

Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales

Von Werner Heißel

(Mit 20 Abb. im Text und auf Tafel XX und XXI)

Es werden das Ampasser Konglomerat, der Komplex der Terrassensedimente, der Einfluß der Würmeiszeit und die Bedeutung der Schlernzeit im Inntal untersucht. Das Ampasser Konglomerat wird als Teil einer Mindel-Riß-interglazialen Talzuschüttung beschrieben. Für die Terrassensedimente wird Riß-Würm-interglaziales Alter bewiesen. Glaziofluviale Teile sind in diesem Schichtkomplex nicht nachzuweisen. Es fehlen Ablagerungen, die auf einen abschmelzenden Würmgletscher zurückgehen, vollkommen. Die Bedeutung der Schlernzeit im Inntalraum ist weit größer als bisher angenommen. Fast die ganze heutige Formung des Tales geht auf ihr Geschehen zurück. Es handelt sich um einen selbständigen Gletschervorstoß, der in keinem Zusammenhang mit der Würmeiszeit steht. Die eigenen Untersuchungsergebnisse werden mit denen früherer Bearbeiter zu einem Gesamtbild vereint.

Inhalt	Seite
Einleitung	252
Übersicht	253
I. Stratigraphie	
1. Die älteren quartären Ablagerungen	255
2. Das Konglomerat von Ampaß	256
3. Die Riß-Moräne	260
4. Die Terrassensedimente	262
a) Der Aufbau	
1. oberhalb der Talsohle	262
2. unterhalb der Talsohle	266
b) Die Terrassenoberfläche	267
II. Beschreibung der einzelnen Terrassenabschnitte	
1. Die Inntalterrasse westlich des Sellraintales	268
2. Die Mündung des Sellraintales	
a) Die Terrasse von Oberperfuß	273
b) Die Terrasse von Grinzens-Axams	274
3. Die Inntalterrasse westlich des Silltales	278
4. Die Inntalterrasse zwischen Silltal und Volders	278
5. Der Inntalhang nördlich Innsbruck	285
6. Die Mündung des Halltales	290
7. Die Gnadenwalder Terrasse	295
8. Die Terrasse von Vomper Berg und die Mündung des Vomper Loches	301
III. Die Entstehung der Terrassensedimente	
1. Die Möglichkeiten	302
2. Der Bändertone-See	303
3. Fossilführung und interglaziales Alter	305
4. Über die Ursachen der Sedimentation der Terrassensedimente	309
IV. Der Würmtalboden und der abschmelzende Würmgletscher	310
V. Die Schlernzeit	313
1. Die Lokalvergletscherung des Glungezer-Kammes	313
2. Die Verbreitung der Schlerngletscher im Inntal	315
VI. Zusammenfassung	318
Schriftumsnachweis	319

Einleitung

So zahlreich die Untersuchungen und Arbeiten über die quartärdiluvialen Ablagerungen des Inntales sind, restlos geklärt sind von den vielen mit denselben zusammenhängenden Fragen eigentlich nur wenige. Einzig die Altersfolge der großräumig verbreiteten Ablagerungen kann heute als gesichert gelten. Über Entstehung und Natur der einzelnen Ablagerungen dagegen sind, soweit es sich um nicht rein glaziale Bildungen handelt, noch manche Fragen offen. Diese offenen Fragen sind so zahlreich und umfangreich, daß hier nur jene herausgegriffen seien, die in neuerer Zeit näher ins Blickfeld der wissenschaftlichen Betrachtung gerückt sind: die Frage, inwieweit der Komplex der „Terrassensedimente“ wirklich Riß-Würm-interglazial ist und wie weit am Aufbau der Inntalterrassen auch andere, nicht interglaziale Schotterablagerungen Anteil haben, welcher Natur und welchen Alters dieselben sind.

Zur Untersuchung dieser Fragen wurden Beobachtungen im gesamten Inntalraum durchgeführt, wozu noch einschlägige Befunde aus anderen Ostalpentälern, besonders aus dem Salzachtal, kamen. Da es für eine möglichst exakte Beweisführung sich als notwendig erwies, die stratigraphischen und morphologischen Erscheinungen möglichst genau auch in kleinsten Details kartenmäßig darzustellen, wurden diese Spezialuntersuchungen in jenen Abschnitten des Inntales durchgeführt, für welche topographische Kartendarstellungen moderner Ausführung vorhanden sind. Es sind dies die Kartenblätter Innsbruck und Umgebung 1 : 25.000, Blatt 148/1 Fulpmes 1 : 25.000, und die Alpenvereinskarte des Karwendelgebirges mittleres und östliches Blatt 1 : 25.000. Die alten Originalaufnahmesektionen 1 : 25.000 erwiesen sich als für exakte Eintragung aller gemachten Beobachtungen unbrauchbar. Daher beschränken sich diese Spezialuntersuchungen auf den Raum der genannten Kartenblätter und daran anschließende Gebiete, so daß die Inntalterrassen zwischen Zirl und Schwaz, d. i. der Bereich ihres typischen Auftretens, erfaßt wurden.

Der Raum der Höttinger Breccie blieb im wesentlichen absichtlich außerhalb der Betrachtung, da es einerseits zur Klärung der gestellten Fragen zweckmäßig schien, von weniger verwickelt gebauten Gegenden auszugehen, und andererseits gerade in diesem Gebiet zahlreiche alte und neue Beschreibungen vorliegen, deren Ergebnisse sich zwanglos in die im Untersuchungsgebiet gemachten eingliedern lassen.

Auf Grund der Kenntnis auch der Bereiche oberhalb Zirl und unterhalb Schwaz ergibt sich, daß die im Hauptuntersuchungsgebiet gewonnenen Befunde für den gesamten Talbereich Gültigkeit besitzen.

Die stratigraphischen und morphologischen Erscheinungen des Inntal-Quartärs finden sich auch in zahlreichen anderen großen Ostalpentälern. Im Inntal sind sie dank besonders günstiger im geologischen Bau bedingter Verhältnisse nur am schönsten, großartigsten und vollständigsten entwickelt. Entsprechend der regionalen Verbreitung dieser quartären Ablagerungen und morphologischen Erscheinungen gelten die im Inntal-Quartär gemachten Befunde und Erkenntnisse auch in den anderen Ostalpentälern. Sie haben somit ebenfalls regionale Bedeutung.

Frau Prof. Dr. E. Hofmann, Wien, und Herrn Dozenten Dr. H. Zapfe, Wien, denen ich einige Fossilreste zur Bestimmung übergeben habe, bin ich

für ihre freundliche Hilfe zu herzlichsten Dank verpflichtet, den ich auch auf diesem Wege aussprechen darf.

Übersicht

Die stratigraphische Abfolge von quartären Ablagerungen im Inntalraum kann als gesichert gelten. Sie beginnt mit Grundmoränen der Mindelzeit im Liegenden der Höttinger Breccie. Darüber liegt die Höttinger Breccie als Mindel-Riß-zwischeneiszeitliche Bildung. Ähnliche Breccienreste sind aus den ganzen Nördlichen Kalkalpen und den Südtiroler Dolomiten bekannt. Wenn auch bei ihnen es bis jetzt nicht so wie bei der Höttinger Breccie exakt gelungen ist, den Nachweis des alt-interglazialen Alters zu führen, so lassen doch Gleichartigkeit der Lage und des petrographischen Charakters keinen begründeten Zweifel an der Annahme aufkommen, daß alle diese Breccienreste ein und derselben großen Talverschüttung angehören, deren Alter eben durch die Höttinger Breccie festgelegt ist. Diese Gehängebreccien sind eine regionale Erscheinung. Daß sie in Kristallingebieten oder in Gebieten, die vorwiegend aus Silikatesteinen (Grauwacken) aufgebaut sind, fehlen, liegt in der Natur der Sache. Sie sind, wie ihre Verbreitung zeigt, an Gebiete gebunden, die vorwiegend aus Karbonatgesteinen bestehen (Nördliche Kalkalpen, Südtiroler Dolomiten).

An zahlreichen Stellen liegen im Inntal wie im Salzachtal Reste von zu harten Konglomeraten verfestigten Schottern. Sie unterscheiden sich von den Ablagerungen der letzten Zwischeneiszeit, den „Terrassenschottern“, durch diese nagelfluhartige Verkittung. Es ist sehr wohl möglich, daß sie gleichen Alters wie die Höttinger Breccie sind, wenn auch bisher ein derartiger schlüssiger, in einem Profil liegender Beweis nicht gelungen ist. Wohl liegt zwischen Matreier Konglomerat und Terrassenschottern eindeutig Riß-Moräne. Das Konglomerat liegt auch auf Fels, der höchstwahrscheinlich gletschergeschliffen ist. Moräne aber konnte bis jetzt unter dem Konglomerat nicht gefunden werden (W. Heißel, 31, S. 443, 445)¹).

Dagegen liegt unter dem Ampasser Konglomerat an zwei Stellen Grundmoräne, doch konnte hier wieder nirgends bis jetzt die Riß-Moräne in unmittelbarer Überlagerung des Konglomerates und Unterlagerung der Terrassenschotter aufgefunden werden.

Die im allgemeinen der Riß-Würm-Zwischeneiszeit zugeordneten „Terrassensedimente“, im Inntal Ablagerungen von einigen hundert Metern Mächtigkeit, sind auch in den meisten anderen großen Ostalpentälern vorhanden. Interglaziale Profile mit Grundmoräne im Liegenden (wohl Riß) und Hangenden (Würm) sind ziemlich häufig. Der Nachweis der beide Interglaziale trennenden Grundmoräne ist aber bisher nur im Höttinger Gelände gelungen.

Aus der großen Vielzahl von Arbeiten, die der Erforschung des Inntal-Quartärs gewidmet sind, seien hier nur jene erwähnt, die als Meilensteine am Wege der Erkenntnis der innerostalpinen Quartärphänomene stehen.

Die erste genaue Darstellung der quartären Ablagerungen im Raume von Innsbruck gab 1885 J. Blasius (24). Seine ausgezeichneten Beobachtungen

¹ Die Zahlen hinter Autorennamen oder in Klammern () verweisen auf die betreffenden Nummern des Schrifttumsnachweises.

haben auch heute noch größten Wert, umso mehr, als viele der ihm damals zugänglichen Aufschlüsse inzwischen verfallen oder verbaut sind. Schon damals hat J. Blaas oberhalb der alten Höttinger Kirche die zwischen Höttinger Breccie und Terrassensedimenten liegende Grundmoräne, die sogenannte „Sockelmoräne“, festgestellt (S. 50).

Es ist das bleibende Verdienst von A. Penck und E. Brückner, in ihrem großen Werk: Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1909 (1. und 2. Lieferung 1901/02, 3.—5. Lieferung 1902/03), die Stratigraphie der Quartärablagerungen geklärt zu haben.

Der nächste große Schritt war dann 1907 durch O. Ampferer (4) erfolgt, der erkannte, daß das Penck'sche Bühlstadium nicht existiert und daß die Terrassensedimente interglazial sind und bis über Kufstein hinabreichen.

1914 brachte den Nachweis der Unterlagerung der Höttinger Breccie durch glaziale Ablagerungen (O. Ampferer, 7).

Der nächste Markstein ist durch O. Ampferers Bearbeitung der Bohrung von Rum gegeben (9), die nachwies, daß die interglaziale Talverschüttung nicht nur die Schotterterrassen des Inntales aufbaut, sondern im Raume von Innsbruck auch noch mindestens 200 m unter die heutige Talsohle hinabreicht.

Es folgten 1928 durch H. Wehrli (68) und 1934 durch H. Spethmann (67) die allerdings vergeblichen Versuche, das inneralpine Quartär einer einzigen (Spethmann, S. 41) oder zwei durch eine Zwischeneiszeit getrennten Eiszeiten zuzuordnen (Wehrli, S. 491).

Solchen Spekulationen wurde durch die beim Bau der Höttinger Höhenstraße erfolgte einwandfreie Bloßlegung von Grundmoräne zwischen Höttinger Breccie und Terrassensedimenten (Riß-Moräne = „Sockelmoräne“) jede Grundlage entzogen und damit die Beobachtung J. Blaas' nächst der alten Höttinger Kirche einwandfrei bestätigt. R. v. Klebelsberg hat 1929 darüber protokollarisch berichtet (42).

Die Terrassensedimente galten seit O. Ampferer (1907) als Riß-Würm-interglaziale Ablagerung. 1935 hat H. Bobek (28) wesentlich neue Gesichtspunkte zu ihrer Erklärung durch weitgehende Einbeziehung morphologischer Phänomene beige-steuert. Teile dessen, was bisher als interglazial gegolten hat, wurde von ihm als Ablagerung bzw. Formung am Rande des abschmelzenden Würmgletschers erkannt. Auch R. v. Klebelsberg hat sich 1949 in seinem „Handbuch der Glazialgeologie und Gletscherkunde“ für eine Lostrennung hangender Teile des früher als interglazial aufgefaßten Komplexes der Terrassensedimente als fluvioglaziale Bildungen ausgesprochen.

Bobeks Deutung ist bis jetzt im allgemeinen unwidersprochen geblieben. Ich habe zwar mich schon 1940 mit einer Gruppe seiner Eisrandbildungen, den Toteislöchern, befaßt und auch nachweisen können, daß in zwei konkreten Fällen nicht Toteislöcher, sondern Bildungen ganz anderer, überhaupt nicht glazialer Natur vorliegen (W. Heißel, 35). Trotzdem wurde die Abtrennung spät-Würm-glazialer Eisrandbildungen als zu Recht bestehend hingenommen. Es wird sich aber zeigen, daß wohl die Beobachtungen Bobeks von solchen Eisrandbildungen richtig sind, er aber in der Deutung derselben einer irrigen Fährte folgte. Der Wert seiner Arbeit, als erster

morphologische Erscheinungen weitestgehend zur Klärung der Fragen herangezogen zu haben, wird dadurch nicht geschmälert.

Vorliegende Arbeit stellt in gewissem Sinn die Fortsetzung meiner Arbeit von 1940 dar (W. Heißel, 35).

Bei kritischer Betrachtung bleiben folgende Tatsachen: So zahlreich auch die Arbeiten über das Inntal-Quartär sind, gesichert ist bloß die Erkenntnis, daß in diesem Raum drei durch Zwischenzeiten getrennte Eiszeiten nachweisbar sind, wobei die ältere Zwischenzeit, belegt durch die Flora der Höttinger Breccie, unzweifelhaft eine warme Zwischeneiszeit war. Die Frage nach der Art der Entstehung und den Bildungsbedingungen dieser zwischeneiszeitlichen Ablagerungen ist aber noch nicht genügend geklärt. Die Höttinger Breccie als Murschutt aufzufassen, stößt im Mairschen Steinbruch ebenso auf Schwierigkeiten wie die Erklärung, woher diese Schuttmassen stammen und unter welchen Bedingungen sie gebildet worden sind. Auch H. Paschinger (61) konnte diese Fragen nicht befriedigend beantworten. Dazu kommt die bis jetzt immer noch nicht vollkommen gelungene Klärung des Alters der einzelnen Konglomeratvorkommen. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den Ablagerungen der letzten Zwischenzeit. Hier geht die Diskussion, ob interglazial oder periglazial, ob im Inntal ein großer See oder viele kleinere Seen waren und ob diese Seen durch tektonische Talverbiegungen entstanden sind. Ungeklärt ist ferner noch das Verhältnis der Würmeiszeit zur nachfolgenden Schlußvereisung O. Ampferers. Auch fehlt noch eine allgemein anerkannte Entscheidung, wer in der Diskussion „Rückzugsstadien oder Schlußvereisung“ Recht hat, Klebelsberg oder Ampferer.

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Untersuchungen waren darauf ausgerichtet, einen Beitrag zur Klärung des letzten Interglazials zu geben, womöglich die Frage, ob die Terrassensedimente inter- oder periglazial sind, zu entscheiden. Dabei wurden auch andere Fragen, soweit sie mit der ersten Fragestellung Beziehung hatten, untersucht, d. s. die Stellung des Ampasser Konglomerates und die Beziehung der Inntalterrassen zu den Lokalglatschern der Ampfererschen Schlußvereisung.

Manche Beobachtungen älterer Autoren erwiesen sich als äußerst wertvoll und ließen sich zwanglos mit eigenen Beobachtungen vereinen und zu dem Bild neuordnen, das mit vorliegender Arbeit über das Geschehen im Inntalraum gegeben wird.

I. Stratigraphie

1. Die älteren quartären Ablagerungen

Im Raume nördlich von Innsbruck liegt auf weite Strecken die Höttinger Breccie. Vielfach wird sie von den Terrassensedimenten überlagert, doch konnte auch Grundmoräne zwischen beiden Bildungen festgestellt werden. Schon 1885 hat J. Blaas (24, S. 50) eine solche Moräne oberhalb der alten Höttinger Kirche beim Mallhofe beschrieben. Dieses Vorkommen wurde später stark angezweifelt. Beim Bau der Höttinger Höhenstraße konnte diese Moräne, meist als „Sockelmoräne“ bezeichnet, bei der Grießerhofkehre in einwandfrei klarer Lagerung aufgeschlossen werden. R. v. Klebelsberg (42, S. 319—323) hat darüber einen ausführlichen protokollarischen Bericht gemacht. Weitere Vorkommen von „Sockelmoräne“ wurden von

H. Katschthaler (39, S. 23 ff.) beschrieben. Damit ist das interglaziale Alter der Höttinger Breccie und das durch andere Ablagerungen getrennte Auftreten von drei verschieden alten Grundmoränen als den Ablagerungen von Mindel-, Riß- und Würmeiszeit, also das Pencksche Quartärprofil, erwiesen.

Wie bereits erwähnt, bleibt die Höttinger Breccie und damit die diese unter- und überlagernde Moräne außerhalb der vorliegenden Untersuchungen.

2. Das Konglomerat von Ampaß

Südöstlich von Innsbruck ist schon seit den Untersuchungen von J. Blaas (24) das Konglomerat von Ampaß bekannt. Es baut den bewaldeten Rücken P. 634¹⁾ nördlich Egerdach (Frohnleitenbichl) auf, bildet an der Straße Egerdach—Agenbach eine dem P. 711 (Ortsriedbichl) vorgelagerte Terrasse (NP. 638) und am P. 736 (Palmbichl) die Kuppe, an deren SO-Kante die Wallfahrtskirche von Ampaß steht (J. Blaas, 24, S. 78; 26, S. 36). Durch die neue Aufnahme konnte für das Ampasser Konglomerat eine wesentlich größere Verbreitung festgestellt werden. Es steht im Walde unterhalb der Straße Egerdach—Agenbach zwischen den durch Blaas beschriebenen Vorkommen an, schaut an der Terrassenböschung nördlich des östlichen Peerhofes (581 m) vor, bildet auf Quarzphyllit aufsitzend den NO-Sporn des von Trockentälern umschlossenen Hügels, auf dem der Sender Aldrans (753 m) steht. Ein kleiner Rest liegt bei P. 702 im Walde, ein weiterer bei 740 m am Wege Ampaß—Kogelmoos. Von hier läßt sich das Konglomerat in 720—740 m geschlossen bis an die O-Seite des Gröbentales ober P. 670 verfolgen. Es bildet hier über Quarzphyllit eine kleine Wandstufe mit zahlreichen kleinen Gufeln. Schließlich konnte das Konglomerat noch an vier Stellen im Hasental festgestellt werden: westlich des Hasenhofes bildet es eine frei stehende Kuppe, gleich nördlich des Hasenhofes steht es am Wege zum Bestandmannshof an, südlich der Musmühle ist eine kleine überhängende Felswand aus ihm gebildet und schließlich steht es noch östlich P. 743 am Eingang vom Hasen- ins Zimmertal an. Das Ampasser Konglomerat läßt sich mithin über 4 km streichend verfolgen. Seine Ausbildung ist stets gleichbleibend. Die Geröllgesellschaft ist stark kristallin, ähnlich den Terrassenschottern. Karbonatische Gerölle sind zum Teil nur äußerlich sandig-pulverig zersetzt, zum Teil durchgreifend. Sie zerfallen beim Anschlagen mit dem Hammer zu Gesteinsmehl. Einzelne verwitterte Karbonatgerölle sind hohl. Die Geröllform wird durch eine Karbonatrinde von meist 2—3 mm Stärke abgebildet. Der Hohlraum im Innern dieser Rinde enthält oft noch etwas Karbonatpulver als Rest der ursprünglich vorhandenen Kernfüllung²⁾. Auch einzelne Kristallingerölle, besonders biotitreiche, sind stark zersetzt und zerbröseln schon bei leichtem Schlag.

¹⁾ Allen Orts- und Höhenangaben liegt für den Bereich der Umgebung von Innsbruck die amtliche Karte 1:25.000 Innsbruck und Umgebung zugrunde, für das Silltal die amtliche Karte 1:25.000, Blatt 148/1 Fulpmes, für den Südfuß des Karwendel außerhalb dieser Karten die drei Karwendelblätter 1:25.000 der Alpenvereinskarte und für den übrigen Raum die alten Originalaufnahmesektionen 1:25.000.

²⁾ Eine Zusammenstellung der Erklärungen für die Bildung hohler Gerölle findet sich bei J. Dreger: Bemerkungen über das Sattnitzkonglomerat in Mittelkärnten und die darin vorkommenden hohlen Geschiebe. Verh. d. k. k. Geol. R. A. 1909, S. 40—57, über hohle Geschiebe S. 51—54.

Bei P. 638 an der Straße Egerdach—Agenbach bildet das Konglomerat eine weithin sichtbare Felswand. Es wittert löcherig an. Etwas weiter nordöstlich dieses Punktes zeigt es in stark sandigen Lagen Gufelbildung. Hier ist auch ein Stollen, der als Keller benutzt wurde. Kreuzschichtung tritt in der sandigen Abteilung durch die Verwitterung, die die Schichtflächen stark hervortreten läßt, deutlich hervor.

Die liegende, grobschotterige Ablagerung ist im großen ungeschichtet, mit einzelnen Geröllen bis 0·75 m Durchmesser. In der Geröllgesellschaft ist ein starker Einschlag aus dem Siltal zu beobachten, bekundet durch stärkeres Hervortreten von Kalkphyllit (siehe Abb. 1).

Beim Hasenhof wechsellagern Sandstein- und Konglomeratbänke. Sie fallen mit etwa 20° gegen NW ein. Auch in den Sandsteinen kommen

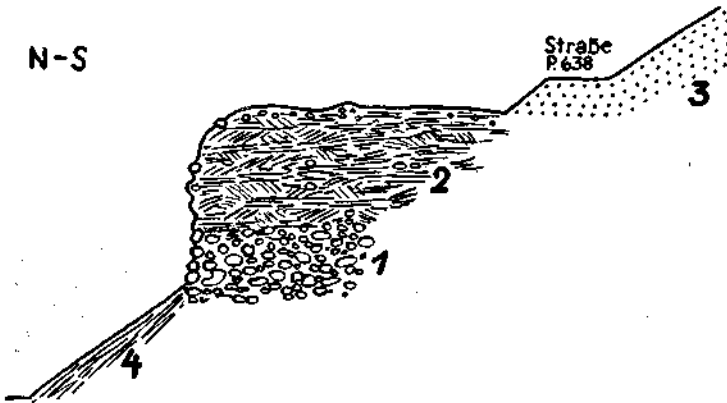


Abb. 1: Ampasser Konglomerat bei P. 638, NO Egerdach

- 1 = grobschottrige Abteilung des Ampasser Konglomerates mit einzelnen großen Geröllen
- 2 = sandige Abteilung des Ampasser Konglomerates mit Kreuzschichtung
- 3 = Terrassenschotter, R—W interglazial
- 4 = Schutthang

dünne Geröllagen vor. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke ist annähernd gleich. An der NO-Seite des Konglomerathügels hat der Hasenbauer einen stollenförmigen freistehenden Keller angelegt. Dies zeigt den guten Verhärtungsgrad der Sandsteine. Die Schotter sind noch etwas härter verfestigt. Die Masse der Gerölle liegt um Faustgröße, doch kommen auch einzelne mit 2 *dm* und mehr Durchmesser vor.

Am Wege von Ampaß nach Kogelmoos ist etwa 300 m östlich P. 702 in einen kleinen etwa 5—6 m langen Stollen auch das Liegende des Ampasser Konglomerates aufgeschlossen: über Quarzphyllit liegen leicht verkittete Schotter mit Mehlsandlagen, die nach oben in eine etwa 30 cm starke Grundmoräne übergehen. Diese ist durch zahlreiche schön geschrammte und gekritzte Geschiebe eindeutig als solche gekennzeichnet. An scharfer Grenze folgt darüber fest verkittetes Ampasser Konglomerat. Seine untersten Lagen sind feinsandig (siehe Abb. 2). Die Grundmoräne im Liegenden entspricht ganz jener nordwestlich Egerdach, am Weg von Egerdach hinab in die Inntalebene, die schon J. Blaas (26, S. 37) beschrieben hat. Diese

Grundmoräne gleicht, wie R. v. Klebelsberg (45, S. 506) betont, stark jener im Liegenden der Höttinger Breccie.

Durch J. Blaas (24, 26) wurden vom Palmbichl Bändertone beschrieben, die das Ampasser Konglomerat unterlagern. Diese Beschreibung Blaas' wurde bis jetzt in allen nachfolgenden Beschreibungen als zu Recht bestehend übernommen, die von Blaas darin aufgefundenen Pflanzenreste entsprechend in den Verband des Ampasser Konglomerates gestellt. Diese Pflanzenreste führenden Tone sind aber nicht unter dem Konglomerat liegend, sondern diesem bloß angelagert. Es handelt sich um Terrassen-sedimente (siehe S. 281).

Mit Ausnahme der schon Blaas bekannten Vorkommen (in der Umgebung der Peerhöfe, am Palmbichl) kommt bei allen anderen Vorkommen des Konglomerates das Grundgebirge in nächster Nähe vor. Die Vor-

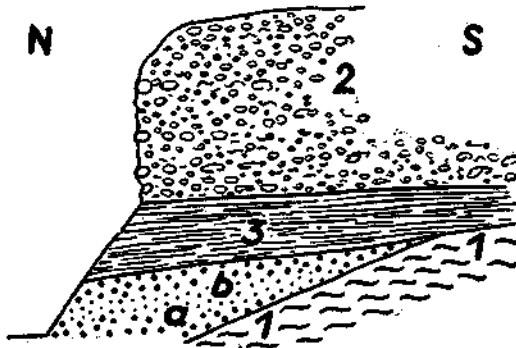


Abb. 2. Ampasser Konglomerat am Weg Ampaß—Kogelmoos

- 1 = Quarzphyllit
- 2 = fest verkittetes Ampasser Konglomerat
- 3 = lehmige Grundmoräne mit gekritzten Geschieben
- a = leicht verfestigte Schotter
- b = Mehlsandlage

kommen im Hasental zeigen, daß dort bereits vor Ablagerung des Konglomerates eine Talfurche bestanden hat.

Neben dem Ampasser Konglomerat sind aus dem Inntalraum schon lange eine größere Zahl von Resten weiterer alter, stark verfestigter Konglomerate bekannt. Es liegen darüber aber keine eigenen Neubeobachtungen vor. Diese Konglomerate sind beschrieben bei:

- Salvesenklamm bei Imst (Ampferer, 12, S. 44).
- Nassereith (Ampferer, 11, S. 38).
- Matrei (Heißel, 31, S. 443).
- Erbstollen bei Schwaz (Ampferer, 10, S. 67—68).
- Vomper Loch (Ampferer, 3, S. 739; Heißel, 37, S. 35).
- Kasbach (Heißel, 37, S. 35).
- Maurach (Ampferer, 10, S. 68).
- Angath (Heißel, 38, S. 219; Wehrli, 68, S. 385).
- Pending (Levy, 58, S. 11).
- Seebach bei Hinterstein (Ampferer, Kaisergebirgsführer S. 22).

Durchholzen (Ampferer, 13, S. 138).

Brannenburg (Penck und Brückner, 64, S. 148).

Das Konglomerat im Erbstollen und das des Vomper Loches liegen auf älterer Grundmoräne auf. Entsprechende Konglomerate sind auch aus dem Salzachtal, z. B. an der Mündung von Groß- und Klein-Artal, und aus der Talsohle zwischen Schwarzach und St. Johann i. P. bekannt¹⁾.

Ein Vorkommen aber, das schon lange bekannt ist, wurde in seiner Bedeutung bisher zu wenig gewürdigt. Es wurde schon 1885 von J. Blaas (24, S. 23) beschrieben. Es handelt sich um das tiefstliegende bisher bekannte Vorkommen der Höttinger Breccie. J. Blaas schreibt (S. 23): „Ein zweiter, von A. Pichler erwähnter Punkt mit ähnlichen Ablagerungen befindet sich westlich vom Graben an der Mündung der Rinne, die westlich vom Achselkopf herabzieht. Hier ist die Breccie ausgesprochen ein verfestigter Schuttkegel. In ihrem Aussehen weicht sie dadurch nicht unerheblich von ihrer Schwester im Graben ab (gemeint ist der Höttinger Graben), daß sie reich an Urgebirgsgeröllen ist, welche sogar, dicke Bänke bildend, stellenweise mit wenigen Kalkgeröllen gemischt, herrschen“. Es handelt sich also, wie aus dieser Beschreibung klar hervorgeht, um einen Übergang der normalen Höttinger Breccie in Konglomerat. Dieser Übergang vollzieht sich an der tiefsten bis jetzt von Höttinger Breccie bekanntgewordenen Stelle. Gleichzeitig nimmt der Gehalt an kristallinem Geröllmaterial beträchtlich zu. Während in der eigentlichen Höttinger Breccie Kristallingerölle eine Seltenheit sind, treten sie hier bankbildend auf.

Dieses Vorkommen scheint eine Lücke zu schließen. Wie schon erwähnt, gibt es in den Nördlichen Kalkalpen Gehängebreccien, die der Höttinger Breccie entsprechen, in großer Zahl. Es bleibt jedenfalls die ungezwungenste und natürlichste Erklärung, sie alle ein und demselben Phänomen gewaltiger Hangverschüttung zuzuschreiben, geologisch zu gleicher Zeit und unter gleichen Ursachen und Bedingungen entstanden. Man kennt aber bei all diesen Breccien nur die dem Berghang angelagerten Reste. Diese setzen aber auch eine entsprechende Zuschüttung der Talsohle voraus. Selbst dort, wo die Höttinger Breccie in flacher Lagerung gegen das Inntal vorspringt (Mayrscher Steinbruch), liegt nicht ihr natürliches Unterende vor, sondern ein zufälliger Erosionsrand. Welcher Art war die Talfüllung mittlerer Teile, die vorhanden gewesen sein muß? Gleichmäßig über das ganze Inntal unterhalb Imst verteilt liegen die Reste stark verfestigter Konglomerate, die zweifellos älter als die Terrassensedimente sind. Auch hier muß man nach dem Grundsatz gleiche Ursache — gleiche Wirkung annehmen, daß sie ein und derselben Bildungszeit entstammen. Was liegt näher, als in ihnen eine Kette von Erosionsresten einer alten Talzuschüttung aus Flußschottern und Sanden zu sehen. Die Bedeutung des von J. Blaas beschriebenen Vorkommens konglomeratischer kristallinreicher Höttinger Breccie liegt darin, daß es den Übergang von der brecciösen Hangverschüttung zur konglomeratischen Talverschüttung zeigt. Man muß daher die alten Konglomerate im Inntal

¹⁾ Heißel, W.: Aufnahmen auf den Kartenblättern 123/1 Saalfelden usw., früher St. Johann i. P. 5050 (Bericht 1950). Verh. Geol. B. A. 1950/51, H. 2, S. 26—27. — Heißel, W.: Geologischer Führer (Hundertjahrfeier) Verh. Geol. B. A. 1950/51, Sonderheft A, Wien 1951, S. 74.

und die verschiedenen Vorkommen von Gehängebreccien als gleich alt auffassen.

Zusammenfassend ergeben sich für das Konglomerat von Ampaß folgende Feststellungen:

1. Das Konglomerat setzt sich aus verfestigten Schottern und Mehlsanden zusammen. Es ist eine fluviatile Ablagerung.

2. Das Konglomerat überlagert an zwei Stellen einwandfrei Grundmoräne. Jene bei Egerdach gleicht der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie. Die von Blaas beschriebene Unterlagerung durch Pflanzenreste führende Tegel am Palmbichi besteht nicht, diese sind dem Konglomerat nur angelagert.

3. Das Konglomerat wird durch die Art der Verwitterung seiner Karbonatgerölle gekennzeichnet. In den Terrassenschottern gibt es keine hohlen Gerölle.

4. Das Konglomerat ist älter als die Terrassensedimente.

5. Das Ampasser Konglomerat ist aller Wahrscheinlichkeit nach in derselben Interglazialzeit zur Ablagerung gekommen wie die Höttinger Breccie.

3. Die Riß-Moräne

(In bezug auf Terrassensedimente Liegendmoräne)

Im Inntal sind Vorkommen von Moränen im Liegenden der Terrassenschotter schon von vielen Stellen bekanntgeworden. In der Mehrzahl werden es Riß-Moränen sein, doch können auch Moränenreste älterer Eiszeiten mit darunter sein. Ihre Zahl konnte um einige neue Vorkommen vermehrt werden. Am bemerkenswertesten sind die Vorkommen bei Arzl bei Innsbruck und bei Terfens, da sie größere Ausdehnung aufweisen.

Bei Arzl ist bei Erweiterungsarbeiten an der Straße Arzl—Rum zwischen P. 669 und dem Kreuz westlich P. 639 stark lehmige Grundmoräne mit zahlreichen gekritzten Geschieben freigelegt worden. In ihrem Aussehen entspricht die Moräne mehr der älteren als der Würm-Grundmoräne. Wenn auch eine unmittelbare Überlagerung fehlt, so ergibt sich doch aus den örtlichen Lageverhältnissen, daß es sich nur um ältere und nicht um Würm-Grundmoräne handeln kann. Zwischen P. 669 und dem Arzler Kalvarienberg zieht eine breite Erosionsrinne hangab. Sie ist jungen (Schlern-) Alters (siehe S. 287). Bei P. 669 und dem Gasthaus Canisiusbrünnl liegen moränenwallartige Rücken, die aber wenigstens teilweise von Mehlsanden aufgebaut werden, wie sie ins Hangende des Arzler Bändertonlagers gehören. Östlich anschließend liegt der Schuttkegel der Rumer Mur. Wahrscheinlich liegt die Grundmoräne auf Fels auf. Es dürfte sich dabei um die östliche Fortsetzung des Triaskalk-Rückens handeln, der westlich Arzl unter Schlernschottern vorschaut und in Steinbrüchen beim Kalkofen östlich der Kapelle 611 m abgebaut wurde.

