Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen
Band: 32 (1981-1985)

Artikel: Die jüngere Landschaftsentwicklung in der Nordschweiz
Autor: Hantke, R.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-584847

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Die jüngere Landschaftsentwicklung in der Nordschweiz

Inhaltsverzeichnis

Der Beginn einer Landschaftsgeschichte in der N-Schweiz 123
Das Festland zur Kreide- und Eozän-Zeit 123
Der mehrfache Wandel der Landschaft zur Molassezeit 124
Der Vulkanismus im weiteren Hegau-Gebiet 125
Die Vegetation zur Zeit der Oberen Süsswassermolasse 126
Landschaft und Flussnetz in der höheren Oberen Süsswassermolasse . . 127
Die Intensivierung der Jura-Faltung bewirkt eine Umkehr der Abflussrichtung 128
Der weiter anhaltende Aufstau des Jura und die beginnende Vereisung . . 129
Die erste Kaltzeit im NW-Jura 130
Letzte tektonische Verstellungen und Schüttung der Sundgau-Schotter . . 131
Die N-Schweiz zur Zeit der Deckenschotter-Ablagerungen 132
Die grösste Eiszeit in der N-Schweiz. 134
Die letzte Interglazialzeit um Schaffhausen. 136
Die letzte Eiszeit im Bereich des frontalen Rhein-Gletschers 136
Das Abschmelzen der Eismassen, das Hochkommen und der Wandel des Waldes 137
Zitierte Literatur 151

In memoriam Prof. Dr. N. THEOBALD, Besançon/Obernai

Die jüngere Landschaftsentwicklung in der Nordschweiz

Etwas erweiterte Fassung des öffentlichen Vortrages
anlässlich der Tagung der Deutschen Subkommission für Jura-Stratigraphie
in Schaffhausen vom 29. Mai 1981

von Prof. Dr. R. HANTKE, Geologisches Institut der ETH

Der Beginn einer Landschaftsgeschichte in der Nordschweiz

Ansätze einer noch rekonstruierbaren Landschaftsgeschichte der Nordschweiz reichen bis in die ausgehende Jura-Zeit zurück. In ihren jüngsten Abschnitten wurden die Gesteinsabfolgen, welche um Schaffhausen den Randen und den Reiat aufbauen, in einem *flachen Meer* von maximal 50 m Tiefe abgelagert. Dabei bildeten sich über submarinem Relief chemisch-biogen gefällte Flachwasserkalke.

Das Festland zur Kreide- und Eozänzeit

Vor 130 Millionen Jahren wich das Jura-Meer – wohl als Folge einer sanften Abkühlung – zurück. Das Gebiet der östlichen Jura-Tafel wurde flachstes Land und blieb es durch die ganze Kreide-Zeit bis ins Eozän, über 80 Millionen Jahre. Unter warmem Klima mit kurz- und längerfristig feuchteren und trockeneren Abschnitten setzte auf nährstoffarmen, vegetationsfeindlichen Kalkflächen unter mikrobieller Aktivität eine intensive Verwitterung ein und liess im Tafeljura eine *Tiefland-Karstlandschaft* entstehen. Aggressive Regenwässer lösten – vorab in der kühleren Jahreszeit – das in der heissen mit ihren Temperaturdifferenzen zwischen Tag und Nacht losgesprengte Gesteinsgut. Eingelagertes Schwefeleisen wurde freigelegt und verwitterte. Die sich bildende Schwefelsäure intensi-

vierte die Lösungsvorgänge. In Trockenzeiten wurde gelöstes Eisen als Hydroxyd wieder ausgeschieden. In Karsttaschen bildeten sich schalig aufgebaute Bohnerzknollen; aus Karbonatlösungen kristallisierten Calcit-Aggregate aus. Der zu Roterde verwitterte Feinanteil wurde durch Regengüsse in Spalten und Taschen zu Boluston zusammengeschwemmt. Nicht lösliche, durch Wind und Wasserläufe verfrachtete Rückstände, vorab Quarzsande und Schwermineralien, wurden zu Huppererden und Glassanden angereichert. Über diesen als Siderolith-Formation zusammengefassten Ablagerungen bildeten sich als festländische Verwitterungsprodukte ockergelbe Mergel. In den Trockenzeiten wurden aus verdunstendem kalkreichem Grundwasser oberflächennah Karbonate ausgefällt, so dass zementierte Krusten entstanden (F. HOFMANN, 1960a). Obwohl diese Kalke, im Gegensatz zu den liegenden Bolustonen und Huppererden, die zuweilen Reste von Landwirbeltieren einschliessen, keine Fossilien enthalten, kann ihre Bildungszeit aufgrund der unter- und überlagernden altersbelegten Ablagerungen nur zwischen jüngerem Eozän und älterem Oligozän erfolgt sein. Bei den feinsten Korngrössen sind aufsteigende Wasserzirkulation und Zementation daher geringer. Solche weniger verfestigte Bolustone sind unter semiaridem Klima bei spärlicher Vegetationsdecke vom Wind ausgeblasen und im Windschatten wieder abgelagert worden. Sie enthalten oft erhebliche Anteile an windgeschliffenen Quarzkörnern und aufgearbeitetes Bohnerz-Trümmergut.

Der mehrfache Wandel der Landschaft zur Molassezeit

Zwischen den durch den Zusammenschub der Erdkruste sich emporhebenden Alpen und südlichem Schwarzwald und Tafeljura bestand ein flaches perialpines Randmeer, das im SW und im NE mit Golfen des Mittelmeeres zusammenhing. In diesem Meeresgürtel wurden Mergel und kreuzgeschichtete Sande als *Untere Meeresmolasse* abgelagert. Durch die mitgeführte Sedimentfracht der aus den werdenden Alpen austretenden Flüsse wurde das Meer, dessen Spiegel durch ein Kühlerwerden des Klimas langsam absank, allmählich zugeschüttet (R.F. RUTSCH, 1962). Dann bauten räumlich und zeitlich sich ablösende Kies- und Sandfächer die *Untere Süsswasser-*

molasse auf. Dabei wurden ihre Feinsand- und Mergelfraktion bis ans südliche Tafeljura-Festland verfrachtet. Bei klimatischer Erwärmung und geringer, unter der Sedimentlast erfolgter Absenkung des Vorlandes wurden alpenfernere, beckenaxiale Bereiche von einem jüngeren Molassemeer überflutet. In dieses wurden von den Alpen und dem Schwarzwald-Tafeljura-Festland Konglomerate, Sande und siltige Mergel, sowie durch eine beckenaxiale NE-Strömung Sande und Mergel, die *Obere Meeresmolasse,* geschüttet (Abb. 1). Anderseits zeichnet sich ein Einfluss der Napf-Schüttung bis Schaffhausen ab.

Durch neue Liefergebiete und erneutes klimatisch bedingtes Absinken des Weltmeerspiegels wurde auch dieser ebenfalls nur wenig tiefe Meeresgürtel an den Fächerfronten wiederum mehr und mehr eingeengt, durchgeschnürt und schliesslich zugeschüttet.

Über der obersten Meeresmolasse folgen im Mittelland E der Saane abermals fluviale Ablagerungen, die *Obere Süsswassermolasse.* Durch die später wiederholt ins westliche Mittelland vorgestossenen eiszeitlichen Saane- und Rhone-Gletscher wurde der westliche Schuttfächer des Guggershörnli-Gibelegg am stärksten angegriffen und teilweise wieder abgetragen. Der östlichste, der Sommersberg-Pfänder-Fächer, ist durch den Rhein-Gletscher in Mitleidenschaft gezogen worden. Dagegen blieben die zentralen, Napf- und Hörnli-Fächer, von den Eisvorstössen der grossen Gletscher weitgehend verschont. Sie sind nur durch kleinere Gletscher und deren Schmelzwässer sowie durch warmzeitliche Rinnsale zerschnitten worden.

Der Vulkanismus im weiteren Hegau-Gebiet

Zur Zeit der jüngeren Oberen Süsswassermolasse ereignete sich am südlichen Schienerberg der älteste im weiteren Hegau-Gebiet nachweisbare Vulkanausbruch mit pisolithischen Pyroxen-Tuffen (Abb. 2). Ihm folgte ein solcher aus dem Schlot von Wangen, dessen Tuffe auch am gegenüberliegenden Seerücken aufgefunden worden sind (HOFMANN,1959). Im Maar bildete sich ein See, in dem die durch ihre Flora und Fauna weltberühmt gewordenen Öhninger Süsswasserkalke abgelagert wurden (O. HEER, 1855, 1856, 1859, 1865).

Im Hegau selbst setzten die Eruptionen wenig später, vor rund 14 Millionen Jahren, ein (H.J. LIPPOLT, W. GENTNER und W. WIMMENAUER, 1963), zunächst mit mächtigen Deckentuffen am Rosenegg, am Hohentwiel und am Mägdeberg. Gleichzeitig wurde ein Schlottuff bei Rielasingen sowie die Tuffe auf dem Herrentisch und dem westlichen Seerücken gefördert (HOFMANN, 1955, 1956, 1959, 1960c, 1967). Wenig älter als die Hegauer Deckentuffe, 14,6 Millionen Jahre, sind die Glasaschen von Bischofszell, Zeugen eines sauren Vulkanismus (HOFMANN, 1951, 1973K; GENTNER, LIPPOLT und O.A. SCHAEFER, 1963), die durch den Wind bis in den Hegau verblasen wurden.

Die Vegetation zu Zeit der Oberen Süsswassermolasse

In den schüttungsärmeren Rand- und Interferenz-Bereichen der Schuttfächer stellte sich eine Flussauen-Vegetation ein. Die fossilen Floren der Untersee-Gegend bekunden am Öhninger Maarsee einen Laubmischwald mit dreilappigem Ahorn, Pappeln, Campherbaum, Gleditschien, Robinie und *Glyptostrobus,* einer ostasiatischen Sumpfzypresse, als Nadelholz (HEER, 1859; HANTKE, 1954, 1964).

An einem 4 km weiter N gelegenen ehemaligen Altwasserlauf bestand der Wald aus Ulmen, Amberbaum, Pappeln, Platane, Campherbaum, Avocado, Gleditschie, schmallappigem Ahorn und einem daran sich hochwindenden Baumwürger (HANTKE, 1954). Auch in Tägerwilen und in Kreuzlingen-Bernrain (TH. WÜRTENBERGER, 1906) ist in den Wäldern die einsamige Gleditschie am träge westwärts fliessenden, sich verästelnden Glimmersand-Fluss aufgetreten. Dieser hat aus den werdenden Alpen Zuflüsse aufgenommen, was Gerölle der bis an den Schienerberg reichenden Hörnli-Schüttung belegen.

Aus Pflanzengesellschaft, Tierwelt mit Mastodonten, Riesensalamander, Riesenfrosch, Hecht, Karpfen, Käfern und Insekten (HEER, 1847, 1850, 1853, 1859, 1865, 1883) sowie aus der stratigraphischen Verbindung mit vulkanischen Aschen lässt sich das erdgeschichtliche Alter dieser Abfolgen biostratigraphisch angeben, aus den Lebensansprüchen ihrer nächsten Verwandten das damalige *Klima* rekonstruieren. Vergleiche mit entsprechenden Vertretern der heutigen Flora deuten auf

eine mittlere Jahrestemperatur um maximal 16°, um 24° im wärmsten Monat und um 7° im kältesten. Die jährliche Niederschlagsmenge dürfte sich um 130–140 cm bewegt haben. Gesamthaft sprechen diese Daten für ein warm-gemässigtes, monsunoides Klima. Heute liegen die Klima-Werte im Untersee-Gebiet um 9° Jahresmittel, um 18° im Juli, um –2° im Januar und um 85 cm Jahresniederschlag.

Aus den strengen Lebensansprüchen der einsamigen Gleditschie, die heute im atlantischen N-Amerika und im Mississippi-Gebiet sowie im pazifischen Mittelchina nur bis auf eine Höhe von 150 m auftritt, ergeben sich für die Fundorte der fossilen Art Anhaltspunkte hinsichtlich ihrer mittelmiozänen Höhenlage. Da jedoch die fossile Gleditschie schon weiter Glimmersandstrom-aufwärts vorkam, lag das Gebiet des Untersees bereits etwas tiefer, wohl zwischen 100 und 130 m ü. M. (H.-J. GREGOR und HANTKE, 1980; HANTKE, 1980b, c). Damit würden die mittelmiozänen Klimawerte bei heutiger Höhe über Meer – 500–600 m – um 2–2,5° tiefer liegen.

Aufgrund analoger Sedimentationsbilder in heutigen Schuttfächern von Gebirgsflüssen – etwa des Tagliamento in Venezia-Giulia oder des Kosi, eines Zuflusses des Ganges – waren Napf- und Hörnli-Fächer ausserordentlich flach. Nach H. BÜRGISSER (1980, 1981a, b) deuten im Hörnli-Fächer selbst die alpennächsten Bereiche auf ein Gefälle von unter 1° hin.

