

Zur plio-pleistozänen Landschaftsgeschichte im Gebiet Hochrhein-Wutach-Randen-Donau : geomorphologische Überlegungen und sedimentpetrographische Befunde

Autor(en): **Hofmann, Franz**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **89 (1996)**

Heft 3

PDF erstellt am: **13.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-167933>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Zur plio-pleistozänen Landschaftsgeschichte im Gebiet Hochrhein–Wutach–Randen–Donau: Geomorphologische Überlegungen und sedimentpetrographische Befunde

FRANZ HOFMANN¹

Key words: Northern Switzerland/Southern Germany, Wutach, Rhine, Danube, paleogeographic evolution, pliocene, quaternary

ZUSAMMENFASSUNG

Es werden acht aufeinanderfolgende Phasen der Landschaftsgeschichte im Gebiet zwischen Hochrhein–Wutach–Randen–NW Bodensee und oberer Donau diskutiert und in paläogeographischen Skizzen dargestellt. Sie reichen von der ausgehenden Molassezeit bis zur maximalen Rissvereisung. Die sedimentpetrographische Untersuchung zahlreicher Relikte erwies sich als ebenso unabdingbar wie erfolgreich. Ein für die Zeit vor der Kettenjura-Faltung postuliertes Aare-Donau-System wird bestätigt. In die Zeit nach der genannten Faltung (spätes Pliozän), aber vor der Ablagerung der älteren Deckenschotter fällt der Abtrag der Tafeljuraschichten westlich des Schaffhauser Randens und die Bildung des dortigen steilen Erosionsrandes, eines bisher kaum je diskutierten Phänomens. Die Schuttabfuhr verlief nach SW Richtung Waldshut zur von dort nach Westen abgelenkten Aare. Es gibt verschiedene Argumente, die darauf hindeuten, dass nur ein geringer Teil des jurassischen Abtragungsschutts die Transportdistanz von rund 25 km vom Randen bis zur Aare überstand. Als zeitliche Äquivalente werden die ab Waldshut längs des Hochrheins vorkommenden Schotter der Mühlbachserie betrachtet, die ihrerseits mit den Sundgauschottern übereinstimmen. Der Erosionsrand am Randen wird ausserdem mit jenem des Albtraufs in Beziehung gesetzt. Die pleistozäne Weiterentwicklung der Erosion westlich des Randens und über dem Wutachgebiet wird am Beispiel aussagefähiger Relikte diskutiert und in den grösseren landschaftsgeschichtlichen Zusammenhang der Region Bodensee-Hochrhein gestellt.

ABSTRACT

Eight successive phases of paleographic evolution of the region between the northern Swiss Rhine, the Wutach, the Schaffhausen tabular Jura, the western part of Lake of Constance and the upper Danube are discussed and illustrated. They cover the time span between deposition of the late miocene molasse and the maximum Riss glaciation. Analysing residual deposits by means of sedimentary petrology proved to be both unavoidable and successful.

An Aare-Danube-System assumed to have been in action before the folding of the Jura mountain ranges is confirmed. The erosion of the jurassic strata west of the Schaffhausen tabular Jura, with the pronounced Randens rim, must have happened in the late pliocene. This phenomenon has hardly ever been discussed. The erosion debris was transported to the southwest, to the Aare stream system, deviated to the west near Waldshut. There are, however, many arguments that most of the jurassic debris did not survive the transport distance of 25 km. Aare quartzite gravels occurring downstream the Rhine from Waldshut are considered as time equivalents. They correspond to the Sundgau gravels southwest of Basle. The Randens erosion rim is also considered in connection with the Alb erosion rim in nearby Southern Germany. The further, pleistocene development of the erosion in the Wutach area is discussed by means of relevant residual deposits and in relation to the geological history of a wider area, from the Lake of Constance downstream the Rhine to the southern foot of the Black Forest.

¹ Rosenbergstrasse 103, CH-8212 Neuhausen am Rheinfall

1. Einleitung

Hauptanlass zur vorliegenden Arbeit war das kaum je diskutierte Phänomen des markanten Erosionsrandes in der Juraformation am westlichen Schaffhauser Randen und im Klettgau. Daraus ergab sich eine die weitere Region umfassende landschaftsgeschichtliche Problemstellung. In der Folge wurde systematisch nach geomorphologischen Indizien und insbesondere nach konkreten Relikten gesucht, die durch gezielte und für die Lösung der gestellten Aufgabe unverzichtbare sedimentpetrographische Untersuchungen identifiziert wurden. Die daraus resultierende Synthese ist nachfolgend dargestellt.

2. Bedeutung und Chancen sedimentpetrographischer Untersuchungen

Das Untersuchungsgebiet enthält plio- und pleistozäne Ablagerungen sehr unterschiedlicher Beschaffenheit, je nachdem es sich um Material aus den Alpen, aus der Molasse, aus dem regionalen Mesozoikum oder aus dem Grundgebirge des Schwarzwaldes handelt, in einzelnen Fällen auch aus dem Vulkangebiet des Hegaus. Entsprechend unterschiedlich und für das Untersuchungsgebiet überdurchschnittlich aussagefähig ist die Zusammensetzung der anzutreffenden Lockergesteine.

Untersucht wurden Schotter, Moränen, Hangschutt, Lehme, Böden und rezente Flusssande, wozu eine ausgefeilte Aufbereitungs- und Untersuchungstechnik entwickelt wurde, die an dieser Stelle nicht im Detail beschrieben werden kann. Von Interesse sind dabei sowohl die Grobanteile (Gerölle, Geschiebe, Schutt) und deren Kornform und Petrographie, wie besonders auch die Sandanteile (Leicht- und Schwermineralien; Probemengen 5 bis 20 kg, vereinzelt mehr). Vor allem im Schwarzwaldbereich, zum Teil aber auch in den Alpen wurden Proben von Festgesteinen und Sanden potentieller Materialherkunftsgebiete aufgesammelt und überprüft. In diesem Zusammenhang sind auch die Ergebnisse ähnlicher Untersuchungen von Zimmerle (1982) und Schlumberger (1986) sehr wertvoll.

Als von besonderem Interesse erwies sich das Schwermineral Monazit, das für Sande aus dem Schwarzwaldkristallin und aus der Sandsteintrias seiner Deckschichten charakteristisch ist, in Sanden aus alpinen Gebieten aber bisher nicht zu finden war.

Meist gut gerundeter Turmalin vom Typus «Schörl» ist im Buntsandstein häufig, im Schwarzwaldkristallin und im Sandsteinkeuper aber eher selten zu finden. Auffallend grobkörniger Granat kann im Einflussgebiet des Schwarzwaldes auf dessen metamorphe Bereiche und auf Buntsandstein und Sandsteinkeuper zurückgeführt werden.

In allen Proben wurden auch die Gehalte an Magnetit überprüft, der aus dem Grundgebirge des Schwarzwaldes, in einigen Fällen auch aus dem Hegauvulkanismus stammen kann, im Buntsandstein nur untergeordnet auftritt und im Keuper selten ist.

Bei den Leichtmineralien wurde festgestellt, dass Buntsandstein zu hohen Anteilen monokristalline Quarzkörner enthält, die auch im Stubensandstein dominieren, aber im Schwarzwaldkristallin (vergrusste Granite, Porphyre, Gneise) stark zugunsten von Feldspäten, mikrokristallinen und nichttransparenten Körnern zurücktreten. Diese Unterschiede lassen sich vor allem im Donau- und Wutachgebiet bei der Untersuchung von Lockergesteinen diagnostisch anwenden.

Für die Darstellung der Schwermineralspektren wurde der vereinfachte, formelmässige Modus nach Füchtbauer (1964) gewählt (Tab. 1).

Tab. 1. Vereinfachter, formelmässiger Darstellungsmodus der Schwermineralspektren nach Füchtbauer (1964)

Granat wird erfasst in % aller durchsichtigen Schwermineralien (SM), die übrigen in % aller durchsichtigen SM ohne Granat. Grosse Buchstaben: $\geq 10\%$ vorhanden; kleine Buchstaben: $< 10\%$ vorhanden; kleine Buchstaben in Klammern (): nur akzessorisch auftretend.

Gg	Granat	Ee	Epidot und Zoisit	Ss	Staurolith
Dd	Disthen	Aa	Apatit	Zz	Zirkon
Rr	Rutil	Titi	Titanit	Mm	Monazit
Tt	Turmalin	Hh	Hornblende	Pp	Pyroxen
		Bb	Baryt		

3. Phasen der Landschaftsgeschichte im Untersuchungsgebiet

In den Figuren 1–8 werden acht Phasen der Landschaftsgeschichte in der Region dargestellt und nachfolgend kommentiert.

3.1 Phase I: Ausgehende Molassezeit (Spätes Miozän, Obere Süsswassermolasse), bis ca. 10 Mio Jahre vor heute, Fig. 1.

Im Molassebecken herrschte axiales Gefälle nach WSW, markiert durch das Glimmersand-Stromsystem (G, E S d a z r t/T, vergl. Hofmann 1960), mit Haupteinzugsgebiet Ur–Salzach und Ur–Enns. Im Pleistozän wurde durch Erosion in der Längsachse der Glimmersandrinne sehr viel Glimmersand aufgearbeitet und in entsprechenden jüngeren Ablagerungen integriert (G, E, S).

Von NW her bestanden Zufuhrsysteme der Juranagelfluh aus einem Einzugsgebiet über dem südlichen Hochschwarzwald, einerseits Richtung Hegau (Schreiner 1965), andererseits Richtung Klettgau–«Kleiner Randen», hier auf 600 m.ü.M. auflagernd (Transportdistanz ca. 40 km; Graf 1991). Relikte von Juranagelfluh kommen auch auf dem Schaffhauser Randen auf 840 bis 870 m.ü.M., E des Hagens vor, was dem allgemeinen Niveau der Obergrenze der Molasse nach der pliozänen Hebung entspricht. Gleichartige Verhältnisse gelten auch für den Aargauer und Basler Jura.

