

**Zeitschrift:** Brugger Neujahrsblätter  
**Herausgeber:** Kulturgesellschaft des Bezirks Brugg  
**Band:** 99 (1989)

**Artikel:** Die geologische Entwicklung der Nordschweiz im jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte : neue Erkenntnisse aus unserer Region  
**Autor:** Frank, Erik / Bitterli, Peter H.  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-900912>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **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. [Voir Informations légales.](#)

### **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. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 02.04.2025

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

# Peter H. Bitterli und Erik Frank

## Die geologische Entwicklung der Nordschweiz im jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte: Neue Erkenntnisse aus unserer Region

### *1. Einleitung*

Unser Aufsatz vom vergangenen Jahr schilderte die Veränderungen der Landschaft, die sich in unserer Region aufgrund des tektonischen Geschehens in der Erdneuzeit ereigneten. Wir warfen dabei zum Schluss die Frage auf, ob diese gebirgsbildenden Vorgänge abgeklungen seien, oder ob sie in irgend einer Form bis heute andauern. In seiner Dissertation über die Tektonik des nordschweizerischen Tafeljuras ging E. Blösch bereits 1910 dieser Frage nach. Er kam zum Schluss, dass die Bruchbewegungen bis in unsere Tage andauern und beschrieb diesen Sachverhalt mit den Worten: «Noch jetzt kracht es in den alten Fugen!».

Im Zusammenhang mit der Suche nach Endlagern für radioaktive Abfälle startete die nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (NAGRA) ein breitangelegtes Untersuchungsprogramm, das allfällige Indizien für junge tektonische Bewegungen zu Tage fördern sollte. Ziel dieser neotektonischen Studien ist es, die Gebiete mit junger tektonischer Aktivität festzustellen, damit man diesen bei der Standort-suche von Endlagern ausweichen kann. Diese Untersuchungen erbrachten eine Fülle neuer Erkenntnisse, über die nachfolgend berichtet wird.

Zuvor gehen wir aber auf den jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte ein, den die Geologen als Quartärzeit bezeichnen. Diese Epoche, die grob die letzten 2 Mio. Jahre umfasst, ist geprägt durch eine Klimaverschlechterung, die dazu führte, dass die Alpengletscher bis ins Gebiet der Nordschweiz vorrückten. Diese Gletschervorstöße bewirkten eine völlige Umgestaltung des Landschaftsbildes durch glaziale Erosion und durch die Ablagerung von Moränen und ausgedehnten Schotterfluren. Das aus geologischer Sicht geringe Alter dieser Ablagerungen macht sie besonders geeignet für neotektonische Studien. Verstellungen und Störungen des Schichtverlaufs dieser Ablagerungen sind wichtige Indizien für junge tektonische Aktivität der Erdkruste.

## 2. Das Eiszeitalter: Die Landschaft erhält den letzten Schliff

Im vergangenen Jahr haben wir geschildert, wie die Grossformen unserer Landschaft im Gefolge der einschneidenden geologischen Veränderungen in der ausgehenden Tertiärzeit in ihrer heutigen Form gebildet wurden. Nachfolgend berichten wir nun über die endgültige Ausgestaltung des Landschaftsbildes durch die Gletschervorstösse der quartären Eiszeit.

Die letzten 2 Mio. Jahre der Erdgeschichte zeichnen sich durch eine drastische Klimaverschlechterung aus. Weltweit wuchsen die Gletscher über ihr Vorland und begruben weite Gebiete unter einem dicken Eispanzer. Im Alpenvorland können Spuren von sechs grossen Vereisungen ausgemacht werden, doch sind die Zeugen der einzelnen Eisvorstösse oft nur schwer auseinanderzuhalten. Untersuchungen an marinen Sedimenten aus Atlantik und Pazifik, aber auch an Bodenprofilen aus der Tschechoslowakei und Österreich, ergaben demgegenüber Hinweise auf mehr als zwanzig kaltzeitliche Perioden.

Die Gründe der quartären Klimaverschlechterung sind seit langem Gegenstand wissenschaftlicher Kontroversen, wobei in jüngster Zeit eine aus dem Jahr 1930 stammende Theorie von Milankovitch wieder vermehrt beachtet wird. Diese Theorie führt die Klimaschwankungen auf systematische Variationen der Bahnparameter der Erde bei ihrem Umlauf um die Sonne zurück. Die theoretisch ermittelten Klimakurven stimmen dabei gut mit dem aus ozeanischen Sedimenten gewonnenen Klimaverlauf überein (Fig. 1).

Wir wenden uns nun den Zeugen der quartären Eiszeit in unserem Gebiet zu. Fig. 2 gibt einen Überblick über die eiszeitlichen Ablagerungen unserer Gegend. Es handelt sich neben Moränen vorwiegend um Schotterablagerungen, die im Vorfeld der Gletscher von Schmelzwasserflüssen aufgeschüttet wurden. Da durch die aufeinanderfolgenden Gletschervorstösse die Täler zunehmend eingetieft wurden, finden wir heute die ältesten dieser eiszeitlichen Schotterfluren hoch über den Talsohlen, während die jüngsten Schotter den Talboden bilden.

Die ältesten erhaltenen Zeugen der Eiszeit sind in unserer Gegend die Deckenschotter (Fig. 2, Tab. 1). Es handelt sich um nagelfluhartige, leicht verkittete Schotter, die als dünne, bis 50 m mächtige Decken, die

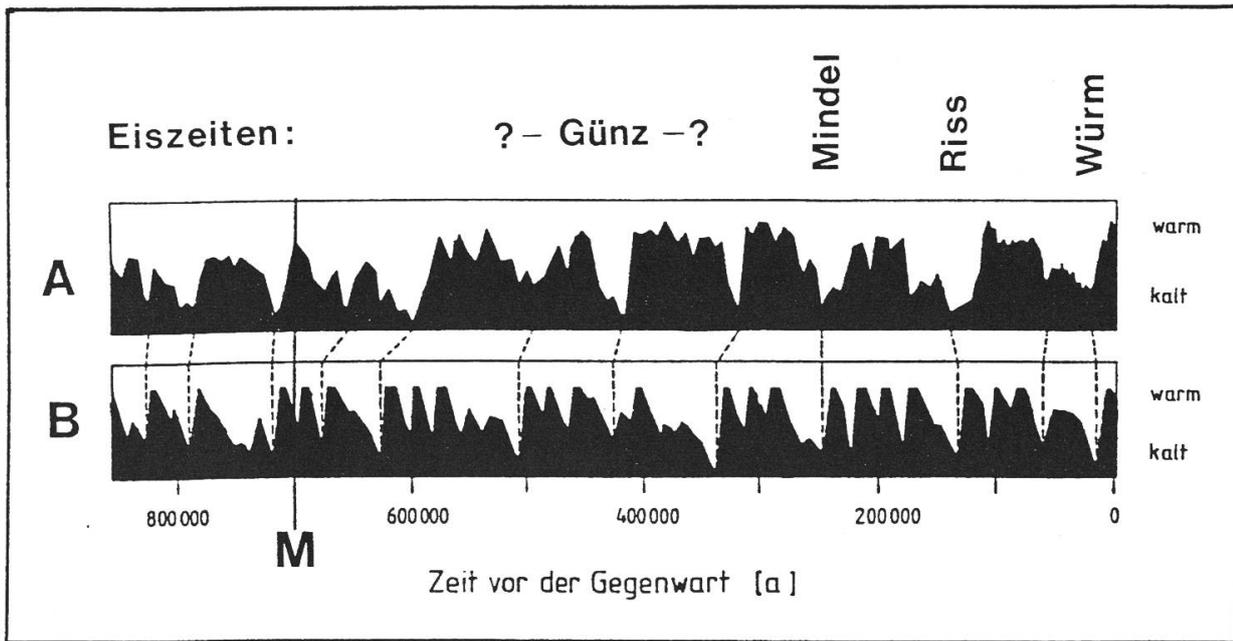


Fig. 1: Vergleich der Milankovitch-Zyklen mit dem aus ozeanischen Sedimenten ermittelten Klimaverlauf:

A: «Gemessener Klimaverlauf» anhand des  $O^{16}/O^{18}$ -Isotopenverhältnisses in Meeresfossilien. Dieses Verhältnis ist temperaturabhängig und spiegelt deshalb die klimatischen Bedingungen zur Zeit der Bildung der Fossilschale wieder (Zeitskala nicht linear).

