

Der Molasse-Schuttfächer des Ottenberg und der Lauf der Thur seit dem jüngeren Tertiär

Autor(en): **Hantke, René / Müller, Erich R. / Scheidegger, Adrian E.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Thurgauischen Naturforschenden Gesellschaft**

Band (Jahr): **59 (2003)**

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-593965>

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.

Der Molasse-Schuttfächer des Ottenberg und der Lauf der Thur seit dem jüngeren Tertiär

Im Andenken an Franz Hofmann, dem unentwegt tätigen Nordostschweizer Geologen.

RENÉ HANTKE, ERICH R. MÜLLER,
ADRIAN E. SCHEIDEGGER & ALBERT WIESMANN

Mitt. thurg. naturf. Ges.	59	27 Seiten	14 Abb. 3 Tab.	– Tafel	Frauenfeld 2003
---------------------------	-----------	--------------	-------------------	------------	-----------------

1 EINLEITUNG

Der auffällige Molasserücken des Ottebärg (Ottenberg) mit relativ steil gegen SSW ins Thurtal abfallenden und eher flacheren Abhängen gegen N und E erscheint mitten im Thurgau recht eigenartig (EBERLI, 1900; SCHLÄFLI ed., 1999). Geologisch bildet er den jüngsten Schüttungsarm des miozänen Hörnli-Schuttfächers, dessen Geröllinhalt aus dem Grenzbereich von Ost- und Westalpen stammt (Abbildungen 1 und 2).

Molasse-Schuttfächer wurden lange Zeit als riesige Deltas in einem Süsswassersee, später als warmzeitliche fluviale Schüttungsarme in eine Schwemmlandebene gedeutet. Nach einer neuen Interpretation handelt es sich vor allem bei den Nagelfluh-Schüttungen viel eher um ins Alpen-

