

Mitt. österr. geol. Ges.	69 1976	S. 209—245 4 Abb., 12 Photos	Wien, September 1978
--------------------------	------------	---------------------------------	----------------------

Zur Funktion der Würmhochstände im Gebiet der oberen Gurktalung einschließlich der Nahtstelle Gurk—Draugletscher

Von Harald EICHER *)

Mit 4 Abbildungen und 12 Photos

Österreichische Karte
1 : 50 000
Blätter 184, 185, 201, 202

Schlüsselworte:

Kärnten: Ob. Gurk – Tiebel
Würm Hoch- und Spätglazial
Glazialmorphologische Erscheinungen
Stauschuttkorrelation
Quartärgeologische Feldkartierung
Bohrergebnisse und Seismik der KWG
Kartentreues Blockdiagramm
Bänderschluﬀkorrelation

Zusammenfassung

Die Arbeit ist ein erster Teil einer glazialmorphologischen Aufnahme: Obere Gurk – Enge Gurk – Feldkirchner Bucht bis zur Kartierungs-grenze von E. LICHTENBERGER 1959 und beinhaltet eine glazialmorphologische Aufnahme der Gurk-Tiebel-Talung im Bereich Patergassen – Prekawahöhe – Himmelberg.

Nach einer Gegenüberstellung der glazialmorphologisch zu erwartenden Unterschiede zwischen Gurkgletscher- und Feldkirchner Draugletschermasse wird in Kombination mit Feldkartierungsergebnissen im Raum Himmelberg die Frage nach der Rekonstruktion der präglazialen Talung gestellt. Demnach zeigt sich, daß die Himmelberger Talweitung rund 50 m gegenüber der Hochfläche von Pichlern (SE Himmelberg) lokal übertieft ist (subglaziale aquatische Erosion an einer Gesteinszerreißungszone, vgl. Literatur). SE Himmelberg kommt das Anstehende so deutlich zutage, daß eine plombierte NW-SE-Fortsetzung der Himmelberger Talung nicht möglich ist. Der Tiebelabschnitt Himmelberg-Poitschach ist eine epigenetische junge Kerbtalanlage. Die lokale Erosionsbasis für die präglaziale Gurk-Tiebel wird auf der Höhe von Himmelberg mit 710 m veranschlagt. Dies bedeutet bei einem postulierten präglazialen Normalgefälle von 7‰ im Prekowa-Gurk-Bereich einen anstehenden Gurktalboden von 770 m, 100 m tiefer als das seismische Profil von H. JANSCHKEK. Im folgenden werden mit dem Hinweis auf

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Harald EICHER, Geographisches Institut der Universität Graz, Universitätsplatz 2/II, A-8010 Graz.

die Schallgeschwindigkeits-Problematik Grundmoräne-Phyllit mehrere Gründe angeführt, warum ein Hinabreichen des Felsuntergrundes im Prekowahöhenbereich unter 800 m ü. a. naheliegender ist.

Die auf Arbeiten der Kärntner Wasserversorgungs-Ges.m.b.H. basierende eingehende Sondierung der Nahtstelle zwischen dem hochwürmzeitlichen Gurk- und Draugletscher (Prekowahöhe) erlaubt eine Rekonstruktion der würmzeitlichen Abläufe. Hier werden als korrelierbare Parameter die Feldkartierungsergebnisse (einschl. E. H. WEISS 1977), Bohrergergebnisse (H. LITSCHER 1977), seismischen Profile (H. JANSCHER 1976) und geomorphologisch-hydrogeographische Erscheinungen herangezogen, wobei sich zeigt, daß sich viele Parameter untereinander abstimmen lassen.

Auf Grund dieser kombinierten Daten wird ein kartentreues Serienprofil-Blockdiagramm (Ursprungsmaßstab 1:10 000) erstellt und anhand dieser exakten dreidimensionalen Geländezeichnung die chronologische Abfolge der quartärgeologischen Einheiten und ihre Funktion zur Zeit ihrer Ablagerung erläutert und mit den rezenten geomorphologischen Gegebenheiten in Verbindung gebracht. Hier nimmt vor allem die 35 m mächtige Bändertonentwicklung W Urscherwirt eine besondere Stellung ein, vor allem für das Abschätzen der hochwürmzeitlichen Schmelzwassertätigkeit und der damals umliegenden Reliefsituation des Anstehenden. Da die ungestörte Bändertonentwicklung 17 m (Bohrung P-4) über die heutige lokale Erosionsbasis am Eingang der Engen Gurk (936 m ü. A.) hinaufreicht, war ein damaliges Abführen der Schmelzwässer über die Enge Gurk und eine Verkläuserung dieser von der Seite her (der Draugletscher reichte nicht in sie hinein, auch kein Schwemmkegel) nicht gegeben.

In weiteren glazialmorphologischen Betrachtungen finden sich Erklärungen für zwei Talstrünke (einer zwischen Prekowahöhe und Hügel Kote 1001, ein kleiner beim Urscherwirt), sowie die glazialmorphologische Funktion der Staukörper (Moränen- und Eisrandschutt) NW der Prekowahöhe jenseits der Gurk (1115 m-Terrasse Peiningerbach, 1075 m-Terrasse NE Weißenbach), der Prekowahöhe selbst (1075 m) und Hügel Kote 1001. Es handelt sich in allen Fällen um Stauschutt, der in erster Linie von einem Gurktalglatscherhochstand ausging (Hügel Kote 1001 mit Gegenstau des Draugletschers).

In der Oberen Gurktalung zeigt sich, daß Eisrandstaukörper noch weiter talaufwärts zu verfolgen sind. Besonders deutlich tritt der Würm-Hochstand hervor, dessen überlieferte Stauschuttfolge an der Nordflanke zwischen Zedlitzdorf und Eingang Gurkenge in 7 erhaltenen Eisrandkörpern sich nahezu geschlossen verfolgen läßt. Das ermittelte Zungengefälle von 12‰ für den untersten Gurkgletscherabschnitt (kein Vorstoßgefälle) wird dem auf 32‰ zunehmenden Gefälle des oberen Gurkgletscheranteils gegenübergestellt und mit der Orographie bzw. speziellen Ernährungsverhältnissen (zusätzliche Verzögerung des Zungenendes durch Eiszufuhr über Bad Kleinkirchheim) begründet. In der 1110 m obersten Terrassentreppe von Zedlitzdorf scheint ein erhaltener Maximalstand vorzuliegen. Innerhalb des Würmhochstandes sind neben dem Staukörper-Leitniveau mehrere Rückzugs-Oszillationsphasen zu verfolgen, wobei insbesondere die 1075 m-Stauschuttkörper

E Gnesau, die einer weitgehend pelitischen Entwicklung aufliegen (siehe Blockdiagramm), hervorzuheben sind.

Der mächtige Aufschüttungskörper von Eben zeigt keine fluviale Entwicklung und kann entsprechend dem Fehlen tiefer reichender Aufschlüsse nur unbefriedigend erklärt werden.

Tiefer liegende Moränen und Staukörper, die einer ungleich kleineren Massenbilanz des Gurkgletschers zuzuordnen sind, finden sich in der Jungmoränenlandschaft von Zedlitzdorf-Bergl, im Stauschuttkörper von Mitterdorf sowie als zuzuordnende Sanderfläche die 980 m-Terrasse von Gnesau-Sonnleiten. Diese rekonstruierbare glaziale Serie ist in eine fortgeschrittene Abtragungsphase der hochglazialen Einheiten hineingestellt und wird vom Verfasser mit H. SPREITZERs Neuem Hochstand parallelisiert, der hier auf Grund der fehlenden Ernährung über Turrach überdurchschnittlich klein ausfällt. Letzte Rückzugsphasen dieser spätwürmzeitlichen Periode (ehem. Würm II) finden sich in einem kleinen Moränenareal zwischen Mitterdorf und Wiederschwing.

Ein abschließender Vergleich mit den Kartierungsergebnissen von H. SPREITZER 1961 für den Murgletscher und H. BOBEK sowie E. LICHTENBERGER (beide 1959) für das Draugletscherende zeigt im Hochglazial eine hohe Parallelität zu allen Autoren. Die Tatsache einer besonders ausgeprägten neuen Vorstoßphase in der Feldkirchner Bucht (H. EICHER 1978; Carinthia II, im Druck) und einer vom Hochglazial zu trennenden Vorstoßphase des Gurkgletschers von Zedlitzdorf-Bergl läßt für diesen Raum hinsichtlich des Spätglazials eine größere Anlehnung an das Verhalten des Murgletschers vermuten.

Abstract

The essay contains a glacialmorphological investigation and mapping of the Gurk-Tiebel area (Carinthia/Austria). After comparing the glacial morphological differences between the Gurk Valley Glacier and the Drau Icefield-Glacier in the Feldkirchener Bay combined with the results of field-mapping in the area of Himmelberg, the question of a reconstruction of the valley area before the glacial period is discussed.

Based on seismic and drilling works of the Kärntner Wasserversorgungsgesellschaft m.b.H. at the contact area of the Gurk- und Drau-Glacier in the High Glacial (Middle Würm) Period a reconstruction of the events of that glacial period in the discussed area can be made. A profil-series block-diagram is drawn on the basis of combined results and for that reason the late quarternary chronological events can be analysed and combined with the existing geomorphological surface. In this connexion the fine grained clay sediment of 35 meters with varves, formed by a glacial dammed little lake and its situation to the rocky outcrop is of much importance for this interpretation. In the upper Gurk Valley, however, the lateralglacial terraces and similar glacial-dammed rubble-materials underline the explanations. The reconstructed glacier-tongue-gradient (Gurk) of 12‰ for the glacier between Zedlitzdorf and Prekawahöhe is a retreat-gradient and is confronted with the 32‰ descent of the upper part of the glacier which is a

result of additional ice flow from the Mur-glacier (N, across the Turrach). This special ice support situation is also responsible for the greater trend of the Gurk Glacier to oscillation (see clay/sands and gravels-partition in the fluvioglacial sequence at block-diagram / Abb. 3) and also in the retreat periods for making greater steps compared with the behaviour of neighbour-glaciers: after the Late High Würm period (at the end of the Gnesau-Prekowa stade) an equivalent sudden ice decay can be noticed.

The next lower moraines, lateralglacial-pushed rubble-materials and remains of an equivalent Late Glacial sandur-surface (980 m-terrace between Maitratten and Gnesau) of a greater Late Glacial Push Stade can be found in the valley bottom area of Mitterdorf – Bergl – Maitratten (Abb. 4). This new glacial series are situated within the formations of the High Glacial Period which hat been eroded before the New Push to a certain extent. The same evidence is given in the Feldkirchener Bay (H. EICHER 1978b) which proves the two-periods-theorie of the High and Late Glacial.

A comparison with the surrounding mapping of H. SPREITZER 1961b, H. BOBEK 1959 and E. LICHTENBERGER 1959 shows an agreement with other authors especially with the work of H. SPREITZER, who explored the Mur Glacier Valley Area where he found a New Push Stade like here, before the Late (Würm) Glacial Icefield disappeared.

Inhalt

1. Einleitung	213
2. Disposition: Zur besonderen Lage dieses Raumes im kalkzeitlichen Eisstromnetz	214
3. Bemerkungen zur präglazialen Gurk-Tiebel-Talung und zur Kartierung des Anstehenden in diesem Zusammenhang	215
4. Rekonstruktion der glazialen Situation mit Hilfe eines Serienprofil-Blockdiagramms der Schlüsselstelle Prekowahöhe und der Umgebung	219
4.1 Kombinationsdaten	219
4.2 Erstellung eines kartentreuen Serienprofil-Blockdiagramms	222
4.3 Die Funktion der verschiedenen quartärgeologischen Einheiten an Hand der laufenden Profilveränderung	222
4.4 Glazialmorphologische Schlußfolgerungen	226
5. Glazialmorphologische Gliederung des Oberen Gurktales mit Schwerpunkten im Abschnitt zwischen Patergassen und Prekowahöhe	229
5.1 Bemerkungen zum Einzugsgebiet des Gurkgletschers als gesamte Folge der glazialen Serie	229
5.2 Das Obere Gurktal außerhalb des spätglazialen Zungenbeckens (Abschnitt Zedlitzdorf/Bergl – Prekowahöhe)	230
6. Zur Parallelisierung mit den würmzeitlichen Ostalpen, insbesondere mit der unmittelbaren Nachbarschaft des Mur- und Draugletscherendes	236
Literatur	238
Bildanhang	240

1. Einleitung

Das vorliegende Gebiet ist ein Schulbeispiel dafür, wie schwierig es ist, glazialmorphologisch bei Vegetationsbedecktheit zu kartieren, die Zusammenhänge zu erfassen und im Aussagewert über eine Vermutung hinauszukommen. So hat schon A. PENCK (1909; 1075) die glazialmorphologischen Zusammenhänge in den Grundzügen erkannt, an Schlüsselstellen in diesem Raum kartiert und dabei bereits die Tiebelquellen mit der Gurk in Verbindung stehend erklärt.

Wahrscheinlich ist die Erkenntnis, daß die Gurktalung Patergassen – Himmelberg frei nach SE in die Luft ausstreicht und die Prekowahöhe nur als eine Plombierung der präglazialen Talung Gurk – Tiebel verstanden werden kann, noch älter als die erste diesbezügliche Publikation von A. PENCK. Es verging ein halbes Jahrhundert, bis nun Geologen (K. METZ 1956 und E. H. WEISS 1962) sich wieder diesem Problem zuwandten, zumal auch wasserwirtschaftliche Interessen eine nähere Beleuchtung der Quartärgeologie erforderten. Etwa zur selben Zeit kartierten die Geographen H. BOBEK 1959 und E. LICHTENBERGER 1959 im mittleren und östlichen Klagenfurter Becken. Die Feldkirchener Bucht beabsichtigte damals der Physiogeograph H. SPREITZER zu kartieren, der zur damaligen Zeit wohl beste Kenner der würmzeitlichen Vorgänge im inneralpinen Ostalpenraum. Aus gesundheitlichen Gründen kam er dann nicht mehr dazu.

Die erste (der Allgemeinheit zugängliche) Veröffentlichung, deren Beweisführung des Zusammenhanges Gurk – Tiebel über eine Vermutung hinausging, erschien aber erst jüngst durch E. H. WEISS 1977 und H. LITSCHER 1977. Die Gründe, warum man über eine so interessante glazialmorphologische Stelle so viele Jahrzehnte über die Aussage von A. PENCK 1909 nicht hinauskam, sind komplex und bezeichnend für das Verhältnis Glazialmorphologie – Quartärgeologie: Der Geomorphologe kann beim Studium der Formen und des Gefüges sehr früh auf Erkenntnisse kommen, deren Beweisführung aber erst durch eine quartärgeologische Exploration möglich ist. Diese ist auch in der heutigen Technologie so kostspielig, daß auch Quartärgeologen meist nur dann derartige Erkundungen durchführen können, wenn wirtschaftliche Interessen mitspielen. An den Arbeiten von E. H. WEISS und H. LITSCHER, sowie unveröffentlichten im Archiv der KWG zeigt sich dabei deutlich, daß man über den wasserwirtschaftlichen Auftrag (quartärgeol. Erschließung, hydrologische Aufnahme) hinaus die wertvollen Daten für eine Rekonstruktion der Vorgänge während der letzten Kaltzeit in physisch-geographischem Sinne nicht anstrebte. Die vorliegende Abhandlung ist ein Beitrag, diese Lücke zu schließen, sowie in einem ersten Teil einer glazialmorphologischen Gesamtkartierung der Feldkirchener Bucht (Obere Gurktalung – Enge Gurk – die Feldkirchener Bucht bis zur Kartierungsgrenze von E. LICHTENBERGER 1959) Aussagen über die würmzeitlichen Gletscherstände und die bis heute überlieferte glazialmorphologische Formengebung anzustellen.