Die Geröllspektren sind in allen Fällen gleichartig: von unten nach oben nehmen Malmkalke ab, während Muschelkalk zunimmt. Buntsandsteingerölle finden sich in den höchsten Partien, aber zu weniger als 10%, Gerölle aus Schwarzwaldkristallin nur vereinzelt in den höchsten Schichten. Die begleitenden Sandsteine sind Kalkarenite und enthalten in tieferen Lagen relativ wenig silikatische Körner (Kleiner Randen meist um 10%), doch steigt der Gehalt stratigraphisch gegen oben an.

Schwermineralien: g/G, (s) Z z. Auf dem Kleinen Randen finden sich deutliche Gehalte an vulkanogenen Apatitkörnern, die vom Hegauvulkanismus her zugeweht wurden.

Das Gefälle der Juranagelfluhschüttung kann als relativ schwach angenommen werden, bestimmt durch die stetige Absenkung des Vorlandtroges unter der Belastung durch die Sedimentation der alpinen Molasse und durch die Alpen selbst, die nach NW ausklang (siehe auch Naef et al. 1985). Dies dürfte die Ausbildung von Schottern mit gut gerundeten Komponenten ebenso wie von typischen Nagelfluh- und Sandsteinbänken begünstigt haben (im Gegensatz zur späteren, torrentiellen Erosion am Randen, 3.4.3.).

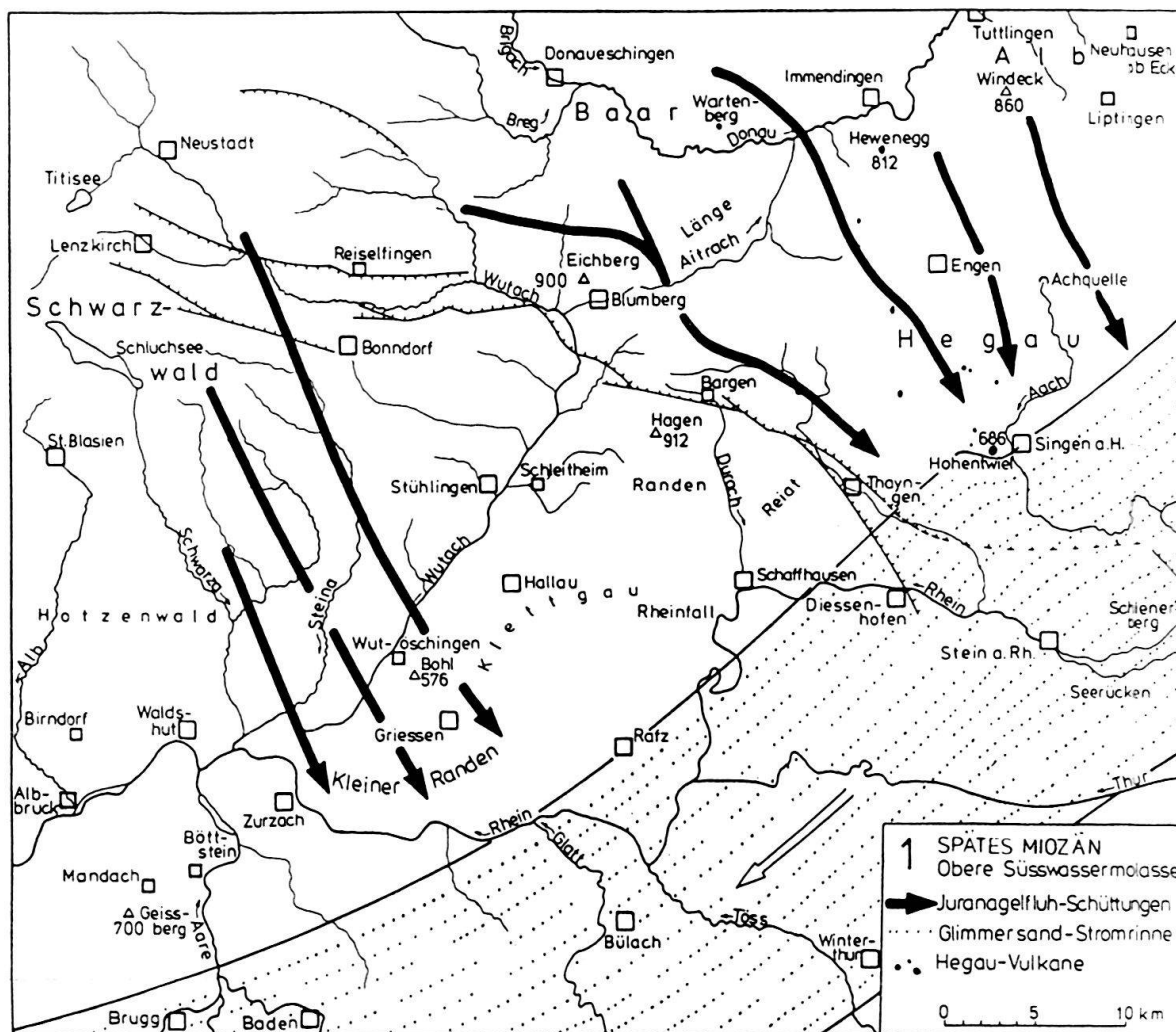


Fig. 1. Landschaftsgeschichtliche Phase 1: Obere Süßwassermolasse. Spätes Miozän. Beckenaxialer Glimmersandstrom mit Herkunftgebiet Ostalpen, Richtung WSW. Von NW her Juragelfluhschüttungen (von SE her Hörnlichschüttung).

Nach Schreiner (1965) ist für das Einzugsgebiet der Juragelfluh im damals über dem südlichen Hochschwarzwald liegenden Deckgebirge (bei erst beginnender Aufdommung) eine ausgeprägte, nach SE zurückweichende Schichtstufenlandschaft mit Erosionstälern anzunehmen.

3.2 Phase 2: Aare-Donau-System (mio-pliozäne Übergangsphase, ca. 10–8 Mio. Jahre vor heute; Zeit der Heweneggschichten im N Hegau), Fig. 2.

Hauptereignisse: Hebung der Grundgebirgsschwelle zwischen Schwarzwald und Aarmassiv (Büchi et al. 1965). Bildung einer Querwasserscheide im westlichen schweizerischen Mittelland. Im Untersuchungsgebiet axiale Gefällsumkehr nach E: Entstehung eines zusammenhängenden Aare-Donau-Systems mit Entwässerung längs des Nordrandes des Molassebeckens (Manz 1933/34). Die hochgelegenen, stark ausgelaugten Relikte von

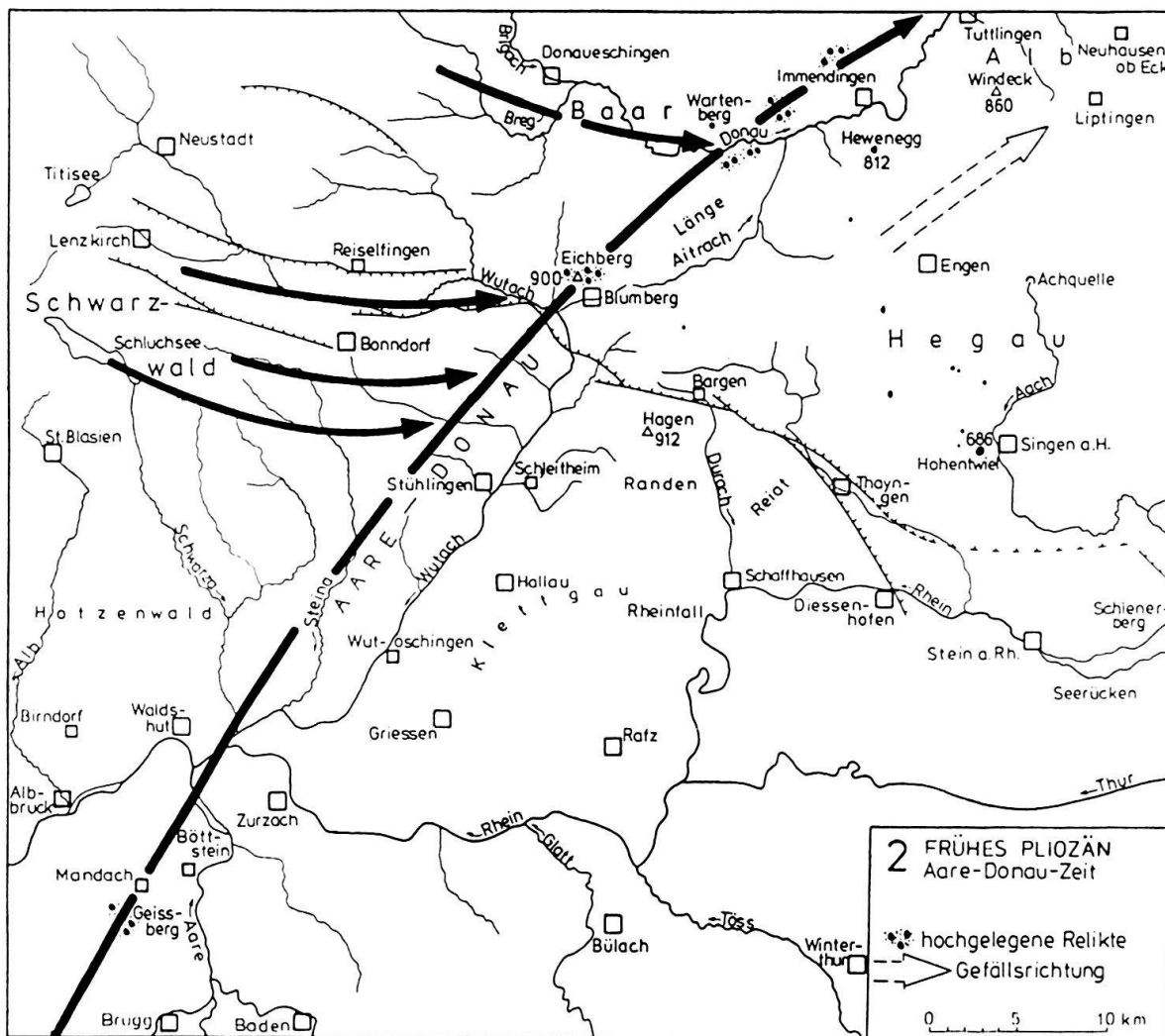


Fig. 2. Landschaftsgeschichtliche Phase 2: Zeit der Aare-Donau. Frühes Pliozän. Einzugsgebiet Napfschuttfächer der Molasse.

