© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

DIE ENTWICKLUNG DES TRAUN-FLUSSES UND SEINES TALES IM LAUFE DER ERDGESCHICHTE

HERMANN KOHL

A) Das Trauntal innerhalb der Kalk- und Flyschalpen

1. Die Anfänge des Trauntales
2. Der Gebirgsbau und der Verlauf des Trauntales
3. Die Gesteine und ihre geomorphologisch und ökologisch relevanten Eigenschaften
   a) Sehr reine Karbonatgesteine
   b) Gruppe der Dolomite
   c) Verunreinigte Karbonatgesteine
   d) Wasserstauende Gesteine
   e) Das Haselgebirge
   f) Gesteine der Flyschalpen
4. Das alpine Trauntal im Eiszeitalter und die jungen Lockergesteine

B) Das Trauntal im Alpenvorland

1. Erste Nachweise für einen Traunfluß im Alpenvorland
2. Erste Ansätze für die Ausbildung eines Tales
3. Die weitere Taleintiefung und Ausbildung zum Terrassental
4. Das Trauntal unmittelbar vor und während der letzten Eiszeit
5. Das nacheiszeitliche Trauntal und Flußbett

C) Literatur

Der Fluß und sein Einzugsgebiet

Die aus den drei Quellflüssen, der Altaussee-, der Toplitz-Grundlsee- und der Ödensee-Kainischtraun hervorgehende österreichische Traun, hat unter Berücksichtigung ihres längsten der drei Quellflüsse, der Toplitz-Grundlsee Traun, eine Gesamtlänge von etwa 138 km, davon entfallen 65 km auf den Alpenteil und 73 km auf das Alpenvorland. Ihre Quellflüsse kommen aus den Kalkhochalpen, dem Toten Gebirge und dem Dachstein; die vereinigte Traun fließt dann quer durch die Kalkvor-, die Flyschalpen und nördlich Gmunden durch die Molassezone des Alpenvorlandes zur Donau. Ihr Einzugsgebiet umfaßt 4276 km² und greift mit ihren erst im Vorland mündenden größeren Nebenflüssen, Ager, Alm sowie der oberösterreichischen Krems ziemlich weit nach W und O aus, wobei unterhalb der Agermündung die großen Zuflüsse Alm und Krems auf der Ostseite liegen. Diese drei größten Nebenflüsse der Traun entwässern bis zu ihrer Mündung mit zusammen 2770 km² ein größeres Gebiet als die Traun selbst mit nur 1506 km² bis Stadl-Paura (ROSENAUER 1948).

Unnatürlich erscheint, daß die Oberwanger Ach, die Zeller Ach und die Grieseler Ach alpeneinwärts zum Mondseebecken fließen, was nur als Folge der eiszeitlichen Vergletscherung erklärt werden kann. Außerdem lenkt der zuerst dem Salzburger Becken zufließende Abfluß des Fuschlsees mit einem scharfen Knie in die Gegenrichtung zur Grieseler Ach ein. Hier zeichnen sich im Laufe der Flußgeschichte große Veränderungen ab.

Auch das unmittelbar von der Traun durchflossene Tal weist eine Reihe von Besonderheiten auf. So schlägt sie nicht den kürzeren, von den Gesteinsverhältnissen her sicher günstigeren Weg von Bad Aussee direkt ins Goiserer oder Ischler Becken ein, sondern nimmt den Umweg aus dem Ausseer Becken nach S über die Koppenschlucht und das enge Hallstättertal nach Norden zum Becken von Goisern, von wo sie erst nach Querung der felsigen Talengen bei Anzenau und Lauffen das weite Ischler Becken erreicht. Auch von dort weg nützt sie nicht den bequemeren Weg durch das weite Ischltal nach Westen, sondern zieht die enge Talstrecke nach Ebensee vor. Zu den Besonderheiten gehören auch die tiefen Seebecken, die den Reiz der Salzkammergutlandschaft mit ausmachen. Ganz anders im Alpenvorland. Dort durchfließt die Traun zwischen Gmunden und Stadl-Paura ein enges canyonartiges Tal im flachen Umland und weiter abwärts ein geräumiges Terrassental.

Zum Teil vermitteln niedrige Talwasserscheiden einen bequemen Zugang zu den benachbarten Flußgebieten, zu dem der Enns im Mitterndorfer Becken; aus dem oberen Kremstal über die Talwasserscheide von Schön zu dem der Steyr-Enns; im Westen vom Fuschlsee über Hof und vom Mondsee über den Thalgau zur Salzach und schließlich von der Vöckla bei Frankenmarkt, sowie vom Zellersee über Straßwalchen zum Salzachgebiet beziehungsweise über das Mattigtal zum Inn. Auch innerhalb des Traun-Einzugsgebietes gibt es niedrige Übergänge zwischen oft hohen

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Gebirgsgruppen, so über den Pötschen Paß, über die Blaa-Alm ins Rettenbachtal, über den Scharfling Paß, über die Talung von Mitterweißenbach aus dem Trauntal zum Attersee, über die Großalm vom Traunsee zum Attersee, schließlich vom Wolfgangsee zum Fuschlsee und über Oberwang zur Dürren Ager, ferner über den Ziehberg aus dem Kremstal zum Almtal. So weist das Traungebiet im alpinen Bereich eine gute Durchgängigkeit und eine größere Geräumigkeit auf als z. B. östlich davon die Täler der Enns und der Ybbs. Die folgenden Ausführungen beschränken sich auf das Haupttal der Traun.

Die erwähnten Besonderheiten, aber auch das eindrucksvolle Landschaftsbild wie das gesamte landschaftsökologische Potential finden ihre Erklärung in der erdgeschichtlichen Entwicklung dieses Raumes. Es soll daher versucht werden, diese Entwicklung bis zur Gegenwart herauf zu verfolgen, soweit sie aus den heutigen Verhältnissen rekonstruiert werden kann. Dabei soll die Bedeutung der sehr unterschiedlichen Gesteine, die Rolle des Gebirgsbaues und des Klimawechsels, besonders während des Eiszeitalters, hervorgehoben werden, der wiederholt zu großen Vergletscherungen geführt hat.

Wegen der recht unterschiedlichen Verhältnisse zwischen dem Alpen- und dem Vorlandabschnitt des Tales sollen die beiden Talbereiche getrennt behandelt werden.

A) Das Trauntal innerhalb der Kalk- und Flyschalpen

1. Die Anfänge des Trauntales

Die ältesten Spuren, die auf einen Vorläufer der heutigen Traun hindeuten, finden sich innerhalb des Alpenabschnittes auf den Hochplateaus der Kalkhochalpen, gelegentlich auch im Bereich der Kalkvoralpen in den sogenannten "Augensteinschottern". Damit werden nicht mehr zusammenhängende Reste von vorwiegend Quarzschottern und -sanden verstanden, die sich auf fast allen Plateaus der Kalkhochalpen, in unserem Bereich besonders auf dem Dachstein, oft in Hochmulden und Großdolinen finden und auf Flüsse zurückgeführt werden, die einst aus den Zentralalpen nach Norden flossen und ins Tertiärmeer des Alpenvorlandes mündeten. Dort finden sich in die Meeresablagerungen (Molasse) eingebettete, erdgasführende Schotterschwemmkegel ähnlicher Zusammensetzung (z. B. bei Schwanenstadt und Lindach), die vor 30 bis 25 Mio. Jahren abgelagert worden waren (MALZER 1981). Es muß mehrere solche S-N Flüsse gegeben haben, einer davon kann auch im Bereich der heutigen Traun als Vorläufer dieses Flusses angesehen werden. Die heute hoch aufragenden Kalkalpen müssen damals unter dem Einfluß tropischen bis subtropischen Klimas eine flache, zum Tertiärmeer im Norden geneigte Landoberfläche gebildet haben, die über den heute erhaltenen Hochflächen anzunehmen ist. Die Schotter sind dann mit fortschreitender Hebung des Gebirges bei zunehmender Verkarstung auch in Spalten und Höhlen des Kalkgebirges eingeschwemmt worden, wo sie sich immer wieder in verschiedenen Höhenlagen finden. Als Folge der zunehmenden Hebung des Gebirges begannen sich die Flüsse allmählich einzutiefen, wobei sie zunächst flache Talmulden, dann aber immer tiefere Täler mit steileren Gehängen entwickelten. Reste alter Talböden in verschiedenen Höhen lassen darauf schließen, daß die Talbildung in Verbindung mit der Flußeintiefung nicht gleichmäßig vor sich gegangen sein kann. Es ist anzunehmen, daß bei diesen Vorgängen zunächst die Verlandung des Tertiärmeeres, dann größere Aufschüttungen im Vorland wie jene der Hausruckschotter, eine Rolle gespielt haben, wie schließlich auch die Tatsache, daß das lange gegenüber den Alpen abgesenkte Vorland auch allmählich in Hebung überging, was dann wieder dort zur

Abb. 1: Das Ausseer Becken mit Blick durch das Koppental auf den Dachstein

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abtragung und Ausräumung weiter Teile geführt hat.

Mit beginnender Eintiefung eines Trauntales im Alpenbereich wurden auch die sehr verschiedenen Eigenschaften der Gesteine wirksam, wie Chemismus, Härteunterschiede und Wasserdurchlässigkeit. Aber auch dem Gebirgsbau spürten die Erosion und Denudation, wie die linienhafte und flächenhafte Abtragung genannt werden, sehr selektiv nach. Überschiebungsgrenzen, mitunter Schichtgrenzen, Zerrüttungszonen wie auch Brüche und andere Störungen sind sehr sorgfältig herauspräpariert worden und haben zusammen mit Schichtverbiegungen und -einmuldungen nicht nur die Talbildung begünstigt, sondern auch deren Verlauf wesentlich beeinflußt.

2. Der Gebirgsbau und der Verlauf des Trauntales

Der Bau der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschalpen ist im allgemeinen durch übereinandergeschobene und ineinander verschuppte Gesteinsdecken und Deckschollen gekennzeichnet, die weit über die tertiäre Meeresmolasse des Alpenvorlandes geschoben worden sind. Im Salzkammergut wird dieser Bau besonders kompliziert, weil sich zwischen der kompakten Dachsteinmasse und der des Toten Gebirges die breite, sehr uneinheitliche, eher Mittelgebirgscharakter aufweisende Hallstätter Zone einschaltet, die aus dem Ausseer Becken nach Nordwesten Richtung Goisern und Bad Ischl und von dort weiter durch das Ischltal streicht. Eine zweite solche Zone zieht vom Hallstätter Salzberg über das Becken von Gosau nach Westen zum Abtenauer Becken (u.a. TOLLMANN 1966).

Abgesehen von dem Umweg über das Koppental verläuft das Trauntal vom Hallstätter See an nach Norden im großen und ganzen quer zu den vorwiegend W-O streichenden Gebirgsdecken, was dafür spricht, daß die Traun ihre zunächst der Abdachung folgende Laufrichtung aus der Zeit, als es noch keine größeren Reliefunterschiede gegeben hatte, im wesentlichen beibehalten konnte und die durch Schwächezonen des Gebirgsbaues und des Gesteins heute so markanten Unterschiede erst im Laufe der Eintiefung des gesamten Talnetzes entstanden sind. So fällt auf, daß sich die beiden nördlichen Quellflüsse der Traun nachdem sie die NO-SW verlaufenden Strukturen des Toten Gebirges verlassen haben, sich zwar in der Hallstätter Zone des Ausseer Beckens vereinen, dann der Fluß aber nicht weiter der Hallstätter Zone in Richtung N bis NW folgt, obwohl Störungen etwa den Pötschenpaß begleiten, sondern sich nach Süden durch die enge Koppenschlucht zwängt und schließlich in das enge fjordartige Tal des Hallstätter Sees einlenkt. Es liegt hier ein Durchbruch durch die Dachsteindecke vor, die mit ihren verkarstungsfähigen Gesteinen zumindest im Dachstein zu den am stärksten gehobenen Teilen der Kalkhochalpen gehört. Die vom Sarstein zur Koppenschlucht einfallende Gesteinsschichtung deutet auf eine tektonische Einmuldung hin, anschließend dürfte das den Hallstätter Salzberg begrenzende Bruchsystem auch noch im Koppenwinkel wirksam gewesen sein. Auch die Möglichkeit, daß Höhlensysteme hier die Talbildung begünstigt hatten, besteht (SPENGLER 1918).

Charakteristisch ist auch der Verlauf des Gosautales, dessen geradliniger oberer Abschnitt tektonisch vorgezeichnet ist. Nach einem Knick folgt dann der weite Mittelteil, der innerhalb des hier mit Gosauschichten ausgefüllten Ausräumungsbecken der Hallstätter Zone liegt, während der unterste, enge Talabschnitt die Dachsteindecke zum Hallstätter See hin durchbricht.

Die Weitungen von Goisern und Bad Ischl liegen im Bereich der Hallstätter Zone. Die beiden Becken werden durch die Malmkalkbarriere der Jochwand und der Ewigen Wand bei Anzenau und einen über das Trauntal vorspringenden Sporn der Dachsteindecke bei Lauffen voneinander getrennt (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1982). Wie aus einem Satellitenbild (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1983) hervorgeht, dürfte eine Störung den Taldurchbruch erleichtert haben. Bei Bad Ischl haben neben der Hallstätter Zone und der steil abfallenden Nordstirn der Dachsteindecke sich kreuzende Störungen durch das Ischl- und Rettenbachtal und das Trauntal die Beckenbildung begünstigt.