B: Berechneter Klimaverlauf anhand der Milankovitch-Zyklen.

M: Kalibrierung der Klimakurve mit Hilfe der in den ozeanischen Sedimenten dokumentierten Umpolung des erdmagnetischen Feldes vor rund 700 000 Jahren (Beginn Brunhes Epoche).

Nach N. Calder, 1975)

Anhöhen unserer Region überziehen (Fig. 3). Der Geröllinhalt der Deckenschotter unterscheidet sich durch seinen geringen Anteil an Kristallin-Komponenten von jüngeren Schottern unserer Gegend. Dies ist auf die noch wenig fortgeschrittene Abtragung der Alpen zum Zeitpunkt der Bildung der Deckenschotter zurückzuführen.

Aufgrund der Höhenlage der Deckenschotter können zwei getrennte Schotterfluren unterschieden werden. Der höhere Deckenschotter (z.B. Gländ, N. Obersiggenthal) wird meist der Günz-Eiszeit zugeordnet,

Tabelle 1: Übersicht über die eiszeitlichen Ablagerungen in der Region Brugg

	Wichtige Ablagerungen in der Region	Bedeutung im grösseren Rahmen	Ausgewählte Beispiele in der Region
Nacheiszeit	Alluvialböden (besonders ausgedehnt im Innern der würmzeitlichen Rückzugsmoränen). Bachschuttkegel. Gehängeschuttmassen. Rutschungen.	Die junge Erosion erreicht das Niveau der vorletzten Zwischeneiszeit nicht mehr, die alten Rinnen bleiben zugefüllt.	
— vor 10 000 Jahren —			
Würmeiszeit	Gut erhaltene Stirn- und Seitenmoränenwälle des Maximalstandes und mehrerer Rückzugsstadien, Schotterfluren: sogen. Nieder- und Mittelerrassenschotter. Ausgedehnte Grundmoränendecken. Erratische Blöcke (Findlinge).	Gletschervorstoss erreicht nicht mehr das Ausmass der Riss-Eiszeit, zwischen Schwarzwald und Mittelland bleibt ein eisfreies Gebiet. Mehrmaliges Vorstossen und Zurückschmelzen des Gletschers im Gefolge etwas kälterer und wärmerer Perioden. Kurzzeitige Bildung von Eisrandseen.	Endmoränen: Niederrohrdorf; Mellingen, Othmarsingen; Seon. Niederterrassenschotter: Birrfeld, Aufeld N Brugg; Unterwald W Würenlingen Findlinge: Erdmannlistein bei Wohlen, Grosse Stein bei Mellingen, Römerstein bei Lenzburg
— vor 70 000 Jahren —			
Zwischeneiszeit (Eem-Warmzeit)	Seebodenablagerungen in den übertieften Tälern	Vergletscherung der Alpen geringer als heute. Grosse Seen in den Tälern des Mittellandes.	
— vor 125 000 Jahren —			

Risseiszeit	Reste von Wall- und Grundmoränen von Rückzugsstadien (Koblenzer und Siggenthaler Stadium) des Riss-Gletschers. Ausgedehnte Schotterfluren: sogen. Hochterrassenschotter.	Weitester Vorstoss der Alpengletscher. Schwarzwald-Gletscher vereinigt sich mit den alpinen Gletschern. Ausgeprägte Tiefenerosion des Rissgletschers führt zu Übertiefungen der Täler. Durchbruch des Gletschers durch den Felsriegel zwischen Rainwald und Bruggerberg.	Wallmoränen : E Kirchdorf, N Wislikofen (Lok Ebni) Hochterrassenschotter: Ruckfeld SE Döttingen; Strick S Reuenthal; Rinikerfeld Findlinge: Lohrenstein bei Hägglingen, Guggehürlstein beim Aegelsee, Bergdietikon.
-------------	--	--	---

— vor 180 000–200 000 Jahren —

Zwischeneiszeit (Holstein-Warmzeit)	Allfällige Ablagerungen vom Riss-Gletscher erodiert.	Seen in den übertieften Talabschnitten. Starke Erosion der Flusstäler.	
Ältere Eiszeiten und Zwischeneiszeiten	Jüngerer und älterer Deckenschotter sind reliktsische Schotterfluren älterer Eiszeiten. Vorkommen 100 bis 500 m über den heutigen Talsohlen.	Aufgrund der Höhenlage vorrisszeitlichen Gletschervorstössen zugeordnet (Günz-, Mindel-Eiszeit) Gletscherfront verlief südlich unserer Region. Erste Anlage der heutigen Talssysteme bereits zur Zeit der jüngeren Deckenschotter erkennbar, Entwässerung ab der Günz-Eiszeit in den Rheintalgraben.	Älterer Deckenschotter: Gländ NE Untersiggenthal, Egg bei Schneisingen Jüngerer Deckenschotter: Bruggerberg, Tüfels-Chäller bei Baden, Gebenstorfer-Horn

#### QUARTIÄR

— vor 2 Mio Jahren —

TERTIÄR		Mittelland ist zu einer Fastebene hoch über den heutigen Talböden abgetragen und von flachen untiefen Tälern durchzogen.	
---------	--	--	--

