

Carinthia II	172./92. Jahrgang	S. 153-172	Klagenfurt 1982
--------------	-------------------	------------	-----------------

Zur Flussnetzentwicklung im Klagenfurter Becken und in der Norischen Senke

Von Harald EICHER

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung: Diese reliefanalytische Abhandlung zeigt ein sehr wechselvolles Geschehen der Flussnetzentwicklung des Klagenfurter Beckens und weiter nach Norden zur Norischen Senke, wobei nicht nur die Hauptwasserscheide zwischen der Drau und der Mur großen Umlenkungen unterworfen war, auch das zentrale Klagenfurter Becken und das Gurkgebiet haben nachweisbar große Veränderungen erfahren. Ein Höhenschichtenplan als einfachste morphometrische Darstellung (Abb. 1) soll ein Hilfsmittel für die Beschreibung der Kräfte der Großformung sein; Abb. 2 soll die großen flussnetzveränderten Räume hervorheben. Es wird bei der großräumigen Reliefanalyse versucht, den klimamorphologisch dominierenden Anteil herauszuarbeiten, während bei den besonderen flussnetzbestimmenden Ereignissen die zeitliche Einengung im Vordergrund steht. Die häufig anzutreffenden tektonisch vorgezeichneten Lineamente spielen sowohl in der dominant linearerogenen Phase des Ältestpleistozäns als auch in hochglazialen Zeiten durch das glaziale Aufspüren von Gesteinsschwächezonen (infolge eines zeitweilig unter hydrostatischem Druck stehenden subglazialen Schmelzwassers, insbesondere im Draugletscher-Abschmelzbecken – siehe Literaturangaben) eine große Rolle. Die im tatsächlichen Ausmaß schwer einschätzbares vertikalen Veränderungen der tektonischen Baueinheiten und die damit neu geschaffenen Erosionsbasen waren, insgesamt gesehen, für die zahlreichen Anzapfungsbeispiele weniger maßgebend. In allen Bereichen, wo alte Wasserscheiden durchbrochen wurden, gab es auch Stellen des Eisüberflusses an Gesteinsschwächezonen, die genau hier lagen. Lediglich bei der Anzapfung der Neumarkter Hochfläche durch die Dürnstein-Olsa und Görtschitz (an ebenfalls eisüberflossenen und tektonisch bestimmten Standorten) war nicht nachweisbar, ob dieser Drau-Einzugsgebietsgewinn nicht doch schon präglazial erfolgte und auf die bevorzugte Erosionsbasis der Metnitz (durch die depressiven Kräfte des Krappfeld-Raumes) und auf die aktive Görtzschitztalstörung als Regressionereignis zurückzuführen ist. Zahlreiche Ableitungen ergeben sich auch aus dem Literaturstudium verschiedener Autoren.

EINLEITUNG

Das Studieren von Talsystemen im Klagenfurter Becken nach Norden Richtung Alpenhauptkamm gehört mit zu den interessantesten geomorphologischen Rekonstruktionsaufgaben in den Ostalpen. Nirgendwo anders hat es so viele Änderungen im alpinen Talverlauf (Tiefenlinienverlauf, Flussnetz) gegeben. Es gibt in diesem Raum kaum einen Fluss, den man

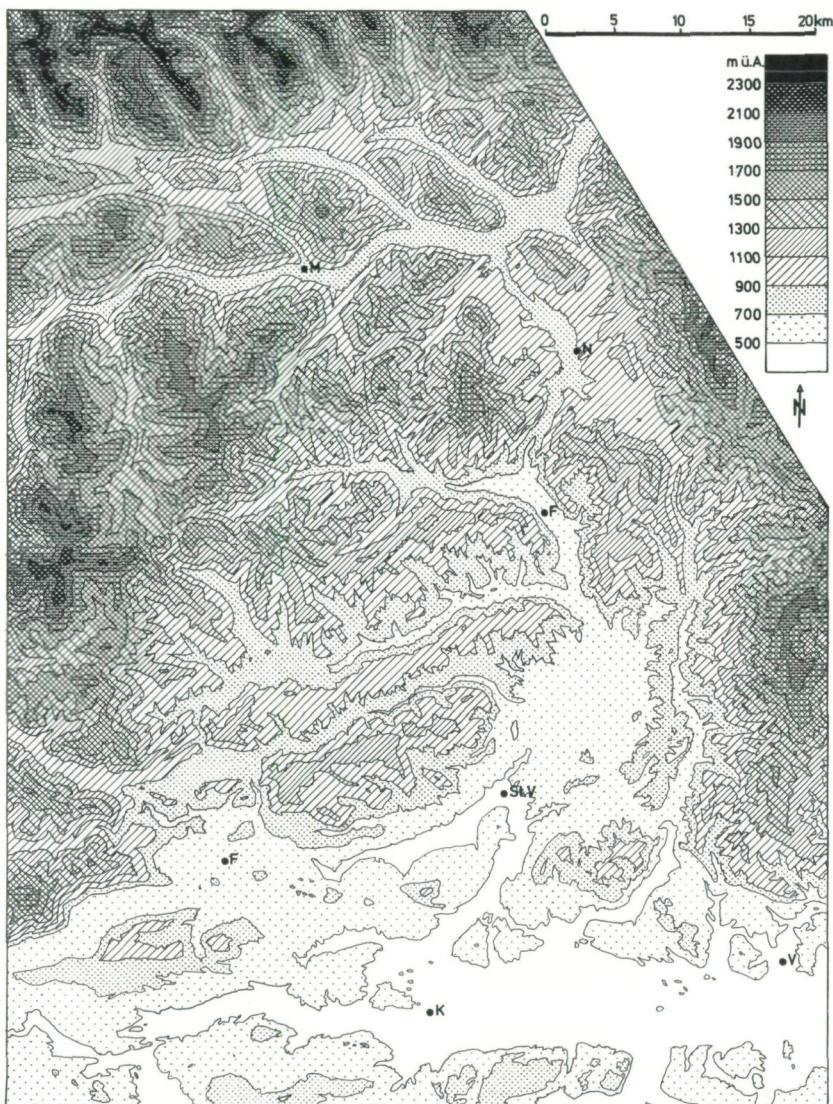


Abb. 1: Höhenschichtenkarte des Mittelkärntner und des Norischen Raumes. Die 200-m-Höhenschichtenkarte zeigt deutlich, wie sich das Klagenfurter Becken als Großraum in einem Halbrund nach Norden bis in das Metnitzgebiet ausbuchet. Sie zeigt eine großmorphologische Konfiguration in Anlehnung an ein Rumpftreppenmodell. Nach einer W-E gerichteten Schwellenze, die die alte Wasserscheide zwischen Drau- und Murgebiet darstellt, beginnt der Norische Großraum in einer Art Doppeltalanlage. Seine letzte flächenerhaltende tiefste Erosionsbasis ist die Neumarkter Hochfläche.