Sieht man von der speziellen quartärgeologischen Kartierung im Tiebel-Bereich ab, so liegt auch heute noch über den Raum Feldkirchener Bucht / Obere Gurk keine glazialmorphologische bzw. quartärgeologische Kartierung vor, obwohl dieser Raum weitgehend vom glazialen Formenschatz bestimmt ist. Die Arbeit von P. BECK-MANNAGETTA 1958 behandelt nur das Festgestein.

2. Disposition: Zur besonderen Lage dieses Raumes im kalkzeitlichen Eisstromnetz

Die von A. PENCK 1909 beschriebene Lage des Raumes im hochwürmzeitlichen Eisstromnetz muß nur unwesentlich korrigiert werden. Die Feldkirchener Bucht zeigt sich auch heute noch sehr deutlich in einer Höhenschichtendarstellung (Abb. 1) durch das plötzliche Nachlassen der Reliefenergie. Diese zusätzliche

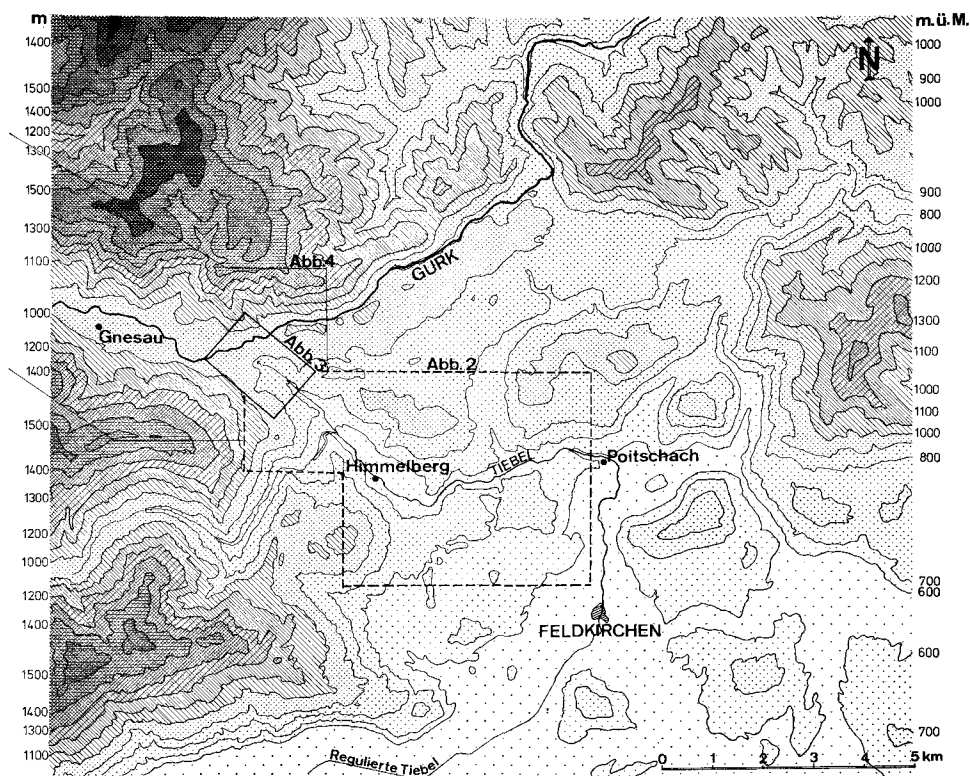


Abb. 1

Bucht am nördlichen Rand des Klagenfurter Beckens hatte auch im Tertiär ihre Funktion, wie man an Roterden NW Köttern (bei der Kote 845) und verstreuten gelblichen, völlig gerundeten Quarzgeröllen ablesen kann. Auch am Hang N Kösting (NW Dragelsberg) konnte der Verfasser derart spezifische Quarzgerölle auffinden, die sich von den Moränengeschieben deutlich abheben.

Als sich in den Kaltzeiten der gewaltige Eiskuchen des Draugletschers im Klagenfurter Becken ausbreitete, buchtete dieser in die Gegend von Himmelberg nordwärts mit neuen Eisfluß-Vektoren in breiter Front aus und nötigte die Gurk Schmelzwässer in das Sarnitz-Entwässerungssystem überzuleiten. Diese ausgedehnte Eismasse stand auch in einem kleinen Arm über Teuchen-Arriach mit dem westlichen Lieser-Afritz-Eisstromnetz in Verbindung. Die Oszillation dieser

inlandeisartigen Eismasse, noch 60 km vom östlichen Draugletscherende entfernt, muß vom Eis-Einzugsgebiet her gering gewesen sein. Dies zeigen auch die hochwürmzeitlichen Kartierungsergebnisse in der Feldkirchener Bucht (H. EICHER 1978; Carinthia II, im Druck) sowie die Bänderton-Bohrerergebnisse auf der Prekowa (H. LITSCHER 1977).

Diesem über große Zeitabschnitte weitgehend persistierenden Gletscherlappen stand ein schmaler Talgletscher im Oberen Gurktal gegenüber. Er ernährte sich durch das eigene Firn-Einzugsgebiet und bekam weitere Unterstützung über die Turrach vom Murgletscher her (H. SPREITZER 1961; 14), über deren Bedeutung sich mangels an Geschieben (vereinzelte höhere Geschiebestreu könnte auch älter als Würm sein) nichts Konkretes aussagen läßt. Eine weitere Eiszufuhr erfolgte über die 1100 m-Talkerbe von Bad Kleinkirchheim. Dieser von mehreren Faktoren abhängige Gletscherarm der Oberen Gurktalung war im Vergleich zur Masse in der Feldkirchner Bucht deutlich mehr von der Oszillation bestimmt. Dies zeigt sehr schön der Gurktalabschnitt zwischen Patergassen und Gurkenge (Abb. 4), wonach die Schutterfüllung des Tales gegen SE immer mehr zunimmt und sich Moränen, Terrassenschotter, Gehängeschutt und Schwemmkegel zu immer komplizierteren Komplexen vereinen.

Eine der Schlüsselstellen zur Beantwortung der Frage, wie diese beiden Gletschereinheiten in der Würmzeit zueinander standen, ob sie sich berührten, ob der Draugletscher im Maximalstand die 1015 m-Flur Peiningerbach entstehen ließ (Rest einer Drau-Eisrandflur) oder der Gurkgletscher als Eisrandterrasse, all diese Fragen können erst durch die jüngsten Untersuchungen der Kärntner Wasserversorgungs Ges.m.b.H. (unter der Aufsicht von A. OREL, dem der Verfasser für das freundliche Zurverfügungstellen der Daten danken möchte – ein guter Teil ist mittlerweile durch E. H. WEISS 1977 und H. LITSCHER 1977 veröffentlicht) eingehender beleuchtet werden.

3. Bemerkungen zur präglazialen Gurk-Tiebel-Talung und zur Kartierung des Anstehenden in diesem Zusammenhang

Im Rahmen der großräumigeren glazialmorphologischen Untersuchung war der Verfasser auch mit einer Begehung des an sich quartärgeologisch großmaßstäbig (1 : 10 000) kartierten Gebietes um die Tiebelquellen beschäftigt. Gründe dafür waren Unterschiede zwischen der Kartierung von E. H. WEISS (1977; Abb. 1) und H. LITSCHER (1977; Abb. 2b), sowie weitere eigene Beobachtungen im N der Gurk und SW der Tiebel (Raum Oberboden-Lassen).

Für den Geomorphologen stellte sich vor allem die Frage, welchen allgemein gültigen Talquerschnitt man für die präglazialen Gurk-Tiebel-Talung annehmen müsse, – eine wesentliche Frage für das Felsuntergrund-Tallängsprofil und der Zuordnung einer Normalgefällskurve. Nach der Kartierung von E. H. WEISS hätte es eine starke Verengung der Talung im Bereich Urscherwirt-Hügel Kote 1001 gegeben und als weitere Talquerprofildisparität die Tiebel-Kerbtalstrecke zwischen Himmelberger Weitung und Poitschach.

Während sich im Hügel W Urscherwirt das Anstehende leicht identifizieren läßt, und nun die Seismik von H. JANSCHKEK auch bestätigt, daß die annähernd

söhlig liegenden Phyllite infolge der Schieferungsstruktur Stockcharakter haben, d. h. nach einer relativ sanften Oberfläche plötzlich sehr steil abfallen (Himmelberger NW-SE tekton. Zerreißungszone?), läßt sich anstehendes Gestein laut E. H. WEISS im Hügel Kote 1001 nicht vermuten. Nach eigener Beobachtung möchte sich der Verfasser der Kartierung von H. LITSCHER anschließen, nach der dieser Hügel nur von glazialen Ablagerungen aufgebaut wird; dies umso mehr, als die nahe gelegenen Schlußpunkte und Bohrungen (P-1, P-5, SP 3, SP 21, SP 28) kein Anstehendes orteten. Es bleibt somit auch der Auffassung einer stark aufgetürmten Form (E. H. WEISS 1977; 96) wenig Spielraum, die ein Drittel der Gurktal-Normalbreite versperren würde. Die zum Teil homogen angehäuften Phyllit-Bruchstücke zwingen nicht zu einer autochthonen Interpretation.

Ein weiterer Unterschied zur eigenen Beobachtung besteht darin, daß die z. T. nach einer Flur aussehenden Hangleisten von Lassen und Oberboden nicht von fluvioglazialen Kiesablagerungen (E. H. WEISS; Abb. 1) aufgebaut oder überlagert sind. Die feuchte Rinne E Lassen war eine Schmelzwasserrinne im Anstehenden, deren stellenweise breiterer lateral-erosiver Ausformungscharakter von den Teuchen-Schmelzwässern als Umfließungsgerinne bestimmt wurde, solange der Draugletscher die Teuchen-Tiebel-Talung versperrte. Es ist erstaunlich, daß sich auf diesen beiden Niveaus in 980 m (Oberboden) und 1050 m (Lassen) fast keine fremden Geschiebe finden lassen.

Besonders im Widerspruch zur Morphologie ist die quartärgeologische Situation der 890 m-Terrasse Oberboden (W Ruine), deren völlige Ebenheit auf einen größeren Aufschüttungskörper schließen ließe. Tatsächlich erwies sich beim genaueren Kartieren diese Flur als eine ehemalige Felsterrasse bzw. ein Terrassensporn, die von einer schluffigen Grundmoräne bedeckt ist. Der NE-Hang Richtung Tiebel-Quellabfluß läßt sich bis zur Hangschleppe in einem anstehenden Phyllitfels verfolgen; lediglich an zwei Stellen lappt, vom Hangenden herabgeglitten, die schluffige Moräne ins Tal hinunter. Die SW-Talflanke der Tiebel ist somit vom Festgestein bestimmt und wird nur an wenigen Stellen von Moränenresten überlagert. Die Möglichkeit einer teilweisen Verhüllung der präglazialen Talung ist hier nicht gegeben.

Im NE des Tiebel-Quellabflusses ist hingegen keinerlei Anstehendes zu bemerken oder zu vermuten. Hier dürften die ersten Kartierungsergebnisse von E. H. WEISS die genauesten sein, zumal seine Kartierungen auf besondere Aufschlußbedingungen zu Zeiten des Straßenbaus Himmelberg - Gnesau zurückgehen. An der Tiebel-NE-Flanke kommt das Anstehende erst im E des Moränenwalls Oberboden (E Brücke Kote 732) zutage. Somit kann man sich das präglaziale Gurk/Tiebel-Talquerprofil durchaus einige 100 m nach N gegen Spitzenbichl-Wöllach verlängert vorstellen. Die präglaziale, direkt ins Klagenfurter Becken entwässernde Gurktalung hätte demnach einen sehr ausgeglichenen geradlinigen Verlauf bei konstantem Querschnitt zwischen Patergassen - Gnesau - Himmelberg mit einer leichten Krümmung nach S im letzten Drittel. Im Ort Himmelberg kommt direkt im Talboden das Anstehende zutage, d. h., daß hier die lokale Erosionsbasis erreicht ist und keine nennenswerte quartäre Auffüllung vorliegt. Wir befinden uns hier bereits im zentraleren Zungenbeckenbereich (auch des einige tausend Jahre länger anhaltenden Spätglazials; vgl. H. EICHER 1978b),

