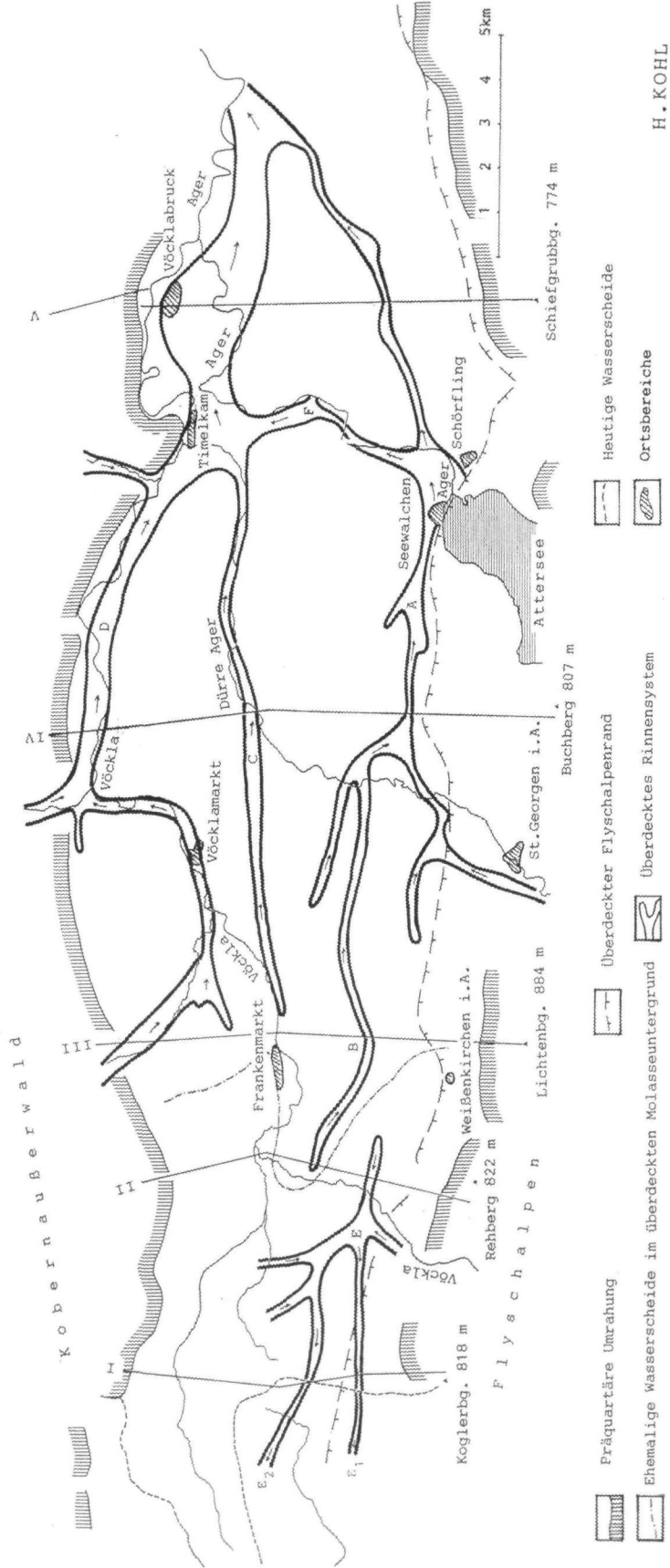


Abb. 41: Das Rinnensystem in der Vöckla-Ager-Pforte. H. Kohl 1998

Alpenrand entfernt. Annähernd parallel dazu tieft sich östlich Frankenmarkt eine weitere zum Unterlauf der Dürren Ager führenden Rinne (C) ein, die südlich Timelkam in das breite, von hier an nach Osten gerichtete Agertal übergeht. Sie ist weniger tief und auch flacher ausgebildet. Neben diesen beiden unterhalb Regau zusammenführenden Hauptsystemen gibt es noch ein von der Talmündung des Redlbaches westlich Vöcklamarkt, etwa der heutigen Vöckla folgendes, die breiten Talfurchen des aus dem Hausruck kommenden Frankenburger Redltales und des Ampfelwanger Mühlbachtals aufnehmendes Rinnensystem (D), das im Vergleich zu den beiden anderen nur eine geringe Quartärauffüllung aufweist und sich bei Timelkam mit der Rinne C vereint. Auffallend ist dabei das N-S verlaufende, den hier höheren Tertiärsockel durchbrechende Quertal der Vöckla unterhalb Vöcklamarkt. Ein ausgeprägtes Quertal stellt in diesem W-O orientierten System auch das Agertal (Lenzinger Ager-Querrinne F) vom Attersee bis Timelkam dar. Sonst ist nur noch eine ausgeprägte Furche einer früheren Dürren Ager am Flyschalpenrand entwickelt, die in die Alpenrandrinne A einmündet.

Aus den Profilen II, III und V (Abb. 42) geht hervor, daß günzzeitliche Sedimente unter jenen der Mindeleiszeit liegen und daß daher sehr wahrscheinlich, wie Profil V vermuten läßt, auch die tiefste Rinne schon prägünzzeitlich angelegt und mit Quarz-Kristallinschottern verfüllt