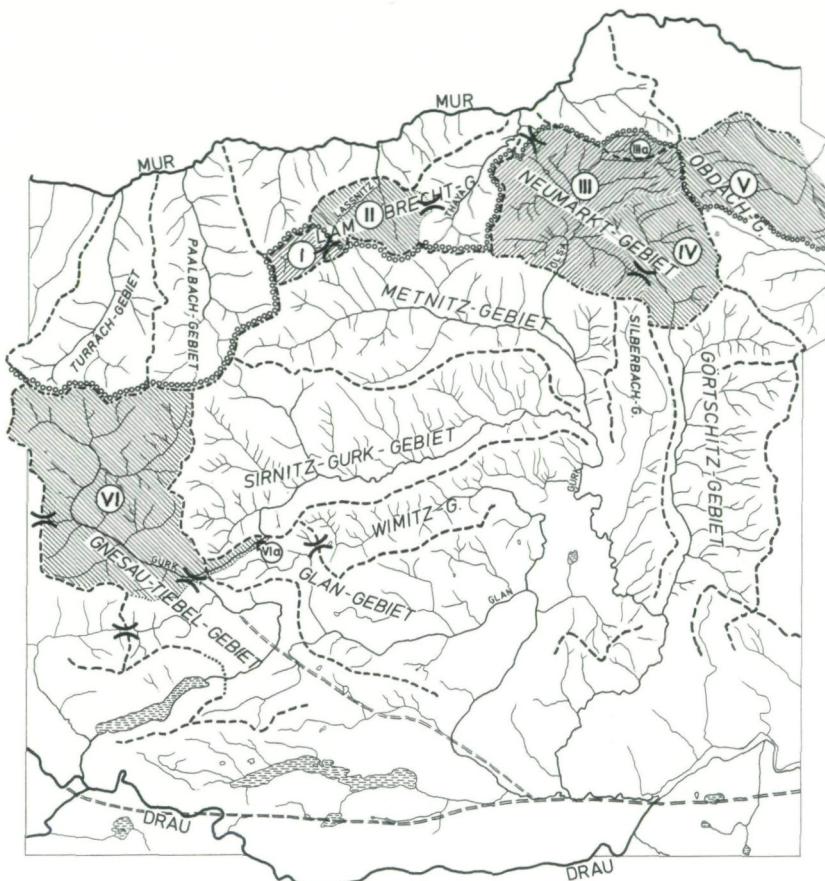


Abb. 2: Die präglazialen Gewässer-Einzugsgebietsregionen Mittelkärntens zwischen Drau und Mur: Strichlierte Linien: Relief-Haupt scheitellinien (Wasserscheiden), wobei mit der strichpunktuierten Linie die ältestpleistozäne Drau-Mur-Wasserscheide hervorgehoben ist. – Mit Ringen dargestellte Linie: Der heutige Verlauf der Drau-Mur-Wasserscheide. – Doppelt strichlierte Linie: Vermutlicher Verlauf der präglazialen Drau- und Gurk-Tiebel-Tiefenlinie. I: Gebietsverlust der Mur an das Draugebiet durch die Anzapfung des Röttingbaches. II: Gebietsverlust des Lambrechtbach-Systems (Auenbach-Talbach-Thaya) an die Laßnitz. III: Gebietsverlust der Mur an die Drau durch die Dürnstein-Olsa-Anzapfung des Neumarkter Gebietes. IIIa: Kleiner Gebietsverlust des Doppelbaches (Mur) an den Perchauer Bach (Drau). IV: Gebietsverlust der Mur an die Drau durch die Görtschitz-Anzapfung des Neumarkter Gebietes. V: Gebietsverlust der Drau (Lavant) an die Mur, Anzapfung durch den Granitzenbach. VI: Gebietsverlust des präglazialen Gnesau-Tiebel-Gebietes an das Sirnitz-Gurk-Gebiet. VIa: Kleiner Gebietsverlust des Glan-Gebietes („Enge Gurk“) an das Sirnitz-Gurk-Gebiet. (= Talwasserscheiden.)

im Grundriß und in der Abgrenzung zu seinem Nachbar-Flußgebiet als weitgehend unverändert bezeichnen könnte. Die großen Richtungsänderungen, die die Mittelkärntner Flüsse, offenbar von der Konfiguration des Reliefs irregeföhrt, auf sich nehmen müssen, als wären es nicht sie selbst, die ein Relief den Gesetzen der Gravitation und des Gesteinswiderstandes entsprechend herausmodellierten, fallen sicherlich schon einem Laien im Schulatlas auf, dessen Auge interessiert auf das Flußnetz gerichtet ist. Auch der Wanderer wird niedrigsten, oft kaum zu erkennenden Wasserscheiden begegnen, über die er in ein Flußsystem völlig neuer Entwässerungsrichtung gelangen kann, wobei er, hätte er nicht die Orientierungshilfen einer Karte oder eines Luftbildes, diesmal schlecht beraten wäre, sich an der Fließrichtung des angetroffenen Flusses zu orientieren.

In Abb. 2 sind solche niederen Talwasserscheiden mit einer Paßsignatur gekennzeichnet, wo sich die Scheitellinien des Reliefs verlieren, die sonst in gewohnter Weise klar ein Flußgebiet vom anderen abgrenzen.

Warum hier auf engem Raum die Scheitellinienprofile einerseits und die Flußrichtungen im Grundriß andererseits so starken Schwankungen unterliegen, eine besondere geomorphologische Gegebenheit auch in den Kitzbühler Alpen – am nächsten kommt jedoch das Gebiet der Französischen Alpen zwischen Rhône und Isère im südlichen Savoyen –, liegt daran, daß mehrere Voraussetzungen der Reliefentwicklung, die in der Lage sind, ein Flußsystem umzupolen, hier gegeben sind. Daher wollen wir vorerst die verschiedenartigen geomorphologisch wirksamen Kräfte herausarbeiten, die es möglich machten, in geomorphologisch und erst recht geologisch kurzer Zeit ein so bewegtes Relief herauszumodellieren und dem Flußnetz einen so komplizierten Grundriß aufzuprägen. Aus der Literatur sind für Fragen ähnlicher Themenstellung im Ostalpenrum die Autoren SÖLCH (1908), KREBS (1937) und MORAWETZ (1939, 1957, 1959, 1979) besonders hervorzuheben.

DER GEOMORPHOLOGISCHE ANTEIL DES OBERSTEN TERTIÄRS AN DER FLUSSNETZENTWICKLUNG

Die Entwässerungsrichtung ist als Ausgangslage von der Gesamtabdriftung des Raumes bestimmt. So weiß man von der frühen Alpenhebung durch das Auffinden von Augensteinen auf den Kalkhochflächen, daß die erste Entwässerungsrichtung im wesentlichen konsequent war. Ein Klagenfurter Stammbecken gab es in den postogenen Hebungsstadien der Alpen noch nicht, weil die Haupthebung in den Zentralalpen lag und die Karawanken (Norddrängen der südalpinen Koschutaeinheit an die oberostalpinen Nordkarawanken und dadurch verursachte Schuppenzonenbildung) erst später, aber dann umso intensiver, gehoben wurden. Der Beweis, daß zentralalpine Flüsse mehr oder weniger konsequent der Ab-

dachung nach SE folgten, kann in der Arbeit von KÄHLER (1941) über die Bohnerz- und Augensteinvorkommen Kärtents nachgelesen werden, wobei vor allem das Gebiet Potschula-Hochobir und der Petzen hervorzuheben sind. Die am Fuß der Karawanken anzufindenden sogenannten Grundflözsichten sagen zumindest aus, daß im Süden noch keine nennenswerte Reliefenergie vorlag, weil sie durchwegs nur feine Klastika aufweisen. Die im Hangenden der Grundflözsichten entwickelten Rosenbacher Kohlenschichten haben in der Matrix nur mehr zur Hälfte kristallinen Anteil, die andere Hälfte besteht bereits aus dem Karbonatgesteinsteinsanteil der Karawanken. Genauere Ausführungen über den Tertiärsaum der Karawanken und des Klagenfurter Beckens liegen von KÄHLER (1929, 1932), JANOSCHEK (1963), LEICHT (1965) und UCÍK (1970) vor.

Eine beginnende Beckensituation gab es demnach erst mit dem Karawanken-Nordschub und der gleichzeitigen Hebung zu einem Gebirge im oberen Sarmat. Im darauffolgenden Pannon müssen sich nun gewaltige Schotterfluren nach Norden erstreckt haben, wie an den Resten der noch heute vorliegenden, mittlerweile konglomerierten Schotterfüllungen des südlichen Klagenfurter Beckens (Bärentalkonglomerat, Sattnitzkonglomerat, siehe KÄHLER, 1962) zu erkennen ist. Man darf annehmen, daß die Fußzone der Karawanken-Glacisfläche (schiefe Schotterebene) in etwa auf der Höhe der heutigen Wörthersee-Glan-Furche lag. Eine Ur-Drau müßte demnach in Höhe dieses Bereiches nach Osten geflossen sein, mehr oder weniger eingeengt zwischen zwei pannonen Glacis, wenngleich von der nicht konglomerierten Nordschüttung fast alles ausgeräumt wurde. Der Verfasser konnte noch am Nordrand der Feldkirchener Bucht zuzuordnende ausgewaschene Quarzgerölle, zum Teil noch mit einer vorhandenen Roterdematrix, finden (EICHER, 1978:157). Die Konfiguration der damaligen Landschaft muß noch immer unter dem Gesichtspunkt der BÜDELSchen arid-semiariden Zone der Flächenerhaltung gesehen werden, wie wir sie heute vergleichsweise in Randbeckenlagen der Südabdachung des Atlas-Gebirges in Nordafrika antreffen können. Die Scheitelzone zur im Norden anschließenden Norischen Senke war höchstwahrscheinlich eine inselgebirgsartige Schwellenzone, wobei die Wasserscheide damals südlicher lag als heute, wie geomorphologisch vererbt aus den Anzapfungsgebieten (nördlich des Metnitzgebietes, schraffierte Flächen in Abb. 2) an der präglazialen Scheitellinie (siehe Legende Abb. 2) ersehen werden kann. Auch in der Höhenschichtenkarte paust sich diese Schwelle in einem nach Norden ausbuchtenden Bogen (westlicher Endpunkt Flattnitz-Kalteben, östlicher Endpunkt Grafenkogel/Waldkogel-St. Martin am Silberberg der Seetaler Alpen) durch, wie aus der Abb. 2 als natürliche Grenze des Mittelkärntner Raumes nach Norden zu entnehmen ist.

