Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen

Band: 48 (2007)

Artikel: Zur jüngeren Erdgeschichte im östlichen Kanton Schaffhausen und seinen Nachbargebieten

Autor: Hantke, René

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-585721

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: 13.07.2025

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

Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 48, 69–82 / Schaffhausen 2007

Zur jüngeren Erdgeschichte im östlichen Kanton Schaffhausen und seinen Nachbargebieten

von

René Hantke

1 Einleitung

Erste Kontakte mit Problemen des älteren Quartärs ergaben sich bei der Kartenskizze des Schiener Berges zu meiner paläobotanischen Dissertation (Hantke 1954) mit den Fossilfundstellen um Wangen, dem unteren und dem oberen Kalksteinbruch von Öhningen und im Schrotzburger Tobel. Diese werden von schlecht sortierten Schottern, Tieferem Deckenschotter, überlagert. Dieses ältere Quartär stand damals unter dem Einfluss der für die NE-Schweiz zuständigen Fachleute: Armin Weber (1928, Lehrbeauftragter für Geologie am Technikum Winterthur), Hans Suter (1939, 1944, Oberassistent am Geologischen Institut der ETH Zürich) und dem Kenner der lokalen Schaffhauser Geologie Jakob Hübscher (1951, Bearbeiter des geologischen Atlasblattes Diessenhofen 1960, 1961K). Sie vertraten hinsichtlich Bildung und Alter der Deckenschotter die damalige Lehrmeinung (Penck 1896, Penck & Brückner 1901–1909, Roman Frei 1912). Danach würden diese Schotter Überreste von Schüttungen ausgedehnter, heute hochgelegener Schotterfluren im Vorfeld der alpinen Gletscher darstellen. Die Reste bei der Ruine Schrotzburg wurden als *Höhere Deckenschotter* der Günz-, jene im Schrotzburger Tobel über den Fossilfundstellen als *Tiefere Deckenschotter* der Mindel-Eiszeit zugeordnet. Dazwischen wäre das Schweizer Mittelland vor allem in den nachfolgenden Warmzeiten sukzessive fluvial und in den Kaltzeiten auch glazial eingetieft worden.

Doch schon in den Erläuterungen zum Atlasblatt Diessenhofen (in HOFMANN und HANTKE 1964: 23ff.) wurde die Ansicht geäussert, die Deckenschotter im Bereich des voralpinen Eisstromnetzes können kaum Reste einer einst zusammenhängenden Schotterflur im Vorfeld des Rhein-Gletschers sein (HANTKE 1962, 1963). Dagegen sprechen die deutlich grösseren NW-Gefälle, als dies bei Talböden des Mittellandes beobachtet wird. Entweder ist dieses Gefälle durch eine nachträgliche Hebung der Alpen bedingt, oder diese Fläche gibt nicht die Auflagerungsfläche der Schotter (die Gletscherbasis), sondern die steiler abfallende Eisoberfläche wieder. Die Schotter wären dann vom Eisrand auf Riedel geschüttet worden. Die den Schiener Berg begrenzenden Täler (die Aach-Talung im Norden, das unterste Bibertal von Ramsen zum Rhein im Westen sowie die Talung des Untersees und das parallel verlaufende Klingenbach-Tälchen vom oberen Kalksteinbruch gegen Öhningen, in dem H. STAUBER 1935, 1937 und 1942 eine Störung nachgewiesen hat) wären damit tektonisch angelegt. Dies hatte sich bereits damals für die West-, Nord- und NE-Seite des Schiener Berges gezeigt (BÖHNDEL 1916, SCHMIDLE 1918, 1926).
In den letzten Jahrzehnten haben sich die Untersuchungen über die Deckenschotter im nördlichen Grenzgebiet (SCHREINER 1984K, 2003; FREY et al. 1997K, 2004K; SZENKLER 1997K), in der N- und NE-Schweiz (GRAF 1993, 2003; HANTKE und WAGNER 2003) sowie um die im Emmental als Berner Höhenschotter bezeichneten Vorkommen (GERBER 1941, 1950K) gemehrt (HANTKE und WAGNER 2004). Aufgrund dieser neuen Erkenntnisse müssen diese hochgelegenen Schotter und die damit verbundene Vorstellung einer späteren Eintiefung des Schweizer Mittellandes neu beurteilt werden.