Quarzitschottern auf dem Eichberg N Blumberg und weiter donauabwärts wurden schon von Schalch (1908) als «mindestens altdiluvial, wenn nicht älter» eingestuft (s.a. Spitz 1930).

Die in den Relikten enthaltenen Sande (Villiger Geissberg: G, E s d Z R h t, Eichberg: G, E s d Z r M) führen einen beträchtlichen Anteil an Epidot, was zusammen mit den in beiden Fällen im Schotter dominierenden Quarzitgeröllen für eine erhebliche Materialzufuhr aus dem Napfschuttfächer (Molasse) spricht (vergl. Matter 1964). Monazit deutet hingegen auf eine zusätzliche Zufuhr aus dem Schwarzwald. Zahlreiche wertvolle und weiter auswertbare Daten finden sich bei Tillmanns (1984), der aber trotz der auch von ihm festgestellten hohen Epidotgehalte in den Höhenschottern des oberen Donauebietes ein zusammenhängendes Aare-Donau-System in Abrede stellt.

Nach den eigenen Befunden (s.a. Liniger 1967) und unabhängig davon solchen von Villinger (1986) besteht aber das Konzept der Aare-Donau nach Manz zu Recht. Die ho-

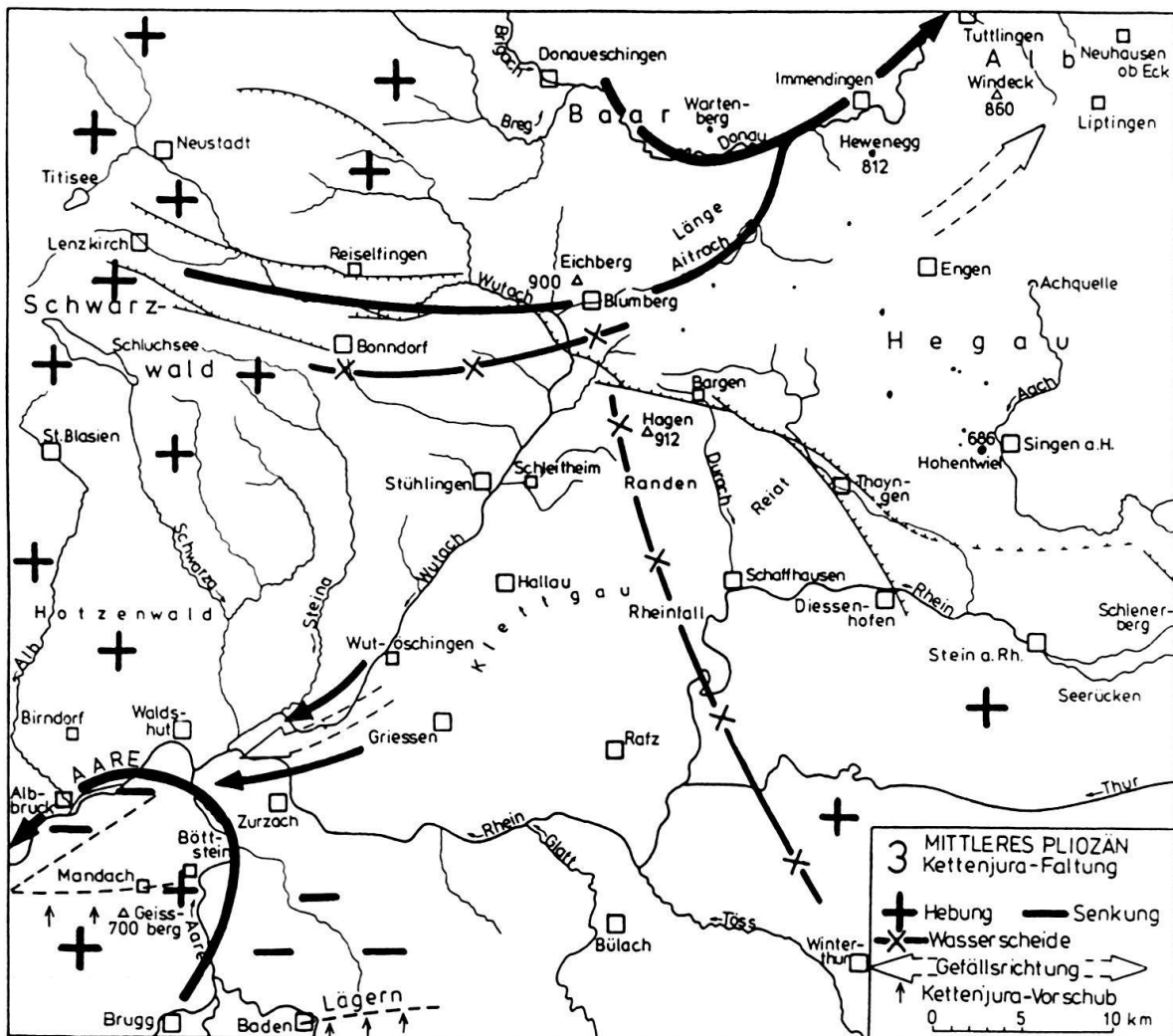


Fig. 3. Landschaftsgeschichtliche Phase 3: Zeit der Kettenjura-Faltung. Allgemeine Hebung im Alpenvorland. Aufdomung im Schwarzwaldgebiet, mit Depression vor der Front des Kettenjuras am Schwarzwaldsüdfuss. Ablenkung der Aare nach Westen. Donau beschränkt auf Einzugsgebiet Schwarzwald. Ausbildung der Wasserscheiden zwischen Aare/Donau und Aare/Bodenseerhein.

hen Epidotgehalte können nicht aus dem Schwarzwald stammen. Es muss angenommen werden, dass noch vor Phase 4 und damit vor der Erosion der Juraschichten W des Randens und der Baar eine beträchtliche Eintiefung des Aitrach-Donau-Talsystems stattfand. Nicht ohne Einfluss war vielleicht die Tatsache, dass die Grenzlinie zwischen Molassebecken und Alb als Zone des Übergangs der von SE heraufsteigenden mesozoischen Molasseunterlage in eine \pm horizontale Lage im Gebiet von Baar und Alb eine Knicklinie darstellt, die die Bildung des Donautals begünstigte.

Zeitgleich mit der Aare-Donau wurden wohl die pliozänen Schotter auf dem Tannenbergr NW von St. Gallen abgelagert (Hofmann 1957). Sie wurden vor der Entstehung des Alpenrheintals von SE her geschüttet (mit Abfluss zur Donau hin).

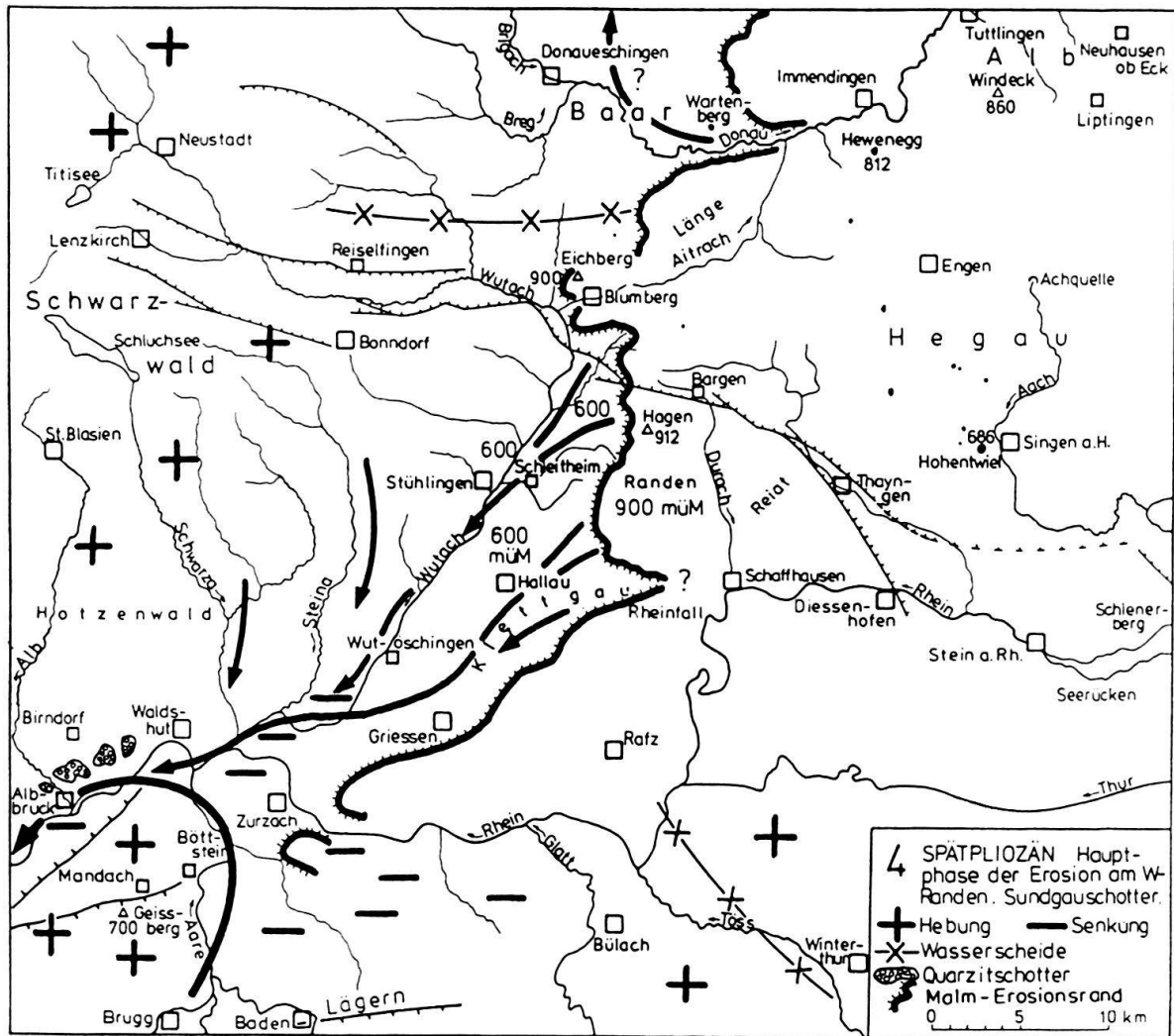


Fig. 4. Landschaftsgeschichtliche Phase 4: Haupterosion am westlichen Randen und im Klettgau. Der Malm-Erosionsrand setzt sich nach NE im Albtrauf fort. – Zeit der Sundgauschotter, mit Äquivalent in den Quarzitschottern der Mühlbachserie WSW von Waldshut.