Landschaft und Flussnetz in der höheren Oberen Süsswassermolasse

Das Auffinden von Glimmersanden von der NE-Schweiz über den Bözberg in den Berner Jura hat schon HOFMANN (1969) vermuten lassen, dass die Entwässerung zur Zeit der Oberen Süsswassermolasse durch den Jura erfolgt ist. Die Füllung des Molassetroges im westlichen Mittelland lag bereits zu hoch (K. LEMCKE, 1972, 1981). Durch den anhaltenden Aufstau zwischen Montblanc und Hochjura wurde es noch weiter emporgehoben. Der Abfluss des Glimmersand-Stromes vollzog sich zum Jurasee, der sich in der werdenden Synklinale von Le Locle gebildet hatte (Abb. 2). Dieser See, oder allenfalls eine Seenkette, ist im Berner Jura und bei Le Locle durch fossilfüh-

rende Süsswasserkalke, der Aufbau der Faltengewölbe durch damit sich verzahnende Konglomerate, Gompholite, belegt (L. ROLLIER und J. FAVRE, 1910K; FAVRE, 1911). Neben einem eingelagerten vulkanischen Tuffhorizont, einem Bentonit, der mit dem Glasaschentuff von Bischofszell mineralogisch identisch ist und daher wohl das gleiche Auswurf-Ereignis bekundet, deuten auch die Wasserflora von Le Locle und die Landflora am Rande des Öhninger Maarsees (HEER, 1859, 1865, 1883) auf einen leichten Salzgehalt hin (HANTKE, 1980c).

Von Le Locle erfolgte der Abfluss des Jurasees durchs oberste Doubs- ins Bienne-Tal und durch die Bresse gegen Lyon, wo der nordalpine Sammelstrang ins Mittelmeer mündete (HANTKE, 1980b, c).

Aus den südlichen Vogesen erhielt der Glimmersand-Strom einen Zufluss durchs Delsberger Becken (Abb. 2). Dort hat sich die faziesempfindliche einsamige Gleditschie ebenfalls entfaltet. Damit ergibt sich der zeitliche Anschluss an die Sedimentation in dieses isolierte Tertiär-Becken und an die Schüttungen aus den südlichen Vogesen (HANTKE, 1973, 1978, 1980b, c).

Die Intensivierung der Jura-Faltung bewirkt eine Umkehr der Abflussrichtung

Mit dem weiteren Emporstau der Ketten im Hochjura entwickelte sich W der Doubsquelle eine flache Wasserscheide, so dass die Entwässerung nicht mehr gegen SW erfolgen konnte. Nach kurzfristiger Überflutungsphase mit Seenbildung im Basler- und Aargauer Jura kippte sie gegen NE um. Mit dem Doubs wandte sich auch der Vogesenfluss, eine frühe Ur-Savoureuse aus den S-Vogesen, durch die Ajoie und das Delsberger Becken nunmehr gegen SE.

Vor rund 9 Millionen Jahren, zur Zeit der Schüttung der Vogesen-Sande, aus denen in der Ajoie eine *Hipparion*-Fauna bekannt geworden ist (H. SCHAEFER und H. ZAPFE, 1971), verlagerte sich im Hegau die Magmaförderung mit natriumreichen Phonolith-Intrusionen weiter gegen N. Ihr folgten weiter Tuff-Eruptionen. In der Bodensee-Gegend wurden diese durch jüngste Molasse-Sedimente laufend eingedeckt. Am Ende der Molassezeit brachen die Hegau-Basalte durch. Dabei wurden

Lapilli- und Brocken-Tuffe gefördert: im untersten Bibertal und in einer basaltischen Spaltenfüllung bei Ramsen, am Hohenstoffeln, am Hohenhöwen und am Höwenegg (HOFMANN, 1960c, 1967). Randliche Süsswasserablagerungen vom Höwenegg haben ebenfalls eine reiche *Hipparion*-Fauna geliefert (H. TOBIEN, 1959; TOBIEN und E. JÖRG, 1959).

Durch das Fortschreiten der Jura-Faltung gegen NW wurde nach dem obersten Miozän (bislang hierzulande als «Pliozän» bezeichnet) dem Doubs und der Ur-Savoureuse der weitere Abfluss gegen E verwehrt. Der Doubs musste bei St-Ursanne wieder gegen W umbiegen und nahm nach dem Durchbruch durch die äusserste Jura-Kette bei Montbéliard die Savoureuse auf (Abb. 3).

Der weiter nach N sich verlagernde Emporstau des Jura und die beginnende Vereisung der Hochgebiete

Durch den weiter nach N sich verlagernden Emporstau der Jura-Kette im S entwässerte das Delsberger Becken zunächst über Schelten–Mümliswil zum nunmehr Donau-wärts gerichteten nordalpinen Sammelstrang (Abb. 3). Mit der Intensivierung der Faltung wurde das N ans Delsberger Becken anschliessende Gewölbe bei unterschiedlichem Widerstand des Untergrundes zerschert. In der Störung in der Vorbourg-Klus (H. LINIGER, 1925; T.W. KELLER und LINIGER, 1930K) konnte A. BÜRGIN (1982) eine bereits bei der Faltung entstandene Bewegung nachweisen, welche eine rechtshändige Blattverschiebung mit einer Verstellung von 30 m vortäuscht.

Bei zunehmendem Aufstau der südlichen Jura-Ketten vermochten die im Delsberger Becken sich sammelnden Wasser nicht mehr nach S abzufliessen, sondern brachen nach N in die Mulde von Soyhières durch, so dass sich etappenweise eine erste *Birs* zu entwickeln begann (Abb. 4). Dank Schmelzwässern aus den wohl schon damals zeitweise verfirnten Freibergen und ihrer daher zuweilen kräftigen Wasserführung gelang ihr der ebenfalls vorgezeichnete Durchbruch ins Laufener Becken und durch die äusserste Jura-Kette, die Enge von Grellingen–Aesch, in den südöstlichen Rheintalgraben gegen Basel (Abb. 5).

Da im Bereich N des heutigen Donau-Laufes in sanften Rinnen Restschotter mit Quarzit- und aufgearbeiteten Gang-

quarz-Geröllen aus Buntsandstein-Konglomeraten bekannt sind (O. MANZ, 1934, 1935), konnte die pliozäne Entwässerung des Mittellandes, in dem Quarzit-Gerölle besonders in der miozänen Napf-Molasse auftreten, nur durch das unterste Aaretal, die alte Anlage der unteren Wutach und durchs Aitrach-Tal zur oberen Donau erfolgen (Abb. 4). Doch dürften die Napf-Quarzite kaum nur rein fluvial bis dorthin verfrachtet worden sein. Wie bei den in lehmiger Matrix steckenden, bis 30 cm langen, wohl risszeitlichen Quarzit-Geschieben auf dem Villiger Geissberg (N von Brugg) dürften auch sie ein grosses Stück auf dem Rücken des helvetischen Eises transportiert worden sein. Wie in der Riss-Eiszeit muss Aare-Eis schon in älteren Kaltzeiten aus der Gegend von Thun über Rotmoos–Schangnau–Marbach ins Entlebuch gelangt sein und dort die Quarzit-Fracht aufgenommen haben. Diese tektonisch vorgezeichnete Alpenrand-Talung ist schon in der Mindel-Eiszeit angelegt gewesen, lag damals aber mit der Molasse noch tiefer; auch die Ausräumung des Aaretales erfolgte in dieser Zeit.

Die Gerölle aus wiederaufgearbeiteten Buntsandstein-Konglomeraten auf Eichberg (914 m) N von Blumberg (F. SCHALCH, 1906K, 1908; HANTKE, 1978) dürften – zusammen mit Kristallin-Geröllen – aus den Quellästen der Wutach stammen.

Die erste Kaltzeit im NW-Jura

Im östlichen *Laufener Becken* liegen auf Malm-Kalken bis über 1 m lange kantengerundete Buntsandstein-Blöcke, die in ihrer verkieselten Tracht auf eine Herkunft vom S-Rand des Schwarzwaldes hindeuten. Während sie früher – wohl unbewusst altem, neptunistischem Gedankengut folgend – als *Wanderblöcke* einem Flusstransport zugeschrieben worden sind (A. BUXTORF und R. KOCH, 1920), bleibt als Beförderungsmittel dieser wirr in tiefgründig verwittertem, tonigem Lehm steckenden Blöcke mit kleinen, aufgearbeiteten Geröllen aus Buntsandstein-Konglomeraten wohl nur der Rücken eines ältestpleistozänen *Schwarzwald-Gletschers.* Für einen Flusstransport fehlen Transportkraft und Einzugsgebiet, für Eisverfrachtung zunächst die hochgelegenen Akkumulationsgebiete, es sei denn, Kandern- und Wehra-Verwerfung sowie das

Hochrheintal hätten damals noch nicht existiert und die Eismassen des SW-Schwarzwaldes wären ungehindert auf den nördlichen Tafeljura bis an den E-Rand des Laufener Beckens vorgedrungen (HANTKE, 1973, 1978; Abb. 4). Der Einbruch des Hochrheintales müsste selbst bei fluvialem Transport der Wanderblöcke erst später erfolgt sein, was durch weitere Fakten gestützt wird. Bei einer derartig bedeutenden Ausbreitung des Schwarzwald-Eises in einer ersten Kaltzeit muss auch das *alpine Eis* bereits tief ins Vorland vorgestossen sein (Abb. 4).

Letzte tektonische Verstellungen und Schüttung der kaltzeitlichen Sundgau-Schotter

Erst mit dem Einbruch des Hochrheintales, wohl im Zusammenhang mit den letzten Bewegungen im Jura – der Aufschiebung der äussersten Jura-Falte, des Kastelberges, auf die jüngsten Vogesen-Schotter im Sundgau (H. LINIGER, 1966, 1969K, 1970) und derjenigen des Falten- auf den Tafeljura, der Bildung der Mandacher- und der Mettauer Störung sowie zahlreicher kleinerer Bruch- und Kluftflächen, konnte die Entwässerung aus der NE-Schweiz wieder gegen W erfolgen. Diese geschah zunächst, wie die Verbreitung der *Sundgau-Schotter* belegt, von Basel durch den Sundgau und die burgundische Pforte zum Doubs (Abb. 5). Später, als dieser Lauf durch den weiter nach N vorgreifenden Hochstau zwischen Jura und Vogesen unterbrochen wurde, und nach der Aufschotterung des reaktivierten Rheintalgrabens S des Kaiserstuhls, erfolgte sie durch den Oberrhein-Graben (Abb. 6).

Auch bei der Schüttung der Sundgau-Schotter dürfte das Eis erneut mitgewirkt haben, indem die glaziale Überprägung des Hochrheintales, des Bözberges und des Fricktales nicht allein dem mindel- und risszeitlichen helvetischen Eis zuzuschreiben ist. Dass hiezu auch Schwarzwald-Eis beigetragen hat, ist durch das Einsetzen der Sundgau-Schotter mit ihrem Geröllinhalt belegt (Abb. 5). Dies fügt sich gut mit den Beobachtungen im bayerischen Alpen-Vorland zusammen. Im Iller-Lech-Gebiet zeichnen sich bedeutende, weit über die Reichweite des Würm-Eises nachweisbare altquartäre Vergletscherungen ab (H. GRAUL, 1962; M. LÖSCHER, 1976, 1979; K. RÖGNER, 1979, 1980). Selbst wenn den ostalpinen Glet-

schern, aufgrund der früher emporgestauten Ostalpen ein weiteres Vorrücken ins Vorland zugebilligt wird als aus den Schweizer Alpen, so dürfte doch das Mittelland bereits unter einer zusammenhängenden Eisdecke gelegen haben.

Die Schweiz zur Zeit der Deckenschotter-Ablagerungen

Da die Ausräumung in vergletscherten Gebieten 4- bis 25-mal so gross ist wie in flächengleichen unvergletscherten, und in Zeiten, aus denen Ablagerungen weitgehend fehlen, nur erodiert wurde, kommt den alt- und mittelpleistozänen Gletschern für die Gestaltung des schweizerischen Molasselandes, besonders während ihres Vorstosses, grosse Bedeutung zu. Dies umso mehr, als vorab die altpleistozänen Kaltzeiten recht lange gedauert haben. In den Warmzeiten dagegen erfolgte kaum eine nennenswerte Erosionsleistung; vielmehr wurde dann in den zuvor geschaffenen Hohlformen, die von Seen eingenommen waren, sedimentiert.

Um Schaffhausen treten als *Ältere Deckenschotter* der Günz-Eiszeit zugewiesene Ablagerungen mit bis zu 99 % alpinen Karbonatgeröllen nur auf dem Buechbüel (567 m) NW von *Neuhausen* auf (A. PENCK, 1899, in PENCK und E. BRÜCKNER, 1909; HOFMANN, 1977). Sie liegen mit ihrer Auflagerungsfläche um 550 m in einer sanften Rinne der Unteren Süsswassermolasse zwischen Randen und Lauferberg–Kalter Wangen–Küssaburg-Kette. Mit A. SCHREINER (1970, 1975) und HOFMANN (1977) dürfte das alpine Rhein-Eis zunächst mindestens bis in die Untersee-Gegend vorgefahren sein, was altpleistozäne Ablagerungen, Ältere Deckenschotter auf dem Schienerberg und auf dem Herrentisch belegen. Auch durchs Thurtal sowie durch die Talung St. Gallen–Gossau stiess Rhein-Eis vor (Abb. 6). Nach günz(?)zeitlicher Ausräumung durch weiter vorrückendes Eis wurden die angelegten Täler vertieft, so dass die Gletscher schon mindestens eine Ausdehnung wie zur Würm-Eiszeit angenommen haben dürften (Abb. 9, 11). Dabei flossen die Schmelzwässer durch den Klettgau und von Eglisau durchs Hochrheintal über Koblenz gegen Basel.

