

Das Späthochglazial der Würm-Eiszeit im Illergletscher-Gebiet

Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung*

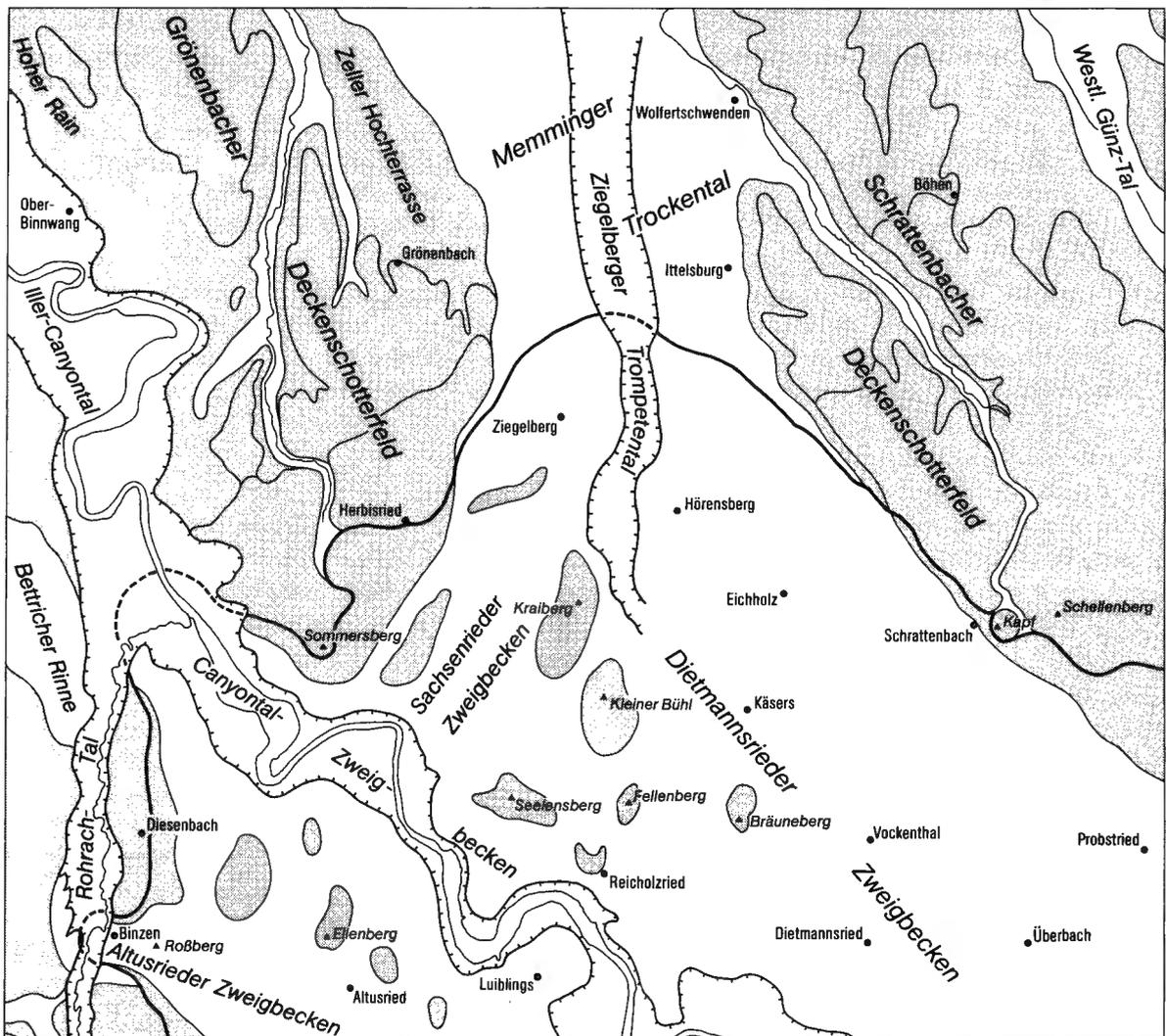
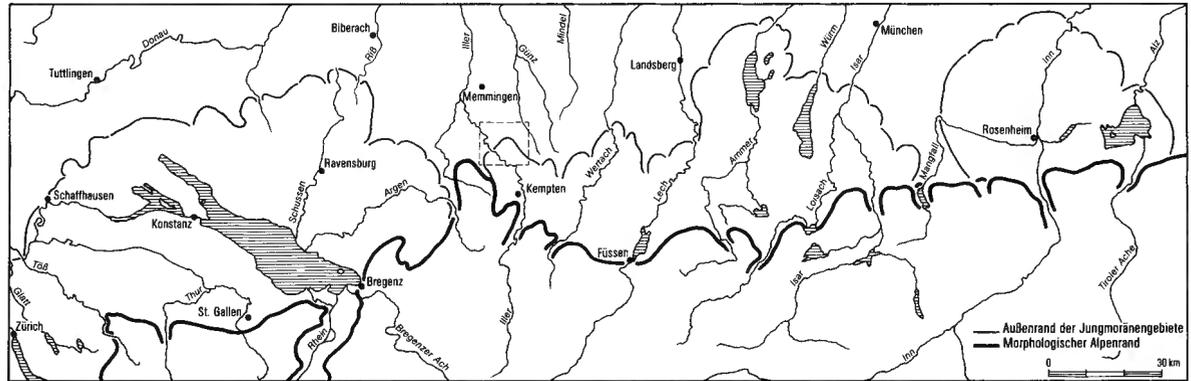
von Karl Albert Habbe, Erlangen

Die Jungmoränengebiete des süddeutschen Alpenvorlands sind durch glaziale Erosion und Akkumulation während des Hochstandes der letzten Eiszeit geformt worden. Auch die Internstände der würmzeitlichen Gletscher („Rückzugsphasen“) außerhalb des Alpenrandes gehören noch – das ist seit den Untersuchungen F. Fliris (1970 u. ö., zuletzt 1983) bekannt – in einen späten Abschnitt des Hochglazials zwischen etwa 20 000 und 14 000 J. v. h. (vgl. dazu Frenzel & Mitarbeiter 1983). Sie sind also nicht – wie früher meist geschehen (vgl. dazu etwa Schäfer 1951, 27 und in Graul & Schäfer 1953, 107) – in das Spätglazial zu stellen. Der entsprechende Zeitabschnitt ebenso wie seine Ablagerungen und Formen werden daher im folgenden als „Späthochglazial“ bezeichnet.