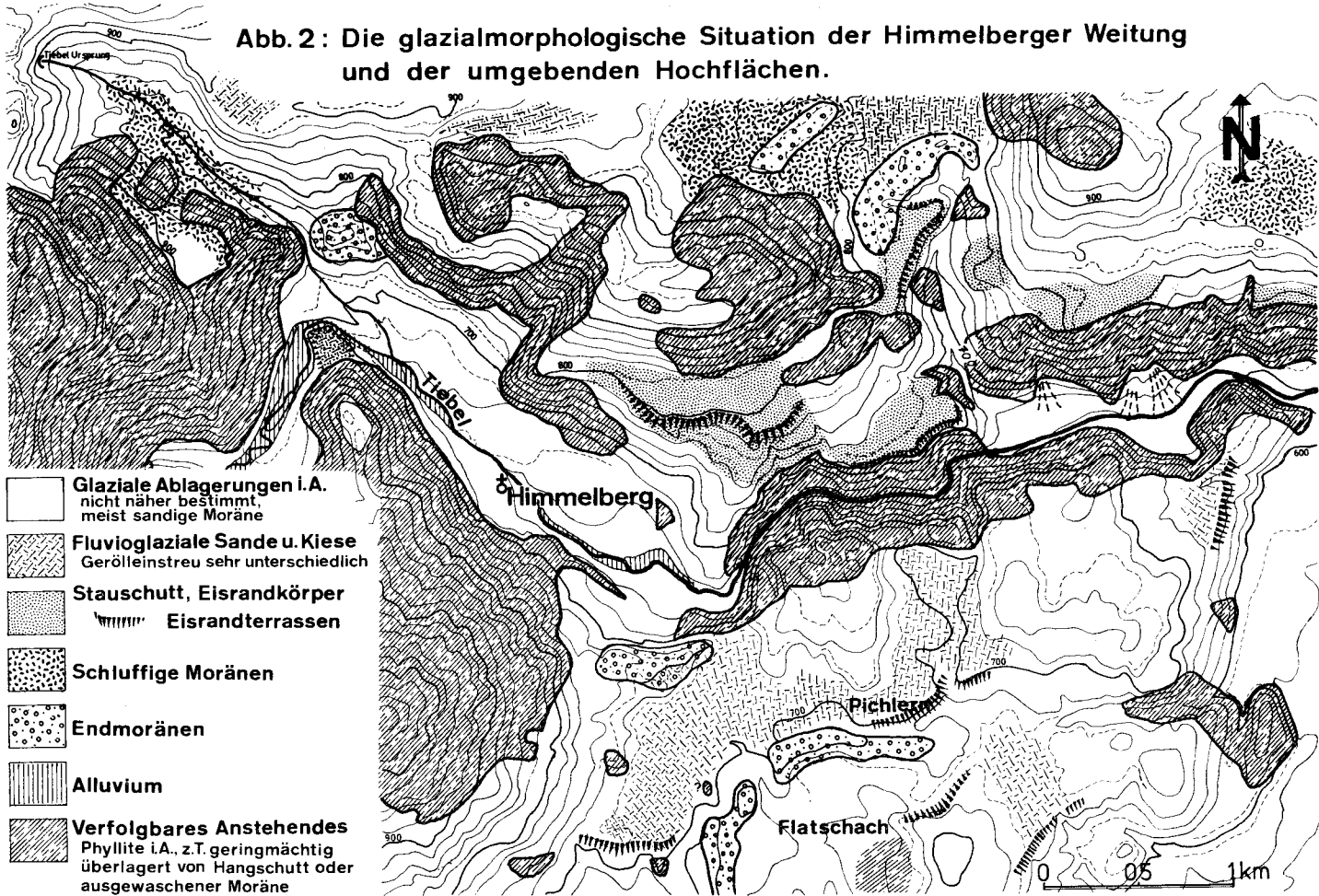
wo mächtigere Talfüllungen bereits zurücktreten und nach jüngerer Lehrmeinung (J. B. Sissons 1961, W. Tietze 1961, B. S. John 1970, R. L. Shreve 1972, H. Röthlisberger 1972) in einem Abschmelzbecken, weit unterhalb der Firnlinie, die subglaziale aquatische Erosionstätigkeit eine Rolle spielte; – eine, wie sich bei der Kartierung der Feldkirchener Bucht zeigte, bislang glazial-morphologisch viel zu wenig beachtete Tatsache; – daher die ausführlichere über-regionale Literaturangabe. Die Terrassen NE Himmelberg (Werschling) sind Eisrandterrassen und keine Reste einer ehemaligen, über die ganze Himmelberger Weitung ausgehenden Flur (Abb. 2).

Der enge Tiebel-Abschnitt zwischen der Himmelberger Weitung und Poitschach entspricht nicht der präglazialen Talanlage und zeigt als schmaler Kerbtalabschnitt mit einem überdurchschnittlichen Gefälle von 12‰ alle Merkmale einer Epigenese. Die präquartäre Gurk dürfte vielmehr in Himmelberg das freie Klagenfurter Becken erreicht, und dann über die Hochfläche von Pichlern nach SSE tendiert haben. Dies bedeutet eine Übertiefung der Himmelberger Weitung (basales Anstehendes ca. 650 m) in glazialer Zeit gegenüber der Festgesteinsfläche von Pichlern (670–700 m) um 20–50 m, zumal im SE der Himmelberger Weitung im Prallhang der nach NE umbiegenden Tiebel bereits das Anstehende hervor- kommt und damit eine, in der Hochfläche von Pichlern plombierte, präglaziale Gurk-Tiebel-Talung ausscheidet. Die Übertiefung der Himmelberger Weitung (aber auch der von Poitschach – St. Ulrich) ließe sich als subglaziale aquatische Tätigkeit (im Erosionsmechanismus verwandt mit der glazimarinen Fjordüber- tiefung), insbesondere im Schmelzwasserreichen Neuen Hochstand des Spätglazials, am leichtesten erklären, zumal hier intra- und subglaziale Schmelzwasseranreicherungen (z. B. aus der Teuchen) vorstellbar sind. Mit dieser Überlegung läßt sich auch das Auflösen des Reliefs in Stöcke (z. B. Lantschnig und Tschwarzen-Berg bei St. Ulrich), – eine verbreitete morphologische Reliefform der Feldkirchener Bucht und des Klagenfurter Beckens insgesamt –, am leichtesten erklären. Die Himmelberger Übertiefung als Erosionsphänomen ließe sich letztlich auch noch durch zwei ergänzende Faktoren erklären: Gleiche Richtung (NW-SE) wie die in diesem Raum häufig zu sichtenden Bruchzonen und Kluftrichtungen, die durch das erosive Spürvermögen der Draugletscher-Abschmelzmasse aufgedeckt wurden – (eine zweite geomorphologisch wirksame Kluftchar hat die Richtung WSW-ENE, vgl. H. Paschinger 1937) – und gleiche Eisfließrichtung des nach N aus- lappenden Draugletschers und die damit einhergehende subglaziale aquatische Eiserosion.

Unter diesen Gesichtspunkten muß man für die präglaziale Gurk-Tiebel-Talung als die damalige lokale Erosionsbasis das 710 m-Niveau von Pichlern-Flatschach annehmen. Setzt man für die präglaziale Gurk-Tiebel-Talung ein Normalgefälle von ca. 7‰ voraus (die heutige Gurk hat zwischen Ebene Reichenau und Gnesau $6,7\text{‰}$ Gefälle), so bedeutet dies beim Zurückverlagern des imaginären prä- glazialen Talbodens von der Pichlern-Flatschach-Hochfläche aus eine Höhe des anstehenden Talbodens im Bereich W Prekowahöhe von etwa 770/780 m ü. M., das ist 100 m tiefer als das seismische Profil von H. Janschek 1976 angibt.

Die bekannte Problematik der Auswertung von seismischen Profilen im Über- gangsbereich Fels – Grundmoräne (Schiefergestein und gepreßte Grundmoräne

Abb. 2: Die glazialmorphologische Situation der Himmelberger Weitung und der umgebenden Hochflächen.



haben gleiche Schallgeschwindigkeitswerte) läßt viel eher den Schluß zu, daß das seismische Profil von H. JANSCHKEK im Gurktal mit dem Schwellenwert von 880 m ü. M. nicht den anstehenden Fels, sondern die Grundmoräne bedeutet. Im Abschnitt 4.1 und 4.4 werden noch weitere Gründe angeführt werden, warum diese Interpretation viel naheliegender ist. Es ist auch rein geomorphologisch eine präglaziale Gurk-Tiebel-Stufe, wie sie unter Annahme eines Fels- statt Moränenuntergrundes im Bereich unterhalb der Prekowahöhe anzunehmen wäre (H. JANSCHKEK; Beilage 7), schwer vorzustellen. Eine überdurchschnittlich hohe Auffüllung mit gepreßter Grundmoräne liegt auch dadurch nahe, daß hier der Gurkgletscher in Würm-Maximal- und Hochstandsphasen (Abschnitt 5.2) an den Draugletscher prallte und so die Grundmoräne unter sich anschoppen konnte.

4. Rekonstruktion der glazialen Situation mit Hilfe eines Serienprofil-Blockdiagramms der Schlüsselstelle Prekowahöhe und der Umgebung

Durch die Arbeiten der Kärntner Wasserversorgungs Ges.m.b.H. stehen nun dem Glazialmorphologen so viele Parameter zur Verfügung, daß an eine dreidimensionale Veranschaulichung der glazialsedimentologischen Einheiten gedacht werden kann. Dadurch ist in einer Zusammenschau eine wesentlich einzuengende Interpretation möglich.

4.1 Kombinationsdaten

Folgende Daten können in Kombination mit geomorphologisch-hydrologischen und sedimentologischen Erscheinungen der Bohrerergebnisse untereinander abgestimmt werden (Abb. 3):

a) Der große Quellhorizont der Tiebelquellen befindet sich auf größerer Breite in genau 895 m. – In dieser Höhe gibt es (entgegen E. H. WEISS 1977; 99 – Abb. 2) keinerlei Hinweise auf eine Grundmoräne als Wasserstauer (vgl. H. LITSCHER 1977; Abb. 3). Vielmehr findet sich genau in dieser Höhe in den Bohrungen (P-1, 2, 3) ein 1,5–3 Meter mächtiger Bänderschluflhorizont (= Unterer Bänderschluflhorizont). Auf Grund der identen Höhenlage aller Bohrungen, die diese Tiefe angefahren haben (P-4 und P-5 hören bereits in 914 m bzw. 926 m auf), besteht höchste Wahrscheinlichkeit, daß es sich hier um einen weit ausgehenden durchgehenden wasserstauenden Horizont handelt, der das Tiebelwasser zum Austreten veranlaßt.

b) Haben schon die Durchflußmengen der Tiebel beim Kraftwerk Oberboden eine geringe Schüttungsschwankung trotz Beeinflussung durch den lokalen Oberflächenabfluß gezeigt (E. H. WEISS 1977; 100), so offenbaren nun die jüngsten Tiebel-Beobachtungen der KWG besonders aussagekräftige Werte, da sie direkt am Quellabfluß gemessen wurden:

Schüttungsprofil Tiebel „Ober Säge“ in Sekundenlitern an folgenden Tagen:

22. 4. 76 – 372 (l/s)	5. 1. 77 – 339 (l/s)
7. 5. 76 – 410	16. 2. 77 – 337
9. 6. 76 – 397	10. 3. 76 – 352
6. 10. 76 – 388	6. 4. 77 – 377
4. 11. 76 – 386	19. 4. 77 – 419
2. 12. 76 – 388	5. 5. 77 – 394

Außer diesen Daten liegen im Archiv der KWG noch zahlreiche andere Schüttungsmessungen vor – eine vorbildliche, weitblickende Arbeitsweise dieser Institution. *)

Diese besonders gleichmäßige Schüttung der Tiebelquellen weist darauf hin, daß im Quelleinzugsgebiet Oberflächenniederschläge nicht infiltrieren können und der Grundwasserstrom ins Hangende durch eine weitere weitreichende wasserstauende Schicht abgeschirmt ist. —

Diese wasserstauende hangende Lage wurde in allen Bohrungen in einer 27–35 m (!) mächtigen Bänder-tonfolge angefahren: In P-2 ist eine 7 m mächtige Sand-Schluff-Zwischenlage (934–940 m) eingeschaltet. Die Reduktion der Bänder-schlufflage in P-1 auf 5 m geht auf das Anschneiden durch solifluidale Vorgänge zurück; die überlagernden sandig-kiesigen Materialien sind durch das Zurückverlegen des Tiel-Quelltrichters vom Hangenden herabgeglitten.

c) Die mächtige Bänder-tonentwicklung beginnt bei allen in ihrem Höhenbereich geteufte Bohrungen um 920 m, – ein sehr schneller Umschwung zu einer Stausee-Phase: P-1: 921 m, P-2: 920 m, P-3: 919 m, P-4: 917 m (vgl. Abb. 3). Der unterlagernde feinklastische Sandfächer hat somit eine Gesamtabdachung Richtung NNW, die Einschüttungsrichtung dementsprechend aus SSE (Beteiligung lateral-glazialer Schmelzwässer aus Teuchen?). —

Die Bohrung P-5, die dieser Schüttungsrichtung am nächsten liegt, hat den Höhenbereich der Stausee-Entwicklung, die hier durch ein Ersetzen der Pelite durch Psammite von ca. 50% gekennzeichnet ist, nur bis in 926 m angefahren. —

Der in 926 m nur angeritzte Schluffhorizont wurde von den Bearbeitern als Grundmoräne gewertet, möglicherweise durch das Mitauffinden eines Steines. Folgende Gründe sprechen aber dafür, daß die Bohrung zu früh abgebrochen wurde und man sich gerade inmitten der Stauseerandentwicklung befand, die möglicherweise nur von einer Mure des nahe gelegenen Hanges beeinflusst wurde:

- 1) Die Seismik zeigte im Schlußpunkt SP-21 (direkt neben der Bohrung P-5) und im nahe gelegenen SP-24 eine Grundmoräne (oder bei anderer Interpretation Anstehendes) in 874 m bzw. in 887 m. Eine so hoch heraufreichende Grundmoräne, wie von H. LITSCHER (1977; Abb. 3) in Bohrung P-5 eingetragen, hätte im seismischen Profil ihren Niederschlag finden müssen.
- 2) Die nur 350 m NW gelegene Bohrung P-2 reicht bis in 889 m Tiefe, also 37 m tiefer als P-5, und müßte einem glazialmorphologischen Normalbild entsprechend auch eine Grundmoräne vorzeitig anfahren. Sie zeigt vielmehr entsprechend der Stausee-Entwicklung die 28 m-Bänderschluff-Folge mit einer 6 m-sandigen Zwischenlage. Eine in unmittelbarer Nachbarschaft so hoch heraufreichende Grundmoränen-Anschoppung wäre nur als Endmoräne zu verstehen und hätte als solche die ruhige, in den anderen Bohrungen bezeugte Stausee-Fazies stören müssen.

*) Es wäre wünschenswert, daß solche Daten nicht in den Archiven verstauben und in einer hydrologischen oder hydrogeographischen Abhandlung auch bearbeitet und veröffentlicht werden. Wenn sich niemand von kompetenter Seite dazu findet, stellt sich der Verfasser dazu gerne zur Verfügung.

d) Eine gesicherte Grundmoräne wurde in P-1 angefahren. Sie ist gegenüber der Bohrung P-5, die das schluffige Material nur anritzte, 6 m tief (Bohrmeter 56–62) angebohrt und somit, da auch ein naher Hang fehlt, eindeutig identifiziert. Sie beginnt in einer Seehöhe von 879 m.