Man kann mit Sicherheit annehmen, daß im Pannon der Seetaler-Saualm-Block bereits zu einer so hohen Schwelle herausgehoben war, daß das Drau-System nur über den Raum Griffen und das Mur-System nur über

den Raum Scheifling-Judenburg nach Osten entwässerte. Einen Beweis, daß das Mur-System schon seit jeher den Norischen Raum zu seinem Einzugsgebiet zählen konnte und sich in der Hauptalpenhebung in den Seetaler Block antezedent einschnitt, sieht der Verfasser in der Tatsache, daß im Tertiärprofil des Judenburger Beckens an der Basis (Basiskonglomerat, kohleführende Schicht) kalkalpine Bestandteile noch völlig fehlen, während diese in den hangenden Sand- und Kiesschichten immer wieder auftreten. Die Herkunftsgebiete dieser Karbonatgesteine können aber nur das Radstädter Mesozoikum und das Murauer Paläozoikum darstellen, wodurch es klar wird, daß schon seit dem Einbrechen des Judenburger Beckens (METZ, 1971:67) die Entwässerung des Norischen Raumes nach Osten erfolgte.

Trotz der starken allgemeinen Gebirgshebung im Pannon wird die Spülflächen-Denudation das Hauptelement der Entwässerung gewesen sein. Eine Ur-Drau dürfte schon im Daz und Levantin (wie alle anderen Gerinne, siehe asymmetrische Konfiguration in Abb. 1) nach Süden gedrängt haben und dabei den Sattnitzkonglomerat-Fuß lateralerosiv angeschnitten haben. Tal-Querprofile gab es damals sicherlich nur in antezedent bedingten Durchbruchabschnitten. Es ist durchaus möglich, daß die Hochtäler von Bad Kleinkirchheim und Arriach-Teuchen eine vererbte Form einer schon damals vorhandenen Pforte einer West-Ost-Entwässerung darstellten. Im Levantin muß die tertiäre Bruchtektonik mit ihren vertikalen Verstellungen der geologischen Baueinheiten schon so weit gediehen sein, daß Teile der Gebirgsumrahmung des Klagenfurter Beckens (als Großraum) wahrscheinlich schon Reliefenergien vom Mittelgebirge zum Hochgebirge annahmen. Wie groß die allgemeinen Hebungs beträge anzusetzen sind, sehen wir daran, daß in den Hohen Tauern die alte Landoberfläche des oberen Miozäns heute in etwa 3000 m Höhe rekonstruiert werden kann, in der Kreuzeckgruppe auf 2300 m und in den Gurktaler Alpen und Nachbarbergen auf gut 2100 m. Es ist anzunehmen, daß die Grebenzen-Kalkhochfläche als Rest der oberstmiozänen Schwellenregion (heute um 1800 m) dem gleichen Gurkalfenniveau angehört, aber seither in der Hebung um rund 300 m zurückgeblieben ist. Das gleiche Absinken der Niveaus kann man auch in den vererbten Altflächen der Mitterberge zwischen der Norischen Doppeltalanlage erkennen.

Im Levantin muß die flächenhafte, stockwerkartige Ausgestaltung der in der Alpenhebung zurückgebliebenen Bereiche schon so weit gediehen sein, daß, würden wir das in Abb. 1 gezeichnete Höhenschichtenrelief uns dreidimensional vorstellen und dabei die linearen Reliefschnitte wieder auffüllen, wir schon in die Nähe der levantinischen Großformung des Klagenfurter Beckens und der Norischen Senke kommen müßten. Der Verfasser weicht bewußt der Zeit zwischen Pannon und Levantin in einer Stockwerkbau-Niveaugliederung des heute vorliegenden Reliefs aus, eine Arbeit, deren Verifizierung wegen der in unbekanntem Ausmaß vorliegenden

vertikalen Verstellungsbeträge der tertiären Bruchtektonik (vgl. miozäne Landoberfläche, die als Formentyp erkennbar ist) auf jeden Fall problematisch erscheint. Gesichert sind eben nur die erhaltenen oberstmiozänen Kuppenreliefs der heute als Hochgebirge vorliegenden Landoberfläche, die Basis der Sattnitz-Schüttungsfläche aus den Karawanken als ungefähre untere Erosionsbasis des Pannon und das unterste Stockwerk des oberpliozänen Niveaus, dessen tiefste Erosionsbasis im zentralen Klagenfurter Becken, im Krappfeld und im Jaunfeld unter dem heutigen quartären Niveau zu liegen kommt, für den Norischen Raum aber die Neumarkter Hochfläche darstellt. Die Exaration – Ausschürfung durch den Draugletscher der jeweiligen Eiszeiten – darf für eine flächenhafte Tieferlegung nicht überbewertet werden: kleinlokal beachtliche Werte an tektonisch bestimmten Lineamenten und verdichteten Kluftgittern sind hier kein Maßstab. Die linearen, west–ost–gerichteten Sattnitzabfälle sind nach Ansicht des Verfassers noch eine vererbte Form der lateralerosiven Spülflächendenudation des levantinen untersten Stockwerksbaus. Es wäre sonst schwer einzusehen, warum das Sattnitzkonglomerat höchster Diagenese in einer so scharfen Nordgrenze vom Eis beseitigt worden wäre.

So muß man abschließend sagen, daß die Großformung des Klagenfurter Beckens dominierend von der tertiären Bruchtektonik im Zusammenhang mit der Alpenhebung bestimmt wird, da das Becken als solches ja nie als Gesamtvolume ausgeräumt werden mußte, ein flächenhaftes Ausräumen nach einem Rumpftreppenmodell sich aber auch noch in der Großformung niederschlägt. Die Riedelniveaus, etwa der Sörger Berge, Wimitzer Berge oder Mödringberge (mittleres Gurktal), damals zu einer Hochfläche zu verbinden und noch heute von Resten tertiärer Schotter und Sande bedeckt, sind sicherlich schon im Pannon als Stockwerk ausgebildet gewesen. Diese Plateaus wurden randlich in Dreiecksbuchten und kerbtalartigen Einschnitten sicherlich schon damals aufgelöst; an eine Kerbtal-zerschneidung im eigentlichen Sinn, HILLER (1973:103), kann der Verfasser jedoch nicht glauben. Wenn pannone Sedimente einem akzentuierten Relief aufliegen, dann sicherlich als Folge der frühpannonen Bruchtektonik (– gerade das von HILLER erwähnte Görtschitztal liegt ja an einem Hauptlineament –), wie man an der Ostflanke des Krappfeldes am Habitus der tertiären Klästika deutlich ablesen kann: Keine Spur von fluviatil bestimmten Schottern, die Aufschlüsse zeigen einen schuttartigen Charakter; eben eine murenkegelartige Schüttung in ein sich rasch absenkendes Becken unter semiariden Verhältnissen. Dies ist kein Widerspruch zu den gut gerundeten Kalkgerölle des Sattnitzkonglomerats, zumal Karbonatgestein, wenn es nicht dolomitisiert ist, in der Regel auch unter semiariden Verhältnissen zu vorwiegend psephitischen (grobkörnigen) Bestandteilen aufgelöst werden und schon nach wenigen Kilometern eine gute Zurundung erfahren. Auch hier fehlt eine Schichtung, die auf anhaltend fluviatile Verhältnisse hindeuten könnte. So können wir für das zu Ende gehende Pliozän sagen, daß die Großformung des Klagenfurter Beckens und des

Norischen Raumes, die sicherlich schon in ähnlicher Form (wie heute aus einer Höhenschichtenkarte abzulesen) ausgebildet war, eine von der Spülendaueration bestimmte Ur-Drau und Ur-Mur den Seetal-Saualm-Block jeweils umgehen mußte, von einem in Bahnen geleiteten allgemeinen Gewässernetz aber keinesfalls die Rede sein kann.

Die jungtertiäre Zeit hat somit den Hauptanteil an der Großformung nach einem Rumpftreppenschema, verkompliziert durch die begleitende Bruchtektonik. Die erst später erfolgte Relief-Feinformung mit Reliefenergien, kaum höher als 300 m als Maximalwert anzusetzen, die aber den landschaftlichen Reiz, das geomorphologisch Schöne an Kärnten und den Muralpen ausmacht, verdanken wir einem vergleichsweise äußerst jungen Zeitabschnitt der Reliefgeschichte.