Der Formenschatz der Jungmoränengebiete – insbesondere die vielfach regelhafte Abfolge der Endmoränenzüge – hat schon früh zu einer räumlichen (und relativen zeitlichen) Gliederung herausgefordert, – freilich mit unterschiedlichen Ergebnissen. So unterscheidet die klassische Arbeit C. Troll (1924) über den diluvialen Inn-Chiemsee-Gletscher zwischen Maximalstand und den das Stammbecken des Gletschers umrahmenden Endmoränen vier Gletscherstände, – ganz ähnlich auch die auf A. Penck & E. Brückner (1901/09) zurückgehende Gliederung des Reuß-Linth-Rhein-Systems im schweizerischen Mittelland (vgl. dazu Hantke 1967, 1978/83. J. Hug hat freilich bereits 1917 darauf hingewiesen, daß hier wenigstens drei weitere Zwischenstände ausgegliedert werden können). Die ebenfalls auf Penck & Brückner (1901/09) basierende „württembergische“ Gliederung des östlichen Rheingletscher-Gebiets kommt dagegen mit nur drei Phasen aus (vgl. dazu etwa Geyer & Gwinner 1968), während die im westlichen Rheingletscher-Gebiet angewandte, von L. Erb (1931, 1934) entwickelte „badische“ Gliederung wesentlich stärker – in neun Phasen – differenziert (vgl. dazu Schreiner 1974, 1978). Wie – und insbesondere wie weit – die späthochglazialen Gletscherablagerungen des Alpenvorlandes zu gliedern sind, ist also bis heute keineswegs geklärt. Vor allem ist unklar, ob die so unterschiedlichen Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen sachliche – auf lokale oder regionale Besonderheiten zurückzuführende – Ursachen oder methodische Gründe haben.

Das Stirngebiet des würmzeitlichen Illergletschers (vgl. Abb. 1) hat für eine Untersuchung dieses Fragenkomplexes mehrere Vorteile. Es ist 1. verhältnismäßig klein – also gut überschaubar –, es ist 2. – bedingt durch den hochwürmzeitlichen Talwechsel des Schmelzwasserabflusses aus dem „Memminger Trockental“ in den Iller-Canyon – im Spät- und Postglazial durch Erosionsvorgänge nur wenig verändert worden und es weist schließlich 3. ein gegenüber größeren Gletschern kräftigeres Relief auf, weil der Gletscher – eingekeilt zwischen älterpleistozäne Schotterablagerungen – bereits im voralpinen Hügelland endete und nicht bis in die offene Ebene hinaus vorstieß. Er spaltete daher in mehrere Teilloben auf

* Überarbeitete Fassung eines Vortrags, der am 25. 4. 1984 auf der Jahrestagung der Hugo-Obermaier-Gesellschaft in Erlangen gehalten wurde. Vgl. S. 212 dieses Bandes.



— Späthoch- bis postglaziale Erosionstäler — Außengrenze der Würmvereisung Höhergelegenes Gelände

Abb. 1. Lage und geomorphologische Grundgliederung des Untersuchungsgebietes.

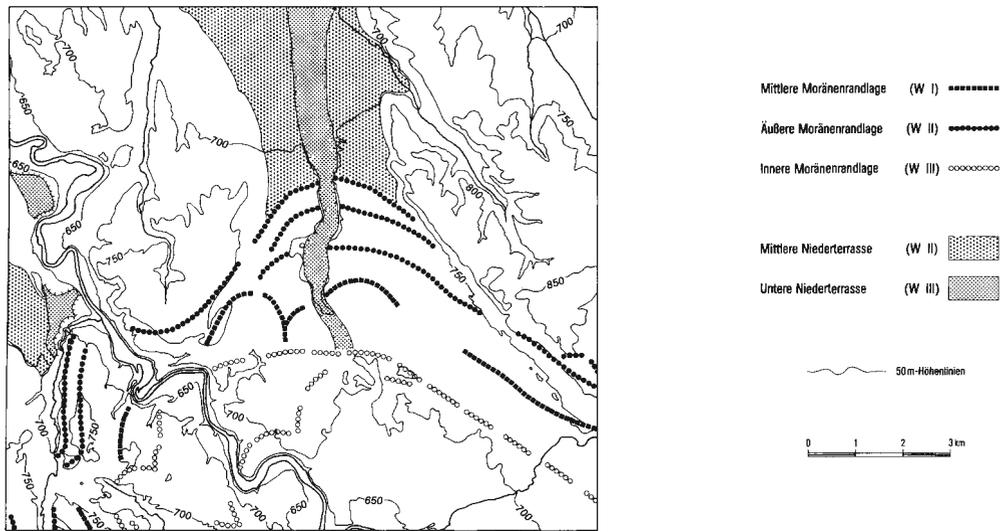


Abb. 2. Die Gliederung des Jungmoränenbereichs auf Blatt Grönenbach nach Eberl 1930.

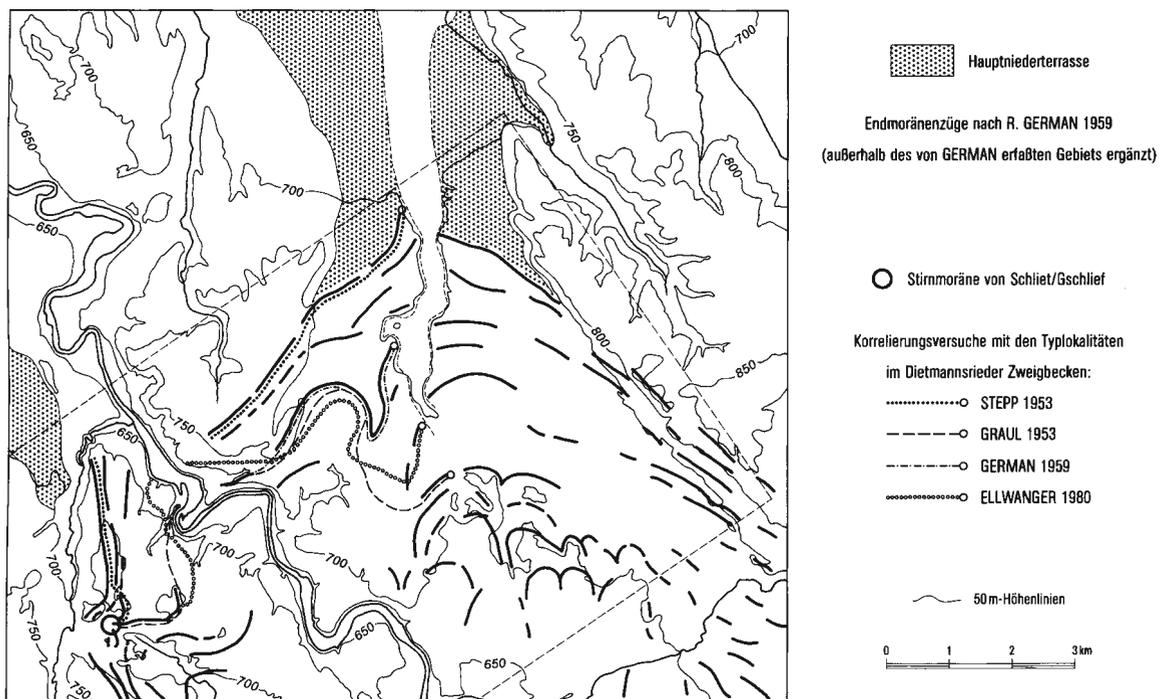


Abb. 3. Die Endmoränenzüge auf Blatt Grönenbach nach German 1959 und vier verschiedene Versuche, den Stirrmoränenrest von Schliet/Gschliet mit den Typlokalitäten im Dietmannsrieder Zweigbecken zu verbinden.

und hatte deswegen neben allen Eigenschaften eines Vorlandgletschers auch die eines großen Talgletschers, – was die methodischen Möglichkeiten der Untersuchung erweitert.