— Die beiden westlich dieser Bohrung liegenden seismischen Profile (H. JANSCHKEK 1976; Linie 2, Linie 3) beinhalten im Profil über die Prekowahöhe die Schallgeschwindigkeits-Schwellenwerte für Grundmoräne oder anstehenden Phyllit in einer Tiefe von 874 m (SP 17), 875 m (SP 26), 871 m (SP 16), 863 m (SP 27) und 873 m in SP 15. Das seismische Profil im Gurktal ergab 882 m (SP 8) und viermal den Wert 878 m (SP 9–12). In Korrelation mit dem Bohrergebnis P-1 ist es sehr naheliegend, daß die seismischen Ergebnisse die Oberfläche einer gepreßten Grundmoräne bedeuten, die im Gurktal-Bereich große Mächtigkeit bei geringen Höhenschwankungen erfährt. Sie ist glazialmorphologisch als Grundmoräne des Gurkgletschers, die durch den Anprall desselben an den Draugletscher nicht vorgestaucht werden konnte und so zu größerer Mächtigkeit angeschopt wurde, durchaus zu erklären. Zeugen für diesen Gurkgletscher-Hochstand finden sich in der Peiningerbach-Eisrandterrasse (1015 m) und dem Staukörper NW Urscherwirtbrücke (1005 m); vgl. Abschnitt 5.2. Diese mit der in Bohrung P-1 korrelierende Grundmoränenfläche bzw. Auffüllung im Gurktal, die durch die seismischen Ergebnisse so sehr erhärtet wird, läßt sich auch geomorphologisch viel leichter verstehen: Eine Interpretation als Felsuntergrund (H. JANSCHKEK 1976; Beilage 7 – Reliefkarte des Felsuntergrundes) würde eine Felsschwelle inmitten der alten Gurk-Tiebel-Talung bedeuten. Eine so große Abweichung vom Normalgefälle in einem präglazialen Tallängsprofil in der Größe des Einzugsgebietes der oberen Gurk ist geomorphologisch unwahrscheinlich (s. Abschnitt 3).

e) An der nördlichen Flanke des Tiebel-Talschlusses beginnt ca. 55 m unterhalb des Tiebelquellen-Horizonts ein weiterer kleiner Quellhorizont von Anritzquellen geringerer Schüttung sowie Naßgallen. Er verliert gegen E an Höhe und Schüttungsdichte, nach W hört er plötzlich auf infolge der einsetzenden Bänderton-Abschirmung im Hangenden des lokalen Quelleinzugsgebietes. E. H. WEISS (1977; Abb. 1) hat auch die Bedeutung dieses kleinen Quellhorizonts in 820–840 m Höhe der beginnenden Tiebel-NE-Flanke erkannt und in der Kartierung hervorgehoben. Eine wasserstauende, dem Draugletscherende zugehörige Grundmoränenlage, die in der Feldkartierung sehr schwer auszumachen ist, paßt in diesen Höhenbereich. —

Die östlichsten seismischen Messungen SP 2, SP 3 (von SP 28 liegt kein Wert vor) zeigen eine Schallgeschwindigkeitsdiskontinuität in 843 m bzw. 840 m. Eine Parallelisierung mit der vorhin vermuteten Draugletscher-Grundmoräne liegt daher nahe. Reste einer zuzuordnenden Stirnmoräne des Draugletschers sind kartierungsmäßig in Feldarbeit nicht zu erfassen, zumal es sich bei den Gefällsverhältnissen in Oberflächennähe um solifluidal umgelagerte Moränen- und Eisrandreste handeln muß. Die durch den damaligen Straßenbau genauere Kartierung von E. H. WEISS 1962, auf die man sich heute berufen muß, läßt derartiges Material W der unteren Straßenkehre (Bundesstraße Himmelberg–Gnesau) vermuten.

4.2 Erstellung eines kartentreuen Serienprofil-Blockdiagramms

Unter Zugrundelegung dieser Parallelisierungen zwischen quartärgeologischer Kartierung, geomorphologischen Faktoren (Lage und Schüttung der Quellaustritte, vermutlicher präglazialer Talverlauf, Eisrandterrasse Peiningerbach), refraktionsseismischen Erkundungen und den Bohrergebnissen der KWG konnte nun an die Erstellung einer dreidimensionalen Veranschaulichung der glazialmorphologischen Situation gedacht werden, die die Zusammenhänge auf einen Blick bringt und deren hohe Genauigkeit nur der eingehenden Untersuchung der KWG zu verdanken ist. Die Ergebnisse dieser geotechnischen Untersuchungen der KWG sind durch die Veröffentlichung von H. LITSCHER zum größten Teil der Allgemeinheit zugänglich gemacht.

Die Abbildung 3 stellt als Ableitung des Isohypsenplanes 1 : 10 000 eine Serienprofilzeichnung dar, die durch die nahe aneinanderliegenden Profillinien auch die Oberflächenform zum guten Teil zusammenhängend bringt und so ein weitgehend kartentreues Blockbild ergibt. Es wurde so geteilt, daß an drei wesentlichen Stellen die Vertikalsituation eingezeichnet wurde. Aus zeichentechnischen Gründen war es nicht möglich, in jedem einzelnen Serienprofil eine Vertikaldarstellung zu geben: Sie wurde vom Verfasser ursprünglich zeichnerisch angestrebt. Die Oberflächenansicht wurde dabei so verwirrend, daß sich die Kombination aus Serienprofil- und Blockdiagrammdarstellung als die günstigste dreidimensionale Veranschaulichung erwies.

4.3 Die Funktion der verschiedenen quartärgeologischen Einheiten an Hand der laufenden Profilveränderung

Wir sehen in Abb. 3, daß der Prekowa-Höhenzug, der die Gurk am Wiedereintritt in ihr präquartäres Bett der heutigen Tiebel-Talung hindert, gar nicht so sehr als Moränenwall zu betrachten ist, wie dies erstmals von A. PENCK 1909 und späteren, mit ihm identischen Ansichten angenommen wurde. Die Prekowahöhe muß glazialmorphologisch vielmehr als Eisrandkörper eines sich nur ganz langsam zurückziehenden Gurkgletscher-Würmhochstandes angesehen werden. Da dieser Aufstaukörper keinen Hang als sein Gegenüber hatte, sondern den Draugletscher als gegenstauende Masse, somit der Einfluß von der Seite her fehlte, ist die Bezeichnung Moränenwall nicht falsch, wenn man das Material als nomenklatorische Begründung heranzieht. Dieser mächtige Eisrandkörper ist aus folgenden Gründen dem Gurkgletscher und nicht dem Draugletscher zuzuordnen:

a) Der Draugletscher hat im Würm-Maximalstand und im Hochstand quantitativ nur wenig als Ufermoräne angestaut, sowie der lateralglaziale Stauschuttkörper auch nur geringmächtig entwickelt ist. Dies zeigten die Kartierungsergebnisse in der nördlichen Feldkirchener Bucht ohne Ausnahme. Diese Tatsache muß auch für diesen Bereich gelten, wenngleich die Himmelberger Übertiefung als Ergebnis aller Kaltzeiten hier ihren gewissen Anteil hatte.

b) Die Aufschlüsse von Moränen und Eisrandkörpern des Draugletschers zeigen am Beispiel der Feldkirchener Bucht in der Überzahl gut gerundete Materialien bis zu Faustgröße (größere nur vereinzelt) mit einer stark sandig-kiesigen Matrix,

zudem eine größere Gesteinsvielfalt. Die Eisrand-Materialien der Prekowahöhe zeigen wie alle tiefer gelegenen (unterhalb des Würm-Hochstandes gelegenen) Moränenaufschlüsse des Gurkgletschers über eine Faustgröße gerundete Geschiebe mit einem Phyllitanteil von 80–90%. Der für das relativ kleine Gurkgletscher-Lokaleinzugsgebiet nicht so hoch zu erwartende Rundungsgrad – hier gibt es zum Draugletscher keine Unterschiede – basiert eben auf dem hohen Phyllitanteil und der damit verbundenen geringen Gesteinshärte.

c) Auf der anderen Seite der Gurk findet sich unterhalb der Peiningerbach-Terrasse in 975 m Höhe leicht zur Gurk hin abdachend (denudativ) derselbe, diesem Gletscherstand entsprechende Eisrandkörper. Er ist nur W des Fahrweges (unterhalb der Terrassenkante im Wald) leicht aufgeschlossen und zeigt dieselbe Materialbeschaffenheit. Die 40 m höhere Peiningerbach-Terrasse (leicht aufgeschlossen an der WSW-Kante) ist auch eine Eisrandterrasse (1015 m, Abb. 4) und muß dem Würm-Maximalstand zugeordnet werden; ein weiterer Rest findet sich in 1005 m NW Urscherwirtbrücke. Diese höchste lateralglaziale Aufschüttung hat an der anderen Gurkseite ihr Gegenüber im Hügel Kote 1001. Er kann wohl nur durch einen gleichzeitigen Gegenstau des Draugletschers erklärt werden.

d) Wenn die vorhin genannten Materialien vom Draugletscherlappen ausgingen, müßten sich zumindest irgendwelche fremden Geschiebe an der Nordseite der Engen Gurk anfinden lassen. Trotz neuer Aufschlüsse durch Forstaufschließungswege bis zur Gurk hinunter konnte der Verfasser trotz eingehender Suche keinen allochthonen Hinweis erfahren.

Mit diesen Beobachtungen ist die kiesige Oberschicht der Prekowahöhe und ihre Herkunft, soweit es die glazialmorphologische Feldarbeit betrifft, geklärt. Die Trennung der Prekowahöhe vom Hügel Kote 1001 durch ein Kastental erfolgte zu einem Zeitpunkt, als der Hügel sich noch weiter nach SSE erstreckte und Schmelzwässer aus Teuchen-Lassen kommend in einer Umfließungsrinne um den heutigen Hügel Kote 1001 herumgeführt wurden. Die zahlreichen Quellabflüsse und Oberflächengerinne W Lassen sowie der zurückverlegte Großquelltrichter der Tiebel haben spät- und postglazial so viel erodiert, daß das Kastental als besonders schön erhaltener Talstrunk übrigblieb und der Hügel Kote 1001 isoliert wurde.

Bevor dieser Gurkgletscher-Hochstand zustandekam, gab es eine persistierende Draugletschermasse in nicht allzugroßer Ferne. Der leichter in seiner Taleinengung zur Oszillation neigende Gurkgletscher muß sich in größerer Entfernung befunden haben. Anders ist die nun im Liegenden der Kiesentwicklung einsetzende, bis 35 m mächtige Bänderton-Abfolge, die orographisch im Abflußbereich des Gurkgletscher-Schmelzwassers liegen muß, nicht zu erklären. Sie ist am geschlossensten und mächtigsten WSW Urscherwirt, mehr oder weniger an den anstehenden Phyllit anschließend. Da die Bänderton-Abfolge in 917 m beginnt und in 952 m aufhört, ist ein Säkularereignis auszuschließen, nämlich daß die Gurk- und Draugletscher-Schmelzwässer zuvor über die Enge Gurk abgeführt wurden und es am Eingang zur Engen Gurk zu einer Verklauung von der Seite her kam:

Das Gurk-Kerbtal beginnt in rezenter Erosionsbasis bei der Urscherwirtbrücke in 936 m, also noch immer um 19 m höher als der Beginn der mächtigen Bänder-

tonfolge. Es ist fiktiv noch ein höherer Betrag einzuberaumen, da die Erosion der letzten 16 000 Jahre inzwischen auch die Gurkenge vertieft haben muß (Abschnitt 4.4). Da die Bänderton-Entwicklung W Urscherwirt, die in ihrer Aufsichtung über das heutige Erosionsniveau des Einganges der Engen Gurk hinausreicht, nicht gestört ist, muß angenommen werden, daß vor Einsetzen der Bändertonentwicklung ein Abführen der Schmelzwässer über die Enge Gurk (die sicherlich schon in älteren Kaltzeiten vorgeformt wurde) nicht stattfand. Das Stauseestadium wurde nur durch ein Vorrücken des Draugletschers eingeleitet, wobei die Eisstausee-Erosionsbasis allmählich bis 952 m (Ende der Bändertonentwicklung) hochgehoben und ein Überfließen des Eisrandsees in die Enge Gurk gewährleistet wurde. Die Bohrergebnisse weisen eher darauf hin, daß das künstliche Hochheben des Eisrandsees durch den Draugletscher mit der Auffüllung, die immer etwas nachhinkte, einigermaßen Schritt hielt. Wir haben es hier mit einer sehr bedeutenden Schlüsselstelle für das Abschätzen des hochwürmzeitlichen Schmelzwasseranfalls zu tun: Der zu seinem Hochstand noch vorrückende Gurkgletscher (siehe Moränen-Eisrandentwicklung über Bändertone) muß sich in einiger Entfernung bei geringem Schmelzwasseranfall befunden haben. Anders ist die 35 m mächtige Tonentwicklung bei weitgehendem Fehlen von Turbiditen nicht vorstellbar.

Dieselbe Frage stellt sich auch für den unteren geringmächtigeren Schluffhorizont (Wasserstauer der Tiebelquellen), der auch ohne Absperrung der Engen Gurk als Auslösung für die feinklastische Entwicklung auskommen muß. Betrachtet man die Bohrprofile (Abb. 3), so sind auf der Seite der heutigen Gurk die Bändertone wesentlich ungestörter und werden in erster Linie von der Draugletscher- und Teuchen-Seite her durch pendelnde Sanderfächer gestört. Eine ausgeprägte Deltaeinschüttung fehlt (mitwachsender Stausee). Die an Masse höher einzuschätzenden Gurkschmelzwässer finden in der Bänderton-Randfolge nicht ihren Niederschlag. Die Gurk-Schmelzwässer müßten somit in der Schwebstoffführung arm an psammitischen Korngrößen gewesen sein. Folgende Rekonstruktion liegt nahe:

a) Der Sander des Gurkgletschers muß die Gurkgletscher-Eisstauseephase nicht mitgemacht haben und sich in größerer Entfernung vom Prekowa-Bereich befunden haben.

b) Die Gurk-Schmelzwässer müssen wenig turbulent abgeflossen sein und deren psammitische Materialführung in Auffangzonen zuvor abgelagert haben, die die saisonalen Wasserstandsschwankungen nivelliert. – Sonst hätte so ein kleiner Eisstausee, durch den die Gurkschmelzwässer abgeführt werden mußten, an der zuflußabgewandten Seite keine geschlossene Bändertonentwicklung (ohne Unterbrechungen) zustandegebracht.

c) Möglicherweise waren die zuvor als Auffangbecken vermuteten Ablagerungsbedingungen von einem Schmelzwasser-Massenverlust gekennzeichnet. Es wäre möglich, daß auch in der damaligen Zeit wie rezent ein erheblicher Teil des Gurktal-Schmelzwassers versickerte, als Grundwasser im Tiebel-Bereich zum Vorschein kam und in der Draugletscher-Eismasse subglazial in die Himmelberger Gegend abgeführt werden konnte. Die Bändertonentwicklung in der Form, wie sie uns vorliegt, läßt in jedem Fall einen Interpretationsspielraum für nur geringes Schmelzwasseraufkommen von Seiten des Gurkgletschers zu.

d) Es ist anzunehmen, daß dieser Gletschervorstoß, der diese Eisstausee-Phase mit sich brachte (und darauffolgendem Moränen- und Staukörper-Milieu), der erste große des Gurkgletschers war (beginnendes Hochwürm). Es ist denkbar, daß die Seitentäler im Gnesau-Gurkabschnitt zuvor von einer Gletscherzunge noch nicht abgesperrt und damit einhergehend von periglazialem Schutt plombiert waren. In so einem Falle (wie etwa der darauffolgende Maximalstand in der Peiningerbach-Eisrandterrasse) hätte es viel zuviel zusätzliche feinklastische Ausräumungsprodukte gegeben, die vermutlich an der ruhigen kleinen Eisstausee-Entwicklung nicht spurlos vorübergegangen wären.

Leider wurde zur Zeit des Straßenbaues Himmelberg-Gnesau eine Warvenzählung bei der Bänderton-Abfolge nicht angestellt. Möglicherweise wäre dies bei den Bohrungen der KWG weniger genau nachzuholen gewesen. Hier mangelt es an interdisziplinärer Benachrichtigung und es erfährt der Geomorphologe oft erst im Nachhinein über Explorationstätigkeiten, sodaß für den Geotechniker unwesentlich erscheinende, für den Geomorphologen aber wertvolle Erkundungen verlorengehen. Wenn auch die Warvengliederung für eine Jahreszählung im kleinlokalen Bereich problematisch ist, so ist über die zyklische Aussage einer Bändertonfolge viel über die Ablagerungsbedingungen zu erfahren.