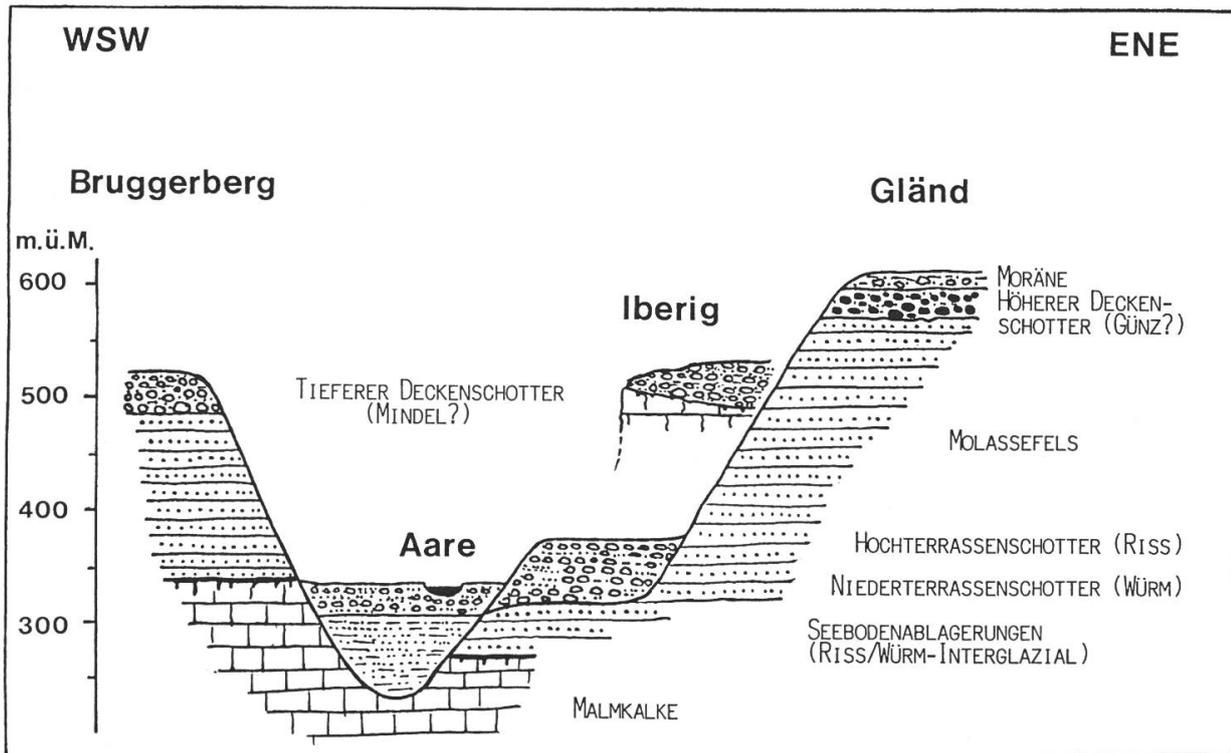
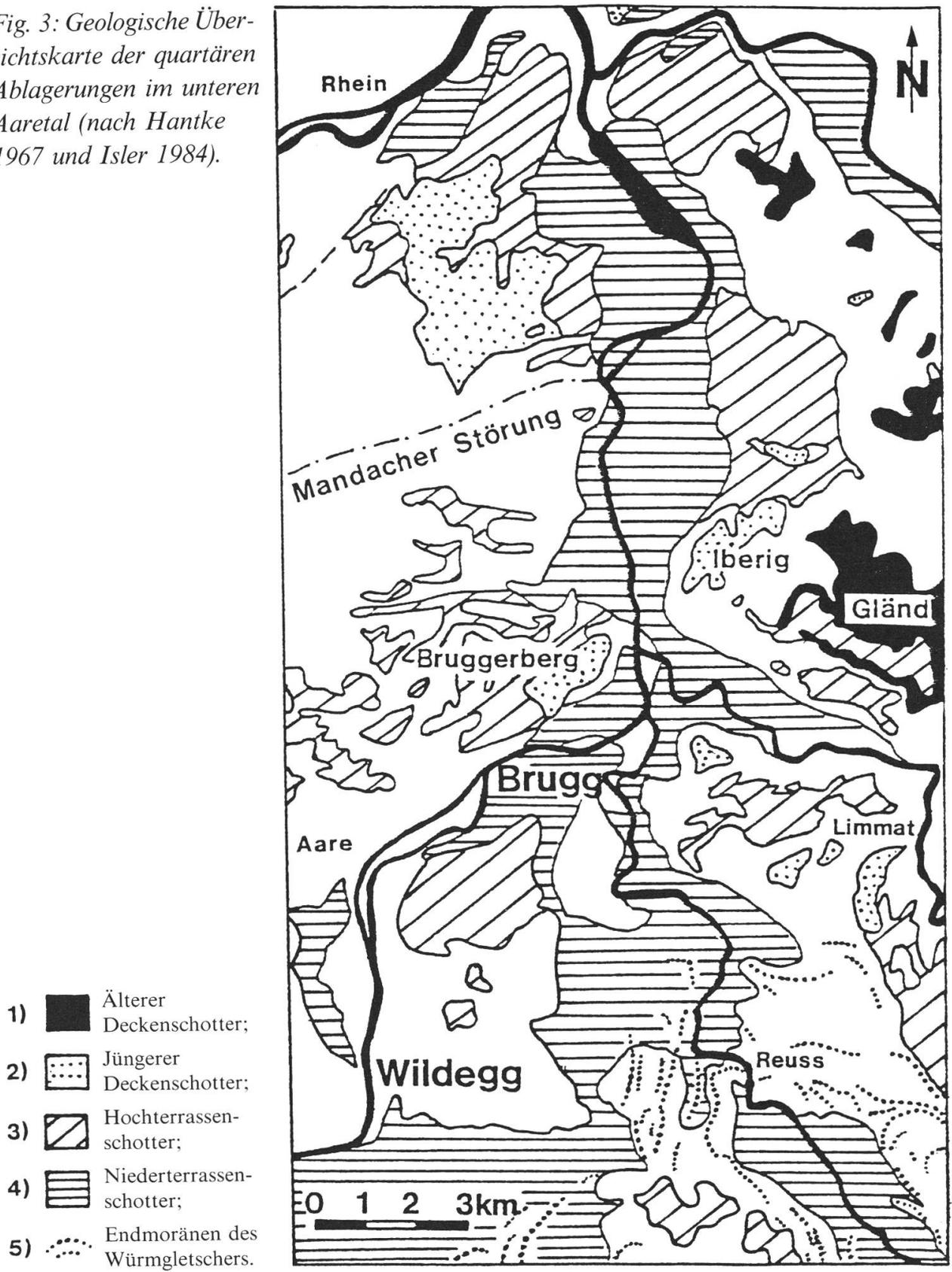


Fig. 2: Schematisches Profil durch die quartären Ablagerungen des unteren Aaretals.

während der tiefere Deckenschotter (z.B. Bruggerberg, Iberig) als Bildung der Mindel-Eiszeit interpretiert wird (Tab. 1). Fossilfunde, die eine präzise Zuordnung der Deckenschotter zu bestimmten Kaltzeiten erlauben würden, liegen bis anhin nicht vor.

Es handelt sich bei den Deckenschottern um Ablagerungen von Schmelzwasserflüssen, die das Gebiet im Vorfeld der Gletscher überfluteten. Die Schüttung des älteren Deckenschotter erfolgte wohl noch breitgefächert über die wenig gegliederte präeiszeitliche Landoberfläche, das Gebiet muss damals den heutigen Sanderebenen der Schmelzwasserflüsse Islands geglichen haben. Die jüngeren Deckenschotter kamen bereits in einem ausgedehnten Talsystem zur Ablagerung, das in der

Fig. 3: Geologische Übersichtskarte der quartären Ablagerungen im unteren Aaretal (nach Hantke 1967 und Isler 1984).



Warmzeit zwischen den Deckenschotter-Kaltzeiten gebildet wurde. Diese Schotter liegen deshalb immer topografisch tiefer als die benachbarten Vorkommen des älteren Deckenschotter. In der Felswand des Iberig (Bärengraben E Würenlingen) lässt sich gut eine bis in den liegenden Malmkalk eingeschnittene Rinne mit jüngerem Deckenschotter beobachten. Die Gletscher der Deckenschotterzeit haben das Gebiet des unteren Aaretals nicht erreicht. Es wird vermutet, dass die Gletscherfront etwa dem Verlauf in der jüngsten, der Würm-Eiszeit entsprach (Fig. 4).

Die Mindel-Eiszeit ging vor etwa 250 000 Jahren zu Ende, sie wurde von einer länger dauernden Warmzeit abgelöst. Diese lang anhaltende zwischeneiszeitliche Periode ist geprägt durch eine intensive Tiefenerosion der Flusstäler. Man vermutet, dass Hebungen in den Alpen und die daraus resultierende Akzentuierung des Reliefs, diese verstärkte Erosion bewirkten. Das Talnetz hat dabei schon weitgehend dem heutigen geglichen.

Ein erneuter Gletschervorstoss vor rund 200 000 Jahren führte zur grössten Vereisung Mitteleuropas. Die Gletscher der Riss-Eiszeit stiessen weit über die Eisrandlagen der älteren Eiszeit vor, ihre Endmoränen finden sich beispielsweise im Möhliner Feld (E Rheinfelden). Das Eis der Alpengletscher vereinigte sich mit den Gletschern des Schwarzwaldes, so dass die zentrale Nordschweiz weitgehend unter einer Eisdecke begraben wurde. Nur wenige Erhebungen ragten als Nunataker durch das Eis (z.B. Lägern). Grundmoränen und erratische Blöcke (Findlinge) auf den Anhöhen unserer Landschaft (Fig. 2 und 3) legen Zeugnis ab von der gewaltigen Ausdehnung der risszeitlichen Gletscher. Seitliche Gletscherarme drangen auch über die Jurapässe nach Norden bis in den Baselbieter Jura vor.

Der Vorstoss der Riss-Gletscher bewirkte eine intensive Tiefenerosion. Bohrungen haben in den letzten Jahren vielfach starke Übertiefungen der Täler des Mittellandes nachgewiesen. Im aargauischen Reusstal beispielsweise wurden Felskoten von lediglich 100 m ü. M. beobachtet. Verglichen mit einer Felskote von rund 300 m ü. M. für das massgebende Abflussniveau beim Strick (Leuggern) und bei Koblenz ergibt sich somit eine glaziale Übertiefung von bis zu 200 m.