Nördlich Bad Ischl tritt das Trauntal in das System der Höllengebirgsdecke ein und folgt bis Ebensee der bereits nördlich vom Jainzen einsetzenden Trauntalstörung; das Tal verläuft außerdem entlang der Achse einer tektonischen Mulde.

Am Traunsee erfordert die im Osten gegenüber der Westseite um etwa 3,5 km nach Norden versetzte Stirn der Kalkalpen die Annahme einer N-S verlaufenden Horizontalverschiebung, was u.a. die Anlage des Seebeckens begünstigt hat.

Zwischen Winkl bei Traunkirchen und dem Sonnstein tritt unter der Höllengebirgsdecke die Langbathscholle der Bajuvarischen Decke an die Oberfläche (u. a. TOLLMANN 1966), die einen engen Wechsel von W-O streichenden Gesteinen aufweist. Auf der Ostseite des Sees ist diese Einheit im Gschliefgraben zwischen dem Flysch des Grünberges und der Höllengebirgsdecke des Traun-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

steins auf einen schmalen Streifen eingeengt.

Als letzte geologische Großeinheit der Alpen quert das Trauntal beziehungsweise der See die Flyschalpen, die mit einigen Lagen des eine eigene tektonische Einheit darstellenden Helvetikums eng verfaltet und verschuppt sind. So bildet ein östlich Ohlsdorf von der Traun angeschnittener Helvetikum-Aufbruch etwa 5 km nördlich Gmunden den geologischen Alpenrand. Der in einer Kuppe südlich Ohlsdorf aufragende Flysch ist hier sonst infolge des trichterförmigen Auseinanderdrückens der Flyschberge bereits von eiszeitlichen Ablagerungen überdeckt.

3. Die Gesteine und ihre geomorphologisch und ökologisch relevanten Eigenschaften

Bei der großen Zahl sehr unterschiedlicher Gesteine ist weniger ihr geologisches Alter von praktischer Bedeutung - mit Ausnahme der Lockergesteine des Quartärs stammen sie fast ausschließlich aus dem Erdmittelalter, dem Mesozoikum - als vielmehr ihre physikalischen und chemischen Eigenschaften. Von ihnen hängen neben dem entscheidenden Einfluß auf die Ausgestaltung des Landschaftsreliefs, die Bodenbildung und schließlich das Vegetationsbild wie auch die Nutzungsmöglichkeit durch den Menschen ab. Es sei vorweggenommen, daß alle Gesteine, auch die härtesten, an Störungszonen mehr oder weniger zerrüttet sind, dort ihre Widerstandsfähigkeit verlieren, leichter ausräumbar (vgl. Talbildung) und oft tief hinab wasserwegsam werden. Das gleiche gilt für die Überschiebungsgrenzen der Gesteinsdecken.

Fassen wir die zahlreichen Gesteine nach ihren physikalischen und chemischen Eigenschaften zusammen, so können etwa folgende Gruppen unterschieden werden (vgl. dazu GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1922, 1982):

a) Sehr reine Karbonatgesteine (95-100 % Kalziumkarbonat)

Dazu zählen vor allem die Dachsteinkalke, Wettersteinkalke und auch helle Kalke des oberen Jura (Malm) wie die Plassenkalke, eventuell auch Tressensteinkalke, seltener Kalke des unteren Jura. Sie alle unterliegen am stärksten der chemischen Auflösung und somit der Verkarstung mit allen damit verbundenen Erscheinungen wie das Vorherrschen der unterirdischen Entwässerung, bei vorwiegend horizontaler Lagerung der Gesteinsschichten die Erhaltung geschlossener Gebirgsstöcke mit guter Bewahrung alter Landoberflächen (abgestufte Plateaus). An den Steilhängen zeugen meist trockene Wildbachrinnen von einer nur episodischen oder periodischen Wasserführung. Infolge eines sehr geschlossenen, massigen Auftretens in größerer Mächtigkeit, bestimmt der Dachsteinkalk sehr wesentlich die beiden Kalkhochalpenstöcke des Toten Gebirges und des Dachsteins, wo kräftige Karstquellen, oft unter jungen Schuttmassen bedeckt, oder unter den Seespiegeln des Hallstätter Sees, Ödensees, Altausseer Sees, des Kammer-, Toplitz- und Grundlsees austreten und so wesentlich die Wasserführung der obersten Traun bestimmen. Da Karstwasser unterirdisch schnell und zu einem hohen Prozentsatz abfließt, verursachen Regen- und Trockenperioden oft große Schwankungen in den Quellschüttungen. Außerdem fehlt eine entsprechende Filterung des Wassers, was bei sorglosem Umgang auf den Hochflächen dieser Gebirge zur Verunreinigung des Wassers führen kann. Eine gewisse Verzögerung des Abflusses und damit auch eine entsprechende Filterung kann der Durchgang durch die jungen Lockergesteinsmassen am Hangfuß oder in den Talsohlen bringen.

Harte Juragesteine der Gruppe Plassenkalke-Tressensteinkalke bilden zum Teil den Südrand des Toten Gebirges (z. B. Plassenkalk der Trisselwand, die auffallenden Gipfelfelsen des Loserzuges und andere). Meist ragen diese Gesteine aber innerhalb der Hallstätterzone als Härtlinge auf, wie der Sanling, der Plassen über dem Hallstätter Salzberg oder die Malmkalke der Joch- und Ewigen Wand mit dem Predigtstuhl, die sich in den isolierten Aufragungen der Zwerchwand, des Rosenkogels gegen das Rettenbachtal hin im Höherstein fortsetzen. Im Ischler Becken gehört noch der Klotz des Jainzen aus Plassenkalk hierher, am Traunsee die Felsrippe von Karbach, die wegen der Reinheit dieses Kalkes abgebaut wird. Nordöstlich Bad Ischl tritt im Steilabfall der Hohen Schrott nochmals der Dachsteinkalk an das Trauntal heran, in dem der gesamte steile Nordabfall des Toten Gebirges liegt.

Weiter nördlich ist es dann aber der Wettersteinkalk, der ähnlich dem Dachsteinkalk den mächtigen Stock des Höllengebirges aufbaut, mit allen Erscheinungen extremer Verkarstung, einschließlich kräftiger Quellen am Fuße des Gebirges. Der Wettersteinkalk bildet auch die Stirn der Höllengebirgsdecke und baut so auch noch die auffallenden Berggestalten des Sonnsteins und des Traunsteins auf.

Die meist steilen Abfälle in diesen Gesteinen lassen nur an wenigen Stellen eine geschlossene Vegetation zu, was auch die Bodenbildung erschwert und verzögert. Infolge der guten Löslichkeit des Kalkgesteins bleiben nur bescheide-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

ne Lösungsrückstände, die die Bodenbildung begünstigen. Wo nicht der nackte Fels mit unzusammenhängenden Ansätzen einer Rohbodenbildung vorherrscht, überwiegen die schwarzen Rendsinaböden, Humus unmittelbar über angeätztem, in Lösung begriffenem Kalk. Nur auf den Hochflächen findet sich lokal tonreicher Braunlehm, sog. Terra Fusca, die als fossiles Relikt einer unter anderen Klimabedingungen und auch zum Teil in einem anderem, silikatreicheren Substrat entstandene Bodenbildung angesehen wird.

b) Gruppe der Dolomite (Kalzium-Magnesium-Karbonate)

Eine größere Bedeutung kommt in dieser Gesteinsgruppe vor allem dem Ramsaudolomit (auch Wettersteindolomit, nach der Ramsau bei Goisern benannt) und dem Hauptdolomit zu, der nach oben hin auch Übergänge zum Dachsteinkalk aufweist.

Das auf Grund der chemischen Zusammensetzung gegenüber dem $CaCO_3$ härtere Gestein ist sehr spröde und deshalb infolge fortgesetzter tektonischer Beanspruchung mehr oder weniger eng geklüftet, was die Oberflächenerosion und damit die Zertalung außerordentlich begünstigen kann. Die Folge sind, besonders ausgeprägt im Ramsaudolomit, tief zerfurchte, oft in schmale Felsgrate und -türmchen aufgelöste Steilhänge mit mächtigen, hoch hinaufreichenden, grusigen Schutthalden. Auch die Dolomite unterliegen der Verkarstung und somit der unterirdischen Entwässerung mit entsprechenden Karstquellen. Infolge der starken oberirdischen Zerstörung durch Erosion und Denudation, wie auch der geringen Lösungsrückstände, ist die Bodenbildung stark beeinträchtigt, so daß an steileren Hängen meist nur Rohböden und schwach entwickelte Rendsinen vorherrschen. Für die Dolomitgebiete charakteristisch ist auch die auf Halden und auf Felspartien mitunter bis ins Tal herabreichende alpine Vegetation, wie *Pinus mugo* (Latschen), *Rhododendron hirsutum* und viele Nichtholzgewächse. Der Ramsaudolomit mit seinen sehr ausgeprägten Dolomiteigenschaften ist vor allem im inneren Salzkammergut in der westlichen Umgebung des Beckens von Goisern (Einzugsgebiet des Goiserer Weißenbaches), sowie am Nord- und Ostfuß des Sarsteins vertreten, wo mächtige Schutthalden auftreten.

Der Hauptdolomit ist hingegen wesentlich am Aufbau der Kalkvoralpen beteiligt, wo er einen Großteil der unscheinbaren, meist stark bewaldeten Hänge, z. B. den Sockel der Hohen Schrott und des Höllengebirges, aber auch ganze Bergzüge aufbaut.

In den Kalkhochalpen bildet er grundsätzlich den Sockel der vom Dachsteinkalk beherrschten Bergwelt, so am Sarstein und am Nordabfall des Ausseer Zinken, wo auch der Dachsteinkalk hoch hinauf dolomitisiert ist.

c) Verunreinigte Karbonatgesteine

In dieser Gruppe können alle mehr oder weniger mergeligen, durch Oxide bunt oder einen Bitumengehalt dunkel verfärbten, oft auch kieseligen und andere Beimengungen enthaltenden Karbonatgesteine zusammengefaßt werden. Abgesehen von den für das Traungebiet kaum eine Rolle spielenden dunklen Gutensteinerkalken und -dolomiten und den Reiflinger Schichten gehören vor allem die Karbonate der Hallstätter Zone, wie die teilweise mergeligen oft bunten Hallstätter Kalke und die kieseligen Pötschenkalke sowie stark verunreinigte rötliche bis bunte Jurakalke oder die meist mergeligen, auch kieseligen Oberalmer Schichten hierher. Je nach Kalkgehalt sind diese Gesteine noch entsprechend verkarstungsfähig. Bei ihrer Auflösung hinterlassen sie aber bereits einen größeren nichtkarbonatischen Rückstand, der an nicht abtragungsgefährdeten Stellen die Bodenbildung, meist Braunerden bis Braunlehme, begünstigt und damit auch das Aufkommen der Vegetation. Ein gutes Beispiel dafür bietet der Gegensatz zwischen dem bestenfalls von Latschen besetztem Dachsteinkalk und den mit Gräsern und Kräutern bewachsenen mergeligen Juragesteinen mit Almbereichen im Toten Gebirge.

Zu einem großen Teil treten diese Gesteine in der Hallstätter Zone auf, wo sie gegenüber leichter abtragbaren höhere Kuppen bilden, z. B. den Raschberg, einzelne Felsklippen auf dem Hallstätter Salzberg und den Siriuskogel in Bad Ischl.

Im Trauntal nördlich Bad Ischl spielen dann Gesteine dieser Gruppe erst wieder am Traunsee eine Rolle, wo in der Langbathscholle mit ihrem streifenförmig auftretenden, kleinräumig wechselnden Gesteinsbestand auch Felsrippen aus bunten Jurakalken auftreten, die auch südlich vom Traunstein am rechten Traunseeufer vorkommen.

d) Wasserstauende Gesteine

Auch in dieser Gruppe gibt es je nach mineralischer Zusammensetzung viele Übergänge von gering bis stärkstens wasserstauenden Gesteinen. Je mehr der Karbonatgehalt zurücktritt, umso mehr nehmen silikatische Bestandteile zu, unter ihnen meist Tone, die die eigentliche Ursache für den Wasserstau sind. Bei der Verwitterung dieser Gesteine entste-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

hen zusätzlich Tone, die zusammen mit wasserhältigen Oxidationsprodukten und unlöslichen Rückständen wie Quarzbestandteilen ein braunes tonreiches Verwitterungsprodukt ergeben, tonreiche Lehme, in die das Niederschlagswasser nur erschwert eindringen kann und dann Pseudogleyböden, unter Grundwassereinfluß auch Gleyböden bildet. Das Auftreten dieser Gesteine, oft nur in dünnen Lagen, ist vor allem in den weithin verkarsteten Kalkalpen von größter Bedeutung, weil an sie grundsätzlich die Quellaustritte gebunden sind und überall dort, wo stauende Gesteine die Oberfläche bilden, nutzbare Wiesen und Almgründe liegen.