Die Herkunft der Bänderschluflie müßte sich entsprechend den vorhin erwogenen Ablagerungsbedingungen adaequat verhalten, d. h., der überwiegende Teil von den Gurk-Schmelzwässern stammen und ein geringerer als Ausstrahlung von der Draugletschermasse. Die Schwermineralbestimmung von A. FENNINGER 1976 konnte den festgestellten hohen Apatitgehalt nicht erklären und keine lokalrelevanten Aussagen über das Liefergebiet anstellen. Denn eine Konzentration von Materialien der Periadriatischen Naht im Strömungsmechanismus des kaltzeitlichen Eisstromnetzes nicht einzusehen. Ein gewisser Hinweis der mikroskopischen Untersuchungen mag darin liegen, daß die Mineralien in sehr gutem Zustand angetroffen wurden. Dies mag ein Hinweis auf einen kurzen Transportweg sein.

Im Liegenden dieser ausgeprägten Eisstausee-Entwicklung ist in den tiefer reichenden Bohrungen P-1, P-2 und P-3 eine 26–30 m mächtige sandig-kiesige Aufsichtung mit wechsellagernden Schluffhorizonten (Hinweis, daß es keine Deltaschichten sind) aufgeschlossen. Dabei fällt auf, daß sich nun die Häufigkeit des Auftretens von pelitischen Materialien umgekehrt verhält: Auf der Seite, die der Gurk zugewandt ist, gab es in Bohrung P-2 (Bohrmeter 53–81 = 923–895 m ü. M.: Mittelsand bis Grobkieslagen mit Einstreuung von Phyllittrümmern) noch keine Schlufflagen, auf der der Draugletschermasse zugewandten Seite pelitische Horizonte in immer größerer Zahl (P-3: 1 Schlufflage, P-4: 4 Schlufflagen, alle um 1 m mächtig). Damit ist ziemlich klar dokumentiert, daß diese Entwicklung in erster Linie vom Gurkgletscher ausging, sowohl materialmäßig (Gneistrümmer kein Widerspruch), als auch die Einschüttungsrichtung W-E betreffend. Man darf annehmen, daß in dieser Phase der Gurkgletscher nicht weit entfernt war und die Draugletschermasse diese Veränderung nicht mitmachte.

Dieses sandig-kiesige glaziofluviale Milieu wird von einer 1,5–3 m mächtigen Bänderschluflentwicklung unterlagert. Sie ist in allen drei Bohrungen im Höhenbereich von 895 m anzutreffen. Ein Übergewicht einer Einschüttung der einen

oder anderen Gletscherseite in diese Eisrandlacken-Fazies ist nicht herauszulesen. Für eine durchgehende und keine wechsellagernde bzw. linsenförmig verteilte Schluffanlage spricht eindeutig der bei den Bohrungen festgestellte Grundwasserspiegel der Tiebel-Quellen. Die Frage, warum hier eine Zeit lang weiträumig zwischen den beiden Gletschern eine kiesig-sandige Einstreu ausblieb, ist nicht konkret zu beantworten. Ein Freilassen des Raumes durch einen gewissen Rückzug beider Gletscherenden liegt insofern als Interpretation nahe, weil die diesem Schluffhorizont unterlagernde Kiesfolge eine andere Schüttungstendenz andeutet, als die vorhin als Gurkgletscheraustrahlung beschriebene hangende Kiesfolge. Eine kurzweilige Änderung in der eiszeitlichen Niederschlagsstruktur ohne Reaktion der Gletscherenden dürfte als Erklärung nicht ausreichen.

Die diesem flächenhaften Schluffhorizont unterlagernden Kiese und Sande sind in P-2 nur mehr 3 m, in P-1 und P-3 je 15 m aufgeschlossen. P-1, P-3 ergaben keine Schluffhorizonte mehr, in P-2 fand sich in 893 m noch eine 1 m mächtige Schlufflage. Da in P-1 in 879 m die Grundmoräne angefahren wurde, ist nun hier das Ablagerungsmilieu in einer Umpolung der Einschüttungsrichtungen festzustellen. Nun liegt die Draumasse sehr nahe, die Haupteinschüttungsrichtung kommt von E. Es ist bezeichnend, daß zwischen der Umpolung der Einschüttungsvektoren der übereinander liegenden Kieskörper ein weitreichender Schluffhorizont liegt, also dazwischen eine Phase der ruhigen Entwicklung trat.

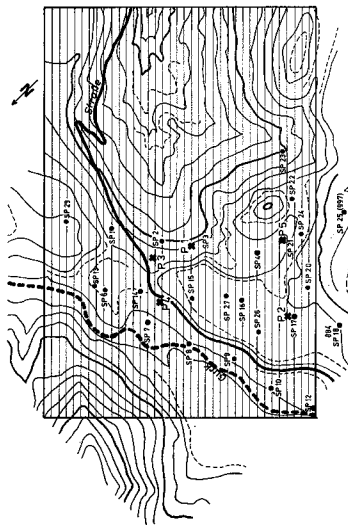
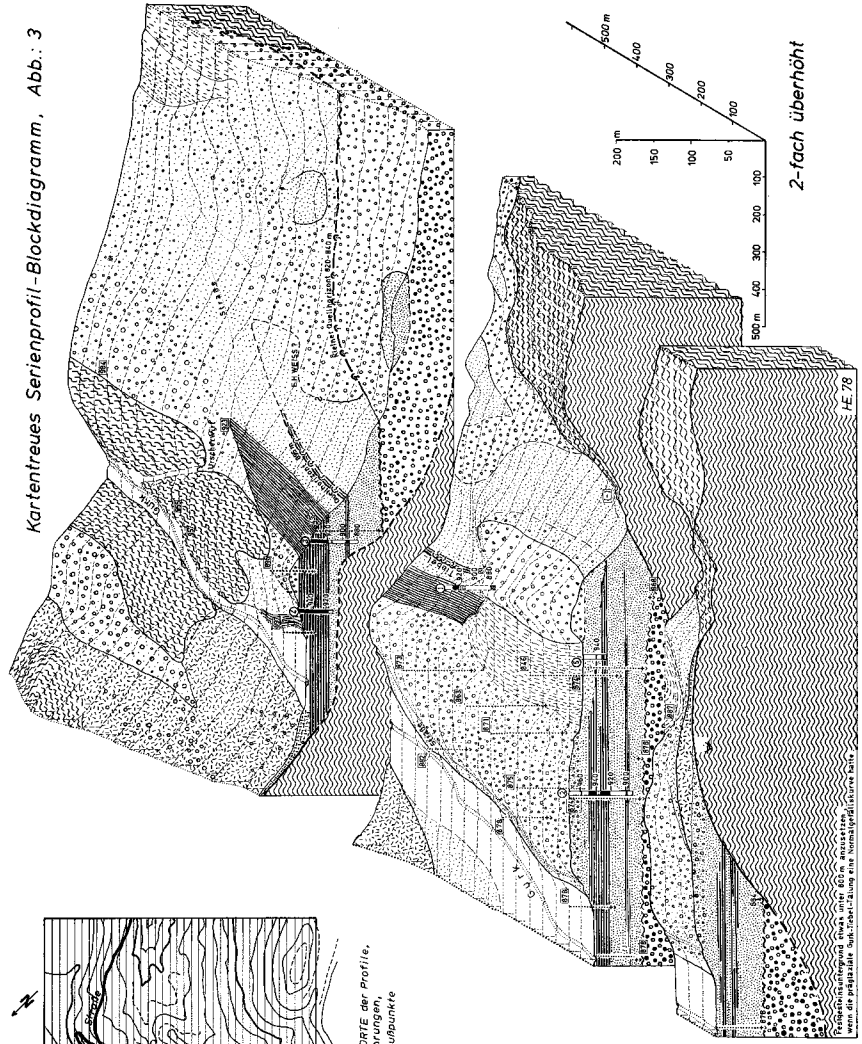
4.4 Glazialmorphologische Schlußfolgerungen









Rekapitulieren wir nun die Profile vom Liegenden ins Hangende entsprechend der zeitlichen Abfolge (Abb. 3):

Wie in P-1 in 879 m erbohrt und den zahlreichen seismischen Schwellenwerten zwischen 871 m und 882 m im Gurktal- und Prekowahöhenbereich angedeutet, befindet sich im Höhenbereich von 880 Metern eine gepreßte Grundmoräne, die die präglaziale Talung vermutlich in 100 Meter Mächtigkeit (Abschnitt 3) auffüllt und mit dem Stau der beiden Gletscherenden Gurk-/Draugletscher zusammenhängt. Dann zog sich der Gurkgletscher zurück, es entstand über der Grundmoräne eine fluvioglaziale Folge von 15–20 m Mächtigkeit mit einer Haupteinschüttungsrichtung SE (Schluffe im W). Es folgt nun eine Umpolung der Einschüttung. Als Resultat des Zurückweichens des einen Gletscherendes und des Vorstoßens des anderen folgt eine Übergangsphase, die von einer flächenhaften Bänderschluflfablagerung (1,5–3 m) gekennzeichnet ist. Über diesen wasserstauenden Horizont folgt eine 25 m mächtige sandig-kiesige Entwicklung, nun mit der Haupteinschüttungsrichtung von der Gurk her. Die höher gehobene Gurkgletscher-Oberfläche muß nicht allein durch Eismassenzuwachs bestimmt sein, es könnte ein subglaziales Anschoppen der Grundmoräne mit beteiligt sein, wie man bei rezenten Sekundärgletschern ähnlich studieren konnte. Wechsellagernde Schluffe gibt es nun nur im E.

Diese im wesentlichen psammitische Folge von 35–40 Metern wird nun im Höhenbereich von 920 m mit einer Gesamtabdachung von S nach N ohne eine Verikalverzahnung von einer 30–36 m mächtigen pelitischen Entwicklung abgelöst, – eine impulsiv eintretende fluvioglazialfaziale Veränderung. Im SE gegen

Kartentreues Serienprofil-Blockdiagramm, Abb.: 3



-  Alluviale Flur der Gurk
-  Diluviale Schmelzwasserflur (Spätglaziale Umfließungsrinne)
-  Hangschutt
-  Moränen und Stauschutt i.A.
-  Grundmoräne, schluffige Moräne
-  Bändertone, -Schluffe
-  Fluvio-glaziale Ablagerungen i.A. Sande und Kiese, z.T. Gerölleinstreue
-  Anstehendes Phyllite, wenig einfallend

900
850
800
750

Himmelberg sperrt der Draugletscher ab, ohne die Enge Gurk zu erreichen: Diese Absperrung genügte anfangs für eine Anschichtung der Bändertone in einem Eisstausee von 917 m (Einsetzen der Bändertone W Urscherwirt in P-4) nach den rezenten Reliefverhältnissen bis in eine Höhe von 936 Metern. Ab dieser Höhe hätte der Eisstausee bei der heutigen Konfiguration des Anstehenden am Eingang der Engen Gurk in diese entwässern müssen. Die kontinuierliche Bändertontwicklung zeigt, daß damals der Eingang der Gurkenge mit der heutigen Erosionsbasis (936 m bei der Urscherwirtbrücke bzw. beim automatischen Pegel) noch nicht bestand. Dies bedeutet eine seither vollzogene Tieferlegung des Gurktaleinganges durch lineare Erosion im anstehenden Phyllit von mindestens 16 Metern. Da wir uns im Eisstausee-Stadium noch vor dem Höhepunkt des Würm-Hochstandes befinden, sind seither zumindest 22 000 Jahre (BP) vergangen, – eine selten zu konkretisierende Erosionsmarke.

Eine andere Möglichkeit, daß der Seebach (Mündung bei der Urscherwirtbrücke noch oberhalb der Schreibpegelanlage) zur Zeit der Eisstauseephase einen doch tiefer zu veranschlagenden Eingang der Engen Gurk mit einem Schwemm- oder Murenkegel abspernte, der heute nicht mehr besteht, ist unwahrscheinlich: Die nur morphologisch nach einem Schwemmfächer aussehende Talverflachung nördlich der Urscherwirtbrücke hat anstehenden Phyllitfels (in der Kehre beim Wirtshaus Seebacher aufgeschlossen). Ein derartiger Schwemmfächer hätte zu der nur 400 m entfernten Bändertontwicklung P-4 ausstrahlen müssen. Der Seebach entwässerte vielmehr als Beweis des damals noch viel höher gelegenen Anstehenden am Gurk-Kerbtaleingang über das kleine Kastental von der Urscherwirtbrücke zum Urscherwirt in den Tiebel-Bereich. So findet sich für diesen kleinen N-S-verlaufenden Talstrunk, den heute die Straße nach Bad St. Leonhard benützt, eine geomorphologische Erklärung (s. Bild 1).

Im Höhenbereich von 950 Metern hört nun allmählich von SW nach NE fortlaufend die bis 35 m mächtig gewordene Bändertontwicklung auf, da wieder der Gurkgletscher im Vormarsch ist, allerdings in oszillierender Weise. So gab es in der Bohrung P-2 zeitweilig eine 6 m mächtige sandige Einstreu (936–940 m ü. M., wahrscheinlich Deltaschichten), ab 948 m wird die Bändertonfolge endgültig von einem sandig-kiesigen Schichtpaket mit sechs erbohrten Schlufflagen (Oszillation des Gletscherendes) abgelöst. Im 580 m NE liegenden Bohrprofil P-4 hört hingegen ohne allmählichen Übergang die Bändertonfolge in 952 m ü. M. auf. Hier wurden noch weitere 5 m Bändertone angeschichtet, während der Stausee im SW schon einigermaßen angelandet war.

Der vorrückende Gurkgletscher kommt noch lange nicht zum Stillstand: Die folgende Zeitperiode bedeutet einen großen Vorstoß des Gurkgletschers, aber auch des Draugletschers. Diese Zeit ist dem Würm-Hochglazial zuzuordnen. Die weniger eingeeengte Feldkirchener Draugletschermasse konnte im Anhaben der Eisoberfläche mit dem Gurkgletscher bei weitem nicht Schritt halten (Obergrenze des Würm-Hochstandes in der Feldkirchener Bucht 900–960 m; H. EICHER 1978b), sie ist hier mit 960 m zu veranschlagen, also nur 10 m über dem Eisstausee-Niveau. Für den Würm-Maximalstand, der für den Draugletscher keine deutliche Eisrandmarke hinterlassen hat, ist am Gurkgletscher eine kurzweilige Zungen-

oberflächenanhebung von ca. 30 m zu veranschlagen (Abschnitt 5.2). Der lang anhaltende Würm-Hochstand erreichte beim Gurkgletscher im Raum N Prekowa eine lateralglaziale Höhe von 1005–1015 m, wie die Eisrandterrassen Peiningerbach und NW Urschwirtbrücke bezeugen, sowie als gegenüberliegender Rest dieser Aufschüttung der Hügel Kote 1001, der der fluvioglazialen Entwicklung aufliegt (die einen zu großen Vorstoß des Draugletschers in Richtung Prekowa verhinderte). Bei einer der Würmhochstand-Rückzugsphasen bleibt der Gurkgletscher eine Zeit lang stabil, sodaß die Moränen- und Eisrandentwicklung der Prekowahöhe (975 m) und Eisrandterrasse (975 m) unterhalb der Peiningerbachterrasse (Abb. 4) einsetzen konnte.