Der Rückzug des Riss-Gletschers erfolgte in mehreren Phasen (Fig. 4). Ein erster Halt (Koblenzer Stadium) führte zu den Moränenbildungen S Koblenz und zu denen des Rheintals oberhalb Zurzach (z.B. Ebni, E

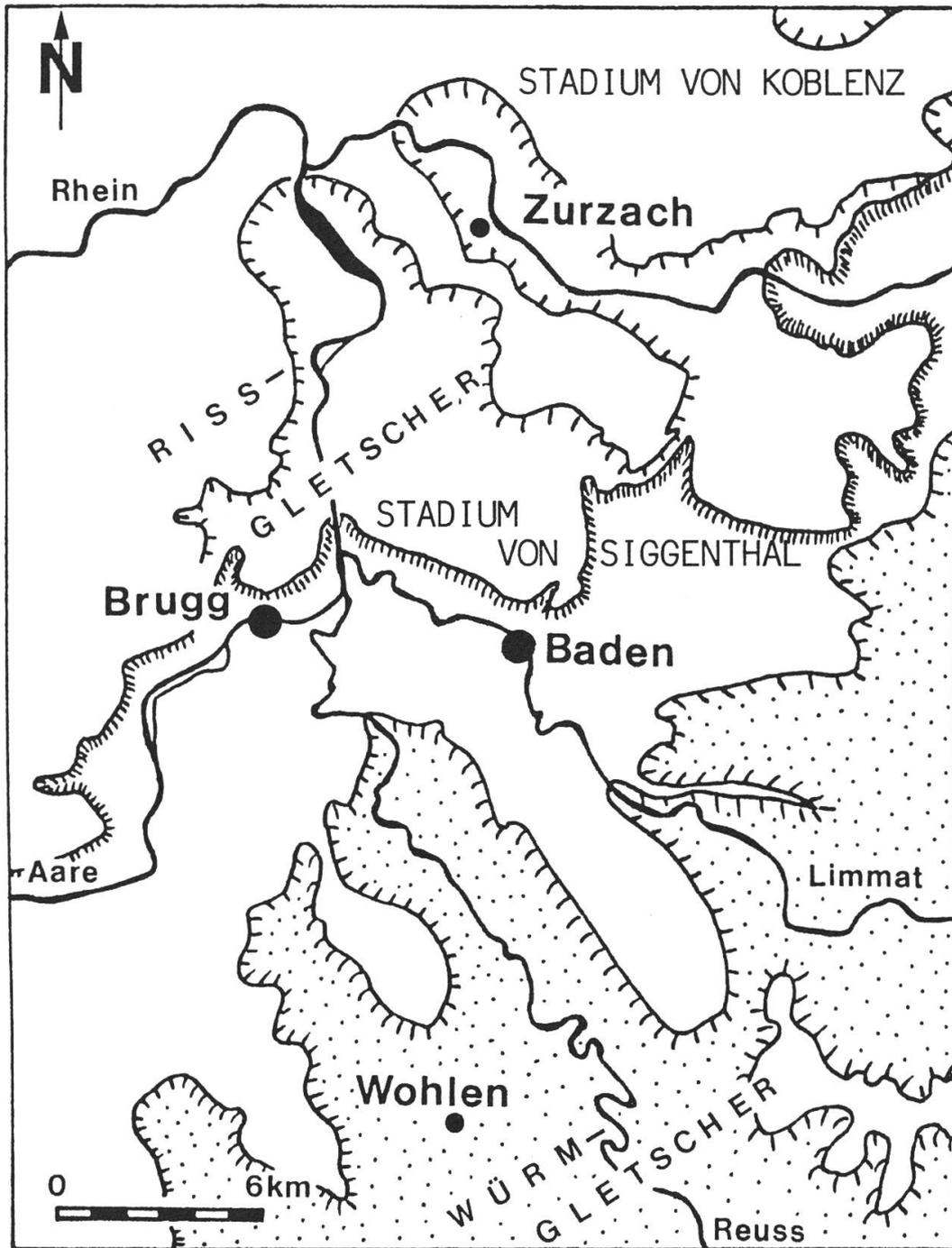


Fig. 4: Eisrandlagen des Riss- und des Würm-Gletschers im unteren Aaretal (nach Hantke 1978–83)

Wislikofen). Ein weiteres Rückzugstadium unserer Gegend lag etwa auf der Linie Brugg–Turgi– Siggenthal (Siggenthaler Stadium). Im Vorfeld des zurückweichenden Gletschers wurden ausgedehnte Schotterfluren aufgeschüttet (z.B. Ruckfeld SE Döttingen, Strick E Leibstadt, Rinikerfeld etc.). Da diese Schottervorkommen über den heutigen Talauen liegen, bezeichnet man sie als Hochterrassenschotter. Nach dem Rückzug des Eises kam es an den steilen Talhängen zu zahlreichen, teilweise grossen Rutschungen (Tüfels-Chäller bei Baden, Wandfluh bei Leibstadt).

Da der Vorstoss des Würm-Gletschers nicht mehr das Ausmass der risseiszeitlichen Vorstösse erreichte, blieben in unserer Region viele Zeugen der Risseiszeit erhalten. Ein Beispiel sind die zahlreichen Rundhöcker (z.B. Staufberg bei Schafisheim, Schlossberg bei Lenzburg etc.). Es handelt sich um Molassehügel, die vom Riss-Gletscher glattgeschliffen wurden und die später mit Niederterrassenschottern der letzten Eiszeit umgeben wurden, so dass das Bild der aus den Schotterfluren aufsteigenden Felsköpfe entstand.

Über den vorerst letzten Gletschervorstoss in der Würm-Eiszeit wissen wir wesentlich besser Bescheid, als über die älteren Vergletscherungen, da die Spuren des Würm-Gletschers nicht mehr durch jüngere Eisvorstösse zerstört wurden. Die Ablagerungen zeigen, dass das Eis langsam nach Norden vorrückte, wobei auch Stillstände und kürzere Rückzüge den Vormarsch unterbrachen. Der Würm-Gletscher erreichte seine maximale Ausdehnung vor rund 25 000 Jahren (Fig. 4). Die Gletscherfront lag in unserer Region etwa längs der Linie Würenlos–Mellingen–Othmarsingen–Seon (Fig. 3). Der Gletscher verharrte nur einige tausend Jahre in diesem Maximalstand, danach erfolgte ein schrittweiser Rückzug, der sich durch ausgeprägte Endmoränenzüge zu erkennen gibt (z.B. Stadium von Stetten-Göslikon, Stadium von Bremgarten).

Die risseiszeitlich übertieften Täler wurden in der Würm-Eiszeit nicht mehr vollständig ausgeräumt, sondern der Würm-Gletscher überfuhr meist die älteren Ablagerungen. Bohrprofile unserer Talungen zeigen deshalb häufig eine wechselhafte Abfolge von Moränen und Schottern unterbrochen von zwischeneiszeitlichen Seebodenablagerungen.

Vor der zurückweichenden Gletscherfront wurden ausgedehnte Schotterfluren gebildet, die als Niederterrassenschotter bezeichnet werden. Diese Schotter bilden vielerorts die heutigen Talauen, sie sind als Träger ausgedehnter Grundwasservorkommen von grosser Bedeutung für unsere Wasserversorgung (z.B. Birrfeld).