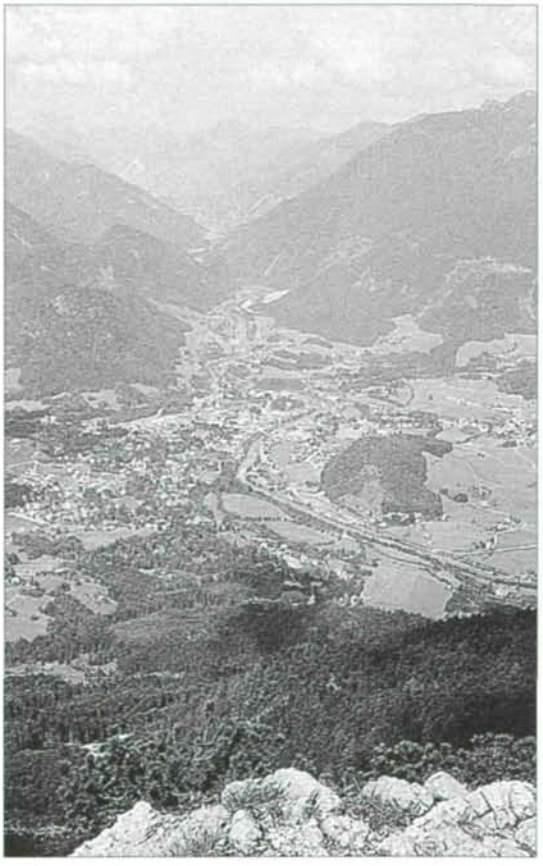


Abb. 2: *Blick über das Ischler Becken nach Norden in das untere Trauntal*

Auch diese Gesteine stammen aus den verschiedenen Abschnitten des Mesozoikums (Erdmittelalter) und umfassen verschiedene Mergel (kalkhaltige tonige Gesteine), Sandsteine, Radiolarite (kieselreiche oft auch Ton enthaltende Gesteine), Tone und Tonschiefer wie die Werfener Schiefer (-schichten). Zum überwiegenden Teil tragen auch diese Gesteine zur Belebung des Reliefs und besonders zur ökologischen Differenzierung der Hallstätter Zone bei. Im Raum östlich des Beckens von Goisern treten, von einer Reihe kleinerer Kalkschollen unterbrochen, bis an den Rand des Ausseer Beckens die mergelig- bis tonig schiefrigen Zlambach-Schichten in größerer Verbreitung auf, die hier für das Salzkammergut eine relativ hoch hinaufreichende landwirtschaftliche Nutzung mit Almbetrieb ermöglichen, aber auch infolge der stets starken Durchfeuchtung für Massenbewegungen anfällig sind, die hier überall ihre Spuren hinterlassen haben (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1983). Auch die jungen Erdströme und Murgänge der beginnenden 80er Jahre am Stammbach und anschließend an den Sandlingbergsturz 1920 hängen, wenn auch nicht nur, damit zusammen. Unmittelbar benachbart liegen auf beiden Seiten des Beckens von Goisern jurassische Mergel mit Resten von Radiolariten, die ebenfalls als Wasserstauer auftreten, wobei die zwar harten, aber spröden und stark zerklüfteten Radiolarite meist ausgeräumt wurden. Auch westlich des Loser haben beiderseits der Blaa-Alm diese Gesteine eine größere Verbreitung.

In der weiteren Umgebung des Beckens von Bad Ischl haben gegen den Salzberg hin Mergel und Sandsteine der Unterkreide (Neokomschichten) die Ausräumung des Beckens begünstigt. Westlich der Traun verhalten sich im Ischltal die bereits in eine Ausräumungszone eingelagerten Gosauschichten - vorwiegend Mergel und Sandsteine ähnlich. Sie erfüllen auch die Furche nördlich des Jainzen. Auch in der Langbathscholle westlich Traunkirchen liegen Talzonen in den Neokomschichten; in der Eisenau bei Karbach verhalten sich Gosauschichten ähnlich.

Ebenso ist das namengebende Becken von Gosau mit den verschiedensten Varianten der Gosauschichten ausgefüllt, die über den Paß Gschütt in das Abtenauer Becken überleiten. Südwestlich Gosau sind die dichteren Gosauschichten an der Grenze zu kalkreicheren Gesteinspartien in mehreren Stufen abgerissen und abgesackt (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1982). An der Oberfläche dieser zerrütteten Massen zeigen größere Sümpfe den Wasserstau an. Als meist nur dünne Gesteinsbänder schalten sich zwischen den massig auftretenden Karbonatgesteinen die Raibler beziehungsweise Lunzer Schichten (meist tonige Sandsteine und Mergel) der mittleren Trias ein, so über dem Ramsaudolomit bei Steeg und im Umkreis des Goiserer Weißenbachtales. Ähnlich verhalten sich auch die Kössener Schichten (dunkle Mergel und Tone) der obersten Trias im Bereich der Hohen Schrott. Beide Gesteine treten als Quellhorizonte zwischen verkarstungsfähigen Gesteinen auf. Ebenso finden sich Lunzer Schichten und ihnen nahestehende Gesteine auch im Osten und Norden des Höllengebirges und südlich der Talung von Mitterweißenbach an der Untergrenze des Wettersteinkalkes.

Die sonst als Quellhorizont oft sehr bedeutenden, meist rötlich-violetten bis graugrünen Tonschiefer der Werfener Schichten spielen im Traungebiet nur eine untergeordnete Rolle, so im Pötschengebiet bei St. Agatha bis zur

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Paßhöhe als Unterlage des Sarsteins und östlich davon am Fuße des noch zur Dachsteinkalkmasse gehörenden Radlingstockes, sowie in ähnlicher Position als Unterlage des Ramsaugebirges in der Goiserer Ramsau.

Auch alle diese wasserstauenden Gesteine hinterlassen bei ihrer Verwitterung mehr oder weniger tonreiche lehmige Verwitterungsprodukte in größerer Mächtigkeit, die meist diese wenig auffälligen Gesteine verhüllen. Sie begünstigen nicht nur eine eher feuchtigkeitsliebende Vegetation, sondern auch die land- und forstwirtschaftliche Nutzung. Am Kontakt dieser wasserstauenden Gesteine treten fast überall mehr oder weniger ergiebige Quellen zutage. Als Böden treten vorwiegend Pseudogleye, in weniger stauenden Gesteinen auch lehmige Braunerde auf.

e) Das Haselgebirge

Die der Bergmannsprache entnommene Bezeichnung umfaßt ein buntes Gemenge aus Ton, Gips, Anhydrit, Salz und anderen Mineralen. Zu diesem Gesteinsgemenge gehören auch die drei großen Salzstöcke von Aussee, Hallstatt und Bad Ischl, die alle drei im Bereich der Hallstätter Zone liegen und den regulären Gebirgsbau empfindlich stören, ja durchbrechen und geradezu chaotische Verhältnisse geschaffen haben, so daß in ihrem Bereich die verschiedensten Gesteinsschollen oft wirr durcheinander auftreten. Die leichte Lösbarkeit vor allem des Salzes, aber auch des Gipses, der durch Wasseraufnahme, verbunden mit Volumsvergrößerung, aus Anhydrit hervorgegangen ist, hat dazu geführt, daß Salz an der Oberfläche grundsätzlich ausgelaugt wurde, Gips aber gelegentlich als Gipskarst mit steilen Trichterdolinen anzutreffen ist, z. B. bei Wienern über dem Grundlsee und südlich Bad Ischl.

Das Haselgebirge ist außerordentlich quellfähig, kann also viel Wasser aufnehmen, vergrößert so sein Volumen bedeutend und entwickelt auf diese Weise eine eigenständige Salztektonik (u. a. SCHADLER 1959). Das Auftreten dieser sehr plastischen Haselgebirgsstöcke hat zweifellos die Bewegungen, vor allem die Überschiebungen der Nördlichen Kalkalpen wesentlich begünstigt, aber auch auf seine eigene Art und Weise beeinflußt. Wie unruhig die Umgebungen dieser Salzstöcke heute noch sind, beweisen Berg- und Felsstürze, vor allem 1920 am Sandling, auch 1978 wieder (FRIEDEL 1985) und 1980-1982 von der Zwerchwand nahe der Hütteneck-Alm, aber auch langsamere Bewegungen über dem Hallstätter Salzberg, die die parallele Zerreißung des massiven Plassenstockes und die Verstellung von Hallstätterkalk-Schollen verursacht haben (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1976). Messungen durch die TU Wien haben hier Bewegungen bis zu 4,5 m in 20 Jahren beziehungsweise 23 cm/Jahr ergeben (BRUNNER & HAUSWIRTH 1976). Dabei kann von einem Glück gesprochen werden, daß eine mächtige Wand aus Dachsteinkalk den Salzstock am Abgleiten in den Hallstätter See hindert. Die starke Durchfeuchtung fördert langsame Hangbewegungen, die das Auftreten einer höheren Vegetation behindern können, bisweilen Holzgewächse schräg stellen und immer wieder Abgänge von Erdströmen und Muren auslösen. So hatte zum Beispiel das die Zwerchwand unterlagernde Haselgebirge, das bereits vor Abgang der Felsabbrüche 1980 Hangbewegungen erkennen ließ, diesen Sturz veranlaßt. Die abbrechenden Gesteinsmassen hatten dann das plastische Haselgebirge ausgepreßt und so den anschließenden Erdstrom ausgelöst, der sich in den Zlambachschichten fortsetzte, wo teilweise alte Schuttmassen mit einbezogen wurden, und durch ständigen Wasserzutritt die Entwicklung zu einer wesentlich schneller abgehenden Mure gegeben war. Sicher werden alle diese Bewegungen durch den Bergbau noch gefördert.

Außer im Bereich der drei Salzstöcke, aus denen immer noch Salz gewonnen wird, tritt Haselgebirge auch am Radlingpaß östlich Bad Aussee und südlich des Grundlsees vom Reschensattel bis Wienern an die Oberfläche, wo sich der Gipsbergbau von Gößl befindet.

Wasseraustritte im Bereich des Haselgebirges können gelöstes Salz (Natriumchlorid) oder auch Sulfate aus dem gelösten Gips enthalten (zum Beispiel am Stammbach). Auch die lange bekannten Salzquellen im Raume Bad Ischl und Bad Aussee oder auch die jodhältige Sulfatquelle von Bad Goisern kommen aus dem Haselgebirge. Dagegen hängt die hohe Chloridkonzentration im südlichen Traunsee vor allem mit der Saline von Ebensee beziehungsweise von Steinkogel zusammen.

f) Gesteine der Flyschalpen

Diese Gesteine, verschiedene kalkhältige bis kalkfreie Sandsteine und Mergel, sind abgesehen von einer gewissen Wasserwegsamkeit an Störungen, weitgehend un- bis schwer durchlässig. Die Flyschzone ist somit ein ziemlich geschlossenes Gebiet mit überwiegendem Oberflächenabfluß, der entsprechend auf die Niederschläge reagiert. Da diese Gesteine verhältnismäßig leicht verwittern, hinterlassen sie, je nachdem ob Sande oder Mergel vorliegen, eine tonärmere oder tonreichere Lehmdecke,

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

die auch das Festgestein meist überdeckt. Abgerundete Bergformen geringerer Höhe mit geschlossener Vegetationsdecke sind die Folge. Auf der schwer durchlässigen, lehmigen Verwitterungsdecke überwiegen schwere Pseudogley-Böden. Die durch die Solifluktion (Bodenfließen) oft angereicherten Lehmdecken können in Verbindung mit an der Oberfläche aufgelockerten Gesteinsmassen auch Bodenbewegungen auslösen und auch weniger ergiebige Schuttquellen enthalten. Größere Quellen sind selten und stehen durchwegs in Verbindung mit zerrütteten und damit die Wasserführung ermöglichenden Gesteinspartien. Von diesen üblichen Flyschgesteinen heben sich die stark wasserhältigen und dennoch wasserstauenden Tone und Tonschiefer des Helvetikums ab. Das Helvetikum tritt immer nur in schmalen westost streichenden Streifen an die Oberfläche. Solche Streifen befinden sich südlich des Kollmannsberges bei Traunkirchen nahe der Flysch/Kalkalpengrenze, ferner im Gschliefgraben und östlich Ohlsdorf, wo die Traun unter eiszeitlichen Ablagerungen diese Gesteine anschneidet. In allen drei Fällen haben wir es mit sehr instabilen Rutschgebieten zu tun, mit entsprechender Versumpfung. Der Gschliefgraben ist ja durch wiederholte, bis zum Traunsee reichende Mur- und Erdströme bekannt, die bis ins 15. Jh. zurück dokumentiert sind und zu denen sich auch entsprechende Massenbewegungen gesellen, die kaum völlig zur Ruhe kommen (BAUMGARTNER & SORDIAN 1982). Wir befinden uns hier nicht nur in einer Aufbruchszone des Helvetikums, begleitet von Streifen anderer, zum Teil mit Grundmoränen bedeckter, wasserstauender Gesteine wie Grestener Schichten, Fleckenmergel und Gosauschichten, sondern außerdem im tektonisch stark beanspruchten Grenzbereich Kalk/Flyschalpen, in den auch die Trauntalstörung einschwenkt und zum Teil noch die Karbonatgesteine am Nordwestende des Traunsteins auflockert und absturzbereit macht (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1983).

4. Das alpine Trauntal im Eiszeitalter und die jungen Lockergesteine

Während die Gesteinsstrukturen und Gesteinseigenschaften bei der Talbildung ihren maßgebenden Einfluß bis heute bewahrt haben, hatten die zunehmenden Klimaschwankungen des Eiszeitalters, die immerhin etwa die letzten 2 Millionen Jahre unserer Erdgeschichte bestimmten, eine völlig neue Entwicklung zur Folge. Der Klimawechsel hat mit fortschreitendem Eiszeitalter wiederholt zu großen Vergletscherungen geführt, die dem gesamten Einzugsgebiet erst jenes typische Gepräge gaben, das das heutige Traungebiet vor allem im Vergleich zu weiter östlich liegenden Tälern ausgezeichnet: Übersteile Talgehänge, Ausweitung der Talbecken, übertiefte Seebecken, Abrundung der vom Gletschereis überdeckten Felsbereiche u.a. Der Wechsel zwischen Flußerosion in den eisfreien Zeitabschnitten und Gletschererosion in den Kaltzeiten vollzog sich bei gleichzeitiger relativ starker Heraushebung des Gebirges, was eine fortschreitende Eintiefung der Täler bedeutete. Dazu kam, daß in den Kaltzeiten in allen nicht vom Eis bedeckten Gebieten, wie in weiten Teilen der Kalkvoralpen und besonders der Flyschalpen, bei weitgehendem Fehlen einer geschlossenen Vegetationsdecke auch die flächenhafte Landabtragung durch Frostwechsel und damit die Schuttzufuhr zu den Talgletschern und deren Schmelzwässern jeweils im Sommer außerordentlich groß war.