worden ist. Aus Profil V kann auch abgeleitet werden, daß in die mit Günzschottern erfüllte alte Rinne eine zweite viel steilwandigere und schmalere prärißzeitlich eingeschnitten ist, die mit HT-Schottern erfüllt ist und die Tiefe der älteren Rinne nicht nur erreicht, sondern stellenweise auch übertrifft. Die sie querende Dürre Aurach versickert z. T., daher der Name. Solche Nachweise sind mangels Einsichtnahme bei den Profilen I und IV nicht möglich; dort läßt sich auch kein Zusammenhang mit der Schüttungsrichtung der Rißsedimente herstellen.

Während zwar eine Einmündung der aus den Flyschalpen kommenden Dürren Ager in die Alpenrandrinne A wahrscheinlich ist (Versickerungsbereich – daher Dürre Ager), ist eine Talfortsetzung nach Norden durch eine > 55 m hohe Barriere nicht gegeben. Erst der Unterlauf dieses Flusses lenkt in die weiter nördlich verlaufende Rinne C ein, die in diesem Bereich prärißzeitlich sein könnte.

Die aus mehreren Teilstücken zusammengesetzte Vöcklarinne D ist zwar im unteren Teilstück als mindestens mindelzeitliches Gletscherrandtal nachweisbar, in dem die Periglazialschüttungen aus dem Frankenburger Redltal und dem Ampfelwanger Mühlbachtal abgeführt worden sind. Die starke Eintiefung bis > 60 m in den Tertiärsockel weist aber nur eine geringe Auffüllung mit wenig mehr als 10 m Periglazialschutt auf, der bei Timelkam in die rasch tiefer und breiter werdende mit glazifluvialen NT-Schottern erfüllte Rinne des Agertales übergeht. Der Rinnenabschnitt D geht aus dem Redlbachtal hervor,