Damit ist die glaziale Entwicklung der Würmzeit im Prekowahöhennbereich abgeschlossen. Der Gurkgletscher erreicht im Neuen Hochstand des Spätglazials nur mehr den Raum Zedlitzdorf (Abschnitt 5.2), der Draugletscher nur mehr den Bereich Oberboden NW Himmelberg (H. EICHER 1978 b). Es sieht im Raum E Gnesau so aus, daß sich nach der ausgeprägten Hochglazial-Rückzugsphase des 975 m-Stauschuttkomplexes der Gurkgletscher sehr rasch zurückzog, wahrscheinlich sogar ein Abschmelzen des isolierten Zungenendes als Toteismasse. Die schluffigen Grundmoränenmaterialien im Gnesauboden ohne sandig-kiesiger Auflage sprechen dafür.

5. Glazialmorphologische Gliederung des Oberen Gurktales mit Schwerpunkten im Abschnitt zwischen Patergassen und Prekowahöhe

A. PENCK (1909; 1074) wunderte sich über das von ihm errechnete äußerst steile Zungengefälle des Gurkgletschers. Er stützt sich darauf, daß im obersten Margarethenbachtal im Sattel zwischen Höllenberg und Ronachriegel (1525 m) in 1550 m Erratika aus karbonem Konglomerat von K. PETERS (eig. Veröffentlichung unbekannt) gefunden wurden, die er dem Würm-Hochstand zuordnete. Der Würm-Maximalstand müßte demnach im Raum St. Margarethen in 1600 m hinaufgereicht haben, im nur 10 km entfernten Eingang der Engen Gurk waren es nur mehr 1000 m (s. A. PENCK 1909; 1072/3 – Tafel). Dieses Zungengefälle ist nach Ansicht des Verfassers unrealistisch. Der beschriebene, auch von mir gesichtete erratische Fund ist der einzige von A. PENCK für diese Höhe angeführte. Er könnte einer älteren Kaltzeit (Riß?) zugeordnet werden. Da im St. Margarethener Sattel auch eine deutliche tektonische Struktur vorliegt, ist es dem Tektoniker überlassen zu bewerten, ob auch eine karbone Einschuppung möglich wäre. Eigentümlicherweise fehlen karbone Geschiebe in den übrigen Moränen-Aufschlüssen.

Ein genaueres Betrachten des Gurktalabschnittes E Ebene Reichenau zeigt sehr deutliche und untereinander korrelierbare Zeugen eines lang anhaltenden Würm-Hochstandes, sodaß man auf vereinzelte erratische Geschiebestreu (einer womöglich älteren Kaltzeit) gar nicht angewiesen ist.

5.1 Bemerkungen zum Einzugsgebiet des Gurkgletschers als gesamte Folge der glazialen Serie

Das Obere Gurktal ist geomorphologisch deutlich in drei Talabschnitte zu gliedern:

a) Vom obersten Quellgebiet bis Ebene Reichenau als Kerbtalabschnitt mit stellenweise nur geringer Auffüllung als Kastental. Dazu kommt noch von N das nach mehreren Richtungen hin aufgefiederte Stangenbach-Talsystem mit Taltrugabschnitten im Winklbachtal und dem zur Turrach weisenden Holzbodenbachtal und letztlich dem Hochkaser-Hochtal (Saureggenbachtal) mit einer 1550 m hoch gelegenen Talauffüllung.

Das nach E abbiegende Gurktal markiert einen lang anhaltenden würmzeitlichen Gurkgletscherhochstand mit heute noch erhaltenen Eisrandauffüllungen in 1450 m: Eisrandbildungen und Ufermoränenreste in 1440 m SW und NE der Oberwasserhütte, bei Kote 1416 sowie die schöne Sekundärtalauffüllung im Ander-Tal (N St. Lorenzen) in 1450 m. Dieses Seitental, in Sackgassenfunktion zum Eisstromnetz gelegen, erfuhr ähnlich wie das nördlich davon gelegene Hochkasertal (Saureggen) eine durch die größere Eismasse im Haupttal künstlich hochgehobene Erosionsbasis. Offensichtlich kam der größere Eisstrom über Turrach von der Murtal-Gletschermasse, zu der sich die von W kommende größere Lokalvergletscherung gesellte. Es scheint durch die erhaltengebliebenen prägnanten Staukörper gesichert, daß im Würm-Hochstand im Bereich Ebene Reichenau die Gletscheroberfläche bei 1460 m lag.

b) Ab Ebene Reichenau folgt der glazial übertiefte Trog, der sich in seiner Wiederauffüllung bis Patergassen-Mitterdorf als 240–600 m breites Sohlental offenbart. Staukörper, Terrassen oder Hangleisten fehlen, lediglich Schwemmkegel und Murenkegel engen an mehreren Stellen den feuchten Talboden ein. Die von W kommende Talung von Bad Kleinkirchheim hat ihre Bifurkationsstelle (1100 m) im nur 1 km vom Gurktal entfernten Schwemmkegel des Gutzelwaldbaches, der heute in einem kurzen Kerbtalabschnitt 75 m tief zum Gurktal hinabfließt (ca. 70‰ Gefälle) und dort den Gurktal-Schwemmkegel von Wiedweg aufschichtete. Die Bad Kleinkirchheimer Talung ist somit gegenüber dem Gurktaltrug auch heute noch ein Hängetal und war es in der Kaltzeit vor der Auffüllung der Gurk-Haupttalung in noch größerem Ausmaße. Die Haupteisbewegung muß vom Gurkgletscher ausgegangen sein.

c) Nach dem Umbiegen der Gurktalung in Richtung ESE wird der feuchte Boden zunehmend von immer komplizierter verflochtenen Aufschüttungskörpern (Reste von Eisrandstaukörpern in überdimensionalen Hangschleppensituationen, Grundmoränenreste, Muren- und Schwemmkegel sowie Terrassen) eingeengt; es kündigt sich hier die fließend übergehende Nahtstelle zwischen dem ständig in der Würmzeit als Zungenbecken fungierenden mittleren Abschnitt der Oberen Gurk und dem nur zeitweilig von einer Gletschermasse besetzten unteren Gurktalabschnitt (ab Mitterdorf-Bergl) an. Diesem unteren Talabschnitt der Oberen Gurk wird nun im Zusammenhang mit der in vorangegangenen Kapiteln aufgestellten Frage der Rekonstruktion der würmzeitlichen Geschehnisse größeres Augenmerk zu widmen sein.

5.2 Das Obere Gurktal außerhalb des spätglazialen Zungenbeckens (Abschnitt Mitterdorf/Bergl – Prekowahöhe)

Der Raum SE Patergassen zeigte in einem Kelleraushub nahe der Gurkbrücke des Fahrweges zwischen Wiederschwing und Mitterdorf Moränenmaterial. Die

gesamte Endmoränensituation kann glazialmorphologisch beim Kartieren im Felde nicht ausgemacht werden, zumal hier die Schwemmkegel von Wiederschwing und Mitterdorf (im letzteren steckt nach Ansicht des Verfassers auch ein Eisrand-Staukörper) nahe heranrücken, den Talboden einengen und so jene noch größere Endmoränenanlage verhüllen (Bild 9).

Ein besonders schön zu identifizierendes Endmoränenareal findet sich von hier 3 km talab im W von Zedlitzdorf bei „Bergl“, das auch A. PENCK (1909; 1075) erwähnt. Ein Wall zieht sich inmitten des Gurktales SW-NE gerichtet quer hinweg und nötigt die Gurk in einer Schlinge nach N auszuweichen. Dahinter befindet sich talabwärts ein größeres, materialmäßig wechselhaftes Jungmoränenareal (im N schluffige, im S kiesige Moräne) mit zwei ca. 10 m hohen in Talrichtung verlaufenden ca. 600 m langen Zügen und zwischen den beiden ein kleiner nur andeutungsweise. Das Wiesenareal zeigt keine glatte Oberfläche. Aufschlüsse findet man beim nördlichen Zug im W in einem neuen Aufschluß, der m³-große runde Geschiebe zeigt, am südlichen ganz im W durch eine Kiesgrube gleich neben der Bundesstraße (s. Anhäufung dm-großer Geschiebe – Bild 7b). Es dürfte sich hier um ein überfahrenes und neu verteiltes Endmoränenareal handeln, das durch den Schwemmkegel des Haidenbaches im E teils zugedeckt, teils verschleppt wurde.

Gleich im E anschließend sind nun gemäß der glazialen Serie mächtige Aufschüttungskörper entwickelt, deren Verebnungsfluren in schön ausgeprägten Terrassen überliefert sind:

Eine sehr interessante Terrassenanlage ist die von Zedlitzdorf (Bild 6, 1035–1110 m), 40–115 m über der Talsohle, die zur Talmitte in Treppen abdacht (kein Makro-Schwemmkegel des Görzbaches). Der im N Zedlitzdorf herabkommende Quellabfluß hat auf die mittlere Terrassentreppe nachträglich einen Murenkegel aufgebaut, auf dem der Ort Zedlitzdorf angelegt ist. Wenn wir durch die Terrassenabfolge von NE nach SW ein Profil machen, so haben wir obenauf in Höhe des Friedhofs (1110 m) eine ebene Flur, die nun in 4 Terrassierungen (Terrassenkanten laut geeichtem Thommen-Höhenmesser 1110 m, 1100 m, 1085 m, 1068 m) zur größeren 1045 m-Flur abdacht. Isohypsenparalleles Pflügen hat diese morphologische Form etwas beeinflußt. Es ist aber unmöglich, diese jeweils über 15 m hohen ausgeprägten Terrassenabstufungen als Hochraine anzusehen. Im Zusammenhang des noch zu besprechenden weiteren Gurktalabschnittes weist die glazialmorphologische Situation sehr darauf hin, daß es sich hier um eine Eisrandterrassenabfolge des sich zurückziehenden Gurkgletschers im Würm-Hochglazial handelt. Das an Moränen reiche Stauschuttmaterial (zwei Aufschlüsse bei den Serpentinitten der Straßen nach Zedlitzdorf nahe der Terrassenkante, sowie verstreute kleinere zeigen stets Moränenmaterialien) stammt in erster Linie vom Gurkgletscher. Der Görzbacheinschnitt ist eine Epigenese im Anstehenden. Ein Hinweis auf ein durch die Gurkgletscherabsperrung bedingtes Eisstausee-Stadium im Görzbachtal konnte im 1000 m-Höhenbereich durch das Auffinden von Bänder-tonen am Görzbach-Terrassenabfall (im NE, unweit des Friedhofs) gewonnen werden.

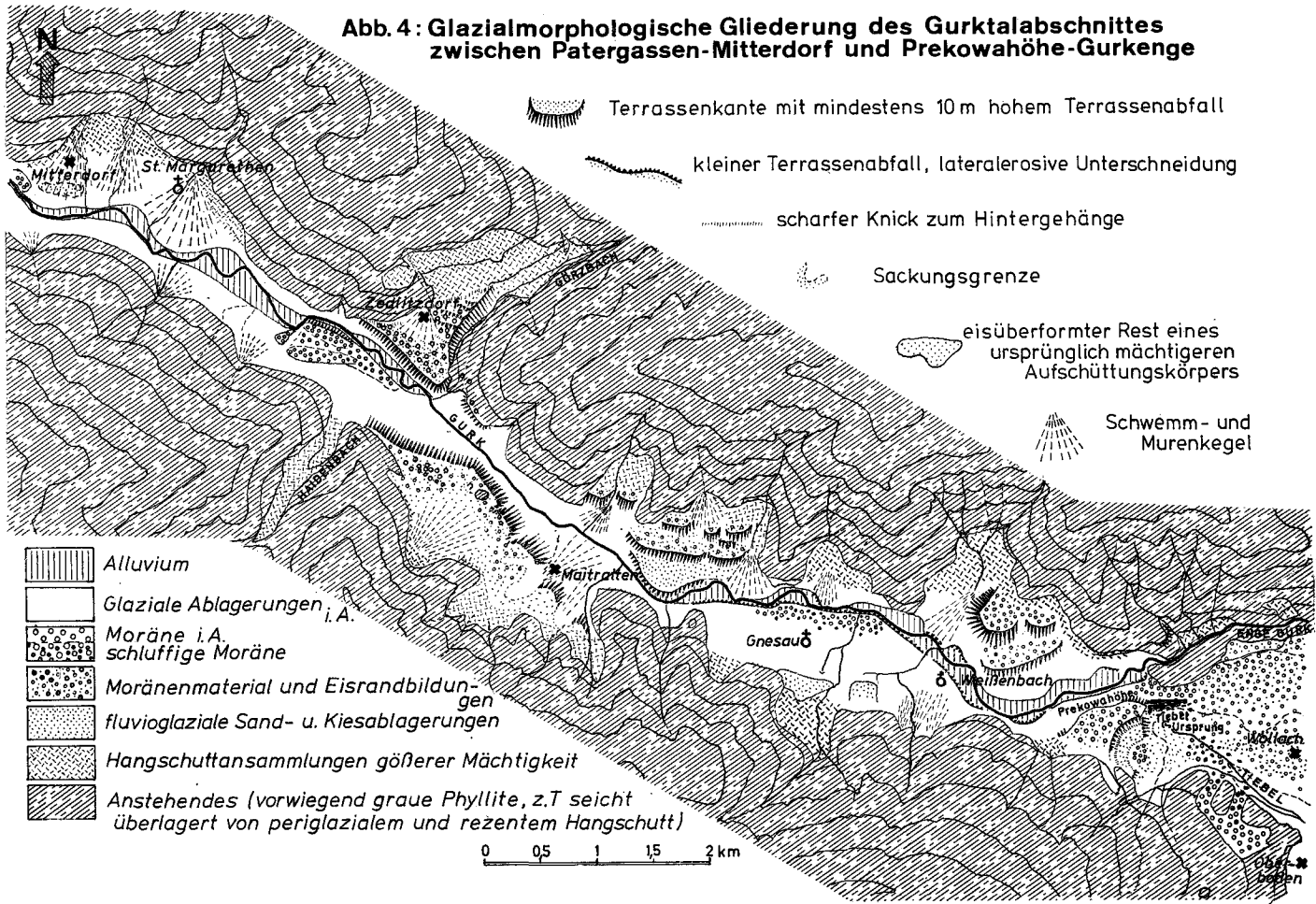
Auf der anderen Seite der Gurk, die das Moränenareal von Zedlitzdorf-Bergl in einem schön ausgebildeten Trompetentälchen durchschneidet, erhebt sich die

über 90 m hohe Terrasse von Eben, deren Flur zwischen 1060 m und 1080 m schwankt. Sie wird im zentralen Bereich von einem Murenkegel überlagert. Dieser mächtigste Aufschüttungskörper des Oberen Gurktales täuscht morphologisch eine eisüberformte Schotterterrasse vor. Als Bilanz der Feldkartierung ließ sich kein Aufschluß finden, der eine fluviatile Entwicklung erahnen ließe (trotz Spatenanschnitte am Terrassen-Abfall W der Gurkbrücke mit der Schreibpegelanlage Maitratten und am Weg, der von der Gurkbrücke Kote 986 ausgeht). Der in der ÖK 1 : 50 000 (Vollst. Kartenrev. 1970) eingetragene große Aufschluß W Maitratten am Eben-Höhenweg wurde zu Zeiten der Begehung des Verfassers wieder planiert und besteht heute nicht mehr. Er zeigte Kiese und Sande in angedeuteter Kreuzschichtung, Schüttungsrichtung ca. W, also ein Einfluß vom Hang her. Ganz im W der Terrasse zeigt die Oberfläche eine E-W-ziehende Wallform, die eine aufgeschobene Endmoränensituation sein könnte. Die materialmäßige Einordnung ist deshalb sehr schwierig, weil vom Einzugsgebiet des Gurkgletschers her sowohl petrographisch als auch im Rundungsgrad (wie im Abschnitt 4.3.b am Beispiel der Prekowahöhe bereits erörtert wurde) auch hier gegenüber Stauschuttmaterialien keine spezifischen Moränengeschleife zu erwarten sind.