3.3 Phase 3: Kettenjuraufaltung, mittleres Pliozän, Fig. 3.

Diese Phase ist gekennzeichnet durch die folgenden wichtigen Ereignisse mit entsprechenden Konsequenzen:

- Allgemeine Hebung des Alpenvorlandes.
- Hebung im Schwarzwaldgebiet um etwa 1000 m (Aufdomung), im Gebiet Baar–Randen–Hegau um 600 bis 700 m.
- Aufschiebung des Kettenjuras auf den Tafeljura und Entstehung der Lägernfalte (vgl. Haldimann et al. 1984, Müller et al. 1984, Diebold 1990).
- Grundlegende Veränderung der Gefällsverhältnisse im Alpenvorland: im Molassebecken tritt Erosion an die Stelle der Sedimentation.
- Veränderung der Klimaverhältnisse: Abkühlung und verstärkte Niederschläge in den Hochgebieten.

- Entstehung eines breiten, in Richtung Basel sich aufweitenden Tals zwischen Schwarzwald-Südabdachung und Kettenjura, bei relativer Absenkung des Tafeljuras unter der Belastung durch den Kettenjura.
- Unterbruch des Aare-Donau-Systems und Ablenkung der Aare längs des Schwarzwald-Südfusses nach W, mit längs und seitlich dieser Zone einsetzender bedeutender Erosion.

3.4 Phase 4: Erosion der Juraschichten westlich des Randens und Zeit der Sundgauschotter, Fig. 4.

3.4.1 Ausgangssituation

Über dem südlichen Hochschwarzwald hatte die Zeit der Juranagelfluh ein Erosionsgebiet hinterlassen (siehe 3.1). Die Hebung während der Kettenjurafaltung hatte zu einer starken Aufdomung in diesem Gebiet geführt und eine West-Ost-Wasserscheide vom Schwarzwald Richtung Alb geschaffen. Es entstand ein Gefälle gegen SW (aber wohl auch gegen N). Damit musste eine entsprechende Erosion aus dem Gebiet zwischen SE-Schwarzwald und Randen in Richtung auf das Tal der bereits längs der Schwarzwald-Südfusses nach W abgelenkten Aare einsetzen. Sie betraf vor allem die Juraschichten samt überlagernder Juranagelfluh.

3.4.2 Einengung des Zeitraums der Erosion W des Randens

Die Ausräumung der Schichten zwischen SE-Schwarzwald und Randen und die Ausbildung des markanten Erosionsrandes am westlichen Randen selbst können aufgrund der Morphologie und der vorhandenen eiszeitlichen Relikte wie auch der Vorgeschichte nur *vor* der Riss-Hauptvereisung (Moränen im Klettgau und um Schleithem) und *vor* der Ablagerung der Deckenschotter, aber erst *nach* der Aare-Donau-Zeit (Phase 3) stattgefunden haben.

Der benötigte Zeitraum lässt sich kaum im Altpleistozän unterbringen, und es verbleibt für die Hauptphase des Abtrags nur das Jungpliozän, beginnend mit der nach Fig. 3 ausklingenden Kettenjurafaltung und übergehend in die Zeit der Sundgauschotter nach Fig. 4 (Bartz 1961, Liniger & Hofmann 1965, Liniger 1966, 1967, Boenigk 1987).

3.4.3 Erosionsvorgänge westlich des Randens

Unter Berücksichtigung späterer Phasen der Erosion im Gebiet Klettgau-Wutach (Phasen 5, 6) muss für das späte Pliozän angenommen werden, dass der Abtrag damals von gegen 900 m.ü.M. (Randenhochfläche) auf etwa 600 m.ü.M. (Kämme der Höhenzüge im Gebiet Beggingen–Schleithem–Hallauer- und Wilchingerberg) hinunterreichte.

Die obersten abgetragenen Juraschichten bestanden aus den rund 90 m mächtigen, sehr stark zerklüfteten und relativ dünnbankig gelagerten, nicht frostbeständigen Wohlgeschichteten Kalken (Oxford-Kalke i₆/ox₂). Diese Formation war (bei starkem Gefälle) relativ leicht erodierbar. Sie hat eine heute noch sehr offensichtliche Tendenz, schon primär kleinscherbig zu zerfallen. Die darunter liegenden, rund 200 m mächtigen Schichten (Oxford-Mergel, Dogger, Lias) sind überwiegend mergelig bis tonig und wurden bei bereits reduziertem Gefälle erodiert. Dabei ist auch zu berücksichtigen, dass bergfeuchte, kompakte tonige Sedimente sehr zäh und gegen Abtrag widerstandsfähiger sein können als klüftige, brüchige Kalke.

Der Abtrag am Randen dürfte, vorsichtig von alpinen Verhältnissen extrapoliert nach Jäckli (1958, 1985), im Mittel in der Größenordnung von 0,2 bis 0,3 mm pro Jahr gelegen haben, was 0,75 bis 1,8 Mio. Jahre beansprucht hätte.

Erosion und Schuttabfuhr waren wohl eher torrentiell (im Gegensatz zur Juranagelfluh, 3.1), besonders zu Beginn. Die Distanz bis zur Aare (Waldshut) betrug etwa 25 km.

Was geschah mit dem Kalkschutt? Aufgrund der vorstehend erwähnten Eigenschaften wurde der Oxford-Kalkschutt wohl rasch eliminiert, durch Mahleffekte, wie sie in Kugelmühlen und autogenen Mahlsystemen auftreten. Zu diesen Überlegungen passen die Feststellungen an würmzeitlichen und rezenten Schottern der Wutach, die, nach dem Durchgang durch die Muschelkalkschluchten oberhalb von Grimmelshofen, wenig weiter flussabwärts, in der Gegend von Stühlingen, keine oder nur sehr wenige Kalksteingerölle führen, was schon Schalch (1912) auffiel (Ausnahme: Bereich Muschelkalkabsturzmassen längs Seldenhalde oberhalb Weizemer Steg). Vergl. dazu auch de Quervain (1969), 33–36).

3.4.4 Die Mühlbachserie am Hochrhein als Äquivalent der Sundgauschotter

Als zeitgleiches Äquivalent der Sundgauschotter *und* der Erosionsvorgänge am Randen bietet sich die am Hochrhein rinnenartig auf Kristallin auflagernde Mühlbachserie an, zu beobachten längs des Schwarzwald-Südfusses von Dogern–Albbruck–Birndorf (hier bis 460 m.ü.M. reichend) nach W bis mindestens N Laufenburg (Binzgen). Siehe dazu Groschopf & Sawatzki (1989), Verderber (1992), welche diese Ablagerungen als Alt- bis Ältestpleistozän einstuften.

Sedimentpetrographie der Mühlbachserie: Völlig kalkfrei ausgelaugte Quarzitschotter mit weiteren, kieseligen alpinen Geröllen (ausgelaugte Kiesel- und Sandkalke etc.) und seltenem Schwarzwaldkristallin. Schwermineralspektrum: g, E s (d) z r. Es besteht völlige Übereinstimmung mit den Sundgauschottern (z.B. Seppois-le-Bas, vgl. Liniger 1967) und mit deren Molasseinzugsgebiet, dem Napfschuttfächer (Matter 1964). Vom Randen her zugeführter Abtragungsschutt enthielt nur wenig Sand mit sehr wenig Schwermineralien (Z, R) und kann sich deshalb in den Mühlbachschottern kaum bemerkbar machen. Keine sedimentpetrographische Verwandtschaft besteht zwischen den Mühlbachschottern und den granatreichen Deckenschottern (vgl. auch Graf 1993).

Die Mühlbachschotter sind als Reste von Rinnenschottern zu deuten, die einst das damalige Aaretal ab Waldshut füllten.

3.4.5 Das Klettgautal

Das Klettgautal ist Bestandteil des Erosionsgebietes am Randen. Es wurde vermutlich schon zusammen mit dem Erosionsrand am westlichen Randen angelegt, erhielt aber seine heutige Gestalt erst später (Phase 5), als der zur Aare abgelenkte Bodenseerhein es trichterförmig aufweitete.

3.4.6 Erosionsvorgänge auf der Baar

Der nach Norden sich fortsetzende Erosionsrand des Randens schnitt das Aitrachtal westlich von Blumberg abrupt ab. Allerdings reichte der Abtrag auf der Baar (Gebiet Blumberg–Donaueschingen) nur etwa bis zum mittleren Dogger hinunter (heute auf gut 700 m.ü.M.), d.h. stratigraphisch mindestens 160 m weniger tief als weiter südlich.