Nach einer Warmzeit mit Wäldern, denen mit *Tsuga* – Hemlocktanne – noch Tertiärrelikte beigemischt waren, rückte

das Eis während der Ablagerung der als mindelzeitlich betrachteten *Jüngeren Deckenschotter* bis gegen Schaffhausen vor. Eisrandnahe Schotter finden sich auf dem Stammerberg, am Schienerberg zwischen den Armen des Zeller- und Untersees, auf dem Cholfirst, N von Schaffhausen und Neuhausen sowie im Klettgau zwischen Neunkirch und Osterfingen. Sie sind etwas reicher an Kristallingeröllen, doch fehlen ihnen noch immer Hegau-Vulkanite (HOFMANN, 1977), die offenbar damals noch nicht von ihrem Tuffmantel entblösst und vom Rhein-Gletscher als Geschiebe durch das Fulachtal verfrachtet worden sind. Nach ihrer Schüttung schob sich das Eis – den Abflussrinnen folgend – über Schaffhausen hinaus vor, tiefte sich in die noch nicht zementierten Schotter ein und schuf Klettgau- und Thur-Rinne (A. VON MOOS und P. NÄNNY, 1970; P.A. GILLIAND, 1970). Diese setzt sich von Andelfingen unter dem Rafzerfeld über Kaiserstuhl-Zurzach gegen Koblenz fort, wo sie sich mit der Klettgau-Rinne vereinigt.

Nach einer weiteren Wärmezeit mit Seenbildung in den übertieften Talabschnitten (vergleichbar der Entwicklung in Abb. 8) und verstärktem Einschneiden der Flussstrecken rückten die Gletscher in der nächsten Kaltzeit erneut weit ins Alpen-Vorland vor. Dabei wurden die bereits existenten Rinnen weiter vertieft und verbreitert. Zugleich erfolgte die Ausräumung der Seitentäler.

Die Ablenkung des Rheins von Schaffhausen gegen S zur Thur-Rinne möchte HOFMANN (1977) den linksseitigen Schmelzwässern eines bis in die Klettgau-Rinne vorgestossenen Gletschers zuschreiben. Bei einem derart weiten Vorstoss des Rheintal-Lappens fuhr aber auch das Thurtal-Eis bis an den Rand des Tafeljura vor, so dass dieses den Bereich zwischen Cholfirst und Irchel eingenommen hatte. Für das Abbiegen des Rheins dürfte vorab der SW-NE verlaufende SE-Rand der Tafeljura-Platte verantwortlich sein, der damals von der Erosion erreicht worden ist. Dabei dürfte auch die Rinne, die von Thayngen durchs Fulachtal über Schaffhausen N von Flurlingen gegen Nohl verläuft, jedoch erst zwischen Eglisau und Kaiserstuhl wieder zutagetritt, bereits subglaziär angelegt worden sein. Längs parallelen Bruchstörungen bildeten sich zwischen Fulachtal und Jestetten kleinere Abflussrinnen aus.

Die grösste Vereisung in der N-Schweiz

Verlässliche Angaben über Eisstände des risszeitlichen Rhein-Gletschers lassen sich am *Randen* und im N anschliessenden Hochgebiet gewinnen. Zwischen Wiechs und Tengen reicht risszeitliche Moräne bis gegen 700 m empor, was Geschiebe und Rundhöcker belegen (SCHALCH, 1906K, 1913K; L. ERB et al., 1976K). Zugleich ergossen sich NW von Wiechs Schmelzwässer ins Merishauser Tal. Die im W der höchsten Rhein-Moränenvorkommen gelegenen Hochflächen Hoher Egerten (813 m), Egglehau (815 m), Riedöschinger Randen (844 m) und Rubis-Kette (837 m) waren meist schneebedeckt, Hoher Randen (924 m) und Hagen (912 m) gar verfirnt. Einzelne Zungen hingen in die Quelläste der Randen-Täler herab.

Auf der Hochfläche des Reiat liegen alpine Geschiebe bis auf 685 m Höhe. Das NE des Reiathof (678 m) einsetzende Hintere Freudental ist als zugehörige Schmelzwasserrinne zu deuten. Von ihrem Anfang fiel der Eisrand über Büttenhardt gegen das untere Merishauser Tal und verlief N von Schaffhausen gegen die Siblingerhöhe. Anderseits war auch das Schwarzwald-Massiv vereist (M. PFANNENSTIEL, 1958; G. RAHM, 1970, 1981; HANTKE, 1978). Das Wutach-abwärts fliessende Eis drang von Achdorf über Blumberg ins oberste Aitrach-Tal vor (Abb. 7, 12, 13). Die Schmelzwässer vereinigten sich unterhalb von Hausen mit denen des Donau-Gletschers.

Aus wohl spätrisszeitlichen Wutach-Schottern bei Blumberg hat schon SCHALCH (1908) Zähne von Mammut und wollhaarigem Nashorn erwähnt. Von Blumberg, wo das Schwarzwald-Eis im Maximalstand noch bis auf über 800 m reichte, so dass nur Buch- und Eichberg als Inseln emporragten, floss es über den Sattel gegen Epfenhofen; über südöstliche Sättel wandte es sich gegen Fützen, stand am W-Rand des Hohen Randen auf über 700 m und wandte sich über die Siblingerhöhe (555 m) gegen den Klettgau zum Rhein-Gletscher, was Wutach-Geschiebe bei Siblingen, Neunkirch und Unterneuhaus belegen (HOFMANN, 1977, 1981K). Später wurde es vom Rhein-Eis zurückgedrängt. Dieses verfrachtete im Höchststand äusserste alpine Geschiebe bis gegen Schleitheim (PFANNEN-

STIEL und RAHM, 1963, 1966). Wie schon zur Mindel-Eiszeit fiel helvetisches Eis aus dem Mittelland auch über die Jurapässe ins Ergolz- und ins Fricktal ein (Abb. 7). Dabei kolkten ihre Schmelzwässer schon damals längs Bruchzonen kleine Tälchen aus.

Ein jüngerer risszeitlicher Stand zeichnet sich um Blumenfeld durch Schotter- und Wall(?)moränenreste ab (ERB, 1967K; SCHREINER, 1970; Abb. 11). S von Opfertshofen belegt die auf 633 m beginnende Schmelzwasserrinne des Vorderen Freudentales eine Mindest-Eishöhe. Nach dem Abschmelzen von den äussersten Ständen – wohl bis ins Bodensee-Becken – schwoll das risszeitliche Eis vor dem endgültigen Zurückschmelzen nochmals an und stiess erneut vor, der Rhein-Lappen bis über Schaffhausen ins Becken von Beringen–Guntmadingen, der Thur-Lappen bis an die Mündung des Wangentales. Dabei haben die Schmelzwasser kräftig geschottert. Gegenüber dem Jüngeren Deckenschotter unterscheidet sich der Geröllinhalt dahin, dass der Anteil an alpinen Karbonatgeröllen zurückgeht, jener an kristallinen und jurassischen ansteigt. Mit Ausnahme des durch das Wangental verfrachteten Schottergutes des frontalen Thur-Lappens finden sich stets Hegau-Vulkanite. Grosse Findlinge von Massenkalk zeugen bei Beringen von einem deutlichen Wiedervorstoss. Im Zungenbecken sowie im Vorfeld wurde Feingut geschüttet (HOFMANN, 1977).

Mit dem Abschmelzen und dem Wiedervorstoss des jüngeren risszeitlichen Eises verblieb aus orographischen Gründen zunächst Toteis im Becken von Beringen–Guntmadingen. W von Schaffhausen und W von Neuhausen wurden, wie schon beim Vorstoss, Schotter durch randliche Schmelzwässer NE und SW des Cholfirst abgelagert. Dabei sind ältere, vorab Jüngere Deckenschotter, aufgearbeitet und wieder abgelagert worden. Schotter ähnlicher Zusammensetzung sind auch in der westlichen Umrandung des Rafzerfeldes verbreitet. In Wasterkingen ist die untere Partie der über 20 m hohen Wand verwittert und verbraunt (W.A. KELLER, 1977). Mit scharfer Grenze folgen darüber frischere, lokal zementierte Schotter, basal mit bis 50 cm grossen, plattigen Kalkarenit-Geschieben aus Jura-Nagelfluh vom Gnüll, die wohl beim Abschmelzen des Eises mit Schmelzwässern solifluidal gegen Wasterkingen verfrachtet worden sind (HOFMANN, 1977).

Die letzte Interglazialzeit um Schaffhausen

In der letzten Interglazialzeit, in der sich im Mittelland wiederum bedeutende Seen bildeten (Abb. 8), floss der Rhein aus dem Untersee über Diessenhofen–Schaffhausen–Neuhausen–Rheinau, vereinigte sich vor Rüdlingen mit der Thur und wandte sich N des Molasserückens Hurbig–Honegg gegen WSW. Unterhalb von Eglisau nahm er Töss und Glatt auf.

Die von Moräne bedeckten Kalktuffe von Flurlingen haben Wald-Nashorn und Edelhirsch sowie eine reiche warmzeitliche Flora geliefert (J. MEISTER, 1898). Diese bekundet in der Rheinrinne einen Bergahorn-Wald mit Buche, Esche, Weisstanne, Linde und Hasel, dem im jüngsten Abschnitt reichlich Buche beigemischt war (E. SCHMID in W.U. GUYAN und H. STAUBER, 1942; HANTKE, 1959, 1980a). Auf den Kalkhochflächen des Randen und Reiat dürfte ein Föhren-Eichen-Mischwald mit Hainbuchen gestockt haben. In den Tälern haben sich Fichten, Erlen, Weiden und Birken ausgebreitet (W. LÜDI, 1953; HANTKE, 1978).

Die letzte Eiszeit im Bereich des frontalen Rhein-Gletschers

Eisrandlinien aus der Aufbauphase des würmzeitlichen Rhein-Gletschers zeichnen sich am Rande des Bodensee-Beckens als Stauterrassen mit Schieferkohlen ab (HANTKE, 1978). Sie verraten ein Zungenende um Konstanz. Weitere Vorstoss-Endlagen sind durch die Auskolkung der Becken gekennzeichnet, in denen das Eis beim Abschmelzen nochmals etwas verharrte und an deren Rändern es bei Stein am Rhein, Diessenhofen und bei Langwiesen bzw. Thayngen Endmoränen ablagerte.

Der *würmzeitliche Maximalstand* ist zwischen Thayngen und Irchel durch Moränenwälle, Schmelzwasserrinnen und höchste Schotterfluren gekennzeichnet. Am NE-Abbruch der Reiat-Tafel setzt im Churzloch–Langloch-Tälchen eine höchste markante Abflussrinne ein. Die tiefere Rinne des Fulachtales wurde schon vor dem Maximalstand benutzt. Von Herblingen mit seinen Rundhöckern und subglaziären Rinnen lässt sich der äusserste Eisrand nur schwer durch Schaffhausen und Neuhausen rekonstruieren, da die vom Randen austretenden

Gewässer den Moränenschutt laufend weggeführt haben. Markante Wallreste stellen sich erst wieder beim Aazheimerhof ein. Von dort lässt sich der Eisrand über Jestetten–Lottstetten–Solgen gegen Rüdlingen-Steinenkreuz und Buchberg verfolgen (Abb. 9, 11).

Auf der E-Seite des Rhein-Durchbruches sind im würmzeitlichen Maximalstand (L. ELLENBERG, 1972) Wälle am Ebersberg und am nordöstlichen Irchel bei Ober Buch ausgebildet worden. Zwischen Rhein-Thurtal-Eis ragte der Cholfirst als Tafel empor. Schmelzwässer flossen durch den Klettgau – im Becken von Beringen-Guntmadingen bildete sich kurzfristig ein flachgründiger See mit Spiegelhöhe um 450 m – sowie durchs Wangental, durchs Rafzerfeld und zur Töss-Mündung ab. Jene des Wutach-Gletschers wandten sich frühestens nach dem Spätriss nicht mehr durchs Aitrach-Tal der Donau zu, sondern hatten einen neuen Weg durchs untere Wutach-Tal zum Rhein gefunden (PENCK, 1899; ERB, 1937; N. THEOBALD, 1949; RAHM, 1961; W. PAUL, 1972; HANTKE, 1978), was Schwarzwald-Gerölle in den höchsten würmzeitlichen Terrassenschottern der unteren Wutach belegen (ERB, 1937).

Das Abschmelzen der Eismassen, das Hochkommen und der Wandel des Waldes

Beim Abschmelzen des Eises haben sich um Schaffhausen eine Reihe von Terrassen gebildet. Mit dem schon beim Vorstoss eingenommenen Stand von Thayngen und Feuerthalen am SE-Rand der Reiat-Tafel riss die Verbindung zwischen Rhein- und Thur-Lappen ab. Durch den Stau der über Altenburg vorgefahrenen Thurtal-Zunge bildete sich kurzfristig ein Eissee, dessen Spiegel etappenweise absank und im Rheintal Terrassen entstehen liess.

Mit dem Zurückschmelzen der Eisfront bis Alten–Diessenhofen–Gottmadingen und dem Ausräumen der jüngsten Füllung bis auf die Felsunterlage stürzten die Schmelzwässer zwischen Neuhausen und Laufen seitlich über die Massenkalke in die frühere, interglaziale Rheinrinne und liessen vor rund 20 000 Jahren den Rheinfall entstehen (A. HEIM, 1931; HEIM und J. HÜBSCHER, 1931K; HÜBSCHER, 1951; HANTKE, 1980a; HOFMANN, 1981K). In den Senken der Schotterfluren

und Moränengebieten des untersten Thur- und Rheintales sowie in der Fulach-Rinne bildeten sich flachgründige Seen (Abb. 10), an deren Ufern sich eine kaltzeitliche Krautvegetation einstellte. Nach und nach fassten erste Weiden-Spaliere und Zwergbirken Fuss; an den sonnigen Abhängen von Reiat und Randen kamen Wermut-, Meerträubchen- und Wacholder-Büsche hoch. Zugleich trat um Schaffhausen der jungpaläolithische Mensch auf, der in der wärmeren Jahreszeit den Rentierherden folgend der Jagd oblag, in den Höhlen Kesslerloch, Schweizersbild (J. NÜESCH, 1896, 1904) und in weiteren im Freuden- und im Fulachtal Unterkunft fand, während er die Winter mit seinen Jagdtieren im klimatisch günstigeren S-Frankreich verbrachte.