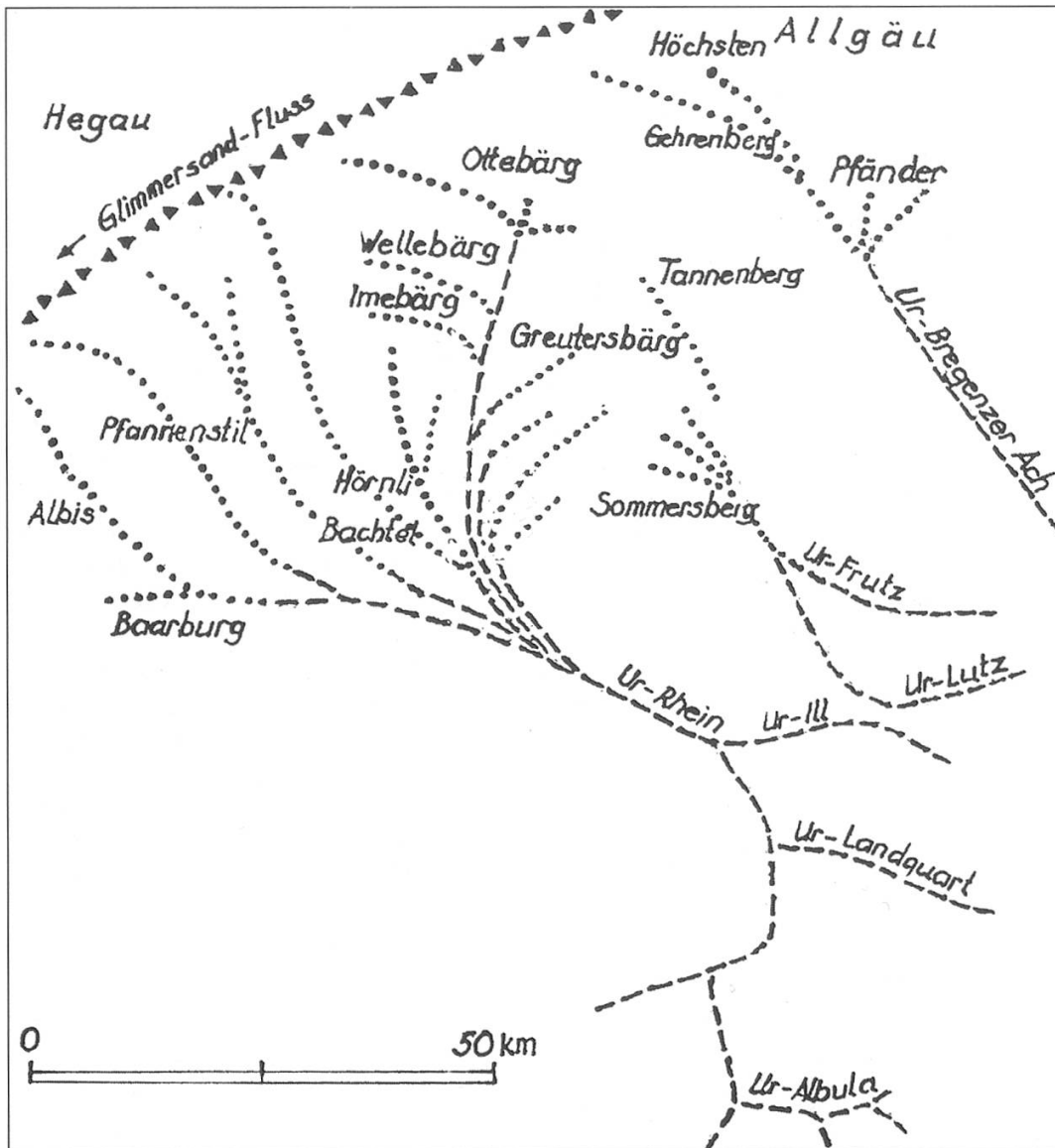


Abbildung 1: Die Äste der NE-Schweizer Geröllschüttungen

- Ur-Rhein: Hörnli-Fächer (mittleres – frühes jüngeres Miozän)
- Ur-Lutz/Ur-Frutz: Sommersberg (älteres – mittleres Miozän)/Tannenwald (oberstes Miozän)
- Ur-Bregenzer Ach: Pfänder-Fächer mit Gehrenberg und Höchsten (mittleres – frühes jüngeres Miozän)
- — — Alpine Fliessgewässer: keine permanente Schuttablagerng

vorland ausgebrochene, sich verbreiternde Schuttstränge alpiner Stauseen. Diese bildeten sich kühlerzeitlich, bei tiefer Waldgrenze, durch den Aufstau hinter niedergegangenen Bergstürzen und Muren (HANTKE in HANTKE & STAUFFER, 1999; HANTKE, 2003, 2004K).

In den Warmzeiten bildeten sich im Vorland ausgedehnte Schwemmebenen mit Wasseradern und Altläufen, längs denen sich Auenwälder entfaltetten (HEER, 1855–59, 1883; WÜRTEMBERGER, 1906; HANTKE, 1954; BOLLIGER & EBERHARD, 1989). Die in der Molasse eingeschlossenen Blatt-, Frucht- und Samen-Reste finden sich ausnahmslos in Feinsedimenten; Stammstücke und Holzreste dagegen treten eher in kreuzgeschichteten Sandsteinen und in feingerölligen Nagelfluhen auf. Sie stammen von unter kühler gewordenem Klima abgestorbenen Bäumen (HANTKE, 1999, 2003). Schon im jüngeren Tertiär hat das Klima ähnlich geschwankt wie im Eiszeitalter; doch waren die Warmzeiten deutlich wärmer und die Kaltzeiten nur «Kühlzeiten».

Der aus einem sich distal verbreiternden Schüttungsarm aufgebaute Ottebärg liegt im E, zwischen Berg und Oberhofen, und gegen N zum Chemebach auf dem flachen E-Abschnitt des vorwiegend von ENE geschütteten Seerücken. Dieser hebt sich nach NW zum sanften Bergrücken empor und fällt – tektonisch bedingt – steil zum Untersee ab. Die dem Seerücken aufgesetzten Deckenschotter von Salen–Reutenen und Heerebärg–Stammerberg sowie die sie krönenden Mittelmoränen verleihen ihm zusätzliches Relief (GEIGER, 1943K; HANTKE & WAGNER, 2003).

Die einzelnen Arme des Hörnli-Schutfächers unterscheiden sich in ihrem Geröllspektrum nicht grundsätzlich, stammen doch alle aus mehr oder weniger dem selben Liefergebiet. Wie fossile Kleinsäuger belegen (BOLLIGER, 1992, 1994, 1996, 1998; KÄLIN, 2003), werden die Abfolgen der Schuttstränge vom Hörnli gegen N, NW und NE jünger, so dass sich die Möglichkeit einer Verbindung von paläontologischen und geologischen Überlegungen ergibt.

Von PENCK & BRÜCKNER (1901–09) sind vor allem den eiszeitlichen Gletschern und ihren Schmelzwässern tiefgreifende talgestaltende Veränderungen zugesprochen worden. Eine eiszeitliche Umgestaltung durch die Arme des Rheingletschers dürfte sich jedoch in Grenzen gehalten haben, was schon HEIM (1919) betont hat. Auch nach dem Mittelmoränen-Modell (WAGNER, 1997, 2001, 2002, 2003; HANTKE et al. 2003; HANTKE & WAGNER, 2003) sind diese Umgestaltungen als gering einzustufen. Am Ottebärg sind Eisüberprägungen und Moränendecke bescheiden. Auf dem Rücken liegen Erratiker; Deckenschotter fehlen (GEIGER, 1940, S. 129; 1968K).