Da die großen Vergletscherungen bis an den Alpenrand und sogar noch ins Vorland reichten, sind im Gegensatz zum Alpenvorland ältere eiszeitliche Ablagerungen im Gebirge immer wieder vom nachfolgenden Eis ausgeräumt worden. Deshalb überwiegen in diesem Abschnitt des Trauntales die Eiserosionsformen. Abgesehen von wenigen Ausnahmen sind nur vom rückschmelzenden späteiszeitlichen Gletscher der Würmeiszeit Endmoränen und auch Schmelzwasserablagerungen erhalten. Unter Mitwirkung des unter dem Eis als Grundmoräne mitgeführten Schuttes hat das Gletschereis je nach Gesteinswiderstand und eigener Stoßkraft seine Erosionsfähigkeit mehr oder weniger zur Geltung bringen können. Die hochgelegenen Quellmulden der Bäche und Flüsse wurden in geräumige Kare, größere Felsflächen im Plateaubereich in eine Rundhöckerlandschaft umgewandelt, die sich an den ehemaligen Gletscherabflüssen über die Steilabfälle fortsetzt und so heute noch die einst eisbedeckte Felslandschaft erkennen läßt. Schöne Beispiele bieten die Gletschergassen vom Dachstein zum Ödensee oder zum Koppenwinkel beziehungsweise Hallstättersee oder vom Toten Gebirge zum Altausseer See und zum Grundlsee, aber auch an dessen Nordabfall wie auch vom Höllengebirge herab. Dabei sind die älteren Bodenbildungen immer wieder beseitigt worden und nur an günstigen Stellen haben sich alte Braunlehme (Terra Fusca) erhalten. Aus den Kerb-(V-)tälern entstanden Trogtäler (U-Täler) mit Versteilung der Troghänge (Trogwände) und schließlich wurden die vom Eis weiter zurückverlegten Talanfänge in die charakteristischen Trogschlüsse umgewandelt, wie wir sie im Echerntal bei

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Hallstatt, im Koppenwinkel und hinter dem Toplitz beziehungsweise Kammersee oder auch beim Altausseer See finden. Folgen der Vergletscherung sind auch die Ausweitung leicht ausräumbarer Talbecken und die Übertiefung der heute mit Seen erfüllten Talabschnitte, die entweder tektonisch begünstigt und sehr oft auch gesteinsbedingt ist. So wurde Salinar (Haselgebirge) im Traunsee, Hallstätter See, am Toplitz- und Grundlsee, auch am Offensee nachgewiesen (SCHADLER 1959).

Soweit durch eine Humusdecke von der Korrosion (Auflösung des Karbonatgesteins) geschützt, haben sich oft spiegelglatte Gletscherschliffe mit entsprechenden Kritzern erhalten, die die Bewegungsrichtung des Eises anzeigen, zum Beispiel bei Rindbach, Ebensee-Roith, bei der Bahnstation Hallstatt und anderen.

An wenigen Stellen, so an der Traun nördlich von Bad Ischl, im untersten Rindbachtal und am Buchberg bei Traunkirchen sind noch kleine Reste älterer vorwürmzeitlicher Schotter beziehungsweise Konglomerate, an einzelnen Hängen auch zu Breccie verfestigte Reste warmzeitlicher (interglazialer) Schutthalden erkennbar, wie im Koppental, am Nordabfall der Hohen Schrott, im Ramsaugebirge südwestlich Goisern und anderen.

Was von der letzten Vergletscherung übrig blieb, sind Reste schluffiger Grundmoränen vor allem in den Talbecken, im Bereich der Hallstätter Zonen und gelegentlich unter Seeablagerungen, End- und Seitenmoränen im Bereich der späteiszeitlichen Gletscherstände, ferner Eisrandschüttungen und spät- bis nacheiszeitliche Schotterfelder, aber auch Seetone und -mergel vollkommen oder teilweise verlandeter Seen.

Da diese wenig widerstandsfähigen Lockerablagerungen, abgesehen von den Seetonen, Grundwasser führen und Schotter als Baurohstoff geschätzt ist, sollen sie im einzelnen näher betrachtet werden.

Das Nord- und Westufer des Traunsees begleiten bis vor Traunkirchen Wälle und Kuppen der End- beziehungsweise Seitenmoränen aus der Zeit des Hochstandes der letzten eiszeitlichen Vergletscherung vor etwa 20.000 Jahren. Bei Vichtau westlich Traunkirchen hatten diese Moränen einen heute verlandeten See bis Neukirchen zurückgestaut. Mit dem etappenweisen Abschmelzen des Traungletschers bildeten sich zunächst von 470 bis 460 m abnehmend Eisseen, deren Abflüsse noch durch die heutigen Trockentäler beiderseits des Hochkogels in Gmunden erkennbar sind. Bei weiterem Abschmelzen ist anfangs noch mit einem Toteiskörper im Becken zu rechnen, der von seiner Unterlage gelöst, einen Traunsee in 450 m bis Steinkogel entstehen ließ. Deltaschüttungen in diesen See lassen wiederholt dieses Niveau erkennen (bei Steinkogel, bei Traunkirchen u.a.). Seither ist der Seespiegel in Etappen weiter bis zum heutigen Stand in 422 m abgesunken und außerdem wurde nahezu 1/3 (5,5 km) der ursprünglichen Seelänge zwischen Steinkogel und Ebensee durch die einmündende Traun und ihre Seitenbäche (Frauenweißenbach, Rindbach und Langbathbach) zugeschüttet (KOHL 1976). Eine 1,5 km südwestlich der Traunmündung bei Ebensee bis 184,5 m tief abgeteufte Bohrung hatte den Felsuntergrund zwar nicht erreicht; sie endet in der diesen überlagernden Grundmoräne. Darüber liegen einige Meter Seetone, über denen dann von 160 m aufwärts sandige Schotter mit Holzresten folgen (BAUMGARTNER 1983). Eine Holzprobe aus den unteren Lagen ergab ein Radiokarbon-Alter von 11.760 ± 30 Jahren, was beweist, daß seither 150 m Schotter in den früher größeren See eingeschüttet wurden. Die teilweise versumpfte Oberfläche in dieser Aufschüttungsebene ist auf den hohen Grundwasserstand zurückzuführen.

Oberhalb Steinkogel sind infolge des

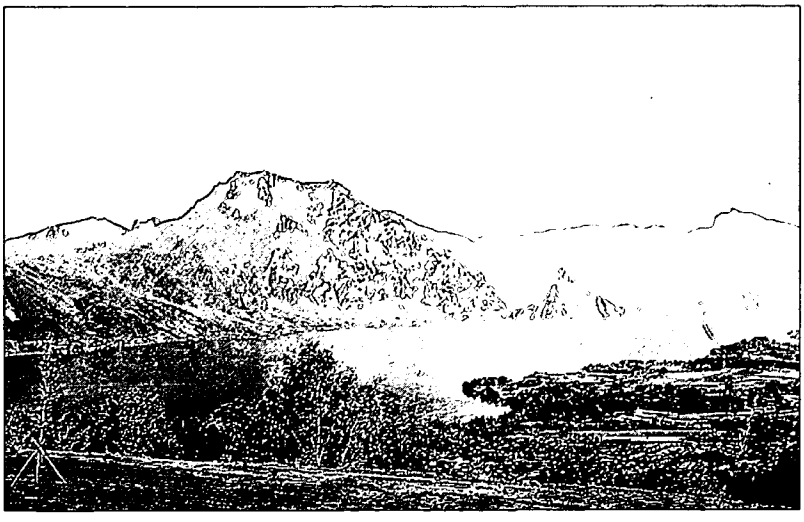


Abb. 3: Blick vom Gmundner Berg über das flache Westufer des Traunsees auf das steile Ostufer mit Traunstein

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

engen Tales die jungen Lockerablagerungen bescheiden. Erst bei Mitterweißenbach deuten zum Teil schräg geschichtete terrassenartige Schotter auf eine Anschüttung gegen einen abschmelzenden Eiskörper hin. In der Talung von Mitterweißenbach lassen von Schotter bedeckte Seeablagerungen auf kurzlebige Stauseen schließen, die sich dem jeweiligen Niveau des abschmelzenden Traungletschers angepaßt hatten (VAN HUSEN 1977).

Auch im Becken von Bad Ischl werden die höheren, an die Berghänge anschließenden Schotterfelder als Eisrandbildungen gedeutet, während die tieferen Stufen des Stadtgebietes als Schüttungen aus den späteiszeitlichen Gletscherständen bei Goisern betrachtet werden (VAN HUSEN 1977). Dagegen ist die niedrige, zum Teil versumpfte, von Quellbächen durchzogene Talaue oberhalb Bad Ischl bei Kaltenbach und gegenüber ein alter Seeboden. Bohrungen 1954 und 1984 haben 5-7 m grundwassererfüllte junge Traunablagerungen (Schotter, Sande und feinkörnige Ausedimente), darunter 30-40 m Seemergel und schließlich Grundmoräne erschlossen. Es hat also auch hier unmittelbar nach Abschmelzen des würmeiszeitlichen Eises einen See gegeben. Grundmoränenreste und verschiedene wasserführende Schotterbildungen aus der Abschmelzzeit des Gletschers sowie kräftige nacheiszeitliche Schwemmkegel aus dem Ziemnitzgebiet gibt es auch im Ischltal.

Südlich der Felsschwelle aus Wettersteindolomit in Lauffen und der Schwelle und Enge bei Anzenau (Malmkalke der Joch- und der Ewigen Wand) liegen Schotterterrassenreste.

Im Becken von Goisern breiten sich beiderseits bis in die Ramsau die End- und Seitenmoränenreste der späteiszeitlichen Gletscherstände aus, die VAN HUSEN (1977) einem Jochwand- (vor 17.000 bis 16.000 Jahren) und in der Ramsau einem Goiserer Stand (vor etwa 14.000 Jahren) zugeordnet hat. Die leicht zerstörbaren und zu Massenbewegungen neigenden Gesteine der Hallstätterzone haben auf der Ostseite des Beckens mächtige grundwasserführende Schuttkegel geliefert; die beiden größten stammen vom Stammbach und vom Zlambach.

Auf der Westseite kommen größere Schuttmassen aus dem Ramsauer Dolomit, die den großen Schwemmkegel der Ramsau und am Fuße des Gebirges bis zum Hallstätter See hin gewaltige Schutthalden mit einer Anzahl von Schwemmkegeln bilden. Ähnliche Schuttmassen verkleiden den West- und über den Pötschenpaß hinweg auch den Nord- und Ostfuß des Sarsteins, wo als Schuttlieferant zusätzlich der Hauptdolomit auftritt, der auch den Schutt am Nordfuß des Ausseer Zinken liefert.

Letzten, nochmals bis ins Tal vorstoßenden Gletschern sind Moränen im Echerntal, im oberen Gosautal und am Fuße des Krippensteins bei Obertraun zuzuordnen; sie gehören nach VAN HUSEN (1977) zum Echernstand vor rund 12.000 Jahren. Ein noch jüngerer späteiszeitlicher Gletscherstand, der Taubenkarstand vor etwa 11.000-10.300 Jahren, blieb bereits auf das Dachsteinplateau beschränkt.

Die heutige Vergletscherung des Dachsteins ist, von ganz kleinen Eiskörpern abgesehen, auf den Hallstätter, den Gosau und den Schladminger Gletscher beschränkt. Auch sie weisen noch beachtliche Schwankungen auf, die aber kaum über den Bereich zwischen den Moränen des Hochstandes um 1850 und dem derzeitigen Stand hinausgehen.

Das Ausseer Becken ist mit mächtigen, zum Teil randlich verfestigten eiszeitlichen Ablagerungen erfüllt, in die die Quellflüsse der Traun enge Täler eingeschnitten haben. Unter einer mächtigen Grundmoränendecke liegen die Ausseer Schotter, die während des hocheiszeitlichen Eisvorstoßes abgelagert wurden und über die dann der Gletscher hinwegging ohne sie wieder auszuräumen. Zur Zeit des Jochwand- und des Goiserer Standes sind auch Gletscher des Toten Gebirges noch einmal bis ins Ausseer Becken vorgestoßen und haben über der Grundmoränendecke des hochglazialen Gletschers östlich Bad Aussee gegen St. Leonhard, im Süden des Altausseer Sees und unmittelbar am Grundlsee ihre Moränen hinterlassen; zum Teil sind auch hier noch Terrassenschotter und spät- bis nacheiszeitliche Schwemmkegel geschüttet worden.

Zeitgleiche Moränen finden sich auch im westlichen Mitterndorfer Becken, im Vorland des Ödensees. Dieses Becken stellt eine ausgedehnte Eiszerfallslandschaft dar mit mächtigen Eisrandschüttungen (vgl. die großen Schottergruben von Kainisch), Toteisformen und Seetonen vorübergehender Schmelzwasserseen, die heute eine großartige Sumpf- und Moorlandschaft bilden.