Mit zunehmend wärmer gewordenem Klima stellten sich auch in der Schweiz wiederum erste Wälder ein. Die Fauna verlor ihren nordischen Charakter und nahm mitteleuropäisches Gepräge an. Mesolithische Jäger und Sammler ergriffen Besitz von der Landschaft. Mit dem Wandel von Flora und Fauna wurde er von jungsteinzeitlichen und diese von bronzezeitlichen Bauernstämmen abgelöst, die sich an verlandenden Seen niederliessen und im noch zusammenhängenden Wald erste Inseln rodeten (GUYAN, 1955, 1967, 1976; J. WINIGER, 1971). Mit dem Eindringen der Römer und der Landnahme im Mittelalter wurden die Rodungen umfangreicher. Durch die Verlandung von Seen und Mooren wandelte sich die Landschaft bis in die Neuzeit, in welche der Mensch mehr und mehr eingreift und sie bereits bis tausendmal rascher umgestaltet als die Natur sie geschaffen hat.

Verdankungen

Beim Entwurf des Kärtchens, das die Meeresbegrenzung zur Zeit der Oberen Meeresmolasse wiedergeben soll, stand mir Herr Dr. U.P. BÜCHI zur Seite. Bei den Reinzeichnungen durfte ich auf den Rat von Herrn Prof. E. SPIESS vom Kartographischen Institut der ETH sowie auf Mithilfe der Herren P. KRAUS und A. UHR zählen. Die Reinschrift besorgte Herr Dr. J. BURSCH. Ihm sowie den Herren Dr. G. RAHM, Freiburg, Dr. R. SCHLATTER, Schaffhausen und Dr. K. BÄCHTIGER seien für die Durchsicht des Manuskripts gedankt.

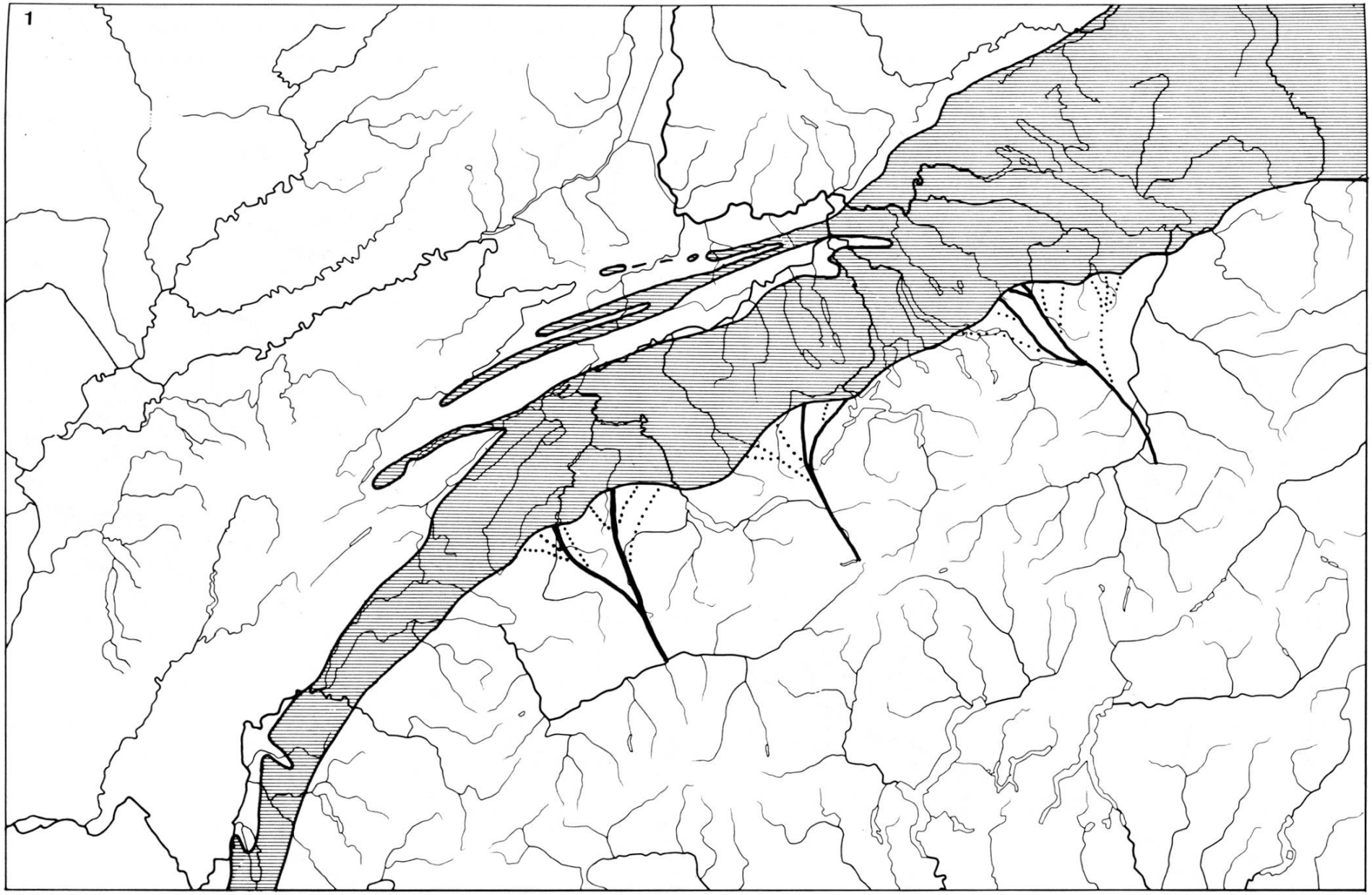

Abb. 1 Die Ausdehnung des jüngeren Molassemeeres, das von immer weiter vorgreifenden Schuttfächern allmählich zugeschüttet wurde.
Schraffierte Fläche: Meeresausdehnung im «Helvetian»

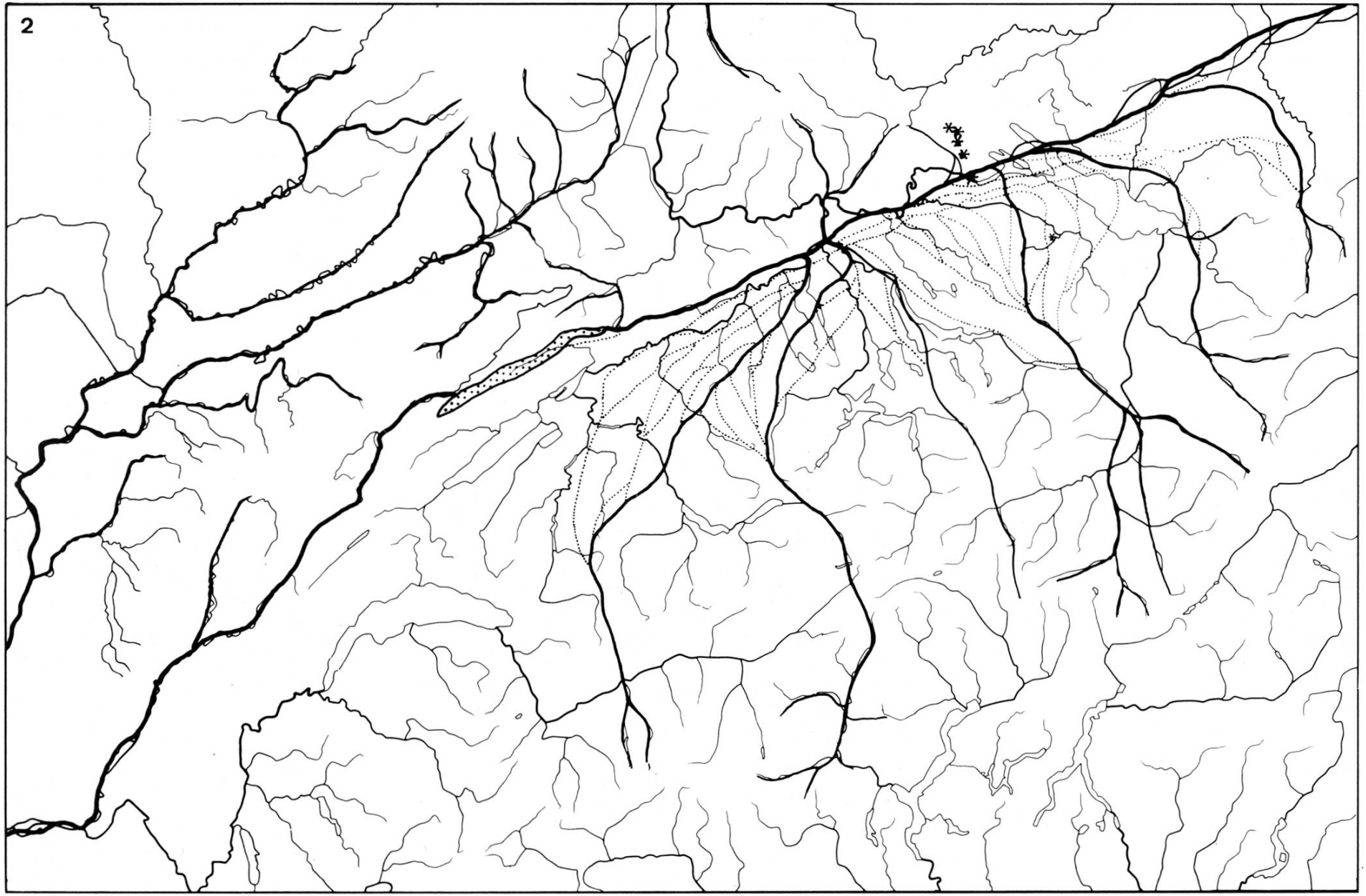

Abb. 2 Schuttfächer und Entwässerung zur Zeit der Oberen Süsswassermolasse, im oberen Mittelmiozän.
Punktierte Fläche: Jura-See

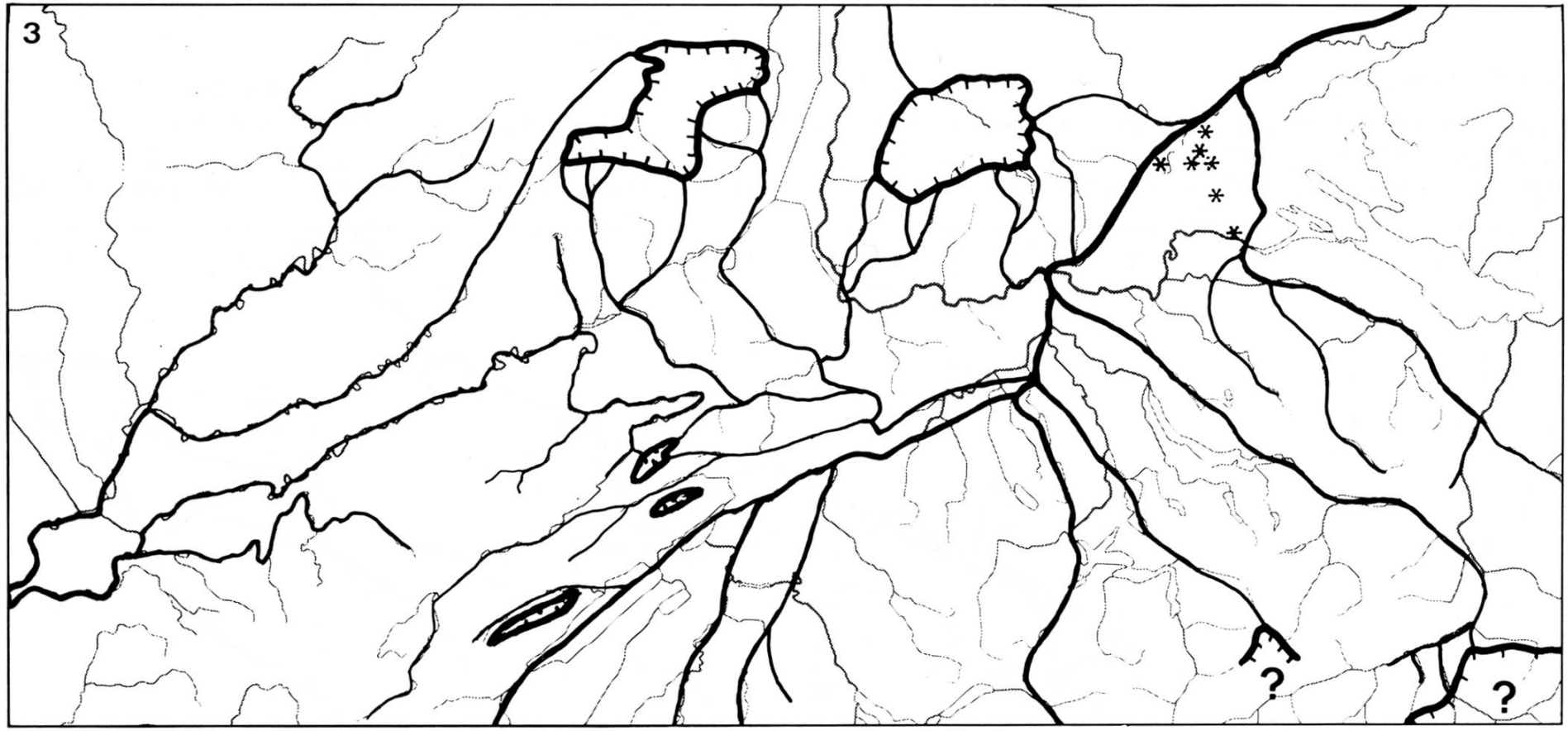

Abb. 3 Erste Bildung von Eiskalotten in den Vogesen, im Schwarzwald und im Jura im obersten Miozän (früher «Pliozän») und Entwässerung der N-Schweiz gegen NE, zur Donau. In dieser ersten Kühlzeit wurden Vogesen-Gerölle noch bis ins Delsberger Becken geschüttet. * Vulkane