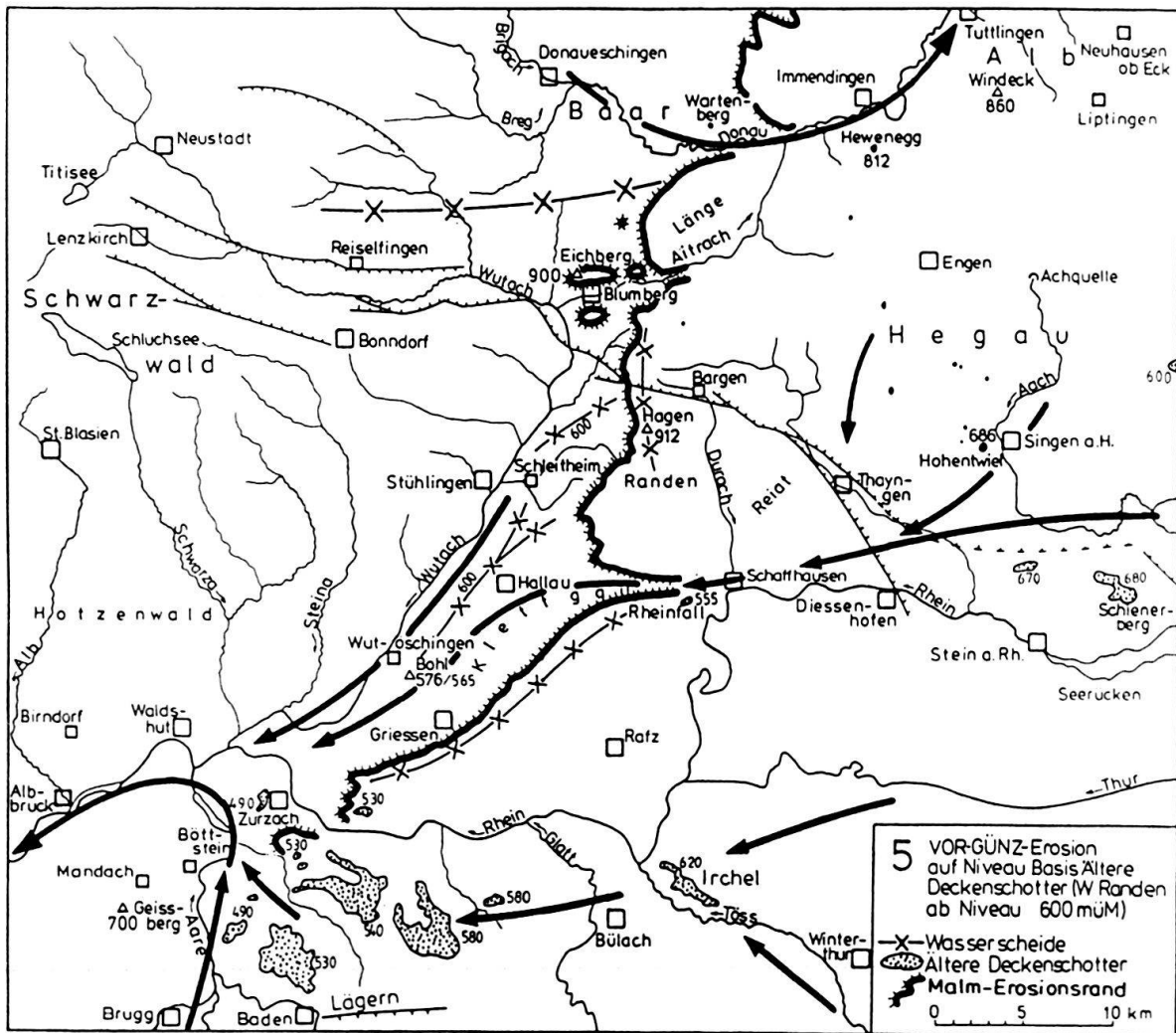


Fig. 5. Landschaftsgeschichtliche Phase 5: Vor-Günz-Erosion, gefolgt von der Aufschotterung der Älteren (Höheren) Deckenschotter (mit Angabe der Lage der Basis der Vorkommen in m.ü.M.) Rheinablenkung zum Klettgau.

Der Donaulauf wurde wohl zu dieser Zeit auf den Einlass Donauessingen-Geisingen beschränkt. Jedenfalls entstand im Gebiet der Baar damals das etwas labile Dreifach-Hauptwasserscheidensystem Neckar/Donau/Bodensee-Hochrhein.

3.4.7 Randenwestrand und Albtrauf

Der Malm-Erosionsrand am Randen geht über die Wasserscheide der Baar in den Albtrauf über. Nach Geyer & Gwinner (1986) «dürfte der Albtrauf in seiner heutigen Lage in groben Zügen bereits vorpleistozänes Alter besitzen; die Rückverlegung der Stufenränder während des Pleistozäns war verhältnismässig gering». Zeitlich passt dies sehr gut zur eigenen Einstufung der Entstehung des Erosionsrandes am Randen. Trotzdem kann dieser nicht einfach als Fortsetzung des Albtraufs betrachtet werden, sondern bildet ein

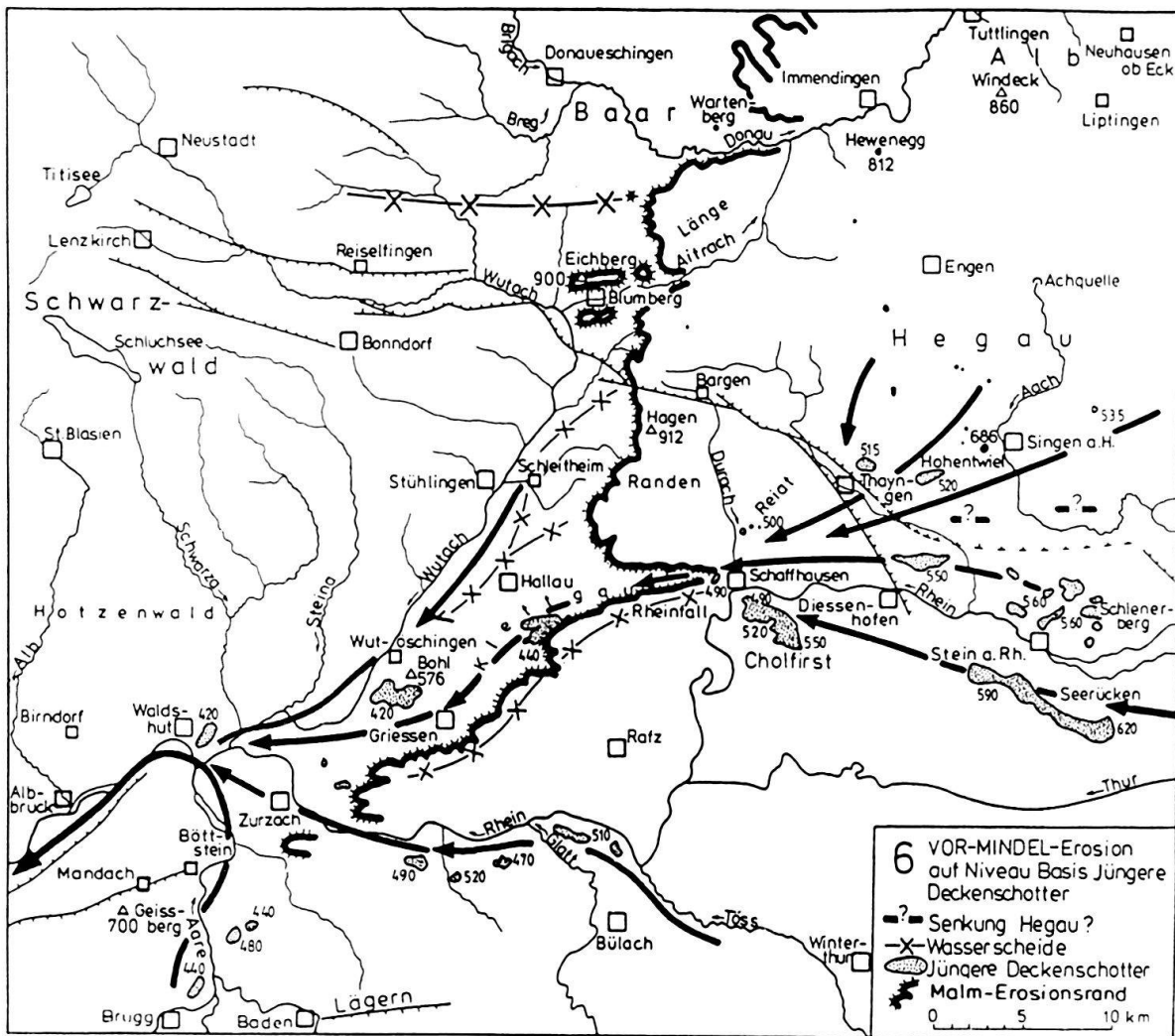


Fig. 6. Landschaftsgeschichtliche Phase 6: Früh-Mindel-Erosion, gefolgt von der Ablagerung der Mittleren und Jüngeren Deckenschotter (mit Angabe der Lage der Basis der Vorkommen in m.ü.M.).

eigenständiges Element. Insbesondere wurde sein Schutt südlich der genannten Dreifach-Wasserscheide auf der Baar nach Südwesten zur damaligen Aare abgeführt.

Über die Schuttabfuhr vom Erosionsrand des Weissen Juras am Albtrauf ist in der Literatur wenig Information zu finden. Es wird angenommen, dass die Geschichte des Albtraufs schon mit der Zeit der Trockenlegung des Jurameers an der Wende zur Kreidezeit begann (Beurlen 1982, Geyer & Gwinner 1986, Hagdorn & Simon 1988). Für die Westalb begann schon früh das Einzugsgebiet des Neckars eine Rolle zu spielen (Wagner 1961, Beurlen 1982, Münzing 1987, Rähle & Bibus 1992). Die vorgestellten Überlegungen zur Genese des Erosionsrandes am westlichen Randen sind vielleicht geeignet, Impulse zur weiteren Abklärung der Entwicklung des Albtraufs zu geben.

3.5 Phase 5: Erosion auf das Niveau der Basis der Älteren (Höheren) Deckenschotter, Fig. 5.

Die Zahlenangaben in Fig. 5 geben die Höhenlage der Basis der wichtigsten Vorkommen in m.ü.M. an (erreichtes Erosionsniveau). Man beachte die Neubearbeitung durch Graf (1993). Im Gebiet Klettgau begann die Erosion ab Niveau 600 m. Als Relikt wird der kleine Schotterrest auf dem Bohl SE Wutöschingen angenommen, der mit einem deutlichen Anteil an eckigen Malmkalktrümmern und an Quarzsand (G, Z R m) nicht als (ohnehin zu tief liegende) Juranagelfluh zu deuten ist (vergl. auch Paul 1958, 1971). In die Zeit von Phase 5 fällt auch die Rheinablenkung durch das Klettgautal nach W.