Westlich Terfens ist ältere Grundmoräne über größere Flächen erschlossen (Taf. XXI., Abb. 15). Das Rieder Moos (Neu-Terfens) bildet eine in den Abfall der Gnadentaler Terrasse kesselförmig eingreifende Nische. Überall kommt hier lehmige Grundmoräne mit schön geschrammten Geschieben zutage. Sie gibt Anlaß zu zahllosen starken Quellaustritten. Vom Rieder Moos läßt sie sich hinab bis zum Bahnhof Terfens-Weer ver-

folgen. Aber auch hier am Terrassenfuß gegen die heutige Talsohle zwischen Bahnhof Terfens-Weer und dem Larchbach treten hin und hin stark lehmige Geschiebe führende Schuttmassen auf, die Anlaß zu zahlreichen kleinen Quellaustritten geben. Unter den Kalkgeschieben finden sich sehr schön politierte und gekritzte. Diese und die Wasser stauende lehmige Zusammensetzung der Ablagerung kennzeichnen auch hier den Schutt eindeutig als Grundmoräne. Diese Grundmoräne am Aurain und jene des Rieder Mooses gehören zusammen. Wie in Baugruben für Siedlungshäuser in Neu-Terfens zu beobachten ist, geht die einwandfreie Grundmoräne nach oben in schlecht gewaschene, geschichtete Schotter über, die das Liegende der Terrassenschotter des Gnadenwaldes bilden. Die Grundmoräne erweist sich hier als eindeutig ältere Grundmoräne (wahrscheinlich Riß). Würm-Moräne schließt schon rein lagemäßig aus. Diese überzieht die Gnadenwalder Terrasse etwa 200 m höher. Als östliche Fortsetzung der Riß-Moräne im Rieder Moos ist auch jene Grundmoräne aufzufassen, die am Larchbach bei Terfens

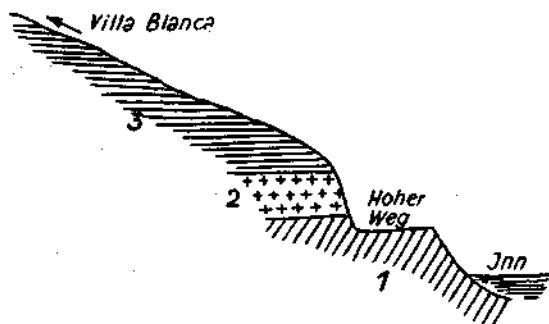


Abb. 3: Liegend- (Riß-) Moräne am Hohen Weg in Innsbruck

- 1 = Muschelkalk
- 2 = Riß-Grundmoräne
- 3 = sandiger Bänderton der Terrassensedimente, R—W interglazial

und Weißmarter zu erkennen ist. Im übrigen hat die Grundmoräne am Aurain schon O. Ampferer beobachtet. Ihre Lage läßt vermuten, daß hier der Felssockel der Gnadenwalder Terrasse nahe an die Oberfläche kommt (W. Heißel, 37, S. 35).

Bei Verbreiterungsarbeiten am „Hohen Weg“, der Bundesstraße von St. Nikolaus nach Mühlau wurde unterhalb der Villa Blanca ein Profil freigelegt (siehe Abb. 3), das die seinerzeitigen Beobachtungen von J. Blaas vollinhaltlich bestätigt: Fels, darüber Grundmoräne, darüber Bänderton (vgl. J. Blaas, 24, S. 38; 26, S. 44). Dieses am Hohen Weg bloßgelegte Vorkommen von Grundmoräne zeigt, daß dieselbe hier, unter Terrassensedimenten liegend, größere Verbreitung hat. Es ist die westliche Fortsetzung der von J. Blaas beschriebenen Grundmoräne beim „Liner“ (26, S. 44) und im Liegenden der „Norschen Schottergrube“ (24, S. 38). Beim Liner handelt es sich um die am Ausgang zur Weiherburg gelegene Gärtnerei, oberhalb des sogenannten Notsteges über den Inn (zwischen westlichem und östlichem Weiherburggraben). Die „Norsche Schottergrube“ war am Hange oberhalb der einstigen Kettenbrücke am O-Abfall des Judenbichl

gelegen. Weiter westwärts gehört ihr das Vorkommen von Grundmoräne beim Venusbad ober St. Nikolaus (J. Blaas, 26, S. 45) und am Fallbach (J. Blaas, 24, S. 32) an (vgl. auch H. Katschthaler, 39, S. 23 ff.).

Daß ältere Grundmoräne am Gehänge nördlich Innsbruck verhältnismäßig an zahlreichen Stellen zutage tritt, hängt mit der hier besonders tiefgreifenden Abtragung zusammen.

Im Silltal kommt ältere Grundmoräne in großer Verbreitung vor (W. HeiBel, 31, S. 444—445). Sie zieht aus der Gegend von Matrei, wo sie über dem älter-interglazialen Konglomerat liegt, mit Unterbrechungen auf der östlichen Talseite hinaus bis zum Gluirschhof bei Innsbruck. Eine Überlagerung durch Terrassensedimente ist allerdings nur bei Matrei (bei Wächterhaus 84) sichtbar. Für die Vorkommen weiter talaus ergibt sich das Reißalter nach ihrer Lage und in Analogie mit den Verhältnissen bei Matrei. H. Bobek (28, S. 150) hat dieses Vorkommen von Liegendmoräne angezweifelt und sie in Hangendmoräne umgedeutet. Er fragt: „Welche Mächtigkeit müßte der Liegendmoräne zukommen und wie unwahrscheinlich ist ihre Erhaltung als Decke über breitenblößten Felsflächen!“ Auch glaubt er, daß, wäre die Moräne beim Gluirschhof Reiß, dann auch die epigenetischen Silltalstrecken am Sonnenburghügel und Berg Isel älter sein müßten als Reiß-Würm-Interglazial. Was die Mächtigkeit anbelangt, so ist absolut keine größere nötig als bei Moränenvorkommen üblich. Bezüglich der Unwahrscheinlichkeit der Erhaltung über Felsflächen ist diese nicht unwahrscheinlicher als andernorts, wo andere quartäre Ablagerungen, seien es Schotter, Sande oder Würmmoränen, über Felsflächen liegen. Ich sehe keinen Grund für eine Umdeutung im Sinne Bobeks und halte meine Auffassung voll aufrecht. Im Gegenteil passen die Moränen beim Gluirsch und unter Vill sehr gut zu den beiden Talepigenesen. Der durch die Moränen angezeigte alte Talhang entspricht vollkommen dem am Sonnenburghügel und Berg Isel durch Terrassensedimente verhüllten, der sich an der Grenze Fels zu Schotter deutlich ablesen läßt.

4. Die Terrassensedimente

Als Terrassensedimente werden jene meist lockeren Massen von Schottern, Kiesen, Sanden und feinstsandigen Tonen bezeichnet, die am Aufbau der das Inntal begleitenden „Mittelgebirgsterrassen“ Hauptanteil haben. Ihr Name „Terrassensedimente“ oder auch kurz „Terrassenschotter“ hat darauf Bezug.

a) Der Aufbau

1. Oberhalb der Talsohle

Als tiefstes Glied der ganzen Schichtfolge der Terrassensedimente liegen im Inntal an zahlreichen Stellen feinstsandig-tonige Ablagerungen. Sie zeigen in den meisten Fällen eine deutliche Bänderung, deren Wesen bis jetzt noch nicht genügend untersucht ist. Diese „Bändertone“ werden vielerorts in Tongruben für Ziegeleien abgebaut (Hatting, Inzing, Figge, Arzler Kalvarienberg, Fritzens, Hopfgarten u. a.). In diesen Tongruben sind sie oft in bedeutender Mächtigkeit sehr schön aufgeschlossen. In ungestörten Profilen gehen die Bändertone nach oben allmählich in Mehlsande über, über denen dann normal Flußschotter liegen.

Alle Bändertone liegen nahe der heutigen Talsohle am Fuße der Innalterrassen. Das Liegende ist nirgends erschlossen. Die Tone sind ein vollkommen homogenes Sediment, das keine größeren Unterschiede in Bau und Zusammensetzung zeigt, gleich ob es sich um einen Ton bei Imst im Oberinntal oder um einen aus dem Unterinntal handelt. Einzig die Deutlichkeit der Bänderung schwankt. Diese Einförmigkeit ihrer Ausbildung bezeugt, daß sowohl für das ganze Gebiet ihrer Verbreitung als auch während der ganzen Dauer ihres Absatzes gleiche Ablagerungsbedingungen geherrscht haben. Die Bändertone gelten allgemein als Settone. Sie sind hin und hin an den Talflanken des Inntales bekannt. Die Neuaufnahme konnte noch einige hinzufügen, die größere Abmessungen aufweisen.

Am südlichen Talhang bauen östlich der Haller Innbrücke Bändertone auf über 2 km Länge den Hangfuß auf. Sie enden mit dem Hervorkommen des Quarzphyllites in Höhe des Hofes Moser 595 m. Ich verdanke Herrn Dr. O. Schmidegg die freundliche Mitteilung, daß dieses Bändertenvorkommen während des Krieges in Bombentrümmern auch westlich der Haller Innbrücke sichtbar war. Es baut dort die niedere Terrassenfläche bis Häusern auf. Bei Häusern, am Ausgang des Ampasser Trockentales, beschrieb schon J. Blaas (26, S. 79) ein Profil an der Terrassenböschung unmittelbar über dem Inn: Unten Bändertone, darüber Mehlsand, oben fragliche Moräne. Dieses heute nicht mehr aufgeschlossene Bändertenvorkommen bei Häusern bildet wohl das Westende des großen Tonlagers bei der Haller Innbrücke. Beim Umbau der Straße von Hall nach Tulfes wurden im Walde gleich unterhalb des Glockenhofes bei 640 m Bändertone und Mehlsande angeschnitten. Sie dürften nahe der Obergrenze dieses Tonvorkommens liegen.

Im Raume des Gnadenwaldes haben die bis jetzt nur bei Fritzens bekannten Tone ungleich größere Ausdehnung. Die in der Tongrube aufgeschlossenen Bändertone reichen im Farmtal bis 780 m (einschließlich der Mehlsande). An der Einmündung des Gieß- in den Fritzn Bach bedingen sie an ihrer Oberfläche Quellaustritte. Im Baumkirchner Tal (Fallbach) reichen sie bis 740 m. Auch hier geben sie wieder hin und hin Anlaß zu Quellaustritten und lassen so deutlich ihre Obergrenze erkennen. Dasselbe große Bändertone Lager dürfte auch die Quellen von Brunnholz (P. 642) nordöstlich Mils bedingen. Wie mir ebenfalls Dr. O. Schmidegg liebenswürdigerweise mitteilte, waren im Luftschutzzollen nordöstlich Mils am Abfall der Gnadenwalder Terrasse sandige Tone aufgeföhren. Auch die in einer Sandgrube am NW-Abhang des Gnadenwaldes aufgeschlossenen Mehlsande können ebenfalls ins unmittelbar Hangende dieser Tone gehören.

Auch das Bändertenvorkommen von Hopfgarten hat weit größere Ausdehnung als bisher bekannt. Die geologische Karte 1:75.000 (österreich. geol. Spezialkarte, Blatt Rattenberg) verzeichnet nur ein kleines Vorkommen am Grafenweger Bach südwestlich Hopfgarten zwischen 700 und 740 m Höhe. Für die Ziegelei Hopfgarten wird der Ton aus einer nördlich des Ortes gelegenen Terrasse (Schnapfen 668 m) gewonnen. Bändertone tritt aber auch im Raume von Itter auf. Er baut hier den schmalen Sporn auf, der von Nasen gegen Luech südlich der Bundesstraße Wörgl—Eilmau zieht. Hier wird der Ton derzeit für die Ziegelei Kundl abgebaut (siehe Abb. 4). Dieses Bändertenvorkommen scheint sich ostwärts bis Mühlthal fortzusetzen. Bei P. 603 zeigen Sumpfwiesen, Quellaustritte und stark

gegliederte Oberfläche dasselbe an. Ob die Quellaustritte östlich der Bundesstraße nördlich von Bichlmühle (bei P. 663) auf Bänderton zurückgehen, ist nicht zu entscheiden.

Über den Bändertonen folgen bei Itter überall Mehlsande. Der schmale Terrassenrest südlich Mühlal wird talseitig ganz aus solchen aufgebaut. Bergseitig liegen Schotter. Ebenso besteht die Terrasse auf der östlichen Talseite gegenüber Bichlmühle ganz aus Mehlsanden. Die Terrasse von Itter wird zur Hauptsache von Schottern aufgebaut. Diese zeigen starken Einschlag ortsnahen Gesteines (Grauwacken) neben Kristallin. Auch in den Mehlsanden ist ein solcher Einschlag an zahlreichen kleinen Buntsandsteingeröllchen zu erkennen.

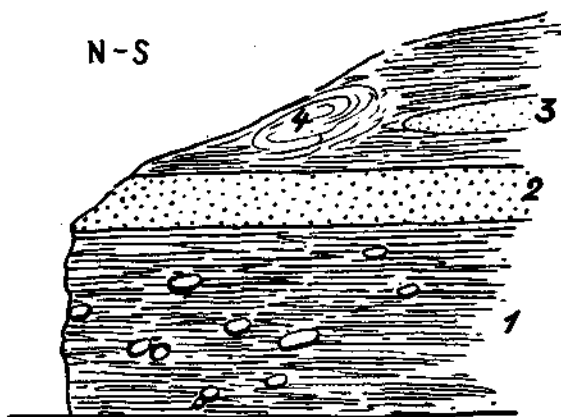


Abb. 4: Bändertonauflösung zwischen Nasen und Luech NW Itter

- 1 = Bänderton mit Geröll von Grauwackengesteinen, etwa 5 m mächtig
- 2 = Kieselage aus Grauwackengesteinen, etwa $\frac{1}{2}$ m mächtig
- 3 = Linse von bräunlichem Mehlsand
- 4 = verknütteter Ton

Eine Übersicht aller bis jetzt im Inntalraum bekanntgewordenen größeren Bändertonvorkommen läßt folgende bemerkenswerte Tatsachen ablesen:

1. Die Tone sind im ganzen Talraum einander sehr ähnlich. Man kann keine für nur ein Vorkommen kennzeichnenden Merkmale feststellen.
2. Alle Vorkommen liegen nahe der heutigen Talsohle. Sie zeigen eine deutlich konstante Höhenlage.
3. Die Obergrenze der meisten Vorkommen liegt bei 700—740 m.

Soweit es sich nicht um Vorkommen handelt, bei denen die höheren Teile der Schichtfolge nicht aufgeschlossen sind (Afling, Figge, Tollinger, Haller Innbrücke) liegt die Obergrenze der Vorkommen etwa bei 700 m für Ton und 740—760 m für Mehlsand. Man kann daraus folgern, daß bis zum Zeitpunkt, als die Einschüttung die Höhe 700 m erreicht hat, im gesamten Talbereich sehr einheitliche Absatzbedingungen gegeben waren mit fein- bis feinstkörnigen Sedimenten als Ablagerungen im stehenden Gewässer. Mit dem Überschreiten der 700—760 m Höhenmarke änderten sich dann die Ablagerungsbedingungen grundlegend, die Feinsedimente

Übersicht der Bändertonevorkommen im Inntal:

Vorkommen	Obergrenze	
	Ton	Mehlsand
Gurgltal Imst-Tarrenz	800 m	
Hatting	700 m	
Inzing	700 m	
Blasiusbergl bei Völs	680 m	
Afling	640 m	
Figge (Ziegelstadel)	660 m	
Ziegelei Tollinger (J. Blaas, 24, S. 51).....	600 m	
Arzler Kalvarienberg und Umgebung	670 m	720 m
Haller Innbrücke	640 m	
Baumkirchner Tal (Fallbach).....	700 m	740 m
Fritzens-Farmtal	720 m	780 m
Kasbach bei Jenbach		840 m
Hopfgarten.....	700 m	

treten plötzlich ganz zurück. Es folgt oberhalb die mächtige Serie der Flußschotter. Bändertone fehlen hier gänzlich. Nur örtlich kommen auch höher oben Mehlsande vor. Bedenkt man ferner, daß alle Bändertone am Rande des Inntales auftreten, daß der See oder die Seen, in denen die Tone zum Absatz kamen, in erster Linie aber in der Talmitte gelegen sind — am Rande lag und liegt die Einschotterung vom Talhang oder aus den Seitentälern —, so muß man die heute vorliegenden Tonvorkommen als Reste in Uferbuchten oder am Rande der Seen auffassen, während die in der Talmitte gelegene große Masse des Tones erosiv entfernt worden ist. Für diese Auffassung sprechen auch die Befunde am Blasiusbergl bei Völs (J. Ladurner, 56, S. 424—426). Zuunterst liegen am Bergfuß Mehlsande, dann feine Schotter, dann Bändertone, wieder Schotter und schließlich wieder als Höchstes Mehlsand (am östlichen Vorberg des Blasiusberglis). Dieser Befund scheint mir am besten in einer Seebucht als ufernahe Schüttung erklärlich. Die Schichtfolge Sand—Schotter—Ton—Schotter—Sand zeigt nichts weiter als eine Schwankung im Verlauf der nahen Uferlinie an. Erhärtet werden diese Vorstellungen durch die bekanntgewordenen Befunde der Talfüllung unterhalb der heutigen Inntalsole (siehe S. 266).

Wie schon erwähnt, folgen über den Bändertonen unter Zwischenschaltung verschieden mächtiger Mehlsande Flußschotter vom Aussehen normaler Innschotter. Im großen gesehen sind Korngröße und Zusammensetzung dieser Schotter im ganzen Inntal ziemlich gleichbleibend. Nur örtlich, besonders in der Nähe der Einmündung von Seitentälern und Seitengraben kommen auch gröbere örtliche Blockschotter vor. Die Schotter sind sehr kristallinreich. Nur im untersten Unterinntal unterhalb von Kufstein, bei Ebbs, Niederndorf und Erl, überwiegt der Anteil von Geröllen von Triaskalken und Buntsandstein. Dies zeigt, daß in diesem Talbereich wenigstens zeitweilig auch eine starke Schotterlieferung aus den Seitentälern ins Haupttal erfolgte, während gerade im Unterinntal nach älteren Beobachtern die Einschotterung vom Haupt- ins Nebental erfolgt ist.

Vielorts liegen in den Schottern konglomerierte Bänke. Stets ist aber die Verkittung weniger einheitlich und weniger stark als bei den alten Konglomeraten vom Typ Ampasser Konglomerat. Die für die alten Konglomerate bezeichnenden hohlen Gerölle fehlen. Die Konglomerierung der Terrassenschotter hängt sichtlich mit Grundwasserspiegellagen zusammen.

Mehrfach treten auch in hangenden Teilen der Terrassensedimente Mehlsandlagen auf, z. B. im Silltal bei Matrei und Schönberg (W. Heißel, 31, S. 451, 454). Diese Mehlsande sind petrographisch von jenen im Liegenden der Terrassensedimente verschieden (J. Ladurner, 57).

2. Unterhalb der heutigen Talsohle

Über die Tiefe der Zuschotterung des Inntales geben im Raume von Innsbruck die Bohrung von Rum und im Raume von Kirchbühl seismische Lotungen Aufschluß. Durch die Rumer Bohrung sind wir auch über die Art der Talfüllung unter der heutigen Talsohle unterrichtet. O. Ampferer (9) hat darüber kurz berichtet. Die Bohrung reichte 199 m tief unter die heutige Talsohle hinunter. Sie wurde etwa in der Talmitte nächst der Haltestelle Rum niedergebracht und hat weder die Felstalsohle noch auch ältere quartäre Ablagerungen erreicht. Aus dem von Ampferer (S. 72) wiedergegebenen Bohrprofil ergibt sich, daß oberflächlich (bis 16 m) vornehmlich kalkalpine Schotter liegen, die bei 2·5—5·2 m durch eine Lehmlage getrennt werden. Wie schon Ampferer annahm, handelt es sich bei diesen Schottern wohl um die untersten Teile des postglazialen Schuttkegels der Rumer Mur. Die zwischenliegende Lehmlage zeigt eine Unterbrechung der Schuttlieferung an. Unter diesen kalkreichen jungen Schottern liegt eine einheitliche Serie, die bis zur Endtiefe der Bohrung anhielt. Sie setzt sich aus Ablagerungen zusammen, die ganz den Bändertonen, Mehlsanden und Schottern entsprechen, wie sie oberhalb der Inntalsole die Mittelgebirgsterassen aufbauen. Der einzige Unterschied besteht darin, daß unterhalb der Talsole im durchörterten Bereich die feinkörnigen bis feinstkörnigen Sedimente weitaus gegenüber den Schottern überwiegen. Oberhalb der Talsole ist das Verhältnis eher umgekehrt.

In den Erläuterungen zum Bohrprofil (9, S. 72) werden die Feinsedimente meist als Sand, Feinsand oder Mehlsand bezeichnet, wodurch der Eindruck erweckt werden könnte, daß in der Bohrung nicht Tone, sondern Feinsande durchfahren wurden. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß diese Bezeichnungen von O. Ampferer aus dem Protokoll des Bohrmeisters stammen. Durch die Wasserspülung beim Bohren wurden gerade die feinsten tonigen Bestandteile ausgeschlämmt und dadurch dem Laien (Bohrmeister) der Eindruck eines sandigen Sedimentes vermittelt. Daß es sich bei den erbohrten Feinsedimenten mehr um Bändertone als um Sande gehandelt hat, scheint mir außer Frage zu stehen. Auch weist die Angabe Ampferers (S. 73), daß die Korngrößen 0·001—0·002 mm weitaus überwiegen, darauf hin.

Ob die Schotter unter 180 m Bohrtiefe wieder nur eine Zwischenlage in Feinsedimenten vorstellen wie jene zwischen 77 und 98 m oder ob sie größere Mächtigkeit erreichen, ist nicht zu entscheiden. Jedenfalls zeigt ein Idealprofil durch die gesamte Zuschotterung des Tales, zusammengestellt aus den Verhältnissen der Bohrung von Rum und etwa denen im

Bereiche der Bänder-tonlager des Gnadenwaldes, das starke Vorherrschen der Feinsedimente, also von Ablagerungen in stehende Gewässer gegenüber den Grobsedimenten, d. s. Flußschotter (siehe Taf. XXI., Abb. 18 und Abb. 20).

Im Unterinntal wurden wertvolle Aufschlüsse über die quartäre Talverschüttung unter der heutigen Talsohle durch seismische Lotungen gebracht (W. Heißel, 38, S. 219—221). Sie beweisen, daß die Talsohle in Fels im Bereiche der großen Innschleife bei Kirchbichl 140—185 m tief verschüttet ist. Die tiefsten geloteten Stellen der Felstalsohle liegen in 300 m SH. Da diese seismisch festgelegten Tiefenpunkte über die gesamte Talbodenbreite verteilt sind, geben sie ein viel verlässlicheres Bild als das 1921 durch Bohrungen bei Wörgl gewonnene. Man darf mit voller Berechtigung annehmen, daß die beiden Wörgler Bohrungen, die den Fels bei 419 bzw. 413 m SH erreichten, nicht die wahre Tiefenlinie in Fels anzeigen. Die Felssohle des Inntales liegt bei Rum unter 366 m SH, bei Kirchbichl bei 300 m SH. Es läßt sich daher weder eine Verbiegung der Felstalsohle noch eine glazial übertiefte Felswanne erkennen. Alle diesbezüglichen Annahmen, die auf Grund der Wörgler Bohrungen gemacht wurden, sind so lange hinfällig, bis eine tiefere Felslage im mittleren Inntal gegenüber dem unteren nachgewiesen ist. Auch die Felsauftragungen aus der Talsohle bei Kufstein geben keinen Anhaltspunkt über die Felstiefe unter der Talsohle. Die heutige Talsohle liegt bei 450 m. Zwischen Festungs- und Kalvarienberg ist aber genügend Raum für eine etwa bis 300 m SH eingeschnittene Sohle in Fels.

b) Die Terrassenoberfläche

Schon H. Bobek (28) hat darauf hingewiesen, daß die Oberfläche der Inntalterrassen morphologisch in zwei deutlich getrennte Typen sich gliedert:

1. Terrassen mit sanft wellig überformter Oberfläche, ohne scharfkantige Formen.
2. Terrassen mit sehr unruhiger Oberfläche und besetzt mit scharfkantigen Kleinformen.

Im Typ 1 ist die Terrassenoberfläche in lange Mulden- und Höhenzüge mit sanft abfallenden Flächen gegliedert. Vereinzelt sitzen drumlingartige Rücken auf. Terrassierung mit steilen Terrassenböschungen und scharfer Oberkante fehlt vollkommen oder tritt mindestens sehr stark zurück. Der Einfluß des darübergleitenden Inntalglitchers der letzten Großvergletscherung (Würm) auf seinen Untergrund ist unverkennbar. Aufschlüsse zeigen auch stets gut bearbeitete Grundmoräne. Über oft weite Strecken verstreut findet sich außerdem viel erratisches Material in großen Blöcken.

Typ 2 trägt alle die von H. Bobek (28) beschriebenen Eisrandbildungen: Eisrandterrassen, Sichelrücken, Toteislöcher usw., alles durchaus scharf herausmodellerte Kleinformen. Er steht damit im scharfen Gegensatz zu Typ 1.

Es zeigt sich, daß beide Typen im Inntal eine ganz bestimmte Verbreitung haben. Typ 2 ist stets am Ausgang von Seitentälern und Seitengraben zu finden. Er ist umso ausgeprägter, je größer das Seitental ist. H. Bobek hat die ihm aufsitzenden Formen für Bildungen am Rande des in der Tal-

mitte liegenden abschmelzenden Innigletschers erklärt. Die hier liegenden Schotter wären Ablagerungen am Rande dieses Gletschers, zum Teil auch Sanderflächen. Beispiele von Terrassenflächen dieses Typs sind die Terrassen von Oberperfuß, Axams-Grinzens, Vill-Igls u. a. Typ I hingegen ist gerade in jenen Talstücken anzutreffen, in denen keine Seitentäler einmünden. Solche Talstücke sind große Teile des Gnadenwaldes, Rinn-Tulfes, Angerberg, Häring-Schwoich u. a. Im Grenzbereich bestehen natürlich zwischen beiden Typen Übergänge.

Eine Erscheinung, die in beiden Terrassenoberflächen anzutreffen ist, sind Trockentäler. Das sind tief in die Terrasse eingeschnittene Talfurchen von oft vielen Kilometern Länge, die heute von nicht ihrer Größe entsprechenden Wasserläufen durchflossen werden. H. Bobek (28) hat sie im allgemeinen als die Abflußrinnen der seitlich des abschmelzenden Innigletschers sich sammelnden Schmelzwässer erklärt.

Mit der Frage der von H. Bobek beschriebenen Toteislöcher habe ich mich schon in einer früheren Arbeit befaßt (W. Heißel, 35) und dabei nachweisen können, daß es sich in den meisten Fällen um Bildungen ganz anderer Entstehung handelt oder wenigstens andere Entstehung ebensogut möglich ist.

II. Beschreibung der einzelnen Terrassenabschnitte.

1. Die Inntalterrasse westlich des Sellraintales

Den Aufbau dieses Terrassenstückes hat schon 1932 J. Ladurner (56) beschrieben: Bändertone bei Hatting und Inzing, Innschotter mit örtlichem Einschlag an der Einmündung der Seitentäler, über den Schottern ausgedehnte Decken von Würm-Grundmoräne und örtlich an den Mündungen der Seitentäler auf die Terrasse Ablagerungen von Schlerngletschern. H. Bobek (28) hat 1935 die Oberflächenformen beschrieben. 1950 hat H. Paschinger (62) das Bändertenvorkommen von Inzing genau beschrieben. Er unterscheidet zweierlei Bändertone, einen blaugrauen älteren, interglazialen und einen braunen jüngeren, postglazialen. Teile dieser Tone sind verrutscht. In den umgelagerten Tonen treten reichlich Holzreste auf. Außerdem wurde hier ein Knochen eines Hirsches gefunden (62, S. 58). Der geschichtliche Ablauf vollzog sich nach H. Paschinger (62, S. 60) etwa wie folgt: Im Riß-Würm-Interglazial war ein etwa 800 m langer, unterhalb des Schwemmkegels des Enterbaches gelegener See. In ihm lagerten sich 80 m mächtige Bändertone ab. Nach der Verlandung wurden Feinsande und Schotter darübergebreitet, die schließlich von dem Würmgletscher mit Moräne überzogen wurden. Nach dem Schwinden des Würmgletschers wurden die interglazialen Ablagerungen tief erodiert, die Hänge in Ton neigten zu Ableitungen. Es folgte wieder eine Zeit der Aufschüttung, aus der die braunen Tone stammen. Nach neuerlicher Erosion, wahrscheinlich bis unter die heutige Talsohle, die zum Abgleiten auch der braunen Tone führte, erfolgte dann die Aufschüttung des heutigen Talbodens. H. Paschinger glaubt also am Inzinger Bändertone drei Aufschüttungsphasen erkennen zu können, die durch zwei Erosionsperioden getrennt sind.

Wie schon darauf hingewiesen (siehe S. 264) spielt innerhalb der Terrassensedimente die 700 m-Höhenlinie im Inntal eine große Rolle. Alle

Bändertönvorkommen, deren normale Überlagerung durch Sande und Schotter sichtbar ist, erreichen um diese Höhenlage ihre Obergrenze. Auch das Inzinger Vorkommen reiht sich, wenn man grauen und braunen Ton als Einheit auffaßt, vollkommen ein. Auch seine Hangendgrenze liegt bei 700 m (H. Paschinger, 62, S. 56).

Am eindeutigsten und für die Auslegung der Aufschlußverhältnisse grundlegend sind die Lagerungsbedingungen in der westlichen Tongrube (H. Paschinger, Ziegelei 1). Hier haben keine Gleitungen stattgefunden, wodurch die Einheitlichkeit der Tonablagerung besonders deutlich hervortritt. Aus dem Liegenden und in ziemlicher Mächtigkeit aufgeschlossenen blaugrauen, feinschichtigen Ton entwickelt sich in ganz allmählichem Übergang der hangende bräunliche. Inwieweit an der Braunfärbung eine Entkalkung mit Ursache ist, wie H. Paschinger (62, S. 60) für die hangenden 30 m angibt, mußte erst chemisch überprüft werden. Im allgemeinen sind Bändertone an sich äußerst kalkarm. Der Übergang vom blaugrauen in den braunen Ton vollzieht sich dergestalt, daß zunächst ganz feine glimmerreichere Lagen im blaugrauen Ton auftreten, die auch die Bänderung bewirken. Allmählich verstärken sich diese Lagen zu einzelnen glimmerreichen Sandbänkchen, die dann schließlich in höheren Teilen des braunen Tones mit tonreicheren Lagen wechsellagern. Die wechsellagernden Bänkchen haben meist nur Millimeter-Mächtigkeiten. Die Schichtung des ganzen Komplexes ist flachwellig verbogen, generell leicht gegen das Tal hin geneigt. Dort, wo in der oberen Abbausohle derzeit die Füllschnauze liegt, werden die blaugrauen Tone von Schotter unterlagert. Dieser ist schlecht sortiert und ungeschichtet. Von einer Zerteilung in Tone verschiedenen Alters ist hier nichts zu beobachten.

Das Tonvorkommen wird oberflächlich von einer im allgemeinen 1—2 m mächtigen Verwitterungsschicht überzogen, in der die Schichtung vollkommen ausgelöscht ist und die reich von Wurzelfaserabdrücken durchsetzt wird.

Etwa 400 m östlich, getrennt durch einen bewaldeten Hang, dessen leicht buckelige Oberfläche auf Gleitungen hinweist, liegt eine weitere Tongrube (H. Paschinger, Ziegelei 2). Hier muß man zwischen im ursprünglichen Sedimentverband liegenden Tonen und abgerutschten Teilen derselben unterscheiden.

Die normale Schichtfolge beginnt wieder mit blaugrauen, annähernd sählig liegenden Tonen über Schotter. Dieser ist sehr bunt zusammengesetzt. Vorherrschend ist Kristallingerölle. Gerölle von Buntsandstein und Jura-Hornstein lassen eine Komponente aus dem Flußgebiet oberhalb Landeck erkennen. Die Tone überlagern die Schotter, ganz gleich wie in der westlichen Grube, ohne jeden Übergang. Sie entsprechen ganz den blaugrauen Tonen dortselbst.

Besondere Bedeutung kommt hier den verrutschten Tonen zu, einerseits weil sie fossilführend sind, andererseits weil H. Paschinger diese Rutschung annähernd ins Präboreal datiert. H. Paschinger beschreibt aus der Gleitzone, die nach ihm eine Mächtigkeit von 1 m und weniger hat (Fig. 2 und 3; S. 57 gibt er 2—3 m an), zahlreiche eingelagerte Holzreste. Die Rutschfläche ist nach ihm etwa 30° nördlich geneigt, das Holzniveau etwa 13° nördlich. Hier wurde auch der von H. Paschinger erwähnte Hirschknochen gefunden. Dieser wurde von H. Zapfe genauer bestimmt:

„*Alces cf. alces* L. Rechter Metacarpus. Das Metapodium entspricht größenmäßig dem Elch, unterscheidet sich vom rezenten Elch durch seine massige plumpe Form des Schaftes, besonders, in dessen distalen Teil. Maßgebend für diese Bestimmung war der Vergleich mit dem subfossilen Elchskelett aus der Schusterlucken bei Goisern, O. Ö. (vgl. Teller, Verh. Geol. Reichsanst. 1880). Hier sind dieselben Proportionsunterschiede zu beobachten und die Plumpheit der Metapodien erinnert an den Riesenhirsch. Es scheinen zwischen den fossilen und subfossilen Alpenelchen und den rezenten aus Nordeuropa kleine osteologische Unterschiede zu bestehen, deren systematischer Wert noch zu untersuchen wäre. Das vorliegende Metacarpale wird daher nur als *Alces cf. alces* L. bestimmt.“

Es ergibt sich nun die Frage, ob Paschingers Deutung als präboreal zu recht besteht. Zur Zeit meines Besuches (Dezember 1953) war die Rutschzone ähnlich, wie sie H. Paschinger beschrieben hat, abgeschlossen. Die Mächtigkeit betrug etwa 1 m. Holzreste konnten keine beobachtet werden. An der schräg zurückweichenden westlichen Grubenwand kommen blaugraue und braune, annähernd sählig liegende, feinschichtige Tone zum Vorschein. Eine eindeutige sedimentäre Überlagerung der verrutschten Teile durch die braunen Tone war nicht festzustellen. Es könnte ohne weiteres sein, daß in der schräg zurückweichenden Grubenwand die waagrecht liegenden Tone den unverrutschten Unter- und Hintergrund bilden oder auch daß diese waagrecht liegenden Tone als geschlossener Komplex ohne merkliche Verstellung der Schichtung auch abgeglitten sind. Ich kann daher keinesfalls die Auffassung H. Paschingers bestätigen, der die verrutschten Tone annähernd ins Präboreal stellt und sie von jüngeren braunen Tönen sedimentär überlagert sein läßt. Im übrigen ist die Überlagerung durch braune Tone bei allen Bändertenvorkommen zu beobachten. Ich kann in den verrutschten Massen bei Inzing nur Gleitungen im Gefolge älterer Tonabbauperioden erblicken und sehe keinen Beweis für ein älteres Datum derselben. Würde man heute den westlich anschließenden, mit Erlen bestandenen Hang neu anscheiden, würde man ganz dieselben Verhältnisse wieder vorfinden. Der Wert des Vorkommens liegt aber, wie erwähnt, in seiner Fossilführung. Fossilfunde aus den Terrassensedimenten sind bis jetzt nur wenige bekanntgeworden (siehe S. 305 ff). Unter diesen wenigen ist bei manchen die Eindeutigkeit der Lagerung wieder angezweifelt worden.