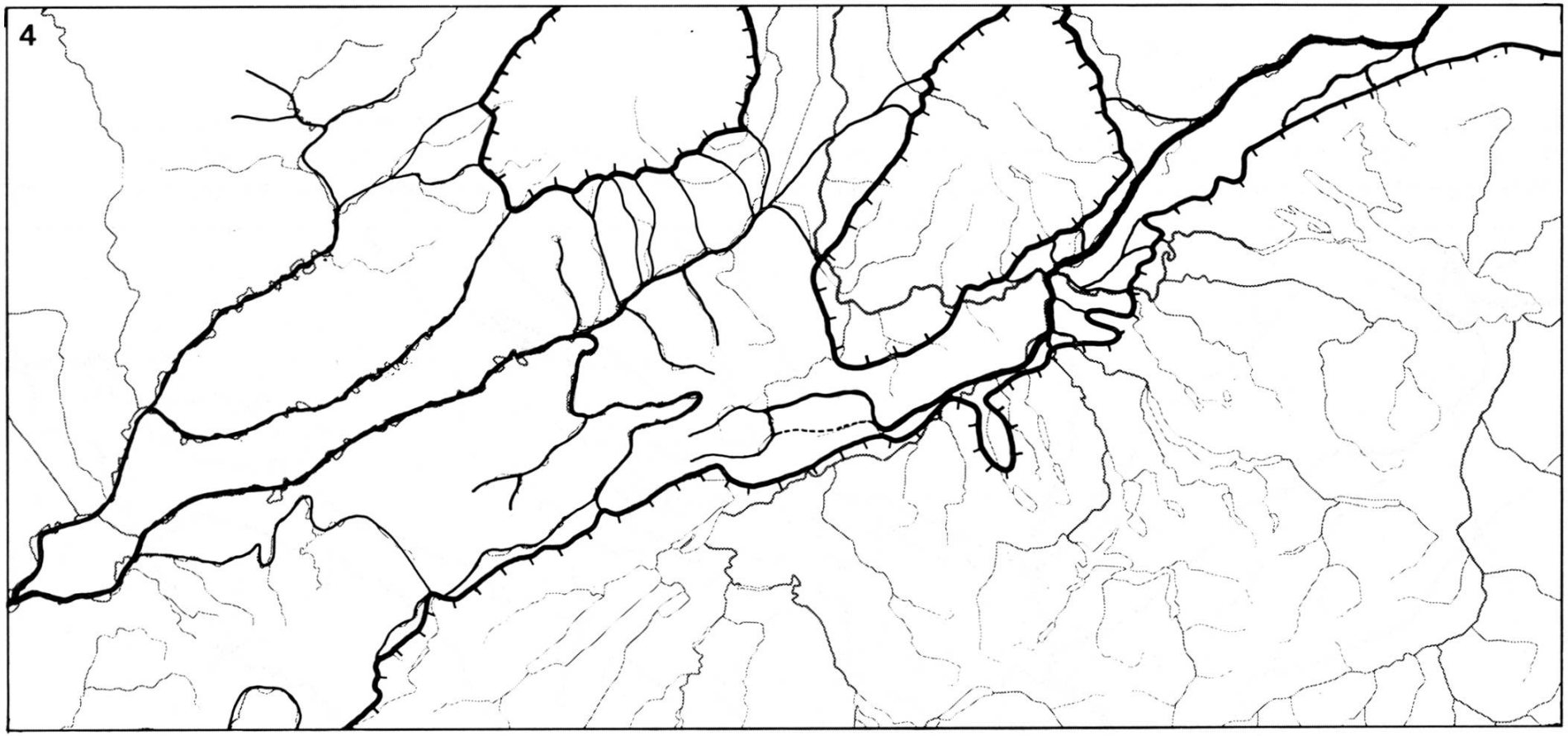

Abb. 4 Die Eiskalotten von Vogesen und Schwarzwald sowie der N-Rand des alpinen Eisstromnetzes mit dem von ihnen aus sich entwickelnden Gewässernetz in der ersten Kaltzeit, der Biber-Eiszeit. Die Entwässerung erfolgte gegen NE, zum Schwarzen Meer, diejenige des Jura-Randes, des südwestlichen Schwarzwaldes und der südlichen Vogesen gegen SW, zum Mittelmeer.

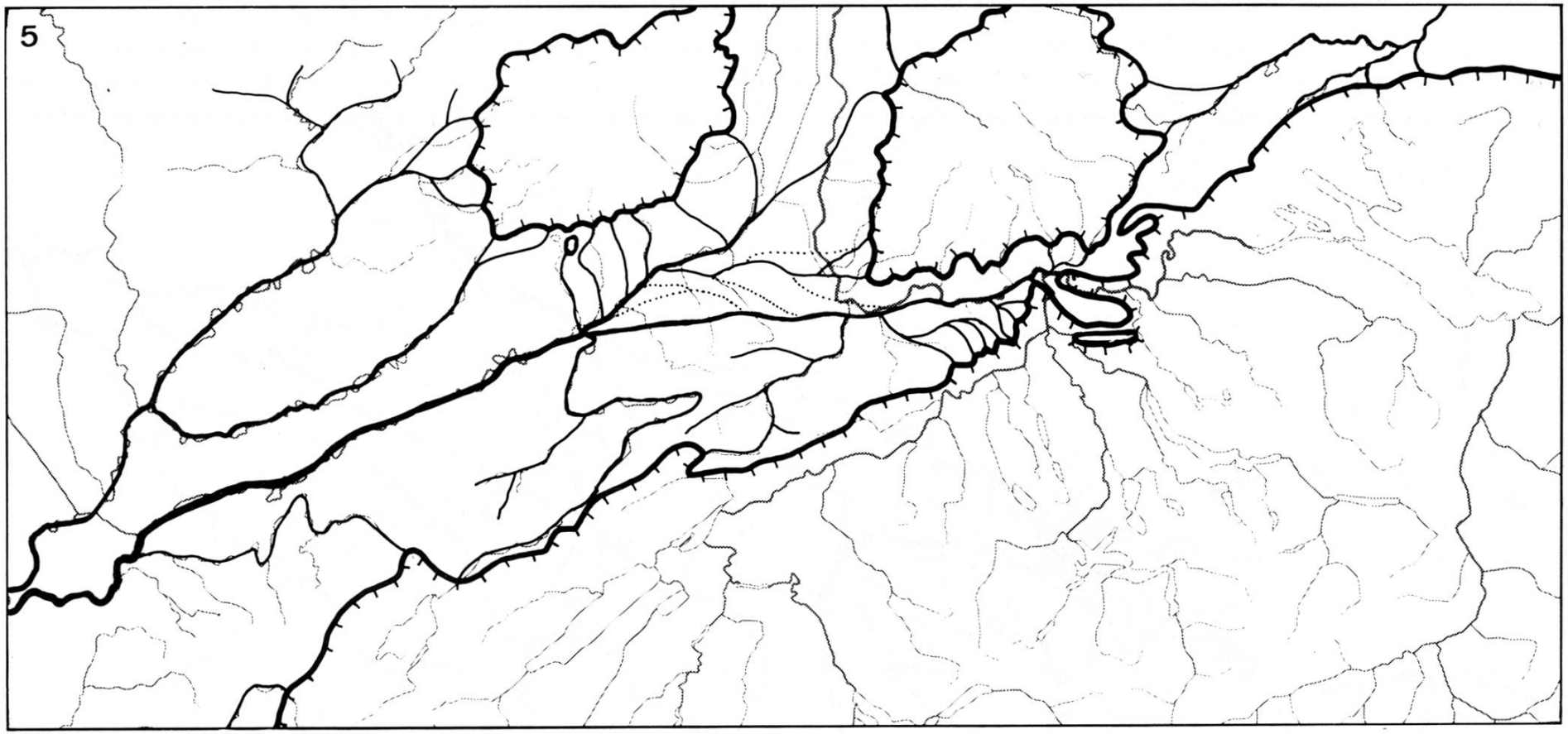

Abb. 5 In der ersten pleistozänen Kaltzeit, der Donau-Eiszeit, bewirkte das eingebrochene Hochrheintal erneut eine Entwässerung gegen W durch den Sundgau und die Burgundische Pforte zum Doubs, zur Saône und damit zum westlichen Mittelmeer.

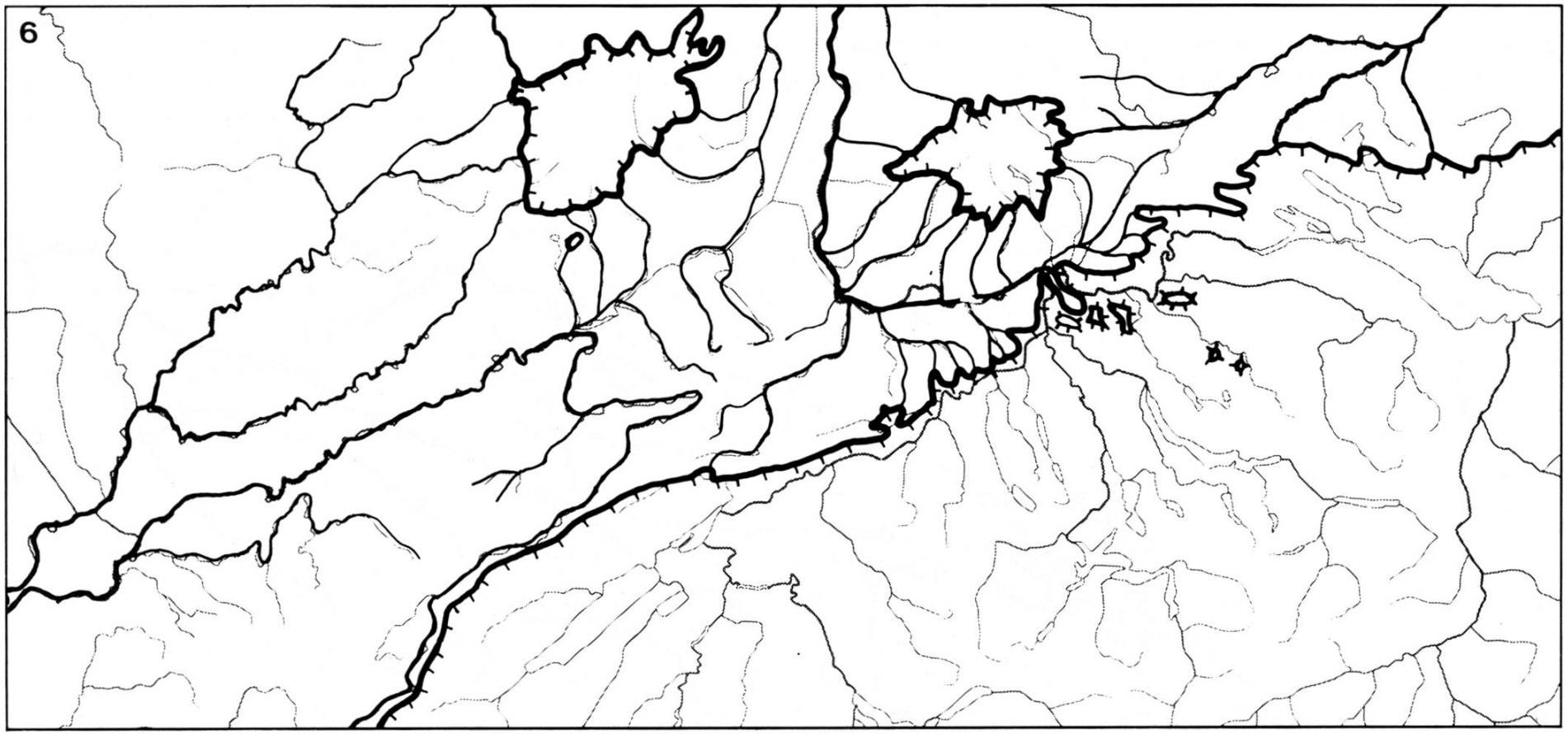

Abb. 6 Ein letztes Emporheben im Bereich des nordwestlichen Jura-Randes und das Auffüllen des südlichen Oberrhein-Grabens erlaubt erstmals, etwa zur Günz-Eiszeit, eine Entwässerung gegen N, zur Nordsee. Damit entspricht das Gewässernetz grundsätzlich dem heutigen.