B) Das Trauntal im Alpenvorland

1. Die ersten Nachweise für einen Traunfluß in der Molassezone des Alpenvorlandes

Im Alpenvorland kann ein Traunfluß erst ab der Zeit der großen, das Alpenvorland erreichenden Vergletscherungen während des mittleren und jüngeren Eiszeitalters anhand von Endmoränen und der ergiebigen Schmelzwasserschüttungen nachgewiesen werden. Dennoch müssen

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

wir auch hier schon viel früher mit einem Vorläufer der Traun rechnen. Der aus den Alpen kommende, ursprünglich ins Tertiärmeer mündende Fluß bestand nach der Verlandung dieses Meeres vor etwa 17,5 Millionen Jahren weiter. Es ist anzunehmen, daß er zu dieser Verlandung beigetragen und sich auch an der weiteren Aufschotterung des Alpenvorlandes beteiligt hatte. Der Verlauf dieser ältesten, mehr als 200 m über den heutigen Talsohlen anzunehmenden hypothetischen Vorlandtraun ist nicht mehr rekonstruierbar, weil infolge der seither erfolgten Hebung der Molassezone diese weniger widerstandfähigen Ablagerungen der Ausräumung zum Opfer gefallen sind. Die Ausrichtung des Unterlaufes nach Nordosten dürfte mit der vor etwa 10 Millionen Jahren als Sammelader gegen Osten entstandenen Donau zusammenhängen.

Aus der Zeit der ältesten im Eiszeitalter bis ins Vorland vorstoßenden Gletscher stammen auch die Endmoränen eines Traungletschers, aus denen die Schmelzwasserablagerungen der "Älteren Deckenschotter" (ÄDS) hervorgegangen sind, die seit PENCK & BRÜCKNER (1909) der "Günzeiszeit" zugeordnet werden. Die Gesteinszusammensetzung dieser Ablagerungen spricht eindeutig für ihre Herkunft aus dem alpinen Trauntal. Diese Endmoränen liegen im Bereich der Autobahn östlich Lindach (WEINBERGER 1969; KOHL 1991) und auch südlich Vorchdorf an der Ostseite des Laudachtales (KOHL 1958), wonach dieser Gletscher beim Austritt aus den Flyschalpen bei Gmunden etwa 6 km nach Nordosten in Richtung Vorchdorf vorgestoßen ist. Er ist somit einer im Untergrund aus dem heutigen Trauntal bei Oberweis abzweigenden, etwa 30-35 m zuerst im Flysch und von Kirchham an in die Molasse eingetieften Rinne gefolgt, die nur ein altes Trauntal aus der Zeit vor dieser Vergletscherung sein kann. Anscheinend stellt die flache Mulde, die jenseits des Almtales in der gleichen Richtung bis Sattledt verläuft, die Fortsetzung dieses alten Tales dar, das sich dann östlich Wels mit der breiten, dem heutigen Trauntal folgenden Mulde vereint (KOHL 1974).

Forschungen in Süddeutschland (EBERL 1930; SCHÄFER 1957) haben ergeben, daß es bereits vor der Günzeiszeit größere Vergletscherungen in den Alpen gegeben haben muß, deren Ausdehnung aber bisher unbekannt blieb. Demnach könnten die ein Stockwerk höher liegenden Schotter von Reuharting und Hörbach (KOHL 1987, 1991) beiderseits des Almtales und auch nordwestlich Lambach der "Donaueiszeit" EBERLS entsprechen. Auf Grund ihrer Lage müßten sie von einem Vorläufer der Traun beziehungsweise bei Lambach der Ager geschüttet worden sein.

Felder des ÄDS aus den Schmelzwässern des Traungletschers sind in den hochgelegenen Platten und Riedeln östlich Roitham beiderseits des Wimbaches, südlich Vorchdorf, ferner östlich der Alm beiderseits der Schwelle mit den Reuhartinger Schottern erhalten, wobei die Traunschotter bei Vorchdorf mit Schottern einer gleichzeitigen Vergletscherung aus dem Almtal vermengt wurden. Längs des Trauntales bilden diese Schotter, vereint mit jenen aus dem Einzugsgebiet der Ager östlich der Almmündung den steil abfallenden Rand der Traun-Enns-Platte, auf der linken Talseite im Vorfeld des Tertiärhügellandes ab Lambach bis westlich Gunskirchen zunächst eine breite, dann auskeilende Terrasse. Sie setzen dann aus, bis erst wieder bei Linz letzte Reste in den Freinberg-Vorhöhen nachzuweisen sind.

Die ÄDS enthalten neben Karbonatgesteinen und einem kleinen Anteil an zentralalpinen Gesteinen einen wechselnd hohen Prozentsatz an Kristallingesteinen und Quarzen, die durch Umlagerung älterer Schotter aus dem Vorland aufgenommen wurden. Charakteristisch ist die intensive und tiefe Verwitterung. Unter einer mehrere Meter mächtigen, vollkommen entkalkten Lehmverwitterung mit nur wenigen Restgeröllen folgt eine häufig 5-6 m tief reichende Gesteinszersatzzone (Tiefenverwitterung), in der auch verfestigte Partien vorkommen. Nicht selten sind auch als geologische Orgeln bezeichnete Verwitterungsschläuche vorhanden, die gelegentlich einbrechen. Überlagert werden diese Schotter von einer mehr oder weniger mächtigen, wie fossile Böden beweisen, aus mehreren Eiszeiten stammenden Löß-Lehmdecke.

Die Verbreitung dieser Schotter zeigt, daß damals die von Schmelzwässern des Traungletschers gespeiste Traun eine breite Schotterebene angelegt hatte. Diesem Niveau paßten sich in der Traun-Enns-Platte auch die östlich benachbarten Schmelzwasserschüttungen des Alm- und des ehemaligen Steyr-Kremsgletschers an.

Die Bedeutung dieser ausgedehnten Schotterfelder liegt u.a. in ihrer Grundwasserführung, die weitgehend vom Relief des Tertiäruntergrundes abhängt (FLÖGL 1983). Überall dort, wo dieser wasserstauende Schliersockel von Tälern angeschnitten wird, tritt das Grundwasser in kräftigen Quellen aus. Das ist längs des Steilrandes zur Traun-Enns-Platte der Fall, aber noch mehr in den südlichen Seitentälchen, sobald sie diesen undurchlässigen Untergrund anschneiden. Als Beispiel kann die für die Wasserversorgung von Wels genutzte Quellgruppe von Ottsdorf im Schleißheimer Tal genannt werden. Für

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

die Sicherung und Reinhaltung dieses Quellwassers sind nicht so sehr die großen Hochflächen mit ihren Lehm-, zum Teil auch Löß-Lehmdecken über dem tiefgründig verwitterten Schotter entscheidend, als jene Stellen, wo in den oft viele Kilometer langen, grundsätzlich trockenen Mulden im Oberlauf dieser Seitentäler das nur periodisch abfließende Regenwasser mit Eintritt in den dort nicht mehr überdeckten Schotter versiegt. Seit diese Mulden vielfach in das Ackerland einbezogen wurden, besteht besonders in diesem Bereich, wo der Schotter auch sichtbar wird, die Gefahr einer Einbringung von Nitraten, Herbiziden und Pestiziden in das Grundwasser.

2. Die ersten Ansätze für die Ausbildung eines Trauntales

Die in den Kaltzeiten den langen Gletscher begleitenden und dem Gletschertor entströmenden sommerlichen Schmelzwässer haben jeweils bis zum Höhepunkt der Vergletscherung im Vorland riesige Schottermassen aufgeschüttet. Sie wurden bereits vom Beginn des Abschmelzens der großen Gletscher an zerschnitten, zum Teil wieder umgelagert und ausgeräumt, wobei Reste dieser jeweils kaltzeitlichen Schüttungen in Form von Terrassen erhalten geblieben sind. Infolge Hebung des Vorlandes hat sich die Traun eingetieft, so daß von einer Eiszeit zur anderen die Schüttungen jeweils eine Stufe tiefer liegen. Gleichzeitig wurde das ursprünglich sehr breite Tal allmählich enger.

Nach den günzeiszeitlichen Ablagerungen finden wir in jenen der Mindeleiszeit Anhaltspunkte für die weitere Talentwicklung. Die größte Ausdehnung des Traungletschers dieser Eiszeit ist östlich der Traun in dem breiten und hohen Wall zu erkennen, der vom Nordfuß der Flyschalpen (beim Flohberg) in einem weiten, zum Teil mehrgliedrigen Boden über Eisengattern nach Laakirchen bzw. Steyrermühl führt und dort den auffallenden Tal- und Flußknick verursacht. Während der vorstoßende Gletscher allem Anschein nach zunächst noch seine Schmelzwässer in Richtung des günzzeitlichen Gletscherbeckens abführte, wo ein Strang der jüngeren Deckenschotter (JDS), wie die mindeleiszeitlichen Schmelzwasserschüttungen genannt werden, westlich Vorchdorf das Almtal erreicht, muß sich der Abfluß mit dem weiteren Eisvorstoß allmählich nach Westen verlagert haben. So lassen der aus dieser Moräne kommende, zum Wimbach hin auskeilende JDS westlich Lindach und die anschließende hochgelegene Erosionsmulde im ÄDS darauf schließen, daß wir es hier nur mit einem vorübergehenden Abfluß zu tun haben. Ein weiteres Feld der JDS ist anscheinend dann nach einer entsprechenden Gletscherschwankung westlich der Traun abgelagert worden, wo sich JDS bis Viecht und Desselbrunn ausbreitet. Von der Endmoräne ist erst wieder westlich bei der Autobahnabfahrt Regau ein bescheidener Rest erhalten. Die Flyschkuppe von Ohlsdorf hatte den Gletscher in zwei ungleich große Loben gespalten. Weiter talabwärts sind die mindelzeitlichen Schotter ausgeräumt worden; sie setzen erst wieder im Trauntal linksseitig, anschließend an den ÄDS nordwestlich Gunskirchen ein, sind im Bereich Puchberg bei Wels kurz unterbrochen und nehmen dann östlich davon wieder ein breites Feld ein, wo sie aber unter einer mächtigen, meist pseudovergleyten Lehmdecke nur an wenigen Stellen sichtbar werden, schließlich entweder allmählich aussetzen oder völlig von Löß-Lehm verdeckt sind. Erst bei Linz bilden sie eine deutliche Randstufe der Freinberg-Vorhöhen und einen unbedeutenden Sporn an der Wiener Bundesstraße bei Ufer-Ebelsberg.

Die JDS sind nicht so intensiv verwittert wie die ÄDS. In der Gesteinszusammensetzung dominieren weitaus die Karbonat- und Flyschgesteine.

3. Die weitere Taleintiefung und Ausbildung zum Terrassental

In der Folgezeit muß es eine sehr wirksame Erosionsphase gegeben haben, wie nicht nur die bis zur Donau hin erfolgte Ausräumung älterer Ablagerungen, sondern auch die bedeutende Eintiefung des Tales in den tertiären beziehungsweise bei Gmunden auch noch in den Flyschuntergrund beweist. Nur an wenigen Stellen weicht diese Talrinne vom heutigen Traunlauf ab (FLÖGL 1983), wo dies zutrifft, kann sie eine Rolle als Grundwasserfalle spielen. Das Alter dieser Rinnenreste ergibt sich aus der Auffüllung mit Ablagerungen der nachfolgenden Eiszeit, der Rißeiszeit, deren Schmelzwasserschüttungen als Hochterrassenschotter bezeichnet werden, weil sie die dieser Eiszeit zugehörigen Hochterrassen aufbauen.

Für den damaligen Talverlauf gibt es einen Anhaltspunkt in der östlich des Aurachtales nach Norden zum heutigen Agertal verlaufenden Rinne, die bei Pinsdorf über eine 420 m hohe, überdeckte Schwelle im Flyschuntergrund aus dem Traunseebecken herausführt (KOHL 1974, 1976). Die Rinne ist mit Hochterrassenschottern ausgefüllt, die steil zum heutigen Aurachtal abfallen und die südlich der W-Autobahn in die rißeiszeitlichen Endmoränenwälle von Hafendorf und Ehrendorf übergehen.

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Auch östlich der Traun deuten die zwei breiten, durch eine heute trockene Umfließungsrinne getrennten rißeiszeitlichen Moränenwälle von Baumgarten und Gschwandt auf Schwankungen dieses Gletschers hin. Unter der nördlich anschließenden Hochterrasse ist keine Rinne erkennbar. Der Hauptabfluß der Schmelzwässer hatte sich im Laufe der rißeiszeitlichen Gletscherschwankungen zum heutigen Trauntal hin verlagert. Vom Traunfall abwärts werden im heutigen Tal-Canyon, der in den letzteiszeitlichen (würmzeitlichen) Niederterrassenschottern liegt, immer wieder Stellen mit Resten eines sehr stark verfestigten Konglomerates angeschnitten, das sich von den praktisch quarzfreien und nur randlich verfestigten Würmschottern durch einen bescheidenen Quarzanteil und dem Gehalt gelegentlich auch kristalliner Gerölle unterscheidet (KOHL 1982), ja selbst der Traunfall erweckt den Anschein, daß die hier sehr ausgeprägte Härtestufe den Rest einer älteren Talfüllung darstellt. Die Tatsache, daß von der heutigen Traun auch fallweise Schlier angeschnitten wird, zeigt, daß hier nicht dem heutigen Talverlauf entsprechende alte Talrinnen vorliegen müssen, aus denen immer wieder Quellen austreten. In einigem Abstand vom heutigen Traun-Canyon sind Hochterrassen linksseitig von Viecht an in dem das Trauntal vom Agertal trennenden Sporn des Mitterberges und rechtsseitig ab Roitham als breite, an die ÄDS angelagerte Terrasse erhalten, die bei Bad Wimsbach zum Almtal abfällt. Daraus ergibt sich, daß noch während der Rißeiszeit oberhalb Lambach zusammen mit den Schüttungen im Agertal eine bis mehr als 3 km breite Schotterebene bestand.