Im vorliegenden Fall spricht allein schon der stark verkieselte Knochen unbedingt für ein größeres als auch nur frühboreales Alter. Er entstammt sicher den blaugrauen Bändertonen und wurde in ihnen und mit ihnen bei der jungen Hanggleitung umgelagert. Ob auch die Holzreste gleich alt sind, kann ich, da ich keine eigenen Beobachtungen darüber habe, nicht entscheiden. Ihre auch von H. Paschinger erwähnte Verkohlung spricht dafür.

Auch bei den von H. Paschinger (62, S. 60) erwähnten Tönen in der Talsohle im Bereiche von Buchfeld, Raut und Kobis ist es keinesfalls erwiesen, daß es sich tatsächlich um jüngere rezente Tone handelt. Es fehlt jeder Hinweis für eine stärkere Tiefenerosion in der Talsohle und einen nennenswerten neuerlichen Betrag der Talauftschüttung (siehe S. 266 und 304).

Aus den Verhältnissen an den Bändertonen von Inzing läßt sich nur ablesen, daß diese wieder, wie meist im Inntal, bis 700 m hinaufreichen.

Die Schotter im Liegenden zeigen, daß die Tone in ufernaher Lage abgelagert wurden. Es sind dies Verhältnisse, die sich ganz mit denen am Blasiusberg bei Völs decken (siehe S. 265). Die Inzinger Tone sind als ganzes Bestandteil der Terrassensedimente. Der Knochen von *Alces cf. alces* L. gehört in den Verband der Tone und damit in die Terrassensedimente.

Nahe dem O-Ende dieses Terrassenabschnittes liegt der schon seit J. Blaas (26, S. 33) und A. Penck (64, S. 330) bekannte Deltaschuttkegel der Rangger Reußen¹⁾. Penck glaubt hier eine Seespiegelhöhe mit Hilfe der Deltaschotter von 790 m SH ablesen zu können. Pencks Beobachtung besteht jedenfalls zurecht, ebenso seine weitere, daß sich dieses Delta auch noch in den Aufschlüssen im Taleinschnitt des Rettenbaches wiederfindet. Eine neue größere Schottergrube bei P. 649 an der Mündung des Rettenbach-Tales zeigt ebenfalls etwa 20—30° nördlich, d. i. inntalwärts fallende Schotter. Die von Penck abgelesene Seespiegelhöhe von 790 m

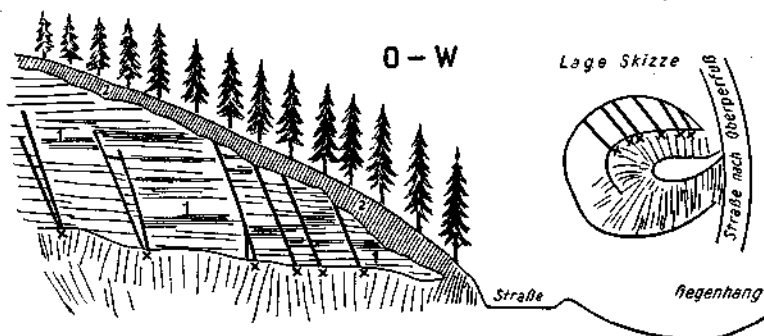


Abb. 5: Schottergrube an der Straße nach Oberperfuß, Störungen in Terrassenschottern

- 1 = Schotter mit Mehlsandlagen (Terrassensedimente)
- 2 = Verwitterungszone
- × = steil W fallende Störungsflächen

paßt sich recht gut der schon mehrfach hervorgehobenen Obergrenze der Bändertone und Mehlsande zwischen 700 und 760 m an.

An der Straße von Oberperfuß nach Unterperfuß und Kematen sind in einer großen Schottergrube fast waagrecht geschichtete Schotter mit Mehlsandlagen aufgeschlossen. An der südlichen Grubenwand ziehen sechs deutlich hervortretende Störungsflächen durch, die etwa N—S streichen und 70—80° gegen W einfallen. An einer dieser Störungen läßt sich der Schichtverstellungsbetrag erkennen: Der westliche Schotterteil liegt gegenüber dem östlichen rund 2 m tiefer (kenntlich an den Mehlsandlagen). Bei den anderen Störungen dürfte die Sprunghöhe mindestens denselben Wert haben (siehe Abb. 5).

Während die Gerölle in den Schottern, die überwiegend längliche oder flach scheibenförmige Gestalt haben, schichtparallel eingelagert sind, sind sie im Bereich der Störungsflächen etwa in einer Zone von wenigen Zenti-

¹⁾ Die auch im Schrifttum vielfach wiederkehrende Bezeichnung „Reißender Ranggen“ ist falsch. Eine Reibe ist dort, wo Gestein rieselt, und in diesem Fall handelt es sich um die Reibe bei Ranggen. Die Sinnwidrigkeit der Wortverdrehung wird am deutlichsten, wenn man sie etwa auch bei „Taxenbacher Enge“ anwenden würde.

metern bis 1 *dm* gleich dem Einfallen der Störungsfläche eingeregelt (siehe Abb. 6 a).

An anderen Störungsflächen sind bis ein paar Zentimeter starke Tonbänder mit gleichgerichtet der Störungsfläche verlaufender Feinschichtung eingeschwemmt (siehe Abb. 6 b).

Bei diesen Störungen im Schotterkörper kann es sich nicht um einfache Absackungen der hangenden Teile an einer Erosionsböschung handeln. Der Betrag von $6 \times 2 = 12 \text{ m}$ wäre bei der Lage wenig oberhalb der Tiefenlinie des Tälchens zu groß. Störungen in Terrassensedimenten sind auch an anderen Orten im Inntal bekanntgeworden (siehe S. 288).

Dort, wo über den Terrassenschottern größere Flächen von Grundmoräne liegen (Ranggen, Itzlanggen) ist die Terrasse oberflächlich zu weit gespannten flachen Mulden und Rücken überformt, deren Längserstreckung in der Richtung des fließenden Inntalgletschers liegt.

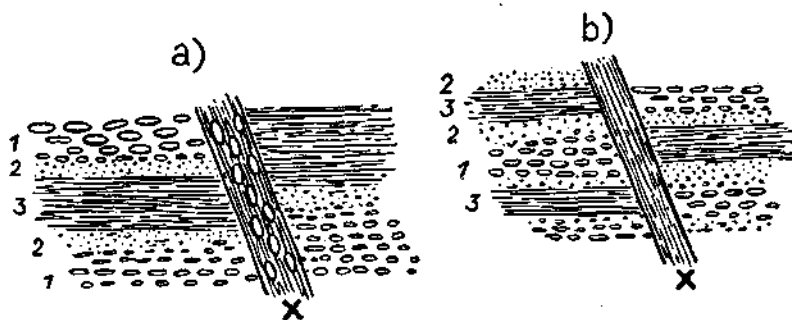


Abb. 6: Detail der Störungen in Terrassenschottern an der Straße nach Oberperfuß

× = Störungsfläche

1 = Schotter mit flachen bis länglichen Geröllen

2 = Feinsand

3 = toniger Mehlsand.

Fig. a): In der bis 10 cm mächtigen Störung sind die Gerölle, die sonst schichtparallel liegen, mit ihrer Längsachse in die Störungsfläche eingeregelt

Fig. b): In der bis mehrere Zentimeter mächtigen Störung verlaufen eingeschwemmte Tonbänder mit ihrer Feinschichtung gleichsinnig der Störung

Die Inntalterrasse westlich des Sellraintales wird von mehreren Trockentälern zerschnitten, von denen das Rettenbach-Tal das größte ist. Das westlichste Trockental ist jenes von Giggiberg. Es setzt an der Mündung des Inzinger Tales bei den Höfen Giggiberg ein (J. Ladurner, 56, S. 422) und streicht spitzwinkelig zum Inntal (etwa 20°) gegen O. Sein O-Ende ist durch die junge Talfurche des Schindelbaches zerstört.

Auch das Rettenbach-Tal schließt mit dem Inntal einen ähnlich spitzen Winkel ein. J. Ladurner (56, S. 422) und H. Bobek (28) erblicken in den Trockentälern Erosionsfurchen von Schmelzwässern eines abschmelzenden Inngletschers. Aber sowohl das Tal von Giggiberg wie das Rettenbach-Tal wurzeln am Berghang. Schmelzwässer eines abschmelzenden, schon stark zusammengesunkenen Inngletschers müßten aber wohl eher vom in der Talmitte liegenden Eis ausgehen.

Wie schon J. Ladurner (56) ausführte, liegen auf der Terrasse mehrere Moränenschuttmassen von Schlerngletschern aus den Seitentälern: Flaur-

linger Tal W-Seite gegenüber den Höfen Rahm, am Klambach unterhalb des Flaurlinger Joches bei Sticklberg und Hattingberg, Inzinger Tal (Hundstäl) am Hoferbergl und Günzes.

Auch ober Ranggen liegt bei Ried ortsnahe Moränenschutt. Er scheint von einer Gletscherzunge abgelagert worden zu sein, die durch die Talfurche beim Ebner Bergl herablappte. Es kann sich dabei nur um einen Zungenteil des Inzinger Talgletschers (Hundstäl) gehandelt haben. Der Enterbach fließt zwar heute fast 300 m tiefer als die Furche des Ebner Bergl, aber es dürfte die heutige Tiefe dieses Engtales zu einem nicht unbeträchtlichen Teil auf jüngere Erosion zurückgehen (vgl. S. 278). Jedenfalls ist auffällig, daß sowohl das Giggelberger Tal wie auch das Rettenbach-Tal im Vorfeld eines Schlerngletschers wurzeln. Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Schlerngletscher und Erosion des heutigen Trockentaales wird dadurch sehr nahegelegt. Es zeigt sich auch tatsächlich, worauf im folgenden noch vielfach zurückzukommen ist, bei den meisten Trockentälern dasselbe Verhältnis. Die Trockentäler sind nichts anderes als die Abflußrinnen der schlernzeitlichen Bäche von Lokalgletschern.

Das Tal von Rettenbach mündet bei 650 m auf den großen jungen Schuttkegel der Melach aus. 650 m dürfte aber gleichzeitig die Höhe der Inttalschle gewesen sein, als das Tal noch aktives Gletscherbachbett war. Diese Höhe paßt sehr gut zu ähnlichen Höhenlagen, mit denen weiter Inttaleb gelegene Trockentäler ins Inttal münden (siehe S. 277 und S. 285).

2. Die Mündung des Sellraintales

a) Die Terrasse von Oberperfuß

H. Bobek (28, S. 144—146) hat die Terrasse von Oberperfuß in ihren Einzelercheinungen beschrieben. Sein wesentlichster Befund ist ein über Würmmoräne liegender Schuttkegel, der an einen Endmoränenwall des Schlerngletschers im Tiefenbachtal anschließt und der die (höhere) Terrasse von Mairhof und Kammerland aufbaut. Diese Sanderschüttung des Schlerngletschers von der Krimpenbachalm endet bei Brandstatt mit steilen Terrassenböschungen. Nach H. Bobek wäre die Art dieser Sanderschüttung nur möglich, wenn sie gegen einen im Inttal in 1000 m bzw. später in 800 m gelegenen Eiskörper (abschmelzenden Inngletscher) geschüttet worden ist.

Der Schlerngletscherstand, den wir überall an den Ausgängen der Seitentäler des Inntales und anderer Ostalpentäler (z. B. Salzachtal) begegnen, ist ein ganz hervorragend ausgeprägter Gletschervorstoß. O. Ampferer hat wiederholt und mit aller Deutlichkeit auf die Unmöglichkeit hingewiesen, daß die Gletscher der Seitentäler einen so kräftigen Vorstoß unternehmen, während gleichzeitig der Haupttalgletscher stark zurückschmilzt. Im vorliegenden Falle würde nach H. Bobek die Inngletscher-Oberfläche um 200 m von 1000 auf 800 m noch während des Schlernvorstoßes einsinken.

Dazu kommt aber ein weiterer Umstand. Die Terrassen von Mairhof und Kammerland brechen mit Steilböschungen zu den nächst tieferen Flächen ab. Diese Steilböschungen durch Anschüttung gegen ein Widerlager von Inttaleis zu erklären, ist unmöglich. Nur Flußerosion in einem älteren Schotterkörper, dessen Material sich bereits gesetzt und leicht verdichtet hat, ist in der Lage, solche Steilböschungen zu bilden. Es ist dieselbe Art der Böschung mit scharfer Oberkante, die überall, sei es auf den

Flächen der Inntalterrassen, sei es als junge Flußböschungen nahe der heutigen Talsohle, auftritt. Stets ist es ein und dieselbe Erscheinungsform, eine rein erosiv gestaltete Böschung. Man kann stellenweise die Entstehung solcher Flußterrassenböschungen auch heute noch beobachten. An der Salzach zwischen Schwarzach und St. Johann i. P. schneidet der Fluß sich weiter in die Talsohle ein, wodurch gleich steilrandige Terrassenabfälle entstehen.

Bei Oberperfuß zeigen kleine Schottergruben an den Böschungen der Terrasse von Kammerland wohlgeschichtete Schotter ohne Anzeichen einer Schüttung gegen ein Widerlager. Im Vorfeld der Terrasse von Kammerland treffen wir wieder auf Trockentälchen. Eines zieht gegen die Kirche von Oberperfuß, ein zweites umfaßt das Dorf im N. Beide nehmen am Terrassenabbruch gegen das Sellraintal (Melach) als bereits breite Tahrinnen ihren Anfang und münden, das nördliche mit einer Steilstufe, in das von Oberperfuß nach N abfallende Tal. Auch von W her stoßen drei Trockentäler auf die Fläche von Oberperfuß. Sie laufen gleichgerichtet dem Talhang und beginnen etwa dort, wo die Völsesgasse auf den Fahrweg Oberperfuß-Ranggen über Dickicht einmündet. Das nördlichste ist das tiefste und größte.

Für diese Trockentäler läßt sich kein unmittelbarer Zusammenhang mit Schlerngletscherenden feststellen. Bedenkt man aber, daß entsprechend der tiefen Schneegrenze der Schlernzeit (900 m unter der heutigen) etwa zwischen 1700 und 1800 m auch das Rangger Köpfl (1938 m) wenigstens durch lange Zeit im Jahre von einer größeren Schneekuppe bedeckt war, so lassen sich auch für diese Täler entsprechende schlernzeitliche Schmelzwässer annehmen.

b) Die Terrasse von Grinzens—Axams

Dieses Terrassenstück, ebenfalls bei H. Bobek (28, S. 146) eingehender beschrieben, ist gekennzeichnet durch junge Schuttmassen eines Schuttkegels aus dem Senderstal, wozu sich auch Schutt aus dem Sellrain gesellt. In tieferen (nördlichen) Teilen der Terrasse kommt der Unterbau aus Terrassensedimenten mit weit verbreiteter Würm-Grundmoränendecke vor. In ihm ist das mächtige Trockental von Omes eingeschnitten.

Das Gebiet von Grinzens hat H. Bobek (28) in seinen Formen gut beschrieben und durch Bild 2 (Tafel V) erläutert. Auch die Beteiligung einer Toteislandschaft an den Kleinformen dieses Gebietes ist wahrscheinlich. Nur handelt es sich nicht um Toteis eines abschmelzenden Inngletschers. Vielmehr ist die Beziehung dieser Bildungen zum Schlerngletscherende am Ausgang des Senderstales klar ausgeprägt. Auf der linken Seite der Tal-mündung liegen verwaschene Uferwallreste, heute von einzelnen Sommer-villen besetzt. Sie zeigen einen Haupthaltepunkt des Schlerngletschers aus dem Senderstal an. Im Vorfeld breiten sich die von H. Bobek beschriebenen Kleinformen. Sie sind eng verwoben mit dem Sanderschuttkegel des Schlerngletschers dieses Tales. Die Ortschaft Grinzens liegt darauf.

Ganz entsprechend dem Schlernschutt an der Mündung des Senderstales finden sich auch am Austritt der anderen aus den Kalkkögeln herabkommenden Täler Schuttmassen, z. T. mit Wallformen, die dem Schlernstande angehören.

An der Mündung des Axamer Tales (Axamer Lizum) springen linksseitig bei Einsiedl und Knappenhütte (P. 1006) mehrere kurze Wallstücke vom Berghang vor. Rechtsseitig liegen oberhalb Kalchgruben Schotter und Moränen, überwiegend aus Kalkgeröllen der Kalkkögeltrias bestehend (daher auch der Name Kalchgruben). Ähnliches ist am Ausgang des Götzner Graben anzutreffen. Hier liegt ortsnaher Moränenschutt am Götzner Berg und beiderseits der Talmündung (J. Ladurner, 56, S. 411 und S. 412).

Der Sendersbach hat sich heute in seinen schlernzeitlichen Schuttkegel 15–20 m tief eingeschnitten. Es sind aber noch Reste eines älteren höheren Schuttkegels vorhanden. Auf der rechten Talseite bilden diese

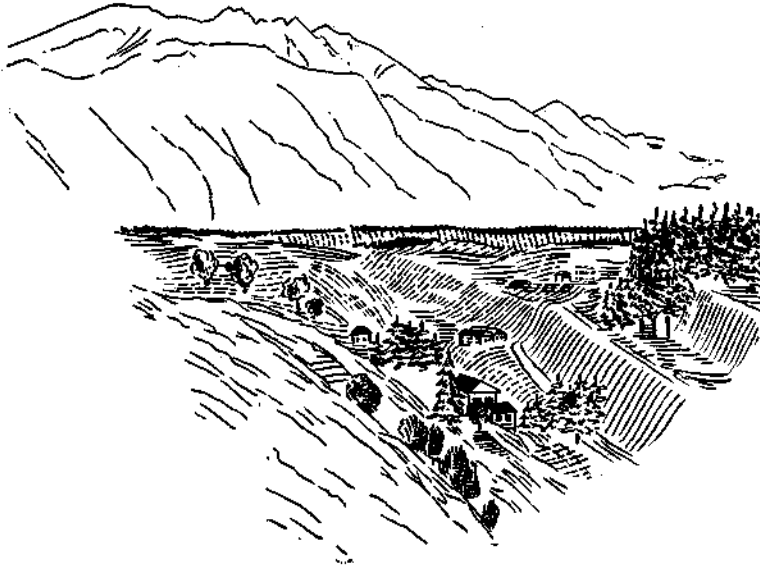


Abb. 7: Blick von der Mündung des Senders-Tal über die Terrasse von Grinzens-Povens gegen das Inntal

Im Mittelgrund des Bildes kommt die von Würm-Grundmoräne überkleidete Inntal-Terrasse zum Vorschein. Darüber liegt der Sanderkegel eines Schlern-Gletschers aus dem Senders-Tal. Der Bach hat sich tief in beide eingeschnitten. Am Rande gegen das Inntal, diesem annähernd gleichlaufend, das Trockental von Omes. Links oberhalb der Häuser von Povens (rechts auf der Terrasse) eine in das Trockental einmündende Schmelzwasserrinne des Schlern-Gletschers. Über dem tieferen Sanderkegel von Grinzens-Povens ganz rechts im Walde ein Rest eines höheren älteren Sanderkegels dieses Gletschers

oberhalb des Zeidler-Hofes eine Verebnung, die mit etwa 20 m hoher Steilböschung abfällt (Abb. 7). Linksseitig liegen Sendersbachschotter (Kalkkögeltrias) mit Moräne vermischt bei SanTERS. Diesem höheren Schuttkegel dürften auch die Wallrücken zuzuordnen sein, die südlich der Straße Grinzens—Axams zwischen Povens und der Kapelle 885 liegen (beim „ch“ von Schlössl und nordöstlich davon, Originalaufnahme-sektion 5146/2). Ob es sich dabei um Erosionsformen oder um Moränenwallreste handelt, ist mangels Aufschlüssen nicht zu entscheiden. Außerdem dürfte eine Terrassenleiste hiehergehören, die beim „s“ von Povens (Originalaufnahme-sektion 5146/2) beginnt und östlich unter dem Schuttkegel des Axamer

Baches verschwindet. Sie kommt jenseits (östlich) wieder unterhalb Kalchgruben zum Vorschein.

Aus dem Bereich dieser alten Sanderkegel gehen in Höhe des Dorfes Grinzens strahlenförmig die Furchen alter Wasserläufe ab, seichtere ältere und tiefer eingesenkte länger in Funktion gestandene und daher letzten Endes jüngere: Eine breite Trockentalfurche zweigt nördlich Grinzens ins große Trockental von Omes ab. Eine seichtere Rinne führt zwischen den Kuppen „ober“ und „unter der Linde“ gegen Omes. Schließlich leitet eine alte Wasserfurche aus der Gegend zwischen Kapelle 885 und P. 867 gegen ONO (Omes-Mühle).

Westlich der Sendersbachfurche liegt das von H. Bobek (siehe S. 274) beschriebene Gebiet mit Kleinformen. Größere Schmelzwasserrinnen fehlen hier. Seine Oberflächengliederung ist uneinheitlich. Es ist das Gebiet, in dem sich die Einwirkungen des Senderstaler und des Sellrainer Schlerngletschers trafen. Wenn auch der Sellrainer Schlerngletscher keine eindeutigen Moränen hier hinterlassen hat, so ergibt sich allein schon aus der Lage aller übrigen Schlerngletscherenden am Ausgang der Seitentäler die Berechtigung der Annahme, daß auch aus dem Sellrain hier eine Gletscherzunge endete. Schmale, schräg talaus ziehende Leisten in den Mähdern der rechten Talseite außerhalb Rotenbrunn (Sellrain) lassen sich vielleicht als verwaschene Uferwallreste deuten.

Das Trockental von Omes ist eines der größten Trockentäler der Inntalterrassen. Es beginnt im W mit zwei Ästen, die die Kuppe 842 umgreifen. Der nördliche Ast ist ein alter Melachlauf, der südliche ein alter Sendersbachlauf. Vereint münden beide als Tal von Omes bei Völs mit einer Gefällstufe ins Inntal aus. Später hat die Melach zum Inntal bei Kematen durchgebrochen. Der Sendersbach ist noch für kurze Zeit östlich um die Kuppe 842 herumgeflossen, wodurch es im nördlichen Ast zu einer Umkehr der Stromrichtung gekommen ist. Er hat sich aber bald in seiner heutigen Laufrichtung einzuschneiden begonnen.

Auch das Tal von Omes wurzelt mit seinen Quellästen bergseitig. Von dort erhielt es seine Wasser und nicht von einem angenommenen Gletscherrest im Inntal. Inntalwärts hat es seine Prallseite, deshalb auch dort, wo der Axamer Bach einmündet, einen gegen N vorspringenden Bogen zwischen den beiden Christenhöfen. Daher auch die Terrassierung des bergseitigen Talhanges (Abfall der Terrasse nördlich Axams). Auch diese Terrassierung entspricht im übrigen ihrer Form nach vollkommen jener an den Haupttalböschungen, die H. Bobek als Eisrandterrassen erklärt. Dann müßte man wohl auch die Terrassierung am Hang des Omeser Tales als solche erklären, d. h. einen Eiskörper im Trockental annehmen.

Auch das Tal von Omes ist nicht von einem Schmelzwasser eines abschmelzenden Inngletschers erodiert worden, sondern eindeutig durch die vereinigten Gletscherbäche aus Sellrain-, Senders- und Axamer Tal.

In Übereinstimmung mit H. Bobek (28, S. 147) kann man annehmen, daß die von J. Ladurner (56, S. 425) im unteren Teil des Tales von Omes bei Bauhof beschriebene Grundmoräne Reiß- und nicht Würm-Moräne ist. Dasselbe gilt von den Moränen am Wege von Grinzens nach Kematen nördlich Wollbell und nahe der Talsohle des Omeser Tales südlich des (östlichen) Christenhofes. Die Annahme von Reiß-Moräne ist umso wahrscheinlicher, als bei allen drei Vorkommen der Fels in nächster Nähe zutage tritt.

Die Richtung des Tales von Omes ist vorgezeichnet. Der Würmgletscher hat seinen Untergrund mit flachen Rücken und Furchen in Richtung des strömenden Eises überformt. Diese Überformung bedingte vorerst die Flußrichtung der einmündenden Seitenbäche so lange, bis bei fortschreitender Tiefenerosion Querdurchbrüche ins Inntal erfolgten. Diese Abhängigkeit von der glazialen Überformung ist eine Erscheinung, auf die hinzuweisen im gesamten Bereich der Inntalerrasse Gelegenheit ist. Das Tal von Omes mündet bei Völs ins Inntal. Die Höhe, mit der dieses Tal zur Zeit, als es noch vom Melach- und Sendersbach durchflossen war, ausmündete, lag bei 650 m unterhalb Bauhof. Diese Höhenlage reiht sich vollkommen den Mündungshöhen anderer Trockentäler an (siehe S. 273, 285).

Die Verhältnisse auf den Terrassen beiderseits der Sellraintalmündung sind nur erklärbar als Vorfeld der aus den Tälern vorschauenden Schlerngletscherenden. Der Vorstellung H. Bobeks (28, S. 146) von einem zur

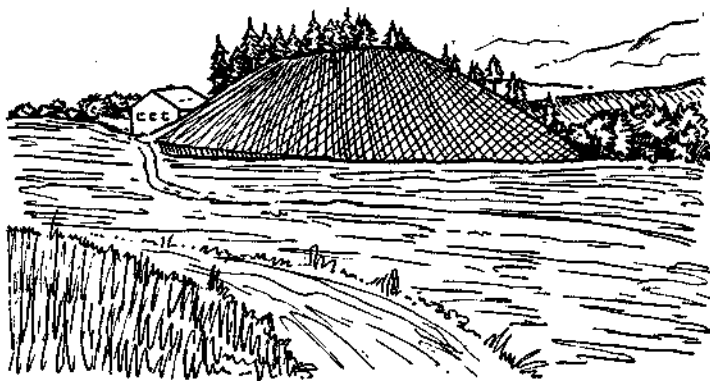


Abb. 8: Kegelstumpf-förmiger Erosionsrest einer schlernzeitlichen Sanderfläche am Ausgang des Sellrain-Tales bei Oberperfuß (Berchtesgaden)

Zeit der Bildung der Kleinformen auf der Terrassenoberfläche im Inntal liegenden stark eingesunkenen Inngletscher (seitlicher Eisrand bei 1000, bzw. 800—900 m), der in der Tiefe der Melach-Schlucht noch Zusammenhang mit dem ebenso zusammengebrochenen Sellraingletscher hatte, ist mit aller Entschiedenheit zu widersprechen. Im Inntal war kein abschmelzender Inngletscher, konnte auch gar keiner liegen, denn der Raum, den er nach Bobek innehatte, wurde erst durch die Schlernschmelzwässer endgültig geschaffen.

Die von H. Bobek (28, S. 146) beschriebenen Eisrandformen am Rande des Grinzener Schuttkegels zeigen, soweit Aufschlüsse Einblick gewähren, zumindest eine mehr aus den Seitentälern als aus dem Inntal (vom abschmelzenden Inntalgletscher im Sinne Bobeks) bedingte Schutzzusammensetzung. Ein Beweis ihrer Natur als Eisrandbildungen am Inngletscher läßt sich nicht führen. Dagegen weist ihre Lage im Vorfeld der Schlerngletscher zwingend auf dieses Alter. Bobeks Eisrandbildungen sind genetisch wohl richtig, seine Beobachtungen ausgezeichnet, aber es sind schlernzeitliche und nicht spätwürme Bildungen.

Nachdem das Tal von Omes lang andauernd die schlernzeitliche Mündung von Sellrain und Senderstal war, geht daraus auch hervor, daß das Inntal

seine Tiefe erst nach Schlern erreicht hat. Das Ausmaß der schlernzeitlichen und jüngeren Tiefenerosion ist beträchtlich: heutige Melach bei der Weichachen-Mühle (Messerschmittwerke) 635 m, altes Flußbett bei Wollbell 788 m, also postschlerne Eintiefung 153 m. Dazu kommen noch die rund 60 m, die sich der Schlerngletscherbach des Senderstaler Gletschers in die Terrassenschotter und Würmmoräne eingeschnitten hat.

Es wurde bereits darauf hingewiesen (siehe S. 275), daß außer dem großen Sanderkegel, auf dem Grinzens liegt, noch Reste eines orographisch höher liegenden Schuttkegels vorhanden sind (oberhalb Zeidler Hof). Die gleiche Erscheinung ist auch an der Einmündung des Tiefenbaches auf der W-Seite des Sellrain zu beobachten. Auch hier liegen zwei übereinander geschaltete Schuttkegelterrassen. Der höheren gehören an: rechts des Tiefentales die Terrasse der Ögge-Höfe, links die von Mairhof. Ein erosiv abgetrennter Rest dieser älteren Terrasse ist der auffallende kegelstumpfförmige Hügel „g'scheibter Bichl“ östlich Berchtesgaden (beim zweiten „e“ von Berchtesgaden, Originalaufnahmesektion 5146/2) (Abb. 8). Die tiefere jüngere Terrasse ist in den Flächen von Wildgrub und Kammerland vertreten. Sie ist rechts des Tiefentales nicht deutlich entwickelt.

Die Übereinanderschaltung zweier Schuttkegel, von denen der tiefere jüngere eindeutig mit dem Gletscherende des Schlerngletschers zusammenhängt, deutet darauf hin, daß der Schlerngletscherstand nicht ein einmaliger Halt war, sondern einen Vorläufer hatte, der vielleicht sogar etwas kräftiger entwickelt war, dessen Reste aber vom nachfolgenden eigentlichen Schlernstand und dessen Schmelzwässern weitgehend zerstört wurden. Undeutliche Anzeichen eines solchen älteren Schlernstandes sind auch sonst vereinzelt zu beobachten. Sie sind aber noch zu spärlich, als daß sie für eine genauere Kennzeichnung desselben ausreichen würden.

3. Die Inntalterrasse westlich des Silltales

Östlich von Götzens streben drei Trockentäler der Mulde von Natters zu. Das größte ist das nördlichste, das Tal von Edenhaus. Auch hier ist wieder dasselbe zu beobachten wie beim Trockental von Omes. Zuleitende Taläste sind nur an der südlichen = Bergseite vorhanden. Der nördliche = Inntal-seitige Talhang ist ungliedert. Das Trockental von Edenhaus liegt in Terrassenschottern eingebettet, doch dürfte der Felsuntergrund nicht ferne sein. Er bildet wenig nördlich eine langgestreckte Schwelle. Diese schaut schon bei Omes, Axams und Götzens unter den quartären Auflagerungen vor und hebt sich nördlich Natters zu den eisüberformten Kuppen der Plumesköpfe (862 und 861 m) empor.

Für die ins Natterer Becken mündenden Trockentäler ist ein unmittelbarer Zusammenhang mit Schlerngletscherenden zwar nicht nachweisbar, wenn auch bei Neu-Götzens sehr reichlich lokal beeinflusster Moränenschutt den Berghang verkleidet. Auch wäre möglich, daß die starke Schuttbedeckung des Hanges manche ältere Form verschleiert.

4. Die Inntalterrasse zwischen Silltal und Volders

(vergl. Taf. XX., Abb. 12)

Dieser Terrassenabschnitt wird durch die Mulde von Lans—Aldrans in zwei Teile geteilt, die sich in Bau und Form unterscheiden. Der westliche

Teil ist durch einen starken Anteil des Felsuntergrundes gekennzeichnet. Dieser tritt in den Lanser Köpfen und in den Waldkuppen südlich und östlich Igls in Höhen zwischen 900 und 1000 m (bis 1065 m) zutage und überragt die eigentliche Mittelgebirgsterrasse um über 100 m. Die dort verbreiteten Schotter sind bei Vill—Igls—Patsch stark terrassiert. Eine ausgedehntere Würmmoränendecke fehlt.

Der östliche Teil zeigt eine schön erhaltene glaziale Überformung mit mächtiger und weit verbreiteter Würm-Moränendecke. Durch mehrere gleichsinnig laufende Trockentäler wird dieser Terrassenteil gut gegliedert. Felsuntergrund kommt fast nur an den Hängen der Trockentäler vor. Diese sind durch die quartäre Aufschüttung hindurch noch tief in den Fels eingeschnitten. Die im westlichen Abschnitt so ausgeprägte feine Terrassierung tritt stark zurück.

Im westlichen Terrassenabschnitt sind die Terrassensedimente besonders in der von Patsch über Igls nach Vill herausziehenden Terrasse verbreitet (W. Heißel, 31, S. 456; H. Bobek, 28, S. 148 ff.). Etwas mächtiger sind sie aber vielleicht nur bei Patsch und Vill. Sonst schauen überall größere und kleinere Fenster des Felsuntergrundes unter einer dünnen Schotterdecke vor (z. B. oberes Gebreite südlich Igls, Pfaffenbühl nördlich Patsch), und im Waldgebiet südlich und östlich Igls hebt sich der Felsuntergrund ganz heraus. Die Terrasse Patsch—Igls—Vill ist überall in Kleinterrassen aufgegliedert. Diese Terrassierung ist am stärksten südlich Vill. Hier ist die Terrassenoberfläche in mehrere schmale Rücken aufgelöst, zwischen denen kleine Trockentälchen liegen. Es ist dies eine der besten Stellen mit „Eisrandbildungen“ im Sinne H. Bobeks. Grundmoränenmaterial fehlt hier vollkommen. Die Schotter zeigen, soweit aufgeschlossen, keine kenntlichen Abweichungen in Zusammensetzung und Struktur gegenüber echten Terrassenschottern. Wie man besonders bei Ansicht von der gegenüberliegenden Silltalseite klar erkennen kann, ordnen sich all diese Terrassen einschließlich der „Eisrandbildungen“ südlich Vill in ein System von Erosionssteilböschungen ein, die, gegen das Innthal sanft absteigend, mehrere Terrassenflächenreste trennen. Es zeigt sich auch hier wieder, daß die Kleinformung und Auflösung von Schotterflächen dort am stärksten ist, wo die Schotter in geringer Mächtigkeit einem wasserstauenden Liegenden aufsitzen, im vorliegenden Falle dem Quarzphyllit. Eine solche Abhängigkeit von Grundwasseraustritten (Quellhorizonten) ist sehr häufig bei solchen Kleinformen zu beobachten. Bei den Terrassen zwischen Patsch und Vill handelte es sich nicht, wie H. Bobek (28, S. 151) meint, um Bildungen am Rande eines nur mehr die Sillschlucht füllenden abschmelzenden Würmgletschers. Es sind reine Formen der Flußerosion, erosiv gestaltete Steilböschungen, wie sie in allen Höhenlagen im Innthal zwischen der Mittelgebirgsterrasse oben und der Talebene unten auftreten. Sie sind nicht die Zeugen verschiedener Eisstände, sondern verschiedener Erosionsphasen des Inn und seiner Nebenflüsse. Die jüngste dieser Erosionsböschungen liegt in der Talebene. Mit ihr brechen im gesamten Taltauf von der Schweizer Grenze bis zum Ausgang ins Alpenvorland bei Erl die jungen Schuttkegel zur heutigen Talebene ab.