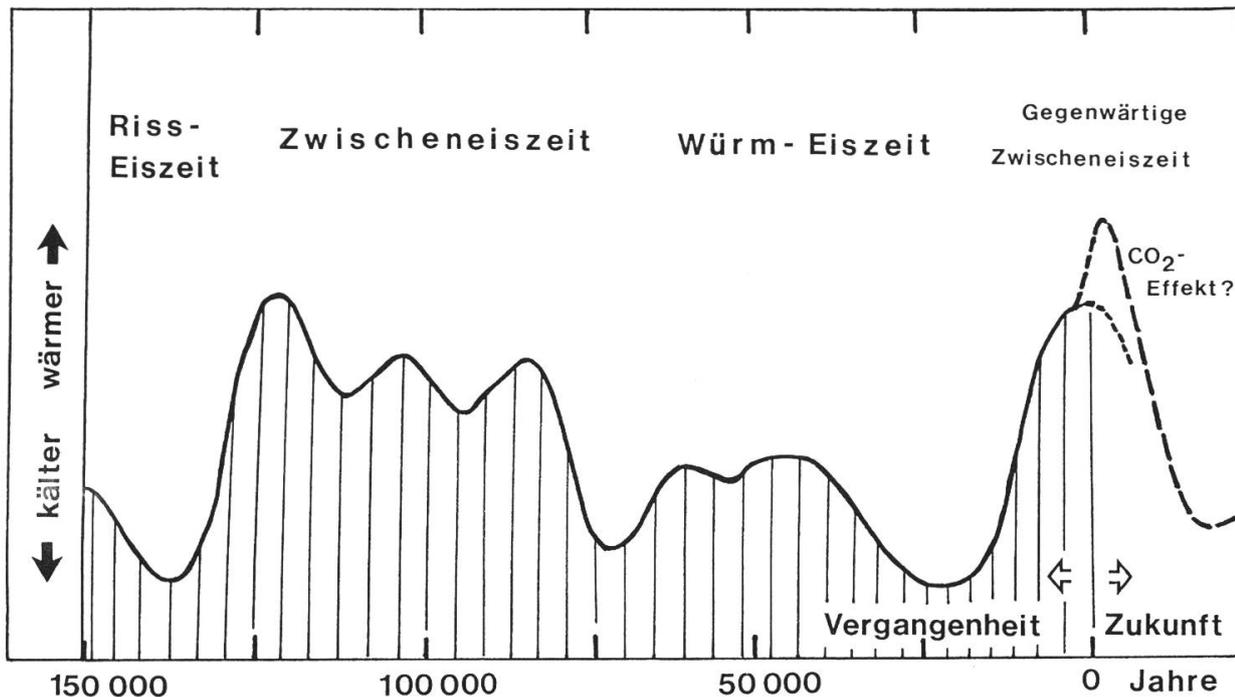


Fig. 5: Klimaverlauf der jüngsten Vergangenheit und Prognose für die Zukunft (nach Imbrie und Imbrie, 1979)

Der Rückzug der Gletscher in das Gebiet der Alpen war vor etwa 10 000 Jahren abgeschlossen. Die folgende Zeitspanne wird als Nacheiszeit (Holozän) bezeichnet. Die Besiedlung des Gebietes durch die steinzeitlichen Jäger leitete die umfassenden Eingriffe des Menschen in die Landschaftsentwicklung ein, die schliesslich zu unserer heutigen Kulturlandschaft führten.

Anschliessend sei kurz darüber spekuliert, wie sich unser Klima in Zukunft entwickeln wird. Die Klimaforscher sind sich einig, dass wir in einer Zwischeneiszeit leben, die in einigen tausend Jahren von einer weiteren Kaltzeit abgelöst wird (Fig. 5).

Es bleibt allerdings offen, ob die Eingriffe der heutigen Zivilisation, wie beispielsweise der Treibhauseffekt, der hauptsächlich vom zunehmenden CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre verursacht wird, den weiteren Klimaverlauf beeinflussen werden. Diesbezügliche Prognosen rechnen mit einer Verlängerung der gegenwärtigen Zwischeneiszeit um einige tausend Jahre.

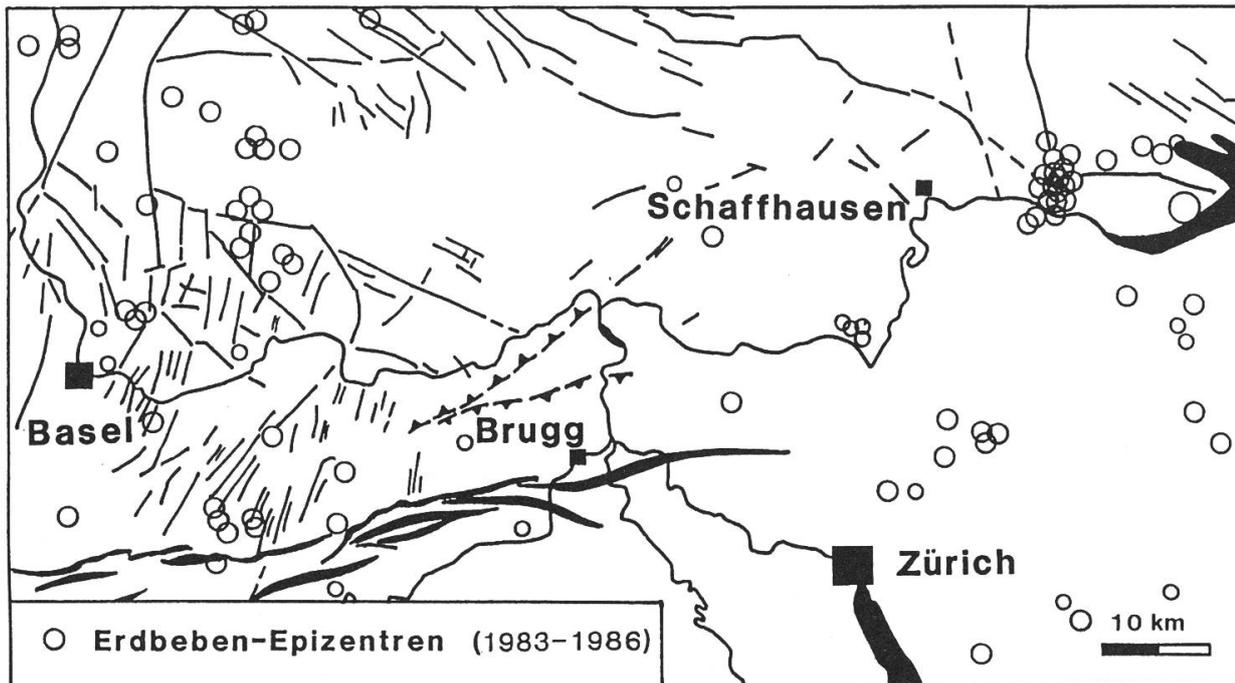


Fig. 6: Übersichtskarte der Erdbeben-Epizentren in der Nordschweiz 1983–1986 (nach Deichmann 1987).

### 3. Die Suche nach jungen tektonischen Vorgängen: Kracht es noch in den alten Fugen?

Wer nach Indizien für junge Bewegungen der Erdkruste sucht, wendet sich zweckmässigerweise zuerst den direkten Zeugen solcher Vorgänge, den Erdbeben zu. In unserer Region sind für uns Menschen wahrnehmbare Erdbeben selten. Daraus zu schliessen, dass unsere Region geologisch zur Ruhe gekommen sei, wäre allerdings verfrüht, denn die Beobachtung der geringen, für den Menschen nicht spürbaren Mikroerdbeben ergab vielmehr, dass es durchaus noch in einige alten Fugen kracht!

Fig. 6 zeigt die Ergebnisse eines vom Schweizerischen Erdbebendienst im Auftrage der NAGRA erstellten Mikroerdbebennetzes, das seit 1983 in Betrieb ist. Das Messnetz kann schwächste Erdbeben (bis unter Magnitude 1 der Richter-Skala) erfassen und aufgrund des dichten Messnetzes auch lokalisieren. Im Zeitraum seit 1983 wurden mit diesem Messnetz in der Nordschweiz und dem angrenzenden süddeutschen Gebiet rund

100 Erdbeben mit Magnituden zwischen 0,9 und 4,2 registriert. Nur fünf dieser Beben waren stark genug, dass sie vom Menschen wahrgenommen werden konnten. Die seismische Aktivität konzentrierte sich vor allem auf das Gebiet des südlichen Rheintalgrabens sowie auf den Raum Bodensee-Schaffhausen. Demgegenüber zeigte das Gebiet des Tafeljuras und des unteren Aaretals eine geringe seismische Aktivität.

Betrachtet man die grosstektonischen Strukturen, so fällt auf, dass die Erdbebenhäufigkeit mit diesem in einem engen Zusammenhang steht. So ist die seismische Aktivität im Raum Basel-Dinkelberg offensichtlich mit den Randstörungen des Rheintalgrabens in Verbindung, dessen tektonische Aktivität offenbar bis heute anhält. Diese Aktivität wirkt sich auch auf das Gebiet des Tafeljuras aus, wo zahlreiche Erdbeben an N-S verlaufenden Verwerfungen beobachtet wurden. Die seismische Aktivität im Bodenseeraum konzentriert sich vor allem auf den Kreuzungsbereich der Randen-Störung mit wichtigen N-S-Störungen. Für unsere Gegend ergeben sich somit aus den Erdbeben wenig Hinweise auf junge tektonische Aktivität.