Für das Gebiet existierten bis zum Beginn der 80er Jahre neben einer frühen Aufnahme von L. Simon (1926) nur die geomorphologische Übersichtskarte des Lech-Illergletschers 1:250 000 von B. Eberl (1930) und die verbreitetere Geologische Übersichtskarte von Württemberg 1: 200 000, redigiert von F. Weidenbach (1933, 3. Aufl. 1962), die auf Eberls Vorarbeiten aufbaut. Bei beiden Karten ging es mehr um eine prinzipielle Gliederung als um Details. Immerhin unterschied Eberls Karte (vgl. Abb. 2) im Illergletscher-Gebiet bereits drei mehrfach untergliederte Endmoränenzüge: ein intern gelegenes, später vom Gletscher überfahrenes „Würm I“ ohne entsprechende glazifluviale Ablagerungen, das „Würm II“ des Maximalstandes mit der von Eberl sogenannten Mittleren Niederterrasse (Memminger Trockental und Legauer Rinnen) und ein wiederum intern gelegenes „Würm III“, dem Eberl das Ziegelberger Trompetental und die obersten Terrassen des Iller-Canyons zuordnete. Die Geologische Übersichtskarte Weidenbachs hat die Moränenzüge Eberls übernommen, nicht dagegen dessen zeitliche Gliederung und nicht die Gliederung der glazifluvialen Ablagerungen. Auf dieser Karte erscheint alles, was innerhalb des äußeren Jungmoränenkranzes liegt, als Moräne. Zusätzlich unterschieden werden nur die – auch von Eberl bereits behandelten, in seine Karte jedoch nicht aufgenommen – Drumlins von Dietmannsried.

Die in den 40er und 50er Jahren wiederaufgenommenen Arbeiten zur Problematik der würmzeitlichen Ablagerungen und Formen im Illergletscher-Gebiet (Schäfer 1940, Graul & Schäfer 1953, Stepp 1953, German 1959) konzentrierten sich im wesentlichen auf den glazifluvialen Formenschatz außerhalb des Moränengebiets, das Gletschergebiet selbst wurde zumeist nur dilatorisch behandelt, die aus den Beobachtungen der damaligen Zeit gezogenen Schlüsse divergieren entsprechend. Insbesondere Stepp und German haben aber bereits versucht, die Ergebnisse Eberls auch im Moränenbereich zu präzisieren bzw. zu modifizieren. German (1959, 15, vgl. Abb. 3) hat u. a. gezeigt, daß im Dietmannsrieder Zweigbecken „bis zu 12 Moränenwälle ausgeschieden“ werden könnten, – sie erstreckten sich freilich nicht durch das ganze Gebiet, was „mit der Topographie des Untergrundes . . . , mit Stauseen, späterer Zerstörung durch Erosion bei rückwärtigen Stadien u. a.“ zusammenhänge. German (1959, 16) hat außerdem darauf hingewiesen, daß ein überfahrenes „Würm I“ i. S. Eberls aus den Geländebefunden nicht zu belegen ist. Anfang der 70er Jahre hat dann P. Brutscher (1975 unveröff., Karte bei Habbe 1979) versucht, den Zusammenhang der nur bruchstückhaft erhaltenen Endmoränenreste aufzuklären. Brutscher hat auch zum ersten Mal gezeigt, daß auch innerhalb des Jungmoränengebiets glazifluviale Ablagerungen von großer Mächtigkeit vorliegen, die sich (morpho-)stratigraphisch auswerten lassen. Den damit erreichten Kenntnisstand zeigt die Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200 000, Blatt CC 8726 Kempten (1983, Redaktion: H. Scholz & W. Zacher).

Einen neuen Ansatz brachten dann Ende der 70er Jahre die Arbeiten D. Ellwangers (1978, 1980). Ausgehend von einer sorgfältigen Analyse der zahlreichen, aber ebenfalls nur bruchstückhaft erhaltenen Terrassen des Iller-Canyons, hat Ellwanger auch die Endmoränenzüge neu aufgenommen und gegliedert. Seine Karte 1:25 000 zeigt, daß die Außengrenzen der späthochglazialen Gletscherstände sich wesentlich stärker als früher angenommen dem je präglazialen Relief angepaßt haben. Sie unterscheidet zwischen Maximalstand und dem das Kemptener Stammbecken des Gletschers rahmenden Endmoränen neun Gletscherphasen, die mit entsprechenden Eintiefungsphasen des Iller-Canyons korreliert werden. Ellwanger konnte somit nachweisen, daß das Späthochglazial des Illergletschers wesentlich weitergehend zu untergliedern ist als nach der älteren Literatur zu vermuten.

Die im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland“ stehende, etwa gleichzeitig mit den Ellwangerschen Geländearbeiten begonnene morphologische Kartierung eines charakteristischen Ausschnitts aus dem Gebiet des würmzeitlichen Illergletschers – des Blattes 8127 Grönenbach 1:25 000 (Habbe, in Druckvorbereitung) – war