Auf das Auftreten von älterer Grundmoräne in diesem Terrassenabschnitt wurde schon bei Besprechung der Reiß-Moräne eingegangen (siehe S. 262).

Wie schon erwähnt, fehlen im Bereiche der Terrasse Patsch—Igls—Vill Reste der Würm-Grundmoräne. Diese ist hier erosiv entfernt und erst zwischen den Waldkuppen südlich und östlich Igls verbreitet.

Das Terrassenstück östlich der Mulde von Lans—Aldrans ist ganz anders geartet. Die Terrassensedimente sind nur am Inntalhang stärker vertreten. Auf der Terrassenoberfläche wird alles von Würm-Grundmoräne überdeckt. Nur im Zimmer- und Pöltental stehen die Schotter auch an den Hängen an. Terrassierung ist nur in der Mulde von Lans—Aldrans vorhanden. Weit aus vorherrschendes Formelement ist die ausgeprägte glaziale Überformung und die nachträgliche tiefe Zertalung durch drei große Trockentalrinnen.

Am Hange gegen das Inntal liegt das Verbreitungsgebiet des Ampasser Konglomerates (siehe S. 256). J. Blaas beschreibt das Konglomerat als

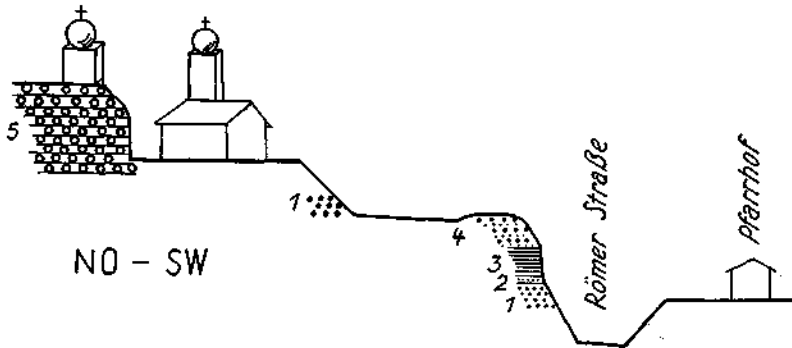


Abb. 9: Palmhügel bei Ampaß

- 1 = dicht gepackene, gut gerollte Schotter
 - 2 = $\frac{1}{2}$ m grauer Mehlsand
 - 3 = 3 m feinsten, feinschichtiger braungrauer Mehlsand mit Lignit-Schmitzen und -Lagen. Im obersten Meter treten Zwischenlagen von Kies auf. Die Braunfärbung des Sandes dürfte durch organische Verunreinigungen bedingt sein.
 - 4 = Schotter, fast ausschließlich aus Quarzphyllitgeröllen zusammengesetzt.
 - 5 = Ampasser Konglomerat
- 1—4 = R—W interglaziale Terrassensedimente, an 5 angelagert.

auf fossilführenden Schichten liegend (26, S. 37; 24, S. 84—87). Wegen der Bedeutung dieses Vorkommens seien hier nochmals die Beobachtungen von J. Blaas kurz wiedergegeben: Das Konglomerat des Kirchenhügel (Palmhügel) wird von grobem Schutt umschlossen, der mit Sand und Kies wechsellagert. Darin liegt auch ein bis 2 m mächtiger sehr feiner brauner Schlamm, der vollständig von organischer Substanz durchsetzt ist und Lignit und Holzkohle in Lagen führt (24, S. 84—87). Beim Graben eines Brunnenstollens am N-Fuße dieses Hügels wurde blaugrauer Lehm aufgefahren, in welchem große Mengen schwarzer plattgedrückter Stämme und Zweige von Laub- und Nadelhölzern eingebettet lagen. Am Abhang südlich der Kirche wechsellagern konglomeratähnliche Bänke mit eigentümlichen, von organischer Substanz innig durchsetzten Schlammlagen, die nach oben in Kies, Sand und Moräne übergehen (26, S. 37).

Diese Beobachtungen J. Blaas' sind bis auf die Wechsellagerung von Konglomerat und Schlamm sehr zutreffend und konnten mit Ausnahme der Lagerungsverhältnisse voll bestätigt werden (siehe Abb. 9). Es erscheint schon an und für sich unwahrscheinlich, daß unter dem so hart verfestigten Konglomerat vollkommen unverfestigte feinste Sande, Kiese und Schotter liegen. Wohl sind mitunter liegendste Teile des Konglomerates nicht so hart, doch dürfte dies eher auf Verwitterung im Grundwasser zurückgehen. Beim Hasenhof und östlich der Peerhöfe (siehe S. 257) sind auch im Ampasser Konglomerat liegende Mehlsande annähernd gleich hart verkittet wie die Schotter. Schon aus diesem Gesichtspunkt heraus war die Möglichkeit, daß es sich bei den fossilführenden Ablagerungen um dem Konglomerat angelagerte Terrassensedimente handelt, sehr wahrscheinlich. Ein Aufschluß an der Straße bei Ampaß südlich unter P. 711 läßt aber den

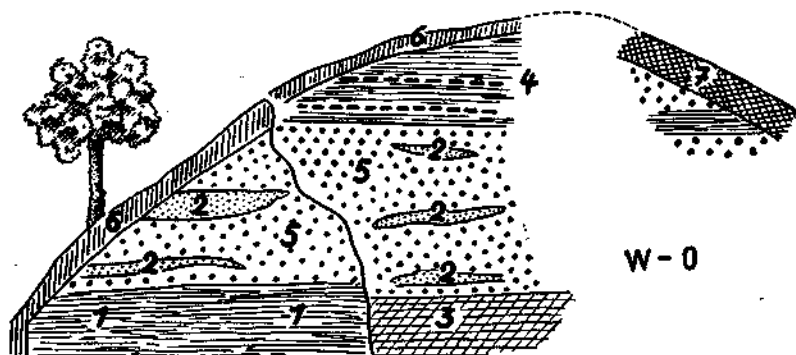


Abb. 10: Schottergrube an der Straße bei Ampaß, S unter P. 711

- 1 = toniger, feinsten Mehlsand mit Linsen von Holzkohle und durch organische Substanz braun gefärbten Lagen (entspricht dem Mehlsand 3 am Palmhügel, Abb. 9)
- 2 = feiner Mehlsand
- 3 = rescher, mehr grober Mehlsand
- 4 = Mehlsand mit von organischer Substanz braunen Bändern
- 5 = feiner Schotter und Kies
- 6 = Verwitterungsschichte
- 7 = Würm-Grundmoräne
- 1—5 = R—W interglaziale Terrassensedimente

Beweis führen, daß diese Ablagerungen tatsächlich zu den Terrassensedimenten und nicht zum Ampasser Konglomerat gehören. Der Rücken P. 711 bis P. 660 nördlich Ampaß besteht ganz aus Terrassenschottern mit Resten der hangenden Würm-Grundmoräne. Am Hange dieses Rückens liegt nördlich Ampaß an der Straße eine Schottergrube. Hier treten dieselben von organischer Substanz braun gefärbten Sande mit Holzstückchen auf wie am Palmbühl. Ihr Verband mit den Terrassensedimenten ist hier eindeutig. Es würde der Würm-Moräne, die an der O-Seite des Aufschlusses die Sande und Schotter schneidet, gar nicht bedürfen, um die Lagerungsverhältnisse hier eindeutig als Terrassensedimente festzulegen (siehe Abb. 10). Dadurch ist die Gleichartigkeit der Ablagerungen in der Schottergrube und der von J. Blaas beschriebenen am Palmbühl bewiesen. Es ist aber auch be-

wiesen, daß diese Pflanzenreste führenden Sande zu den Terrassensedimenten gehören. Sie vermehren die Zahl der gesicherten Fossilreste derselben mit dem Nachweis vom Vorhandensein von Laub- und Nadelhölzern (siehe S. 305).

Westlich P. 815, an der Abzweigung des Weges zum Herzsee von der Straße Aldrans—Rinn, ist der Einfluß der Würm-Grundmoräne auf ihr Liegendes sehr deutlich zu erkennen. Ein Luftschutzstollen hat hier interglazialen sandigen Bänderton aufgeschlossen. Dieser geht nach oben in eine wirr gelagerte Zone über, die von typischer Würm-Grundmoräne überlagert wird. Die Zwischenzone ist eine sandig-tonige Ablagerung mit Gerölleinschlüssen und Schollen von Bänderton, die zum Teil gefaltet sind. Es handelt sich bei dieser Zwischenzone sichtlich um eine Übergangszone. Der über den Bänderton hinweggleitende Würmgletscher hat seinen Untergrund noch mehrere Meter tief beeinflußt, zum Teil mitgeschleppt, wodurch es zur Bildung der gefalteten Tonlagen gekommen ist.

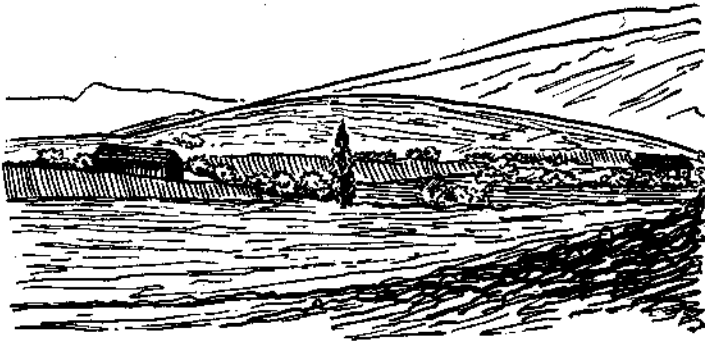


Abb. 11: Der Drumlin des Rinner Bühel

Im Mittelgrunde liegt der flach schildförmige Drumlin des Rinner Bühel. Er besteht aus Grundmoräne der Würm-Eiszeit. Davor breitet sich die schlernzeitliche Sandfläche des Triendl-Hofes aus. Sie bricht mit einer Erosionsteilböschung zu einer tieferen Fläche ab, die hier durch eine seichte Abflußrinne eines Gletscherbaches vom Schlern-Gletscher östlich des Aigeseckes gegeben ist. Im Hintergrunde der Hang des Glungezer

Der Inntalerrasse ist gegen die Talsohle eine niedrigere Vorstufe vorgelegt, die J. Blaas (24, 26) als von umgelagerten Terrassenschottern aufgebaut beschrieben hat. Mehrfach aber treten im Inntal Stellen auf, an denen zu ersehen ist, daß diese Vorstufe aus denselben Sedimenten wie die Inntalerrasse besteht. Bei Egerdach wird sie von älterer Grundmoräne, nördlich des östlichen Peerhofes 581 von Ampasser Konglomerat, zwischen Häusern und der Haller Innbrücke von Bänderton aufgebaut. Die jüngere Schotterbedeckung ist nur ganz oberflächlich (siehe S. 295, Taf. XXI Abb. 18).

Der von Würm-Grundmoräne bedeckten Terrassenoberfläche sitzen eigenartige oft halb eiförmige drumlingartige Kuppen auf. Ihre Längsachse hat stets gleiche Richtung. Diese liegt gleichsinnig dem Berghang bzw. der Talrichtung. Eine der schönst ausgebildeten derartigen Kuppen ist der Rinner Bühel (962 m). Beim Bau von Luftschutzstollen wurde in ihm stark bearbeitete Grundmoräne mit schön gekritzten Geschieben aufgeföhren (Abb. 11).

Zwischen diesen schildförmigen, drumlingartigen Aufragungen winden sich flache Senken durch. Gelegentlich liegen an ihnen auch kleine Erosionsböschungen. Im Terrassenstück Sistrans—Rinn—Tulfes tritt besonders deutlich hervor, daß die Richtung der Trockentäler nur von der Richtung der glazialen Überformung abhängt. Im großen verlaufen die Trockentäler streng gleichsinnig der Längsrichtung dieser Überformung. Im einzelnen lösen sich längere Längstalstrecken mit kürzeren Quertalstrecken ab. Das Hasen-Zimmer Tal beginnt mit einer Quertalstrecke zwischen zwei schildförmigen Kuppen (P. 952, Schaufelacker und P. 905). Östlich der Prockenhöfe wird es (Knappen- oder Hasental) zum Längstal, springt bei der Masmühle (bei P. 743) wieder quertalmäßig um P. 852 (Kienberg) zurück und mündet schließlich als Längstal (Zimmertal) im Inntal.

Diese Trockentäler besitzen für die Klärung der Frage, ob Teile der Terrassenschotter randglaziale Schüttungen des abschmelzenden Inn-gletschers sind, große Bedeutung.

1. laufen alle drei, das Ampasser, das Hasen-Zimmer Tal und das Pöltental genau gleichgerichtet;

2. ist diese Richtung durch die glaziale Überformung der Terrasse als Würmtalboden bedingt;

3. wurzeln diese Täler nicht am angenömmenen Inn-gletscher, sondern am Berghang.

Im übrigen hat auch H. Bobek (28, S. 154) bereits darauf hingewiesen, daß diese drei Täler von Schlernschmelzwässern auserodiert wurden. Dieser Zusammenhang Schlern-gletscher-Trockental ist hier besonders deutlich. Gerade an den Wurzeln von Hasen- und Pöltental liegen am Fuße des Berghanges zur Mittelgebirgsterrasse die Endmoränenwälle von Schlern-gletschern des Glungezer. Daß es sich tatsächlich um schlernzeitliche Gletscherenden handelt, wird später nachgewiesen (siehe S. 313 ff.).

Westlich Rinn liegen tiefste Endmoränenreste wenig östlich des Aigeseck (998 m). Sie reichen bis 940 m herab. In ihrem Vorfeld breitet sich die Fläche der Wiesenhöfe. Diese Fläche geht in zwei Abflurinnen über. Die größere der beiden führt nach W und wird beim Seehüter durch einen künstlichen Damm gesperrt. Hier war einst wohl im Mittelalter die Mulde zu einem der damals zahlreichen Fischteiche gestaut (daher auch der Name Seehüter). Sie geht in den Quelltalast des Hasentales über. Die zweite Abflurinne aus der Wiesenhoffläche führt nach N und geht in das Tal der Teufelsmühle, einem Seitental des Hasentales, über. Die Fläche bei den Wiesenhöfen ist nichts anderes als die dem Schlern-gletscherende vorgelagerte Sanderfläche. Aus ihr ragen die Kuppen P. 934 und P. 924 vor. Nördlich der Wiesenhöfe und beim Triendlhof (892 m) liegen höhere Flächenreste, die mit erosiven Steilböschungen der tieferen Fläche aufsitzen. Mehrere Schottergruben (bei P. 901 und gleich westlich davon sowie westlich P. 898) zeigen wirt gelagerte Schotter. Es sind dies alles Reste einer älteren, höher liegenden Sanderschüttung eines Schlern-gletschers, der über die Aldranser Alm herab bis auf die Terrasse reichte. Diese Zweiteilung des schlernzeitlichen Sanderkegels entspricht ganz den Verhältnissen, wie sie auch im Vorfeld des Senderstaler Schlern-gletschers bei Grinzens vorliegen (siehe S. 275). Vom älteren Schlern-gletscher wurde die höhere, ältere Sanderterrasse aufgeschüttet. In diese hat der Gletscherbach zunächst die drei Abflurinnen gegraben. Die ältere Fläche wurde dabei in Terrassenreste

gegliedert. Von den Abflußrinnen gerieten aber zwei bald durch tieferes Einschneiden der Hauptabflußrinne außer Funktion.

Schlerngletscher und Trockental sind somit durch die Sanderflächen und Abflußrinnen zu einer Einheit verbunden.

Ganz entsprechende Verhältnisse liegen auch östlich Rinn vor. Am Lavirnbach bei Oberlavirnbach und bei der Säge an der Straße nach Tulfes liegen deutliche Endmoränen eines weiteren schlernzeitlichen Gletschers vom Glungezer. Unmittelbar anschließend beginnt der Hauptquelltalast des Pöltentales. Am Oberende eines zweiten solchen Astes, den heute der Pfanner Bach benützt, liegen bei P. 920 Sanderschotter. Auch für das Pöltental läßt sich mithin der unmittelbare Zusammenhang mit einem Gletscher der Schlernzeit nachweisen.

Ehe sich die schlernzeitlichen Schmelzwässer im Pöltental eine tiefe Abflußrinne gegraben haben, scheint die Entwässerung weit verästelt über die noch geschlossene wärmezeitlich überformte Terrasse erfolgt zu sein. Zwischen den einzelnen schildförmigen Auftragungen führen flache, zum Teil heute versumpfte Rinnen durch und östlich Tulfes treffen wir wieder auf Sanderschüttungen. Bei P. 914 liegen gut gewaschene Grobsande bis Kiese in dünner Decke auf Fels. Die Zusammensetzung ist ortsnahe. Östlich der Kapelle 913 östlich Tulfes ist ein Rest einer ebenfalls postwürmen Schotterterrasse. Etwas höher stehen am Weg nach Windegg grobblockige Lokalschotter an.

Schlernzeitlicher Moränenschutt liegt auch südlich Rinn am Bergfuße beiderseits des Krefsbachl.

Für das Trockental Aldrans—Ampaß—Agenbach—Häusern ist der Zusammenhang mit einem Schlerngletscher nicht mehr unmittelbar gegeben. Jedoch läßt sich mittelbar auch hier der Nachweis gleichen Alters führen, worauf schon die Gleichartigkeit der Talanlage hinweist.

Das Trockental von Ampaß führt unterhalb dieses Ortes in Terrassenschottern eingesenkt mit breiter Sohle zum Inntal, in das es bei Häusern (582 m) zufolge der spitzwinkeligen Eimmündung mit breiter Front ausgeht. Weiter oben besteht bei Agenbach (617 m) eine breite Verbindung in den Inntalraum. Beim Dorfe Ampaß ist eine Steilstufe, die wohl darin bedingt ist, daß hier ein ziemlich mächtiger Marmorzug dem Quarzphyllit eingelagert ist. Oberhalb des Pfarrhofes gabelt sich das Tal. Der nördliche Talast, dem die Salzstraße folgt, mündet blind in den Hängen südlich Egerdach aus. Der südliche Talast führt überwiegend im Quarzphyllit eingeschnitten hinauf nach Aldrans. Das Ampasser Tal hat seine Wurzeln verloren. Seine beiden Äste laufen an der Lans—Aldranser Mulde aus. Die Eintiefung dieser Mulde ist jünger als die des Trockentales.

Daß die ersten älteren schlernzeitlichen Schmelzwässer eine noch wenig zertalte Terrassenoberfläche vorgefunden haben, beweist ein kleiner Trockentalrest auf der Kuppe 753, auf der der Aldranser Sender steht. Nordöstlich desselben ist ein kleines Trockental in nach SO ausholenden Bogen eingeschnitten. Es streicht etwa 50 m ober der Sohle des nördlichen Astes des Ampasser Tales frei in die Luft aus.

Es zeigt sich eindeutig, daß Hasen-Zimmer-Tal und Pöltental Schmelzwasserrinnen von Schlerngletschern des Glungezer sind. Für das Ampasser Tal kommen die Schmelzwässer vom Patscherkofel und Viggarspitz in Betracht (siehe S. 315).

Bei Egerdach liegt als Rest der unterste Teil eines vierten Trockentales. Seine oberen Teile sind der Erosion zum Opfer gefallen. Vielleicht gehört das kleine Tälchen nächst der Haltestelle Schloß Ambras der Iglar Bahn dazu.

Das Pöltental mündet heute mit einer Steilstufe in Fels, deren Oberkante bei 700 *m* liegt. Es ist dies nicht die ursprüngliche, sondern eine in jüngerer Zeit zurückversetzte Talmündung. Besser erhalten ist die Mündung des Zimmer-Hasen-Tales. Dieses läßt sich als Talboden bis über den Freudenbach hinaus auf die Verebnung in 600 *m* Höhe zwischen Stachelburg und Schloß Friedberg verfolgen, wo sie am Inntalhang etwa 40 *m* über dem heutigen Talboden ausläuft. Älter ist eine Mündung des Hasentales über den Sattel von Kienberg ins Inntal.

Das Tal von Ampaß tritt heute bei Häusern ins Inntal über. Diese Mündung dürfte aber in jüngerer Zeit abgeschrägt worden sein. Die ursprüngliche Mündungshöhe gibt die oberste der vier Terrassen an, die bei Agenbach in einer Lücke des linksseitigen Talhanges des Ampasser Tales liegen. Diese Terrasse liegt ebenfalls bei 600 *m* (P. 617) und geht in den Trockentalboden ebenflächig über. Sie wurde vom Inntal her angeschnitten. Die Höhe des damaligen Inntales muß daher wenig unter 600 *m*, d. i. rund 40 *m* über der heutigen, gelegen sein (siehe S. 273, 277).

Unterhalb Volders sind auf der rechten Talseite die Terrassenschotter stark erodiert und auf weite Flächen steht nur Quarzphyllit an. Erst am Weerberg ist wieder eine schmale Terrasse vorhanden, jedoch zeigt der vielerorts vorschauende Quarzphyllit, daß auch hier die Quartärablagerungen nur eine geringmächtige Überdeckung bilden. Unter P. 798 (nördlich St. Peter und Paul) sind am Fahrweg Mehlsande aufgeschlossen. Ihre Obergrenze liegt bei 740 *m*. Darüber folgen Schotter. Bemerkenswert ist, daß an der Mündung des Weertales wieder Formen auftreten, die auf ein Gletscherende am Talausgang hinweisen. Bei P. 672 liegen im Söltner Wald durch Sumpfmulden getrennte Wallformen, an die das Trockental Lenzöder—Ebner—Talhäusler anschließt. Größere und kleinere Blöcke von Gesteinen der Tarntaler Trias beweisen eine Schutzzufuhr aus dem Weertal.

5. Der Inntalhang nördlich Innsbruck

Hierüber liegen mehrere eingehende Beschreibungen vor, sodaß es im Rahmen der hier gestellten Fragen genügt, nur einige ergänzende Beobachtungen mitzuteilen bzw. alte Beobachtungen neu zu beleuchten und hervorzuheben. Als erster hat J. Blaas (24 und 26) eine eingehende Schilderung gegeben. Seine Beobachtungen sind äußerst zuverlässig und lassen sich ausgezeichnet mit dem heutigen Stand der Kenntnis vereinen. Sie sind umso wertvoller, als Blaas vielfach Aufschlüsse beschreibt, die heute nicht mehr vorhanden sind. In neuerer Zeit hat H. Katschthaler (39) eine große Zahl von Detailbeobachtungen aus dem Bereich der Höttinger Breccie und den sie überlagernden Moränen und Terrassenschottern gebracht. O. Ampferer hat sich besonders in mehreren Arbeiten mit den Ablagerungen seiner Schlußvereisung in diesem Raume befaßt (16, S. 353 bis 358; 21, S. 43—55; 22, S. 85—109).

Von den Beobachtungen J. Blaas' sind zwei Vorkommen im Zusammenhang dieser Betrachtung hervorzuheben, einmal seine Beobachtungen

in der Tegelgrube am Ölberg und weiters seine Beobachtungen in der Norerischen Schottergrube bei Mühlau. In beiden Fällen handelt es sich um die Beschreibung von Aufschlüssen, die heute nicht mehr zu sehen sind.

Der Ölberg ist an der Höttinger Höhenstraße bei 735 m gelegen. Hier wurde zu Blaas' Zeiten ein Tonvorkommen abgebaut. Der Ton war waagrecht gebändert, wobei blaugraue und rote Lagen wechselten (26, S. 45). Er wurde von einem Rest roter Höttinger Breccie überlagert. Die Ablagerungsfläche war aber nicht ebenflächig, sondern der sählig liegende Ton griff mit meterhohen Zungen in die aufgelockerte Breccie ein. An der Grenzfläche waren auch Faltungen des Tones zu beobachten (24, S. 32—33). „Es macht den Eindruck, als ob die Masse der Breccie über den Tegel weitergeschoben worden wäre.“ (24, S. 32). Damit hat Blaas eine vollkommen richtige Erklärung gefunden. Die von Blaas beschriebene Breccienpartie wurde schon zu seinen Lebzeiten abgebaut, aber wenig südwestlich ist an der Höhenstraße heute noch eine ähnliche Partie von Höttinger Breccie vorhanden. Die Breccienbänke bilden eine Mulde (O. Ampferer, 16, S. 355) und werden von zahlreichen steilstehenden Klüften durchsetzt. Es handelt sich hier zweifellos um die W-Fortsetzung der von Blaas beschriebenen Breccie auf dem Bändertone des Ölberges. Nach Ablagerung der Tone ist einmal eine größere Scholle von Breccie bei einer Hangrutschung auf den Ton aufgeglitten, wobei die Breccie in ihrem Verbands aufgelockert (Klüfte) und ihre Bänke verbogen wurden bzw. der plastische Ton in die Fugen der Breccie hineingepreßt worden ist (Ölberg).

Die Bedeutung dieses Bändertonvorkommens liegt aber darin, daß in ihm durch J. Blaas Pflanzenreste einwandfrei nachgewiesen werden konnten. Der Ton führte plattgedrückte Zweige und Zapfen von *Pinus pumilio* (24, S. 33; 26, S. 45). Das Vorkommen gleicht nach Blaas (26, S. 45) vollkommen dem von Ampf (siehe S. 280). Man darf als sicher annehmen, daß es sich bei den von Blaas beschriebenen Bändertonen am Ölberg um den übrigen Bändertonvorkommen im Inntal zugehörige Tone handelt. Die roten Lagen im Ton lassen sich leicht durch örtliche Einschwemmung von Buntsandsteinmaterial oder von Detritus der roten Höttinger Breccie erklären. Bestärkt wird die Altersauffassung als Terrassen-Bändertone durch Blaas' Hinweis auf die Gleichartigkeit mit dem Vorkommen von Ampf. Für dieses kann ich den Beweis führen, daß es zu den Terrassensedimenten gehört (siehe S. 280).

Zu bemerken wäre noch, daß auch der Ölberg-Bändertone mit seinen 735 m Höhe sich voll den Höhenlagen der anderen Bändertone anpaßt (siehe S. 264).

Auch aus der Norer'schen Schottergrube (am O-Hang des Judenbichl gelegen) beschreibt J. Blaas (24, S. 37 ff.) eine reiche Fossil- und Artefaktenführung. So bedeutungsvoll eine genaue stratigraphische Sicherstellung der Lagerungsverhältnisse hier wäre, diese lassen sich leider nicht mehr einwandfrei klären. Blaas gibt aus dem Bereich der Schottergrube folgendes Profil (24, S. 39—40): über Grundmoräne liegen Bändertone, dann Sand und schließlich Schotter. An organischen Resten beschreibt Blaas Holzkohle, eindeutig als Coniferenholz zu erkennen, nestartig im Mehlsand (24, S. 43). In den über diesen Mehlsanden liegenden Schottern bzw. in sandigen Zwischenlagen derselben (24, S. 43) — man könnte aus dieser

Beschreibung auf Wechsellagerung von Sand und Schotter schließen — fand Blaas (24, S. 44) Backenzähne von Bos, Cervus und Sus, Röhrenknochen von Bos, stets entzweigebrochen, Phalangen und Torsalien von Wiederkäuern, Hauer vom Schwein, Schnecken (*Helix fructicum Müller* und *Helix rudrata Studer*, *Clausilia plicata Drap.*). Dazu kommen Scherben von Tongefäßen, davon einer mit Fingernagel-Ornament. Später fand er hier auch einen pathologisch entarteten Menschenschädel (26, S. 42). Die Knochenreste zeigen teilweise mehr oder weniger deutliche Bearbeitung und Einschnitte. Außerdem fand sich ein zugeschnittenes und durchbohrtes Hirschgeweihstück. In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß sich ähnliche Schneckengehäuse auch in Mehlsanden des Silltales an zwei Stellen finden, nördlich Schönberg und am Matreier Schloßberg. Nördlich Schönberg kommen sie, zum Teil zerdrückt, zusammen mit einem kleinen Holzkohlenflöz vor (W. Heißel, 31, S. 454). Hier handelt es sich sicher um in den Terrassensedimenten liegende organische Reste (siehe S. 305). Es steht fest, daß die am Judenbichl (660 m) anstehenden Mehlsande ein Teil der Terrassensedimente sind. Auch diese Mehlsande liegen wieder nahe der 700 m-Linie. Sie lassen sich entlang des Schillerweges noch weit nach O verfolgen, hin und hin bis zum Schillerhof (bei 690 m), immer wieder zutage tretend.

Wegen der zahlreichen Artefaktfunde wurden die Sande und Schotter der Norer'schen Schottergrube bisher stets als jüngere Ablagerungen oder als nachträglich umgelagerte Terrassenschotter („Scherbenschotter“) aufgefaßt. Die Mehlsande des Judenbichl sind aber echte Terrassensedimente. Diese Sande liegen als hangende Schichten über den Seeablagerungen (Bändertonen) des Arzler Kalvarienberges. Für die von Blaas beschriebenen organischen und anthropogenen Reste gibt es daher nur zwei Möglichkeiten: entweder gehören sie in die Terrassensedimente — Blaas' Beschreibung der Wechsellagerung zwischen Sand und Schotter (24, S. 43) würde fast dafür sprechen — oder die Funde lagen sämtliche in einer oberflächennahen umgelagerten Zone, wofür allerdings bei Blaas kein Hinweis gegeben ist. Die Blaas'schen Beobachtungen wären umso wertvoller, da sie im ersteren Falle einen Hinweis über ein ältestes Auftreten des Menschen im Inntal gäben. Leider sind die von Blaas geborgenen Artefakte nicht mehr auffindbar, so daß auch von dieser Seite heute keine Altersbestimmung gemacht werden kann.

Wie oben erwähnt, lassen sich die Mehlsande des Judenbichl weit ostwärts verfolgen. Das Vorkommen sandigen Bändertones beim Schillerhof vermittelt zu einer Reihe weiterer Vorkommen, die sich bis über Rum hinaus ostwärts geschlossen verfolgen lassen. Östlich des Wurmbaches liegen sandige Tone bis Mehlsande am Fuße von Spitz- (P. 746) und Scheibenbichl. Sie liegen im Helfental, einem Trockental, das von der Schweinsbrücke zum Kalkofen westlich Arzl hinunterführt. Ein ähnliches Trockental umgreift das Dorf Arzl im O. Mehlsande sind nördlich oberhalb der an der Straße Mühlau—Arzl liegenden Kapelle 611 (Schlums) aufgeschlossen. Alle diese Vorkommen werden teils von Terrassenschottern, teils überwiegend von kalkalpinen schlernzeitlichen Schottern und Moränen überlagert, wie sie in dieser Gegend O. Ampferer (22, S. 96 ff.) beschrieben hat. Mehlsand liegt auch östlich Schönblick am Fahrweg nach Arzl bei 700 m (beim Tschau-peler) und in Höhen zwischen 700 und 720 m am Waldrand nördlich Arzl

bis hinüber zum Gasthaus Canisiusbrünnl (731 *m*). Auch in den südlich dieses Hauses liegenden Rumer Bicheln stehen sie überall an. H. Bobek (28, S. 155) erblickt in diesen Hügeln einen Doppelkranz von Moränenwällen. Es sind aber, wie durch die Mehlsande leicht zu beweisen, Erosionsformen in Terrassensedimenten. Östlichste Aufschlüsse dieses Mehlsandhorizontes liegen nordwestlich Rum im Flinntal (südöstlich unter P. 744) bei 700 *m*. Sie werden hier ungefähr gleichsinnig mit dem Hang von kalkalpiner Grundmoräne überlagert, unter der sie mehrfach fensterartig vorschauen. Wie mir Dr. O. Schmidegg freundlich mitteilte, wurden diese Mehlsande auch in Luftschutzztollen nördlich Rum aufgeschlossen.

Der Bänderton von Arzl bildet das Liegende dieser Mehlsande. Er ist in einer großen Tongrube gut aufgeschlossen: Ein ausgezeichnet feinschichtiger (feinschichtiger) Ton mit einer vorherrschenden Bänder- (Schichtungs-)mächtigkeit von 1 *cm*. Es treten aber auch feinere Bänder (Schichten) auf. In größeren Abständen sind der Feinschichtung etwa 1 *mm* starke feine Glimmerlagen zwischengeschaltet. Auch die Bänderung scheint, wenigstens teilweise, auf eine rhythmische Zu- und Abnahme feinsten Biotitschüppchen zurückzugehen. In der Höhe der Abbausohle sind die Tonlagen leicht wellig verbogen. Die Wellenlänge von Wellental zu Wellental beträgt rund 30 *cm*, die Wellenhöhe 2—3 *cm*. Diese wellenförmigen Verbiegungen sind auf mehrere Meter Strecke sichtbar.

Das ganze Tonvorkommen zeigt eine vollkommene Gleichförmigkeit, d. h. die Sedimentationsbedingungen sind stets dieselben geblieben. Wenn auch nicht bekannt ist, welche Zeitperioden der im Absatz der einzelnen Tonbänder abgebildeten Rhythmik zugrunde liegen, so steht jedenfalls fest, daß dieses mächtige Tonlager große Zeiträume verkörpert.

Schon zweimal wurden im Arzler Bänderton Fossilreste gefunden: Das Skelett eines großen Lachses (R. v. Klebelsberg, 44, S. 137/138) und Geweihreste eines Hirsches (R. v. Klebelsberg, 47, S. 378). Vergl. auch S. 305.

J. Blaas (24, S. 55) hat im Arzler Bänderton große Verwerfungsspalten mit Sprunghöhen von 3 *m* und mehr beobachtet (siehe S. 271).