Unterhalb Lambach ist die Hochterrasse auf der linken Talseite erhalten; sie setzt gleich nördlich des Bahnhofes ein, ist zwischen Grünbach und Puchberg bei Wels unterbrochen, von wo sie dann geschlossen bis Linz (über Flughafen Hörsching, Harter Plateau bis Bindermichl-Spallerhof-Siedlung) zieht. Rechtsseitig ist erst vor der Mündung des Trauntales in das Donautal noch ein kleiner Terrassenrest erhalten, auf dem die Bundesheer-Kaserne Ebelsberg steht.

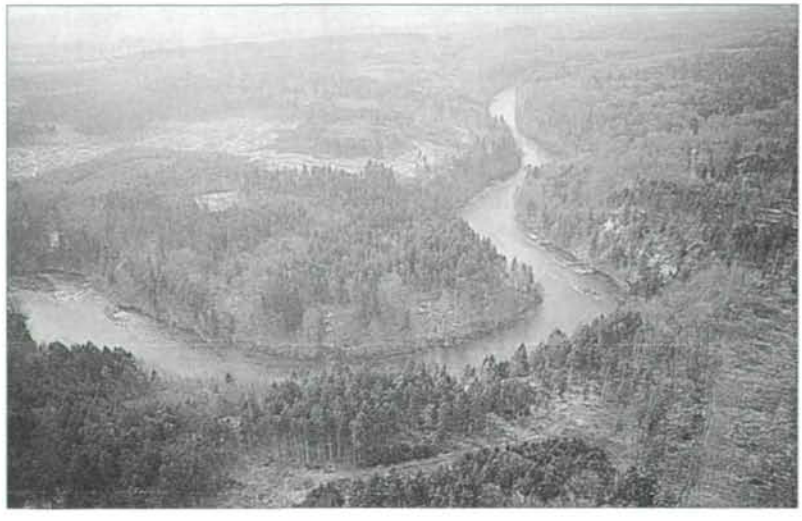


Abb. 4: Der Traun-Canyon unterhalb des Traunfalls

Die Lößdecke nimmt von wenigen Metern bei Lambach bis etwa 10 m bei Linz zu und die bei Lambach nur 6-7 m betragende Stufe zur Niederterrasse erreicht bei Linz gegen 20 m. Auf dem Löß sind Parabraunerden entwickelt, die zu den besten landwirtschaftlichen Böden Österreichs gehören. Die bei Linz noch bis 15 m mächtigen Schotter führen durch die Lößdecke geschütztes Grundwasser und sind bereits in ein Tal eingelagert, dessen Sohle nicht wesentlich höher liegt als jene der letzteiszeitlichen Niederterrassenschotter (KOHL 1955).

4. Das Trauntal unmittelbar vor und während der letzten Eiszeit

Mit dem Abschmelzen der rißeiszeitlichen Vergletscherung beginnt die Zertalung ihrer Ablagerungen, wobei im Raum Gmunden noch Spuren eines spätrißzeitlichen, etwas kleineren Gletscherstandes erkennbar sind, so bei Pinsdorf und auch in einer Terrasse längs des wasserlosen Baches (KOHL 1976; VAN HUSEN 1977). Bei weiterem Abschmelzen entstand schon damals ein See, dessen niedrigster Stand durch eine Schwelle im Flyschuntergrund in 390 m angedeutet sein könnte. Hier führt unabhängig von den Windungen des heutigen Flusses geradlinig eine Rinne nach Norden, die mit Ablagerungen der letzten, der Würmeiszeit, aufgefüllt ist. Unterhalb Steyrermühl verläuft diese Rinne zunächst östlich der heutigen Traun, westlich Roitham quert sie verbunden mit Quellaustritten den heutigen Canyon und bleibt dann auf der linken Seite, bis sie, breiter werdend, südlich Stadl-Paura nach Osten umschwenkt (u.a. GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1983). Unterhalb Lambach quert sie abermals das Trauntal und führt dann

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

meist nördlich des heutigen Flusses über Wels nach Linz. Dieser Rinne kommt wegen ihrer Grundwasserführung große Bedeutung zu, wobei zu bedenken ist, daß oberhalb Lambach die Möglichkeit einer Einspeisung von chlorhältigem Traunwasser besteht und unterhalb wegen Fehlens einer entsprechenden Überdeckung die Filterungsmöglichkeit des eindringenden Oberflächenwassers sehr gering ist.

Der Traungletscher der bisher letzten Eiszeit, der Würmeiszeit, hat bei Gmunden vor etwa 20.000 Jahren gerade noch die trichterförmige Ausweitung am Nordrand der Flyschalpen erreicht. Seine Endmoränen, deutlich akzentuierte Rücken und Kuppen mit nur schwachen Bodenbildungen (Pararendsinen und Kalkbraunerden), umschließen im Norden und zum Teil auch im Westen das Traunseebecken mit den etwa 500 m hohen Wällen von Eck, Cumberland und dem Tastlberg. Westlich des Seeausflusses ist ein zweiter, ein innerer Wall ausgebildet, der jedoch durch heute trockene einstige Abflüsse eines höheren Sees unterbrochen ist. Ihm gehören die isolierten Kuppen des Kalvarienberges, Hochkogels und dessen Fortsetzung an. Die Schmelzwässer schütteten, dem jeweiligen Eisstand entsprechend, ihre Schotterfelder in Richtung zum heutigen Trauntal, wo sie sich zu einem geschlossenen Niederterrassenfeld vereinen. Mit nur wenigen Ausnahmen hat die Traun hier bis vor Stadl-Paura nur ein sehr enges canyonartiges Tal einschneiden können. Im Raum Lambach wird dieses Niederterrassenfeld, bedingt durch die Vereinigung mehrerer Flüsse (Ager und Alm) in eine Anzahl von Erosionsstufen gegliedert. Unterhalb Lambach setzt sich jedoch die ehemalige Aufschüttungsoberfläche im breiten Terrassenfeld von Gunskirchen mit dem etwa 20 m hohen Steilrand zur Talaue bis vor Wels fort, wo sich abermals einige Erosionsstufen einschalten, bis sich das Feld östlich der Stadt wieder schließt und mit einem Steilrand von etwa 5 m als Welser Heide nach Linz führt, wo es in das Niederterrassenfeld des Donautales übergeht.

Da diese Schotter nicht nur die vorwürmzeitliche Talrinne ausfüllen, sondern auch darüber hinausgreifen, wechselt ihre Mächtigkeit. Generell nimmt sie mit zunehmender Entfernung von den Endmoränen bei Gmunden ab. Sie erreicht bis vor Stadl-Paura 70-30 m, in der Terrasse von Lambach-Gunskirchen 20-35 m und gegen Linz 10-15 m.

Die Bodenbildung auf diesen jüngsteiszeitlichen Schottern ist grundsätzlich bescheiden und wechselt von verbraunten Pararendsinen bis zu Kalkbraunerden. Nur dort, wo junge Aufschwemmungen von Feinmaterial die Schotter überlagern, finden sich kalkfreie Braunerden, bei Staunässe Pseudogleye oder Gleye, mitunter auch Anmoorbildungen, wie zum Beispiel von Lambach bis Wels, besonders im Bereich Grünbach am Rande zu den höheren Terrassen oder längs der aus dem Tertiärhügelland kommenden Seitenbäche, im Bereich ihrer Versickerung in den Niederterrassenschottern. Diese Bäche haben infolge Abdichtung mit Feinmaterial allmählich ihren Lauf verlängert und bei Hochwasser immer wieder störende Überflutungen verursacht, weshalb sie in aufgelassene Schottergruben eingeleitet wurden. So ist wenigstens ihre Einspeisung in das ohnehin ständig absinkende Grundwasser erhalten geblieben. Es sind dies: der Zeilinger Bach, der Grünbach mit seinen Nebenbächen, der bereits bis nördlich Wels eine flache Talmulde ausgebildet hat, ferner der Perwendter und der Hörschinger Bach.

Wie schon erwähnt, ist dieser Schotter ein bedeutender Grundwasserträger. Wegen des Fehlens einer Löß- oder Lehmdecke (Löß und Staublehm wurden während der trockenen Jahreszeit nur in den Kaltzeiten vom Wind abgelagert) über diesen Schottern und den jeweils nur bescheidenen Bodenbildungen ist jedoch dieses Grundwasser sehr anfällig gegen jede Art von Verunreinigung. Das trifft besonders für den Abschnitt von Wels bis Linz zu, weil hier der Abstand zum Grundwasserspiegel gering und außerdem die Besiedlungsdichte sowie die Ansiedlung von Gewerbe- und Industriebetrieben außerordentlich groß ist. Ein weiteres Risiko stellt der hier besonders dichte und noch zunehmende motorisierte Verkehr dar.

Die jungen karbonatreichen Schotter ohne nennenswerten Abraum sind vor allem als Bauschotter sehr begehrt, was zu der großen Zahl, am Terrassenrand zwischen Traun und Marchtrenk meist schon aufgelassener, aber im Raum Gunskirchen noch sehr leistungsfähiger Schottergruben mit entsprechenden Betriebseinrichtungen geführt hat.

5. Das nacheiszeitliche Trauntal und Flußbett

Das Abschmelzen der würmeiszeitlichen Gletscher hatte die neuerliche Eintiefung der Traun zu Folge und damit die Zertalung der letzteiszeitlichen Schmelzwasserschüttung bis zur heutigen Talaue mit dem Flußbett. Dabei hat die Traun ihr neues Tal nur teilweise im Bereich der älteren Rinne anlegen können. Sie hat auch noch nicht die Tiefe dieser Rinne erreicht. Infolge des Abweichens vom vorwürmzeitlichen Tal werden fallweise ältere Ablagerungen angeschnitten, wie die schon erwähnten rißzeitlichen verfestigten

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Schotter im Canyontal beim Traunfall, ferner oberhalb und bei der Brücke in Stadl-Paura oder die tertiäre Meeresmolasse (Schliersockel) wie bei Lambach und vor allem vom Welser Wehr abwärts bis Schleißheim, wo die heutige Traun an den Steilrand der Traun-Enns-Platte herandrängt.

Auf einem völlig isolierten Rest der Niederterrasse steht die Dreifaltigkeitskirche von Stadl-Paura; auf einer Halbinsel dieser Terrasse zwischen Trauntal und Schwaiger Bach das Stift Lambach. Die stufenweise Zerschneidung bei Lambach und Wels sind wohl als Erosionsstufen zu deuten, wobei an der Straße nach Steinerkirchen die oberen drei Niveaus wegen der kaum erkennbaren Unterschiede in der Bodenbildung (Kalkbraunerden) wohl kurz hintereinander, anscheinend noch in der Würm-Späteiszeit entstanden sein dürften. Erst das vierte Niveau (5-7 m über der Austufe) dürfte wegen der völlig verschiedenen Bodenbildung, Rendsina auf Kalkschotter, deutlich jünger sein. Bei Wels zeigt sich, daß die unterste Stufe der Niederterrasse mit der Altstadt römerzeitliche Hochwassersedimente der Traun trägt und außerdem von Hochwässern bis Ende des 19. Jahrhunderts erreicht wurde, wodurch sie sich ebenfalls von den höheren Stufen der Niederterrasse mit Kalkbraunerden unterscheidet.

Die von der Almtalmündung abwärts als geschlossene Talsohle auftretende Austufe ist oberhalb Stadl-Paura nur in sehr bescheidenen, nicht zusammenhängenden Ansätzen anzutreffen. Erstmals bei Stadl-Paura ist auf beiden Seiten eine buchtförmige Ausweitung mit deutlichen Niveauunterschieden entwickelt, die vor der Agermündung nochmals durch eine Enge in älteren Konglomeraten unterbrochen wird. Von der Agermündung abwärts finden sich dann, die Flußseiten wechselnd, durchlaufend schmale Uferstreifen der Austufe, die sich gegen die Almmündung verbreitern. Weiter talabwärts zieht diese Talaue linksseitig geschlossen bis Linz. Rechtsseitig wird sie bis Schleißheim immer nur dort kurz unterbrochen, wo die Traun unmittelbar an den Steilrand der Traun-Enns-Platte herandrängt. Sie setzt dann vor der Mündung bei Ebelsberg nochmals kurz aus. So ergibt sich von der Almmündung an eine geschlossene Talsohle von 1-3 km Breite, die nur bei der Brücke Wels-Thalheim auf 0,5 km und kurz vor dem Übergang in die Talaue der Donau bei Ebelsberg auf 1,5 km eingeengt wird.

Ein durchwegs unter 3 m bleibender Erosionsrand verläuft rechtsseitig von Ebelsberg aufwärts bis zur Öffnung des Kremstales und wieder von Pucking bis östlich Schleißheim; linksseitig vom VOEST-Gelände an über Kleinmünchen-Traun-Rutzing bis 3 km östlich Marchtrenk und nach 1 km Unterbrechung wieder bis Wels. Nicht so zusammenhängend ist er auch oberhalb Wels bis vor Lambach anzutreffen. Dieser Erosionsrand trennt ein etwas höheres, grundwasserferneres und daher trockeneres Niveau der Talaue, auf dem die Randsiedlungen Kleinmünchen, Traun, Frindorf, Rutzing, Rudelsdorf, beziehungsweise Gottschalling, Fischdorf, Freindorf liegen, von dem ursprünglich sehr grundwassernahen, feuchteren, tieferen Auniveau, das einst regelmäßig von Hochwässern überflutet und daher lange noch überwiegend mit Auwald bedeckt war. Letzteres läßt sich aus dem Verlauf der Altarme, wie sie verschiedene Karten und Pläne vor der um 1880-85 erfolgten Regulierung zeigen, noch gut rekonstruieren. Dabei zeichnet sich, teilweise noch ein kaum abgrenzbarer schmaler Zwischenstreifen zur Stufe der höheren Au ab.