Im entsprechenden Deckenschotter auf dem Buechbüel NW Neuhausen am Rheinfluss sind bereits deutliche Anteile von Schwermineralien aus dem Vulkangebiet des Hegaus zu finden (Apatit, Hornblende, Pyroxen und Magnetit).

3.6 Phase 6: Erosion auf das Niveau der Basis der Mittleren und Jüngeren (Tieferen) Deckenschotter, Fig. 6.

Die Zahlenangaben in Fig. 6 geben die Höhenlage der Basis der wichtigsten Vorkommen in m.ü.M. an. Im mittleren Klettgau erreichte die Erosion ein Niveau von 420 m.ü.M.

3.6.1 Bodensee–Hochrhein

Für das Gebiet des NW Bodensees (Schienerberg, Hegau) wird vor allem auf Schreiner (1970) verwiesen, ebenso auf Keller (1994), für das Rheingebiet unterhalb von Schaffhausen auf Graf (1993) und Verderber (1992).

3.6.2 Untere Wutach (von Grimmelshofen Richtung Hochrhein)

Im Bereich Wutach–Schleitheim–Beggingen fand mindelzeitlich – ausserhalb des alpinen Erosionsbereichs – offenbar eine relativ bescheidene Eintiefung, nämlich auf das Härtlingsniveau des Oberen Muschelkalks statt. Bemerkenswerte, kalkfrei ausgelaugte Relikte finden sich links der unteren Wutach rund 100 m über der heutigen Talsohle:

- Vorderhau, 2,5 km NW Hallau, Handbohrproben: verlehnte Schotterrelikte mit kieseligen Geröllen aus dem Trigonodusdolomit; Sandrückstand mit (g), (e) Z R.
- Vorderhau und Seebenhau: lehmige Dolinenfüllungen, Handbohrungen bis 3 m. Sandrückstand mit G, e s Z r M.
- Glückhafenthalde SE Eberfingen: brauner Bodenhorizont auf Muschelkalk mit deutlichem Gehalt an Sand vom Typus Stubensandstein (G, e Z r m).
- Litichapf 3 km WNW Hallau: lehmige Spaltenfüllung im Muschelkalk. Sand mit G, s d a Z.

Alpine Schwermineralien (Epidot, Staurolith, Disthen) lassen sich als Flugsand erklären. Sand aus dem Schwarzwaldkristallin fehlt offenbar. Es liegt nahe, die beschriebenen Relikte als Zeugen eines Wutachniveaus aus der frühmindelzeitlichen Erosion zu erklären.

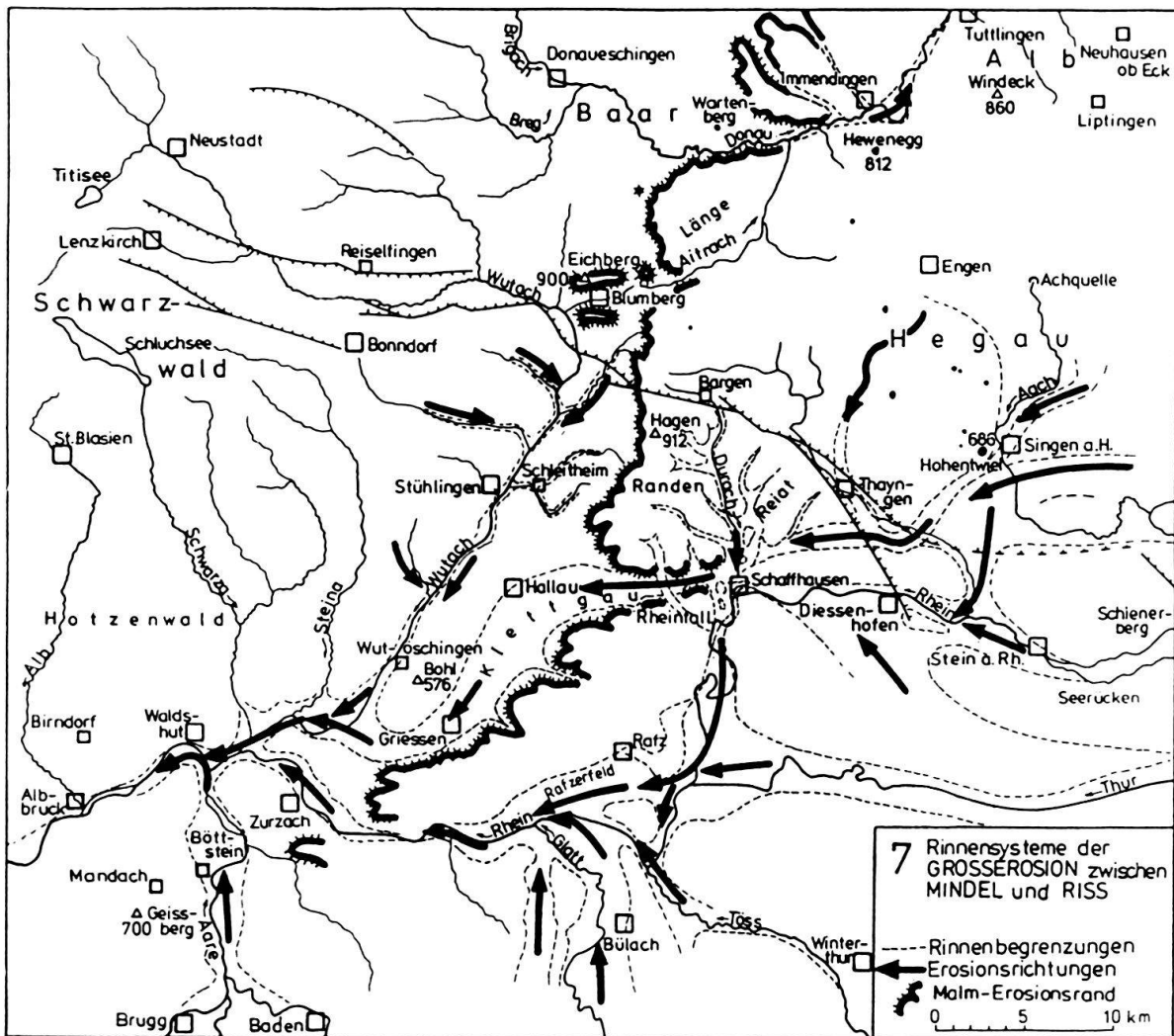


Fig. 7. Landschaftsgeschichtliche Phase 7: Frührisszeitliche Grosserosion und maximale Eintiefung der Haupt-rinnensysteme, gefolgt von deren teilweiser Wiederaufschotterung vor allem im alpinen Bereich.

3.7 Phase 7: Entstehung der grossen Rinnensysteme im Gebiet Bodensee–Hochrhein–Wutach, Fig. 7.

Die nachfolgend besprochenen Rinnensysteme wurden zwischen den Mindel- und den Rissvereisungen angelegt und beim Vorstoss der risszeitlichen Gletscher mit Rinnenschottern zugeschüttet (siehe Schreiner 1970, Krays & Keller 1989, Schlüchter 1987, Hofmann 1994, Keller 1994 u.a.m.).

3.7.1 Rinnensystem Bodensee–Hochrhein

Die Klettgaurinne war bis 100 m unter die heutige Talsohle, d.h. auf 300–350 m.ü.M. eingetieft worden, jene des Rafzerfeldes etwa 80 m tief (ebenfalls auf 300–350 m.ü.M.). Spätestens zu dieser Zeit entstanden auch die auf Schaffhausen zu konvergierenden Ran-

dentäler und die Rinnenlandschaft unter Schaffhausen (Schindler 1985) sowie die Verbindungsrinne Schaffhausen–Rafzerfeld, wobei noch ältere Anlagen wahrscheinlich sind. Am Westrand des Hegaus wurde die Randenerwerfung auf das heutige Ausmass freigelegt.

Der Steilabfall auf der Nordseite des Schienerberges ist wohl in erster Linie eine Erosionsform, begünstigt durch die Glimmersandrinne, in der er liegt, und nur in untergeordnetem Masse durch die Schienerbergverwerfung bedingt, deren Sprunghöhe früher überschätzt wurde (siehe dazu Schreiner 1970). Dies gilt auch für Phase 6.

3.7.2 Wutach–Schleitheim

Es ist anzunehmen, dass das Wutachtal vom höhergelegenen, frühmittelzeitlichen Niveau bei etwa 530 m.ü.M. (nach 3.6.2) frühmittelzeitlich um etwa 100 m auf seine heutige Tiefe von 440 m.ü.M. (Stühlingen) bis 380 m.ü.M. (Wutöschingen) erodiert wurde. Es ist auch wahrscheinlich, dass die in den Muschelkalk eingetieften Seitentäler der Wutach (Lausheim, Merenbachtal, Mauchen und vermutlich Fützen-Grimmelshofen) zusammen mit der Eintiefung des unteren Wutachtals (ab Grimmelshofen) entstanden.

Zusammen mit diesem unteren Wutachtal muss auch das sogenannte «Randental» (Beggingen–Schleitheim–Oberwiesen–Stühlingen) entstanden sein, ebenso das in seinem Oberlauf parallel dazu verlaufende Chrebsbachtal (Babental-Hohbrugg) und seine Fortsetzung im Zwärenbachtal (Hohbrugg-Schleitheim). Diese beiden Talsysteme enthalten schmale, mit kantengerundetem Malmkalkschutt gefüllte Rinnen (Baugrube 1989, Schleithem West, Areal Coop-Raiffeisen: 7 m Malmkalkschutt, Komponenten meist unter 5 cm, auflagernd auf Trigonodusdolomit, ohne jede Spur alpiner oder lokal-triadischer Sandminerale).

Die tiefsten mittelzeitlichen Moränen (Phase 8) liegen in Schleithem unmittelbar südlich dieser Malmkalk-Schotterrinne, ein Beweis dafür, dass die dortige Eintiefung schon vorher stattgefunden hatte, d.h. zur Zeit von Phase 7. Die Schotter wurden nach den vorhandenen Indizien vermutlich vom Eis überfahren und vorbelastet: sie sind sehr kompakt gelagert, und es konnten darin Keller ohne seitliche Abstützung angelegt werden.