DER ZU ERWARTENDE ANTEIL DER RELIEF-ENTWICKLUNG IM ÄLTESTPLEISTOZÄN

Dieser geomorphologisch höchst bedeutsame Abschnitt fällt in eine Zeit großer tektonischer Aktivität (ein Ausklingen ist an den Kärntner und Norischen Bebenzonen heute noch fühlbar) und begann vor mehr als zwei Millionen Jahren mit dem Umschwung der klimamorphologischen Situation. Subtropische wechselfeuchte Verhältnisse gehen allmählich in humide Klimaverhältnisse über, wobei oszillierende Rückschläge wahrscheinlich sind. Ein gewisser Verstärkungseffekt mag auch in der Tatsache erblickt werden, daß sich mittlerweile die Alpen als Gebirge schon so weit in die kühleren höheren Schichten der Atmosphäre gehoben haben, daß ein an Häufigkeit zunehmendes zyklonales Wettergeschehen, in den Höhen beginnend, eine humid verstärkte geomorphologische Aktivität einleitete, auch wenn die Niederungen in der Übergangszeit noch einigermaßen trocken waren. Perennierende Flüsse konnten allmählich die durch die chemische Verwitterung der vorangegangenen Klimaperiode überaus reichlich vorhandene Materiallast überwinden und, gefördert durch die aktive Alpenhebung, an ein Einschneiden auch ebener Flächen herangehen. Dieser neue, linearerosiv dominante, geomorphologische Zeitabschnitt des Ältestpleistozäns setzte vor rund zwei Millionen Jahren (– möglicherweise 2,5 Millionen Jahre auf Grund der paläomagnetischen Zuordnungen nach BRUNNACKER et al., 1976, und WIEGANK, 1979 –) ein, wobei man innerhalb der pleistozänen Gliederung beim Vergleich weltweiter Literatur (vgl. LIEDTKE, 1981) zwei große Zeitabschnitte unterscheiden kann. Der frühe Abschnitt mit „Kaltzeiten“ (zum Unterschied von „Eiszeiten“) war bei oszillierend ständig tiefer werdenden Temperaturen nach heutiger Lehrmeinung rund zweimal, bei 2,5 Millionen Jahren fast dreimal so lang wie der folgende Abschnitt der „Eiszeiten“ mit der eigentlichen wechselhaften Vergletscherung der Alpen zu einem jeweiligen Eisstromnetz. Über das Alter der ersten eisstromnetzbildenden Zeit (Al-

pen: Günz) haben sich unter den führenden Quartärforschern mit verschiedenen altersbestimmenden Methoden zwei Gruppen gebildet. Die eine lässt Günz in der Zeit zwischen sechshundert- und siebenhunderttausend Jahre vor unserer Zeitrechnung beginnen (PENCK: 600–660; Strahlungskurve MILANKOVIC und SPITALER: 595; Fluortest von RICHTER: 640 = Ende von Günz; ozean. O-18-Isotop und Lößforschung: von KUKLA, 1975: Ende von Günz 650); die andere Gruppe beträchtlich später, nämlich 330–430tausend Jahre (Zyklenberechnung nach EVANS: 390, 430, ev. 490; Kalium-Argon-Methode von FRECHEN/LIPPOLT: 340–420 und bodenstratigraphisch nach BRUNNACKER, 1964: 330–400). Die genaueren Literaturangaben mögen der zusammenfassenden Darstellung von LIEDTKE (1981:23) entnommen werden. Welche Gruppe letzten Endes auch recht behält, diese Zahlen sichern jedenfalls für das Ältestpleistozän einen klimamorphologisch überaus großen Anteil der linearen fluviatilen Erosion eines oszillierenden pluvialzeitlichen bis glazial-humiden Klimas durch eine Zeitspanne von mindestens 1,4 Millionen (!) Jahren. Wenn in Zukunft die Polaritätsepochenkorrelation, die für die Riß-Eiszeit erfolgreich war, sich weiter erhärten sollte, bekommt das Ältestpleistozän noch mehr Übergewicht.

Der Geomorphologe muß sich stets bemühen, die zeitlichen (klimamorphologisch bestimmten) Relationen nicht aus dem Auge zu verlieren. So gesehen, ist es für eine Reliefstudie auch in den Alpen gar nicht so entscheidend, wie lange die eigentlichen eisstromnetzbildenden Eiszeiten – über die man höchst unterschiedliche Meinungen hat – angedauert haben: Denn auch in der pleistozänen Eiszeitphase überwiegen die Inter-glazialzeiten und Interstadiale mit jeweils eisfreien inneralpinen Becken und Längstälern die addierten Zeiten der eisstrombildenden Vergletscherung mindestens im Verhältnis 3(bis 5):1(!). So wird es auch verständlich, daß wir die sogenannten „Schönen Trogtäler“, weil sie im Querschnitt ein konstantes „U“-Profil aufweisen, nur in den Hochgebirgstälern finden (wo schon in den Kaltzeiten des Ältestpleistozäns mit Lokalvergletscherungen zu rechnen ist und in den eigentlichen Interstadialphasen der Glaciale die Gletscher in den Hochgebirgstälern lagen), und sie in dieser Form die überwiegende lokalglaziale Zeit des Pleistozäns ausmachen. Im Gegensatz dazu behalten die hochglazialen Längstal- und Beckenfüllungen ein durchaus akzentuiertes Relief bei: in den Tälern sogar mit reinen Kerbtalschnitten und Mitterberg-Aufragungen, in den Becken mit oft scharfkanigten Kulmbergen. Man denke an die scharfe Nordkante des Sattnitzzuges, an die kleinen Bergstöcke (Kulmberge) der Feldkirchener Bucht, an die Mitterberge des Unteren Mölltales sowie an das akzentuierte Relief etwa im Raum Flattnitz oder Wildbad Einöd. Die Aussage von HEIM: „Mit Butter kann man nicht hobeln“ wurde zwar vom glazialmechanischen Aspekt betrachtet, war aber eine richtige Beobachtung des glazialmorphologischen Gegensatzes in unseren Alpentälern. Allerdings kommt bei der Frage des glazialmorphologischen Gegensatzes (zwischen ausgebügeltem und akzentuiertem Relief) nach jüngerer Lehrmeinung (TIETZE, 1961;

SISSONS, 1961; VIVIAN, 1970; RÖTHLISBERGER, 1972), wenn Gletscherzungen unterhalb der eiszeitlichen Firnlinie lagen – durch die im Eis immer mehr aufkommende Schmelzwasserbeteiligung –, tatsächlich eine neue glazialmechanische Variante zum Tragen: Demnach soll in mit Schmelzwasser angereicherten Gletschergebieten eine eigene glaziale, auf Übertiefung an Gesteinsschwächezonen ausgerichtete Erosionsform (TIETZE, 1961: „Subglazialer aquatischer Eiserosionsmechanismus“) einsetzen. Wenn man den „Spürsinn“ des Draugletschers im Auffinden von Gesteinschwächezonen im zentralen Klagenfurter Becken betrachtet, muß man diesen Überlegungen wahrlich mehr Aufmerksamkeit schenken.

Da die Gebiete unterhalb der eiszeitlichen Firnlinien sich in erster Linie nur auf die Abschmelzbecken beschränken (Draugletscherlobe, Rand des Murgletschers), ist für die inneralpinen Kerbtalabschnitte (vgl. Mölltal, die tiefen „V“-Einschnitte der norischen Murtäler) wohl noch eine Vererbung der enormen linearerosiven Einschneidephase des Ältestpleistozäns, bei anzunehmender aktiver Alpenhebung, herauszulesen. Auch dieses Einschneiden hat sich an tektonisch vorbestimmte Lineamente gehalten, wie ein Vergleich mit geologischen Karten aufzeigt. Das stark hervortretende tektonisch bestimmte Talgitter (vgl. Abb. 1) hat seine Ursache in dem Umstand, daß die Niederen Tauern sowie die Hauptmasse der Alpen alpidisch W–E streichen, während der Bau der Seetaler Alpen NNW–SSE gerichtet ist, also präalpidische Bauelemente beinhaltet. Diese beiden großgeologischen Baukörper spreizen sich gegeneinander ab und bedingen jenes Umbiegen der anfangs W–E-gerichteten Bruchzonen am Südrand der Niedere Tauern-Täler in eine anfangs WNW–ESE-Lage (wie auch das Einbrechen des Judenburger Beckens auf der anderen Seite) und schließlich in eine NW–SE-Lage des angepaßten Bruchzonengitters in den tektonisch schwächeren Gurktaler und Murauer Alpen. Die Görtschitztalstörung wird letztlich noch genötigt, gar in eine N–S-Richtung umzuschwenken.

In Abb. 2 wird mit den strichlierten Linien (Hauptwasserscheide strichpunktiert) dargestellt, wie wir uns die einzelnen präglazialen Einzugsgebiete vorzustellen haben, wobei der Verlauf der ältestpleistozänen Drau (das wahrscheinliche Süddrängen wurde schon an anderer Stelle erörtert) im Bereich des nördlichen Sattnitzfußes vermutet wird. Die Tiefenlinie am Fuß der Sattnitz, die sich von Schiefling über den Hafnersee, Keutschacher See, Dobeinitz, Müllnersee, Rauschelesee und Wintschach/Viktring nach Osten zieht, ist möglicherweise an einer tektonischen Linie angelegt (vgl. KAHLER, 1962), die Erosionsleistung des Draugletschereises könnte eine vererbte Form einer ältestpleistozänen Drautalung hier in Ansätzen noch bewahrt haben. Mit größerer Sicherheit darf man annehmen, daß der heutige Talverlauf der Drau im Süden des Sattnitzplateaus aus einer altpaleozänen (nicht zu verwechseln mit ältestpleistozänen) hochglazialen Umfließungsrinne hervorging, einer Rinne, die sich lateralglazial die

Karawankenbäche bei jeder Beckenvereisung schaffen mußten. Die Drau bzw. Gail als interstadialer Schmelzwasserfluß wurde mit dem Eisrückzug in dieses Geleise übergeleitet. Die Wörtherseefurche ist eher nicht als eine vererbte, glazial tiefergelegte Vorform eines ältestpleistozänen Drautales aufzufassen: Die typische „S“-Form verdankt sie einem korrespondierenden Kluftnetz, also Gesteinsschwächezonen, die von der Gletschermasse aufgespürt wurden (PASCHINGER, 1937a, 1937b). Sicherlich gab es im oberen Pliozän, etwa in Höhe des Wörthersees, den Fuß des Karawanken-Schotterfächers, der damals noch nicht konglomeriert war und an dessen Rand eine Ur-Drau fließen mußte, aber damals war noch an kein linienhaftes Einschneiden zu denken; die Materiallast war durch den abzubauenden Schotterfänger (und durch die chemische Verwitterung im allgemeinen) viel zu groß.