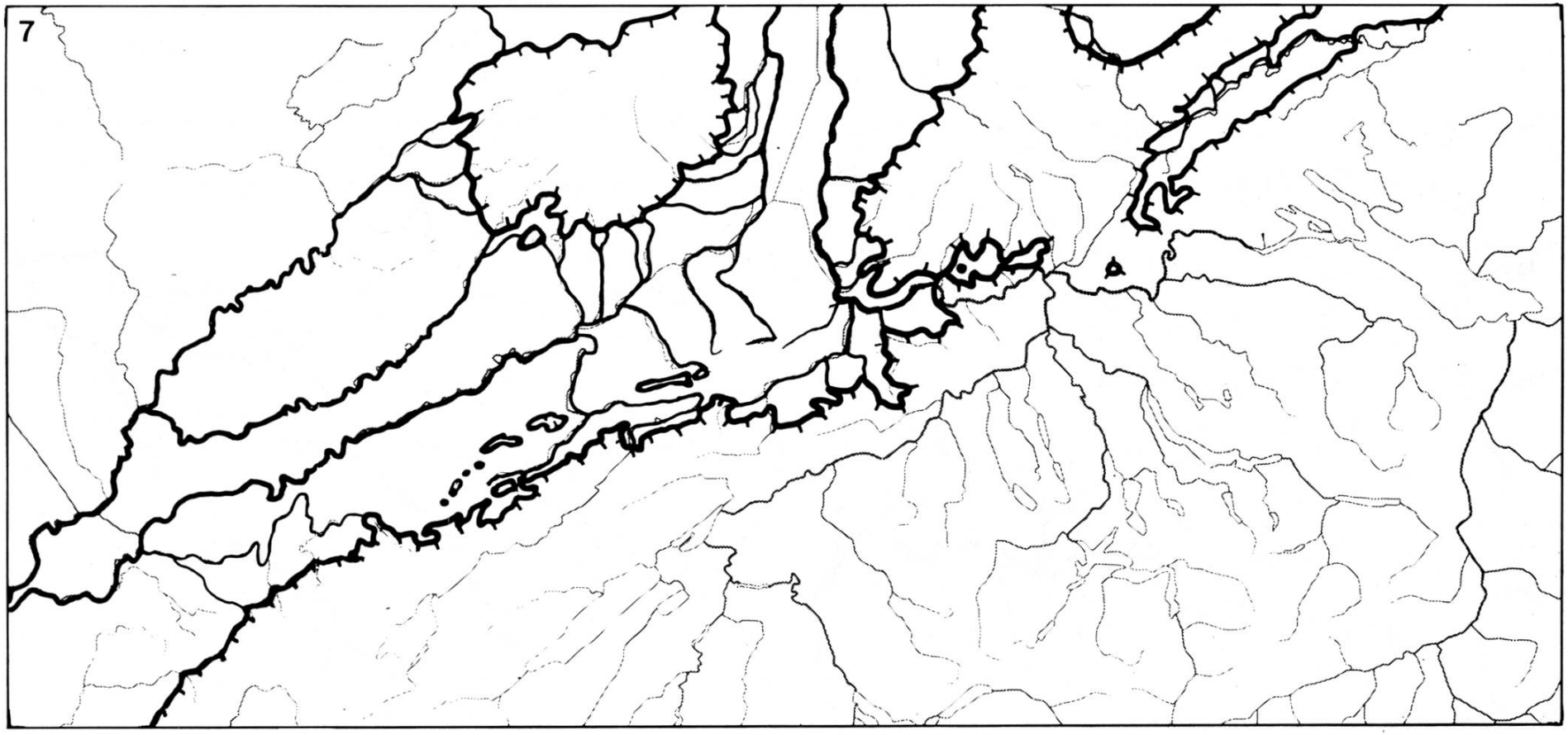

Abb. 7 Eisdecke und Entwässerung in der grössten, in der Riss-Eiszeit; in der Schweiz wurden über 95 % der Fläche von Eis eingenommen. Im Klettgau, um Waldshut und W von Säckingen hing das Helvetische Eis mit dem Schwarzwald-Eis zusammen.

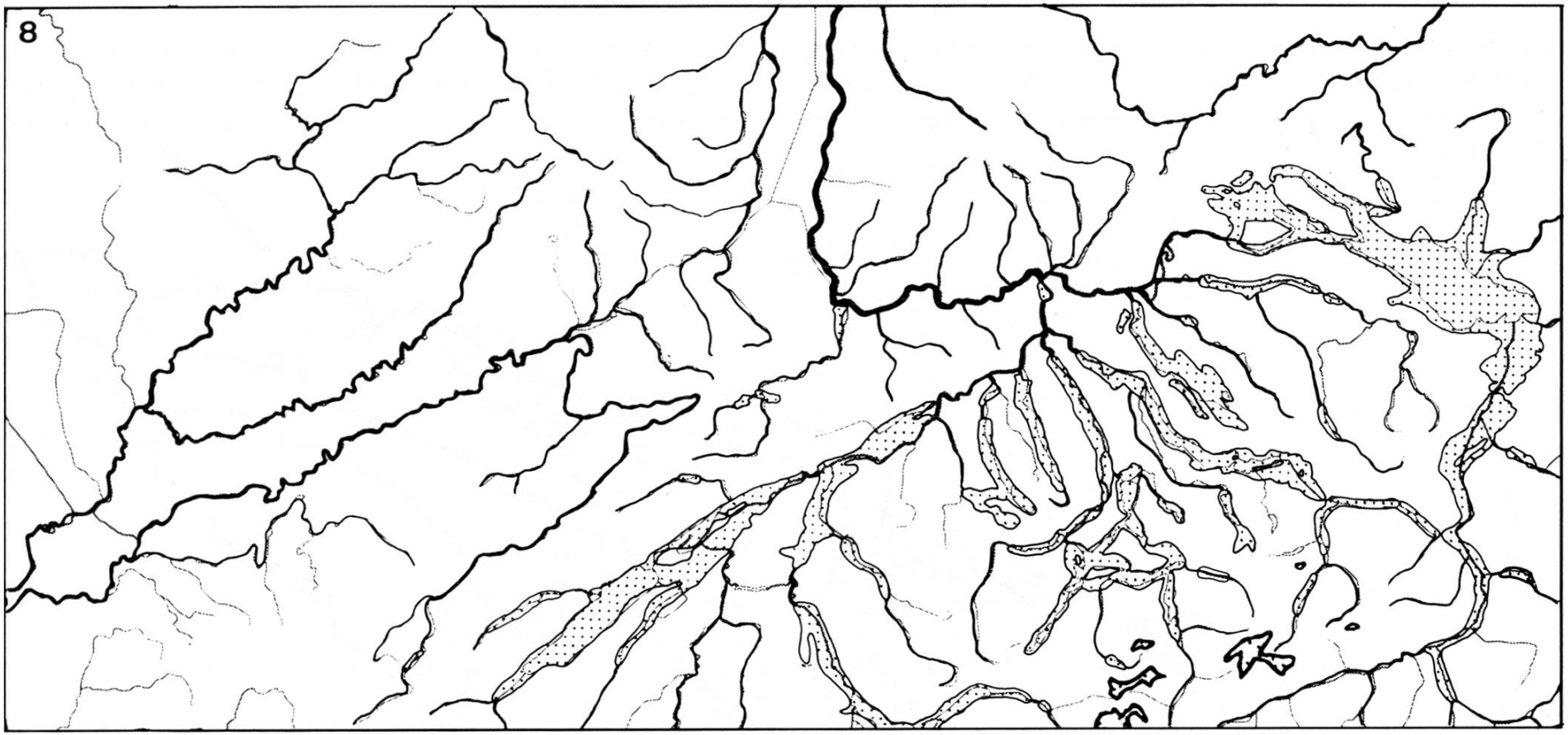

Abb. 8 Im letzten, im Riss/Würm-Interglazial hatten sich, wie teilweise schon im vorletzten, in den zuvor ausgekolkten Bekken Seen gebildet (punktiert). Die Vergletscherung der Alpen war damals eher geringer als heute, da die Temperaturen etwas höher waren.

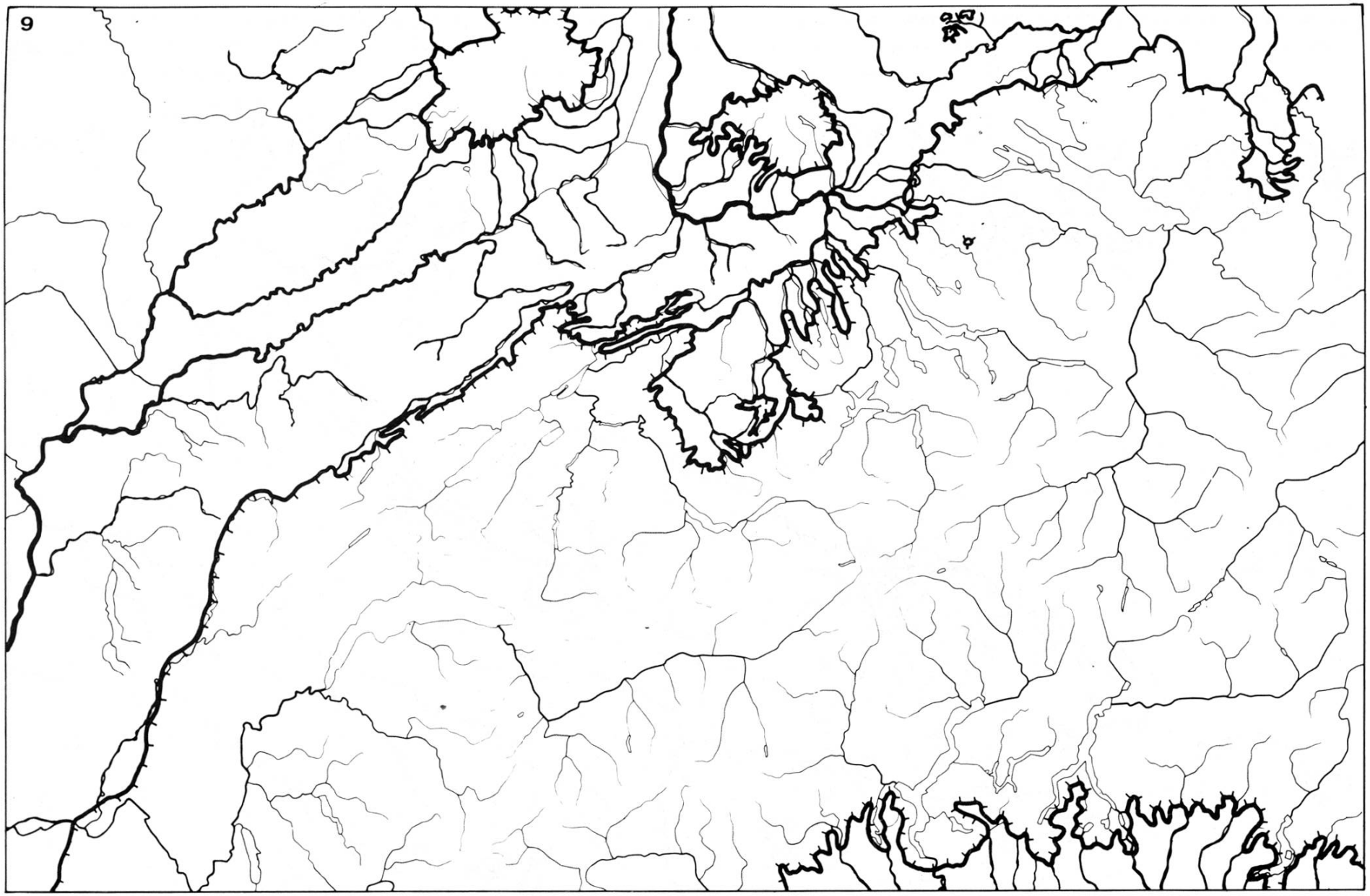

Abb. 9 Vergletscherung und Entwässerung in der letzten, in der Würm-Eiszeit; in ihr waren erneut über 85 % der Schweiz eisbedeckt.