3.7.3 Relikte im unteren Wutachtal mit seinen Seitentälern

Im unteren Wutachgebiet mit seinen rechtsseitig in die Muschelkalkabdachung eingetieften Seitentälern finden sich die folgenden, bemerkenswerten Ablagerungen, die als mittelzeitliche Relikte (Phase 7, z.T. Übergang zu Phase 8?) betrachtet werden:

- Abgrabung (1995) unmittelbar ESE Lausheim, Seitental der Wutach: sehr lehmiger Muschelkalkhangschutt mit deutlichem Gehalt an silikatischem Sand, mit G, (s) a Z (r) m, Magnetit.
- Mauchen W Stühlingen, Seitental der Wutach. Abgrabung im SSE-Teil des Dorfes längs Zufahrt zu Gewerbegebiet: gelber Hanglehm mit wenig Muschelkalkschutt, deutlicher Gehalt an silikatischem Sand, mit G, e (s) Z (r) M (h), Magnetit.
- S Untereggingen, Wutachtal, Strassenabzweigung: lehmiger Muschelkalkschutt mit deutlichem Gehalt an silikatischem Sand, mit G, s a Z R M B, Magnetit.
- SE Degernau, Wutachtal: Hangrutsch 1995, lehmig, mit deutlichem Gehalt an Sand mit 80% silikatischem Anteil, mit G, s Z r M; 1 eckiger, fleischroter, granitischer Grundgebirgsstrümmen (2,5 cm).

- Demmelt S Wutöschingen: bis 30 m hoher Hügel quer im Tal, aus Muschelkalkschutt (eckige Trümmer) und einem auffallenden Anteil an hellen Liaskalktrümmern und Belemnitenfragmenten. Deutlicher Sandgehalt mit 30% Silikatanteil, mit G, e Z r (m). Verderber (1992) betrachtet das Vorkommen als frührisszeitlichen Schotter.

Mit den vorstehend beschriebenen Vorkommen vergleichbare Ablagerungen mit Sanden schwarzwäldischer Herkunft wurden auch im Aitrach- und im oberen Donautal gefunden (Aulfingen, Möhringen-Gänsacker, Tuttlingen-Koppenland). Bemerkenswert sind auch die folgenden Hinweise aus der Literatur:

- Beobachtung von W. Paul (1971), N Demmelt-Wutöschingen, in Baugruben: Blöcke aus Buntsandstein bis 1 m. Phase 7 oder ev. 8 (Moräne?).
- Schalch (1912) beobachtete überdurchschnittlich grosse Buntsandsteingeschiebe auch am Ausgang des Merenbachtals SE Weizen; sie sind aber nicht mehr erhalten.

Die in den Relikten enthaltenen Sande stammen offenbar aus dem Schwarzwald. Die Schwer- und die Leichtmineralien sprechen dabei für Herkunft aus dem Kristallin. Eine Deutung einiger der genannten Vorkommen als moränenähnliche Bildungen ist nicht völlig von der Hand zu weisen, doch ist Vorsicht am Platz. Vor allem bei den erwähnten Lehmen ist in Anlehnung an Schreiner (1992 und schriftlicher Kommentar) mit Zufuhr als Flugsand zu rechnen, was auch für alpine Schwermineralien (Epidot) vom nahen Rheingletscher her möglich war. Andererseits ist ein Vorstoss von Schwarzwaldeis nach Süden bis 6 km N Albruck (Unteralpfen) bekannt (Schreiner 1979, Groschopf & Sawatzki 1989).

3.8 Phase 8: Grösste Vergletscherung (Riss-Maximum), Fig. 8.

3.8.1 Maximale Ausdehnung der helvetischen Gletscher

1994 wurde vom Verfasser gezeigt, dass sich risszeitlich der Bodensee-Hegau-Rheingletscher und der Linthgletscher in Schaffhausen trafen und dass der Linthgletscher bis nach Schleithelm vorstieß. Seither ergaben sich folgende Zusatzbefunde:

Birndorf W Waldshut: Sandiges Schottervorkommen am Friedhofshügel (vergl. Groschopf & Sawatzki 1989): Gerölle von Taveyannazsandstein und Glarner Verrucano bezeugen den Linthgletscher. Mandach AG: Sandige Schotter in Grube NE Mandach führen Gerölle von Taveyannaz-Sandstein, Glarner Spiliten und Verrucano nebst Aaregranit (Linth- und Reussgletscher). Dieses Vorkommen wird als risszeitlich, nicht als Deckenschotter betrachtet.

Grafenbuck SSW Stühlingen (Handbohrung): 1 m brauner Ton mit kleinen, lokalen und alpinen Gesteinsfragmenten (darunter violetter Verrucanoschiefer). Sandanteil mit G, E s (d) Z r m, alpin (Linth) mit etwas nichtalpinem Material (Z, m), vermutlich aus Keupersanden aufgearbeitet.

Bargen SH: Eine kleine, 1994/95 forciert abgebaute und kurz vor der Erschöpfung stehende Ablagerung unmittelbar S Bargen (Abwasserreinigungsanlage) besteht überwiegend aus lehmigem Malmkalkschutt mit einem deutlichen Anteil an Juranagelfluhgeröllen. Die Schwermineralfraktion des enthaltenen Sandes enthält vulkanogene Mine-

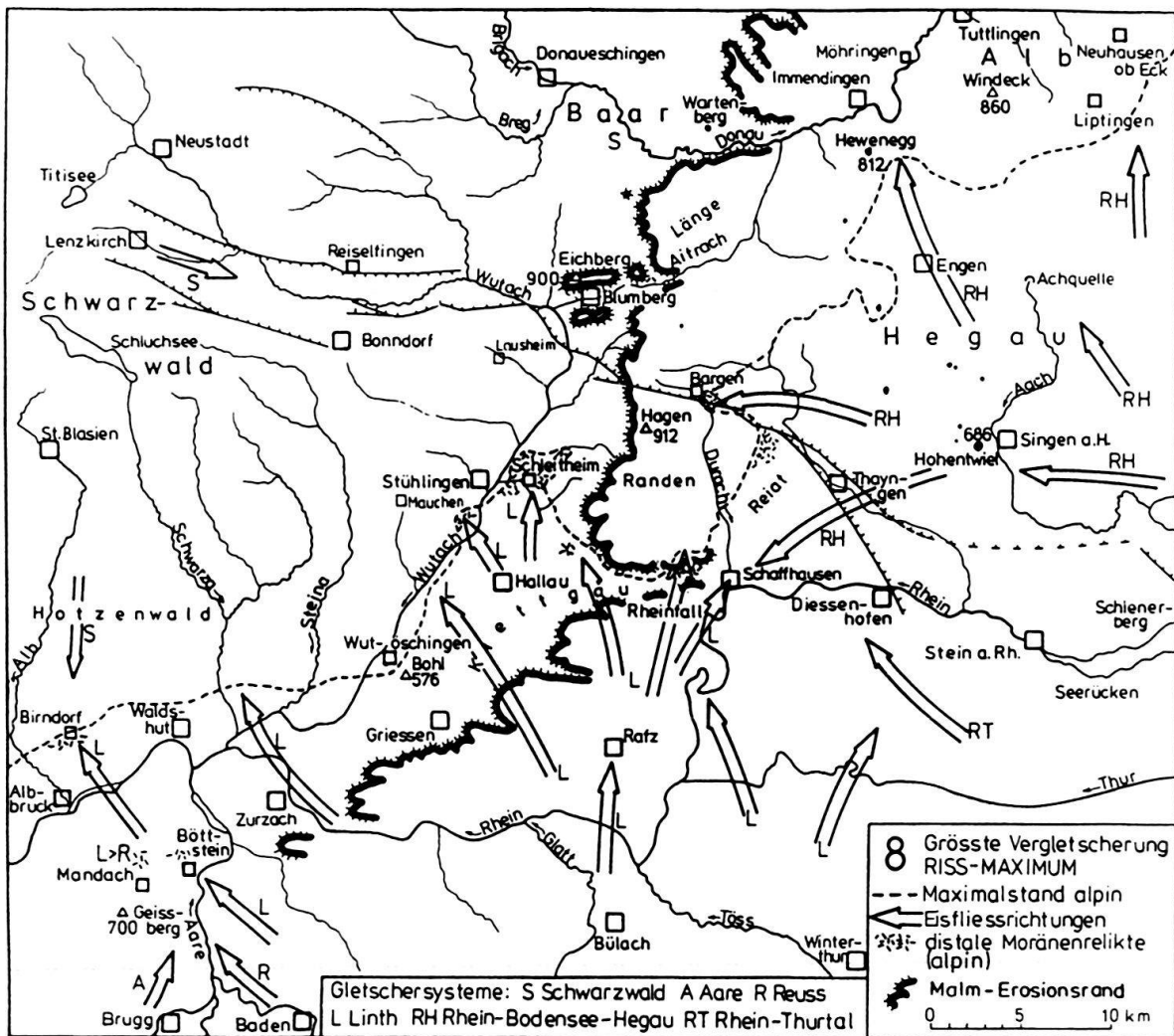


Fig. 8. Landschaftsgeschichtliche Phase 8: Grösste Vereisung (Riss-Maximum), mit Angabe wichtiger distaler Moränenrelikte.

ralkörner (Apatit, Titanit, Melanit, Magnetit) aus Molasse-Tufflagen des Gebietes zwischen Wiechs a.R. und dem Bibertal (Hofmann 1967).

Ausserdem kommen in der Ablagerung vereinzelt Findlinge aus Appenzellersandstein (Untere Süsswassermolasse) und Kieselkalk bis 30 cm vor, ebenso aus Randengrobkalk, nebst kleineren alpinen Geschieben und Fetzen bis 50 cm aus grünlicher, lehmiger, rein alpiner Moräne. Das Vorkommen bezeugt einen Vorstoss des Rheingletschers von Osten (Wiechs) her ins obere Durachtal, das somit schon vorher existierte. Nähere Darstellungen: Blatt 1011/1012 Beggingen-Singen des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000 (in Drucklegung begriffen); Fotodokumentation: Schweiz. Geol. Dokumentationsstelle.