2 Die Deckenschotter in der NE-Schweiz und im badischen Grenzgebiet

Die meist von Moränen gekrönten höheren Schotter auf dem Schiener Berg vom Langenmoos über Ferdinandslust zur Schrotzburg und weiter zum Herrentisch sowie im Neuhuser Wald SW von Schaffhausen sind auf dem Atlasblatt Diessenhofen (HÜBSCHER 1961K) dem Höheren Deckenschotter und damit der Günz-Eiszeit zugeordnet worden (Abb. 1). Jene auf dem Schiener Berg vom Bahnholz zum Wolkenstein und von Schienen zum Gfäll (RUTTE 1956a, b, FREY et al. 1997K, 2004K), auf dem Kressenberg, dem Heilsberg und dem Rauhenberg sind von HÜBSCHER dem Tieferen Deckenschotter und damit der Mindel-Eiszeit zugewiesen worden. Zur Mindel-Eiszeit werden ebenso die Schotter auf dem Thaynger

Buechberg (Hübscher, Schreiner 1984K, Hofmann 1997K), dem Stammerberg und dem Cholfirst (Hübscher 1961K) gezählt. Für jene auf dem Rauhenberg und Kressenberg erwägt Schreiner (1984K, 2003) – aufgrund ihrer etwas höheren Lage – eine Zuordnung zur zwischen Günz- und Mindel- eingestuften Haslach-Eiszeit (Schreiner & Ebel 1981: 23). Frey et al. (2004K) weisen die Kressenberg-Schotter aber wieder der Mindel-Eiszeit zu. Dafür werden jene auf dem Ölberg, auf Eichen und vom südlichen tieferen Bahnholz neben der Auflagerungshöhe und einer Verwitterungstiefe von 5 bis 10 m als haslach-zeitliche Deckenschotter betrachtet. Schreiners kombinierter Längsschnitt vom Sipplinger Berg zum Neuhuser Wald zeigt noch weitere Vorkommen zwischen Schotter-Unterkanten des Höheren und des Tieferen Deckenschotters. Diese können kaum als sanft gegen NW einfallende schiefe Ebene betrachtet werden. Zudem fallen sie steiler ein als heutige Schotterfluren. Die Annahme einer späteren Hebung ist nicht zu belegen. Hingegen stimmen die Niveaus mit jenen von länger anhaltenden Eisrandlagen überein. Sie führten auf verschiedensten Niveaus zu einem Aufgrundlaufen von Mittelmoränensträngen. Ebenso kann der Kristallin-Anteil der Schotter, welcher im weiteren Bodenseeraum beträchtlich schwankt, nicht zur Alterszuweisung herangezogen werden. Geiger (1930, 1961, 1969) hat in den Schotter-Abfolgen noch das Abbild einer sukzessiven Eintiefung der alpinen Täler in den Deckenbau zu erkennen geglaubt. Dagegen zeigen Geröll- und Schwermineralspektren, dass Mittelmoränenstränge oft ein ganz bestimmtes Einzugsgebiet widerspiegeln. Ein Hinweis, dass der Haupttransport nicht am Gletschergrund, sondern als Fliessband auf der Oberfläche stattfand. Dass dies bei den Deckenschottern nicht nur letzteiszeitliche Stränge sind, geht aus ihrer Tiefenverwitterung hervor. Zugleich folgten die Gletscher schon in den ältesten Kaltzeiten beim Austritt aus den Alpen ins Vorland bestimmten, tektonisch vorgegebenen Bahnen. Diese haben sich durch das Eiszeitalter – von bescheidenen Abweichungen abgesehen – stets wiederholt. Wagner nennt den gleichsinnigen Gletscherverlauf mit ihren Mittelmoränen «Re-Iteration».