Auch der untere Lauf der ältestpleistozänen Gnesau-Tiebel kann wegen der glazialen Übertiefung der Feldkirchener Bucht nur andeutungsweise dargestellt werden. Durch die schöne Aneinanderreihung der Kulmberge wurde in Abb. 2 die Scheitellinie (Wachsenberg, Lantschnig, Tschwarzenberg, Zingelsberg, Freudenberg) bis in den Raum Tentschacher Berg westlich Karnburg vorgezogen. Es ist anzunehmen, daß das Mittelkärntner Flußsystem (eines nach Norden bis ins Metnitzgebiet ausbuchtenden Klagenfurter Beckens als Großraum, wie Abb. 1 deutlich zeigt) asymmetrisch nach Süden abglitt, wie die einzelnen W-E-gerichteten Flüsse von der Metnitz bis zur oberen Glan (Abb. 2) deutlich zeigen. Aus diesen vier parallelen Talanlagen ist keine gesteinsbedingte Asymmetrie (BECK-MANNAGETTA, 1959) abzulesen: Die Schieferungsf lächen der Gurktaler Phyllite sind keineswegs generell nach Süden einfallend, womit ein gesteinsbedingtes Abgleiten als Asymmetriearsache ausscheidet. Wahrscheinlich ist das ständige asymmetrische Einsinken (oder besser: zurückbleibende Hebung) des Klagenfurter Beckens mit dem Höchstbetrag im Raum Klagenfurt für diese Flußnetzasymmetrie verantwortlich, also ein statisch bedingtes Abgleiten.

Die Neumarkter Hochfläche ist auch heute noch zur Mur hin offen (siehe Abb. 1) und hatte ein zur Mur hin gerichtetes Einzugsgebiet, ehe es von Süden her durch die großen Senkungstendenzen des Raumes um das Krappfeld und damit bevorzugte Erosionsbasis durch die Dürnstein-Olsa und Götschitz in Regressionsdurchbrüchen angezapft wurde. Gerade hier liegen auch Gesteinsschwächezonen (Götschitztalbruch, Einödbruch, s. THURNER, 1971:173). Das Einzugsgebiet der Laßnitz war präglazial nicht direkt zur Mur hin gerichtet, es entwässerte über das Hochtal von St. Lambrecht zur Mur (EICHER, 1977:141). Die Regelmäßigkeit der Tauern-täler des Norischen Raumes erklärt MORAWETZ (1979:198) unter dem Aspekt der Rhythmisichen Phänomene, wobei der Verfasser eher glaubt, daß sie dem Bruchzonengitter angepaßt sind, weil sie so gerade und parallel verlaufen. Bei möglichst homogenen Gesteinsverhältnissen ist ein tekto-

nisch bestimmtes Gitter von Lineamenten ja auch rhythmischen Gesetzen unterworfen. Die Arbeit von SCHEIDECKER (1979) beschäftigt sich mittels einer statistischen Analyse mit diesem Problem, wobei man sagen muß, daß der Norische Raum ein Schulbeispiel darstellt, und ein Blick in Abb. 1 genügt, um zu erkennen, daß zwischen den Kluftstellungen und den Talanlagen eine Konkordanz besteht. Die Talrichtungen aber allein deshalb zu äußerst rezenten Erscheinungen zu stempeln (SCHEIDECKER, 1979:194), weil alpine Hebungsrraten in der Ordnung von Millimetern pro Jahr (SENFTL/EXNER, 1973), was ich anzweifele, gemessen wurden, geht wohl zu weit. Man kann doch nicht ernstlich daran glauben (Diskussion Seite 194), daß heute an der Oberfläche liegende Gesteine im obersten Pliozän rund 10 km tiefer gelegen sind! Wo wären dann die zentralalpinen Karbonatgesteinsdecken geblieben, die heute in Resten noch immer anzutreffen sind? Sie hätten nach dieser Auffassung in über 10 km Tiefe von den Deckenschüben hinuntergestapelt werden müssen! Wenn wir damit zu den Paralleltälern der südlichen Niederen Tauern zurückkehren, so sehen wir, daß deren Bäche zu drei Flussknoten zusammengefaßt sind, die dann in tief eingeschnittenen Seitentälern der Mur (Ranten-, Katsch-, Wölzer Talung), die alle tektonischen Hauptlinien folgen (THURNER, 1951), in die Mur münden. Ob diese Flussknoten (Bereich Krakaudorf, Schöder, Oberwölz) seit jeher zu einem südlich befindlichen Hauptfluß (Mur) tendiert haben, oder ob es ein eigenes W-E-gerichtetes Flusssystem am Südrand der Niederen Tauern gab – eine alte Depressionszone ist immerhin durch das Tertiär von Oberwölz bezeugt –, läßt sich heute wohl nicht mehr rekonstruieren, weil gerade aus den Tauerntälern eine enorme Eisbewegung kam, die an den Kreuzungspunkten der W-E-Brüche mit den NW-SE-Brüchen beste Voraussetzungen für lokale Übertiefungen voraufgefand. In den topographischen Karten (aber auch in Abb. 1) kann man eine nördliche Tiefenlinie erkennen, die man aus dem Tamsweger Becken über Seethal, Krakaudorf, Schöder, Oberwölz und Lachtalausgang bis nach Oberzeiring (!) führen kann. Man kann so in der nördlichen Norischen Senke abseits der Mur von Tamsweg nach Oberzeiring gelangen, ohne die 1300-m-Höhenmarke wesentlich zu überschreiten. Faßt man die Norische Senke als Doppeltalung auf (SÖLCH, 1908; KREBS, 1937), so sind die massigen norischen Murberge (Schwarzenberg, Lasaberg, Gstoder, Kramerkogel, Stolzalpe und Pleschaitz/Aichberg) als Mitterberge aufzufassen, die schon im Miozän als inselbergartiges Kuppenrelief bestanden.

Die Erosionsbasis des oberen Pliozäns lag, an der Neumarkter Hochfläche abzulesen, zwischen 950 und 1000 Metern. Der präglaziale Murtalboden lag nach SPREITZER (1963) in 850–890 m Höhe. Es lag demnach im Ältestpleistozän nach der Terminologie von BÜDEL ein Schulbeispiel einer exzessiven Talbildungsphase (bei periglazialen Kaltzeit-Verhältnissen des Ältestpleistozäns) vor, wobei das Haupttalgitter von breiten Kastentälern bestimmt war. Die Mur hatte durch das Judenburger Einbruchsbett in dieser Zeit keine bevorzugte Erosionsbasis mehr. Dies ist aus der jungen

und sehr geringmächtigen Quartärauflage des Aichfeldes abzulesen; bei anhaltender Senkungstendenz müßte das Judenburger Becken mächtige Quartärprofile aufweisen – für den Geomorphologen eine bedauerliche Tatsache, daß Ältest-, Alt- und Mittelpleistozän (mit einer kleinen Ausnahme) in den Interglazialzeiten wieder feinst säuberlich ausgeräumt wurden. Das an der Mur (beim ÖDK-Dampfkraftwerk) anstehende Tertiär läßt für die jüngste geologische Periode für diesen Raum sogar auf eine Hebungstendenz schließen.

Ob schon im Ältestpleistozän das Olsa-Gebiet (Neumarkter Hochfläche) durch das Metnitz-System angezapft wurde, läßt sich durch die Tatsache des Eisüberflusses und Ausweitung des Durchbruchabschnittes von Wildbad Einöd an einer Bruchschar (THURNER, 1971: Einöd-Bruch) heute nicht mehr rekonstruieren. Auch von PASCHINGER (1982) wird die glaziale Übertiefung im Bereich Wildbad Einöd besonders hervorgehoben.