4. Ausblick auf die wärmzeitlichen Vorgänge und die Wutachablenkung

Für die grossen Schotterfelder im Gebiet Löffingen–Reiselfingen–Hochwald wurde von Schreiner (1986, 1991) wärmzeitliches Alter nachgewiesen, und nach Hebestreit et al. (1993) fand die Ablenkung der oberen Wutach nach S/SW zwischen 15 000 und 20 000 Jahren vor heute statt, bei einer Erosionsgeschwindigkeit von etwa 1 cm pro Jahr für den Bereich der tiefen und schmalen Muschelkalkschluchten. Dies ist eine durchaus andere Grössenordnung als jene für flächenhaften Abtrag im Sinne von Jäckli (1958), aber angesichts der sehr unterschiedlichen Umstände durchaus damit verträglich.

Verdankung

Herrn Prof. Dr. A. Schreiner, Wildtal/Freiburg i. Br., dankt der Verfasser für die kritische Durchsicht des Manuskripts und wichtige Hinweise und für die Möglichkeit zu einer anregenden, gemeinsamen Exkursion im Untersuchungsgebiet zusammen mit Herrn Dr. M. Franz vom Geologischen Landesamt Baden-Württemberg.

LITERATURVERZEICHNIS

- BARTZ, J. 1961: Die Entwicklung des Flussnetzes in Südwestdeutschland. *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 4, 127–135.
- BEURLIN, K. 1982: Entstehung und Werdegang des süddeutschen Schicht-Stufenlandes. *Ber. natf. Ges. Bamberg LVII*, 37–100.
- BOENIGK, W. 1987: Petrographische Untersuchungen jungtertiärer und quartärer Sedimente am linken Oberrhein. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.* 69, 357–394.
- BÜCHI, U.P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. 1965: Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.* 32/82.
- DIEBOLD, P.: 1990: Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. *Nagra informiert* 12/2, 47–53.
- FÜCHTBAUER, H. 1964: Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 57, 157–298.
- GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. 1986: *Geologie von Baden-Württemberg*, 3. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.
- GRAF, H.R. 1991: Die OMM und OSM im Gebiet des Kleinen Randen (südlicher badischer Klettgau). *Mitt. natf. Ges. Schaffhausen* 36, 1–44 (verkürzte Fassung Dipl. Arb. Univ. Zürich, 1988).
- 1993: Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. *Diss. ETH Nr. 10205*. Selbstverlag, Gächlingen SH.
- GROSCOPF, R. & SAWATZKI, G. 1989: Quartär und Grundgebirge im zentralen Hotzenwald. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.* 71, 55–109.
- HAGDORN, H. & SIMON, T. 1988: *Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes*. Thorbecke, Sigmaringen.
- HALDIMANN, P., NAEF, H. & SCHMASSMANN, H. 1984: Fluviale Erosions- und Akkumulationsformen als Indizien jungpleistozäner und holozäner Bewegungen in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. *Nagra Tech. Ber.* 84–16.
- HANTKE, R. 1978: *Eiszeitalter 1*. Ott, Thun.
- 1985: Die jüngere Landschaftsgeschichte in der Nordschweiz. *Mitt. natf. Ges. Schaffhausen* 32, 123–157.
- HEBESTREIT, C., SCHIEDECK, T., BAUER, M. & PFAFFENBERGER, C. 1993: Zeitmarken der Wutacheintiefung – Terrassenkorrelation, Terrassenstratigraphie und Kalktuffe. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.* 75, 291–312.
- HOFMANN, F. 1957: Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St. Gallen. *Eclogae geol. Helv.* 50, 477–482.
- 1960: Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der oberen Süswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. *Eclogae geol. Helv.* 53, 1–25.
- 1967: Neue Funde vulkanischer Tuffe in der Molasse des nördlichen Kantons Schaffhausen und seiner Grenzgebiete. *Eclogae geol. Helv.* 60, 577–587.
- 1994: Beobachtungen zur Quartärgeologie des Schaffhauser Klettgaus (Schweiz). *Eclogae geol. Helv.* 87, 241–263.

- (in Druckvorbereitung): Erläuterungen zu Blatt 1011 Beggingen (Südhälfte) mit SW-Anteil von Blatt 1012 Singen des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000. Landeshydrologie und -geologie.
- JÄCKLI, H. 1958: Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorland sedimentation. *Eclogae geol. Helv.* 51, 354–365.
- 1985: Zeitmassstäbe der Erdgeschichte. Birkhäuser, Basel.
- KELLER, O. 1994: Entstehung und Entwicklung des Bodensees – ein geologischer Lebenslauf. In: Umweltwandel am Bodensee. UVK, Fachverlag f. Wiss. u. Studium, St. Gallen.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. 1989: Die eiszeitliche Reliefentwicklung im Bodenseeraum. *Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik* 89/1, 8–12.
- LINIGER, H. & HOFMANN, F. 1965: Das Alter der Sundgauschotter westlich Basel. *Eclogae geol. Helv.* 58, 215–229.
- LINIGER, H. 1966: Das plio-pleistozäne Flussnetz der Nordschweiz. *Regio Basiliensis* VII/2, 158–177.
- 1967: Pliozän und Tektonik des Juragebirges. Mit einem sediment-petrographischen Anhang von F. HOFMANN. *Eclogae geol. Helv.* 60, 407–490.
- MANZ, O. 1933/34: Die Ur-Aare als Oberlauf und Gestalterin der oberen Donau. *Hohenzoll. Jahresh.* 1/1933, 113–159 u. 2/1934, 187–225.
- MATTER, A. 1964: Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch – Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern). *Eclogae geol. Helv.* 57, 315–428.
- MÜLLER, H.W., HUBER, M., ISLER, A. & KLEBOTH, P. 1984: Erläuterungen zur geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1 : 100 000. Nagra u. Schweiz. geol. Komm.
- MÜNzing, K. 1987: Zum Quartär des Talzuges Spaichingen–Tuttlingen (westliche Schwäbische Alb). *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 29, 65–90.
- NAEF, H., DIEBOLD, P. & SCHLANKE, S. 1985: Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. *Nagra Tech. Ber.* 85–14.
- PAUL, W. 1958: Zur Morphogenese des Schwarzwaldes (II). *Jh. geol. Landesamt Bad. Württemb.* 3, 263–359.
- 1971: Von der spätjurassischen (frühkretazischen?) Landwerdung bis zur Gegenwart: Portlandium (Valendis?) bis Holozän. In: SAUER, K. & SCHNETTER, M. 1971: Die Wutach. *Bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz*, 135–194. Feiburg i. Br.
- DE QUERVAIN, F. 1969: Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. Kümmerly & Frey, Bern.
- RÄHLE, W. & BIBUS, E. 1992: Eine altpleistozäne Molluskenfauna in den Höhenschottern des Neckars bei Rotenburg, Württemberg. *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 34, 319–341.
- SCHALCH, F. 1908: Erläuterungen zu Blatt 53 Blumberg der Geologischen Spezialkarte des Grossherzogtums Baden. *Grossherzogl. Bad. geol. Landesanst.*
- 1912: Erläuterungen zu Blatt 144 Stühlingen der Geologischen Spezialkarte des Grossherzogtums Baden. *Grossherzogl. Bad. geol. Landesanst.*
- 1922: Erläuterungen zu Blatt 157 Griessen der Geologischen Spezialkarte von Baden. *Bad. geol. Landesanst. u. Schweiz. geol. Komm.*
- SCHINDLER, C. 1985: Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung. *Mitt. natf. Ges. Schaffhausen* 32, 1–114 u. *Beitr. geol. Schweiz, kl. Mitt.* 74.
- SCHLÜCHTER, C. 1987: Talgenese im Quartär – eine Standortbestimmung. *Geographica helv.* 42, 109–115.
- 1988: Exkursion am 11. Oktober 1987 im Rahmen der SNG-Tagung von Luzern zum Rhein, unter besonderer Berücksichtigung der Deckenschotter. *Eclogae geol. Helv.* 81, 249–258.
- SCHLUMBERGER, K. 1986: Schwermineralgehalte in den Bachsedimenten der Karbonzone zwischen Badenweiler und Wacht, Südschwarzwald. *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 28, 201–220.
- SCHREINER, A. 1965: Die Juranagelfluh im Hegau. *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 7, 303–354.
- 1970: Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1 : 50 000. *Geol. Landesamt Bad.-Württemb.*
- 1979: Zur risseiszeitlichen Vergletscherung des Südostschwarzwaldes und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg). *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 21, 137–159.
- 1986: Neuere Untersuchungen zur Risseiszeit im Wutachgebiet (Südostschwarzwald). *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 28, 211–244.
- 1989: Erläuterungen zu Blatt 8219 Singen (Hohentwiel) der geologischen Karte 1 : 25 000 von Baden-Württemberg. *Geol. Landesamt Bad.-Württemb.*
- 1991: Die pleistozänen Wutachschotter im Gewann Grosswald bei Löffingen im Landkreis Breisgau, Hochschwarzwald. I. Vorkommen und Zeitstellung. *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 33, 133–147.
- 1992: Einführung in die Quartärgeologie. Schweizerbart, Stuttgart.

- SPITZ, W. 1930: Erläuterungen zu Blatt 122 Möhringen der Geologischen Spezialkarte von Baden. Bad. geol. Landesanst.
- TILLMANN, W. 1984: Die Flussgeschichte der oberen Donau. Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 26, 99–202.
- VERDERBER, R. 1992: Quartärgeologie des Hochrheintals zwischen Schaffhausen und Rheinfelden. Diss. Univ. Freiburg i.Br. (Manuskript).
- VILLINGER, E. 1986: Untersuchungen zur Flussgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 28, 297–362.
- WAGNER, G. 1961: Zur Flussgeschichte von oberer Donau und oberem Neckar. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 43, 93–98.
- ZIMMERLE, W. 1982: Transparente Schwerminerale aus granitischen Gesteinen und Bächen des Blauen-Massivs (Südwest-Schwarzwald). Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 64, 135–166.

Manuskript erhalten 10. Dezember 1995

Revidierte Fassung angenommen 12. August 1996