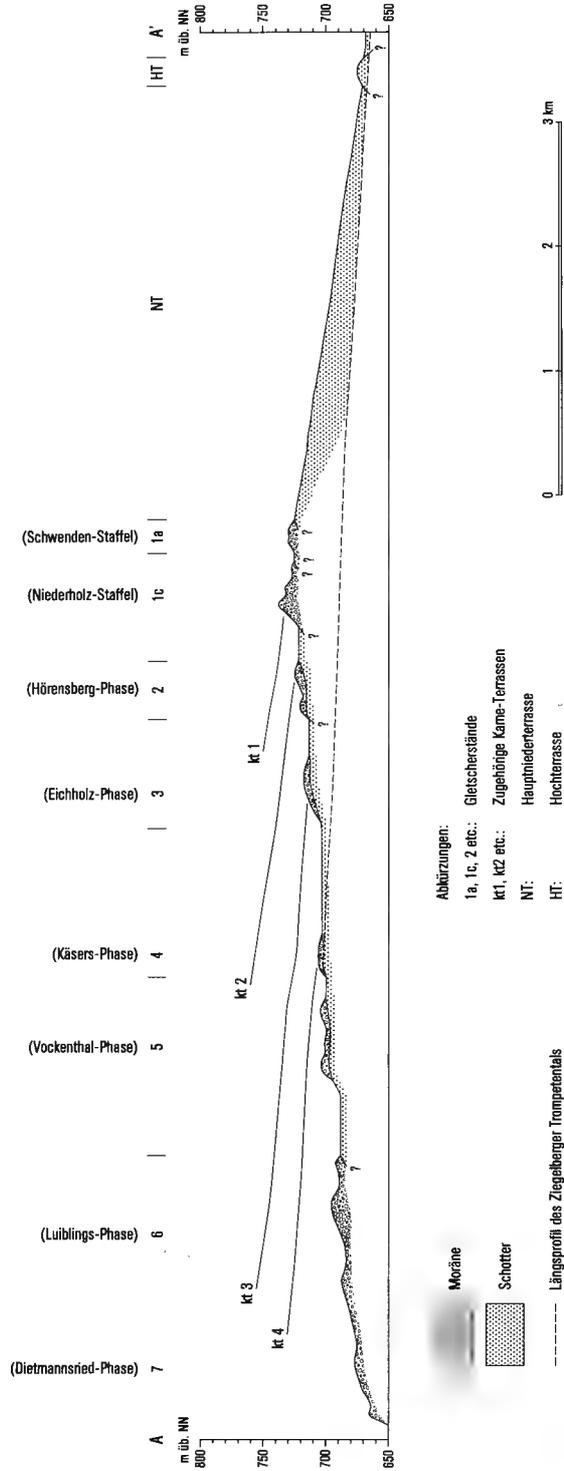


Abb. 4. Profil durch das Dietmannsrieder Zweigbecken des Illergletschers (10-fach überhöht). - Da die Kame-Terrassen nicht in der Profilachse liegen, sondern unter wechselnden Winkeln von der (rechten) Seite auf das Profil auslaufen, wurden ihre Längsprofile schräg (unter 70 °C) in das Hauptprofil hineinprojiziert. Sie verlaufen damit parallel zur Zweigbeckenachse, erscheinen dadurch zwar verkürzt, geben aber auf diese Weise eine Vorstellung von der (Mindest-)Neigung des zugehörigen Gletscherlängsprofils.

primär nicht auf die Stratigraphie der glazialen und glazifluvialen Ablagerungen, sondern auf eine Erfassung der abgelaufenen morphologischen Prozesse und der daraus resultierenden Reliefstrukturen ausgerichtet. Aus der Natur der Sache ergab sich jedoch die Notwendigkeit, sich auch mit der zeitlichen Gliederung der ausgeschiedenen Reliefeinheiten auseinanderzusetzen. Dabei konnten die Ergebnisse Ellwangers im wesentlichen bestätigt, mußten freilich auch in manchen Details modifiziert und ergänzt werden. Weil die Kartierung stärker auf die Erfassung der morphologischen Zusammenhänge – genauer: auf die Erfassung glazialer Komplexe i. S. Pencks (1901, 15 f.) – zielte, kommt sie stellenweise zu anderen Korrelationen der ausgeschiedenen Reliefeile.

Im einzelnen sind folgende Kartierungsergebnisse festzuhalten:

1. Die Moränenablagerungen an der Stirn der einzelnen Gletscherphasen („Endmoränen“) sind nur im Bereich des Maximalstandes – und auch hier nicht überall – einigermaßen mächtig, sonst eher schwächlich und unzusammenhängend. Im einzelnen hängt die Ausbildung sehr stark ab von den Ablagerungsbedingungen, insbesondere von Neigungswinkel und Neigungsrichtung des je präglazialen Untergrunds (vgl. dazu Habbe 1979). Wo die Stirnmoränen – im Bereich ehemaliger Schmelzwasserabflüsse – glazifluvialen Ablagerungen aufsitzen, sind sie in der Regel relativ deutlich. Wo die glazifluviale Basis fehlt, sind sie dagegen oft nicht leicht identifizierbar, hier fehlen sie auch auf größeren Strecken gänzlich. Viel auffälliger sind demgegenüber Auftragungen des liegenden – älterquartären und tertiären – Untergrunds, die wegen der allgegenwärtigen Grundmoränenüberdeckung nicht ohne weiteres erkannt werden können und daher oft mit echten Endmoränen verwechselt worden sind (vgl. dazu bereits Graul in Graul & Schäfer 1953, 22). Dies gilt insbesondere für den Riedelbereich zwischen den einzelnen Zweigbecken. So erklärt sich, weshalb gerade hier die Korrelation der Stirnmoränenbruchstücke bisher stets mit großen Unsicherheiten verbunden war. Welche Differenzen dabei auftreten konnten, läßt sich an den Versuchen demonstrieren, den zuerst von Graul (in Graul & Schäfer 1953, 35) beschriebenen Stirnmoränenrest von Schliet/Gschliet im Altusrieder Zweigbecken mit entsprechenden Moränen im Dietmannsrieder Becken zu verbinden (vgl. Abb. 3).

2. Am deutlichsten und am vollständigsten erhalten sind die Spuren der späthochglazialen Gletscherstände im Dietmannsrieder Zweigbecken (vgl. Abb. 4). Ihre Gliederung ist hier für die – fünf – älteren Gletscherphasen erleichtert durch langhinziehende tangentielle Schmelzwasserrinnen, die den Gletscher jeweils auf seiner rechten Flanke begleitet haben. Sie haben Kame-Terrassen i. S. Salisburys (1894) und Flints (1947, vgl. dazu auch Boulton & Eyles 1979) hinterlassen. Stratigraphisch gesehen sind diese Kame-Terrassen jüngere Niederterrassen, die über das Ziegelberger Trompetental ins Memminger Trockental entwässerten. Sie lassen sich – wie die Terrassen des Iller-Canyons – mit entsprechenden Gletscherständen korrelieren. Ihr Längsgefälle nimmt von außen nach innen in charakteristischer Weise ab. Dies beweist ein abnehmendes Längsgefälle der je zugehörigen Gletscheroberflächen (und damit die Eigenständigkeit der entsprechenden Gletschervorstöße) und legt außerdem den Schluß nahe, daß die Vorstöße zu den internen Gletscherständen einem anderen Bewegungsmechanismus gehorchten – anders ausgedrückt: zunehmend flacher (und wohl auch rascher) erfolgten – als der Vorstoß zum Würm-Hochstand.

3. Auch im Dietmannsrieder Zweigbecken sind die – zwei – jüngeren (internerer) Gletscherphasen nur schwer identifizierbar, weil die Stirnmoränen wenig hervortreten und die – die älteren Stände begleitenden – Kame-Terrassen fehlen. Dies hängt damit zusammen, daß der Schmelzwasserabfluß auch im Dietmannsrieder Zweigbecken in dieser Zeit nicht mehr gegen Norden erfolgte, sondern gegen das Canyon-Tal. Vor den einzelnen Lobenstirnen bildeten sich lediglich ephemere proglaziale Seen, die subglazial gegen das Canyon-Tal entwässerten.