Auf der linken Talseite hält sich der weitgehend aus den äußersten Traunarmen zusammengefaßte, beim Welser Wehr abgezweite und bis zur Donau bei Kleinmünchen führende Welser Mühlbach (bei Kleinmünchen Weidinger Bach und Kleinmünchner Mühlbach) an diesen Grenzbereich. Der bis ins späte Mittelalter zurück verfolgbare Mühlbach diente einst sämtlichen an seinen Ufern gelegenen gewerblichen und später industriellen Betrieben, als Energiequelle und Wasserlieferant.

Vor der Regulierung war die in Arme aufgespaltene Traun in ihrem Unterlauf bei Mittelwasser kaum mehr als 2 m in die Talaue eingesenkt und mittlere Hochwässer hatten diese bereits überflutet. Diese Verhältnisse haben sich aber mit der Regulierung des Flusses sehr rasch geändert. Allein bis 1943 hat sich der Wasserspiegel bei Wels infolge rascher Eintiefung um 4,55 m abgesenkt (ROSENAUER 1948), inzwischen sind es mehr als 7 m geworden (BEURLE 1965), so daß dort im Flußbett der Schlier freigelegt wurde und allmählich die Pfeiler der Straßenbrücke auf einem Schliersockel ruhten. Die Entnahme großer Schottermengen bei Ebelsberg zum Bau von Dämmen hatte, auch weiter flußabwärts eine entsprechende Erosion im Flußbett zur Folge. Regulierung und rasche Eintiefung in wenigen Jahrzehnten haben dazu geführt, daß nun selbst große Katastrophenhochwässer wie sie 1897 und 1899 noch zum Teil die Altstadt von Wels überfluteten, nun an der Traun etwa vom Welser Wehr abwärts nicht mehr auftreten. Aus historischen und archäologischen Quellen geht hervor, daß selbst große Hochwässer der Traun bis Ende des 19. Jahrhunderts eher häufig vorkamen. HOLTER (1971)

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

berichtet von 1-2 m mächtigen Hochwasserablagerungen zwischen zwei römerzeitlichen Fundschichten auf der untersten Niederterrasse von Wels.

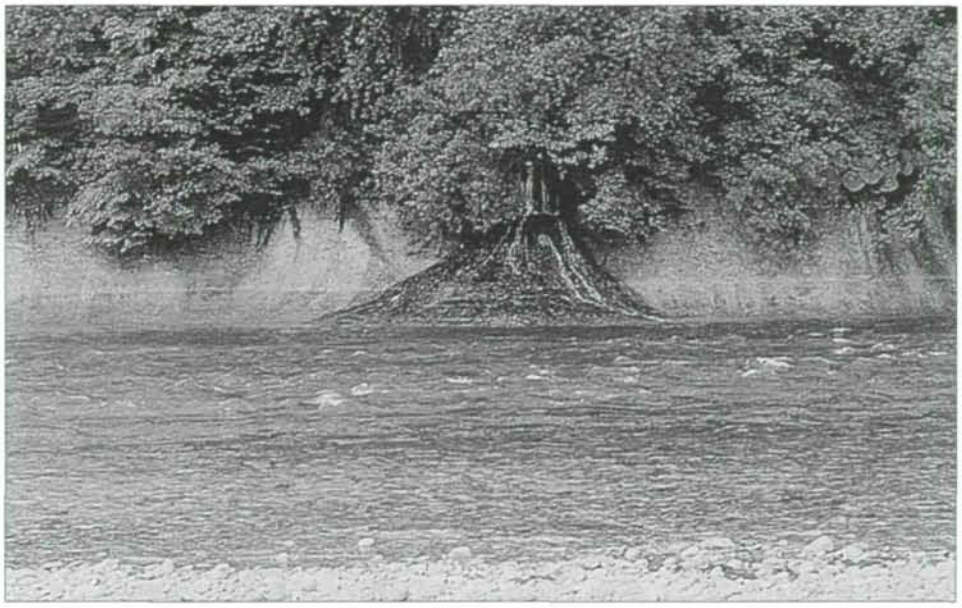


Abb. 5: *Austritt von Quellwasser über dem von der Traun ausgeschnittenen Schliersockel oberhalb Wels*

Oberhalb des Welser Wehrs sind eher noch die ursprünglichen Verhältnisse erhalten. Dort ist die Eintiefung noch gering und es gibt deshalb auch noch gelegentlich Hochwässer. Besonders auf der rechten Talseite tritt fast überall aus dem abgestuften Schliersockel am Rande der Traun-Enns-Platte Quellwasser aus, das für einen hohen Grundwasserspiegel im Hafeld und in der anschließenden Fischlhamer Au sorgt. Das zeigen nicht nur der Wasserstand in den Schottergruben des Hafeldes, sondern auch die vielen noch erhaltenen Sumpfstellen wie auch die vom Quellwasser gespeisten Gerinne. Besonders sei auf die Quelle bei Eggenberg nördlich Fischlham verwiesen, die den Grundwasserstand der ausmündenen Pettenbachrinne anzeigt und mitunter einen kräftigen Bach speist, dann aber, wenn deren Grundwasserstand unter die Trauntalsohle absinkt, auch völlig versiegt.

Ist die heutige Hochwasserfreiheit für die Stadt Wels ein Vorteil, so bedeutet die rasche Eintiefung des Flusses für die Existenz des Auwaldes unterhalb eine Katastrophe. Die besonderen ökologischen Voraussetzungen eines Auwaldes bestehen in einem hohen Grundwasserstand, regelmäßigen Überschwemmungen, die Feinsedimente ablagern und damit für natürliche Düngung und entsprechende Feuchtigkeit sorgen. War die Ablagerung von Feinsedimenten in der Traunaue infolge der Zwischenschaltung der großen Seen, aber auch der mergel- und tonarmen Schotter von vornherein eher bescheiden, so fiel mit der zunehmenden Eintiefung diese Sedimentation ganz aus, der Grundwasserspiegel sank bedenklich ab, die Folge war eine völlige Degeneration, ja der Zerfall der sehr empfindlichen, auf jede Änderung der ökologischen Verhältnisse reagierenden Auvegetation (vgl. HÄUSLER 1956, 1958).

Die Folgen weiterer Eingriffe durch die Kraftwerksbauten (bisher Marchtrenk und Pucking), die lokal zu Laufverlegungen und Eindämmungen durch Stauräume sowie zur Anlage großer Schottergruben im ehemaligen Aubereich geführt haben, können noch kaum richtig beurteilt werden und sind auch nicht Aufgabe dieses Beitrages. Wesentlich wäre die Anhebung des Grundwasserspiegels, was aber vor allem bei Wels im Zusammenhang mit der Abwasserentsorgung neue Probleme aufwirft (GIGLEITNER 1987).

Kommen wir nochmals zurück auf die tiefste, vor Ablagerung der würmzeitlichen Schotter entstandene Talrinne, die die heutige Traun bei weitem noch nicht erreicht hat, obwohl sie auf der rechten Talseite teilweise schon in den Schlier einschneidet. Immerhin gibt die nacheiszeitliche Entwicklung Anhaltspunkte dafür, daß der Ablauf der Eintiefung kein gleichmäßiger ununterbrochener Vorgang sein kann, sondern mit Unterbrechungen (vgl. Stufenbildung), größeren Umlagerungen, ja mit Phasen größerer Sedimentation vor sich geht. So könnten die verschiedenen Auniveaus mehreren nacheiszeitlichen Sedimentationsphasen entsprechen, wie sie an der Donau unterhalb der Traunmündung durch Funde subfossiler Baustämme und die archäologischen Grabungen des Oberösterreichischen Landesmuseums in Gusen (KOHL 1978) für die Zeit ab etwa 5000 Jahren vor unserer Gegenwart nachgewiesen werden konnten. Welche

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Rolle dabei natürlichen, etwa Klimaschwankungen, und welche frühen Eingriffen durch den Mensch zukommt, ist dabei schwer zu beweisen. Menschliche Eingriffe können frühestens ab dem Neolithikum mit dem Einsetzen verstärkter Rodungstätigkeit erwartet werden. Wenn heute von zwischeneiszeitlichen Aufschüttungen in den alten Talrinnen kaum mehr etwas erhalten ist, so könnte das ein Hinweis darauf sein, daß die größte Tiefe der Talrinnen immer erst am Beginn einer Eiszeit erreicht wurde, wobei die warmzeitlichen Ablagerungen wieder ausgeräumt oder zumindest umgelagert wurden; darauf läßt der vertikale Aufbau der eiszeitlichen Schotterkörper schließen.

C) Literatur

BAUMGARTNER P. (1983): Grundwasserreserven mittleres Trauntal, Bad Ischl bis Ebensee - Projekt d. Amtes d. oberösterr. Landesregierung.

BAUMGARTNER P. & H. SORDIAN (1982): Zum horizontalen und vertikalen Aufbau des Erd- und Schuttströmekegels des Gschliefgrabens am Traunsee bei Gmunden (Oberösterreich) - Jb. OÖ. Mus. Ver. **127**/I: 227-236.

BEURLE G. (1965): Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Welser Heide. - Amt d. oberösterr. Landesregierung, **1, 2**.

BRUNNER F. K. & E. K. HAUSWIRTH (1976): Geodätische Untersuchungen einer rezenten Großhangbewegung bei Hallstatt/Oberösterreich. - Öst. Z. f. Vermessungswesen und Photogrammetrie **64**/1: 1-17.

DEL NEGRO W. (1969): Bemerkungen zu den Kartierungen L. Weinberger im Traungletschergebiet (Atter- und Traunseebereich). - Verh. Geol. Bundesanst. Wien: 12-15.

EBERL B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. - Filser Verl., Augsburg.

FLÖGL H. (1983): Wasserwirtschaftliches Grundsatzgutachten Vöckla-Ager-Traun. Karte 5: Schlier- und Flyschrelief unter eiszeitlichen Schottern 1:50.000.

FRIEDEL W. (1985): Massenbewegungen im Sandlinggebiet. - Diss. Univ. Wien.

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (1922): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Gmunden und Schafberg mit Erläuterungen.

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (1976): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt. Thema: Blatt 96 Bad Ischl der geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000.

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 96 Bad Ischl und Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut.

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (1983): Arbeitstagung der geologischen Bundesanstalt. Thema: Karte der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren. Blatt 66 Gmunden mit Vorstellung ingenieurgeologischer und hydrogeologischer Karten.

GIGLEITNER CH. (1987): Die Grundwassersituation in der Stadt Wels. - Dipl.-Arb. Inst. f. Geogr. Univ. Wien, 191 S.

HÄUSLER H. (1956): Ein Stück jüngster Talgeschichte aus der Umgebung von Linz. - Natkundl. Jb. Stadt Linz **1956**: 19-60.

HÄUSLER H. (1958): Aktuelle Geologie im Großraum Linz. - Natkundl. Jb. Stadt Linz **1958**: 77-142.

HOLTER K. (1971): Beobachtungen über römerzeitliche Funde auf dem Gelände des ehemaligen Friedhofes in Wels. - Jb. Mus. Ver. Wels **17**: 22-42.

INGERLE K. (1979): Schottermächtigkeit in der Welser Heide. - Gutachten **5/79**, Amt d. oberösterr. Landesregierung.

KOHL H. (1955): Die Exkursion zwischen Lambach und Enns. Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. - Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderh. D: 40-62.

KOHL H. (1958): Unbekannte Altmoränen in der südwestlichen Traun-Enns-Platte. - Mitt. Geogr. Ges. Wien **100**: 131-143.

KOHL H. (1974): Die Entwicklung des quartären Flußnetzes im Bereich der Traun-Enns-Platte/Oberösterreich. - Hans-Graul-Festschrift, Heidelberger Geogr. Arbeiten **40**: 31-44.

KOHL H. (1976): Die spätriß- und würmeiszeitlichen Gletscherstände im Traunseebecken und dessen Seestände. - Jb. OÖ. Mus. Ver. **121**/I: 251-286.

KOHL H. (1978): Zur Jungpleistozän- und Holozänstratigraphie in den oberösterreichischen Donauebenen. In: H. NAGL: Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. Festschrift J. Fink. - Verl. F. Hirt, Wien: 269-290.

Kohl H. (1982, 1983, 1984, 1985, 1986, 1988, 1992): Berichte 1981, 1982, 1983, 1984, 1985, 1987, 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels. - Verh. Geol. Bundesanstalt Wien **1982**/1: 35-37, Jb. Geol. Bundesanstalt **126**/2: 300-301, **127**/2: 210, **128**/2: 251; **129**/2: 395-396, **131**/3: 406-407, **135**/3 (noch nicht erschienen).

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

MALZER O. (1981): Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns, Teil II: Zur geologischen Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. - Erdöl-Erdgas-Z. **97**/1: 20-28.

PENCK A. & E. BRÜCKNER (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Die Traun-Enns-Platte: 80-98, Leipzig.

ROSENAUER F. (1948): Wasser und Gewässer in Oberösterreich. - Schriftenreihe d. oberösterr. Landesbaudir. Nr. **1**.