Nordwestlich oberhalb der schon erwähnten Kapelle 611 (Schlums) an der Straße von Mühlau nach Arzl liegt in einer Schotterterrassenfläche (Ried) eine kegelstumpfförmige Einsenkung, in der eine Esche wächst (W. Heißel, 35, S. 184). Diese Einsenkung ist gerade so tief, daß noch die Baumkrone herauschaut. Man könnte diese Vertiefung in der Schotterterrasse für ein Totesloch halten. Wenn es ein solches wäre, hätte es aber nicht Würm- oder Spätwürmalter, sondern wäre auch schlernzeitlich, denn die Schotterterrasse ist oberflächlich von Kalkschottern überstreut (Sanderfläche). Sie liegen im Vorfeld der von O. Ampferer (22, S. 97 und Fig. 7 B) beschriebenen schlernzeitlichen Aufschüttung. Viel wahrscheinlicher ist aber, daß es sich bei der Einsenkung um eine vollkommen anders geartete Bildung handelt, nämlich um eine Gipspinge (vgl. W. Heißel, 35, S. 185). Etwa 250 *m* ostwärts tritt eine Rippe dunklen Triaskalkes zutage, die im Kalkofen-Steinbruch abgebaut wurde. Der Kalk ist wohl anisisch oder karnisch, die Anwesenheit von Gips in seiner Nähe also durchaus möglich. Nach Größe und Form entspricht die Einsenkung vollkommen echten Gipspingen, wie sie im Walde unterhalb des Adolf Pichler-Weges vom Garzanhof zum Thaurer Schloß oberhalb des P. 867 auftreten.

Östlich des aus der Mühlauer Klamm herabströmenden Wurmbaches liegt dem Spitzbichl (P. 746) vorgelagert der oberflächlich abgescrängte Scheibenbichl. Wie Aufschlüsse an seinem W- und N-Ende zeigen, besteht er in seinem Kern aus zum Teil stark tonigen Mehlsanden. Oberflächlich ist er von kalkreichen Schottern überschüttet, die die Fortsetzung des schon von O. Ampferer (22, S. 96 ff.) beschriebenen Schlernschotter am Wege zum Rechenhof nächst der Schweinsbrücke bilden.

Diese Schrägläche des Scheibenbichl findet jenseits des Helfentaales in der Schrägläche unterhalb Finkenbergl und diese wieder jenseits einer Erosionsrinne in einer Fläche westlich Arzl ihre Fortsetzung. Alle drei verbinden sich zu einer Schuttkegelfläche aus der Mühlauer Klamm. Die Kalkschotter-Überdeckung zeigt, daß dieser aus der Schlernzeit stammt. Es ist zugleich aber auch klar ersichtlich, daß die Bildung der Schuttkegelfläche in erster Linie auf einen erosiven Vorgang zurückzuführen ist. Anlagerung von Schotter fand nur in sehr beschränktem Ausmaß statt, dagegen führte die kräftige Erosion zur schuttkegelartigen Abschrängung der Terrassen-Mehlsande.

Dieser alte Schuttkegelrest hat bei Hall ein Gegenstück in der Schrägläche des Hügels von Melans (siehe S. 294). Auch dieser Hügel besteht im Kern aus Terrassensedimenten, die schuttkegelförmig abgescrängt sind. Die von J. Blaas beobachteten Grundmoränenreste (24, S. 59) dürften wohl Schlern- und nicht Würm-Moräne gewesen sein.

Über den Anteil der Ablagerungen junger Hängegletscher am Fuße der Innsbrucker Nordkette hat 1943 O. Ampferer bereits berichtet (22). Er konnte zeigen, daß fast überall in diesem Raume kalkalpine Schotter, Moränen und Blockmassen die älteren Terrassenschotter überdecken bzw. sie transgressiv schneiden. Unter diesen jungen Ablagerungen sind besonders die kalkalpinen Grundmoränen weit verbreitet und von großer Mächtigkeit. O. Ampferer erkennt in diesen Ablagerungen Zeugen von tiefst reichenden Gletschern der Schlußvereisung, also der Schlernzeit. Wallformen konnte er zwar keine feststellen, aber für den Gletscher aus der Seegrube hat schon R. v. Klebelsberg (Zeitschrift für Gletscherkunde, XVI., 1928, S. 264) einen Schlernstand bei 1300 m nahe der untersten Stütze der Hafelekar-Bahn festgestellt. Weitere Wallreste finden sich am Hang östlich der Hungerburg. Bemerkenswert ist ihre Lage. Stets finden sie sich nur auf den Restflächen der Inntalterrassen. Die in diese geschnittenen Erosionsformen sind wohl reichlich von zugehörigen Grundmoränen und Schottern ausgekleidet, aber nie liegt in ihnen ein Wallrest (siehe S. 317).

Ausgehend von der Hochfläche der Pflais stiegen zur Schlernzeit zwei Gletscher ins Inntal herab. Der eine benützte die Furche der Arzler Scharte, der andere die des Kreuzjöchl. Von beiden liegen Wallreste vor. Steigt man von Rum oder Thaur über den Madlein-Hof 737 m (Magdalen-Hof 733 m, AV-Karte) zum Marstanz-Boden hinauf, so führt der Weg zuerst über kalkalpine Grundmoräne mit schön gekritzten Geschieben und wenig Kristallin. Bei 800 m kommt man auf eine gegen das Tal des Rumer Langenbaches einwärts leicht ansteigende Terrasse, ähnlich einem aus diesem Tal austretenden Talbodenrest. Oberhalb folgt ein in Stufen ansteigender Hang. Diese Stufen werden durch zahlreiche bis 10 m rückfällige Wallrücken gebildet. Diese Wälle durch Bacherosion entstanden zu erklären, ist un-

befriedigend. Sie sind zu zahlreich. Außerdem weist ein stärkerer Gehalt an Kalkblockwerk deutlich auf die Moränenwallnatur. Es sind linke Uferwälle eines vom Kreuzjöchl herabkommenden Gletschers zur Schlernzeit.

Oberhalb P. 867 liegen zwei tiefe Pingen von mehreren Metern Durchmesser. An den Rändern der einen kommt Fels zum Vorschein. Sie dürften auf Gips der Raibler Schichten zurückgehen, von denen in ihrer Umgebung zahllose Fallstücke liegen. Westlich des Tales des Rumer Langenbaches steigt im Walde unterhalb des Garzan-Hofes ein langer Wallrücken westostwärts in Richtung Madlein-Hof ab (nördlich des Schörgentales). Auch er gehört dem vom Kreuzjöchl herabkommenden Schlerngletscher an.

Vom Schlerngletscher aus der Arzler Scharte ist ein kurzer Wallstummel am W-Ende der Purenhof-Wiesen oberhalb des Hueber-Weges erhalten.

6. Die Mündung des Halltales

(vgl. Taf. XXI, Abb. 15)

Die Mündung des Halltales wird von hohen bewaldeten Schuttschultern flankiert. Im W ist es die Schulter des Heuberges 863 m (Runstboden, AV-Karte). Im O ist diese Schuttschulter am Unteregg mit der Terrasse des Gnadenwaldes verwachsen. Schon O. Ampferer (22, S. 103) hat auf diese Lokalschuttmassen als Zeugen seiner Schlußvereisung hingewiesen.

Die Schulter des Heuberges (Runstboden) besteht aus schlecht gewaschenen Kalkschottern und darüber Grundmoräne mit überwiegend kalkigen Geschieben. Kristallingeschiebe sind nur vereinzelt eingeschlossen. Die kalkigen Geschiebe sind vielfach gut poliert und gekritzelt.

In Sand- und Schottergruben, von denen die oberhalb der Schneggenmäh den besten Einblick gewährt, kommen kristallinreiche Inntalschotter und -sande fensterartig zum Vorschein. Die Aufschlüsse der erwähnten Schottergrube zeigen zuunterst kristallinreiche Schotter und Sande mit Kreuzschichtung. Es folgt eine Zone, in der diese Schotter und Sande eine stark gestörte Lagerung zeigen. Die Kreuzschichtung ist hier viel engermaschiger, einzelne Lagen von Kalkschottern schalten sich dazwischen. An scharfer Grenze folgen darüber reine Kalkschotter. Sie werden von einer zum Teil mehrere Meter mächtigen Kalk-Grundmoräne mit schön gekritzten Geschieben überzogen. Die W-Seite der Schottergrube zeigt eine scharf ausgeprägte steilwandige Erosionsfurche, die die Kalkschotter durchschneidet und noch ein gutes Stück in die liegenden Kristallinschotter eingreift. Diese Furche ist ebenfalls von Kalkschottern angefüllt, die aber etwas jünger als die anderen Schotter sind. Die Kalk-Grundmoräne übergreift auch diese jüngeren Schotter (siehe Abb. 13).

Diese Aufschlüsse zeigen, daß die kristallinreichen Terrassensedimente von den schlernzeitlichen Wasserläufen oberflächlich umgelagert worden sind. Es erfolgte dann eine ziemlich mächtige Aufschüttung von Kalkschottern. Diese dürften im Vorfeld eines aus dem Halltal herausreichenden Gletschers abgelagert worden sein. Wasserläufe haben in ihre eigenen Schotter neue Erosionsfurchen gegraben und diese dann wieder mit Schottermaterial ausgefüllt. Die Steilwandigkeit dieser Erosionsfurche zeigt, daß zwischen Ablagerung der älteren Kalkschotter und Erosion derselben ein längerer Zeitraum gelegen ist, während dem sich die Schotter setzten und

so weit verfestigen konnten, daß steilwandige Erosionsanschnitte Bestand hatten. Es wäre auch möglich, daß die Ausbildung dieser steilwandigen Formen durch tiefen Bodenfrost ermöglicht worden ist (siehe S. 293). Als letztes wurde dann, den ganzen Schichtkomplex übergreifend, die Schlern-Grundmoräne darüber gebreitet. Ihre transgressive Überlagerung dürfte teilweise auch auf Flußerosion und nur teilweise auf Eiserosion zurückzuführen sein.

Die Höhe des Heuberges (863 m) wird am Runstboden von einem W-O gerichteten mehrere Meter rückfälligen flachen Rücken gebildet,

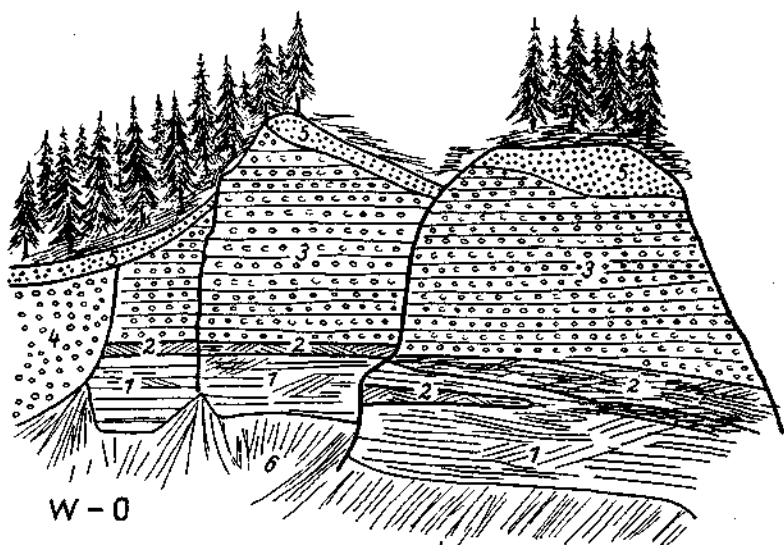


Abb. 13: Schottergrube nördlich Absam

- 1 = kristallinreiche Feinkiese bis Mehlsande mit Kreuzschichtung.
- 2 = Zone verstärkter Kreuzschichtung, zwischengelagert Kalkschotter (zum Teil umgelagert 1)
- 3 = rein kalkalpine Schotter
- 4 = rein kalkalpine Schotter in eine Erosionsfurche hineingebettet
- 5 = kalkalpine Grundmoräne
- 6 = Schuttfuß
- 1 = R—W interglazial
- 2—5 = Ablagerungen der Schlernzeit

an dem bergwärts eine seichte Sumpfmulde anschließt. Der Rücken trägt an einer Stelle eine stärkere Blockstreuung, überwiegend Wettersteinkalk, aber auch einige Kristallinblöcke. An die Sumpfmulde schließt bergseitig ein schuttkegelartig ansteigender Hang bis zu den Felshängen des Haller Zunderkopfes an.

O. Ampferer (22, S. 103) hat den Kalk-Grundmoränen den Hauptanteil am Aufbau der Schulter zugesprochen. Wohl ist diese Moräne sehr dick, ihre große Mächtigkeit ist aber nur scheinbar, da sie über Kalkschotter gleichsinnig den Hang hinabgreift. Die sichtbare Obergrenze der Terrassensedimente liegt bei 730 m. Die schlernzeitlichen Schotter und Moränen

dürften daher am Heuberg eine Mächtigkeit von 130 m haben, es sei denn, daß der Sockel von Kristallinschottern verdeckt höher emporreicht.

Den Verhältnissen westlich der Halltal-Mündung ganz entsprechendes liegt auch ostseitig. Auch hier sind einem aus Terrassensedimenten und Würm-Grundmoräne aufgebauten Sockel die schlernzeitlichen Ablagerungen auf- und angelagert. In der Umgebung des Usteregg liegen mächtige schlernzeitliche Schuttmassen, oberflächlich Grundmoräne, am Bergfuß Schotter und Blockschutt. Östlich des Unteregg, gegen den Fallbach hin, sitzen ihr zwei kurze Wallstücke auf. Es sind Wallreste eines aus dem Fallbachkar herabreichenden Schlerngletschers.

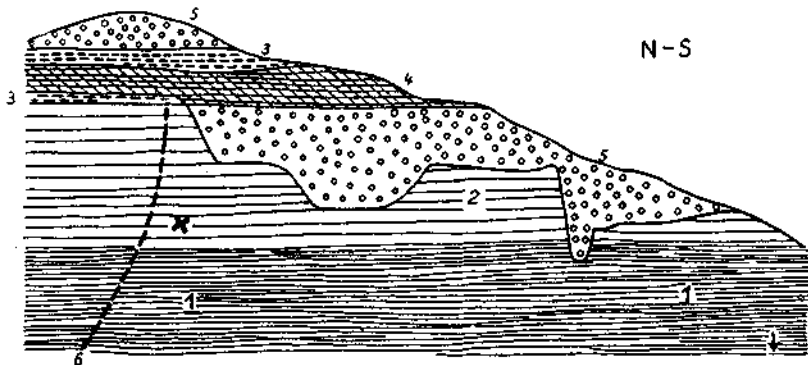


Abb. 14: Schottergrube „Schotterwerk Mils“ (W-Ende der Gnadentaler Terrasse)

- 1 = kristallinreiche Kiese bis Mehlsande
 - 2 = kristallinreiche Schotter
 - x = Fundstelle eines großen Tierknochens (Femur eines Paarhufers)
 - ↓ = Fundstelle von Holzresten
 - 3 = kalkreichere Schotter
 - 4 = betonartige Blockschichte aus Wettersteinkalk mit Linsen von Bergkreide
 - 5 = Grundmoräne mit gekritzten Geschieben. Tiefere Teile sind stärker Kristallin führend
 - 1 und 2 = R—W interglaziale Terrassensedimente
 - 3—5 = Ablagerungen der Schlernzeit
- Die Grundmoräne ist in ein Erosionsrelief hineingebettet

Deutliche Wallrücken liegen auch bei der Walder Kapelle (Kapellenhügel 819 m). Ein größerer Wall zieht nördlich der Kapelle bis zur Straße vor. Südlich der Kapelle ziehen, vom W-Rand der Gnadentaler Terrasse ausgehend, drei Wälle gegen das obere Baumkirchner Tal. Dieses ist eine alte Entwässerungsrinne dieses Gletscherendes. Im Planiz keilt der Schlernschutt allmählich aus und die Würm-Grundmoräne kommt unter ihm hervor (siehe Taf. XXI, Abb. 15).

Einblick in den inneren Bau der schlernzeitlichen Ablagerungen gewähren drei in der westlichen Terrassenböschung des Gnadental angelegte Schottergruben. Eine Schottergrube gleich nördlich der Gnadentaler Straße zeigt schwach geschichtete Kalkschotter mit einzelnen undeutlich gekritzten Geröllen, also wohl umgelagerten Moränenschutt. Daneben liegt eine Blocklage, die aus großen Wettersteinkalkblöcken besteht.

Die Schottergrube östlich des Gasthauses Walder Brücke hat kristallinreiche Terrassenschotter angeschnitten. Sie werden von Kalk-Grundmoräne überdeckt. Unterhalb der Steinbruchsohle liegt Kalkblockschutt. Er zeigt, daß er den Terrassenschottern an einem Erosionsanschnitt angelagert ist.

Den bedeutungsvollsten, zugleich aber verwickeltsten Einblick gewährt die Schottergrube des Schotterwerkes Mils („Stb.“ Umgebungskarte, W unter P. 803, AV-Karte). Die Verhältnisse sind in Abb. 14 dargestellt. Tiefstes Schichtglied sind kristallinreiche Schotter und Kiese, die nach der Tiefe in Quarzsande übergehen. In diesen fanden sich mehrmals, wie der Besitzer der Schottergrube mitteilte, organische Reste, vor allem Holz und Holzkohle, aber auch kleine Knochenreste.

Ein Holzrest, der sich in den Terrassensanden am Süden der Schottergrube fand, wurde von Frau Prof. E. Hofmann untersucht. Da das Gewebe schon stark zerstört war, ließ sich mit Sicherheit nur erkennen, daß es sich um ein Koniferenholz handelt. Da der Markstrahlbau keine Einzelheiten zeigt, kann man auf *Picea* (Fichte) schließen, doch ist dies nicht ganz sicher.

In mittleren Teilen des großen Aufschlusses wurde vom Besitzer, Herrn Pius Pernecker, ein großes Knochenbruchstück geborgen. Es lag in kristallinreichen Schottern, stammt also aus der Serie der Terrassenschotter. Ich habe das im Geologischen Institut der Universität Innsbruck aufbewahrte Stück Herrn Dozenten Dr. H. Zapfe vorgelegt. Er hat das Knochenbruchstück als vom distalen Ende des linken Femurs eines Paarhufers stammend erkannt. Hinsichtlich der Größe und morphologischen Merkmale wäre *Alces cf. alces* L. sehr wahrscheinlich.

Die Terrassenschotter werden von einer Störungsfläche durchsetzt. Diese greift aber nicht in die darüberliegenden jüngeren Ablagerungen ein, sondern endet an der Oberfläche der Terrassenschotter. Sie ist also älter als die überlagernden Schichten.

Die Terrassensedimente zeigen tiefgreifende Erosion. Zum Teil in engen und steilwandigen Einschnitten (siehe Abb. 14) liegt das nächst höhere Schichtglied. Es ist typische Grundmoräne, die neben schön geschrammten Kalkgeschieben auch reichlich Kristallin führt. Man könnte sie ohne weiters für Würm-Moräne halten. Auffallend ist das kräftige Relief, in das sie hineingebettet ist. Mir sind bis jetzt an der Grenze Terrassensedimente—Würm-Grundmoräne nirgends derartige Erosionsformen begegnet. Dagegen sind sie unter den Ablagerungen der Schlernzeit zu beobachten (siehe S. 291). Ich möchte daher auch bei dieser Grundmoräne trotz des größeren Kristallingehaltes eher auf Schlernmoräne schließen. Das sichtbare kräftige Erosionsrelief dürfte eine stärkere Aufnahme von Geschieben aus den liegenden Terrassenschottern stark erleichtert haben. Wie schon erwähnt (siehe S. 291), läßt sich eine derartige Erosion in Lockermassen, wie sie in den oben beschriebenen Schottergruben beiderseits des Halltales zu beobachten ist, schwer erklären, bevor diese Lockermassen, in unserem Fall Schotter, eine gewisse Verdichtung und Erhärtung erfahren haben. Es wäre aber wohl möglich, daß diese engen Erosionseinschnitte mit fast senkrechten Steilwänden ein Hinweis dafür sind, daß der Schotter-

boden zur Zeit der Erosion tief gefroren war. Ein solcher tief gefrorener Boden wäre jedenfalls im Vorfeld der Schlerngletscher leicht möglich.

In mittleren und nördlichen Teilen der Schottergrube Mils liegt über den Terrassenschottern ein Schotter, der sich durch andere Farbe deutlich von den Terrassenschottern abhebt. Er führt neben Kristallin reichlich Kalkgerölle. Darüber und über der Grundmoräne liegt vollkommen waagrecht eine Bank von betonartigem Aussehen und hoher Verfestigung. Der Geröllbestand dieser Bank besteht nur aus Wettersteinkalk, der in Größen von feinstem Kies bis zu Blöcken von über 1 m^3 vorkommt. Alle Stücke sind eckig, höchstens kantengerundet, die Packung der Gerölle ist sehr dicht, das Bindemittel weißer Kalkschlamm. In diese betonartige Lage sind, ebenfalls vollkommen waagrecht, Linsen und Lagen von weißer „Bergkreide“ oder „Bergmilch“ eingelagert. Solche Bergmilch ist im Karwendel an mehreren Stellen bekannt (z. B. bei Scharnitz). Sie ist der Absatz der Gletschertrübe in stehendem Wasser, der Absatz also des feinsten Kalkschlammes, wie er durch das schürfende Gletschereis mechanisch aufgearbeitet wird. Diese betonartige Lage kann nur eine Bildung sein, bei der Gletschereis den Transport des Materials aus dem Halltal vollzogen hat. Die Kalkschlammabsätze lassen die Mitwirkung fließenden Wassers erkennen. Die Einschwemmung erfolgte in Tümpeln. Es liegen somit sicher glaziale bis periglaziale Bildungen des Schlerngletschers aus dem Halltal vor. Sie werden wieder von Sanden und Kiesen mit stark kalkigem Einschlag, ähnlich den tiefer liegenden, überlagert.

Als letztes Glied der gesamten Serie liegt lehmige Grundmoräne darüber, die, gut 300 m entfernt, Moränenwälle trägt. Auch bei ihr handelt es sich um Schlern-Grundmoräne. Sie führt Kristallingerölle, wenn auch weniger häufig als die tiefer liegende Moräne.

Aus der Öffnung des Halltales hat der Weißenbach einen scheinbar mächtigen Schuttkegel vorgebaut (Taf. XXI, Abb. 15), der den Inn ganz an den südlichen Berghang gedrückt hat. Er wurde schon von R. v. Klebelsberg (51) beschrieben. An drei Stellen ragt aus diesem scheinbar so mächtigen Schuttkegel jedoch der ältere Untergrund fensterartig vor und läßt erkennen, daß der Schuttkegel doch nur eine oberflächliche Bildung ist, in die sich der heutige Weißenbach fast 20 m tief eingeschnitten hat. Die größte dieser Untergrundauftragungen ist der Hügel, auf dem Schloß Melans steht (711 m). Er besteht aus Schottern und Sanden der Terrassensedimente. Südlich dieses Hügels liegt der Monika-Bühel (634 m), ebenfalls von Terrassenschottern und -sandem aufgebaut. Wenig östlich ragen dieselben Sedimente in den flachen Kuppen von P. 638 aus dem Schuttkegel vor. Der Hügel von Melans ist oberflächlich schuttkegelartig abgescrägt. Seine Oberfläche ist der Rest eines älteren Halltaler „Schuttkegels“ (vgl. S. 289).

Herrn Dr. O. Schmidegg verdanke ich die freundliche Mitteilung, daß Luftschutzstollen in Hall, die in die Böschung vorgetrieben wurden, mit der der Halltaler Schuttkegel zur Inntalsole abbricht, echte Terrassen-Mehlsande aufgefahren haben. Es ist dies ein weiterer Beweis, daß einerseits der Schuttkegel keine so große Mächtigkeit hat, wie seine flächenhafte Ausdehnung erwarten läßt und daß andererseits die Flußterrasse, der diese Böschung angehört, keine Aufschüttungs-, sondern eine Erosionsterrasse ist (siehe S. 282, 295).

7. Die Gnadenwalder Terrasse

(vgl. Taf. XXI, Abb. 15)

Die Gnadenwalder Terrasse mit ihren über 10 km Länge und 1—2 km Breite stellt den ursprünglichsten, durch jüngere Erosion am wenigsten umgestalteten Rest der Inntalterrassen vor. Eisrandbildungen im Sinne Bobek's fehlen. Die Terrasse wird daher bei H. Bobek (28) auch gar nicht beschrieben. An ihrem Aufbau beteiligen sich fast ausschließlich nur Terrassensedimente und Würm-Grundmoräne. Innerhalb der Terrasse kommt nirgends ein Felskern zum Vorschein. Nur der Vomper Bach hat zwischen Pfannenschmiede und Obervomperbach noch etwas Triasgesteine entblößt.

Bei Terfens, wo auf größere Strecken unter den Terrassensedimenten liegende ältere Grundmoräne, wahrscheinlich Reiß-Moräne aufgeschlossen ist (siehe S. 260), muß allerdings älterer Untergrund das Liegende dieser Moräne bilden, er kommt damit nahe an die Oberfläche. Dieses Liegende kann entweder eine Auftragung von Trias sein oder wahrscheinlicher von älter interglazialen Bildungen, nämlich vom Konglomerat des Vomper Baches. Aber auch diese älterquartären Bildungen müssen ihrerseits einem Felssockel aufsitzen.

Wie schon erwähnt, tritt ältere Grundmoräne auf größere Strecken am Aurain bei Terfens auf (siehe S. 260). Die Aufschlüsse liegen am Fuße des Aurain zwischen Bahnhof Terfens-Weer und dem Larchbach, weiters am vom Rieder Moos herabkommenden Bach. Ein Aufschluß am Fahrweg vom Bahnhof nach Ried zeigt, daß diese Moräne oberflächlich etwas umgelagert bis nahe an die Oberfläche dieser jungen Vorterrasse reicht. Über typischer Grundmoräne mit gekritzten Geschieben hier liegt eine dünne Schotterlage und darüber wieder verschwemmte oder verwitterte Moräne.

Der Aurain ist ein Teil jener im Inntal weit verbreiteten jungen Flußterrassen, die sich von der Inntalmündung bei Erl bis ins Oberinntal fast geschlossen verfolgen lassen. Sie überhöhen die heutige tiefste Talsohle, stellenweise unter Zwischenschaltung kleinerer ähnlicher Erosionsböschungen um meist 10—20 m. Schon J. Blaas (24, S. 46 ff.; 26, S. 27) hat sie beobachtet und als jüngere Alluvion oder Vorstufe beschrieben. Er war der Meinung, daß diese Vorstufe aus umgelagerten Terrassenschottern bestehe, welche Vorstellung sich bis jetzt gehalten hat. Das Auftreten von älterer Grundmoräne in einer solchen jungen Terrassenböschung beweist aber, daß diese Terrasse wenigstens hier einen älteren Kern hat, also keine junge Flußablagerung ist. Sie ist aus älteren Ablagerungen erosiv herausmodelliert. Daß dieser Nachweis hier zu führen ist, ist dank des Auftretens von Grundmoräne ein besonders günstiger Fall. Diese Erscheinung wird bei der weiten Verbreitung dieser Terrassen oft vorhanden sein, nur läßt sie sich bei Schottern nicht entschieden nachweisen. Gleiches beweisen auch die in der Stirnböschung des Halltaler Schuttkegels aufgeschlossenen Mehlsande (siehe S. 294), die Bändertone beiderseits der Haller Innbrücke (siehe S. 282) und das Ampasser Konglomerat nächst den Peerhöfen (siehe S. 256).

Am Aufbau der Gnadenwalder Terrasse haben in tieferen Teilen Bändertone großen Anteil (siehe S. 263). Die Aufschlüsse bei Fritzens, im Baumkirchner Tal und die Quellaustritte bei Brunnholz lassen wenigstens für den

westlichen Teil dieser Terrasse eine geschlossene Tonunterlage erwarten. Dieses Tonvorkommen dürfte demnach eine Längenerstreckung von über 3 km haben. Von der Tongrube des Ziegelwerkes Fritzens reichen die Tone ins Farntal bis etwa 720 m Höhe (760 m, AV-Karte) hinein und werden hier von etwa 20—30 m mächtigen Mehlsanden überlagert. Darüber folgen kristallreiche Flußschotter. Auch im Baumkirchner Tal (Fallbach) besitzen die Tone ähnliche Verbreitung. Sie sind nördlich der Zopfl Aste (AV-Karte), d. i. nordöstlich P. 808 (Umgebungskarte) am Bach aufgeschlossen. Zahlreiche Quellaustritte in Hinterlazaun und Badteile lassen die Obergrenze der wasserstauenden Bändertone und Mehlsande bei 720 m (740 m, AV-Karte) erkennen. Ähnlich hoch (bei 730 m) liegen Mehlsande in der Grube des Schotterwerkes Mils.

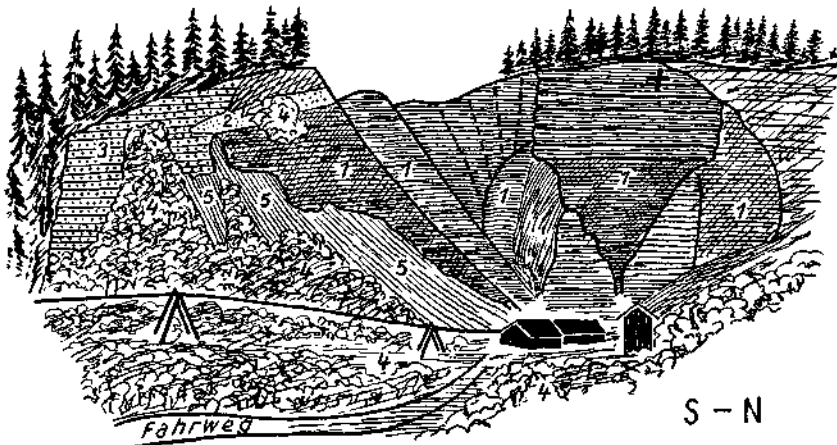


Abb. 16: Ansicht der Tongrube Fritzens

- | | |
|--------------------|--|
| 1 = Bändertone | } R—W interglaziale Terrassensedimente |
| 2 = Mehlsand | |
| 3 = Schotter | |
| 4 = Erlenbuschwerk | |
| 5 = Schuttfuß | |

+ = Fundstelle der Kalkgerölle (Abb. 17)

Die Schotter (3) scheinen den Bändertonen (1) erosiv angelagert zu sein

Den besten Einblick in die Abfolge der Bändertone gibt die Tongrube Fritzens (siehe Abb. 16). Die Sohle liegt bei 633 m in Ton, der Oberrand der Grube reicht an die 700 m Höhenlinie heran. In dieser fast 70 m hohen Anbruchswand wird ein in sich geschlossener Sedimentkörper von vollkommener Einheitlichkeit entblößt. Die einzige Änderung in der Ablagerung ist, daß die obersten Teile stärker sandig werden und ganz allmählich in Mehlsande übergehen. Die Tone liegen fast söhlig, d. h. sie neigen, besonders höher oben, 5° gegen W. Die starke Neigung der Bändertone auf der der Tongrube gegenüberliegenden östlichen Talseite mit N 60° O, 50° N ist aller Wahrscheinlichkeit nach auf Schichtverstellung durch geschlossenes Abgleiten einer großen Hangschole zurückzuführen.

In einem der obersten Abbauhorizonte kommt im Ton eine Lage von Kalkgeröllen vor (siehe Abb. 17). Der Ton ist schon etwas feinsandig unter-

mischt, gegenüber den tieferen, mehr blaugrünlichgrauen Teilen mehr bräunlichgrau, mit ausgezeichneter Feinschichtung und Bänderung vollkommen ebenflächig im Sediment, etwa 5° W fallend. Scharf in der Schichtfläche eingebettet liegt ein Pflaster meist kleiner Kalkgerölle verschiedener Größe. Es sind kantengerundete Stücke von Wettersteinkalk, die keine Spur von Gletscherschliff oder auch nur einzelne Schrammen zeigen, obwohl sich solche, wenn überhaupt ursprünglich vorhanden, in der feinen tonigen Einbettung sicher gut erhalten hätten. Einige Tonbänder tiefer als das Pflaster kleiner Gerölle lag ein größerer Block von Wettersteinkalk mit 20×30 cm Durchmesser. In seiner Umgebung war die Lagerung der Tonblätter gestört und an einer Stelle zu einem kleinen Sattel verbogen (siehe Abb. 17). Wie zahlreiche Fallstücke in den Abbauen (beim Abbau händisch aussortiert) zeigen, kommen solche Gerölleinschlüsse im Bändertone häufiger vor. Auch der Bändertone bei Itter (siehe S. 263) führt Gerölleinschlüsse (siehe Abb. 4).

Wie diese Gerölle in die Bändertone hineingekommen sind, läßt sich vorerst nicht eindeutig erklären. Es können darüber nur Vermutungen

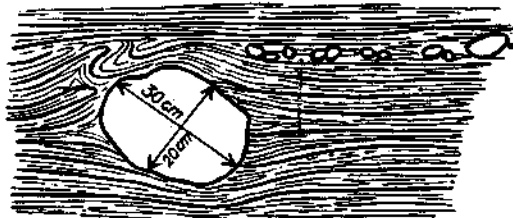


Abb. 17: Kalkgerölle im Bändertone der Tongrube Fritzens

Ein großes Gerölle verursacht Unregelmäßigkeiten der Schichtung. Rechts oberhalb ein Pflaster kleiner Gerölle

aufgestellt werden. Sicher ist, daß die Gerölle sowohl bei Fritzens als auch bei Itter von ortsnahen Gesteinen stammen. Bei Fritzens liegt der nächste Wettersteinkalk etwa $3\text{--}5$ km entfernt im Bettelwurf-Walder Kamm. Bei Itter finden sich die nächsten Grauwackenschiefer und Diabase am Hang der Hohen Salve, rund 3 km entfernt. Sicher ist ferner, daß die Gerölle nur schlecht abgerollt sind, besonders die aus Wettersteinkalk, und daß sie keine Anzeichen von Gletschertransport zeigen. Sicher steht weiters, daß besonders die Fritznere Bändertone äußerst ruhige und einheitliche Absatzbedingungen durch ihre Lagerung zu erkennen geben, Absatzbedingungen, die durch lange Zeiträume (Mächtigkeit des Bändertones mindestens 70 m) vollkommen gleich und ungestört waren. Die Möglichkeit, daß die Gerölle vom im See kalbenden Gletschern stammen, scheidet aus. Ein solcher Gletscher wäre offenbar ein Lokalgletscher gewesen (ortsnaher Gerölle). Daß aber in einem solchen See ein Gletscher einmündet und kalbt, ohne daß sich in den Seesedimenten größere Unregelmäßigkeiten der Ablagerung zeigen, verursacht durch sommerliche Abschmelzung oder zeitweises stärkeres Vordringen und Abschmelzen des Gletschers, scheint vollkommen unwahrscheinlich, besonders wenn man den großen Zeitraum bedenkt, der allein zum Absatz von 70 m feinschichtigen Bändertones notwendig ist. Dabei ist zu bedenken, daß diese 70 m nur die Höhe des Aufschlusses sind,

die Tonmächtigkeit wahrscheinlich größer ist, vielleicht um das Doppelte und mehr. Wie die Bohrung von Rum (siehe S. 266) zeigt, reichen Bänder-tone noch weit unter die heutige Talsohle hinab. Auch der Umstand, daß die über den Bänder-tonen von Fritzens liegenden Flußschotter keine stärker betonte Lokalkomponente zeigen, sondern wie überall kristallinreiche Innschotter sind, spricht gegen die Herleitung der Gerölle von einem Lokal-gletscher. Denn wieviel mehr müßte sich ein solcher Lokal-gletscher in den Schottern seines Vorfeldes zu erkennen geben. Wohl hat O. Ampferer (18, S. 111) große Gesteinsblöcke in Terrassenschottern bei Jenbach von kalbenden Gletschern hergeleitet. Bei den von ihm beschriebenen Vorkommen handelt es sich aber durchwegs um sehr oberflächennahe, den Schottern eingelagerte Blöcke, die ohneweiters auch aus der hangenden Würm-Grundmoräne bezogen werden können. Es läßt sich öfter beobachten, daß hangendste Teile der Schotter unmittelbar im Liegenden der Grundmoräne eine gestörte Lagerung aufweisen (siehe S. 282).