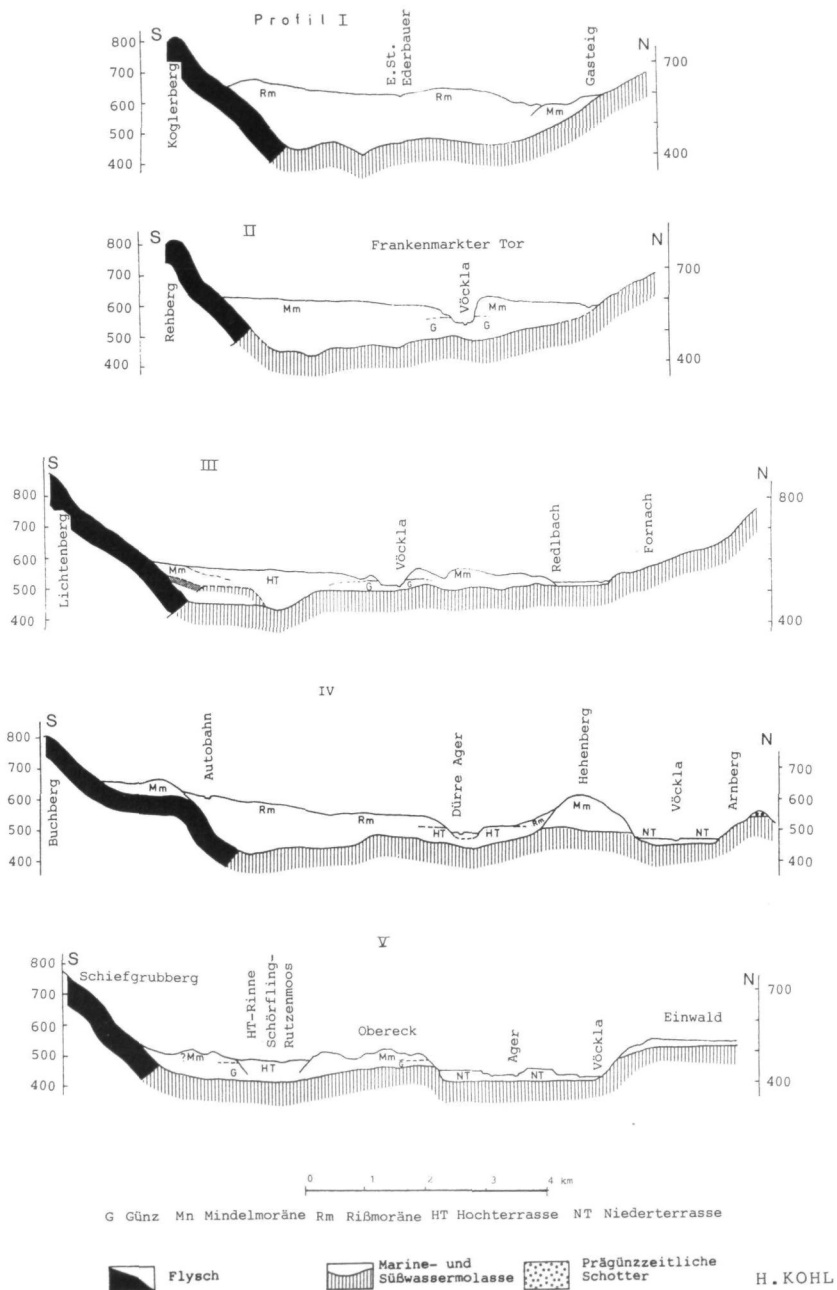


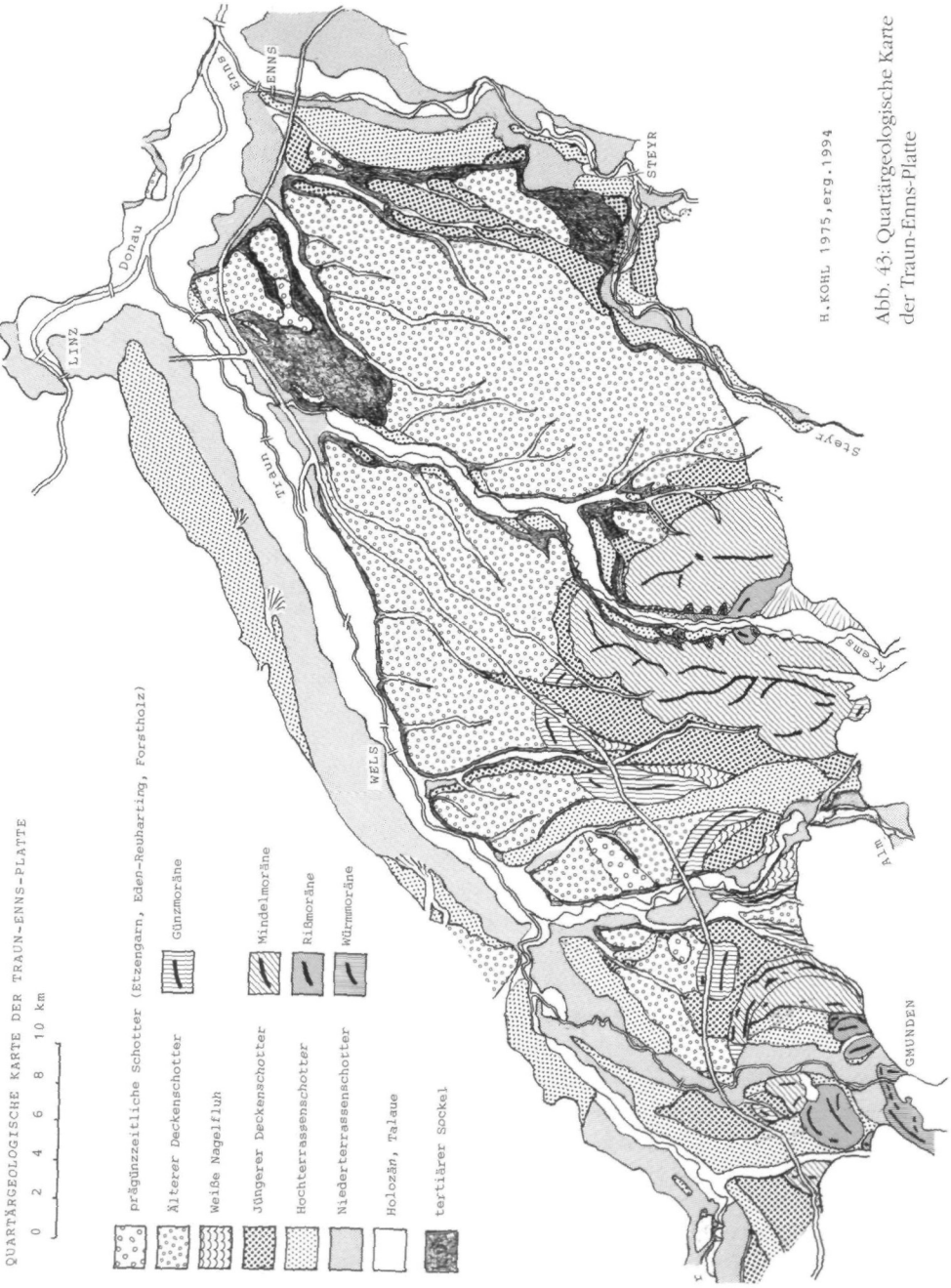
Abb. 42: Querprofile durch das Rinnensystem der Vöckla-Ager-Pforte. H. Kohl 1998

in dessen Rinnenbereich die Vöckla westlich Vöcklamarkt eintritt, nachdem sie von Frankenmarkt kommend nicht nur die liegenden Günzschotter sondern auch die Mindelmoräne nordwestlich Mösendorf durchbrochen hat. Dem folgenden Durchbruch nach Norden dürfte bereits eine ältere Anlage in Fortsetzung des Frankenburger Redtals vorausgegangen sein, in die die Vöckla wohl anlässlich des vordringenden Mindelgletschers gedrängt worden ist. Die S-N verlaufende Talrinne (F) längs der Ager dürfte erst nach Auffüllung des über Rutzenmoos nach Wankham führenden mit HT-Schottern erfüllten Tales entstanden sein, die die Verlegung des Agerlaufes nach Norden ermöglicht hat. Somit ist das heutige Agertal nördlich Schörfling im wesentlichen erst eine prähwürmzeitliche Anlage.