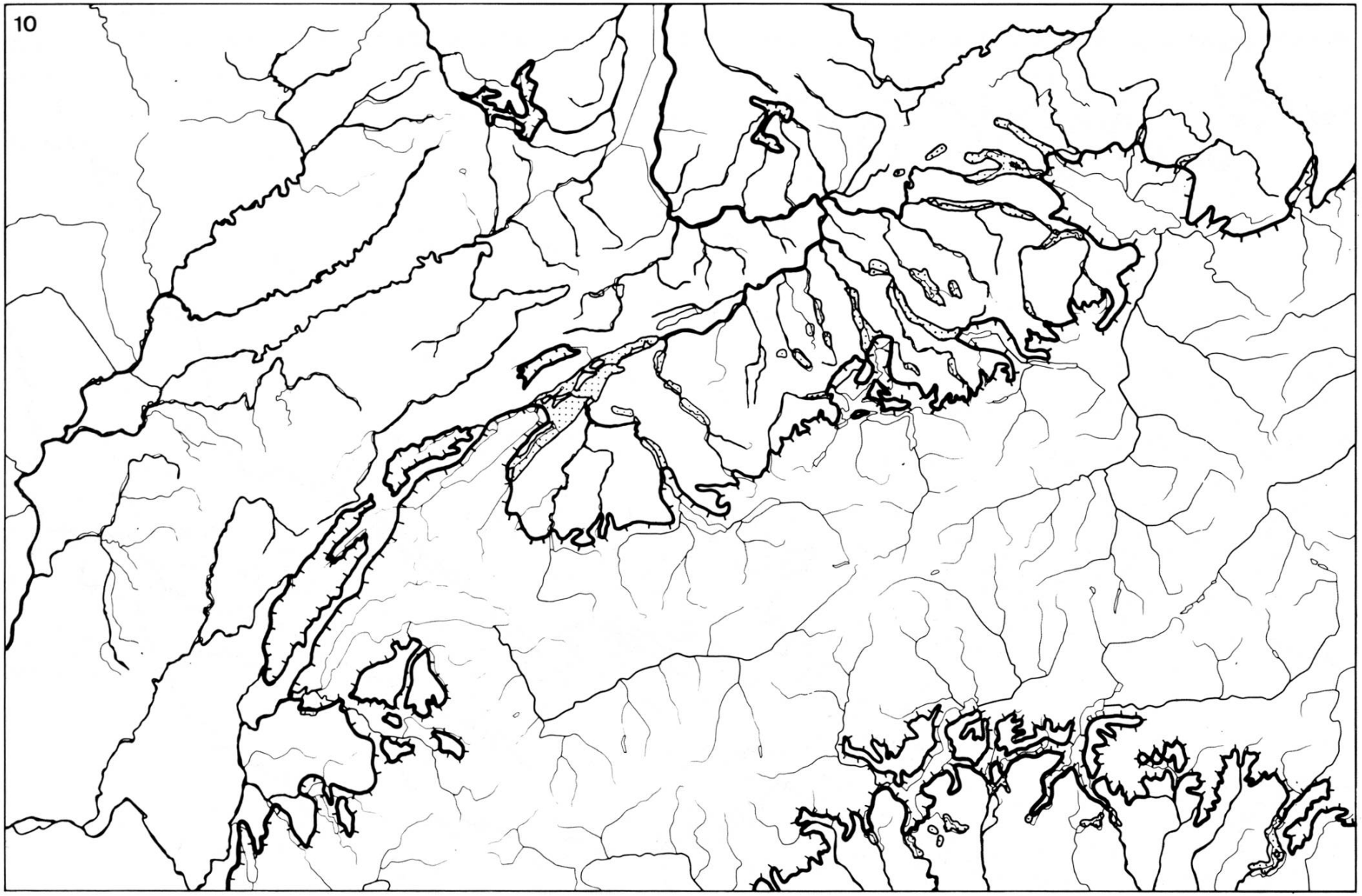

Abb. 10 Vergletscherung und Entwässerung im frühesten Spätwürm, im Konstanzer (= Hurden) Stadium. Mit dem Abschmelzen des Eises von den äussersten Randlagen (Abb. 9) bildeten sich in den freigegebenen Zungenbecken vor dem weiter zurückweichenden Eisrand wiederum erste Seen.

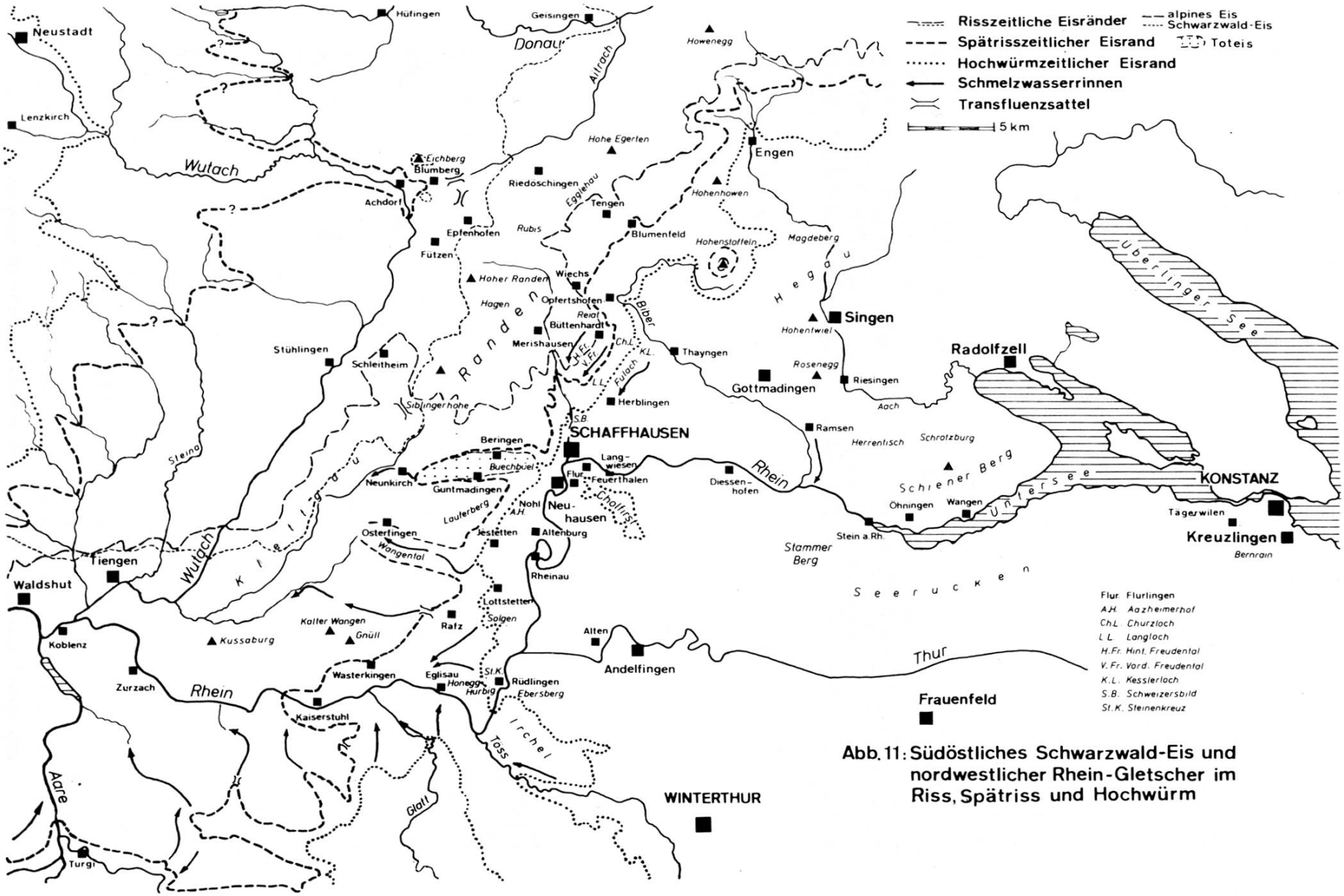

Abb. 11: Südöstliches Schwarzwald-Eis und nordwestlicher Rhein-Gletscher im Riss, Spätriss und Hochwürm

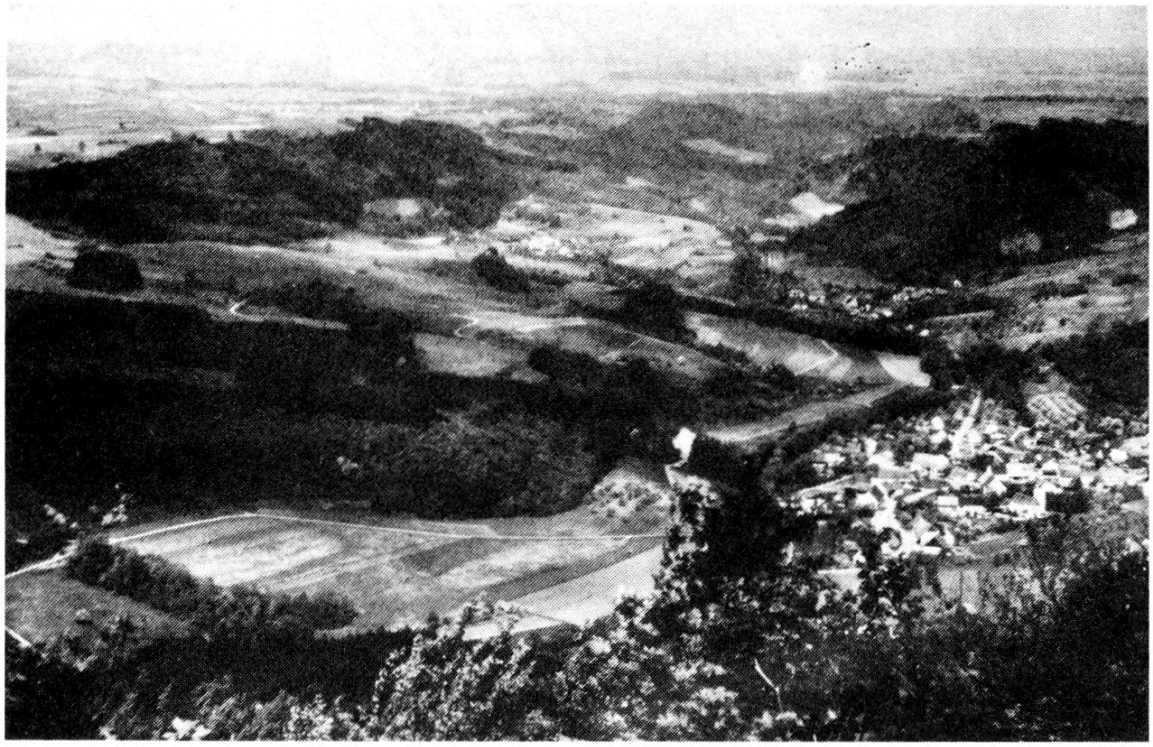

Abb. 12 Blick vom Buchberg S von Blumberg auf das teils von spätrisszeitlichem Schwarzwald-Eis erfüllte Becken von Achdorf–Aselfingen im Wutachtal. Unter dem bewaldeten Abfall der Hochfläche von Ewattingen (links) sind Rutschungen im Opalinuston zu erkennen.

Abb. 13 Blumberg und das oberste Aitrachtal. In der Riss-Eiszeit drang ein Lappen des Schwarzwald-Eises bis zum Stoberg (links) ins Aitrachtal ein, durch das seine Schmelzwässer zur Donau abflossen.

Zitierte Literatur

BASSE DE MENORVAL, E., & THEOBALD, N. (1974): Carte géologique du Quaternaire et des Formations superficielles de la France, 1:1000000 – Ann. Sci. Univ. Besançon.

BÜCHI, U.P. (1960): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der OMM zwischen Aarau und Schaffhausen – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., *27*/72: 11–12.

BÜCHI, U.P., SCHLANKE, S., & MÜLLER, E. (1976): Zur Geologie der Thermalwasserbohrung Konstanz und ihre sedimentpetrographische Korrelation mit der Erdölbohrung Kreuzlingen – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., *42*/103: 25–53.

BÜRGIN, A. (1982): Geologie des Birstales zwischen Delémont und Laufen – In Vorber.

BÜRGISSER, H.M. (1980): Zur mittelmiozänen Sedimentation im nördlichen Molassebecken: Das «Appenzellergranit»-Leitniveau des Hörnli-Schuttfächers (Obere Süsswassermolasse, Nordostschweiz) – Diss. Geol. Inst. ETH, Zürich.

– (1981a): Fazies und Paläohydrologie der Oberen Süsswassermolasse im Hörnli-Fächer (Nordostschweiz) – Eclogae geol. Helv., *74*/1: 19–28.

– (1981b): Zur zeitlichen Einordnung der Oberen Süsswassermolasse in der Nordostschweiz – Vjschr. natf. Ges. Zürich, *126*/3: 149–164.

BUXTORF, A., & KOCH, R. (1920): Zur Frage der Pliozänbildungen im nordwestschweizerischen Juragebirge – Verh. natf. Ges. Basel, *31*: 113–132.

ELLENBERG, L. (1972): Zur Morphogenese der Rhein- und Tössregion im nordwestlichen Kanton Zürich – Diss. Univ. Zürich – Zürich.

ERB, L. (1937): Der Zeitpunkt der Wutachablenkung und die Parallelisierung der würmzeitlichen Stadien des Schwarzwaldes mit denen des Rheingletschers – Mitt. bad. Landesver. Naturkde. u. Naturschutz, NF., *3*/22: 314–319.

ERB, L. et al. (1976K): Geologische Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung, 1 : 50 000 – Geol. Landesanst. Baden-Württemberg.

FAVRE, J. (1911): Description géologique des Environs du Locle et de la Chaux-de Fonds – Eclogae geol. Helv., *11*/4: 369–475.

GENTNER, W., LIPPOLT, H.J. & SCHAEFER, O.A. (1963): Argonbestimmung an Kaliummineralien XI. Die Kalium-Argon-Alter der Gläser des Nördlinger Rieses und der böhmisch-mährischen Tektite – Geochim. – cosmochim. Acta, *27*: 191–200 – London.

GILLIAND, P.-A. (1970): Etude géoélectrique du Klettgau, Canton de Schaffhouse (Suisse) – Mat. Géol. Suisse, Géophys., *12*.

GRAUL, H. (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des Schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. BRUNNACKER) – Peterm. Ggr. Mitt. (1962)/4: 253–271 – Gotha.

GREGOR, H.-J., & HANTKE, R. (1980): Revision der fossilen Leguminosengattung *Podogonium* HEER (= *Gleditsia* LINNE) aus dem europäischen Jungtertiär – Feddes Repertorium, *91*/3: 151–182 – Berlin.

GUYAN, W.U. (1955): Das jungsteinzeitliche Moordorf von Thayngen-Weier – Das Pfahlbauproblem – Monogr. Ur- u. Frühgesch. Schweiz, *11*: 223–272.

– (1964): Die steinzeitlichen Moordörfer im «Weier» bei Thayngen – Hegau, *9*: 191–224.

– (1967): Die jungsteinzeitlichen Moordörfer im Weier bei Thayngen – Z. schweiz. Archäol. u. Kunstgesch., *25*/1: 1–39.

– (1976): Jungsteinzeitliche Urwald-Wirtschaft am Einzelbeispiel von Thayngen-«Weier» – Jb. Schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch., *59*: 93–117.