Am ehesten zutreffend scheint mir die Erklärung der Blockeinschlüsse in Bänder-tonen als von aus Bächen eingetrifteten winterlichen Eisschollen mitgebracht. Solche Winterfröste würden auch nicht gegen die Klima-verhältnisse sprechen, wie sie sich für die Terrassensedimente aus ihrem Fossilgehalt ableiten lassen (siehe S. 305).

Als letztes käme noch die Möglichkeit in Betracht, daß die Blockeinschlüsse durch im Wasser treibende Wurzelstöcke verfrachtet worden sind. Dagegen spricht ihre Zahl und die Einförmigkeit des Materials.

Die Bänder-tonen von Fritzens gehen seitlich ganz unvermittelt in Flußschotter über (siehe Abb. 6, Taf. XXI, 15). Leider war zur Zeit meiner Beobachtung der Grenzbereich verrutscht, so daß der Kontakt zwischen Bänder-ton und Schotter nicht unmittelbar zu sehen war. Es spricht aber alles dafür, daß sich in diesen Schottern eine große Erosionsphase abzeichnet. Nach Absatz der Tone wurden diese wieder erosiv angeschnitten und in die Erosions-furchen Flußschotter hineingebettet. Auf Erosionsperioden innerhalb der Terrassenschotter wurde schon mehrfach hingewiesen (W. Heiße, 31, S. 467; H. Katschthaler, 39, S. 44).

Am Fallbach, etwa 150 m südlich unterhalb der Gnadenwalder Straße, stehen bei 820 m Mehlsande gröberer Kornes an. Sie sind feinschichtig, einzelne größere Gerölle sind ihnen eingelagert. Diese Mehlsande werden anscheinend von Schottern unterlagert. Es handelt sich um einen Vertreter eines Mehlsandhorizontes, der im Hangenden der Terrassensedimente auch andernorts auftritt. Im Silltal hat er größere Verbreitung und ist dort fossilführend (W. Heiße, 31, S. 451, 453, 454).

Soweit nicht in jüngeren Erosionsfurchen ältere Bauteile der Gnadenwalder Terrasse bloßgelegt sind, wird dieselbe von einer geschlossenen Decke von Würm-Grundmoräne überzogen. Es handelt sich durchwegs um gut durchgearbeitete Grundmoräne mit Geschieben von Kristallin und Kalk, letztere häufig schön poliert und geschrammt. Die Grundmoränen-decke ist meist viele Meter mächtig und in Waldgebieten reichlich von großen erratischen Blöcken überstreut. Gegen den Berghang hin wird die Grundmoräne von den Ablagerungen der Lokal-gletscher überdeckt.

Auf der ganzen Gnadenwalder Terrasse ist die Überformung des Untergrundes durch den würmeiszeitlichen Inngletscher besonders deutlich. Die Terrassenoberfläche ist in langgestreckte, flache Rücken und Mulden-

züge geformt. Auffallend ist, daß in diesem Würmtalboden bergseitig eine deutliche flache Mulde vorhanden ist, d. h., daß Terrassenschotter und Würm-Moräne gegen das Inntal hin höher aufragen als am Bergfuß (z. B. Mulde von Wiesenhof, Mulde von Hupfau am O-Ende der Terrasse).

Die glaziale Umformung bedingt auch im Gnadental die Richtung der Täler. Besonders deutlich tritt dies im Larchtal hervor. Dieses folgt von seinen Wurzeln bis zum Quertal unterhalb Maria Larch einer großen Eisschliff-Mulde, die sich über Maria Larch hinaus weiter gegen NO über Eggfelden in der Mulde von Hupfau fortsetzt.

Bergseitig liegen über Würm-Grundmoräne die Ablagerungen von Gletschern aus dem Karwendel. Es ist kalkalpiner Moränenschutt, zum Teil mit schön geschrammten Kalkgeschieben. Kristalline Geschiebe treten sehr stark zurück oder fehlen vollkommen. Wallformen sind häufig vorhanden. Größere Sanderschüttungen dieser kalkalpiner Gletscher sind nur an der Mündung von Halltal und Vomper Loch erhalten. Es handelt sich durchwegs wieder um Ablagerungen von schlernzeitlichen Gletschern. Schlern-Moränen liegen:

Am Ausgang des Halltales: Deutliche Wallrücken südlich und nördlich der Walder Kapelle (siehe S. 292), flache Rücken westlich des Wiesenhofes (Loamstadele, Koandlanger). Hier liegen in den seichten Senken zwischen den Wällen sumpfige Wiesenmulden (Rotmoos, Koandlanger).

Bei St. Martin: Oberhalb der Kirche liegt eine große Moränenmasse mit vorgelagertem Sanderkegel unterhalb Speckbacher und Hoter. Zwischen Laimhaus und Natz liegen im Wald zugehörige flache, von W nach O ziehende Rücken in Verbindung mit rein kalkiger Grundmoräne.

Nordwestlich St. Michael liegt am Berghang ein großer Moränenhügel.

Westlich Gunggl liegen Wallformen beim Högerbild und im Prantachmoos. Hier liegen bis 5 m hohe kuppige Moränenhügel. Das Vorkommen wird von Schmelzwasserrinnen umgeben.

Am Täublingboden liegt eine große, nicht näher gekennzeichnete Masse von kalkiger Moräne. Sie steht über den Streitwald mit einer ausgehenden Endmoränenlandschaft bei Rainer-Ummelberg in Verbindung.

Die Wälle bei Rainer und Ummelberg formen sich zu zwei Wallkränzen. Der äußere setzt mit zwei flachen Wällen bei Rainer (871 m) ein und reicht über Hosen bis zum Köchler vor. Eine Schmelzwasserrinne, die östlich Rainer beginnt und ihm gleichläuft, trennt ihn vom inneren Wallbogen. Dieser beginnt östlich des Jagdhauses und endet am Kögerl.

Bei all diesen Moränen handelt es sich um die Ablagerungen von Gletschern vom nördlichen Berghang, bzw. aus den nördlichen Seitentälern. Die Wälle bei der Walder Kapelle stammen vom großen Halltaler Gletscher, jene westlich Wiesenhof von einem Gletscher aus dem Fallbachkar und bei St. Martin liegen die Ablagerungen eines Gletschers vom Walder Kamm herab. Klar ist auch die Ableitung der Wälle bei Rainer und Ummelberg am O-Ende der Gnadentaler Terrasse. Sie finden auf der Terrasse von Vomper Berg ihr Gegenstück. Es handelt sich um Endmoränen eines Gletschers aus dem Vomper Loch. Auch dieser hat entgegen den Angaben O. Ampferer's (22, S. 105) so wie alle anderen Schlerngletscher des mittleren

Inntales auch bis auf die Inntalterrasse herabgereicht. Nicht so klar in der Bezugnahme sind die Moränenvorkommen bei St. Michael, Gunggl, am Täublingboden und im Streitwald. Sie liegen am Fuße des niederen Rückens, der von der Walder Alm (1501 *m*) über die waldige Kuppe des Walder Joches (1620 *m*) als langgestreckter Rücken allmählich zur Mündung des Vomper Loches absteigt. Dieser Bergrücken mit 1620 *m* Höhe ist für eine Eigenvergletscherung viel zu niedrig. Die Wälle am Prantachmoos hat schon O. Ampferer auf seiner Karwendelkarte (23) eingezeichnet. In den Erläuterungen zu dieser Karte habe ich (W. Heißel, 37, S. 41) hier die Möglichkeit eines noch älteren Gletscherstandes als Schlern mit noch tiefer reichender Schneegrenze vermutet. Eine zutreffende Erklärung hat aber erst die Gesamtaufnahme all dieser jungen Gletscherspuren des Gnadenwaldes gebracht. Schon die Wälle bei Ummelberg zeigen, daß der schlernzeitliche Vomper Loch-Gletscher mit seiner Zunge dieses ganze enge schluchtartige Tal so hoch ausgefüllt hat, daß er an seinem Ende nicht nur die Mündungsschlucht füllte, sondern auch noch über den Rücken des Niederjoches darüberlappte und die Wälle bei Rainer und Ummelberg zurückließ. Ganz entsprechendes gilt für die Moränen zwischen St. Michael und Streitwald. Auch sie verdanken ihr Dasein einem vielleicht nur zeitweiligen Überlappen des Vomper Loch-Gletschers der Schlernzeit über die Walder Alm und den Rücken des Walder Joches, wobei diese Eislappen an der S-Seite des Walder Joches bis auf die Gnadenwalder Terrasse herabreichen. Daraus ergibt sich, daß dieser Gletscher bereits 5 *km* oberhalb seines Zungenendes eine Mächtigkeit von mehr als 500—600 *m* gehabt haben muß. Nur als von solchen über den Talrand (Vomper Joch) überquellenden Gletscherlappen abgelagert finden diese Moränenmassen mit Wallformen zwischen St. Michael und Streitwald eine brauchbare Erklärung.

Die vom Inntal auf die Gnadenwalder Terrasse hinaufgreifenden Täler spalten im Vorfeld der schlernzeitlichen Moränenablagerungen in einzelne Quelläste und Schmelzwasserrinnen auf (Taf. XXI, Abb. 15). Das Baumkirchner (Fallbach-)Tal entwässerte Haltal- und Fallbachkargletscher, das Farmtal, Fallbachkar- und Walder Kammgletscher, das Larchtal, die verschiedenen Gletscherlappen und das rechte Zungenende des Vomper Loch-Gletschers. Vorgezeichnet ist aber die Richtung der Abflüßrinnen durch die würmglaziale Überformung der Terrassenoberfläche.

Aus der Anordnung dieser Schmelzwasserrinnen und -täler ergibt sich auch, daß die Gnadenwalder Terrasse vorschlern noch nicht erodiert war, sondern geschlossen jene Oberflächenformen zeigte, die sie abseits der Schmelzwasserrinnen heute noch zeigt: eine sanft wellig überformte Terrasse.

Bei St. Martin beschreibt J. Blaas (26, S. 31—32) ausgezeichneten, plastischen Lehm als Rest eines alten Tümpels. Der Lehm wurde damals abgebaut. „Er ist gelblich, blaugrau, selbst schwarz und führt Holzkohle. Unter der etwa 2—3 *m* mächtigen Schicht liegt massenhaft faulendes Holz auf lockerem weißen Kalkgrund. Im Lehm fand man einige prähistorische Gegenstände, unter anderem ein zierliches Feuersteinmesserchen.“

Dieses Lehmvorkommen ist heute noch sichtbar. Es liegt südöstlich des Wiesenhofes am Fuße der südlich aufsteigenden Würm-Grundmoränenkuppe. Da die Mulde des Wiesenhofes, in der das Tonvorkommen liegt, erst durch die Schlernschuttmassen beim Loamstadele abgesperrt wurde,

so ergibt sich für das Alter des Tones Schlern- oder unmittelbare Nachschlernzeit. Blaas' Artefaktenfunde beweisen die bereits damals vorhandene Besiedlung durch den Menschen.

8. Die Terrasse von Vomper Berg und die Mündung des Vomper Loches (vgl. Taf. XXI, Abb. 15)

Die Terrasse von Vomper Berg bildet die östliche Fortsetzung des Gnadenwaldes. Im Gegensatz zu diesen scheint in der Vomper Berg-Terrasse ein wohl sehr ansehnlicher älterer Kern zu stecken. Schon lange sind die stark verfestigten Kalkschotter eines alten Vomper Bach-Schuttkegels bei der Pfannenschmiede bekannt (O. Ampferer, 3, S. 740). O. Ampferer konnte Ausbisse dieses alten Schuttkegels auch „In der Höl“ nordwestlich oberhalb des Dorfes Vomp feststellen (23). Von hier aus ziehen sie bei Schloß Siegmundslust in die Inntalflanke heraus und schließen sich an die Aufschlüsse am Vomper Bach an.

Die Terrassensedimente sind im wesentlichen nur an den Außenböschungen des Vomper Berges aufgeschlossen. Von der Würm-Grundmoräne ist wenig zu sehen, da ein großer Teil der Terrassenoberfläche von jüngeren Ablagerungen bedeckt ist. Diese treten auch hier nach Zusammensetzung und Form scharf gegenüber den älteren (Würm-Moräne und Terrassensedimente) hervor. Der Terrassenrand gegen das Inntal zeigt noch die sanft welligen Formen des moränenüberzogenen Würmbodens. Sonst liegt überall auf der Terrassenfläche kalkalpiner Schutt, aus dem moränenwallartige Rücken vorragen. Solche Moränenwallreste liegen westlich Schick am Terrassenrand gegen den Vomper Bach, bei Hois und nördlich davon im Wald. Bei Kammeter (814 m) zieht ein Wallrücken nach S bis an den Fahrweg nach Vomp vor. Eine Schottergrube zeigt Kalkschotter, darunter kalkreichen Mehlsand. Östlich Veit, nächst dem Kirchlein 828, liegen mehrere wallartige Rücken, die durch steil geböschte Tälchen (Schmelzwasserrinnen) getrennt werden. In einem derselben liegen mehrere große Kristallin-Erratica. Am Fahrweg nach Jaud wird wieder Kalkschotter und Mehlsand erschlossen. Bei Eggl und Kampfö kommt eine Rippe von Triasdolomit vom Vorschein. Östlich schließen wieder Kalkschotter an, in die zwei größere Abflußrinnen eingesenkt sind (bei Gralshöhe und nördlich davon). Eine Schottergrube westlich der Gralshöhe zeigt Kalk- und Kristallinschotter vermischt, eingeschlossen große Kalkblöcke.

Fast die ganze Fläche des Vomper Berges ist demnach von kalkalpinen Schottern überschüttet, die nur örtlich kristallin untermischt sind. Diese Schotter stammen von einer Sanderschüttung des schlernzeitlichen Vomper Loch-Gletschers. Zahlreiche Schmelzwasserrinnen gehen davon aus. Die schlernzeitlichen Ablagerungen des Vomper Berges sind die östliche Fortsetzung gleichartiger Bildungen am Ummelberg (siehe S. 299).

Der Vomper Bach hat, ähnlich dem Weißenbach aus dem Halltal, einen kräftigen Schuttkegel vorgebaut, in welchem er sich nachträglich wieder tief eingeschnitten hat. Sein höchster Punkt im Terfener Forchat liegt rund 60 m über der heutigen Bachsohle. Aufschlüsse an der Straße von Terfens nach Vomp zeigen Kalkschotter, in denen sich nicht selten gekritzte und geschrammte Geschiebe erkennen lassen. Das Wiedereinschneiden des Baches in seinen eigenen Schuttkegel erfolgte stufenweise, wie die schön

erhaltene Terrassierung erkennen läßt. Im Terefer Forchat liegen sechs solche Erosionsterrassen übereinander. Sie brechen jeweils mit steiler, viele Meter hoher Böschung zur nächst tieferen ab. Auch diese Böschungen unterscheiden sich nach ihrer Form nicht im geringsten von Terrassenböschungen auf der Höhe der Inntalterrassen. Der Schuttkegel läßt zwei Abschnitte seiner Bildung erkennen. Im ersten wurde ein hoher steiler und wahrscheinlich kürzerer Kegel aufgebaut. Im zweiten Abschnitt wurde dieser Kegel wieder zerschnitten. Dieses Einschneiden des Baches erfolgte in drei Stufen. Dabei wurde ein um die Erosionstiefe niedrigeren, flacherer und längerer neuer Kegel vorgebaut, der ebenfalls wieder dreistufig erodiert wurde. Randlich verschmelzen die Kegel zu einem breiten Schild, nur gegen den Bachlauf hin sind die Erosionsböschungen Zeugen dieses Vorganges. Es zeigt sich dabei auch, daß die Erosionsbreite des jeweiligen Bachbettes bei den ältesten Terrassen am breitesten und bei den jüngsten am engsten ist. Dies läßt auf eine entsprechende Abnahme der erodierten Wassermenge schließen.

III. Die Entstehung der Terrassensedimente

1. Die Möglichkeiten

Bei den Terrassensedimenten gibt es mehrere Entstehungsmöglichkeiten:

1. Interglaziale Talverschüttung,
2. Fluvioglaziale (periglaziale) Aufschüttung,
3. teils inter-, teils periglaziale Bildung,
 - a) obere Teile periglazial, untere interglazial,
 - b) untere Teile periglazial, obere interglazial.

1. Die interglaziale Talverschüttung ist die seit den Arbeiten

O. Ampferer's (4) bis zu jener Bobek's (28) gültige Erklärung.

2. Eine rein fluvioglaziale Bildung ist bei der großen Ausdehnung und Mächtigkeit nicht möglich. Reichen doch diese Ablagerungen von Landeck bis an den Alpenrand unterhalb von Kufstein, d. s. rund 150 km, ohne daß in den einzelnen Talabschnitten nennenswerte Unterschiede in der Materialzusammensetzung der Schotter, Sande und Tone zu beobachten wären. Zu dieser großen Horizontalausdehnung kommt die große Mächtigkeit. Die Terrassensedimente bauen nicht nur die Inntalterrassen auf, die die heutige Talsohle rund 300 m überhöhen, sie reichen auch, wie die Bohrung von Rum und die seismischen Untersuchungen bei Kirchbichl gezeigt haben, 200 m (Rum), bzw. 150—180 m (Kirchbichl) unter die heutige Talsohle hinab. Dabei ist zwischen den Ablagerungen ober und unter der Talsohle höchstens in einem leichten Vorherrschen von Ablagerungen feineren Kornes unter der Talsohle ein Unterschied. Die Terrassensedimente besitzen mithin eine Mindestmächtigkeit von 500 m und im Inntal eine Ausdehnung von über 150 km, wobei sie am Alpenrand, wie schon H. Wehrli (68, S. 424, 428) festgestellt hat, blind oberhalb der heutigen Talsohle austreichen. Der Komplex der Terrassensedimente zeigt sowohl in seiner ganzen waagrechten, wie auch in seiner ganzen senkrechten Ausdehnung einheitlichen Bau und einheitliche Zusammensetzung.

3. Eine teilweise fluviatil-interglaziale, teilweise fluvioglazial-periglaziale Entstehung setzt im Falle a) einen im Inntal vorrückenden Würm- (bei

einem abschmelzenden Gletscher müßte sich zwischen Interglazial und Glaziofluvial die eiszeitliche Grundmoräne dazwischenschalten), im Falle b) einen im Inntal abschmelzenden älteren Gletscher (Riß) voraus. In beiden Fällen sind größere räumliche Unterschiede in der stratigraphischen Zusammensetzung sowohl nach der Senkrechten wie nach der Waagrechten der betreffenden Ablagerung zu erwarten.

Der Fall b) scheidet aus, da in tieferen Teilen der Terrassensedimente keine Anzeichen einer glazial beeinflussten Ablagerung vorhanden sind. Für diese Teile wurde auch noch nie die interglaziale Entstehung angezweifelt. Der Fall 3 a) entspricht im wesentlichen dem, was H. Bobek (28) beschrieben hat. Allerdings können echte Eisrandablagerungen dann nur über der Würm-Moräne liegen, wenn man nicht eine vorhergehende erosive Entfernung derselben annimmt. Eine solche ist aber bei den geringen Zeitunterschieden zwischen Eisfreiwerden und Bildung von Periglazialerscheinungen — diese fand ja neben dem abschmelzenden Gletscher statt — kaum anzunehmen.

2. Der Bändertone-See

Wie bereits hervorgehoben, ist für tiefere Teile der Inntalterrassen das Auftreten der Bändertone bezeichnend. Während früher, vor allem durch A. Penck (64) fast der gesamte Komplex der Terrassensedimente als lakustre Bildung aufgefaßt wurde, hat man in neuerer Zeit mehr dazu geneigt, die einzelnen Tonvorkommen als Absätze zahlreicher kleiner Seen zu erklären, die sich in toten Winkeln einer fluviatilen Aufschüttung gebildet hätten.

Hat schon A. Penck als Ursache der Ablagerung eine weiträumig gespannte Talverbiegung angenommen, so wurden fast allgemein auch für die zahlreichen kleinen Seen engwellige Verbiegungen des Untergrundes angenommen. A. Penck konnte seine Annahme noch auf die Bohrungen von Rum und Wörgl stützen. Die letzteren haben inzwischen ihre Beweiskraft verloren. Für die engwelligen Verbiegungen aber ermangelte es von jeher jeder Beobachtungsgrundlage, ganz abgesehen davon, daß solche enge Verbiegungen jeder geologischen Vorstellung widersprechen.

Folgende Tatsachen sind festzuhalten:

1. Das durch die Bohrung von Rum erwiesene Auftreten von Bändertone unter der heutigen Talsohle.
2. Die Höhenkonstanz der Bändertone über der heutigen Talsohle.
3. Die Gleichförmigkeit des Sedimentes unabhängig vom Fundort.

Bändertone und Mehlsande sind aber zumindestens im mittleren Inntal so zahlreich, daß es schwer fällt, ihnen jeweils Einzelseen zuzuordnen. Auf die randliche Lage dieser Vorkommen habe ich schon hingewiesen (siehe S. 265). Betrachtet man den Raum unterhalb Innsbruck, so ergibt sich eine beinahe geschlossene Kette: Bändertone am Hohen Weg, Bändertone nördlich der Mühlauer Brücke, Mehlsand vom Judenbichl bis Schillerhof, Bändertone am Fuße von Spitz- und Scheibenbichl, Bändertone von Arzl, Mehlsand von Schönblick bis oberhalb Rum. Es schließt eine breite, erosiv bedingte und oberflächlich durch jüngere Ablagerungen verdeckte Lücke an, aber schon mit dem ersten Auftreten von Terrassensedimenten im Hügel von Melans und im Monikabichl sind Mehlsande wieder da. Bändertone

liegt von nördlich Mils bis Fritzens. Die südliche Talseite ist über größere Strecken bis zum Felsuntergrund entblößt. Wo aber die Terrassensedimente mächtiger werden, stellen sich auch schon die Tone und Sande wieder ein: Bänderton ober- und unterhalb der Haller Innbrücke zwischen Häusern und Moser, d. i. über fast 5 km Länge, Mehlsand unterhalb Weerberg. Oberhalb Innsbruck setzt sich diese dichte Besetzung fort: Mehlsand westlich des Großen Gottes, Bänderton in der ehemaligen Ziegelei Tollinger. Von Kranebitten an talauf fehlen nahe der Talsohle Terrassensedimente. An der Südseite des Tales aber liegen die Bändertone bei der Figge, am Blasiusbergl bei Völs, bei Afling, Inzing und Hatting. Dazu kommen die Bändertone der Bohrung von Rum, also Tone inmitten des Inntales unter der Talsohle und Tonvorkommen in der Talebene, bei denen die Zugehörigkeit zu den Terrassensedimenten nicht sichergestellt, wohl aber möglich ist. Bei Heiligkreuz bei Hall wurden in der Talsohle lange Zeit Tone abgebaut. J. Blaas hat sie beschrieben (24, S. 44, 57): Hellgrauer, fast kalkfreier Lehm war bis 8 m Tiefe aufgeschlossen. Er war in 0·5—0·7 m mächtigen Bänken geschichtet. Dazwischen lagen kohlige Lagen von Fingerdicke bis Handbreite, während die Lehmbänke von zahlreichen Wurzeln durchsetzt waren. An Pflanzenresten waren erkennbar: Gräser, verdrückte Stengel mit kurzen Internodien, stark verkohlte Stammstücke von Laubhölzern. Eingestreut waren Flügeldecken von Laufkäfern und Schneckenschalen (nach Gremblich: *Helix nititula* Drap., *Helix strigella* Drap., *Helix rotundata* Müller, *Helix sericea*, var. *globella* Drap., *Limnea* Moq. Taud., *Planorbis contorta* Müller, var. *dispar*, *Planorbis nautilus*, *Succinea oblonga* Drap., *Succinea putris* L., *Achatina lubrica* Brag.). Unter dem Ton waren 1—1·5 m gelber Flußsand, darunter Lehm und grober Kalkschotter aufgeschlossen.

Dieses Tonvorkommen bei Heiligkreuz wurde allgemein als Ablagerung ganz jungen Alters aufgefaßt als Absätze in einem seichten See im Stau des großen Schuttkegels aus dem Halltal (R. v. Klebelsberg, 51, S. 12—16, 54, S. 594; O. Ampferer, 10, S. 70). Zwingende Beweise für die Jugendlichkeit dieses Tones scheinen mir aber nicht gegeben. Dagegen spricht die große Mächtigkeit (nach J. Blaas 8 m) und die Unterlagerung durch gelben Mehlsand, also Mehlsand, wie er den Terrassenmehlsanden, nicht aber den heutigen Innsanden entspricht. Die reichen Pflanzenreste an Laub- und Nadelhölzern können auch für größeres Alter nicht als Gegenbeweis herangezogen werden, finden sich solche doch auch ebenso zahlreich in den Tonen und Sanden von Ampaß (siehe S. 280).

Gleiches gilt im übrigen auch von anderen in der heutigen Inntalsole liegenden Tonen, z. B. bei Inzing (H. Paschinger, 62, S. 60). Auch für sie fehlt der Beweis des jugendlichen Alters. J. Blaas (24, S. 53) erwähnt Bänderton 2 m unter dem Boden des alten Friedhofes von Mariahilf in Innsbruck (Hötting). Wir wissen aber durch die Bohrung von Rum, daß die heutige Inntalsole nur eine geringe Überdeckung mit jungen Schottern hat und daß darunter Ablagerungen folgen, die man den Terrassensedimenten oberhalb der Talsohle zuordnen muß und daß gerade unter diesen Tone eine große Rolle spielen.

Die Möglichkeit, daß bei Heiligkreuz, Inzing und auch andernorts in der Inntalsole Bändertone der Terrassensedimente entblößt sind, scheint mir außer Zweifel. Denn die heutige Inntalsole ist im wesentlichen

keine Aufschüttung, sondern ein erosiv gebildeter Talboden (Taf. XXI, Abb. 18).

Für die Frage nach der Größe des Bänderton-Sees bleibt es aber belanglos, ob die Tone der Talsohle auch noch den Bändertonen zuzuzählen sind oder nicht. Bänderton und Mehlsand sind im Inntal ober- und unterhalb Innsbrucks so zahlreich, gleichartig und in gleicher Höhenlage erschlossen, daß ihre Ableitung von einem einzigen See sicherlich die zwangloseste Erklärung ist. Auch R. v. Klebelsberg (44, S. 138) nahm einen aus der Gegend von Telfs bis über Schwaz hinab das Inntal füllenden Bänderton-See an.

3. Fossilführung und interglaziales Alter

Wenn das interglaziale Alter der Terrassensedimente in Frage gestellt wurde, so wurde stets auch auf den Seltenheitswert hingewiesen, den organische Reste in denselben haben. Aber sind sie wirklich so selten? Auch die Höttinger Breccie lieferte nur an einigen wenigen Stellen Pflanzenabdrücke und doch wurde von niemandem der interglaziale Charakter dieser Breccie am S-Hang der Innsbrucker Nordkette angezweifelt, wenn auch H. Paschinger (61, S. 45) eine in wärmerer und eine in kühlerer Zeit gebildete Höttinger Breccie unterscheiden zu können glaubt.

Berücksichtigt man, daß die Terrassensedimente See- und Flußablagerungen sind und daß in ihnen daher Fossilgehalt fast stets in sekundärer Lagerung auftritt, daß weiters dadurch die Erhaltungsbedingungen herabgemindert sind, so ist die Zahl bis jetzt festgestellter organischer Reste durchaus nicht so gering.

Im Bänderton von Inzing (siehe S. 268) wurde der Elef (*Alces* cf. *alces* L.) festgestellt. H. Paschinger (62, S. 58) hat zwar die Lagerungsbedingungen als nicht interglazial aufgefaßt. Ich kann mich aber seiner Auffassung nicht anschließen, sondern behaupte mit aller Entschiedenheit, daß der Knochen sicher dem Verbands der Terrassensedimente (Bänderton) angehört. Er ist nur nachträglich bei einer rezenten Hangleitung verlagert worden (siehe S. 270).

Der Bänderton am Arzler Kalvarienberg bei Innsbruck hat schon zweimal einen Fossilrest freigegeben. Zuerst war es ein in der Schichtfläche liegender Salmonide (R. v. Klebelsberg, 44, S. 137) und dann ein Geweihrest von *Cervus elaphus* L., basaler Teil einer Geweihstange, bestimmt von H. Zapfe (siehe S. 288; R. v. Klebelsberg, 47, S. 378).

Im Bänderton des Ölberges (oberhalb Hötting) hat J. Blaas (24, S. 33) reiche Pflanzenführung festgestellt (Lignit und Zapfen von *Pinus pumilio*, siehe S. 286). An der Genauigkeit der Blaas'schen Beobachtung ist nicht zu zweifeln, ebensowenig daran, daß auch diese Fossilfunde aus sicheren Terrassensedimenten stammen.

Ähnliche Pflanzenführung (Reste von Laub- und Nadelhölzern) hat J. Blaas (26, S. 37; 78, S. 84—87) in Tonen und Sanden bei Ampaß festgestellt. Ich konnte durch eine neue Fundstelle (siehe S. 281) beweisen, daß es sich hier um echte Terrassensedimente handelt.

Holzkohle und Schneckengehäuse führt Mehlsand im Hangenden von Schottern nördlich Schönberg am Burgstall (W. Heißel, 31, S. 454). Auch diese Fossile liegen, wie ich mich auch neuerlich überzeugen konnte, sicher in den Terrassensedimenten.

Ähnliches habe ich auch in Mehlsanden am Matreier Schloßberg (Silltal) beobachtet (W. Heiße, 31, S. 451), wenn ich auch damals mich der Zugehörigkeit zu den Terrassensedimenten nicht ganz sicher gefühlt habe. Heute bezweifle ich diese Zugehörigkeit nicht mehr.

In der Schottergrube des Schotterwerkes Mils (siehe S. 293) fand sich ein großes Knochenbruchstück. H. Zapfe hat es als distales Ende des linken Femurs eines Paarhufers bezeichnet. Nach der Größe und so weit an den schlecht erhaltenen Resten morphologische Merkmale erkennbar, ist Elch (*Alces* cf. *alces* L.) wahrscheinlich. Dieser Knochenrest lag in sicheren Terrassenschottern.

Aus derselben Schottergrube, jedoch aus Terrassen-Mehlsanden stammt ein Holzrest, den E. Hofmann als Koniferenholz, vermutlich *Picea*, bestimmte (siehe S. 293).

Außerdem fand ich in denselben Mehlsanden einen kleinen Röhrenknochen, wohl von einem größeren Vogel stammend, der aber so verwittert war, daß er beim Bergen ganz zerfiel.

Aus der Gegend von Hopfgarten sind schon seit langem (J. Blaas, 27, S. 91) Holzreste aus einem in Terrassenschottern liegenden 1·75 m mächtigen Torflager bekannt (vgl. dazu das Torflager bei der Mühlauer Innbrücke, siehe unten). Durch Pollen sind *Picea* und *Pinus* nachgewiesen (F. Firbas, 30, S. 261—277). Der Torflager hat nach Blaas im unmittelbar Liegenden und Hangenden blaugrauen Ton, wohl Bänderton, darüber und darunter Terrassenschotter.

Schließlich wurde bei Kufstein ein großer Stoßzahn vom Mammut gefunden (W. Heiße, 32, S. 196—197). Auch seine stratigraphische Stellung steht sicher.

Mittelbar wird das Vorhandensein von organischer Substanz durch eine Beobachtung von J. Blaas (24, S. 15—16) aus den Bändertonen des Arzler Kalvarienberges bewiesen. Blaas beschreibt rundliche Vertiefungen auf den Schichtflächen des Tones, die sich in den überlagernden Schichten wiederholen und durch feine Risse von Schicht zu Schicht in Verbindung stehen. Blaas erklärt sie als sicher durch ruckweise emporsteigende Gasblasen erzeugt. Diese Gasblasen setzen aber verwesende organische Reste zu ihrer Bildung voraus.

Neben diesen sicheren Belegen organischen Lebens in den Terrassensedimenten gibt es aber noch eine große Zahl von Beobachtungen, bei denen die Lagerungsverhältnisse nicht so klar liegen. Da sind vor allem Blaas' Funde in der Norer'schen Schottergrube in Mühlau. Sicher ist, daß der Judenbühl, an dessen Hang die genannte Schottergrube gelegen ist, aus Terrassensedimenten besteht (siehe S. 286). Es ist ebensowenig bewiesen, daß diese Funde ganz oder teilweise aus Terrassensedimenten stammen, wie es umgekehrt ebensowenig bewiesen ist, daß sie nicht in ihnen gemacht worden sind, sondern aus jüngeren Ablagerungen stammen.

Ganz in der Nähe ist schon lange beim Nöckelbrunnen ein Torflager bekannt (A. Pichler: Beiträge zur Geognosie von Tirol. Zeitschr. d. Ferdinandeums, Innsbruck 1883, III. Folge, S. 47. J. Gremblich: N. Jb. f. Min., 1873, S. 612. J. Blaas, 26, S. 37). Dieses Torflager wurde gelegentlich des Umbaus der Auffahrt nach Mühlau beim Neubau der Mühlauer Innbrücke in den Jahren nach 1930 wieder freigelegt, aber leider nicht mehr

untersucht. Seine Beziehung zu sandigen Tonen im Liegenden ist ungeklärt.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. R. v. Klebelsberg zeichnete sich das Torflager durch starke Gasführung aus. Auch der Mineralgehalt der Quelle für das wenig oberhalb liegende Mühlauer Badl dürfte mit ihm zusammenhängen.

Deutet schon die Lage am Fuße eines ziemlich steil ansteigenden Hanges darauf hin, so läßt auch ein Zusammenhang mit der Badquelle darauf schließen, daß das Torflager tiefer in das Gehänge hineingreift. Ist dies aber der Fall, darf man auf größeres Alter desselben schließen.

Für einen im Höttinger Schuttkegel gefundenen Mammut-Stoßzahn hat schon R. v. Klebelsberg (41, S. 261) darauf hingewiesen, daß er mit dem Schutte umgelagert, ursprünglich aber wohl in Terrassensedimenten gelegen ist.