4. Einwandfrei nachweisen läßt sich die Eigenständigkeit dieser jüngeren Gletscherphasen nur über ihren Zusammenhang mit entsprechenden Terrassen des Iller-Canyons. Wie (und wo) die Illerterrassen mit entsprechenden Gletscherstirnen zu verbinden sind, hat im Prinzip bereits Ellwanger gezeigt. Deren

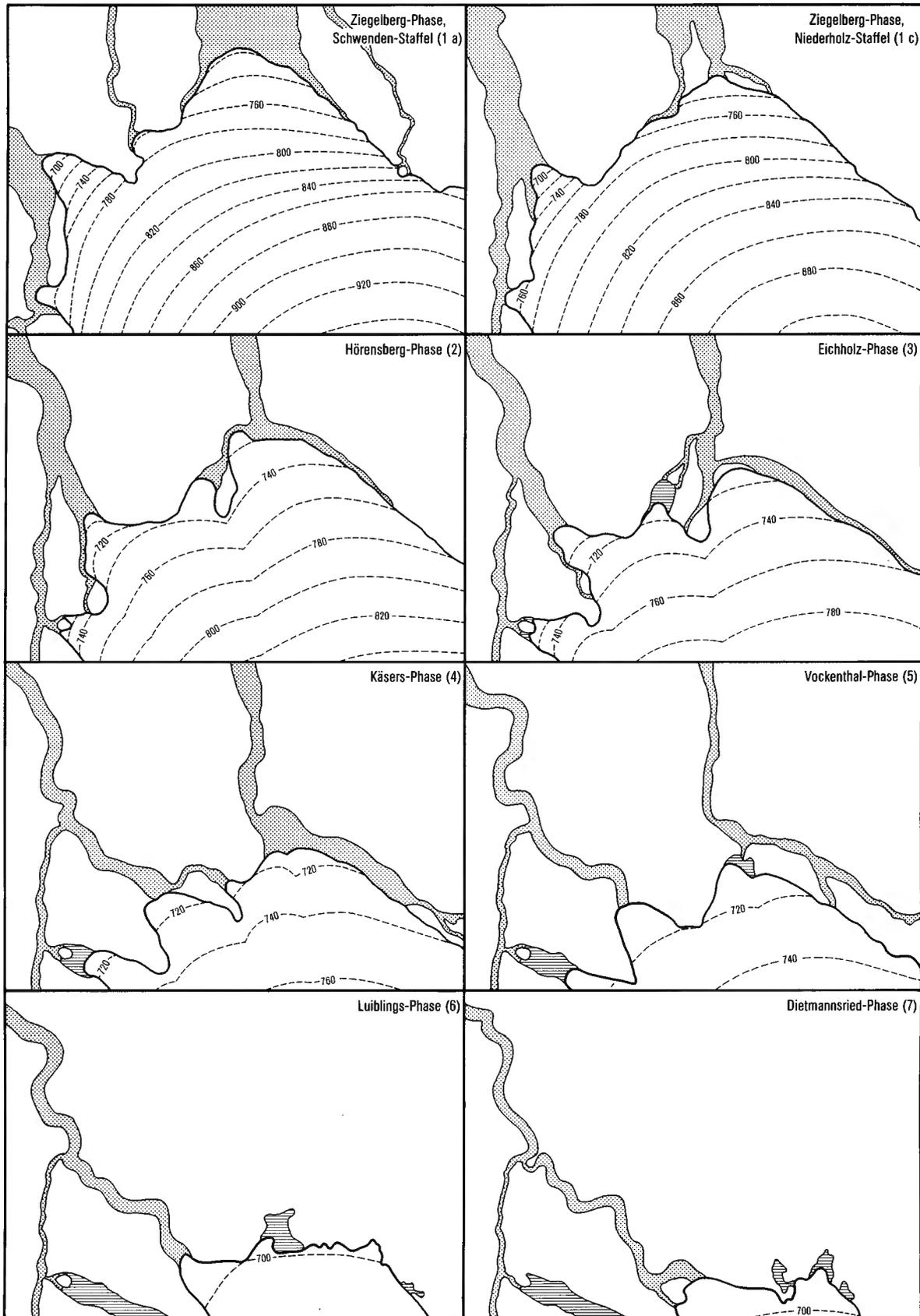


Abb. 6. Gletscherstände und Gletscheroberflächen auf Blatt Grönenbach.

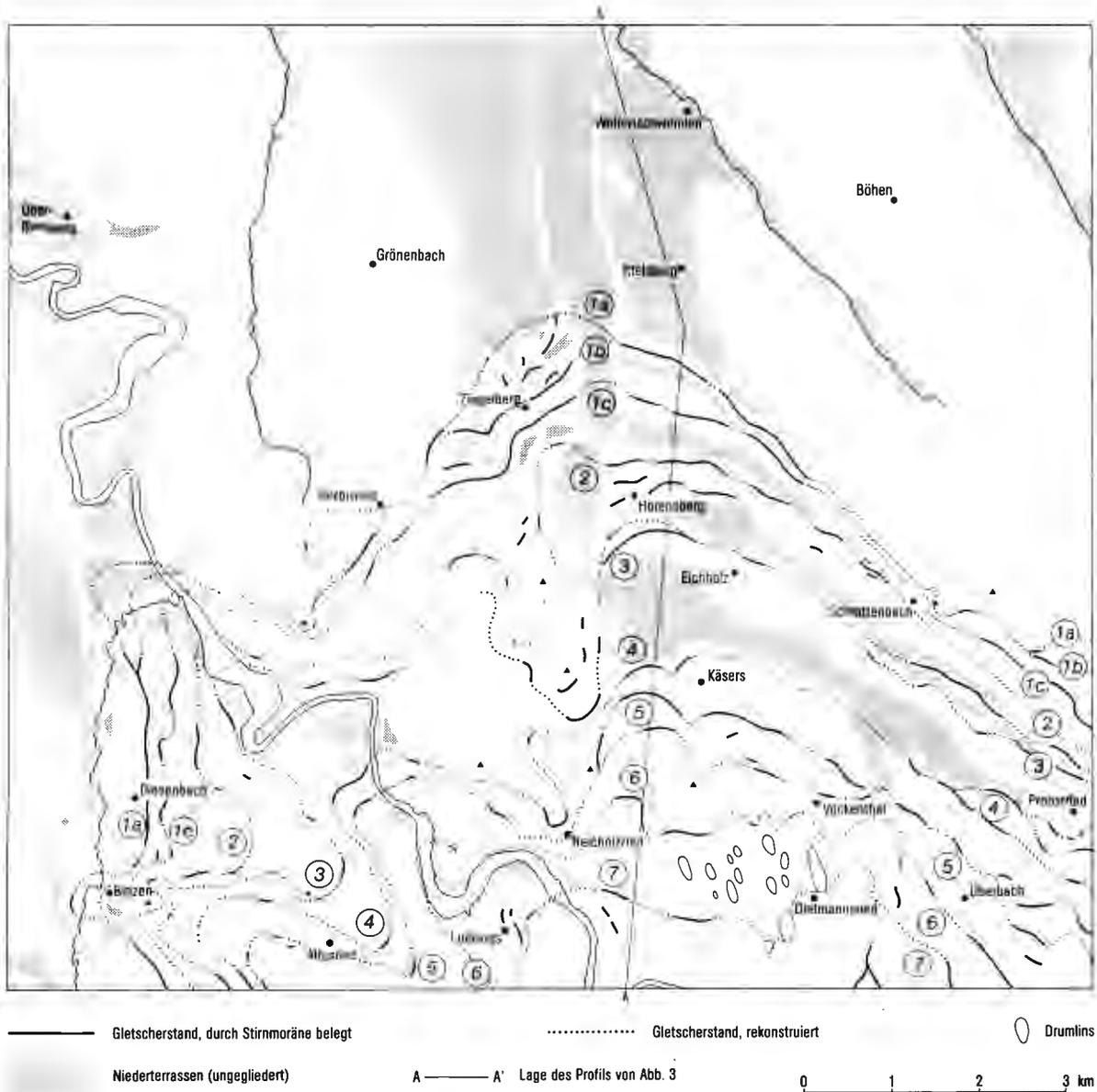


Abb. 7. Die Gletscherstände der Würmeiszeit auf Blatt Grönenbach.