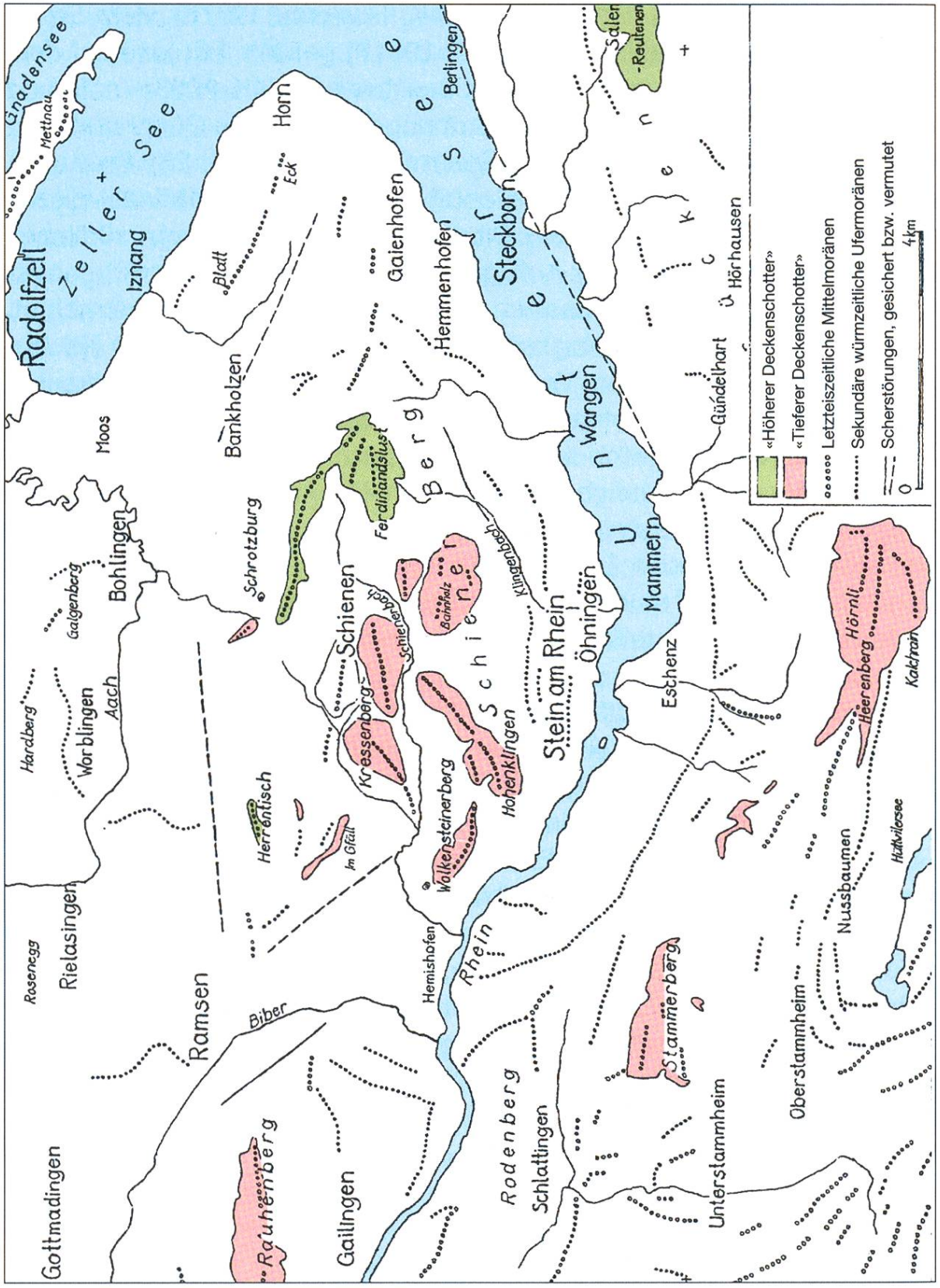

Abbildung 1: Die «Deckenschotter» auf dem Schiener Berg und dem Rauhenberg: auf Grund gelaufene, verschwemmte Mittelmoränen.

Im Thurgau finden sich Deckenschotter auf dem Bischofsberg und im Felseholz bei Bischofszell (Hofmann 1973K; Hipp 1986), auf der Heid östlich Wil (Wegelin & Gubler 1928, Hofmann 1986K), auf dem Seerücken bei Salen-Reutenen und auf der Linie Hörnliwald–Heereberg–Stammerberg (Frei 1912, Geiger 1943K). Anderseits fehlen Deckenschotter auf verschiedenen Molassehöhen, so auf Schauenberg und Hasenberg SW bzw. SE von Aadorf, auf Greuterschberg und Nollen, auf den Höhen südlich Weinfelden–Frauenfeld, auf dem Ottenberg sowie im Hochrheintal auf dem Rodenberg (591 m ü.M.). Wenn es jemals eine durchgehende Decke gegeben haben sollte, müssten diese aufgrund ihrer Höhe ebenfalls von Deckenschotter-Kappen bedeckt sein (Hantke & Wagner 2003). Dies ist jedoch nicht der Fall. Hingegen setzen 4 km weiter nördlich, auf dem 621 m hohen Grat von Rauhenberg–Fronberg, die Tieferen Deckenschotter schon um 562 m auf der Oberen Süsswassermolasse ein. Dazwischen reicht die Molasse bis auf 475 m (Sevihau) bzw. bis auf 430 m (bei Rütenen, 1 km weiter SE). Am Südufer des Rheins steht sie WNW von Rheinklingen erst am Rhein auf knapp 400 m an. Demnach wäre der Bereich zwischen Rauhenberg und Rhein sowie in der Talung Etzwilen–Schlattingen südlich des Rodenbergs bis auf mindestens 414 m fluvial und glazial ausgeräumt worden. Dass gerade der im Stromstrich des Rhein-Gletschers gelegene Rodenberg aus kaum verfestigter Glimmersand-Molasse stehen geblieben ist, fügt sich nicht schlüssig in eine Landschaftsgeschichte ein, in der verschiedene Glazialzeiten und in zwei bis drei Niveaus geschüttete Schotterfluren angenommen werden (Hantke 1991).