H. Paschinger (62) erwähnt Holzreste aus den Tonen von Inzing. Auch hier besteht die Möglichkeit, daß sie aus Terrassensedimenten stammen. Jedenfalls spricht die starke Verkohlung mehr dafür als dagegen.

Für Riß-Würm-interglazial wurden auch der Höhlenlehm der Tischofer Höhle im Kaisertal und seine reiche Fossilführung gehalten. Ich habe schon einmal darauf hingewiesen (W. Heißel, 36), daß in der Riß-Würm-Zwischeneiszeit das Inntal bei Kufstein bis mindestens 680 m, wahrscheinlich weit höher, zugeschottet war. Daher war auch die 594 m hoch gelegene Tischofer Höhle unter den Schottern begraben. Der über einer dünnen Lehmschichte (bis 20 cm) mit Bachgeröllen liegende, 1,5—3 m mächtige Höhlenlehm enthielt zahllose Knochen der verschiedensten Tiere, unter denen die Reste des Höhlenbären weitaus vorherrschen (rund 200 erwachsene und 180 jugendliche Tiere). Dazu kommen Wolf, Fuchs, Höhlenhyäne, Höhlenlöwe, Rentier, Gemse, Steinbock und Alpenmurmeltier. Dieser knochenführende Höhlenlehm wurde von einer Schichte grauen Lettens überdeckt, darüber fanden sich reichlich Spuren des neolithischen und bronzezeitlichen Menschen. Nachdem Riß-Würm-Zwischeneiszeit für den Höhlenlehm ausscheidet, da zur damaligen Zeit die Höhle gar nicht frei gelegen ist, lassen sich die Höhlenablagerungen ganz zwanglos in die Postwürmezeit einordnen. Der graue Letten ist abgesetzte Gletschertrübe von Schlerngletschern im Kaisertal. Der Höhlenlehm dürfte überwiegend aus der Zeit zwischen Würmeiszeit und Schlernzeit stammen. Die nachschlernzeitlichen anthropogenen Reste schließen bereits an die Gegenwart an.

Auch das Ausmaß der Tiefenerosion des Kaiserbaches — der schlernzeitliche Bach konnte noch in der Höhle Gletschertrübe ablagern — ordnet sich vollständig der Größe der schlernzeitlichen und nachschlernzeitlichen (Gschnitz—Daun) Tiefenerosion ein, wie sie uns auch in den großen Trockentälern entgegentritt.

Es ist noch darauf hinzuweisen, daß auch durch Pollenuntersuchungen (F. Firbas, 30) Hinweise über die Flora der Terrassensediment-Zeit gemacht wurden. Allerdings scheinen mir die aus solchen Untersuchungen gezogenen Rückschlüsse über Klima und Vegetation oft zu weitreichend. Denn einerseits ist die Vegetation außer vom Klima auch vom Standort und Boden weitestgehend abhängig, andererseits sind die in der Luft so leicht verfrachtbaren Pollen nicht standortbeständig. Als Beispiel sei auf die heutigen Unterschiede der Vegetation im Inntal bei Innsbruck verwiesen:

Fichten-Buchenmischwald am Hange der Nordkette und Föhrenwald am Silltalgehänge östlich des Plumesköf. Eine rezente Ablagerung etwa am Sonnenburger Hof würde ein Vorherrschen von Pinuspollen ergeben, mit der Schlußfolgerung eines mehr kühlen Klimas. Eine rezente Ablagerung bei Rinn würde vielleicht sogar zeitweise Spitzen von *Pinus cembra* zeigen, deren Pollen bei Föhn aus den Zirbenwäldern des Glungezer eingeweht worden sind, mit der Schlußfolgerung auf vielleicht alpines oder boreales Klima und gleichzeitig würde eine rezente Ablagerung auf der Hungerburg Buchenmischwald und die Folgerung auf mildes Klima ablesen lassen. Alle drei hier angenommenen Pollenspektren wären aber gleichzeitig entstanden unter ein und demselben Klima an Standorten, die nur wenige Kilometer voneinander entfernt sind. Diese Überlegung zeigt, daß Pollenführung in einem Sediment nur fossilmäßigen Wert hat, für Klimarekonstruktionen aber nur mit großer Vorsicht herangezogen werden darf.

Faßt man die bisher bekannten Fossilfunde in Terrassensedimenten zusammen, so ergibt sich aus ihnen, daß sie alle sehr gut zusammenpassen und uns ein Floren- und Faunenbild geben, das etwa den heutigen klimatischen Verhältnissen im Inntal entspricht: Nadelwald bis Mischwald mit entsprechender Waldfauna. Man ist daher zur Annahme berechtigt, daß entsprechend diesem Klima die Vergletscherung der Alpen auch nicht stärker als heute gewesen sein kann und daß die durch solchen Fossilgehalt gekennzeichneten Ablagerungen echte Interglazialablagerungen sind.

Man könnte nun einwerfen, daß alle Fossilfunde in Seetonen und Sanden gemacht wurden, die ja nur die unteren Teile des gesamten Schichtkomplexes umfassen. Für die oberen Teile mit vorherrschend Flußschottern wäre aber dieser Beweis noch nicht zu erbringen.

Es wurde aber schon darauf hingewiesen, daß dieser Mangel an Fossilien in den Sedimentationsbedingungen der Schotter seine Ursache hat.

Als Merkmale die für eine Abtrennung von Teilen des Schotterkomplexes als nicht Riß-Würm-interglazial, sondern würmglazial beeinflusst sprechen, gelten das Auftreten von Grundmoränenlagen mit gekritzten Geschieben im Verbande der Schotter, sowie die örtlich stark gestörte mehr wirre Lagerung derselben. Bei den Grundmoränen wie bei den gestört liegenden Schottern handelt es sich aber stets um die viel jüngeren Ablagerungen der Schlernzeit, die in ein in die Terrasse eingeschnittenes Relief eingebettet wurden. Sie liegen nicht in, sondern auf den Terrassensedimenten.

Dort, wo ungestörte Überlagerung der Schotter über den Seesedimenten vorliegt, herrscht so inniger Verband zwischen beiden Schichtgliedern ohne die Spur eines trennenden Hiatus, daß eine Abtrennung der Schotter nicht gerechtfertigt ist. Außerdem kann man aus dem Mangel an Fossilien noch keinen Beweis für eine etwa glaziofluviale Entstehung führen. In diesem Zusammenhang ist nochmals auf die Einförmigkeit und Einheitlichkeit auch der Schotter im gesamten Talraum hinzuweisen, ein Umstand, der für eine rein fluviale und gegen eine glazial beeinflusste Ablagerung spricht. Hinweise auf Erosionsphasen innerhalb der Terrassensedimente widersprechen dieser Auffassung nicht. Nirgends fanden sich bis jetzt in Terrassenschottern (nach Abzug der schlernzeitlichen Ablagerungen) geschrammte Geschiebe, stets ist die Natur des Flußgerölles eindeutig. Gelegentliche Einschlüsse größerer Gesteinsblöcke (O. Ampferer, 18) in Terrassen- (nicht Schlern-)schottern liegen so oberflächlich und nahe der

Grundmoränendecke, daß sie auch von dorthier bezogen werden können. Bei einer Gegenüberstellung aller Gesichtspunkte, die trennend und gegen die Einheitlichkeit des Komplexes der Terrassensedimente sprechen und jener, die verbindend und für eine solche sprechen, überwiegen die letzteren bedeutend.

Auf Grund der Stratigraphie und Fossilführung ist daher der gesamte Komplex der Terrassensedimente als interglaziale Ablagerung zu werten, mit Riß-Moräne im Liegenden und Würm-Moräne im Hangenden, also Riß-Würm-interglazial.

Was nun die Oberflächenformen betrifft, die Anlaß zur Deutung als Bildungen am Eisrande gegeben haben und damit zu einer Abtrennung eines Teiles dieses Schichtkomplexes als nach der Entstehung nicht interglazial, sondern glaziofluvial oder periglazial und nach dem Alter nicht Riß-Würm-interglazial, sondern spätwürm, so wurde in den vorhergehenden Abschnitten bewiesen, daß es sich, so weit echte Periglazialformen vorliegen, diese den Schlerngletschern angehören. Sie sind daher zeitlich viel jünger. Die an den Inntalterrassen so häufige Terrassierung und Stufung ist keine Folge des Stauens an einem die Talfurche füllenden Gletscherrest, überhaupt keine akkumulative Erscheinung, sondern rein erosiv: ehemalige Flußterrassenränder. Welcher Unterschied bestünde auch zwischen einer solchen Terrassenböschung auf der Höhe der Inntalterrasse und einer in der Tiefe der heutigen Talsohle (z. B. Umgebung von Igls—Patsch und vierstufige Terrassentreppe bei Agenbach). Es sind vollkommen entsprechende Erscheinungen. Verschieden ist nur die orographische Höhenlage und das Alter.

Der Schatz an Kleinformen in der Inntalterrasse ist nicht im Riß-Würm-Interglazial oder zur Würmeiszeit gebildet. Er ist jünger und daher auch kein Beweis für eine nicht interglaziale Entstehung der Terrassensedimente.

Es zeigt von der Güte der Beobachtung A. Penck's (63, S. 81), daß er die Längsterrassen bei Patsch und Igls für Gschnitz-zeitlich gehalten hat. Damals war der Schlernstand noch nicht bekannt und alle tiefreichenden Gletscherstände der Gschnitz-Zeit zugeordnet. Heute erkennen wird diese Terrassierung als schlernzeitlich.

4. Über die Ursachen der Sedimentation der Terrassensedimente

Die Ursachen, die zur Ablagerung dieser mächtigen Ton-Sand-Schotterfolge geführt haben, seien hier nur kurz gestreift. Es seien nur zwei Beobachtungstatsachen hervorgehoben und die theoretische Erklärung zurückgestellt.

Es wird jetzt wohl ziemlich allgemein anerkannt, daß die Veranlassung zur Ablagerung solcher großer Schottermassen in weiträumigen Senkungen zu suchen ist, denen wieder entsprechende Hebungen folgten. Dafür spricht die weite Verbreitung solcher Aufschüttungen auch in anderen Alpentälern (vgl. R. v. Klebelsberg, 53, S. 219; 55, S. 61). Dazu kommt, daß die Terrassensedimente am Alpenrand frei in die Luft austreichen. Sie müssen demnach im Alpenvorland eine Fortsetzung gehabt haben, die später erosiv entfernt worden ist.

Früher nahm man Talverbiegungen an (A. Penck, O. Ampferer). Für eine Abwärtsbiegung der Inntalsole wurde besonders die vermutete Rückfälligkeit des Talbodens in Fels als Beweis herangezogen. Für eine solche Rückfälligkeit liegen aber bis jetzt gar keine sicheren Befunde vor (siehe S. 267). Damit fällt eine sinngemäße tektonische Talverbiegung wie auch eine glaziale wannenförmige Übertiefung.

Die zweite Tatsache ist, daß sich auch aus der Oberkante der Terrassensedimente keine Rückschlüsse auf eine Verbiegung ziehen lassen. Ein Längsprofil durch das Inntal zwischen Mötztal und dem Alpenrand zeigt, daß die einzelnen Terrassenstücke zum Teil ganz beträchtliche Unterschiede der Höhenlage aufweisen. Diese Höhenwerte sind abhängig von der Lage im Talraum. Weiter gegen die Talmitte vorreichende Terrassen liegen mit ihrer Kante vielfach niedriger als schmale, stärker gegen den Berghang zurückgerodete. Die Höhe der Terrassenoberfläche ist vor allem vom Ausmaß der würmglazialen Erosion abhängig. Deshalb liegt die Terrassenoberfläche bei Innsbruck zwischen 800 und 900 m, im Unterangerberg und bei Häring zwischen 600 und 700 m. Daß aber auch im Unterinntal die Zuschüttung in der Riß-Würm-Zwischeneiszeit höher reichte, beweisen die Schotterreste in den Seitentälern (Brandenberg ober 900 m, Spertental bis 900 m, Ellmauer Sattel ober 800 m, Thiersee bis 1000 m). Noch bei Erl reichen die Schotter bis 850 m hinauf. Die ursprüngliche Einschüttungshöhe dürfte im ganzen Inntal unterhalb Mötztal bei 900 m gelegen sein.

Im Inntal zeigen die beiden letzten Interglaziale eine auffällige Gleichheit. In beiden wurde eine beträchtliche tiefere Talsole hoch aufgeschüttet. Aus dem älteren Interglazial sind diese Aufschüttungen der Talsole nur mehr rudimentär als Konglomeratreste erhalten. Aus dem jüngeren Interglazial stammen die Inntalterrassen. Auch das ältere Interglazial zeigt Ablagerungen, die, wie das Vorkommen am Biberhügel bei Brannenburg beweist, frei in die Luft ausstreichen. Auch hier ist die ehemalige Fortsetzung im Alpenvorland erosiv abgetragen.

Die beste Erklärung für die Verschüttung der Alpentäler bietet die Lehre der Glazialisostasie. In dem durch die Mindel-Eiszeit niedergedrückten Talraum erfolgte die Einschotterung des Mindel-Riß-Interglazials. Die nachfolgende Hebung dürfte noch vor der Riß-Eiszeit verstärkte Erosion bedingt haben, die die Talfüllung weitgehend zerstörte. In den rißeiszeitlich niedergebeugten Talraum wurden die Riß-Würm-interglazialen Terrassensedimente eingeschüttet. Wohl schneiden die Würm-Grundmoränen die Terrassensedimente schräg und reichen vielfach an den Terrassenhängen weit herab. Dies setzt eine der Würmeiszeit vorangegangene Erosion der Terrassensedimente voraus. Jedoch ist die heutige Form der Inntalterrassen großenteils das Werk einer jüngeren Zerschneidung, die mit der Schlernzeit zusammenfällt. Diese neuerliche beträchtliche Aktivierung der Erosionstätigkeit ist nicht allein die Folge einer stärkeren Wasserführung der Flüsse durch die Schlerngletscherbäche, sie setzt auch eine Hebungsphase voraus. War diese Hebungsphase etwa auch mit Ursache des Schlernvorstoßes?

IV. Der Würmtalboden und der abschmelzende Würmgletscher

Der Talboden des Inntales, wie er nach dem Schwinden des würmeiszeitlichen Gletschereises ausgesehen hat, läßt sich ganz gut aus der Verbreitung der Würm-Grundmoräne und aus dem erosiv nicht stark zerstörten

Stücken der Inntalterrassen erkennen. Diese Terrassenstücke sind vor allem der Gnadenwald, die Terrasse von Sistrans—Rinn—Tulfes, aber auch der Unterangerberg zwischen Breitenbach und Maria Stein. Hier sind die Terrassenflächen zum Teil lückenlos von Grundmoräne überzogen und vom darübergleitenden Gletschereis in langen flachen Rücken und Mulden überformt. Die Annahme, daß auch die übrigen Terrassenflächen gleich ausgesehen haben, ist jedenfalls berechtigt.

An einigen Stellen zeigt sich am Absteigen der Würm-Grundmoränen-decke, daß der Würmtalboden flach gegen die Talmitte abstieg. Eine solche Stelle ist am Kienberg südlich Hall gegeben. Dieser wird durch das Zimmertal von der eigentlichen Terrassenfläche von Rinn getrennt. Er bildet einen lang gestreckten Rücken, der von Terrassensedimenten

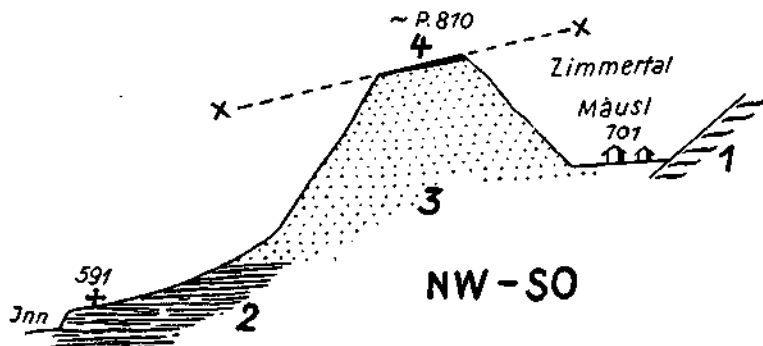


Abb. 19: Rest des Würm-Talbodens am Kienberg bei Hall i. T.

- | | |
|-------------------------------------|--|
| 1 = Quarzphyllit | } R—W interglaziale Terrassensedimente |
| 2 = Bänderton. | |
| 3 = Schotter | |
| 4 = Würm-Grundmoräne | |
| + = Flächenrest des alten Talbodens | |

aufgebaut wird. Er wird von einer schräg inntalwärts absteigenden Fläche gekrönt, die durch Grundmoräne und viele große Erratica als Rest des Würmtalbodens gekennzeichnet ist. Diese schräg inntalwärts abfallende Fläche zeigt deutlich die Neigung des ehemaligen Talbodens an (siehe Abb. 19).

Tiefste sichere Reste von Würm-Grundmoräne liegen südlich Innsbruck beim Sonnenburger Hof und an der Viller Straße bei 680 m. Wir dürfen annehmen, daß der Würmboden des Inntales sich von den beiderseitigen Terrassen zu einer flachen Wanne geformt hat, einer Form, wie sie für ein ehemaliges Gletscherbett auch zu erwarten ist. Schroffe Taleinschnitte dürften gefehlt haben. Auch die enge Furche der Siltschlucht war noch schottererfüllt und die beiden Epigenesen am Berg Isel und Sonnenburg-Hügel sind erst später geschaffen worden.

Es fällt im ganzen Talbereich auf, daß wohl häufig und oft über weite Strecken die Moränen des Gletscheruntergrundes zu finden sind, also Ablagerungen, die im wesentlichen aus der Zeit des Hochstandes der Würmeiszeit stammen. Aber nirgends finden sich Schuttmassen, die aus der Zeit des Schwindens dieser Vergletscherung abzuleiten sind. Auch dort, wo

der alte Gletscheruntergrund noch ursprünglich erhalten ist, liegt wohl Grundmoräne und einzelne größere Erratica sind darübergestreut oder auch in Nestern angereichert, aber größere geschlossene Schuttmassen, wie man sie von einer eiszeitlichen Großvergletscherung erwarten möchte und wie sie auch wohl der Vorstellung H. Bobek's (28) entsprächen, fehlen vollkommen. Hat der abschmelzende Würmgletscher größere Schuttmassen zurückgelassen, so müßten sie sich gerade dort am besten erhalten vorfinden, wo der Gletscheruntergrund am ursprünglichsten erhalten ist, also im Gnadenwald, bei Rinn oder im Unterangerberg. Dieser Mangel an Schuttmaterial des abschmelzenden Würmgletschers ist eine Erscheinung, die nicht auf das Inntal beschränkt ist. Sie ist allen ehemals vergletscherten Tälern eigen. Es ergibt sich somit die Frage, wohin diese Schuttmassen gekommen sind. O. Ampferer hat aus ihrem Nichtvorhandensein auf eine große postwürme Erosionsperiode geschlossen und diese als Beweis für die Selbständigkeit seiner Schlußvereisung aufgefaßt. Hat aber der abschmelzende Würmgletscher überhaupt große Schuttmassen hinterlassen?

Zur Zeit seines Höchstausmaßes stand das Würmeis derart hoch in den Tälern, daß von den heute höchsten Bergkämmen nur noch niedere Grate die Eisoberfläche überragten. Zwischen diesen Graten breiteten sich viele kilometerweite Eisflächen. Hauptschuttlieferant sind aber gerade die die Eisfläche überragenden Felswände, an denen der Spaltenfrost ständig Gesteinspartien lösen kann, die auf die Gletscherzunge niederstürzen. Da aber im alpinen Eisschild kaum nennenswerte solche Felswände aufragten, muß dieser Eisschild auch fast schutfrei gewesen sein, so wie dies heute auch noch beim grönländischen Inlandeis der Fall ist (siehe R. v. Klebelsberg, 52, S. 475).

Nachdem, wie allgemein angenommen wird, die eiszeitliche Schneegrenze 1200 m unter der heutigen gelegen ist, lag auch am Alpenrand bei Kufstein die Eisoberfläche noch beträchtlich ober der Schneegrenze. Daraus läßt sich folgern, daß das Einzugsgebiet des Würmgletschers derart groß war, daß nur eine sehr kräftige und wohl auch plötzliche Klimaänderung den „Rückzug“ einleiten konnte. Mit dem Schwinden der Firnzufuhr kam aber auch die Bewegung des Eises zum Stillstand oder wurde wenigstens stark herabgemindert, so daß der abschmelzende Gletscher auch keine Schuttmassen weitertragen konnte. Der mächtige Eisschild ist langsam in sich zusammengesunken und weggeschmolzen. Da er nicht mit viel Gesteinsmaterial bedeckt gewesen sein kann, konnte er auch keines zurücklassen.

G. Mutschlechner (60) hat mehrfach aus dem Inntalraum sehr hochliegende feinkörnige Ablagerungen beschrieben, die er als Auswehungen auf Felsflächen auffaßt, die die Eisoberfläche überragten. Hier wäre aber noch zu prüfen, inwieweit nicht Teile dieser Ablagerungen statt Glazialrelikte Reste der Augensteinlandschaft sind. Jedenfalls kommen solche glimmerreiche Sande auch auf dieser und eindeutig zu dieser gehörend wiederholt vor (z. B. am Hochkönig).

Es hat demnach wahrscheinlich keine großen Schuttmassen aus der Rückbildungszeit der Würmvergletscherung gegeben. Daß es die Eisrandterrassen im Sinne H. Bobek's (28) nicht gibt, habe ich schon in den vorhergehenden Abschnitten nachgewiesen. Soweit randglaziale Bildungen vorkommen, stammen sie von Lokalgletschern der Schlernzeit.

V. Die Schlernzeit

Seit im Jahre 1927 R. v. Klebelsberg (40) das „Schlern-Stadium“ für besonders tiefreichende Halte von Lokalgletschern aufstellte, hat sich die Kenntnis über die Verbreitung derselben ganz wesentlich vergrößert. 1942 konnte R. v. Klebelsberg selbst eine Übersicht über die Verbreitung dieser Gletscher in den Ostalpen geben (49). Jede neuere Untersuchung auf diesem Gebiet bringt neue Kenntnis von der weiten Verbreitung dieses Gletscherhaltes. Überall an den Hängen des Inntales und in den größeren Seitentälern finden sich seine Ablagerungen. Stets sind diese Schlerngletscher, sofern nur die Erhebung des Einzugsgebietes genügend hoch über die damalige Schneegrenze emporreichte, bis nahe an die heutige Inntalsole, meist bis auf die Inntalterrassen herabgestiegen und haben dort in Form von Wällen, die vielfach in Resten vorhanden sind oder in Sander- und Blockschüttungen (22) und in Erosionsformen ihre Spuren hinterlassen. Wo heute noch bei geeignetem Einzugsgebiet Schlerngletscherhalte nicht bekannt sind, liegt dies nicht daran, daß sie dort fehlen, sondern dort noch nicht untersucht worden sind.

Die Hinterlassenschaft der Schlernzeit wurde schon in den Einzelkapiteln des Abschnittes II dieser Arbeit ausführlich beschrieben. Hier sei anschließend die Vergletscherung des Glungezer-Kammes geschildert, denn seine Moränen sind besonders deutlich entwickelt und lassen eine exakte Altersbestimmung zu. Außerdem stehen seine Schlernstände in besonders engem und klarem Verband zu Erscheinungen der Oberfläche der Inntalterrassen (Trockentäler).

1. Die Lokalvergletscherung des Glungezer-Kammes

Westlich und östlich Rinn liegen sehr gut erhaltende Wallreste je eines Gletschers vom Glungezer, der bis auf die Inntalterrasse herabreichte.

Westlich Rinn ziehen östlich des Aigeseck (998 *m*) drei Walleisten zwischen 980 und 940 *m* hangabwärts. Im Vorfeld schließen Sanderschotter an (siehe S. 283). Weitere Wallstücke liegen höher oben im Wald. Eines davon verursacht unterhalb des Totenbrünnl einen erkerartigen Vorsprung im Wald. Der neu angelegte Güterweg zur Aldranser Alm entblößt hier grobblockigen Schutt des Glungezer (Quarzphyllit und Altkristallin), doch scheinen die Wälle zum Teil auch auf Würm-Grundmoräne zu liegen. Wenig oberhalb wird durch einen flachen, quer am Hang entlang laufenden Wall eine sumpfige Mulde abgedämmt (Viehstall). Der größte Wallrest liegt wenig östlich. Es ist ein langer, zum Teil hoher senkrecht den Hang herabkommender Uferwall. Er setzt ober 1200 *m* ein. P. 1131 liegt auf ihm.

Bei all diesen Wällen ist ihr Wesen als Ufer- und Endmoränenreste ganz deutlich. Wenn sich auch das geschlossene Zungenende nicht mehr eindeutig aus ihnen ergänzen läßt, so weisen sie doch klar auf ein Gletscherende zwischen 900 und 1000 *m* hin, von einem Gletscher, der aus dem Bereich von Viggarspitz (2307 *m*) über die Aldranser Alm herabreichte. Um ein noch genügend großes Nährgebiet zu erhalten, muß man diesem Gletscher wohl eine Schneegrenze bei höchstens 1800 *m* zuweisen.

Östlich Rinn liegen entsprechende Wallreste beiderseits des Lavirnbaches. Westlich der Säge an der Straße nach Tulfes lösen sich zwei hohe Schultern vom Berghang. Sie treten auch in der Isohypsenzeichnung der

Karte deutlich hervor. Auch am O-Ufer des Baches liegt ein entsprechender Wall. Bei diesen Wällen handelt es sich sicher um stirnnahe Uferwallreste, die ein Zungenende bei 900 *m* anzeigen. Ob die Kuppe 931 ein Wallrest oder der Rest eines höheren Schuttkegels ist, ist mangels an Aufschlüssen nicht zu entscheiden. Höhere Wallstücke liegen bei Oberlavirnbad zwischen 980 und 1060 *m*. Die Moränenwallnatur ist in allen Fällen eindeutig. Sie sind die Ablagerungen einer Gletscherzunge, die vom Glungezer dem Lavirnbach folgend herabgestiegen ist. Mit einer Schneegrenze bei 1800 *m* erhält man ein Nährgebiet, das für eine so tiefreichende Zunge ausreichend ist.

Moränenschutt ohne Wallform liegt auch am Waldrand unmittelbar oberhalb Rinn. Bei der Gleichartigkeit der Lage darf auch für diesen Schutt gleiche Entstehung angenommen werden. Die zugehörige Gletscherzunge dürfte dem Kreßbach herabgefolgt sein.

Der durch Taleinschnitte kaum gegliederte Glungezer-Hang scheint überhaupt zur Schlernzeit stark von Eislapen bedeckt gewesen zu sein, ohne daß diese stets Wälle hinterlassen hätten. Jedenfalls deutet die starke Bedeckung des ganzen Hanges mit Blockschutt darauf hin.

Rund 500 *m* höher als die Wälle bei Oberlavirnbad liegt im Wald eine weitere Wallgruppe. Besonders lang und schön ausgebildet sind zwei linksseitige Uferwälle. Der äußere Wall setzt unterhalb der Felsen des P. 1844 bei 1800 *m* Höhe ein und zieht als kräftiger Rücken über P. 1725 und P. 1595 bis 1550 *m* hinab. Ein zweiter parallel dem ersten laufender Wall setzt schon bei 2000 *m* an und führt hin und hin deutlich als Wall zu erkennen hangab. Der innere Wall ist etwas weniger mächtig, jedoch sind beide so hoch, daß sie in der Isohypsenzeichnung der Karte stark hervortreten. Auch der innere Wall biegt wie der äußere bei 1700 *m* allmählich gegen den Lavirnbach ab und endet bei 1580 *m*. Vor beiden Wallenden liegt eine deutliche Verebnung. Kürzere und weniger deutliche Reste rechtsseitiger Uferwälle liegen in einem Schlag und einer Zirbenaufforstung südlich der Amtshütte zwischen 1770 und 1670 *m*. Diese Moränenwälle lassen klar Gletscherzungen erkennen, die bei 1550 und 1580 *m* gelegen sind. Die Umrisse dieser einstigen Gletscherzunge treten heute auch noch durch den Baumbestand deutlich hervor. Der ehemalige Gletscherbereich ist von Zirbenwald bestanden, außerhalb der Zunge wächst Fichten- bis Fichten-Zirben-Mischwald.

Zur Ernährung dieses Gletschers ist eine Schneegrenze bei 2100 *m* nötig

Eine dritte nächst höhere Wallgruppe liegt im Bereich der Tulfein-alm (2035 *m*). Westlich dieser Alm baut mächtiger Moränenschutt die Kuppe P. 2031 und die westlich liegenden Verebnungen auf. Hier wird ein Hauptgletscherhalt abgebildet. Vom Tulfein Jöchel (2303 *m*) gegen die Alm zieht eine Ufermoräne, auf die unterhalb 2100 *m* mehrere kleine Stirnbögen folgen. Ein etwas höherer solcher Wall liegt in der Mulde unterm Tulfein Jöchel bei 2140 *m*. Alle diese Wälle sind noch vollkommen bewachsen. Ihrem Gletscher liegt eine Firnlinie zwischen 2300 und 2400 *m* zugrunde.

Noch höhere Wälle liegen nächst der Schafler Hütte 2277. Hier liegt ganz am Berghang ein höherer wenig begrünter Blockwall. Zwischen ihm und der Hütte ziehen mehrere niedere gut begrünzte Wälle (wohl Seitenwälle) abwärts. Die Anordnung dieser Wälle macht es fast wahrscheinlich, daß zur Zeit ihres Gletschers östlich der Schafler Hütte gegen das Volderer

Tal noch ein höherer Berggrücken nach Art des Tulfein Jöchl war. Für diese Wälle würde eine Schneegrenze bei 2500 *m* genügen.

Wenn man vorerst diese höchsten Wallreste außer Betracht läßt, so ergeben sich drei Wallgruppen: Eine tiefste mit einer Schneegrenze bei 1800 *m*, eine mittlere mit 2100 *m* und eine obere mit 2300—2400 *m* Schneegrenzhöhe. Damit ordnen sich diese einstigen Gletscherenden vollkommen zwanglos der bekannten Stufenleiter Schlern, Gschnitz, Daun zu. Zählt man ihrer jeweiligen Schneegrenzhöhe die entsprechende Depression von 900, 600, bzw. 300 *m* zu, so erhält man als rezente Schneegrenze stets 2700 *m*. Dieser Betrag entspricht auch den wahren Verhältnissen, besonders wenn man für die nordseitigen Gletscher noch die Exposition mitberücksichtigt. Der Glungezer, an dessen N-Seite die Gletscher lagen, hat eine Höhe von 2678 *m*. Wenig südlich war am Rosenjoch bis vor wenigen Jahrzehnten noch ein kleines Firnfeld ganzjährig vorhanden. Und auch 1953 noch überdauerte die Schneewächte in der Kamm-Mulde bei der Glungezer Hütte den ganzen Sommer und Herbst, ein Zeichen, daß wir uns nahe der heutigen Schneegrenze befinden.

Es ergibt sich somit eindeutig, daß die Gletscherenden bei Rinn bei 900 *m* von Schlern-, jene bei der Amtshütte bei 1550—1580 *m* von Gschnitz- und jene auf der Tulfein-Alm bei 2030—2150 *m* von Daungletschern des Glungezer stammen. Der kaum begrünzte Blockwall bei der Schafler Hütte und vielleicht auch die ihm vorgelagerten begrünzten Wälle dürften wohl dem Egesen-Stadium angehören.

Am Hange des Glungezer liegen noch an mehreren Stellen Moränenwälle, die hier aber nicht näher behandelt werden, da sich das Bild nur wiederholt. Erwähnt sei nur, daß in der Rinne, die an der N-Seite des Patscherkofel vom Grünbichl (2026 *m*) gegen die Lanser Alm hinabzieht zwischen 1970 und 1880 *m* ein wallartiger Rücken liegt, der sehr wohl ein Uferwall sein kann. Mit einer Schneegrenze bei 2100 *m*, also 600 *m* unter der heutigen, wäre das Auslangen zu finden. Es war daher auch sehr wahrscheinlich der Patscherkofel (2247 *m*) zur Gschnitzzeit durch einen kleinen nordseitigen Gletscher geziert. Von einem Schlerngletscher konnten hier keine Spuren gefunden werden. Man kann aber mittelbar auf seine Anwesenheit schließen. Der große Schuttkegel westlich Sistrans und die Zertalung der Inntalterrasse unterhalb desselben dürften auf Schlernschmelzwässer zurückgehen.

Diese Gletscherstände an der N-Seite des Glungezer stimmen sehr schön mit denen an seiner S-Seite überein (W. Heißel, 31). In jüngster Zeit hat R. v. Klebelsberg (54) wenige Kilometerzehner inntalabwärts vollkommen entsprechende Gletscherstände vom Kellerjoch beschrieben. Nur liegen dort die Gletscherenden zufolge der geringeren Höhe dieses Berges entsprechend etwas höher.

2. Die Verbreitung der Schlerngletscher im Inntal

Je weiter die Kenntnis dieses Gletscherstandes im Inntal vorschreitet, umso mehr Halte von Schlerngletschern werden bekannt. Eine Übersicht der betreffenden Stellen im Inntal unterhalb Imst, die keinesfalls vollständig ist, ergibt, daß von allen morphologisch geeigneten Bergen der Talflanken, wie auch aus den meisten Seitentälern schlernzeitliche Gletscher bis auf

die Inntalterrassen oder nahe heran vorgestoßen sind. Überall gehen von ihrem Vorfeld Trockentäler und Abflußrinnen aus oder es finden sich dort Ablagerungen und Formen, die eindeutig periglazial sind, periglazial zum jeweiligen Schlerngletscher, nicht zu einem angenommenen spätwürmischen Toteiskörper. Solche Gletscherenden sind bekannt bei Imst an der Mündung des Malchbaches (59), am Miemiger Plateau (66), von der Mündung der Kranebitter Klamm (22), von der Seegrube herab¹⁾, aus der Arzler Scharte und vom Kreuzjöchl herab (siehe S. 289), an der Mündung des Halltales (siehe S. 291), des Vomper Baches (siehe S. 299) usw. Südlich des Inn sind sie bekannt aus der S-Seite der Hochedergruppe (56, siehe S. 273), aus Sellrain, Senders- und Axamer Tal (siehe S. 274), aus den Kalkkögeln (20), aus den Seitentälern des Silltales (31), vom Glungezer (siehe S. 313), aus dem Weertal (siehe S. 285), vom Kellerjoch (54), aus dem Kaisertal (36) usw. Diese Aufzählung ist weder vollständig in bezug was bekannt ist, noch in bezug was überhaupt vorhanden ist. Sie soll nur die weite Verbreitung dieses Gletscherbestandes zeigen. Dagegen sind im Inntal unterhalb Landeck²⁾ nirgends Endmoränen eines Haupttalgletschers bekanntgeworden, sie können es auch gar nicht, denn durch O. Reithofer (65) sind Schlernmoränen noch viel weiter talauf im Verwall-Tale bei St. Anton am Arlberg nachgewiesen worden. R. Staub³⁾ konnte sogar nachweisen, daß das Inntal bis ins oberste Engadin hinauf eisfrei war, bis auf Gletscher, die höchstens heutige Ausmaße aufwiesen. Erst dann erfolgte auch im Oberengadin der Vorstoß der Gletscher der Schlußeiszeit. Dieser Vorstoß ist dort so ausgeprägt und für die heutige Formung des Talgebietes so bedeutend, daß R. Staub dafür den Namen „Engadiner Eiszeit“ oder „Engadiner Stadium“ vorschlug. Daraus ist der zwingende Schluß abzuleiten, daß zur Zeit, bevor die Schlerngletscher vorstießen, das Inntal in seiner ganzen Erstreckung samt seinen Seitentälern eisfrei war. Ein abschmelzender Würmgletscher, wie er den Vorstellungen H. Bobek's (28) entspräche, kann daher auch aus diesem Grunde nicht gleichzeitig im Inntal vorhanden gewesen sein. Der Schlernvorstoß ist ohne Zweifel selbständig und steht in keiner Beziehung zur Würmeiszeit.