Einstufung im einzelnen ist ein Problem für sich, das an dieser Stelle nicht im einzelnen erörtert werden kann. Festzuhalten ist lediglich, daß Ellwanger für den in Frage stehenden Zeitraum acht glazifluviale Terrassen unterscheidet, die Geomorphologische Karte dagegen nur sieben, von denen freilich die älteste (die des Maximalstandes) in drei Teilterrassen gegliedert ist (vgl. Abb. 5).

5. Wie die identifizierten Gletscherstände im Dietmannsrieder Zweigbecken im einzelnen zu begrenzen, wie sie mit den zugehörigen Terrassen im Canyon-Tal zu verbinden sind und wie sie mit den Stirnmo­ränenbruchstücken im Altusrieder Zweigbecken zusammenhängen, ist wegen der Lückenhaftigkeit der Gletscherablagerungen durch den Geländebefund allein nur schwer zu belegen. Um die daraus schon den früheren Bearbeitern entstandenen Schwierigkeiten zu beseitigen, wurden die zu den

einzelnen Gletscherständen gehörigen Gletscheroberflächen anhand der einwandfrei identifizierbaren Gletscherrandabschnitte rekonstruiert und danach bestimmt, welche Stirnmoränenreste der Lage – vor allem der Höhenlage – nach zusammengehören (vgl. Abb. 6). Auf diese Weise ließen sich die Endmoränengliederung des Dietmannsrieder Zweigbeckens und die Terrassengliederung des Iller-Canyons bruchlos zusammenfügen (vgl. Abb. 7). Danach ergab sich die in Tab. 1 zusammengestellte Gliederung der (spät)hochglazialen Gletscherstände.

Tabelle 1
Die hochwürmzeitlichen Gletscherstände im Illergletscher-Gebiet

Ziegelberg-Phase (1)	{	Schwenden-Staffel (1 a)
		Ortskern-Staffel (1 b)
		Niederholz-Staffel (1 c)
Hörensberg-Phase (2)		
Eichholz-Phase (3)		
Käfers-Phase (4)		
Vockenthal-Phase (5)		
Luiblings-Phase (6)		
Dietmannsried-Phase (7)		

Diese Untergliederung des Späthochglazials kann zunächst nur für das Illergletscher-Gebiet Gültigkeit beanspruchen. Ob sie weitergehende Bedeutung hat, wird noch zu prüfen sein. Immerhin gibt es Anhaltspunkte dafür, daß sie nicht einen lokalen Sonderfall darstellt. So findet sich die hohe Zahl der Illerterrassen, die schon Ellwanger festgestellt hat (mit Einschluß der spät- und postglazialen 16 Terrassen), nach den Untersuchungen von Th. Diez (1968, 1973) in ganz ähnlicher Weise und genau der gleichen Zahl beim Lech in der Gegend von Landsberg. Vor allem aber entsprechen die sieben Phasen des Illergletschers zwischen Maximalstand und den das Stammbecken von Kempten umrahmenden Endmoränen im ganzen wie in vielen Details der badischen Gliederung des westlichen Rheingletschergebiets (Schreiner 1974, 1978, vgl. Tab. 2). Es scheint danach so zu sein, daß die Gliederung des Späthochglazials beim Illergletscher nicht lokale oder regionale, sondern allgemeine Ursachen hat, die im Klima des Späthochglazials begründet sind.

Tabelle 2
Vergleichende Übersicht der hochwürmzeitlichen Gletscherstände im Rhein- und Illergletscher-Gebiet (Rheingletscher nach Schreiner 1974)

Westliches Rheingletscher-Gebiet (Schaffhausen – Konstanz)		Östliches Rheingletscher-Gebiet (Oberschwaben)	Illergletscher-Gebiet	
Terrassen	Gletscherstände	Gletscherstände	Gletscherstände	
Guntmadinger T.	Maximalstand (1)	Äußere Jugendmoränen	Ziegelberg-Phase (1) {	
Breite-T.	Stand 2			Schwenden-Staffel (1 a)
Stokar-T.	Stand 3			Ortskern-Staffel (1 b)
Munot-T.	Stand 4	(Zwischenstadien)	{	
Fulach-T.	Stand 5			Hörensberg-Phase (2)
Obere Singener T.	Stand 6	Innere Jugendmoränen	{	
Untere Singener T.	Stand 7			Eichholz-Phase (3)
Böhringer T.	Stand 8			Käfers-Phase (4)
„Konstanzer Stadium“ (Petershausener T.)	Stand 9			Vockenthal-Phase (5)
		Konstanzer Stadium	Luiblings-Phase (6)	
			Dietmannsried-Phase (7)	

Die geomorphologische Detailkartierung von Blatt Grönenbach erlaubte aber nicht nur indirekte Schlüsse auf das Klima des Späthochglazials, sondern lieferte auch einige direkte Hinweise. Insbesondere ließ sich nachweisen, daß im Bereich der äußeren Späthochglazial-Stände solifluidale Formungsvorgänge eine Rolle gespielt haben. Sie können nach Lage der Dinge nur durch einen hochliegenden Dauerfrostbodenspiegel bewirkt worden sein. So ziehen am rechten Rand des Ziegelberger Trompetentals – besonders deutlich beim Bahnhof Grönenbach – typisch muldenförmige Periglazialtälchen ohne jeden rezenten Wasserlauf von der Hauptniederterrasse auf den Boden des Trompetentals hinunter. Ähnliche Formen verbinden gelegentlich je zwei Kame-Terrassen miteinander, finden sich auch an den Stufenmündungen der älteren Kame-Terrassen über dem Ziegelberger Trompetental. Alle diese Periglazialtälchen haben ein viel zu steiles Längsgefälle, als daß sie durch fluviiale Formung erklärbar wären. Damit ist erneut bewiesen – ähnliche Erscheinungen hat etwa S. Moser bereits 1958 aus dem zentralen Aargau beschrieben –, daß die gängige Deutung des Unterschieds von Alt- und Jungmoränen – Altmoränen sind periglazial überformt und daher flachgebösch, Jungmoränen haben periglazialer Formung nicht unterlegen und sind daher steilhängiger (vgl. dazu etwa Louis/Fischer 1979, 457 f.) – zu modifizieren ist. Tatsächlich muß sich im Jungmoränenbereich des Illergletschers auch noch nach dem Maximalstand in den gerade abgelagerten Sedimenten Dauerfrostboden neu gebildet haben und ist entsprechend wirksam gewesen (zu vergleichbaren Ergebnissen kommt auf anderem Wege De Jong 1983 im östlichen Rheingletscher-Gebiet).