SCHADLER J. (1959): Zur Geologie der Salzkammergutseen. - Österr. Fischerei **12** (5-6): 36-56.

Schaefer I. (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50.000, München.

SPENGLER E. (1918): Zur Talgeschichte der Traun und des Gosautales im Salzkammergut. - Verh. Geol. Reichsanst. **130**.

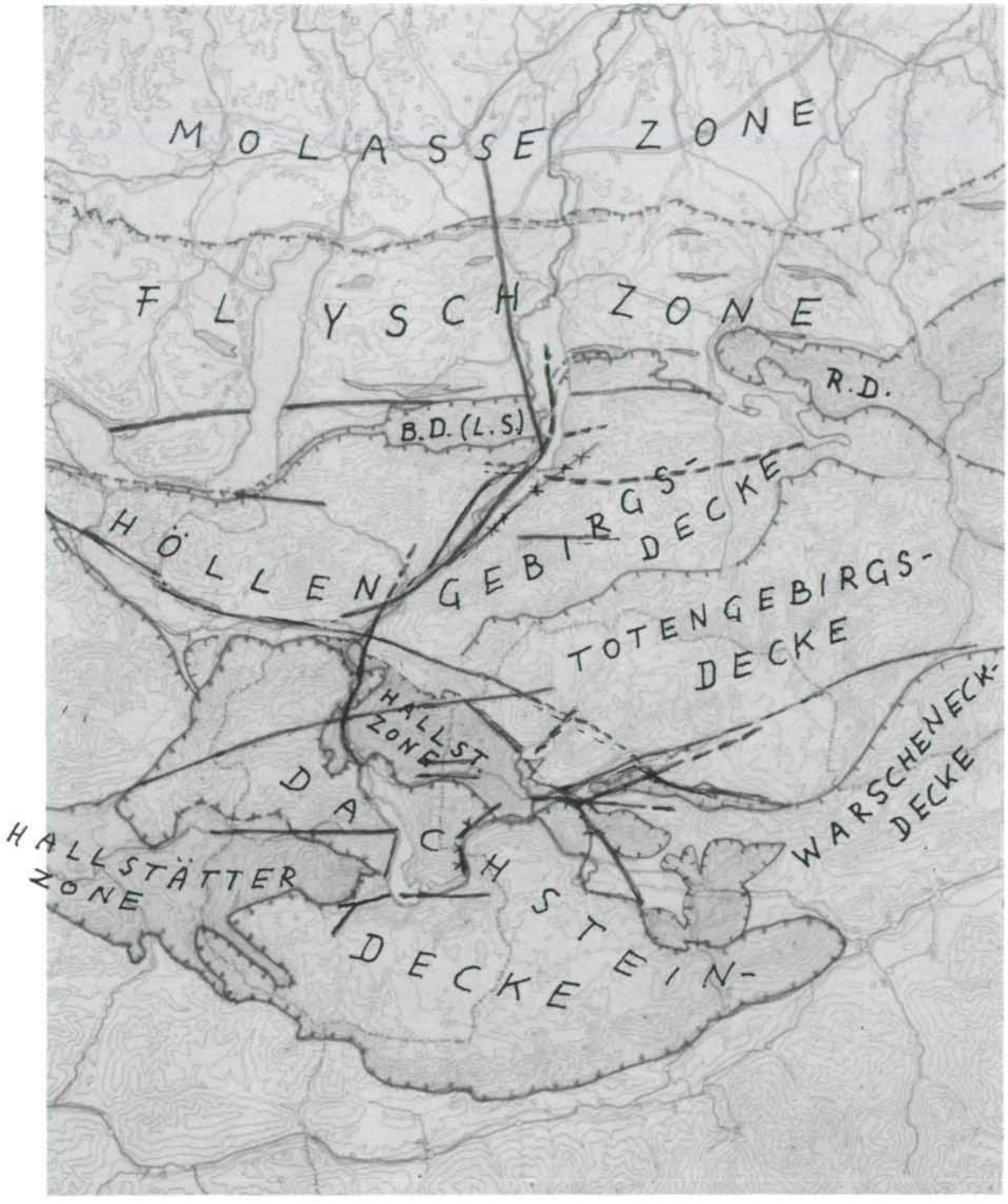
TOLLMANN A. (1966): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. I. Teil. - Mitt. Geol. Ges. Wien **59**/2: 231-253.

VAN HUSEN D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal (mit quartärgeolog. Karte 1:50.000) - Jb. Geol. Bundesanst. Wien, **120**/1: 1-130.

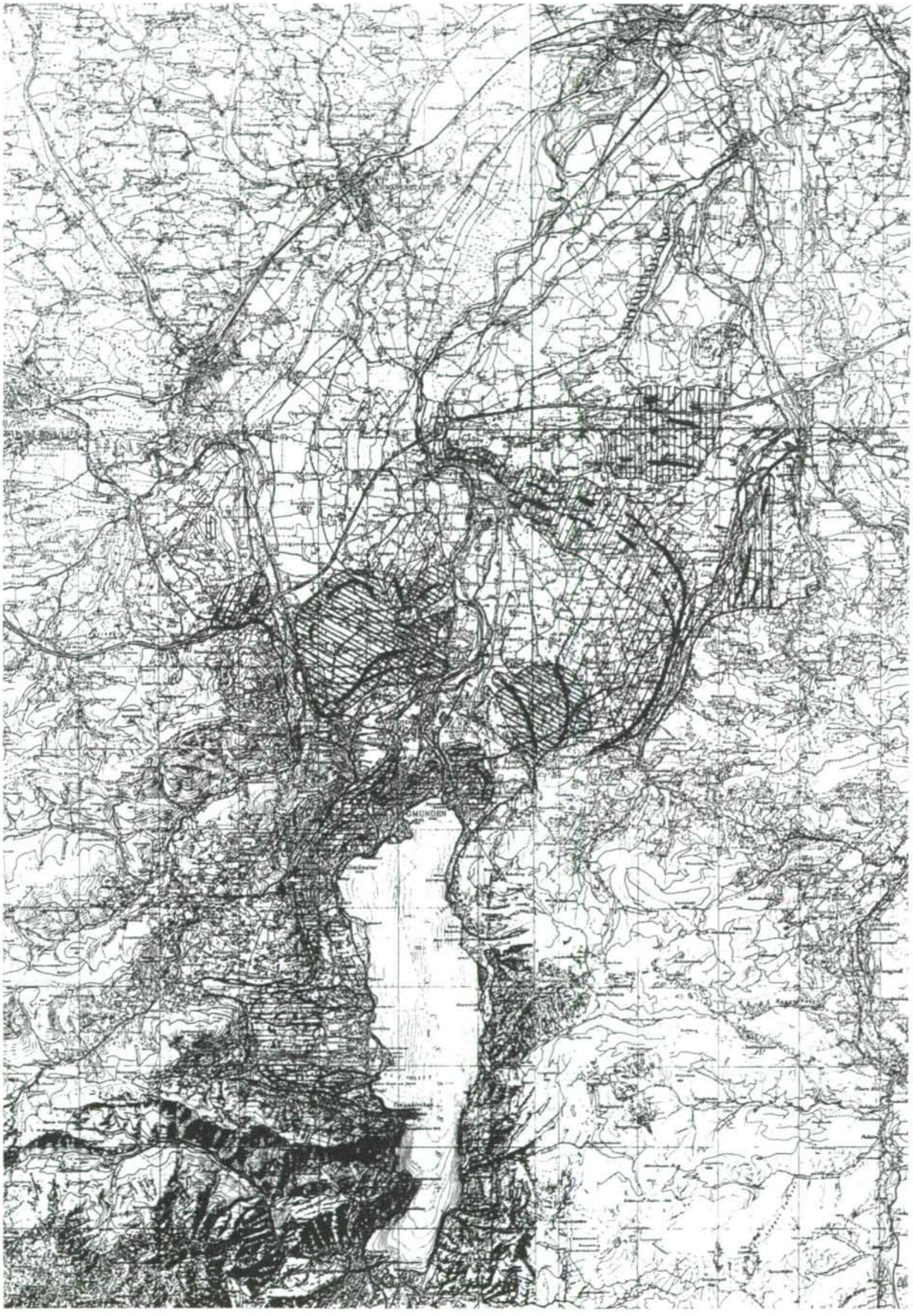
Anschrift des Verfassers:
Univ.-Doz. Dr. Hermann KOHL,
Hirschgasse 19,
A-4020 Linz, Austria

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 6: *Für den Verlauf des Trauntales und seiner unmittelbaren Nebentäler maßgebende Überschiebungen und Störungen (nach A. TOLLMANN 1966 u. 1977 u.a., Entwurf H. KOHL)*



© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at



© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 8: *Querschnitte durch das untere Trauntal*

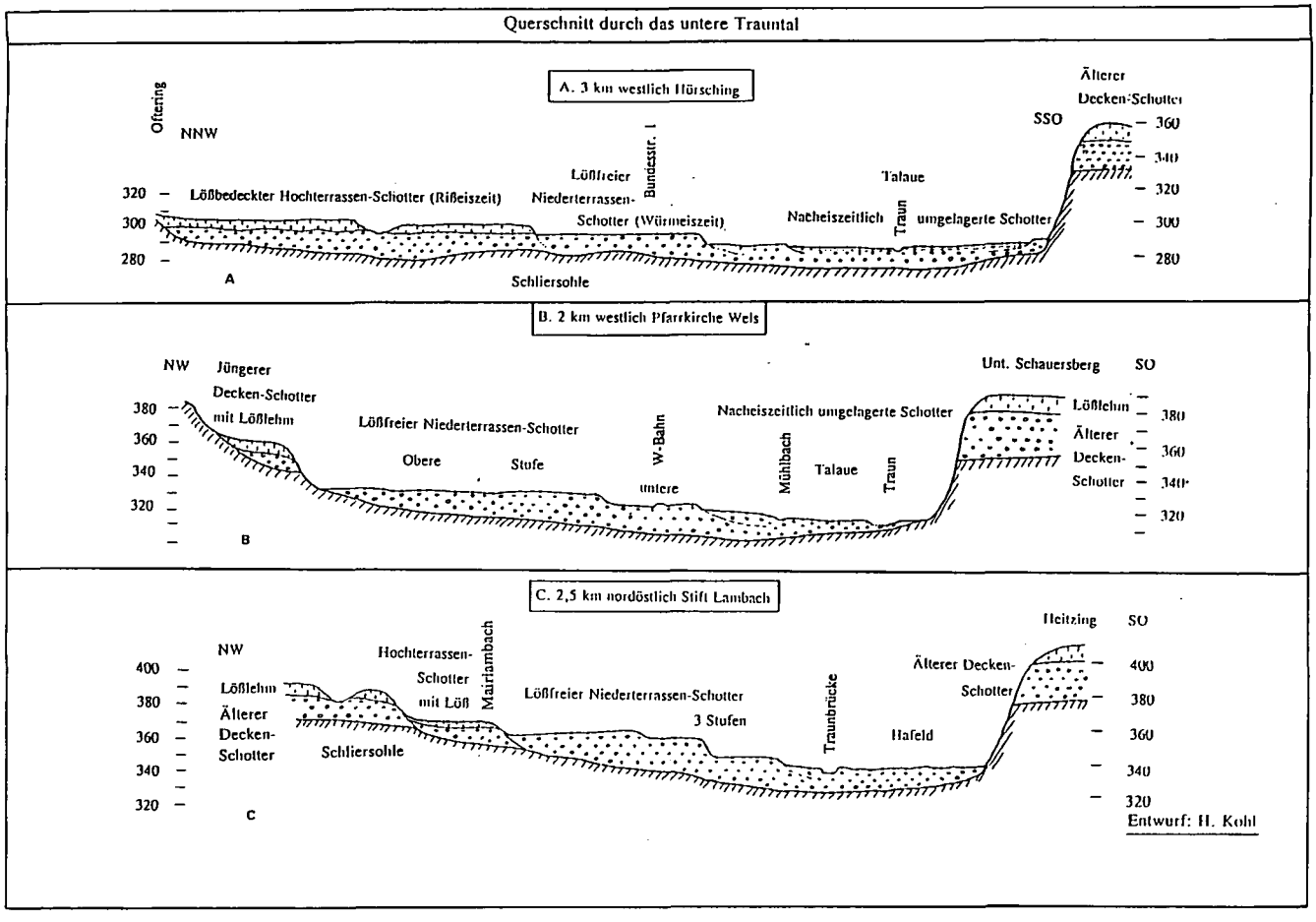


Abb. 7: *Die eiszeitlichen Ablagerungen der Traungletscher (aus KOHL 1992, nach eigenen Aufnahmen)*

- Kalkalpen
- Flyschalpen
- Schotter von Reuharting und Unt. Hörbach
- Günz Moränen
- Ältere Deckenschotter (Schmelzwasserschüttungen der Günzeiszeit)
- Mindel-Moränen mit anschließendem Gletscherbecken
- Jüngere Deckenschotter (Schmelzwasserschüttungen der Mindeleiszeit)
- Rißmoränen
- Hochterrassenschotter (Schmelzwasserschüttungen der Rißeiszeit)
- Würmmoränen
- Niederterrassenschotter (Schmelzwasserschüttungen der Würmeiszeit)
- Holozän (nacheiszeitliche Talsohlen)

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Kataloge des OÖ. Landesmuseums N.F.

Jahr/Year: 1992

Band/Volume: 054b

Autor(en)/Author(s): Kohl Hermann

Artikel/Article: Die Entwicklung des Traunflusses und seines Tales im Laufe der Erdgeschichte 5-25