Vom Eindruck der Feldkartierung her ist der Terrassenkörper von Eben eine große Anhäufung von eisrandnahen Materialien (Beteiligung uneingeregelter größerer Phyllitbruchstücke), die in Oszillationsphasen immer wieder gestaucht wurden. Eine Aufschüttung einer ungestörten, dem Gletscherende vorgelagerten Sanderentwicklung müßte annähernd horizontale Schichten zeigen, die hier nirgends zu beobachten waren. Die an der Terrassenoberfläche stark schwankenden Feuchtigkeitsverhältnisse mögen auch ein Anzeiger für die wechselhafte glazialsedimentologische Zusammensetzung sein. In einer Feldkartierung allein, die sich nur auf kleine Oberflächenanschnitte stützt, kann eine so große Aufschüttungsmasse nicht hinlänglich erklärt werden: Denn wenn auch an der Oberfläche Moränen und am Terrassenabfall ähnliche eisrandnahe Materialien anzutreffen waren, so bleibt noch immer die Frage nach dem ungeklärten Innenvolumen. Der Verfasser möchte in diesem Zusammenhang auf Beobachtungen im Hochtal von St. Lambrecht (Murgletscher) hinweisen, wo H. SPREITZER feldkartierungsmäßig (1961) völlig richtig mächtige Endmoränenwälle konstatierte, während spätere tiefreichende Aufschlußarbeiten unter einer 1,5 m mächtigen Endmoränenverteilung einer Vorstoßphase Deltaschichten aufdeckten, die ohne Störung vom Gletscher überfahren wurden (H. EICHER 1977; 58). Es stellt sich hier die Frage einer so großen Schuttanhäufung, für die als Interpretation einer alleinigen Eisrandentwicklung nur eine nach dem Würm-Hochglazial (oder einer derer Rückzugsphasen) vollzogene Anhäufung in Frage kommt; also ein zeitlich-quantitatives Problem. In so einem Fall müßte die geomorphologische Wertigkeit der Phyllite (einschließlich tektonisch bedingter Zermürbungszonen) mit bedacht werden.

Gegen E, im Raum Maitratten, ist die Terrasse Eben von den zahlreichen Quellabflüssen und Murenabgängen teils überlagert, größtenteils aber zerstört. Es treten auch zwei zwischen den Murenabgängen isolierte Terrassensporne (Abb. 4, SW Maitratten 1060 m, NW Neidhartnock 1060 m) in Erscheinung, die der Terrassenflur von Eben in postglazialer Zeit eine noch größere Ausdehnung nach SE einberaumt.

Abb. 4: Glazialmorphologische Gliederung des Gurktalabschnittes zwischen Patergassen-Mitterdorf und Prekowahöhe-Gurkenge



An der Gnesau-Sonnleiten zeigt sich wieder eine Eisrandfolge (Bild 3a, 4a, 5): In der Hangmulde NE Maitratten in 1065 m, auf der Flanke des Gnesau-Knittelberg-Forstauschließungsweges der oberste Staukörper in drei voneinander getrennten Segmenten in 1055 m (auf den mittleren Staukörper hat sich ein kleiner Murenkegel daraufgelegt) und schließlich darunter in 1005 m eine Eisrandterrasse mit einem 800 m langen Terrassenrand. Unter dieser befindet sich noch eine Terrasse fluviatiler Anlage, mit der 980 m-Flur, 10 m über der Gurk gelegen. Sie ist ein wichtiger Zeuge einer spätglazialen Sanderentwicklung einer neuerlichen Gurkgletscher-Vorstoßphase, deren annähernd horizontale Schichten in einen bereits von hochwürmzeitlichen Materialien wieder ausgeräumten Raum hineingesetzt wurden. Für eine postglaziale fluviatile Anlage erscheinen mir die Aufschlüsse (am Terrassenrand) zu steril, d. h., erdige oder kohlenstoffführende Schichten scheinen nicht vorzuliegen. Wir haben somit an der Nordflanke zwischen Maitratten und Gnesau drei übereinanderliegende Terrassierungen ausscheiden können, die man als eine weitere glazialmorphologisch bedingte Terrassentreppe im Oberen Gurktal ausscheiden könnte. Der beginnende Murenkegel östlich des Bades zerstört schließlich diese deutlich überlieferte Terrassengeneration; ebenso die Murenkegelaufgabe in der Hangmulde N Gnesau, die sicherlich noch Reste von Eisstaukörpern unter sich verbirgt. Eisstaukörper waren oft das auslösende Element für Murenabgänge.

Im S von Gnesau am Ausgang des Kirchergrabens befinden sich größere Schuttkörper, die keinem Schwemmkegel allein zuzuordnen sind, sondern eisüberfahrene Stauschutt-Reste darstellen dürften, die dem schluffigen Grundmoränenboden von Gnesau aufliegen. Dies ist auch der Grund, warum hier am Übergang der durch Schuttrestkörper angereicherten Hangschleppe an ihrem Übergang in den Talboden zahlreiche Anritzquellen und Naßgallen zutage treten. Im E des Peiningerbachs befindet sich die letzte Eisrandterrasse (zweistufig: 975 m, 1015 m), die im Abschnitt 4.1 eingehend erläutert wurde.

Wenn wir nun die Terrassenhöhen zu parallelisieren versuchen, so zeigen die obersten Stauschuttkörper ein Schulbeispiel einer korrelierbaren Eisrandterrassenabfolge bzw. die dementsprechende Rekonstruktion des nach E abdachenden Gurkgletscherstandes: Zedlitzdorf 1085 m, Eben 1070 m (?), NE Maitratten 1065 m, S Maitratten 1060 m, Gnesau Sonnleiten 1055 m, Peiningerbach 1015 m, NW Urscherwirtbrücke 1005 m. Dieses stetig abnehmende Zungengefälle war mit 12‰ relativ gering und entspricht einem Rückzugshalt. Wenn wir diesen Gletscherhalt mit den Staukörpern und Ufermoränen im Raum Ebene Reichenau verbinden, ergibt dies eine Gefällszunahme auf 32‰. Das größere obere Zungengefälle ist offensichtlich auf die spezielle Ernährungssituation im obersten Gurkgebiet durch den Überhang der Murgletschermasse im Turrach-Holzbodengebiet zurückzuführen. Dies zeigt auch ein Vergleich des Stau- bzw. Auffüllungskörpers im Hochkaserboden mit dem des Ander-Tales: Projiziert man die beiden Niveaus in die N-S-verlaufende Gletscher-Hauptflußtalung (Holzboden-Stangenbach-Talung mit den jeweiligen Einmündungsstellen des Saureggenbaches und der St. Lorenzener Gurk), so ergibt sich auf eine Entfernung von ca. 3,3 km ein Höhenunterschied von 100 Metern (Hochkaser Tal 1550 m, Ander Tal 1450 m), also eine Bestätigung für das Gefälle (33‰) im oberen Gurkgletscherabschnitt. Dieser auf 10 km

Entfernung angestellte Vergleich markanter Eisrandmarken (sie müssen in ihrem Stau-Aufschüttungsvolumen große Zeitabschnitte bzw. lange Gletscherhalte beinhalten) basiert natürlich nicht auf jenen absolut sicheren Korrelationsanspruch, wie er in den zahlreichen, nur bis zu 2 km entfernten Eisrandkörpern des unteren Gurkgletscherabschnittes vorliegt. Dieses Abnehmen des Gurkgletschergefälles im Würm-Hochstand um nahezu ein Drittel (des Zungenendes im Vergleich zum oberen Gebiet) ist bei der Konfiguration des Gurkgletscher-Einzugsgebietes und die damit verbundene spezielle Ernährungslage durchaus denkbar.

Der Rückzug dieses ausgeprägten Würmhochstandes vollzog sich dann in einem großen Massenverlust ohne Überlieferung von Stillstandsmarken, – soweit man die nächst-tiefgelegenen Eisstaukörper als die tatsächlich nächsten Zeugen eines weiteren Gletscherstandes in einem so kleinlokalen Bereich heranziehen kann. Die Kartierungsergebnisse in der Feldkirchener Bucht bestätigen diese Annahme (H. EICHER 1978 b). Der nächste erkennbare Stand hielt die Gletscherzunge in oszillierender Tendenz gerade noch im Raum E Gnesau und bedingte die Eisrandfluraufschüttung der unteren Peiningerbachterrasse und der Prekowahöhe (s. Abschnitt 4.4). Gurktalaufwärts finden sich diesem Rückzugsstand zugehörige Eisrandkörper an der Gnesau-Sonnleiten (1005 m) und kleine Reste an der Görzbachmündung (1035 m, Zuordnung nicht gesichert). Diese Staukörperkorrelation würde ein Rückzugs-Zungengefälle von 12–13‰ bedeuten. Da nach Ansicht des Verfassers der schluffige Moränenboden von Gnesau die diesem Stand zuzuordnende Grundmoräne darstellt, ergibt sich daraus eine Eisauflage von nur mehr ca. 45 m Mächtigkeit. Ein weiterer Massenverlust bedeutete bei dem geringen Zungengefälle einen endgültigen Zerfall nach Art einer Toteismasse. Dies würde dem Fehlen von Sanderentwicklungskörpern weiterer nahegelegener Rückzugsstände entsprechen; andernfalls wäre zu erwarten, daß die an sich geringe postglaziale Ausräumung (hohe lokale Erosionsbasis im Anstehenden der Gurkenge) irgendwelche Reste fluvioglazialer Aufschüttungskörper übrigließe. Der feinklastische fluvioglaziale Aufschüttungskörper (980 m-Flur) zwischen Maitratten und Gnesau kann einem hochstandnahen Rückzugshalt nicht mehr entsprechen. Ihm ist nur mehr eine erneute Vorstoßphase zuzuordnen.

In jedem Falle mußte ein neuerlicher Vorstoß des Gurkgletschers auf eine Eisunterstützung des Murgletschers über Turrach verzichten: sie war wohl auch für den besonders ruckartigen Eisrückgang verantwortlich. Die weitere Eiszufuhr konnte sich nur mehr auf die lokale Vergletscherung und die Verbindung über das Bad Kleinkirchheimer Hängetal (mit 1100 m Höhe ist auch kein größeres Querprofil mehr denkbar) stützen. Daher liegt hier der spätwürmzeitliche neue Vorstoß von den hochstandnahen Rückzugsphasen wesentlich deutlicher getrennt vor als in der Feldkirchener Bucht (1,5–3 km). Der Abstand zwischen dem neuerlichen Gurkgletschervorstoß von Zedlitzdorf-Bergl und den Eisrandkörpern der Prekowa beträgt 7 km. Ein letzter Rückzugshalt der spätwürmzeitlichen neuerlichen Vorstoßperiode dürfte in den Moränen von Mitterdorf vorliegen. Ein weiterer Zerfall mußte den Ausfall der Eiszufuhr über Bad Kleinkirchheim bedingt haben, also eine neuerliche impulsgebende Zerfallsperiode. Da keine glazial-morphologischen Zeugen erhalten sind, lassen sich keine weiteren spätwürmzeitlichen Rückzugsphasen mehr verfolgen. Die im Postglazial nach Art der Torrenten

pendelnde Gurk – sie war durch den Abtransport des in den Seitentälern angehäuften periglazialen Schutts noch überbelastet – ist an der Zerstörung jener letzten Rückzugsreste verantwortlich. Die nächsten erkennbaren Gletscherstände liegen bereits in den obersten Karböden und sind nicht mehr Diskussionsgrundlage dieser wärmzeitlichen Betrachtung.

Wenn wir von der Terrasse Eben absehen, so konnten die Zusammenhänge der glazialmorphologischen Formgebung und ihre Funktion im wesentlichen erfaßt werden. Es zeigt sich auch hier die häufig festzustellende Tatsache bei Talgletschern, daß die einige tausend Jahre älteren Zeugen des Würmhochstandes qualitativ und quantitativ besser erhalten sind als solche aus dem Spätglazial. Bei der Kartierung der nördlichen Feldkirchener Bucht, wo der Draugletscher keine vergleichbare Einengung erfuhr, ist dies nicht mehr der Fall und wir stehen vor andersgearteten glazialmorphologischen Wertigkeiten (H. EICHER 1978 b).

6. Zur Parallelisierung mit den wärmzeitlichen Ostalpen, insbesondere mit der unmittelbaren Nachbarschaft des Mur- und Draugletscherendes

Die Eiszeit als klimatisches Phänomen hängt – das zeigen alle glazialmorphologischen und quartärgeologischen Arbeiten – in ihrer Auswirkung wesentlich von der geographischen Lage der einzelnen Landschaftseinheiten ab und hier wieder mit großen Differenzierungen von der lokalen Konfiguration und der davon abhängigen Ernährungslage der einzelnen Gletschermassen. Während der beginnenden Würmzeit (an Hand der Vorstoßschotterforschung) noch keine international anerkannte Zeitmarke zugeordnet wird (sie dürfte bei 30 000 Jahren BP liegen), wird als allgemein festzustellende Marke des europäischen Quartärs die Grenze zwischen Hochglazial (ehem. Würm I – ?) und Spätglazial (Würm II – ?, älteste bis jüngere Dryas) der Eisrückgang des nordischen Inlandeises von den Moränen des Pommerschen Stadiums (ca. 17 000 Jahre BP) bzw. der Eisrückgang der Alpengletscher von den inneren Moränen des äußeren Würmmoränengürtels anerkannt. Diese ehemals als Interstadial bezeichnete Übergangsphase steht im inneralpinen Ostalpenraum vor einer erheblichen Problematik. Während man an der Nordabdachung der östlichen Alpen keine deutliche Trennung zwischen hochstandnahen Rückzugsphasen und spätglazialen Vorstoßphasen (vgl. Übergang vom Hochglazial in den Ischler-, Jochwand-, Goiserer Stand nach D. v. HUSEN 1977) erkennen kann, ist im inneralpinen Süden das Spätglazial in einer ausgeprägten Vorstoßphase zu verfolgen (H. SPREITZER 1961: „Neuer Hochstand“). Von dieser Gliederung in zwei Vorstoßperioden konnte sich der Verfasser am Beispiel des Murgletschers im Hochtal von St. Lambrecht (H. EICHER 1977; 56) eindrucksvoll überzeugen: Nur als lang anhaltende Rückzugsphase ist die mächtige Bänderton- und Deltaaufschichtung von St. Lambrecht (oder auch des Metnitztales) nicht zu erklären, sie muß als epochenhafte Vorstoßperiode anerkannt werden. Am Beispiel des Draugletschers konnten H. BOBEK (1959; 31) und E. LICHTENBERGER (1959; 59) keinen neuen Hochstand feststellen, wohl aber sehr deutlich die Zweiphasenhaftigkeit des Rückzugs unterstreichen (Hochstandnahe Rückzugsphase – Innere Rückzugsphasen). Ein Mur- oder Draugletscher läßt sich weder mit einem klassischen Talgletscher (Inn-, Salzach-, Enns-gletscher) im

inneralpinen Bereich, noch mit den Zungenbecken im Alpenvorland vergleichen, das wieder einer gewissen Bergumrahmung entbehrt.