GUYAN, W.U., & STAUBER, H. (1942): Die zwischeneiszeitlichen Kalktuffe von Flurlingen (Kt. Zürich) – Eclogae geol. Helv., *34*/2: 321–326.

HANTKE, R. (1953): Gliederungsversuch der Oberen Süsswassermolasse im Gebiet der Hörnlischüttung – Eclogae geol. Helv., *46*/1: 1–8.

– (1954): Die fossile Flora der obermiozänen Oehninger-Fundstelle Schrotzburg (Schienerberg, Süd-Baden) – Denkschr. Schweiz. natf. Ges., *80*/2: 27–118.

– (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Die riss/würm-interglazialen Bildungen im Linth/Rhein-System und ihre Aequivalente im Aare/Rhone-System – Vjschr. natf. Ges. Zürich, *104*/1: 1–47.

– (1964): Die fossilen Eichen und Ahorne aus der Molasse der Schweiz und von Oehningen (Süd-Baden) – Njbl. natf. Ges. Zürich (1965), *167*.

– (1973): Des dépôts du Quaternaire le plus ancien dans la région frontière France-Allemagne-Suisse, indiquent-ils des glaciations remarquables du SW de la Forêt-Noire? – Ann. sci. Univ. Besançon, Géol., (3) *18*, 191–195.

– (1978): Eiszeitalter 1 – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete – Thun.

– (1979): Die Geschichte des Alpen-Rheintales in Eiszeit und Nacheiszeit – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., *61*: 279–295.

– (1980a): Eiszeitalter 2 – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete – Thun.

– (1980b): Die Bedeutung der als ausgestorben betrachteten Leguminosen-Gattung *Podogonium* HEER (= *Gleditsia* L.) für die obere Süsswassermolasse und für die Vogesen-Schüttung im Delsberger Becken (Jura) – Eclogae geol. Helv., *73*/3: 1031–1043.

– (1980c): Die Obere Süsswassermolasse der Schweiz, ihr Paläorelief und ihre stratigraphische Fortsetzung in die Vogesen-Schüttung – Vjschr. natf. Ges. Zürich, *125*/4: 365–374.

– et coll. (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich, 1 : 50 000 –Vjschr. natf. Ges. Zürich, 112/2: 1–32 und 2 Karten.

HAUBER, L. (1960): Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen (Kanton Baselland). – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., *112*.

– 1960): Über das Tertiär im nordschweizerischen Tafeljura. – Eclogae geol. Helv., *53*/2: 656–668.

HEER, O. (1847, 1850, 1853): Die Insektenfauna der Tertiärgebilde von Oehningen und Radoboj I–III – Neue Denkschr. Schweiz. Naturw., *8, 11, 13*.

– (1855, 1856, 1859): Flora tertiaria Helvetiae, 1–3 – Winterthur.

– (1865, 1883): Die Urwelt der Schweiz – Zürich (2. Aufl. 1883).

HEIM, ALB. (1931): Geologie des Rheinfalls – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, *10*: 1–70.

HEIM, ALB., & HÜBSCHER, J. (1931): Geologische Karte des Rheinfalls 1 : 10 000 – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, *10*.

HOFMANN, F. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns und zur Bodenseegeologie – Jb. st. gall. natw. Ges., *74*: 3–87.

– (1955): Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz – Eclogae geol. Helv., *48*/1: 99–124.

– (1956): Die vulkanischen Erscheinungen auf schweizerischem Gebiet in der Gegend von Ramsen (Kanton Schaffhausen) – Eclogae geol. Helv., *51*/1: 65–71.

– (1957): Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St. Gallen – Eclogae geol. Helv., *50*/2: 477–482.

– (1958): Das Bentonitvorkommen von Le Locle – Eclogae geol. Helv., *51*/1: 65–71.

– (1959): Vulkanische Tuffhorizonte der Schienerbergeruptionen auf dem thurgauischen Seerücken – Eclogae geol. Helv., *52*/2: 461–475.

– (1960a): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der Oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz – Eclogae geol. Helv., *53*/1: 1–27.

– (1960b): Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken – Jb. st. gall. natw. Ges., *76*: 51–76.

– (1960c): Das moderne geologische Bild des Hegauvulkanismus – Hegau *2*/10: 301–313.

– (1965): Die stratigraphische Bedeutung der Bentonite und Tufflagen im Molassebecken – Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., *47*: 79–90.

– (1967): Über die Tertiärbildungen im Kanton Schaffhausen – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, *28* (1963/67): 171–210.

– (1967K): Blatt 1052: Andelfingen, mit Erläuterungen – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000 – Schweiz. Geol. Komm.

– (1969): Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der Oberen Süsswassermolasse des schweizerischen Alpenvorlandes – Eclogae geol Helv., *62*/1: 279–284.

HOFMANN, F. (1973K): Blatt 1074 Bischofszell, mit Erläuterungen – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000 – Schweiz. Geol. Komm.

– (1977): Neue Befunde zum Ablauf der pleistozänen Landschafts- und Flussgeschichte im Gebiet Schaffhausen–-Klettgau–-Rafzerfeld – Eclogae geol. Helv., *70*/1: 105–126.

– (1981K): Blatt 1031 Neunkirch, mit Erläuterungen – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000 – Schweiz. Geol. Komm.

HOFMANN, F. & HANTKE, R. (1965): Erläuterungen zu Blatt 1032 Diessenhofen des Geologischen Atlas der Schweiz – Schweiz. Geol. Komm.

HOFMANN, F./HÜBSCHER, H. (1977): Geologieführer der Region Schaffhausen – Schaffhausen.

HUBER, R. (1956): Ablagerungen aus der Würmeiszeit im Rheintal zwischen Bodensee und Aare – Vjschr. natf. Ges. Zürich *101*/1: 1–92.

HÜBSCHER, J. (1951): Über Quellen, Grundwasserläufe und Wasserversorgungen im Kanton Schaffhausen – Njbl. natf. Ges. Schaffhausen, *3*.

– (1961K): Blatt 1031: Diessenhofen, mit Erläuterungen – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000 – Schweiz Geol. Komm.

KELLER, T.W. & LINIGER, H. (1930K): Blätter 92–95 Movelier–Soyhières–Delémont–Courrendlin, mit Erläuterungen – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000 – Schweiz. Geol. Komm.

KELLER, W.A. (1977): Die Rafzerfeldschotter und die Bedeutung für die Morphogenese für das Zürcherische Hochrheingebiet – Vjschr. natf. Ges. Zürich, *122*/3: 357–412.

LEMCKE, K. (1972): Die Lagerung der jüngsten Molasse im nördlichen Alpenvorland – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., *39*/95: 29–41.

– (1981): Das heutige geologische Bild des deutschen Alpenvorlandes nach drei Jahrzehnten Öl- und Gasexploration – Eclogae geol. Helv., *74*/1: 1–18.

LINIGER, H. (1925): Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *55*/4: 1–71.

– (1966): Das plio-altpleistozäne Flussnetz der Nordschweiz – Regio basil., *7*/2: 158–177.

LINIGER, H. & HOFMANN, F. (1965): Das Alter der Sundgauschotter westlich Basel – Eclogae geol. Helv., *58*/1: 215–229.

LIPPOLT, H.J., GENTNER, W. & WIMMENAUER, W. (1963): Altersbestimmungen nach der Kalium-Argonmethode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 6: 507–538.

LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte – Heidelberger Ggr. Arb., *45*.

– et al. (1978): Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän – Eiszeitalter u. Gegenwart, *28*.

LÜDI, W. (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen – Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, *27*.

MANZ, O. (1934/35): Die Ur-Aare als Oberlauf und Gestalterin der pliozänen Oberen Donau – Hohenzoll. Jh. *1* u. *2*, 113–160 u. 187–227.

MEISTER, J. (1894): Das Schaffhauser Diluvium – Verh. schweiz. natf. Ges., (1894): 9–33.

– (1898): Neuere Beobachtungen aus den glacialen und postglacialen Bildungen um Schaffhausen – Beil. Jber. Gymn. Schaffhausen, *1897/98*: 1–85.

MOOS, A. von & NÄNNY, P. (1970): Grundwasseruntersuchungen im Klettgau, Kanton Schaffhausen – Eclogae geol. Helv., *63*/2: 467–481.

NÜESCH, J. (1896): Schweizersbild – N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturw., *35*.

PAUL, W. (1972): Von der spätjurassischen (frühkretazischen?) Landwerdung bis zur Gegenwart: Portlandium (Valendis?) –Holozän – In: Die Wutach – Bad. Landesver. Naturkde. u. Naturschutz.

PENCK, A. (1896): Die Glacialbildungen um Schaffhausen und ihre Beziehungen zu den prähistorischen Stationen des Schweizerbildes und von Thayngen – Denkschr. Schweiz. natf. Ges., *35*: 157–179.

– (1899): Thalgeschichte der obersten Donau – Schr. Ver. Gesch. Bodensee, *28*: 117–130.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, *2* – Leipzig.

PFANNENSTIEL, M. (1958): Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Risseiszeit – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. *48*/2: 231–272.

PFANNENSTIEL, M. & RAHM, G. (1963): Die Vergletscherung des Wutachtales während der Risseiszeit – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. *53*: 5–61.

– (1966): Nochmals zur Vergletscherung des Wutachtales während der Risseiszeit – Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemberg, *8*: 63–85.

RAHM, G. (1961): Neue Gesichtspunkte zur Wutachablenkung – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., *51*: 133–136.

– (1970): Die Vergletscherungen des Schwarzwaldes im Vergleich zu denjenigen der Vogesen – Alem. Jb. *(1966/67)*: 257–272 –Freiburg i. Br.

– (1981): Die ältere Vereisung des Schwarzwaldes und der angrenzenden Gebiete – In: LIEBL, E. & SICK, W.D. ed.: Der Schwarzwald – Beitr. Landeskde.: 36–58 – Freiburg i. Br.

RÖGNER, K.J. (1979): Die glaziale und fluvioglaziale Dynamik im östlichen Lechgletschervorland – Ein Beitrag zur präwürmzeitlichen Quartärstratigraphie – Heidelberger Ggr. Arb., *49*: 67–138.

– (1980): Die pleistozänen Schotter und Moränen zwischen oberem Mindel- und Wertachtal (Bayerisch-Schwaben) – Eiszeitalter und Gegenwart, *30*: 125–144.

ROLLIER, L. et FAVRE, J. (1910K): Carte gélogique des Environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds – Carte géol. spéc., *59* – Comm. géol. Suisse.

RUTSCH, R.F. (1962): Zur Paläogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz., *2* – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.- Geol. u. -Ing., *28*/75: 13–24.

SCHAEFER, H. & ZAPFE, H. (1971): *Chalicotherium grande* BLAINV. und *Chalicotherium goldfussi* KAUP – Odontologische und osteologische Unterschiede – Verh. natf. Ges. Basel, *81*/2: 157–199.

SCHALCH, F. (1908): Blatt 133: Blumberg, mit Erläuterungen – Geol. Spez.-Karte Grossherzogtum Baden, 1 : 25 000 – Bad. geol. Landesanst. u. Schweiz. geol. Komm.

– (1909): Blatt 144: Stühlingen – Geol. Spez.-Karte Grossherzogtum Baden, 1 : 25 000 – Bad geol. Landesanst. u. Schweiz. geol. Komm.

– (1916): Blatt 145: Wiechs–Schaffhausen, mit Erläuterungen – Geol. Spez.-Karte Grossherzogtum Baden, 1 : 25 000 – Bad. geol. Landesanst. u. Schweiz. geol. Komm.

– (1922): Blatt 157: Griessen – Geol. Spez.-Karte Baden, 1 : 25 000 – Bad. geol. Landesanst. u. Schweiz. geol. Komm.

SCHALCH, F. & GÖHRINGER, K. (1921): Blatt 158: Jestetten–Schaffhausen – Geol. Spez.-Karte Baden, 1 : 25 000 – Bad. geol. Landesanst. u. Schweiz. geol. Komm.

SCHREINER, A. (1970): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1 : 50 000 – Geol. Landesamt Baden-Württemberg.

– (1975): Zur Frage der tektonischen oder glazigen-fluviatilen Entstehung des Bodensees – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. *57*: 61–75.

THEOBALD, N. (1949): L'âge de la capture de la Wutach – C.R. somm. séances Soc. Géol. France, 262–264.

TOBIEN, H. (1959): Über Hipparion-Funde aus dem Jungtertiär des Höwenegg (Hegau) – Naturw. Monatsschr. «Aus der Heimat», *67*: 121–132.

TOBIEN, H. & JÖRG, E. (1959): Die Ausgrabungen an der jungtertiären Fossilfundstätte Höwenegg/Hegau 1955–59 – Z. dt. geol. Ges., *110*: 617–618 – Hannover.

WINIGER, J. (1971): Das Fundmaterial von Thayngen-Weiher im Rahmen Pfyner Kultur – Monogr. Ur- u. Frühgesch. Schweiz, *18* – Basel.

WÜRTENBERGER, TH. in : WÜRTENBERGER, O. (1906): Die Tertiärflora des Kantons Thurgau – Mitt. thurg. natf. Ges., *17*: 3–44.

Nach der Drucklegung dieser Arbeit erschienen:

HOFMANN, F. (1982): Die geologische Vorgeschichte der Bodenseelandschaft – Schrr. VG Bodensee, *99/100*, 35–67 – Friedrichshafen.

SCHINDLER, C. (1982): Baugrundkarte Schaffhausen 1:10000 (2 Blätter) – Beitr. Geol. Schweiz, Kl. Mitt., *73* – Schweiz. geotechn. Komm.