Die mit Quartärsedimenten erfüllte, 6–9 km breite Pfortenlandschaft längs Vöckla und Ager verdankt ihr vielfältiges heutiges Erscheinungsbild einem sehr komplexen Zusammenwirken von Erosion und Akkumulation, das einerseits von dem wiederholten glazialen Vorrücken der mehrfach gegliederten Hauptvergletscherungen der Alpen, anderseits von den starken periglazialen Abtragungsvorgängen des Hausruck-Kobernaußerwald-Höhenzuges gesteuert worden ist. Die Folge dieser Pfortenlage war immer ein Ausweichen der Entwässerung vorwiegend nach Osten zum unteren Ager- und Trauntal, im geringeren Maße auch nach Westen, worauf auch die Anlage der W-O gerichteten begrabenen Mulden zurückzuführen ist. Die Ausdehnung der alten Vergletscherungen nach Norden hin und die Abfuhr ihrer Schmelzwässer war behindert, so daß sich die spätere Entwässerung zum Großteil unabhängig vom Verlauf der verschütteten Mulden den Strukturen verschieden alter Quartärsedimente angepaßt hat. Dieses Zusammenspiel kommt auch in der Gesteinszusammensetzung der aus beiden Richtungen geschütteten Sedimente zum Ausdruck, wobei die quarzreiche Fazies als lokale Komponente immer den Liegend- die alpine aber den Hangendbereich beherrscht, denn die von den Gletschern herbeigeführten Sedimente erreichten immer erst im Hochglazial diesen Raum.

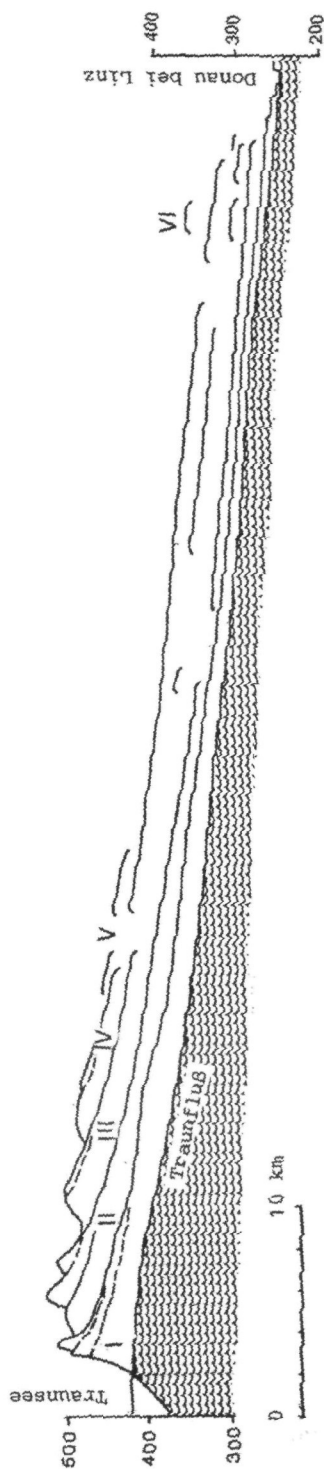
5.3.2 Die glazifluvialen Schüttungen der Traunsee-Zweiggletscher

Während die Schmelzwässer der westlichen Traungletscherzweige vom Höhenzug Kobernaußerwald – Hausruck und dessen Tertiärsockel stark behindert waren und seitlich zum Mattig- und vor allem zum Agertal hin ausweichen mußten, konnten sich die verschieden alten Schüttungen aus dem Traunseezweig wesentlich freier nach Norden und NO hin dem Trauntal entlang bis zur Donau bei Linz entfalten und so eines der klassischen Terrassentäler des Nördlichen Alpenvorlandes hervorbringen (Abb. 27, 43, 44).



H. KOHL 1975, erg. 1994

Abb. 43: Quartärgeologische Karte
der Traun-Enns-Platte



I Würm, II Riß, III Mindel, IV Günz, V Präglünzschotter von Eden-Reuharting
VI Forstholzschothter von St. Florian bei Linz ?

H. KOHL

Abb. 44: Glaziale Serien der eiszeitlichen Traungletscher. H. KOHL in FINK 1976