Auch eine Beziehung mit dem Bühlvorstoß ist nicht vorhanden. Nachdem dieser von A. Penck (64) angenommene Gletschervorstoß durch O. Ampferer (4) widerlegt worden ist, ist von dem ganzen Bühlstadium so wenig übriggeblieben — einige hoch gelegene verwaschene und wenig sichere Uferwälle, aber kein Talhalt —, daß dieses Wenige nicht ausreicht, dieses Stadium überhaupt noch aufrechtzuerhalten. Es gibt im Inntal ebensowenig ein Bühlstadium, wie es eine Achenschwankung gibt. Auch R. v. Klebelsberg hat das Bühlstadium als nicht vorhanden aufgegeben (52, S. 705).

Die Schlerngletscher als die tiefsten einer selbständigen Lokalvergletscherung haben in den Ostalpen regionale Verbreitung. Sie sind im Inntal ebenso verbreitet wie sie viel weiter östlich, etwa in den Gesäuse-

¹⁾ R. v. Klebelsberg: Rückzugsmoränen am Karwendelgebirge bei Innsbruck. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XVI, 1928, S. 263—264.

²⁾ Wohl hat F. Machatschek (59, S. 46/47) bei Imst solche beschrieben, doch werden diese ganz allgemein als Endmoränen abgelehnt.

³⁾ Staub, Rudolf: Zur Frage der Schlußvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav. Ecl. Geol. Helv., 31, 1928, S. 125—136.

bergen, auftreten¹⁾). Auch dort ist dieselbe Stufenleiter von Gletscherhalten, wie sie am Glungezer vorliegt: Eine tiefste Stufe = Schlern, eine mittlere = Gschnitz und eine höhere = Daun. Das Auftreten von Schlern-, Gschnitz- und Daungletschern so weit im O zeigt aber, daß diesen abweichende klimatische Bedingungen gegenüber der Würmeiszeit zugrunde liegen. Während zur Würmeiszeit ein Ansteigen der Schneegrenze von W nach O zu beobachten ist und dies auch in der geringeren Größe und Reichweite der östlichen Würmgletscher klar zum Ausdruck kommt, ist bei Schlern-, Gschnitz- und Daungletschern kein Unterschied zwischen westlichen und östlichen Gebieten zu beobachten. Die Gletscher der Schlußvereisung haben im W wie im O gleiches Ausmaß, gleiche Erscheinungsformen und im großen gleiche Schneegrenzlagen.

Dies ist ein wesentlicher Hinweis auf die Selbständigkeit der mit dem Schlernvorstoß eingeleiteten Vergletscherung der Ostalpen. Die Schlußvereisung unterscheidet sich darin in einem sehr wesentlichen Punkt von der Würmeiszeit wie überhaupt von den quartären Großvergletscherungen.

Die Bedeutung der Schlernzeit liegt einerseits in akkumulativen, andererseits in erosiven Erscheinungen von großer Mächtigkeit bzw. bedeutendem Ausmaß. Die Mächtigkeit der Ablagerungen veranschaulichen die kalkalpinen Schuttmassen am Ausgang des Halltales (siehe S. 290), ebenso die mächtigen Sanderkegel bei Grinzens (siehe S. 274). Dabei wurde schon darauf hingewiesen, daß diese Schuttkegel deutlich eine zweifache Wiederholung erkennen lassen (siehe S. 275 und 278). Das Ausmaß der Erosion wird verdeutlicht durch die Tiefe der Trockentäler, die erst zu Beginn der Schlernzeit begonnen wurden, erodiert zu werden. Wohl werden auch Gschnitz- und daunzeitliche Schmelzwässer mit Anteil an der Tieferlegung dieser Täler gehabt haben, der Hauptanteil der Erosionsarbeit fällt aber sicher in die Schlernzeit. Dies geht auch einwandfrei aus den Verhältnissen am nördlichen Inntalhang hervor. Hier liegen Schlernmoränenwälle auf der Inntalterrassenfläche. Ihre Anordnung setzt voraus, daß zur Zeit ihrer Ablagerung die Terrassenfläche noch nicht zertalt war. Rein kalkalpine Grundmoränen reichen aber tief in die erst nach Ablagerung der Moränenwälle geschaffenen Erosionsfurchen (vgl. O. Ampferer, 22). Diese schlernzeitlichen Grundmoränen unterscheiden sich stratigraphisch deutlich von Grundmoränen der Würmeiszeit. Diese sind im allgemeinen weit schlammreicher. Ihre Geschiebeführung ist sehr bunt zusammengesetzt, stets sind Kristallin- und Kalkgeschiebe untermischt. Die schlernzeitliche Grundmoräne dagegen ist schlammärmer, daher geschiebereicher und stets herrscht unter den Geschieben die Lokalkomponente stark vor. Ortsfremde Einschlüsse haben nur die Bedeutung von Erratica. Auch die großen Schuttkegel aus Halltal und Vomper Loch, an deren Aufbau sich verschwemmte Kalk-Grundmoränen beteiligen (siehe S. 301), sind wahrscheinlich in der späteren Schlernzeit gebildet worden.

Die damaligen Bäche müssen als Gletscherbäche oft kilometerlanger Talgletscher aus den Seitentälern (z. B. Halltal, Vomper Loch, Senders-Tal u. a.) eine weit größere Wasserführung und damit auch eine weit größere Erosionskraft gehabt haben, als ihre kleinen Nachfolger von heute. Gleiches

¹⁾ Ampferer, O: Geologische Karte der Gesäuseberge und Führerbuch. Wien, Geologische Bundesanstalt, 1935.

gilt vom schlernzeitlichen Inn, der all diese zahllosen Gletscherbäche vom obersten Engadin bis zum Kaisertal bei Kufstein sammelte. Man kann sich wohl vorstellen, daß dieser urweltliche Strom die ganze Breite des Inntales einnahm und man kann damit auch das beträchtliche Ausmaß der jüngsten Erosion erklären. Die Form des heutigen Inntales ist durch die Erosion in der Schlußvereisungszeit seit Schlern bedingt. Erst ab dieser Zeit wurde das Inntal bis zu seiner heutigen Tiefe erodiert, wurden die Inntalterrassen vom Tale aus in ihren Steilböschungen angegriffen, wurden die Kleinterrassenformen geschaffen und Hand in Hand mit der Erosion im Haupttal die Trockentäler auserodiert. Auch epigenetische Talbildungen, wie am Berg Isel und Sonnenburg-Hügel im Silltal fallen in diese Zeit.

Daß der heutige Inntalboden im wesentlichen ein Erosionsboden und kein Aufschüttungsboden ist, beweist die geringe Mächtigkeit junger Ablagerungen, die in der Bohrung von Rum durchörtet wurden (Abb. 20). Daß auch ältere höhergelegene Talböden, die durch Terrassen heute angezeigt werden, erosiv und nicht akkumulativ gestaltet sind, beweisen die in den jungen Flußterrassen steckenden älteren Ablagerungen (Ampasser Konglomerat, Reiß-Moräne, Terrassensedimente).

Gemessen an diesem Geschehen muß die Schlernzeit und die gesamte Schlußvereisung ein nicht unbeträchtliches Ausmaß gehabt haben. Die Schlernzeit war der sehr kräftige Beginn und zugleich Höhepunkt einer eigenen selbständigen Vergletscherung, deren Erscheinungsformen für das tirolische Inntal ebenso bedeutungsvoll waren wie im obersten Engadin. Ihre Gletscherhalte waren keine „Rückzugsstadien“ der Würmeiszeit, sondern allein schon nach dem Verhalten der Schneegrenze selbständig. Der Schlußvereisung ging eine Zeit voraus, in der die Alpen, wie R. Staub beweisen konnte (siehe S. 316), mindestens bis auf das heutige Ausmaß eisfrei waren. Von einem Würmgletscher war keine Spur mehr vorhanden. Gschnitz, Daun und Egesen könnte man als Rückzugsstadien mit Vorstoßcharakter von Schlern bezeichnen.

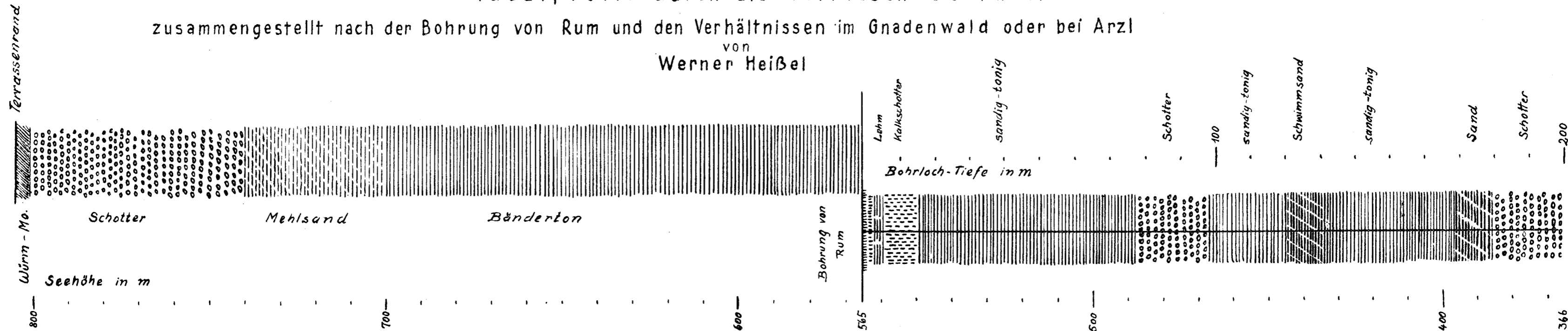
VI. Zusammenfassung

Die alten Konglomerate, die in vielen Resten im Inntal verbreitet anstehen, werden als gleich alt wie die Höttinger Breccie, also Mindel-Reiß-interglazial aufgefaßt. Für viele von ihnen war schon früher Unterlagerung durch Grundmoräne bekanntgeworden. Für das Ampasser Konglomerat konnte eine weitere solche Liegendmoräne festgestellt werden. Wahrscheinlich handelt es sich um Mindel-Moräne. Die alten Konglomerate werden als Aufschüttung in der Talsohle erklärt, die Gehängebreccien vom Typ Höttinger Breccie als zugehörige Hangverschüttung. Konglomerate und Breccien sind auch in anderen Talräumen verbreitet (Salzach). Über die Höhe der Talverschüttung lassen sich keine sicheren Angaben machen. An der Ausmündung des Inntales ins Alpenvorland reicht das Konglomerat von Brannenburg mit 520 m noch immer rund 70 m über die heutige Inntalsole empor. Dieses Konglomerat geht bergwärts in Breccie über. Als entsprechender Übergang von Konglomerat zu Breccie werden von J. Blaas beschriebene Teile der Höttinger Breccie bei den Allerheiligen-Höfen westlich Innsbruck aufgefaßt. Dagegen hat sich die Beobachtung J. Blaas' von pflanzenresteführenden Tonen im Liegenden des Ampasser

Abb. 20

Idealprofil durch die Terrassen-Sedimente

zusammengestellt nach der Bohrung von Rum und den Verhältnissen im Gnadenwald oder bei Arzl
von
Werner Heißel



Konglomerates als Fehlbeobachtung erwiesen. Diese Tone gehören zu den Ablagerungen des nächstjüngeren Interglazials. Dem Wesen nach entsprechen die alten Konglomerate ganz den Terrassensedimenten. Wie bei diesen handelt es sich auch bei jenen um Flußschotter und -sande. Zu den Konglomeraten gehörige Seeablagerungen, den Bändertonen der Terrassensedimente entsprechend, sind bis jetzt nirgends bekanntgeworden. Dergleichen fehlen bis jetzt Fossilreste aus den Konglomeraten.

Die Terrassensedimente sind die Ablagerung des Riß-Würm-Interglazials. Hinweise für eine berechtigte Abtrennung von Teilen derselben als nicht interglazial fehlen. Große Teile der gesamten Schichtfolge, wenigstens im mittleren Inntal bei Innsbruck, sind Seeablagerungen oder stehen mit solchen in enger Beziehung. Die bisher bekanntgewordenen organischen Reste weisen auf eine im Inntal ähnliche Waldvegetation (mit entsprechender Fauna) wie heute hin. Dies läßt auch auf ein ähnliches Klima schließen. Eine Talverbiegung oder eine glazial übertiefte rückfällige Felswanne ist im Inntal bis jetzt nicht nachgewiesen. Die Zuschotterung des Tales unterhalb Imst dürfte bis 900 m SH mindestens gereicht haben. Noch am Rande der Alpen liegen am Erler Berg Schotter bis 850 m.

Nach dem Schwinden der Würmeismassen haben die Inntalterrassen Form und Aussehen gehabt, wie sie im Gnadenwald erhalten sind. Nennenswerte Schuttmassen aus der „Rückzugszeit“ sind nicht vorhanden. Das Eis war wahrscheinlich sehr schuttarm. Es fehlen auch alle Ablagerungen und Formen, die H. Bobek (28) als Eisrandbildungen beschrieben hat.

Der Einfluß der Schlerngletscher, wie der Schlußvereisung überhaupt, ist weit bedeutender als bisher angenommen. Die Gletscher des Schlernvorstoßes erreichten fast überall die Inntalterrassen. Zahlreiche neue solche Schlerngletscherenden konnten festgestellt werden. Überall in ihrem Vorfeld lassen sich die zugehörigen Eisrandbildungen feststellen. Der Einfluß der Schlußvereisung im Inntal liegt aber vor allem auf erosivem Gebiet. Von den besonders schlernzeitlichen Schmelzwässern wurden die Trockentäler geschaffen, die Inntalsole eingetieft, dabei die Talhänge terrassiert, kurz alle scharfen Formen im Tal gehen auf solche erosive Eingriffe dieser Zeit zurück.

Vor der Schlernzeit waren die Berge im Inntalraum höchstens im heutigen Ausmaß vergletschert. Das Verhalten der Schneegrenze von Schlern, Gschnitz und Daun war abweichend von der Würmeiszeit. Zwischen beiden Vergletscherungen besteht kein Zusammenhang.

Schrifttumsnachweis

1. Ampferer, O.: Die Mündung des Vomperbaches. Verh. d. k. k. Geol. R. A. 1903, S. 231—234.
2. Ampferer, O.: Studien über die Inntal-Terrassen. Jb. d. k. k. Geol. R. A., Bd. 54, 1904, Wien 1904, S. 91—160.
3. Ampferer, O.: Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. Jb. d. k. k. Geol. R. A., Bd. 57, 1907, Wien 1907, S. 727—752.
4. Ampferer, O.: Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale. Z. f. Gletscherk., Bd. II, 1907, S. 29—54, 112—127.
5. Ampferer, O.: Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. Vh. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1908, S. 87—97.
6. Ampferer, O.: Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. Z. f. Gletscherk., Bd. III, 1908, S. 52—67, 111—142.

7. Ampferer, O.: Über die Aufschließung der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck. *Z. f. Gletscherk.*, Bd. 8, 1914, S. 145—159.
8. Ampferer, O.: Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. *Jb. d. k. k. Geol. R. A.*, Bd. 65, 1915, Wien 1916, S. 289—316.
9. Ampferer, O.: Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol. *Jb. d. Geol. Staatsanst.* 1921, Wien 1921, S. 71—84.
10. Ampferer, O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Innsbruck—Achensee (5047). *Geol. B. A.*, Wien 1924.
11. Ampferer, O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Zirl—Nassereith (5046). *Geol. B. A.*, Wien 1924.
12. Ampferer, O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Lechtal (5045). *Geol. B. A.*, Wien 1924.
13. Ampferer, O.: Geologische Profile aus dem Gebiete des Kössener Beckens. *Jb. d. Geol. B. A.*, Bd. 77, 1927, Wien 1927, S. 123—148.
14. Ampferer, O. — Klebelsberg, R.: „Rückzugsstadien“ oder „Schlußeiszeit“? *Z. f. Gletscherk.*, Bd. XVII, 1929, S. 381—386.
15. Ampferer, O.: Über das Quartär innerhalb der Alpen. *Verh. d. III. Intern. Quartär-Konferenz*, Wien 1936, Bd. I.
16. Ampferer, O.: Beiträge zur Geologie der Hungerburgterrasse bei Innsbruck. *Jb. d. Geol. B. A.*, Bd. 86, 1936, Wien 1936, S. 353—358.
17. Ampferer, O.: Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? *Sitz. Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I*, Bd. 146, 1936, Wien 1936, S. 201—208.
18. Ampferer, O.: Über die geologischen Neuaufschlüsse beim Bau der neuen Achenseestraße auf der Strecke zwischen Wiesing und Scholastika. *Geologie und Bauwesen*, Jg. 11, Wien 1939, S. 101—112.
19. Ampferer, O.: Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. *Denkschr. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl.*, Bd. 106, 1942, Wien 1942, S. 1—95.
20. Ampferer, O.: Die Schlußvereisung der Kalkkögel bei Innsbruck. *Sitz. Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I*, Bd. 152, 1943, Wien 1943, S. 255—274.
21. Ampferer, O.: Über grobblockige Einschlüsse in den Inntalterrassen. *Sitz. Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I*, Bd. 152, 1943, Wien 1943, S. 43—55.
22. Ampferer, O.: Die Ablagerungen der Schlußvereisung in der Umgebung von Innsbruck. *Sitz. Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I*, Bd. 152, 1943, Wien 1943, S. 85—109.
23. Ampferer, O.: Geologische Karte des östlichen Karwendel und des Achenseegebietes, 1:25.000. *Freytag-Berndt & Artaria*, Wien 1950.
24. Blaas, J.: Über die Glazialformation im Inntale. *Ferdinandeums-Zeitschrift*, IV. Folge, 29. Heft, Innsbruck 1885, S. 1—120.
25. Blaas, J.: Über sogenannte interglaziale Profile. *Jb. d. k. k. Geol. R. A.*, Bd. 39, 1889, Wien 1889, S. 477—482.
26. Blaas, J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. *Jb. d. k. k. Geol. R. A.*, Bd. 40, 1890, Wien 1890, S. 21—50.
27. Blaas, J.: Diluvialtorf bei Hopfgarten. *Vh. d. k. k. Geol. R. A.*, 1893, S. 91.
28. Bobek, H.: Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. *Jb. d. Geol. B. A.*, Bd. 85, 1935, Wien 1935, S. 136—189.
29. Bobek, H. — Heißel, W.: H. Bobek's Studien über die Terrassen des Inntales (Tirol). *Zeitschr. f. Gletscherk.*, Bd. XXV, 1937, S. 300—304.
30. Firbas, F.: Beiträge zur Kenntnis der Schieferkohlen des Inntales und der interglazialen Waldgeschichte der Ostalpen. *Zeitschr. f. Gletscherk.*, Bd. XV, 1927, S. 261—277.
31. Heißel, W.: Glazialgeologie des Silltales. *Jb. d. Geol. B. A.*, Bd. 82, 1932, Wien, 1932, S. 429—468.
32. Heißel, W.: Fund eines Mammutzahnes bei Kufstein (Tirol). *Zeitschr. f. Gletscherk.*, Bd. XXI, 1933, S. 196—197.

33. Heißel, W.: H. Bobek's Studien über die Terrassen des Inntals (Tirol). Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXIV, 1936, S. 305—306.
34. Heißel, W. — Bobek, H.: siehe Nr. 29.
35. Heißel, W.: Zur Frage der Eisrandbildungen im Inntal. I. Toteislöcher. Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXVII, 1940, S. 176—185.
36. Heißel, W.: Das Kaisergebirge zur Eiszeit. Tiroler Heimatblätter, 23. Jg., 1948, S. 179—181.
37. Heißel, W.: Das östliche Karwendel. Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendel und des Achenseegebietes von O. Ampferer. Univ. Verl. Wagner, Innsbruck 1950, S. 1—55.
38. Heißel, W.: Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. Jb. Geol. B. A., Bd. 94, 1949—1951, Wien 1951, S. 207—221.
39. Katschthaler, H.: Neue Beobachtungen im Gelände der Höttinger Breccie. Jb. d. Geol. B. A., Bd. 80, 1930, Wien 1930, S. 17—44.
40. Klebelsberg, R. v.: Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. V. Teil. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 79, 1927, S. 280—337.
41. Klebelsberg, R. v.: Ein Mammutzahn-Fund bei Innsbruck. Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XVI, 1928, S. 261—262.
42. Klebelsberg, R. v.: Neue Aufschlüsse im Gelände der Höttinger Breccie. Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XVII, 1929, S. 319—323.
43. Klebelsberg, R. v. — Ampferer, O.: siehe Nr. 14.
44. Klebelsberg, R. v.: Ein Fischfund in den Bändertonen des Inntals (Tirol). Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XX, 1932, S. 137—138.
45. Klebelsberg, R. v.: Geologie von Tirol. Berlin, Gebr. Borntraeger, 1935.
46. Klebelsberg, R. v.: Die „Stadien“ der Gletscher in den Alpen. Vh. der III. Intern. Quartär-Konferenz, Wien 1936, Bd. I.
47. Klebelsberg, R. v.: Ein Gweihfund in den „Bändertonen“ des Inntales (Tirol). Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXVII, 1941, S. 378.
48. Klebelsberg, R. v.: Von der alpinen „Schlußvereisung“. Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXVIII, 1942, S. 60—66.
49. Klebelsberg, R. v.: Das Schlern-Stadium der Alpengletscher. Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXVIII, 1942, S. 157—165.
50. Klebelsberg, R. v.: Nacheiszeitliche Gletscher an der Plose bei Brixen (Südtirol). Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXVIII, 1942, S. 173—176.
51. Klebelsberg, R. v.: Meran-Mais und Hall — Von der Geschichte zweier Schuttkegel. „Tiroler Heimat“, Bd. XI, 1947, S. 13—16.
52. Klebelsberg, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. I. und II. Teil, Wien, Springer-Verlag, 1948.
53. Klebelsberg, R. v.: Die Tiefe der Alpentäler. „Die Alpen“, Bd. 25, 1949, S. 219—224.
54. Klebelsberg, R. v.: Gletscher am Kellerjoch. Schlern-Schriften, Bd. 85, 1951, Innsbruck 1951, S. 59—66.
55. Klebelsberg, R. v.: Die Tiefe der Alpentäler. Vh. d. Schweiz. Naturforsch. Ges., Luzern 1951, S. 61—67.
56. Ladurner, J.: Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai Alpen). Jb. d. Geol. B. A., Bd. 82, 1932, Wien 1932, S. 397—427.
57. Ladurner, J.: Mineralführung und Korngrößen von Sanden aus Schlicker Tal (Bohrung) und Stubaital (Tirol). Jb. d. Geol. B. A., 1954, dzt. in Druck.
58. Levy, F.: Quartäre Formentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft. Ostalpine Formenstudien, I/2, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1922, 138 Seiten.
59. Machatschek, F.: Tal- und Glazialstudien im oberen Innggebiet. Mitt. d. Geograph. Ges. Wien, Bd. 76, 1933, Wien 1933, S. 5—48.
60. Mutschlechner, G.: Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. Jb. d. Geol. B. A., Bd. 93, 1948, Wien 1949, S. 155—206.
61. Paschinger, H.: Morphologische Ergebnisse einer Analyse der Höttinger Breccie bei Innsbruck. Schlern-Schriften, Bd. 75, Innsbruck 1950, S. 1—36.
62. Paschinger, H.: Beobachtungen an den Bändertongebirgen von Inzing bei Innsbruck. Schlern-Schriften, Bd. 65, 1950, Innsbruck 1950, S. 55—61.

63. Penck, A. — Richter, E.: Glazialexkursion in die Ostalpen. Intern. Geol. Kongreß. Führer f. d. Exkursionen in Österreich. IX. Intern. Geologen-Congreß, Wien 1903, Nr. XII, S. 1—97.
64. Penck, A. — Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909 (1. und 2. Lieferung 1901/02, 3.—5. Lieferung 1902/03).
65. Reithofer, O.: Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. Jb. d. Geol. B. A., Bd. 87, 1931, Wien 1931, S. 217—236.
66. Senarcens-Grancy, W. v.: Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein. Jb. d. Geol. B. A., Bd. 88, 1938, Wien 1939, S. 1—12.
67. Spethmann, H.: Die Einheit der alpinen Eiszeit. Langensalza-Berlin-Leipzig (Beltz), 1934, S. 1—60.
68. Wehrli, H.: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jb. d. Geol. B. A., Bd. 78, 1928, Wien 1928, S. 357—498.

Abb. 12 Die Terrasse von Rinn

von Werner Heiße

1 : 25.000

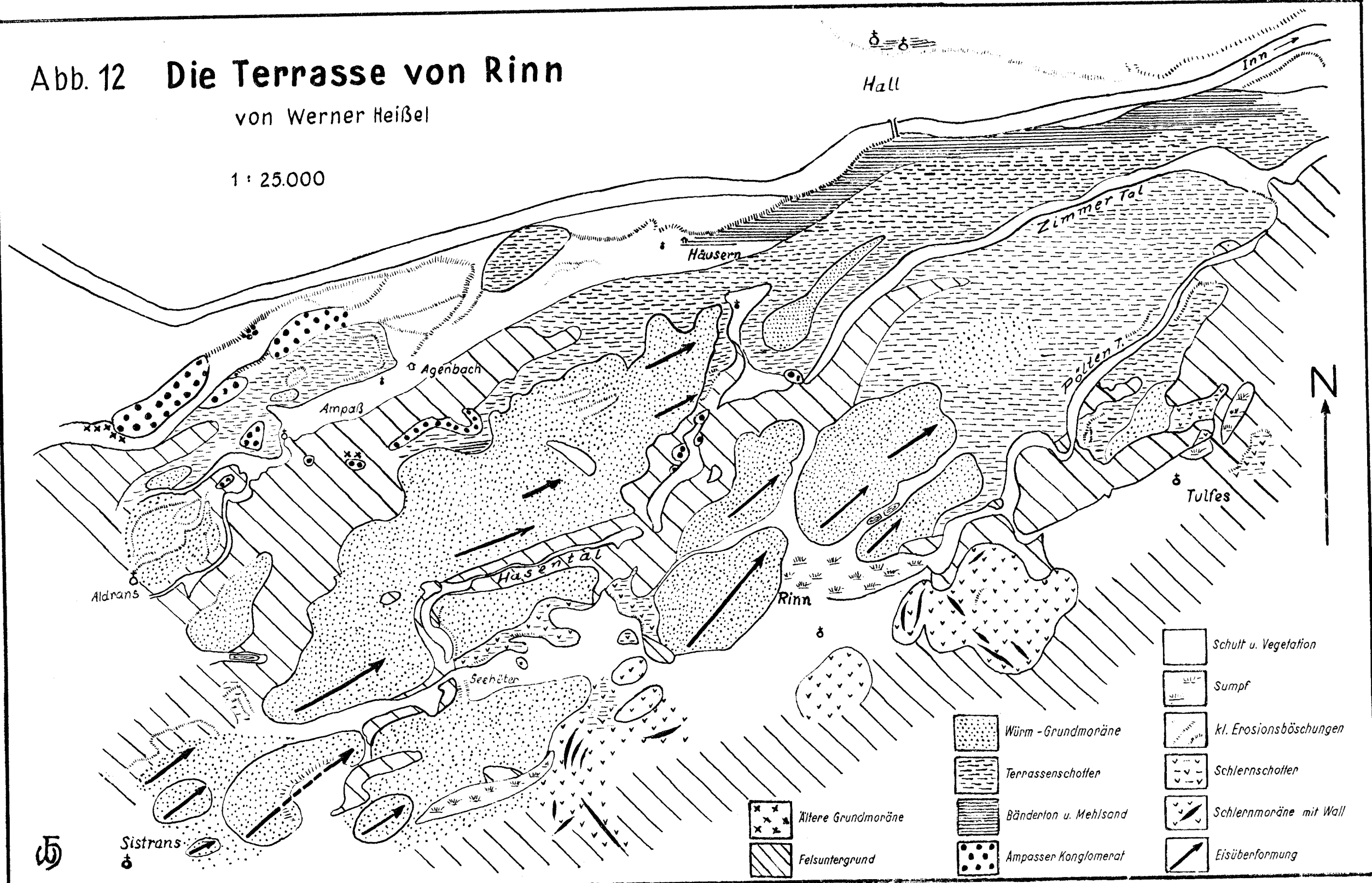


Abb. 15 DIE TERRASSE VON GNADENWALD UND VOMPER BERG

KARTE 1:25000 PROFIL 1:12500
VON

Werner Heiße

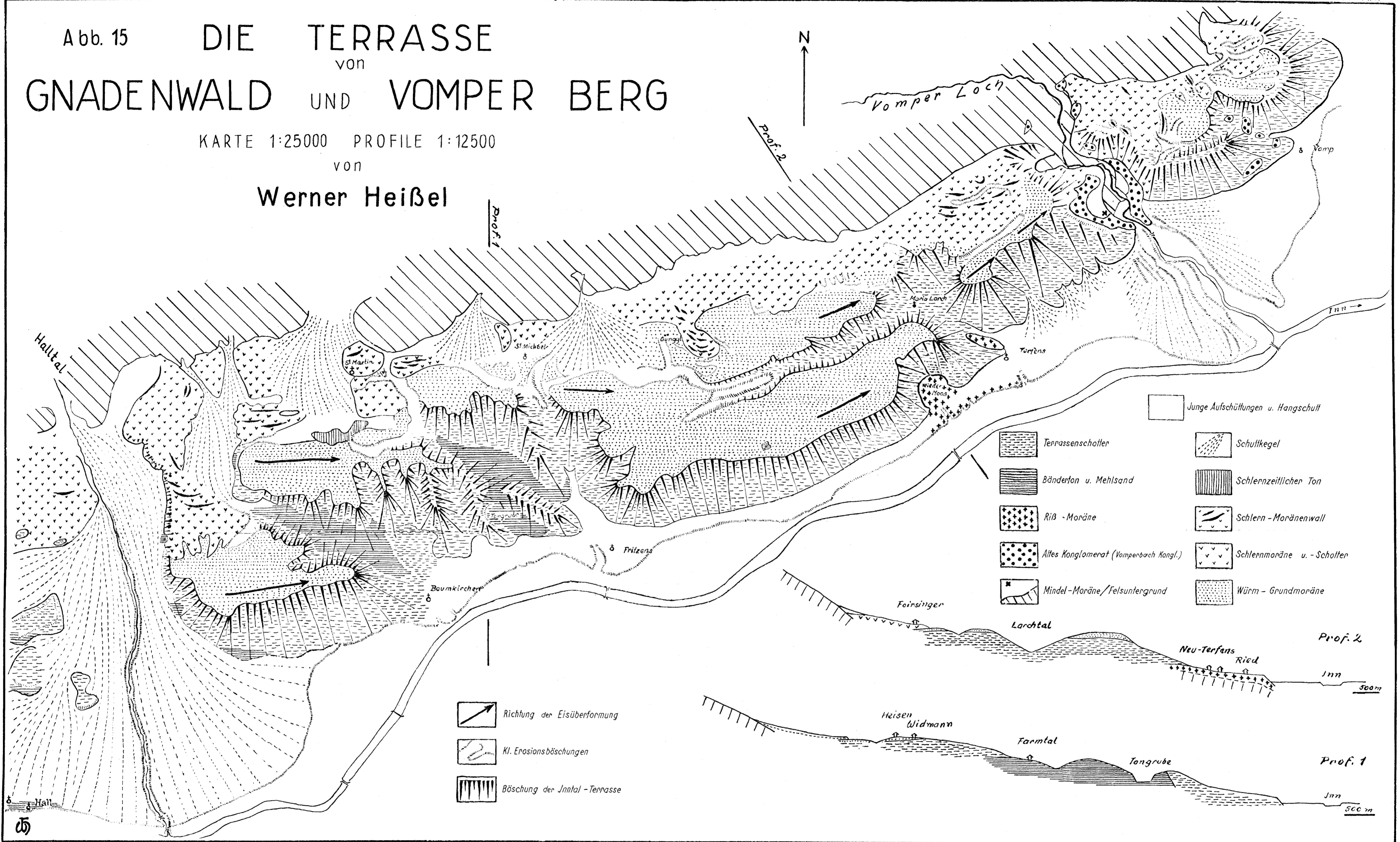
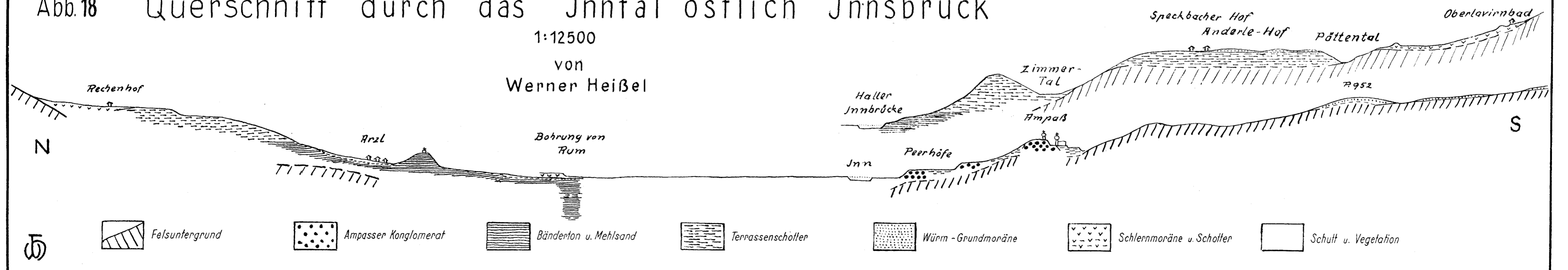


Abb. 18 Querschnitt durch das Jnntal östlich Innsbruck

1:12500

VON
Werner Heiße



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1954

Band/Volume: [97](#)

Autor(en)/Author(s): Heissel Werner

Artikel/Article: [Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales 251-322](#)