Es sei abschließend noch einmal darauf hingewiesen, daß nach heutiger klimatischer Einschätzung des Ältestpleistozäns (und gesamtzeitlich gesehen der Hauptanteil des Quartärs) in den Kaltzeitphasen die hohe Gebirgs- umrahmung vergletschert war, die Vereisung aber über eine Lokalvergletscherung nicht hinausging, das heißt, daß die Gletscher noch in den Hochtälern steckenblieben, während das Gletschervorfeld, also der eisfreie Norische und Klagenfurtner Großraum, klimamorphologisch einer „Subpolaren exzessiven Talbildungszone“ nach BÜDEL entsprach. Die dazwischenliegenden ältestpleistozänen Warmzeiten waren von einer ausgeprägten linearen Tiefenerosionsphase gekennzeichnet, insbesondere in der gehobenen Plattform des Norischen und des Gurktaler Raumes. Das Fehlen genauerer Kenntnisse über die Konfiguration des Untergrundes im Jaunfeld und im Krappfeld, die noch ausstehen, verhindert genauere geomorphologische Aussagen für die Bereiche der tiefsten Erosionsbasis. Möglicherweise waren hier durch die große Materialzufuhr flächenerweiternde lateraler erosive Kräfte vertreten.

DIE HOCHGLAZIALEN ZEITEN UND DIE FOLGEN DER RELIEFÜBERPRÄGUNG

Wie schon im vorhergehenden Kapitel aufgezeigt wurde, gibt es weltweit zwei Gruppen von namhaften Quartärforschern, die den Beginn der Eiszeit-Epoche (eisstromnetzbildend) vor rund vierhunderttausend Jahren beziehungsweise die andere Gruppe vor sechs- bis siebenhunderttausend Jahren (Alpen: Beginn von Günz) ansetzen. Es handelt sich hier trotz der zeitlichen Unsicherheit nur mehr um einen zeitlich kleinen Anteil des Quartärs (ein Drittel bis ein Viertel des Pleistozäns). In noch größerem Maße widersprüchlich sind die zeitlichen Angaben über die Andauer der jeweiligen hochglazialen Eiszeitphasen des Alt- und des Mittelpleistozäns. Nur für das Jungpleistozän weiß man heute einigermaßen datengesichert,

daß die Würm-Kaltzeitphase vor 70.000 Jahren anfing, in den Alpen ein eisstromnetzbildendes Hochglazial zustande kam, wenn auch sehr spät und von relativ kurzer Andauer (max. 4000 Jahre), und diese so zur echten Eiszeit gewordene Kaltzeitphase vor 10.000 Jahren aufhörte. Es gibt keinen Nachweis, daß es im Frühwürm auch zu einer Eisstromnetzbildung kam (HUSEN 1981:219).

Man ist sich einig, daß die weitaus intensivste Vereisung sich im Mittelpleistozän durch das Riß-Eisstromnetz vollzog. Die tal- und beckenfüllenden Eisoberflächen lagen im Riß I und II in den Ostalpen (auf Grund von Funden inneralpiner Riß-Eisrandmarken) um rund hundert Meter höher als die Eisoberfläche des Würm-Hochglazials. Im Raum Villach war der Riß-Draugletscher 19 Kilometer breit und 1100 Meter dick und verbreitete sich im Raum Klagenfurt auf eine 40-km-Lobe mit 700-m-Mächtigkeit. Damals reichte der Draugletscher, nachzuweisen an erhalten gebliebenen ausgewaschenen Endmoränenresten in St. Michael-Unterlibitsch bei Bleiburg (BOBEK, 1959), bis in die Griffener Bucht. Nur diese rißzeitliche Eisausdehnung macht es möglich, daß die schöne Umfließungsrinne von Haimburg-Griffen am Nordostrand des Draugletschereises zu Füßen der Ausläufer der Saualpe ausgestaltet werden konnte. Die lateralglazial umgelenkten Schmelzwasserflüsse (eiszeitliche Gurk und Görtscitz) haben so ganze Zeugnerberge, ehemalige Südausläufer der Saualpe, glazialepigenetisch abgesägt. Die hier meist als Phyllite vorliegenden weichen Gesteine waren der Ausformung förderlich, doch muß man für diese beträchtliche geomorphologische Leistung für die beiden Riß-Hochglazialzeiten einen beachtlichen Zeitinhalt anberaumen. Für Würm weiß man, daß die hochglaziale Drau-Eismasse den Rinkenberg erreichte und jenseits der Drau das ausgedehnte Endmoränengebiet von St. Marein und St. Lorenzen hinterließ. Die von BOBEK (1959) kartierten Endmoränen zeigen deutlich, daß sie zu einem äußeren und im 1,5- bis 2-km-Abstand zu einem weiteren inneren Moränengürtel zusammengefaßt werden können. Die im Grundriß in einem schönen Halbrund vorliegenden, nach innen getreppten Dobrawa-Sekundärterrassen, die frei auf die Drau-Hauptterrasse ausstrecken, zeigen noch sehr eindrucksvoll die oszillierenden Rückzugsphasen der Draugletscherlobe, bei deren jeweiligem Halt die Karawankenbäche in den ehemaligen Vorstoßschottern lateralerosiv an ihrer rechten Seite die Terrassenabfälle einsägten, während zu ihrer linken Seite der Eisrand lag. Man kann diese alten Schmelzwasserläufe durch die mit kleinen Schraffuren gekennzeichneten Sekundärterrassen in der topographischen Karte (ÖK 50, Nr. 204) sehr gut erkennen; besonders eindrucksvoll ist ein Spaziergang durch den Wald von Mittlern nach Gablern, wo man beim Hin- und Rückweg als Wegleitung jeweils auf einem solchen, nach innen konzentrisch abgetreppten Terrassenrand gehen kann.

Das ganze Hügelland des Klagenfurter Beckens war unter den Eismassen begraben, wobei die Ausbuchtung Richtung Krappfeld besonders hervor-

zuheben ist. Hier ist uns im gewaltigen, 130 m hohen Aufschüttungskörper „Auf der Eben“ (4 km südwestlich Treibach-Althofen) noch ein mittelpleistozänes Eisvorfeld mit rißzeitlichen Endmoränenresten des Draugletschers überliefert, wie der Verfasser sich in eigenen Begehungen überzeugen konnte (vgl. LICHTENBERGER, 1959). Dieser Aufschüttungskörper ist deshalb überdimensional mächtig, weil im Gegenstau aus Norden der rißzeitliche Murgletscher auch nicht mehr allzuweit entfernt war; allerdings sind uns diesbezügliche Eisrandzeugen nicht mehr erhalten. Die würmzeitliche Niederterrasse ist hingegen im Krappfeld von Passering im Süden bis nach Pöckstein/Hohenfeld geschlossen vertreten und ist in Terrassenresten im ganzen mittleren Gurktalabschnitt und im unteren Wimitztalabschnitt zu verfolgen (HILLER, 1973, Beilage 2).

Eine der letzten großen Gewässernetzänderungen vollzog sich im Mittelpleistozän im Gurkgebiet. Es könnte – nicht nachzuweisen – auch schon im Altpleistozän passiert sein; der Verfasser hält aber für den Vollzug des Albeck-Durchbruches (der Engen Gurk zwischen Severgraben und Sirnitz/Neualbeck) die Rißzeit als besonders prädestiniert. Die niedere Wasserscheide zwischen dem präglazialen mittleren Gurksystem und der Feldkirchener Bucht (siehe Abb. 2) konnte höchstwahrscheinlich nur vom Rißeis des Draugletschers nach Norden ins Sirnitz-Gurk-Einzugsgebiet überflossen und damit von oben tiefer geschürft worden sein. Alle anderen Eiszeiten erreichten diesen Raum nicht mehr. Ohne Eisschurf wäre zwischen einem präglazialen (Albeck-)Sirnitz-Seitenbach und dem präglazialen Reinitz-Zubringer im Kampf um die Wasserscheide kein besonderer Vorteil erwachsen, weil die lokalmorphologische Situation kein „In die Flanke Fallen“ des anderen erlaubte. So wurde zwar mit großer Wahrscheinlichkeit der Albeck-Durchbruch im Riß geboren, ein Umlenken der Gurk im Riß-Würm-Interglazial (Gnesau-Tiebel-Gebiet und Enge Gurk) war aber kaum möglich, weil die Nahtstelle des rißzeitlichen Mur(Turrachüberfluß)-Gurk-Gletschers und der Draugletscherausbuchtung (Richtung Feldkirchener Bucht-Gnesau) bei Gnesau lag, und nicht wie im Würm bei der Prekowahöhe (EICHER, 1978). Der Raum Prekowahöhe der Gnesau-Tiebel-Talung (NW Himmelberg) war also im Riß-Hochglazial noch Zungenbeckengebiet, es gab somit mit dem Rißeis-Rückzug hier keine Eisrandbarriere, die die Gnesau-Gurk-Wässer weiterhin am Nordrand der Feldkirchener Bucht (Enge Gurk als rißzeitliche Umfließungsrinne) ins Sirnitz-System übergeleitet hätte, ein Geleise, das erst in der folgenden Eiszeit aktiviert wurde. Im Hochglazial der Würmzeit stießen nämlich der Mur(Turrach)/Gnesau-Gurk-Gletscher und der Draugletscher genau im Bereich der Prekowahöhe zusammen. Die Gnesau-Gurk-Schmelzwässer waren wieder gezwungen, ins Sirnitz-System über die Enge-Gurk-Umfließungsrinne und den rißzeitlichen Albeck-Durchbruch überzufließen. Mit dem Rückzug des Würmeises lag die Eisrandentwicklung der Prekowahöhe (siehe EICHER, 1978:227 – Blockdiagramm) sozusagen auf Meter genau richtig. Wäre diese hinterlassene Barriere etwas

weiter Richtung Gnesau gelegen oder aber etwas mehr Richtung Himmelberg, in beiden Fällen hätte die Gnesau-Gurk den Sperriegel durchstoßen müssen und sie hätte ihre alte Talung wieder gefunden. So aber verblieb sie seit dem letzten hochglazialen Eisrückzug im Umleitungssystem der Engen Gurk und hat auch im Postglazial den Abschnitt der Engen Gurk beträchtlich ausgestaltet. Vermutlich in einigen tausend Jahren wird die Obere Gurk durch das Zurückverlegen des Tiebel-Quelltrichters – das Quellwasser stammt ohnehin zum guten Teil von der Gurk (EICHER, 1981) – wieder in ihre alte Talung zurückgezapft werden, womit dann wieder die präglazialen Verhältnisse zwischen der Gnesau-Gurk und der Sirnitz-Gurk hergestellt sind. Ohne Zweifel gehört die Talnetzgeschichte der Gurk zu den interessantesten Flußnetzstudien der Ostalpen.