Bedeutsam ist sodann die von Hofmann und Graf immer wieder betonte «eisrandnahe Schüttung» der Deckenschotter. Dies allein schliesst ihre flächenhafte Verbreitung stets in Eisrandnähe schon aus. Zudem sind manche Vorkommen länglich, oft fast linear und von einem zuweilen sich aufspaltenden Kamm gekrönt (Wagner 2003). Schwer verständlich ist besonders das kleine Vorkommen von «Tieferem Deckenschotter» im Tobel über den Fundstellen der Schrotzburg (Hantke 1954, Abb. 1 und 2), eine grobgeröllige Ablagerung mit gekritzten Geschieben. All diese Fakten lassen sich zwanglos mit der Vorstellung erklären, dass die Deckenschotter nicht als Grundmoräne auf dem Niveau des einstigen Gletscherbodens geschüttet wurden, sondern aus Obermoräne bestehen. Das heisst, die Ablagerungen sind aus verschwemmten Mittelmoränen entstanden, die *auf dem Eis* transportiert wurden. Solche bilden sich beim Zusammenfluss zweier Gletscher aus den inneren Ufermoränen.

Zudem zeigt sich bei vielen heutigen alpinen Gletschern, dass diese zungenwärts immer stärker schuttbedeckt sind, sich die Mittelmoränen abflachen und teilweise gegen den seitlichen Eisrand abgleiten. Dies dürfte, wenn die Gegenwart der Schlüssel zur Vergangenheit ist, bei eiszeitlichen Gletschern kaum anders gewesen sein. Die Gletscher flossen schon in den frühesten Kaltzeiten in tektonisch vorgezeichneten Tälern. Viele ihrer Mittelmoränen liefen auf Molasse-Riedeln auf Grund (WAGNER 1997, 2003). Dagegen mag es zutreffen, dass vom äussersten Eisrand, wo Gletscherboden und -oberfläche zusammenfallen (also bei den süddeutschen Deckenschottern, dem Typusgebiet der süddeutschen Quartärstratigrafie), eine morphologische relative Alterszuweisung gemacht werden kann. Voraussetzung ist, dass die äussersten Schotter die ältesten darstellen und dass diese gegen einen Vorfluter mit sanfter Subsidenz geschüttet worden sind.

Über das Alter der schweizerischen Höheren und Tieferen Deckenschotter lässt sich rein morphologisch nichts Sicheres aussagen. Oft fallen die verschiedenen Schüttungen eng aufeinander, sodass etwa im Hochrheingebiet (am Rauhenberg und am Kressenberg) auch haslach-zeitliche «Mittlere Deckenschotter» unterschieden worden sind. Kleinsäugerpaläontologisch reichen die Höheren Deckenschotter (etwa auf dem Irchel) bis ins Pliozän zurück (BOLLIGER et al. 1996). Da die Gletscher mit ihren Mittelmoränen zu allen Kaltzeiten bei vergleichbarem Geschehen im Hinterland auch einen ähnlichen Verlauf im Vorland nahmen, lassen sich ihre Sedimente nur mit Fossilien (vor allem Kleinsäuger-Zähnchen und Pollenabfolgen), magneto-stratigrafisch und mit Luminiszenz-Befunden altersmässig zuordnen.

GRAF (2003) hat versucht, mit Schwermineral-Assoziationen mehrere Schüttungsfazies aufzuzeigen, die mit verschiedenen Liefergebieten zusammenhängen würden. Diese lassen sich – wie Geröllspektren – oft recht genau auch einzelnen Mittelmoränensträngen zuordnen, verliefen diese doch in allen Kaltzeiten in ganz bestimmten Bahnen.

3 Zur Entstehung der Täler

Da das unterste Bibertal von Ramsen zum Hochrhein quer zur Fliessrichtung des Rhein-Gletschers verläuft, kann es nicht von diesem ausgeräumt worden sein. Für ein fluviales Ausräumen durch die Biber sind deren Wasserführung und Gefälle viel zu bescheiden und für kaltzeitliche Schmelzwässer ist die Reaktionszeit zu kurz.

Im untersten Bibertal zeichnet sich in der Molasse als südöstliche Fortsetzung der Randen-Verwerfung eine bedeutende Scherstörung ab. Am ENE-Rand des Randen erscheint diese durch das Zusammenspiel von gegen SE-einfallenden Sedimenten und NE-gerichteter Abschiebung als «pseudo-sinistrale» Störung (Hofmann et al. 1997K, 2000). Im mittleren Bibertal spaltet sich von der Störung am W-Ende des Rauhenberg zwischen Bibern und Thayngen ein Ast ab, der gegen SE über Diessenhofen–Stammheim–Üsslingen ins Thurtal verläuft (Hofmann 1967). Bei Ramsen zweigt ein weiterer Ast, die W–E-orientierte Schiener Berg-N-Verwerfung, ab. Neben einer Tieferlegung des NE- bzw. N-Flügels erscheint diese im unteren Bibertal (Rutte 1956a, b) eher als rechtshändige Blattverschiebung.