Eine andere Möglichkeit junge Bewegungen der Erdkruste direkt nachzuweisen, besteht in der Nachmessung alter Linienzüge des Landesnivellements. Gesamtschweizerisch ergaben solche Messungen generell eine Hebung der Alpen gegenüber dem Mittelland von maximal 1,5 mm pro Jahr. Westlich einer Linie Basel–Aigle beobachtet man demgegenüber eine generelle Senkungstendenz, die mit der südlichen Fortsetzung des Rheingrabens in Zusammenhang steht.

Im Gebiet des unteren Aaretals wurden Hinweise auf relative Höhenänderungen zwischen dem Rheintal bei Koblenz und der Gegend um Baden und Brugg gefunden. Im Rheintal ergab sich eine Senkungsrate von 0,2–0,3 mm pro Jahr, während das südliche Gebiet in ähnlichem Ausmass gehoben wird. Diese Werte scheinen äusserst klein zu sein, sie summieren sich aber in geologischen Zeiträumen durchaus zu respektablem Grössen. Dieser Befund im unteren Aaretal könnte beispielsweise durch eine grossräumige, nach Norden gerichtete Kippung des Gebietes erklärt werden, was allerdings im Gegensatz zur bis in die jüngste Zeit anhaltenden Hebungstendenz des Schwarzwald-Massivs stehen würde.

Zusätzliche Informationen zur Klärung dieser Frage verspricht die Untersuchung der glazialen Schotterterrassen. Man nimmt an, dass diese Schotterfluren mit einem einheitlichen Gefälle aufgeschüttet wurden.

Wenn nun die Akkumulations- und die Erosionsniveaus dieser Schotter Unregelmässigkeiten aufweisen, so könnten diese auf den Einfluss junger Bewegungen zurückzuführen sein. Gleiches gilt auch für Unregelmässigkeiten der Erosionsformen der alten glazialen Flusstäler.

Im unteren Aaretal fand man bei den Niederterrassenschottern einen interessanten Befund: Dort wo die Aare parallel zum Faltenjura fliesst, beträgt das Gefälle der Niederterrasse und der Talaue 1,5‰, beim Aaredurchbruch N Brugg hingegen misst man für die Niederterrassenschotter 2–3‰, während die Talauen mit 1–1,3‰ ein wesentlich geringeres Gefälle zeigen. Man könnte die Divergenz der jüngsten Schotterterrassen im Bereich des unteren Aaretals ebenfalls durch eine nach Norden gerichtete Verkippung dieses Talabschnittes erklären. Die Hebung der Region Baden-Brugg gegenüber dem Rheintal bei Koblenz würde dabei etwa 14 m seit dem Höhepunkt der Würm-Eiszeit betragen, was einer mittleren Hebungsrate von 0,5–0,7 mm pro Jahr entspricht. Die Gründe einer derartigen Kippbewegung sind allerdings, wie bereits angetönt wurde, unklar. Zwar wäre es auf den ersten Blick verlockend, den Befund dahingehend zu interpretieren, dass die Jurafaltung auch heute noch andauert, doch wurden weiter westlich im Faltenjura bislang keine Anzeichen junger Hebungen beobachtet, so dass es sich viel eher um eine lokale Ursache handelt.

Die intensive Bohrtätigkeit im Zusammenhang mit der Erschliessung von Grundwasser, aber auch geophysikalischen Aufnahmen im Zusammenhang mit geothermischen Studien, haben unsere Kenntnisse über den Verlauf der Felsoberfläche im unteren Aaretal stark verfeinert. Es ist deshalb möglich, ein gutes Bild der Erosionsformen an der Basis der quartären Schotter zu gewinnen. Die Analyse zeigt drei übertiefe Becken, die unter die Kote der Felsschwellen bei Koblenz und Leuggern reichen. Besonders ausgeprägt ist die Felsrinne beim Aaredurchbruch bei Stilli, wo die Erosion mindestens 80 m unter das Abflussniveau reicht. Diese Übertiefung kann aber zwanglos mit glazialer Erosion des Rissgletschers erklärt werden, ohne dass junge Bewegungen im Spiel sein müssten.

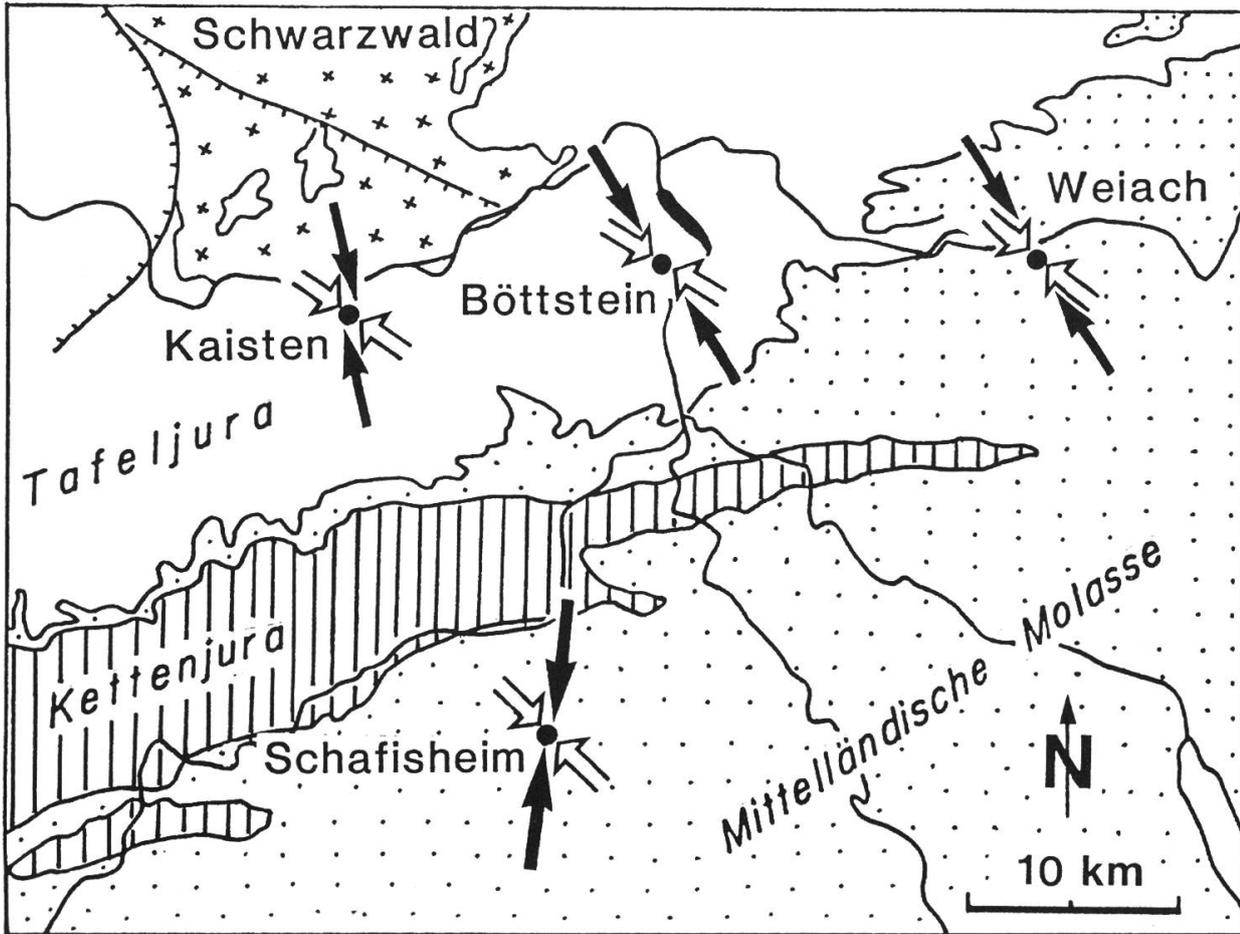
Rätselhafter ist in dieser Hinsicht das übertiefte Becken, das von der Beznau gegen Kleindöttingen zieht und das am Südrand von einer Felsschwelle aus Opalinuston (E des Kraftwerks) abgeschnitten wird. Diese Schwelle aus leicht erodierbarem Opalinuston ist schwer erklärbar, da die ursprüngliche Talsohle vom Riss-Gletscher ausgehobelt wurde. Nun liegt aber die Schwelle in der östlichen Fortsetzung der Mandacher Unter-

schiebung (Fig. 3), so dass hier eine junge Anhebung der Felsoberfläche vermutet wird. Aufgrund des Zeitraumes seit der Riss-Eiszeit ergäbe sich eine mittlere Hebungsrate von lediglich 0,1 mm pro Jahr, wobei offen bleibt, ob es sich um eine kontinuierliche Hebung, oder um episodische Ereignisse grösseren Ausmasses handelt.