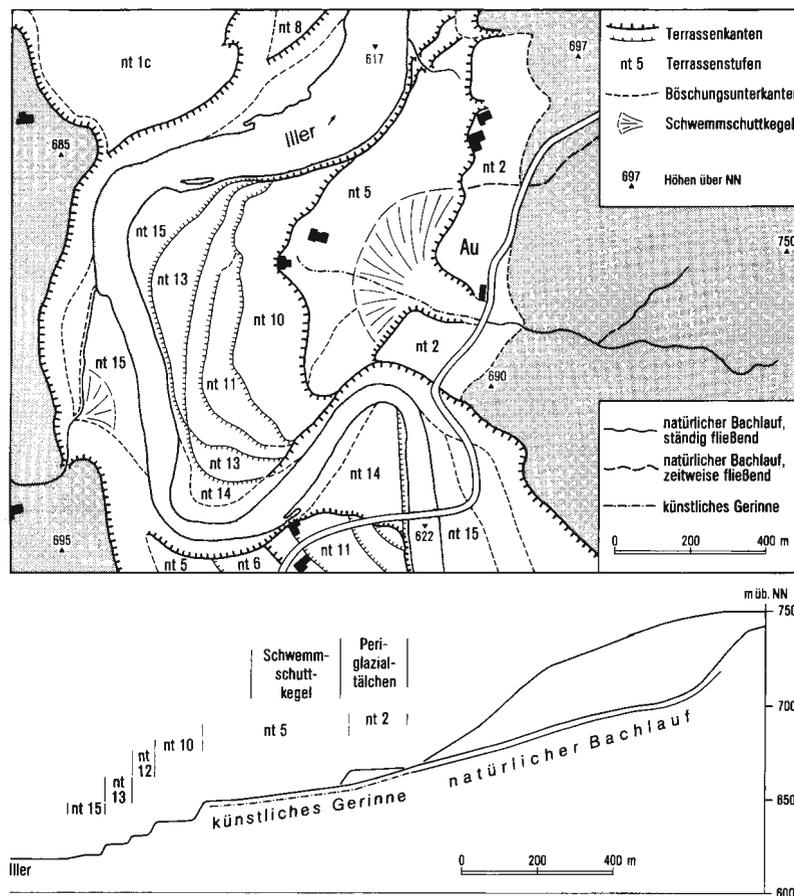


Abb. 8. Die Terrassen von Au. –
Geomorphologische Übersichtsskizze und Längsprofil längs des Auer Bächleins.

Andererseits ließ sich auf Blatt Grönenbach nachweisen, daß diese Formungstendenz nicht während des ganzen Späthochglazials angehalten hat. Ihr zeitliches Ende läßt sich im Iller-Canyon bei Au fassen (vgl. Abb. 8). Dort durchschneidet unterhalb der Straße Rothenstein-Bettrichs ein breites, aus höhergelegem Gelände kommendes Periglazialtäälchen mit steilem Längs- und kastenförmigem Querprofil die oberste würmzeitliche Aufschüttungsterrasse und geht dann in einen breitgefächerten Schwemmschuttkegel über, der der nächsttieferen Terrasse aufgesetzt ist. Der Außenrand dieser relativ breiten tieferen Terrasse ist nicht mehr zerschnitten, weder durch ein Kastental noch durch ein Kerbtal. Das kann nur so gedeutet werden, daß zu der Zeit, als der Schmelzwasserabfluß des Gletschers die tiefere Terrasse, die den Schwemmschuttkegel trägt, zu unterschneiden begann, der periglazial-solifluidale Transportmechanismus, der die höhere Terrasse noch zerschnitten hatte, nicht mehr funktionierte. Der Dauerfrostbodenspiegel muß zu dieser Zeit bereits so tief abgesunken gewesen sein, daß das aus dem höhergelegenen Gebiet zugeführte Wasser nicht mehr solifluidal-erosiv wirksam werden konnte, sondern in den Terrassenschottern versickerte. Die Terrasse mit dem Schwemmkegel gehört der Terrassenstufe 5 an. Das Absinken des Dauerfrostbodenspiegels unter oberflächenwirksames Niveau muß demnach mit der Eintiefung des Schmelzwasserabflusses unter das Terrassenniveau 5 – also erstmals bei der Bildung der Terrassenstufe 6 – wirksam geworden sein. Der Schluß ist erlaubt, daß dies nicht nur für die Terrassenstufe 6 im Iller-Canyon, sondern für die ihr entsprechende Luiblings-Phase des Gletschers ganz allgemein gilt.

Daraus ergeben sich weitere Konsequenzen. Zwischen dem Gletscherstand 6 (Luiblings-Phase) und dem folgenden Stand 7 (Dietmannsried-Phase) liegt das kleine Drumlinfeld von Dietmannsried in der typischen Position, die auch von anderen Drumlinfeldern des Alpenvorlandes bekannt ist: in leicht ansteigendem Gelände auf dem Riedel zwischen zwei Zweigbecken. Die Genese der Drumlins – nicht nur des Alpenvorlandes – ist bis heute umstritten (vgl. dazu zuletzt De Jong 1983). Fest steht nur, daß Drumlins wegen ihres im Idealfall stromlinienförmigen Grund- und Aufrisses – wie Regentropfen – als Ergebnis der Gegeneinanderbewegung zweier verschieden dichter Medien – hier Gletschereis und verformbares Lockersediment – betrachtet werden können und daß sie wohl immer durch einen einphasigen Formungsvorgang zustande gekommen sind. Dazu kommt im Alpenvorland, daß sie stets am Innenrand der Inneren Jungendmoränen liegen, was bedeutet, daß die Bildungsbedingungen für Drumlins nicht während des ganzen Späthochglazials gegeben waren, sondern erst während des Vorstoßes zu den Inneren Jungendmoränen. Im Falle des Dietmannsrieder Drumlinfeldes läßt sich dieser Zeitraum noch weiter einengen: er muß mit dem Vorstoß zum Gletscherstand 6 (Luiblings-Phase) identisch sein, da der Gletscher den Drumlinbereich damals zuletzt überfahren hat. Da nun die Luiblings-Phase die erste ist, bei der Dauerfrostboden für die Oberflächenformung keine Rolle mehr spielte, liegt der Schluß nahe, daß zwischen Drumlingengese und Absinken des Dauerfrostbodenspiegels ein Zusammenhang besteht. Es scheint so, daß die Entstehung der Dietmannsrieder Drumlins darauf zurückzuführen ist, daß der Gletscher während der Luiblings-Phase zum ersten Mal soviel leicht verformbares – weil nicht mehr durch Dauerfrost gebundenes – Material vorfand, daß er trotz nur geringer eigener Mächtigkeit zur Bildung dieser eigenartigen Stromlinienkörper in der Lage war.