Bei der differenzierten Orographie muß mit einem dementsprechend unterschiedlichen Niederschlagsgeschehen auch in den Kaltzeiten gerechnet werden. Hier an der SE-Abdachung der Alpen wäre zu bedenken, daß die verschiedenen Gletschereinzugsgebietsströme (z. B. Gegenüberstellung Gailgletscher – Möllgletscher) ja auch in der Eiszeit vom zyklonalen Geschehen beeinflußt wurden. Wenn etwa in rezenter Zeit eine Gurk bei den großen Herbstniederschlägen eines Genuatiefs so spezifisch gegenüber den benachbarten Einzugsgebieten reagiert, warum soll nicht auch eine komplexere Massenbilanzdifferenziertheit in den Kaltzeiten auf Grund unterschiedlicher Niederschlagsstrukturen (und nicht nur der Konfiguration der Einzugsgebiete) gegolten haben?

Am Beispiel des Gurkgletschers dürfte vor allem eine sehr einzugsspezifische Reaktion im Hochland und Spätglazial vorliegen (Wegfall der Eiszufuhr über Turrach). Aber nicht nur im Hochglazial, auch im Spätglazial erfuhr die negative Massenbilanz ab Überschreiten einer gewissen Schwelle im Rückzugsphasengeschehen einen gegenüber der Nachbarschaft deutlich hervorgehobenen Sprung. Eine größere Neigung zur Oszillation zeigt sich an der Nahtstelle Gurk-/Draugletscher in der Blockdiagrammdarstellung der Prekowahöhe sowie in den Kartierungsergebnissen der Oberen Gurk. Bei letzteren muß man Endmoränen- und Stauschuttkörper-Situationen auseinanderhalten. Während erstere Zeugen von Vorstoßphasen sind, erweisen sich letztere als eine Hinterlassenschaft einer Rückzugsphase: Das errechnete Gefälle für die Gurkzunge von 12‰ im Hochwürm ist somit kein Vorstoßgefälle, sondern die Stauschutt-Eisranddokumentation eines Rückzughaltes. H. BOBEK (1959; 31) errechnete vergleichsweise für die in Überschotterung begriffenen absterbenden Teile der Draugletscher-Eiszungen rund 10‰ Gefälle, dasselbe für die Eisrandterrassen.

Gegenüber A. PENCK 1909 ergab sich als Hauptkorrektur des sonst von ihm richtig gesehenen Hergangs der Ereignisse eine bei weitem geringere Eismächtigkeit für den Würm-Hochstand. Innerhalb des beginnenden Hochstandes gab es Vorstoßphasen großer Beständigkeit; anders ist die 35 m mächtige Bändertonentwicklung nicht zu interpretieren. Nach der auf den Bändertonen aufliegenden Moränen- und Eisrandentwicklung einer letzten Hochstand-Rückzugsphase ist ein rascher Zerfall des Zungenendes zu beobachten. Diese Zeit dürfte mit der allgemein im späten Hochglazial festzustellenden Stausee- und Toteis-Phase in den Kartierungsräumen von H. BOBEK 1959 und E. LICHTENBERGER 1959, bzw. auch in der St. Lambrechter Absperrung die Stauseephase der „Ebner“-Terrasse (H. EICHER 1977; 57) zusammenfallen. Die den Bändertonen aufliegende Moränen- und Eisrandentwicklung als letzte hochstandnahe Vorstoßphase vor dem Eiszerfall des Zungenendes wird mit den Moränen E Völkermarkt (H. BOBEK: Phase IV a, IV b), den Moränen von Krottendorf nach E. LICHTENBERGER oder einem Ischler Stand von D. v. HUSEN zu parallelisieren sein.

Daß für die gewaltige Draugletschermasse nach H. BOBEK und E. LICHTENBERGER keine Anhaltspunkte für eine Gliederung der Würmeiszeit durch ein Interstadial gefunden werden konnten, liegt im heute noch subjektiv einzu-

schätzenden Begriff einer Interstadialbenennung sowie im nivellierenden Charakter eines so großen Einzugsgebietes. Der Verfasser konnte auch in der Feldkirchener Bucht eine Vorstoßphase ziemlich lang anhaltender Dauer beobachten, die sich mit dem von H. SPREITZER 1961 festgestellten Murgletscherverhalten eher vereinbaren läßt und durchaus seine Bezeichnung „Neuer Hochstand“ verdient. Es kommt bei einer Gletscher-Rückzugsphasenbenennung nach Ansicht des Verfassers darauf an, ob sie mehr glazialklimatologisch oder mehr glazialmorphologisch zu verstehen ist. Ein Interstadial als „Kleines Interglazial“ in paläoklimatologischem Sinne kommt für diesen Raum nicht in Frage, wohl aber in glazialmorphologischem Sinne einer kaltzeitlichen Erosionsphase: Es zeigt sich hier eine glazialmorphologisch wirksame Gliederung der Würmzeit in zwei Vorstoßphasen (Hochglazial, Spätglazial) durch eine Rückzugs-Zwischenphase, die kartierungsmäßig dadurch gesichert ist, daß, ehe das Spätglazial in einem neuerlichen Hochstand wirksam wurde, die hochglazialen Aufschüttungskörper zum guten Teil wieder ausgeräumt waren und die spätglazialen Vorstoßsedimente in den Raum dieser zwischenwürmzeitlichen größeren Erosionsphase hineingesetzt wurden.

Literatur

- ANDERLE, N.: Die Grundwasser- und Bodenkarte von Kärnten. — Schriftenr. Raumforsch. Raumplang., **13**, 9—92, Klagenfurt 1973.
- BOBEK, H.: Der Eisrückgang im östlichen Klagenfurter Becken. — Mitt. österr. geogr. Ges., **101**, 3—36, Wien 1959.
- EICHER, H.: Neue Beobachtungen über würmzeitliche Vorgänge im Hochtal von St. Lambrecht. — Mitt. natw. Ver. Steiermark, **107**, 55—63, Graz 1977.
- Bericht über die glazialmorphologische Kartierung in der Feldkirchener Bucht: Teil I — Nord (Das Gebiet zwischen Enge Gurk und Tiebel). — Carinthia II, **88/168**, im Druck, Klagenfurt 1978.
- FENNINGER, A.: Schwermineral- und Korngrößenanalysen zweier Bohrkerne (P-1, P-2) aus dem Gebiet der Prekawahöhe, nördlich Himmelberg/Kärnten. — Archiv Kärntner Wasserversorgungsges., Klagenfurt 1976.
- FLIRI, F.: Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). — Z. Geomorph., Supplbd. **16** (Geomorphologie des Quartärs), 1—14, Berlin/Stuttgart 1973.
- GRAUL, H.: Der Stand der Quartärforschung im S der BRD in lithostratigraphischer, pedologischer und geomorphologischer Hinsicht. — Heidelb. geograph. Arb., **1973**, 251—267, Heidelberg 1973.
- HANTKE, R.: Aufbau und Zerfall des würmzeitlichen Eisstromnetzes in der zentralen und östlichen Schweiz. — Ber. natforsch. Ges. Freib. i. Br., **60**, 5—35, Freiburg i. Br. 1970.
- HILLER, O. K.: Zur Morphogenese des Krappfeldbeckens in Kärnten. — Mitt. österr. geogr. Ges., **115**, 86—105, Wien 1973.
- HUSEN v. D.: Zur quartären Entwicklung des Krappfeldes und des Berglandes um St. Veit a. d. Glan. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **23**, 55—68, Wien 1976.
- Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. — Jb. geol. B.-A., **120**, 1—130, Wien 1977.
- JANSCHKE, H.: Bericht über die refraktionsseismischen Messungen im Bereich Prekawahöhe-Tiebel. — Archiv Kärntner Wasserversorgungsges., Klagenfurt 1976.
- JOHN, B. S.: The glaciations of Wales. — [In:] LEWIS, C. A. [Hrsg.]: Pembrokeshire, 229—265, London (Longmans) 1970.
- LICHTENBERGER, E.: Der Rückzug des Würm-Draugletschers aus dem Villacher Becken und im aufwärts anschließenden Drautal. — Carinthia II, **63/143**, 7—14, Klagenfurt 1953.
- Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld. — Mitt. österr. geogr. Ges., **101**, 37—62, Wien 1959.
- LITSCHER, H.: Die Ergebnisse der geotechnischen Untersuchungen des Jahres 1976 im Gebiet der Prekowa-Tiebel. — Carinthia II, **87/167**, 105—112, Klagenfurt 1977.
- METZ, K.: Geologischer Bericht über Kartierungsarbeiten an der Gurkschlucht nördlich Feldkirchen, Kärnten. — Archiv KELAG: 1—5, Klagenfurt 1956.

- PASCHINGER, H.: Die Hauptklufrichtungen im westlichen Klagenfurter Becken. — Verh. geol. B.-A., **1937**, 256—264, Wien 1937.
- PENCK, A.: Der Draugletscher. — [In:] PENCK, A. / BRÜCKNER, E. [Hrsg.]: Die Alpen im Eiszeitalter, 3. Bd., 1062—1118, Leipzig 1909.
- RÖTHLISBERGER, H.: Water pressure in intra- und subglacial channels. — J. Glaciol., **11** (62), 177—203, Cambridge 1972.
- SHREVE, R. L.: Movement of water in glaciers. — J. Glaciol., **11** (62), 205—214, Cambridge 1972.
- SISSONS, J. B.: Some aspects of glacial drainage channels in Britain, part II. — Scott. geogr. Mag., **77**, 15—36, Edinburgh 1961.
- SPREITZER, H.: Die Eiszeitstände des Metnitztales. — Carinthia II, **62/142**, V. Paschinger-Festschrift, 36—56, Klagenfurt 1953.
- Hochstand und Rückzug des eiszeitlichen Murgletschers in Kärnten und deren zeitliche Einreihung. — Carinthia I, **151** („150 Jahre Carinthia“), 351—365, Klagenfurt 1961a.
- Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. — Geogr. Jber. Österr., **28**, 1—50, Wien 1961b.
- TIETZE, W.: Über die Erosion von unter Eis fließendem Wasser. — Mainzer geogr. Stud., Festgabe W. Panzer, 125—142, Braunschweig 1961.
- VIVIAN, R.: Hydrologie et érosion sous-glaciaires. — Rev. Géogr. alp., **58**, 241—264, Grenoble 1970.
- WEISS, E. H.: Zur Hydrogeologie des Grundwasseraustrittes der Gurk unterhalb der Prekowa (Tiebelursprung). — Carinthia II, **87/167**, 95—104, Klagenfurt 1977.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 22. März 1978.



Bild 1: Der Raum um die Prekowahöhe. Im Vordergrund der Talstrunk zwischen Prekowahöhe und Hügel Kote 1001, im Hintergrund die Talung der ins Sirnitz-System abgeleiteten Gurk. Blick von der Lassen-Strasse Richtung NE.



Bild 2: Die frei nach SE ausstreichende Gurktalung. Im Vordergrund die beiden Peiningerbach-Eisrandfolgen. Standort der Aufnahme NE Gnesau.



Bild 3a: Die 980 m-Sanderflur E Mairatten, die die Gurk mit dem gegenüberliegenden Festgesteinssporn weitgehend einengt. Aufnahmestandort NE Mairatten.



Bild 3b: Ein Aufschluß der 980 m-Sanderflur zeigt eine sandig-tonige Entwicklung in annähernd horizontalen Schichten. An anderen Stellen sind Kiese dominant. Standort ca. 100 m im W der Gurkbrücke (beim Bad).



Bild 4a: Blick vom Ostrand der 980 m-Terrasse zur Eisrandterrassentreppe von Gnesau-Sonnleiten; umrahmt der Aufschluß von Bild 4b.



Bild 4b: Ein typischer Eisrand-Aufschluß der hochwürmzeitlichen 1050 m-Terrasse beim Hof Gnesau-Sonnleiten Nr. 10. Er zeigt Moränen- und psammitische Hangschutt-Materialien, die als Eisrandentwicklung eine Andeutung horizontaler Schichtung bewirken.



Bild 5: Die Eisrandkörper-Folge NE Mairatten, die sich mit der östlich benachbarten (in Bild 4a gezeigten) sehr gut parallelisieren läßt.



Bild 6: Die Eisrandtreppe von Zedlitzdorf zeigt sich deutlich am liegengelassenen Schnee auf den Verflachungen, während die Terrassenabfälle ausgeapert sind. Die 1010 m-Flur I könnte einem Würm-Maximalstand-Rückzugshalt, die 1070 m-Treppe (III) der Würm-Hochstand-Hauptentwicklung zugeordnet werden (s. Abschnitt 5.2). Die untere Hauptterrasse V ist in zwei feldkartierungsmäßig nicht näher erfassbare Einheiten zu trennen. Die gesamte Treppe besteht größtenteils aus Moränenmaterial.



Bild 7a: Die Endmoränen des neuerlichen Gurkgletscherhochstandes aus der zeitlichen Wende Hochglazial-Spätglazial (nach Ansicht des Verfassers Bühl) sind sehr gut aufgeschlossen und können als Schulbeispiel einer Moränen-Blockpackung gelten. Der Mensch hat auf den Moränen von Zedlitzdorf-Bergl noch weitgehend den Wald stehen gelassen (s. Bild 8).



Bild 7b: Aufschlüsse an den Moränen von Zedlitzdorf-Bergl zeigen gut gerundete Phyllite mit vereinzelt eingestreuten, völlig gerundeten Gneiskörpern (längerer Transportweg).



Bild 8: Die „Moränenlandschaft“ von Zedlitzdorf-Bergl mit dem Trompetentälchen der Gurk im Vordergrund. Im Hintergrund das Zungenbecken des Oberen Gurktales mit einem einzigen noch erkennbaren kleinen Rückzugshalt bei Patergassen-Mitterdorf (Bild 9). Blick von der Zedlitzdorf-Hauptterrasse (V) Richtung W.



Bild 9: Die Moräne von Mitterdorf-Wiederschwing ist die letzte erhalten gebliebene Endmoräne des spätglazialen Gurkgletscher-Rückzuges. Jüngere Moränen gibt es nur mehr aus dem Postglazial in Karbodennähe.