Ein weiteres übertieftes Becken bei Gippingen ist ebenfalls durch eine Felsschwelle vom Becken bei Döttingen getrennt. Sollten zukünftige Bohrungen zeigen, dass die beiden Becken durch Flusserosion entstanden sind, so müsste eine neotektonische Interpretation ihrer Entstehung ins Auge gefasst werden. Hinweise auf die Existenz einer entsprechenden Aufschiebung im Gebiet Leuggern-Klingnau wurden in Bohrungen des Gebietes bereits gefunden.

Zum Abschluss unserer Ausführungen möchten wir das Problem der jungen geologischen Aktivität noch aus einem völlig anderen Blickwinkel beleuchten. Man kann nämlich anstelle der Bewegungen selbst, auch das verursachende Spannungsfeld erkunden. In jüngster Zeit wurden dazu Methoden entwickelt, die die Messungen des Spannungszustandes der Erdkruste erlauben. Es würde den Rahmen dieser Ausführungen sprengen, auf alle diese Verfahren einzugehen, wir beschränken uns deshalb auf eine besonders anschauliche Methode, die im Untersuchungsprogramm der NAGRA überraschend gute Resultate geliefert hat.

Das Verfahren besteht in den Beobachtungen der Ausbrüche der Bohrlochwandung in den Tiefbohrungen. Die Geometrie der Bohrlöcher wird für die Korrektur der geophysikalischen Bohrlochmessungen sehr genau ermittelt. Diese Messungen zeigten nun, dass die Bohrungen nicht kreisrund ausfallen, sondern dass richtungsabhängige Ausbrüche der Bohrlochwandung auftreten. Diese Ausbrüche entstehen aufgrund des gestörten Spannungsfeldes im Bereich des Bohrlochs und lassen Rückschlüsse auf das ungestörte Feld zu. Die systematische Auswertung der Bohrlochrandausbrüche ergab ein überraschend deutliches Resultat. So zeigte sich in allen Bohrungen im kristallinen Grundgebirge ein einheitliches Spannungsfeld, das generell auf eine SE-NW gerichtete Kompression des kristallinen Sockels schliessen lässt (Fig. 7). Dieser Spannungszustand entspricht dem in Mitteleuropa vorherrschenden Trend und steht in guter Übereinstimmung mit den aus Erdbebendaten gewonnenen Spannungsrichtungen aus der Nordschweiz. Im sedimentären Deckgebirge ergaben sich überraschend unterschiedliche Spannungsrichtungen. Fig. 8 zeigt die Verhältnisse der Tiefbohrung Schafisheim, man beobach-



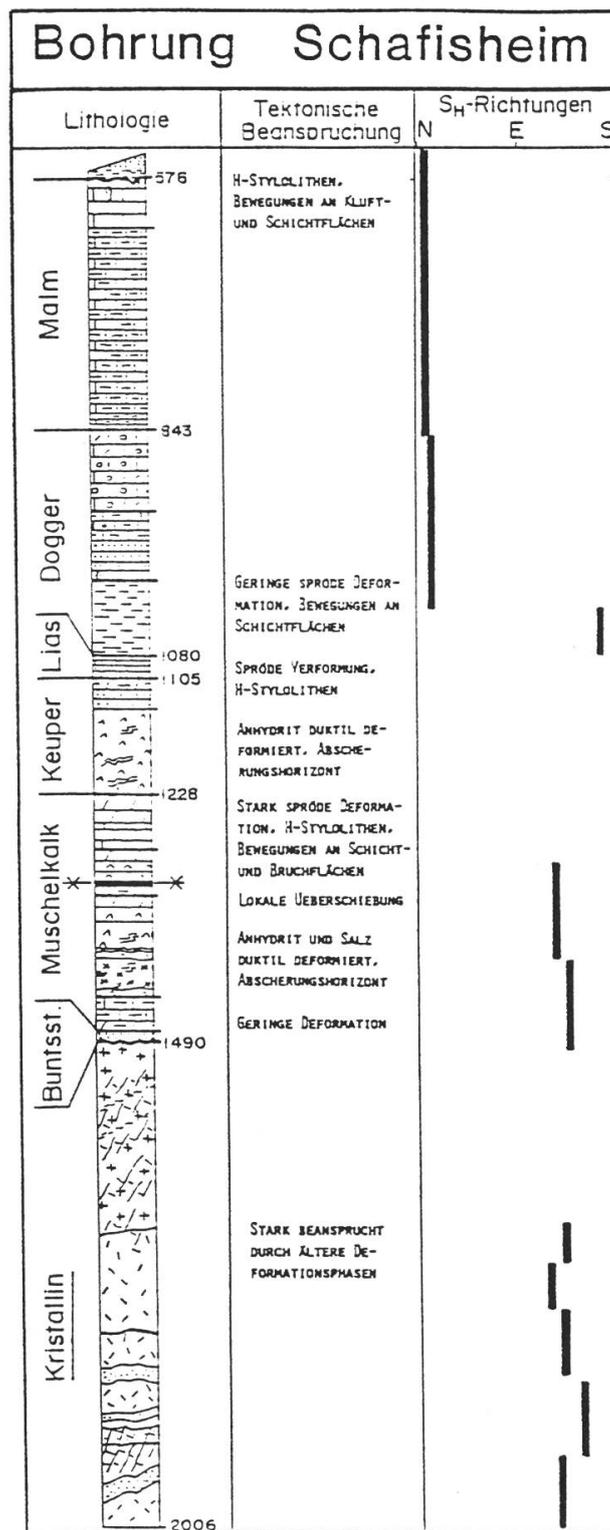
Hauptspannungsrichtung, aus Bohrlochausbrüchen ermittelt :

↑ Deckgebirge  
 ↑ Grundgebirge

Fig. 7: Darstellung der Richtung des Spannungsfeldes in den Tiefbohrungen der Nordschweiz (nach Müller et al. 1987)

tet eine abrupte Änderung der Richtung des Spannungsfeldes etwa im Bereich des Opalinuston (Unterer Dogger). In den darüberliegenden Formationen fand sich ein einheitliches, grob N-S gerichtetes Spannungsfeld. Dieser Befund kann auf die tektonische Situation im Bereich des Jura gebirges zurückgeführt werden. Wie wir bereits im Artikel vom vergangenen Jahr schilderten, entstanden die Faltenbündel des Kettenjuras durch Fernschub der auf das nördliche Alpenvorland übergreifenden alpinen Gebirgsbildung. Das sedimentäre Deckgebirge wurde auf

Fig. 8: Aus den Bohrlochrandausbrüchen ermittelte Spannungsrichtungen in der Bohrung Schafisheim (nach Müller et al. 1987)