Andere interessante Stellen in der Beziehung zum Gewässernetz des Mitterkärntner und des Norischen Raumes stellen tief eingesenkte Talübergänge dar, Talstrünke ohne unmittelbar erkennbaren Abfluß in welche Richtung, die dort kleinlokal Miniatur-Pseudobifurkationen darstellen. Kleine Seitenbäche „wissen“ auf ihnen in den Talstrunk mündenden Murenkegeln tatsächlich nicht, ob sie in die eine oder andere Richtung fließen sollen: Dies hat, solange der Mensch diese Bäche nicht befestigte, sicherlich von Zeit zu Zeit auch abgewechselt. Solche Miniaturbifurkations-Murenkegel sind der Gutzewald-Kegel im Hochtal von Bad Kleinkirchheim, der Falmbach-Kegel beim Gellsee am Lachtal-Ausgang und der Rabensteinerbach-Kegel (Talbach-Harböhöhe) im Hochtal von St. Lambrecht („Im Tal“). In zwei weiteren Fällen gibt es an den Talübergangsstellen keine Murenkegel-Akkumulation, es hat umgekehrt für einen Bach die Erosion überwogen, wodurch man von kleinen Seitenbach-Anzapfungen sprechen könnte. So eine Stelle liegt in der Innerteuchen vor, wo der Teuchenthal schneller war als der Arriachbach, sowie im Norschen Raum in der Fuchs-Mooswiesen (N Geierkogel-Kulm am Zirbitz), wo der Seebach vom St. Georgener Bach der Olsa schneller angezogen wurde als vom Götschitz-Hörfeldbach. Im Seetal-Schwarzenbichl-Übergang (Krakau-Schattenberg) gibt es eine Ausgewogenheit zwischen zwei Bächen (Schwarzenbach, Dürriegelbach), die nur im 100-m-Abstand nebeneinander fließen und dann in entgegengesetzte Richtungen auseinanderstreben.

Es ist geomorphologisch keine Frage, daß all diese natürliche Wasserscheiden durchbrechenden Talübergänge vom Eisstromnetz geformt wurden, wobei es schwer ist, Aussagen zu treffen, wie es in präglazialer Zeit (Ältestpleistozän) ausgesehen hat. Die Talstrünke des Gellsee-Lachtal-Gföllner-Übergangs, des Bad Kleinkirchheimer Übergangs und des Innerteuchen-Übergangs sind Talstrunkanlagen, die durch Anzapfung schon im Ältestpleistozän zu einer weitgehend geomorphologischen Ruheform gemacht wurden, wären nicht später noch in den eisstromnetzbildenden Eiszeitphasen die Gletscher unter Benützung der alten Talbahnen diesen Talstrunkanlagen gefolgt. Eine interessante präglaziale Situation konnte

vom Verfasser für den Harbhöhen-Übergang „Im Tal“ bei St. Lambrecht (EICHER, 1977) rekonstruiert werden.

Dadurch, daß ein Eisstromnetz in seiner Gesamtabdachung in der Lage ist, sich über Wasserscheiden hinwegzuschieben und eine Wasserscheiden-Rundhöckerlandschaft zu formen, im extremen aber an tektonisch bedingten Bruchzonen sich enorm eintiefend eine neue Tiefenlinie schaffen kann, sind Anzapfungen „von oben her“ in geomorphologisch kurzen Zeiten möglich. Zwei besonders schöne Beispiele, die noch eine geomorphologisch so jugendliche Form darstellen, weil im Postglazial sich die Gefällestufen in den glazial tiefergelegten Anzapfungsübergang noch gar nicht regressiv eingeschnitten haben, liegen in der Röttingbach-Anzapfung durch den Wöbringbach (Metnitz-Anteil am Auental in Kärntnerisch Laßnitz) sowie in der Kremsbach-Anzapfung des Feldbach-Hochtales (Bundschuh-Königstuhl-Gebiet). Beide Anzapfungsbäche hätten auch präglazial die Hochtäler anzapfen können und hätten dies in einigen tausend Jahren auch ohne Eiszeiten nachgeholt. Dadurch, daß die Hangsteilen aber selbst heute noch nicht in die Hochtalböden hineinverlagert sind, darf man sogar den Schluß nahelegen, daß es erst das letzte Eisstromnetz des Würm-Hochglazials war, das diese beiden Flussnetzänderungen bewirkt hat. Es wurde schon an anderer Stelle erwähnt, daß die Anzapfung der Neumarkter Hochfläche durch die Dürnstein-Olsa und Görtscitzt in Folge des Vorhandenseins gebündelter Bruchzonen an den Anzapfungsstellen (THURNER, 1971) wahrscheinlich in frühglazialer Zeit vollzogen worden ist, ein rein regressives Anzapfen im Ältestpleistozän durch die tiefe Erosionsbasis des Krappfeldes mag aber auch ausgereicht haben. Reine Wasserscheiden-Rundhöckerlandschaften ohne größere Gewässernetzänderungen haben wir in der Turracher und der Flattnitzer Paßregion. Die ehemals der Mur tributäre glazial umgestaltete Neumarkter Paßregion gehört zu den schönsten Rundhöckerlandschaften Österreichs.

Die wohl größte glaziale Flussnetzänderung gab es, wenn wir vom Flussnetz der Oberen Gurk absehen, im zentralen Klagenfurter Becken einschließlich der Feldkirchener Bucht. Hier ist deutlich das Auflösen des Reliefs in kleine Stöcke (Kulmberge) zu bemerken. Das Eis hat hier gar nicht nach Art der Rundhöckerlandschaften das Relief ausgebügelt, es wurde in Anpassung an das tektonische Gefügemuster (vgl. PASCHINGER, 1937 a, 1937 b), wie die Kulmberge zeigen, sogar stark akzentuiert. Welche glazialmorphologischen Kräfte hier gewirkt haben mögen, kann nach dem Gletscherverhalten im Zungenbecken unterhalb der Firmlinie aus den Arbeiten von TIETZE (1961), SISSONS (1961), VIVIAN (1970) und RÖTHLISBERGER (1972) am besten eingeschätzt werden. Da das Klagenfurter Becken in der Draugletscherfüllung ein besonders abgeschlossenes Abschmelzbecken darstellte, ist anzunehmen, daß eine subglaziale aquatische Schmelzwassertätigkeit (nach TIETZE, 1961, unter hydrostatischem Druck) an den Gesteinsschwächezonen sehr stark das tektonisch angegriffene Gesteinsgefüge lockern konnte. Die Eisbewegung nahm dann das ge-