Aus dem Thurtal lässt sich die Störung Stammheimer Tal–Üsslingen Murg-aufwärts gegen Wil verfolgen, was Bohrungen zwischen Hochrhein und Wil belegen (Müller in Hantke et al. 2003). Dieser Ast dürfte einer früheren Thur den Weg gewiesen haben, bevor ihr der Lauf durch das Murgtal gegen Frauenfeld verwehrt wurde. Dies geschah kaum erst beim würmzeitlichen Gletschervorstoss mit Verbauungen E und NW von Wil durch Lockergestein (Hofmann 1986), sondern schon früher. Seither nimmt die Thur ihren Lauf über Bischofszell–Sulgen–Weinfelden (Hantke et al. 2003).

Im mittleren Bibertal von Thayngen über Randegg–Buch–Ramsen verblieben mehrere tiefe Bohrungen in quartären Lockergesteinen (Hübscher 1961, 1966; Schreiner 1973K, 1984K, Hofmann et al. 2000). SE von Bibern erreichte eine Bohrung in 65 m den Fels, NE von Ramsen eine weitere erst in 83 m Tiefe. In Eschenz verblieb eine 90 m tiefe Bohrung noch auf 311 m ü. M. in quartären Ablagerungen (Müller in Hantke et al. 2003). Dies zeigt, dass die heutigen Täler (Büchi et al. 1976, Leu 2003) schon vor dem Eiszeitalter einen bedeutenden Tiefgang hatten. Dieser lässt sich weder durch eine fluviale noch eine glaziale Ausräumung erklären, sondern ist tektonisch auszulegen. Kälin (2003) versuchte den Vertikalversatz von Störungen Kleinsäuger-paläontologisch zu belegen, wobei sich teilweise markante Verstellungen ergaben. Dagegen wiesen manche bisher als morphologisch gedeutete Störungen keinen nennenswerten Vertikalversatz auf. Bei den wenigen Pollenprofilen durch ältere Warmzeit-Abfolgen in Tälern (Welten 1988, Bezat 2000) verblieb selbst unter der ältesten Warmzeit noch reichlich älteres Lockergestein.

4 Die Fulach-Rinne

Die Rinne des von der Fulach entwässerten Herblingertales kann nicht erst würmzeitlich von Schmelzwässern des Thaynger Lappens des Rhein-Gletschers gebildet worden sein. Ihre Anlage ist tektonisch vorgezeichnet und reicht vor das Eiszeitalter zurück. Die weitere Eintiefung erfolgte vor allem durch kaltzeitliche Kalklösung. Diese bewegt sich in Kalken der helvetischen Kalkalpen auf 2000 m ü. M. um 1 cm/1000 a (Hantke 1982). In steilen Schnee-Rinnsalen kann sie bis 4 cm/1000 a ansteigen. Im Thaynger Stand konnte die Kalklösung jedoch nur über wenige Jahrhunderte wirken. Selbst wenn hierzu noch ein deutlich länger währender Eisrand bei einem entsprechenden Vorstossstand angenommen und kalten Schmelzwässern ein grösserer Lösungseffekt zugestanden wird, so hat weder die Würm- noch die «Riss-Eiszeit» (Möhliner Endstände) ausgereicht, um eine über 80 m tiefe Rinne im Quader- bis Plattenkalk des oberen Malm herauszulösen. Analog hat sich die Eintiefung etwa gleich tiefer randglaziärer Rinnen im Vorarlberger Rheintal nicht erst in der letzten Kaltzeit, sondern bei entsprechenden Eisständen über alle Kaltzeiten vollzogen (Hantke 2003K, 2004). Auch in der Amdener Mulde hat sich gezeigt, dass seit ihrem Bestehen, der Platznahme der Churfirsten-Decke am Alpenrand, sich die Dorfbäche – längs tektonischer Vorzeichnung – durch Kalklösung über 20–30 m in den Kalk eingetieft haben. Ebenso dürfte der ehemaligen Rhein-Rinne, in welche der Rhein im Rheinfall wieder zurückgefunden hat, ein höheres Alter als das letzte Interglazial zukommen.

Da die Fulach-Rinne um Schaffhausen mit «Rinnenschottern» gefüllt ist (Hübscher 1960K, 1961K, 1966K; Schindler 1982K; Schlatter et al. 1987), muss sie älter sein als die in die «Riss-Eiszeit» gestellten Schotter. Anderseits lag nach bisheriger Vorstellung die Landoberfläche in der Günz-Eiszeit noch auf dem Niveau des Höheren und später in der Mindel-Eiszeit noch auf jenem des Tieferen Deckenschotters; erneut Vorstellungen, die sich nicht zusammenfügen.