Auch dies ist zunächst nur eine – lokal freilich gut begründete – Hypothese. Ob sie allgemeinere Gültigkeit hat, muß in anderen Vorlandgletschergebieten überprüft werden. Aber wenn sich herausstellen sollte, daß sie auch dort gilt – und eine erste Überprüfung ergab, daß das der Fall ist –, dann hätte man in den Drumlinfeldern ein leicht handhabbares Hilfsmittel zur morphostratigraphischen Gliederung des süddeutschen Späthochglazials überhaupt: man könnte damit die Gebiete periglazialer Überformung von den periglazial nicht überformten ohne Prüfung im einzelnen trennen, man hätte ein zusätzliches Indiz für die Lage der einzelnen Gletscherphasen und man wäre in der Lage, auch über die klimatischen Bedingungen des Späthochglazials eine Aussage zu machen, die in dieser Form bisher nicht möglich war.

Literatur

- BOULTON, G. S. & EYLES, N. 1979: Sedimentation by Valley Glaciers – A Model and Genetic Classification. In: SCHLÜCHTER, CH. (Hg.): *Moraines and Varves – Origin/Genesis/Classification*, 11 – 23. Rotterdam.
- BRUTSCHER, P. 1975: Glazialmorphologische Probleme im Bereich des würmzeitlichen Illergletschers. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- DIEZ, TH. 1968: Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildungen. *Eiszeitalter & Gegenwart* 19, 102 – 128.
- , 1973: Erläuterungen zum Blatt 7931 Landsberg a. Lech. Geolog. Karte von Bayern 1:25 000, hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. München.
- EBERL, B. 1930: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande – Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Lech- und Illergletschers. Augsburg.
- ELLWANGER, D. 1978: Die Terrassen der Iller zwischen Memmingen und Kempten. Dipl.-Arbeit Stuttgart (Gekürzte Fassung veröffentl. in: *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart N. F.* 76, 1980, 127 – 167). Stuttgart.
- 1980: Rückzugsphasen des würmzeitlichen Illergletschers. Diss. rer.nat. Stuttgart = *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart N. F.* 76, 93 – 126. Stuttgart.
- ERB, L. 1931: Erläuterungen zu Blatt Hilzingen (Nr. 146). Geolog. Spezialkarte von Baden, hg. v. d. Badischen Geolog. Landesanstalt. Freiburg i. Br.
- , 1934: Erläuterungen zu Blatt Überlingen (Nr. 148) und Blatt Reichenau (Nr. 161). Geolog. Spezialkarte von Baden, hg. v. d. Badischen Geolog. Landesanstalt. Freiburg i. Br.
- FLINT, R. F. 1947: *Glacial Geology and the Pleistocene Epoch*. New York.
- FLURI, F., BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W. 1970: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen. *Zeitschr. f. Gletscherkunde*, 6, 5 – 35.
- , 1983: Die Inntalterrasse von Gnadenswald und der Bänderton von Baumkirchen. In: *Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13. bis 20. September 1983 im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet*, 77 – 80. München.
- FRENZEL, B. (und Mitarbeiter) 1983: Über das Alter der würmeiszeitlichen Endmoränenstände süddeutscher ehemaliger Vorlandgletscher. In: *Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13. bis 20. September 1983 im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet*, 106 – 145. München.
- GERMAN, R. 1959: Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal. *Geologica Bavarica* 43, 3 – 73.
- GRAUL, H. & SCHAEFER, I. 1953: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. *Geologica Bavarica* 18, 5 – 112.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. 1968: Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. 2. Auflage. Stuttgart.
- HABBE, K. A. 1979: Considerations on the relation between landforms, sediments and genesis at ice margins of the Würm Maximum – Based on geomorphological mapping in the area of the former Iller glacier (Allgäu/Bavaria). In: SCHLÜCHTER, CH. (Hg.): *Moraines and Varves – Origin/Genesis/Classification*, 121 – 126. Rotterdam.
- , in Druckvorbereitung: Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25 000 der Bundesrepublik Deutschland, Blatt 8127 Grönenbach. Berlin.
- HANTKE, R. und Mitarbeiter 1967: Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. *Vierteljahrsschr. Naturforsch. Gesellsch. Zürich* 112, 91 – 122.
- HANTKE, R. 1978 – 1983: *Eiszeitalter – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete*. 3 Bände. Thun.
- HUG, J. 1917: Die letzte Eiszeit in der Umgebung von Zürich. *Vierteljahrsschr. Naturforsch. Gesellsch. Zürich* 62, 125 – 142.
- DE JONG, M. G. G. 1983: Quaternary Deposits and Landforms of Western Allgäu (Germany) and the Deglaciation after the last major Pleistocene Ice Advance. *Publicaties van het Fysisch-Geografisch en Bodemkundig Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam* No. 36.
- LOUIS, H. unter Mitarbeit von K. FISCHER 1979: *Allgemeine Geomorphologie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie*, begr. v. E. OBST, hg. v. J. SCHMITHÜSEN, Band I. 4. Auflage. Berlin/New York.
- MOSER, S. 1958: Studien zur Geomorphologie des Zentralen Aargaus. Diss. phil. nat. Basel.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1901 – 1909: *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 Bände. Leipzig.
- SALISBURY, R. D. 1894: *Surface Geology – Report of Progress*. Geolog. Survey of New Jersey – Annual Report for the Year 1893, Part 1, 33 – 328. Trenton N. J.
- SCHAEFER, I. 1940: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. *Abhandl. Naturkd.- und Tiergartenverein Schwaben* 2. Augsburg.

- , 1951: Bemerkungen zur Nomenklatur der Eiszeitforschung. *Petermanns Geograph. Mitteil.* 95, 26 – 31.
- SCHREINER, A. 1974: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50 000. 2. Auflage. Stuttgart.
- , 1978: Erläuterungen zu Blatt 8119 Eigeltingen. *Geolog. Karte von Baden-Württemberg 1:25 000*, hg. v. Geolog. Landesamt Baden-Württemberg. Stuttgart.
- SIMON, L. 1926: Der Rückzug des würmzeitlichen Allgäuvorlandgletschers. *Mitteil. Geograph. Gesellsch. München* 19/2, 1 – 37.
- STEPP, R. 1953: Zur Talgeschichte der mittleren Iller. *Geologica Bavarica* 19, 168 – 185.
- TROLL, C. 1924: Der diluviale Inn-Chiemseegletscher. Das geographische Bild eines typischen Alpenvorlandgletschers. *Forsch. z. deutschen Landes- und Volkskunde* 23; 1 – 121. Stuttgart.

Karten:

- Geologische Übersichtskarte von Württemberg 1:200 000, Blatt 4. – Bearb. v. d. Geolog. Abteilung des Württemberg. Statist. Landesamts (Wissenschaftl. Reinzeichnung: F. WEIDENBACH). Hg. v. Württemberg. Statist. Landesamt, Stuttgart 1933 (als „Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg“ unverändert nachgedruckt und hg. v. Geolog. Landesamt in Baden-Württemberg, 3. Aufl. Stuttgart 1962).
- Geologische Übersichtskarte 1:200 000, Blatt CC 8726 Kempten (Allgäu). – Hg. v. d. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Wissenschaftl. Bearbeitung: H. SCHOLZ & W. ZACHER. Hannover 1983.