lockerte Material detractionsmäßig mit. Es ist erstaunlich, wie stark einerseits die Ansicht von HEIM („Mit Butter kann man nicht hobeln“) zum Tragen kommt, wenn man die Konfiguration der Kulmberge betrachtet, und andererseits kleinlokal eine tiefgründige Schurftätigkeit nachweisbar ist (z. B. die Ossiacher Furche). So können wir auch ganze Kulmbergreihen feststellen, die von einem zusammenhängenden Riedelzug auf halbem Entwicklungsstand herausgelöst wurden, z. B. der Mittelgebirgszug zwischen Feldkirchen und Karnburg, mit dem Harter Berg, den beiden Gösselsbergen (729 m, 712 m), Freudenberg (817 m), Nußberg (715 m), Zmulnberg (738 m) und Tentschacher Berg (710 m). Die Haupttrennungsfurchen sind deutlich an NNE-SSW-Lineamenten orientiert und nicht an der Fließrichtung des Gletschers. Zu beiden Seiten sind Tiefenlinien erkennbar, die auf vererbte Talanlagen des Ältestpleistozäns hinweisen: Die zum Krappfeld hin gerichtete Eisbewegung konnten diese Tiefenlinien nicht als Bewegungsbahn benützen. Eine sicherzustellende präglaziale Talnetzrekonstruktion ist in der Feldkirchener Bucht und im zentralen Klagenfurter Becken jedoch nicht mehr möglich. Eine Annahme einer reinen Tertiärexhumierung, wonach es in der Feldkirchener Bucht und im Glangebiet zu gar keiner Zeit ein an Täler gebundenes ältestpleistozänes Flußnetz gab, sondern das heute vorliegende Relief der ehemaligen vorausgeschrittenen chemischen Verwitterung des Pliozäns (untere Einebnungsfläche nach BÜDEL) entspricht, wobei die Draugletscher der Eiszeiten die im Tertiär „aufgewitterten“ Lockermaterialien völlig beseitigt hätten, ist schwer begründbar. Es gab im Pliozän gar keine so weit vorauselnde Tiefenverwitterung. Eine reine Exhumierungstheorie der unteren Einebnungsfläche müßte auch kartierungsmäßig zutage treten: Es müßten immer wieder Stellen mit eingeklemmtem Tertiär an Schwächestellen der Festgesteinsoberfläche zu finden sein, die es offenbar nicht gibt. Mehrere nachweisbare ältestpleistozäne Talanlagen aus einer Zeit, in der noch keine Drau die Sattnitz im Süden umfloß und Karawankenbäche direkt dem Zentrum des Klagenfurter Beckens zustrebten, die zum Teil später von altpleistozänen Moränen verfüllt wurden (PASCHINGER, 1930), so daß sie heute ohne eingehendere Begehung nicht mehr so leicht zu erkennen sind, sind auch ein Hinweis auf eine ausgeprägte präglaziale Talnetzbildung im zentralen Klagenfurter Becken. Eine systematische Untergrunduntersuchung des vom allgemeinen Quartär verhüllten Klagenfurter Raumes würde hier auch weiterhelfen.

LITERATUR

- BECK-MANAGETTA, P. (1959): Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. – Jahrb. Geol. B. A., 102:313–352, Wien.
- BOBEK, H. (1959): Der Eisrückgang im östlichen Klagenfurter Becken. – Mitt. Ö. Geogr. Ges., 101:3–36, Wien.
- BRUNNACKER, K., & W. BOENIGK (1976): Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän und Pleistozän der Bundesrepublik Deutschland. – Eiszeitalter und Gegenwart, 27, Öhringen.

- BÜDEL, J. (1953): Die periglazial-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. – *Erdkunde*, 7:246–249, Bonn.
- (1977): *Klimageomorphologie*, 304 S., Gebr. Borntraeger – Stuttgart.
- EICHER, H. (1977): Die Metnitz und ihre Landgewinnung ehemaliger Einzugsgebiete der Mur in präglazialer und glazialer Zeit. – *Carinthia II*, 167./87.:133–145, Klagenfurt.
- (1978a): Zur Funktion der Würmhochstände im Gebiet der oberen Gurktalung einschließlich der Nahtstelle Gurk-Draugletscher. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 69:209–245, Wien.
- (1978b): Bericht über die glazialmorphologische Kartierung in der Feldkirchener Bucht: Teil I – Nord (Das Gebiet zwischen Enge Gurk und Tiebel). – *Carinthia II*, 168./88.:151–174, Klagenfurt.
- (1981): Zum Problem der Höhe des Wasserverlustes der Oberen Gurk an das Tiebel-Quellgebiet. – *Forschungszentrum Graz 1981 (Festschrift Josef G. Zötl)*:15–28, Graz.
- HILLER, O. K. (1973): Zur Morphogenese des Krappfeldbeckens in Kärnten. – *Mitt. Ö. Geogr. Ges.*, 115:86–105, Wien.
- HUSEN, D. v. (1981): Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 74/75:197–230, Wien.
- JANOSCHEK, R. (1963): Das Tertiär in Österreich. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 56:319–360, Wien.
- KAHLER, F. (1929): Die Herkunft des Sediments der Tertiärlagerungen am Karawanken-nordrand (Karawankenstudien II). – *Z. f. Min., Geol. u. Paläont., Abt. B*:230–250, Stuttgart.
- (1932): Über die Verteilung der Tertiärlagerungen im Gebiete der Karawanken (Karawankenstudien III). – *Z. f. Min., Geol. u. Paläont., Abt. B*:115–121, Stuttgart.
- (1941): Bohnerze und Augensteinfelder in Kärnten. – *Carinthia II*, 131./51.:63–69, Klagenfurt.
- (1962): Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt, 1:50.000 (= ÖK 202 + 203). – GBA, Wien.
- KREBS, N. (1937): Talnetzstudien. – *Sitzber. d. Preuß. Ak. d. Wiss., phys.-math. Kl.*, 6:1–23, Berlin.
- LEICHT, H. (1965): Tertiäre und quartäre Ablagerungen am nördlichen Karawankensaum zwischen Loibl- und Feistritztal. – *Anz. Ö. Ak. d. Wiss., m.-n. Kl.*, 102:176–177, Wien.
- LIEDTKE, H. (1981): Die Nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – *Forsch. z. dt. Landesk.*, 204:1–307, Trier.
- LICHENBERGER, E. (1959): Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Klagenfurter Becken und im Krappfeld. – *Mitt. Ö. Geogr. Ges.*, 101:37–63, Wien.
- METZ, K. (1971): Grundzüge des geologischen Baues der Steiermark. In: *Die Steiermark, Land, Leute, Leistung*, 25–74, Graz.
- MORAWETZ, S. (1939): Zum Problem der Taldichte an Hand alpiner Beispiele. – *Z. f. Geomorph.*, 11:1939, Berlin.
- (1957): Zerschneidungstypen und die Frage der Mitterberge. – *Festschr. z. Hundertjahrfeier d. Geogr. Ges. Wien*:114–129, Wien.
- (1959): Anzapfungsknie im Steirischen Randgebirge und Grazer Bergland. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk.*, 89:104–111, Graz.
- (1979): Zur Frage der Talentwicklungen. – *Mitt. Ö. Geogr. Ges.*, 121:196–206, Wien.
- PASCHINGER, H. (1937a): Zur Entstehung des Wörthersees. – *Carinthia II*, 127./47.:37–41, Klagenfurt.
- (1937b): Die Hauptkluftrichtungen im westlichen Klagenfurter Becken. – *Verh. GBA*:256–264, Wien.

- (1982): Massenbewegungen in der Neumarkter Paßregion. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., in Druck, Graz.
- PASCHINGER, V. (1930): Die glaziale Verbauung der Sattnitzsenke in Kärnten. – Z. f. Gletscherkunde, 18:116–140, Innsbruck.
- RÖTHLISBERGER, H. (1972): Water pressure in intra- und subglacial channels. – J. Glaciol., 11/62:177–203, Cambridge.
- SCHEIDECKER, A. E. (1979): Beziehungen zwischen Orientationsstruktur der Talanlagen und den Kluftstellungen in Österreich. – Mitt. Ö. Geogr. Ges., 121:187–195.
- SENFEL, E., & Ch. EXNER (1973): Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. GBA.:209–234, Wien.
- SISONS, J. B. (1961): Some aspects of glacial drainage channels in Britain, part I, II. – Scott. geogr. Mag., 77:15–36, Edinburgh.
- SÖLCH, J. (1908): Studien über Gebirgspässe mit besonderer Berücksichtigung der Ostalpen. Versuch einer Klassifikation. – Forsch. z. dt. Landesk., 17:119–273.
- SPREITER, H. (1963): Größenwerte des Ausmaßes der glazialen Tiefenerosion, vornehmlich am Beispiel des oberen steirischen Murgebietes. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., Morawetz-Festschrift:112–119, Graz.
- THURNER, A. (1951): Tektonik und Talbildung im Gebiet des oberen Murtales. – Sitz. Ber. d. Ö. Ak. d. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I:224–244, Wien.
- (1971): Die Entwicklung der Neumarkter Landschaft in der Steiermark. – Carinthia II, Sonderh. 28 (Festschr. F. KAHLER):167–175, Klagenfurt.
- TIETZE, W. (1961): Über die Erosion von unter Eis fließendem Wasser. – Mainzer Geogr. Stud., Festgabe f. W. PANZER:125–142, Braunschweig.
- UCIK, F. H. (1970): Lagerstätten und Bergbaue im Gebiet der Sattnitz, eine montangeologische Übersicht. – Kärntn. Mus.-Schr., 50:87–101, Klagenfurt.
- VIVIAN, R. (1970): Hydrologie et érosion sous-glaciaires. – Rev. Géogr. alp., 58:241–264, Grenoble.

Anschrift des Verfassers: Dr. Harald EICHER, Geographisches Institut der Universität Graz,
A-8010 Graz.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Carinthia II](#)

Jahr/Year: 1982

Band/Volume: [172_92](#)

Autor(en)/Author(s): Eicher Harald

Artikel/Article: [Zur Flußnetzentwicklung im Klagenfurter Becken und in der Norischen Senke. \(Mit 2 Abbildungen 153-172](#)