Wenn aber die Anlage der Fulach-Rinne schon in der ausgehenden Tertiärzeit tektonisch – also im Zusammenhang mit den Bodensee-Brüchen und dem Hegau-Vulkanismus – erfolgt ist, dann kann diese schon in frühen Kaltzeiten und bei sämtlichen späteren Gletscherständen um Thayngen von Schmelzwässern benutzt worden sein, sodass sie ihre heutige Tiefe erreicht hat. Schon damals bestanden Schluchtwälder mit deutlich verschiedener Flora gegenüber den Hochflächen (Lüdi 1953).

Auch die Rinnenschotter sind in späteren Kaltzeiten kaum vom jeweils vorrückenden Eis vollständig ausgeräumt worden. In Schaffhausen blockierte der Hauptarm des Rhein-Gletschers die postulierte Kolkwirkung des Thaynger Armes. Die Ausräumung umfasste stets nur die jüngsten, noch unverfestigten Sedimente. Über die älteren Sedimente, insbesondere über Seetone, glitt der Gletscher hinweg. Dementsprechend folgen sich die älteren Ablagerungen relativ rasch, während die jüngste Füllung bedeutend mächtiger erscheint. Zudem bestehen die Rinnenschotter nicht durchwegs aus primärer Grundmoräne, sondern vorwiegend aus ausgeschmolzener und beim nächsten Vorstoss überfahrener und gepresster, «vorbelasteter», geröllreicher *Obermoräne* (HANTKE und WAGNER 2003).

5 Zusammenfassung

Die als Deckenschotter bezeichneten, meist in Strängen angeordneten, eisrandnahen Schotter auf dem Schiener Berg, Rauhenberg, Seerücken bei Salen-Reutenen, vom Heereberg zum Stammerberg und auf dem Cholfirst sind nicht als Reste einst zusammenhängender, hochgelegener Schotterfluren zu deuten. All diese Vorkommen sind als ältere Bildungen *über Relief* auf Grund gelaufener, verschwemmter Mittelmoränen zu interpretieren. Ihr Alter kann nicht aufgrund ihrer Höhenlage, sondern nur mit paläontologischen, chemischen (Verwitterungstiefe) und physikalischen Methoden ermittelt werden. Bis über die genaue Anzahl der Kaltzeiten (gegenwärtig sind es 15), ihre zeitliche Einstufung und den floristischen Inhalt der Interglaziale Klarheit besteht, ist es jedoch noch ein langer Weg. Zugleich gilt es, über Mechanismus und Art des Transports, unabhängig von bisherigen Vorstellungen, Klarheit zu bekommen.

Die Täler zwischen Thurgau, Hegau und Schaffhausen sind daher kaum durch Eis ausgekolkt, wohl aber durch dieses ausgeschliffen worden. Dies belegen jene Täler um den Schiener Berg, vor allem das quer zur Fliessrichtung der Rhein-Gletscherarme verlaufende unterste Bibertal von Ramsen zum Rhein. Bereits im ausgehenden Tertiär führten im Mittelland die Ankunft der helvetischen Decken am Alpenrand, die Verschuppung der subalpinen Molasse und die Zerscherung der mittelländischen Molasse zu tektonisch angelegten Tälern. Durch diese sind die alpinen Gletscher schon in den frühesten Kaltzeiten vorgestossen. Ihre Existenz ist nicht nur aus morphologischen Gründen anzunehmen. Sie ist stratigrafisch, im Thurgau Kleinsäuger-paläontologisch und im Schweizer Mittelland durch Pollenabfolgen belegt.

Die Bildung von Schmelzwasserrinnen durch Kalklösung benötigt weit mehr Zeit, als ihr zugestanden wird. Um Schaffhausen dürfte die Eintiefung der vorgezeichneten Fulach-Rinne schon in der ersten Kaltzeit bei entsprechendem Eisrand eingesetzt haben. Auch die Rinne, in die der Rhein im Rheinfall wieder zurückgefunden hat, dürfte älter als das letzte Interglazial sein.

6 Literatur und Karten (K)

BEZAT, E. (2000): Palynologie: Ecoteaux. – In: KELLY, M., LINDEN, CH., & SCHLÜCHTER, CH.: Exkursionsführer DEUQUA Bern 2000, 137–147.

BÖHNDEL, E. (1916): Die obere Süsswassermolasse in der Umgebung des Untersees (Bodensee). – Diss. Freiburg i. Br.

BOLLIGER, T., O. FEJFAR, H.R. GRAF & D. KÄLIN, (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – Eclogae geol. Helv. 89/3, 1043–1048.