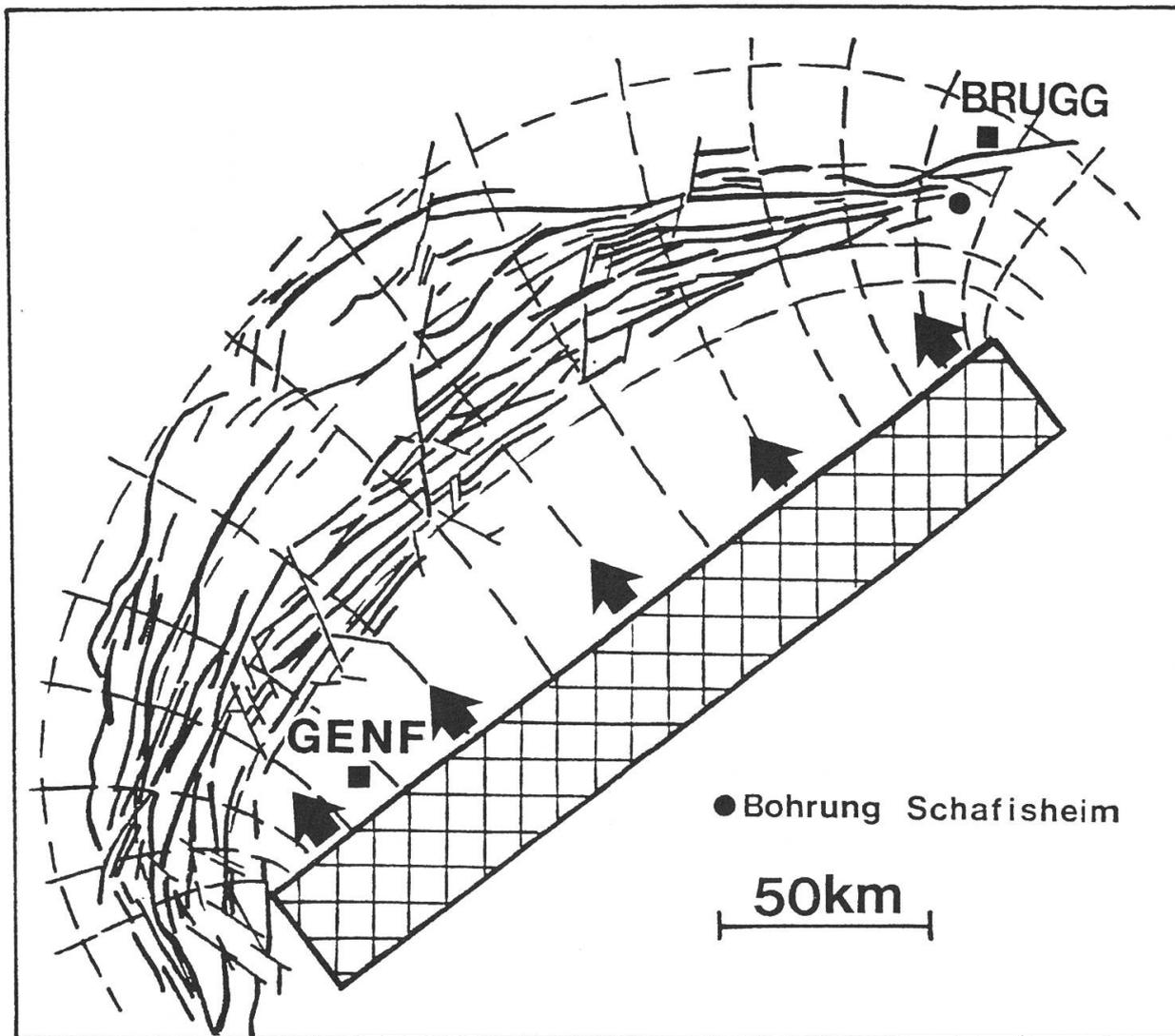


Fig. 9: Modellvorstellung des Spannungsfeldes bei der Entstehung des Juragebirges: Das Spannungsfeld eines starren, gegen NW gepressten Blockes wird mit dem Faltenbild des Gebirges verglichen (nach Laubscher, 1972).

den plastisch reagierenden Evaporitgesteinen (Salz, Anhydrit, Gips) des Muschelkalks und des Keupers nach Norden geschoben und verfaltet. Das aus den Bohrlochrandausbrüchen ermittelte Spannungsfeld im Deckgebirge zeigt schön die Entkopplung des Spannungsfeldes im Deckgebirge im Zuge der Jurafaltung. Das eigenständige Spannungsfeld, das sich in den sedimentären Deckschichten ausbildete, ist offenbar auch heute noch wirksam. Das beobachtete, grob N-S gerichtete Spannungs-

feld in Schafisheim, stimmt recht gut mit einer groben Modellvorstellung überein. Dieses Modell vergleicht die Anordnung der Jurafalten mit dem Spannungsfeld, das ein starrer, gegen NW gepresster Block im Bereich des Molassebeckens erzeugen würde. Wie Fig. 9 zeigt, entspricht das Faltenbild des Juragebirges recht gut diesem Modell, das zudem auch die Spannungsrichtung in den abgescherten Sediment-Formationen der Bohrung Schafisheim befriedigend erklärt.

Auch im Gebiet des Tafeljuras ist das Spannungsfeld im Deckgebirge gegenüber dem Grundgebirge leicht nach Osten gedreht, doch sind die Effekte hier wesentlich geringer als im Faltenjura.

Durch den Spannungszustand im Deckgebirge werden verbreitet Drucklösungsprozesse ausgelöst, die zur Ausbildung von Lösungsflächen im Gestein führen (sogenannte Stylolythen). Diese Drucklösungserscheinungen ergeben Hinweise auf Spannungszustände in der Vergangenheit, die mit dem heutigen Zustand verglichen werden können. Entsprechende Untersuchungen in der Nordschweiz ergaben eine weitgehende Übereinstimmung dieses Paläostressfeldes mit dem heutigen Feld. Dieses ist somit in unserer Region seit einigen Millionen Jahren konstant. Die Kräfte, die die Auffaltung des Juragebirges verursachten, sind somit noch nicht vollständig abgeklungen.

Aus den geschilderten Untersuchungen ergibt sich zusammenfassend der Schluss, dass im gegenwärtigen Zeitpunkt in unserer Region ein eher ruhiges tektonisches Regime herrscht. Allerdings zeigen die Daten des heutigen Spannungsfeldes, dass die gebirgsbildenden Kräfte noch nicht völlig abgeklungen sind. Ein gewisses Potential für junge Bewegungen scheint vorhanden, das Krachen in den alten Fugen wird deshalb nicht so bald erlöschen.

### *Ausgewählte Literatur*

- Bloesch, E.* (1910): Zur Tektonik des Schweizerischen Tafeljura.  
Diss. Univ. Zürich
- Calder, N.* (1975): Die Wettermaschine.  
Hallwag Verlag, Bern und Stuttgart
- Deichmann, N.* (1987): Seismizität der Nordschweiz 1983–1986  
Nagra, Techn. Bericht 87-05
- Diebold, P.; Müller, W. H.* (1985): Szenarien der geologischen Langzeitsicherheit: Risikoanalyse für ein Endlager für hochaktive Abfälle in der Nordschweiz.  
Nagra, Techn. Bericht 84-26
- Haldimann, P.* (1987): Indizien für neotektonische Krustenbewegungen in der Nordschweiz.  
Eclogae geol. Helv. Vol. 80/2
- Hantke, R.* (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete.  
Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2
- Hantke, R.* (1978–83): Eiszeitalter (3 Bände).  
Ott Verlag Thun
- Imbrie, J.; Imbrie, K. P.* (1979): Ice-Ages, Solving the Mystery.  
Mc Millan, London
- Laubscher, H. P.* (1972): Some overall aspects of Jura dynamics.  
Amer. J. sci. 272: 293–304
- Müller, W. H.; Huber, M.; Isler, A.; Kleboth, P.* (1984): Erläuterungen zur «geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000».  
Nagra, Techn. Bericht 84-25 und schweiz. Geol. Kommission.
- Müller, W. H.; Blümli, P.; Becker, A.; Clauss, B.* (1987): Die Entkopplung des tektonischen Spannungsfeldes an der Jura-Überschiebung.  
Eclogae geol. Helv. Vol. 80/2.
- Wildi, W.* (1983): Erdgeschichte und Landschaften im Kanton Aargau. Verlag Sauerländer, Aarau
- Wildi, W.* (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen.  
Eclogae geol. Helv. Vol. 77/3.