BÜCHI, U. P., S. SCHLANKE & E. MÜLLER (1976): Zur Geologie der Thermalwasserbohrung Konstanz und ihre sedimentpetrographische Korrelation mit der Erdölbohrung Kreuzlingen. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 42/103, 25–33.

FREI, R. (1912): Monographie des Schweizerischen Deckenschotters. – Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 37, 182 S.

FREY, W., mit Beiträgen von C. SZENKLER & D. ELLWANGER (2004): Blatt 8319 Oehningen. Geol. Karte Baden-Württemberg 1: 25 000. – Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br. (2. ergänzte Ausg. 2004).

GEIGER, E. (1930): Die Zusammensetzung thurgauischer Schotter. – Mitt. thurg. naturf. Ges. 28, 167–183.

GEIGER, E. (1943K): SA Blätter 56 Pfyn–59 Bussnang (= LK 1053 Frauenfeld). Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, 16, mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.

GEIGER, E. (1961): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im allgemeinen und im besondern um Winterthur. – Mitt. naturw. Ges. Winterthur 30, 33–53.

GEIGER, E. (1969): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im Raum nördlich von Bodensee und Rhein. – Jb. geol. L.-Amt Baden-Württemb. 11, 127–172.

GERBER, E. (1941): Die Höhenschotter zwischen Emmental und Aaretal. – Eclogae geol. Helv.34/1, 1–16.

GERBER, E. (1950K): Bl. 142–145 Fraubrunnen–Wynigen–Hindelbank–Burgdorf. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, 22, mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.

GRAF, H.-R. (1993): Die Deckenschotter der Zentralen Nordschweiz. – Diss. ETH Zürich Nr. 10205, 151 S.

GRAF, H.-R. (2003): Geschichte des unteren Thurtales. – Mitt. thurg. naturf. Ges. 2003, 7–29.

HANTKE, R. (1954): Die fossile Flora der obermiozänen Öhninger Fundstelle Schrotzburg (Schienerberg, Süd-Baden). – Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 80/2, 26–118.

HANTKE, R. (1962): Zur Altersfolge des höheren und tieferen Deckenschotters in der Nordostschweiz. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich 107/4, 221–232.

HANTKE, R. (1963): Chronologische Probleme im schweizerischen Quartär. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. 45, 45–60.

HANTKE, R. (1982): Zur Talgeschichte des Gebietes zwischen Pragel- und Klausenpass. In: BETTSCHART, A. (ed.). Die Karstlandschaft des Muotatales. – Ber. schwyz. naturf. Ges. 8, 3–12.

HANTKE, R. (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun, 309 S.

HANTKE, R. (2003K, 2004): Blatt 1076/1096 St. Margrethen (Westhälfte)–Diepoldsau (Westhälfte) mit NW-Ecke von Blatt 1116 Feldkirch. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, 108, mit Erläuterungen. – BA Wasser u. Geologie, Bern.

HANTKE, R., E. R. MÜLLER, A. E. SCHEIDEGGER & A. WIESMANN (2003): Der Molasse-Schuttfächer des Ottenberg und der Lauf der Thur seit dem jüngeren Tertiär. – Mitt. thurg. naturf. Ges. 59, 85–111.

HANTKE, R., & G. WAGNER (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen im Thurgau. – Mitt. thurg. naturf. Ges. 59, 53–84.

HANTKE, R., & G. WAGNER (2004): Ältere Berner Schotter und eiszeitliche Mittelmoränen. – Mitt. naturf. Ges. Bern 61, 101–125.

HIPP, R. A. (1986): Zur Landschaftsgeschichte der Region Bischofszell – eine glazialmorphologische Arbeit. Mitt. thurg. naturf. Ges. 47, 3–117.

HOFMANN, F. (1967K): Blatt 1052 Andelfingen. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, 52, mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.

HOFMANN, F. (1973K): Blatt 1074 Bischofszell. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, 65, mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.

HOFMANN, F. (1981K): Blatt 1031 Neunkirch. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, 74, mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.

HOFMANN, F. (1986K): Blatt 1073 Wil. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, 86, mit Erläuterungen und Beitrag von E. KRAYSS. – Landeshydrol. u. -geol. BUWAL.

HOFMANN, F. (1997K): Blatt 1011 Beggingen (Südhälfte) mit SW-Anteil von Blatt 1012 Singen Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, 97. – Landeshydrol. u. geol. BUWAL.

HOFMANN, F. & R. HANTKE (1964): Erläuterungen zu Blatt 1032 Diessenhofen. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, 38. – Schweiz. geol. Komm.

HOFMANN, F., R. SCHLATTER & M. WEH (2000): Erläuterungen zu Blatt 1011 Beggingen (Südhälfte) mit SW-Anteil von Blatt 1012 Singen. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, 97. BA Wasser u. Geologie, Bern.

HÜBSCHER, J. (1951): Quellen, Grundwasserläufe und Wasserversorgungen im Kanton Schaffhausen. – Neujbl. Naturf. Ges. Schaffhausen 3.

HÜBSCHER, J. (1960, 1966): Grundwasserkarte des Kantons Schaffhausen und der benachbarten Gebiete, 1: 75 000. – Baudir. Schaffhausen, 11 S., Nachtrag 1966: 11 S.

HÜBSCHER, J. (1961K): Blatt 1032 Diessenhofen. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, 38. – Schweiz. geol. Komm.

KÄLIN, D. (2003): Der Wellenberg bei Frauenfeld die jüngsten Anteile der Oberen Süsswassermolasse der Ostschweiz: biostratigraphische Daten und tektonische Implikationen. – Mitt. thurg. naturf. Ges. 59, 125–147.

LEU, W. (2003): Erdgasspeicher Thurgauer Seerücken – Geologie und Nutzung der Erkundungsbohrungen. – Mitt. thurg. naturf. Ges. 59, 149–157.

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

PENCK, A. (1896): Die Glacialbildungen um Schaffhausen und ihre Beziehungen zu den prähistorischen Stationen des Schweizersbildes und von Thayngen. In: NÜESCH, J. (1897): Das Schweizersbild eine Niederlassung aus paläolithischer und neolithischer Zeit. – N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturwiss. 39.

PENCK, A., & E. BRÜCKNER (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter 1–3. Tauchnitz, Leipzig.

RUTTE, E. (1956a): Geologie des Schienerberges (Bodensee) und der Öhninger Fundstätten. N. Jb. Geol. Paläont. 102, 143–282.

RUTTE, E. (1956b): Zur Geologie des westlichen Schienerberges zwischen Herrentisch und Stein am Rhein. Eclogae geol. Helv. 49/1, 97–111.

SCHINDLER, C. (1982K): Baugrundkarte Schaffhausen 1:10000 (2 Blätter). – Mitt. naturf. Ges. Schaffhausen 32 (1981–85) und Beitr. geol. Karte Schweiz, Kl. Mitt. 74.

SCHLATTER, R., F. HOFMANN, J. DEPPE, M. BAUMANN, F. PFAFF, J. WALTER, H. WALTER & M. HUBER (1987): Der Rheinfall. – Njbl. naturf. Ges. Schaffhausen 39/1987.

SCHMIDLE, W. (1918): Die Stratigraphie der Molasse und der Bau des Überlinger- und Unterseebeckens. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee 47.

SCHMIDLE, W. (1926): Die Geologie des Untersees. – Bad. Heimat: Der Untersee, Karlsruhe.

SCHREINER, A. (1973K): Blatt 8219 Singen. Geol. Karte Baden-Württemberg 1: 25000 mit Erläuterungen. – Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br.

SCHREINER, A. (1984K): Blatt 8218 Gottmadingen. Geol. Karte Baden-Württemberg 1: 25000 mit Erläuterungen. – Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br.

SCHREINER, A. (2003): Deckenschotter im Hegau und am westlichen Bodensee. – Z. dt. geol. Ges. 154/2-3, 357–368, Stuttgart.

SCHREINER, A., & R. EBEL (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). G Jb. A 59: 3–64.

STAUBER, H. (1935): Beitrag zur Geologie und Stratigraphie des Schienerberges am Untersee. – Dipl.-Arb. ETH, Zürich.

STAUBER, H. (1937): Neuere geologische Untersuchungen am Schienerberg. – Mein Heimatland 24/3, Freiburg i. Br.

STAUBER, H. (1942): Neue stratigraphische und geologische Untersuchungen an den alten Oehninger Fundstätten. – Eclogae geol. Helv. 34/2 (1941)193–194.

SUTER, H. (1939): Geologie von Zürich einschliesslich seines Exkursionsgebietes. – Leemann, Zürich, 117 S.

SUTER, H. (1944): Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 37/1: 83–97.

SZENKLER, C. (1997K): Blatt 8318 Gailingen. Geol. Karte Baden-Württemberg 1: 25 000. – Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br.

WAGNER, G. (1997): Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. – Mitt. naturf. Ges. Bern, N. F. 54: 91–137.

WAGNER, G. (2001, 2003): Eiszeitliche Mittelmoränen im Kanton Zürich, 1, 2. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich 146/4, 21–33, 148/3, 67–77.

WEBER, A. (1928): Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. – Mitt. naturw. Ges. Winterthur 17/18 (1927–30), 1–92; als Diss.: 1928.

WEGELIN, H., & E. GUBLER (1928): Deckenschotter auf der Heid. – Mitt. thurg. naturf. Ges. 27, 107–115.

WELTEN, M. (1988): Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 156.

Adresse des Autors:
Prof. Dr. René Hantke
Glärnischstr. 3
8712 Stäfa ZH