Ziel dieser Arbeit ist es, in dem nach den jüngsten Molasse-Schüttungen des Hörnli-Fächers vom Ur-Rhein verlassenen Relief die Entwicklung eines neuen Flusssystemes und damit eine den heutigen Kenntnissen entsprechende Geschichte der Thur zu entwerfen.

2 DER HÖRNLI-SCHUTTFÄCHER

Im Hörnli-Schutfächer haben sich zwischen Zürichsee und St. Gallen die einzelnen wasserreichen Ausbrüche ihrer Geröllfracht entledigt (ANDRESEN, 1964; BÜRGISSER, 1981). Im Untersee-Gebiet haben sie sich mit einem grösstenteils aus dem Bayerischen Wald stammenden und gegen W fliessenden Glimmersandfluss vereinigt (HOFMANN, 1960). Durch den Aargau bis in den Berner Jura

ist dieser durch Ablagerungen belegt, weiter gegen W durch fluviale Rinnen angedeutet (HANTKE, 1991, 1993).

Nach der Schüttung des Hörnli-Fächers fehlen Ablagerungen über einen langen Zeitabschnitt. In diesem muss – obwohl kaum Anzeichen vorliegen – recht viel passiert sein, so dass der Phantasie der Interpreten verschiedenste Möglichkeiten offenstehen. Erst für das Geschehen im Eiszeitalter werden die Vorstellungen konkreter.

So konnten durch Ausräumen der vorwiegend aus noch unverfestigtem Sand bestehenden Flussufer die Täler im Alpenvorland eingetieft werden. Das Pendeln der Flussarme hat sie verbreitert, und mit der Tieferlegung der Erosionsbasis durch Anheben alpennäherer Bereiche bei der Gebirgsbildung wurden sie vertieft.

Im zentralen Seerücken zeigt sich gegen N ein Verfangern letzter Nagelfluhbänke der distalen Hörnli-Schüttung mit Knauersandsteinen, Mergeln mit Glimmersanden. Bei Lanzenneunforn sind in einer Nagelfluhbank plattige Bündnerschiefer- und Flyschgerölle eingeregelt. Bis 8 cm grosse Gerölle bestehen aus ostalpinem Verrucano, Oberhalbsteiner Grüngestein, roten, grünen und rot-grün-geflamnten Radiolariten und Err-Kristallin.

Mit dem Anschub der subalpinen Molasse am Alpenrand im S und dem Hegau-Vulkanismus im N wurde die flachliegende Molasse zerschert und gegen die subalpine Molasse aufgerichtet. Klüften und Scherstörungen folgend, bildeten sich Täler, deren Ränder von den mehrfach vorgestossenen eiszeitlichen Gletschern überschliffen und mit Moränen überkleistert wurden.



Abbildung 2: Der Ottebärg von SW: der jüngste Ast der Hörnli-Schüttung von der Egg SW von Amlikon. Foto A. Wiesmann, Oberhofen bei Kreuzlingen.

3 DIE JÜNGEREN SCHUTTFÄCHER DER NE-SCHWEIZ UND ANGRENZENDER GEBIETE

Neben dem Hörnli-Schuttfächer beschrieb HOFMANN (1957) in der NE-Schweiz eine Bodensee-Schüttung. Diese umfasst den Pfänder-Fächer (BLUMRICH, 1930, 1936), der sich NW des Senkungsfeldes Friedrichshafen-Ravensburg in den Gehrenberg-Heiligenberg und in den Höchsten fortsetzt. LUDWIG et al. (1949K) und BERLI (1985) erkannten W des Pfänder-Schuttfächers eine ebenfalls aus Vorarlberg stammende, gegen NW gerichtete Sommersberg-Schüttung. Eine jüngste, noch ins jüngere Miozän fallende Schüttung zeichnet sich im Tannenwald NW von St. Gallen ab (HOFMANN, 1957, 1973K).

4 DIE SCHÜTTUNG DES OTTEBÄRG-SCHUTTFÄCHERS

Am Ottebärg wird die Gesteinsabfolge im W oberhalb 550 m, im E oberhalb 600 m gröber. FRÜH (1888, S. 51, 82) hat in der Nagelfluh ähnliche Gerölle festgestellt wie im Erratikum des Rheingletschers: Variolithe aus dem Oberhalbstein, Gabbros von Marmorera, Dioritporphyre, ostalpinen Verrucano, Buntsandstein, Hauptdolomit, Rhät-Korallenkalk, rote und grüne Radiolarite, Flyschsandsteine und Nummulitenkalk.

Der höhere Ottebärg sitzt als jüngste, an die Hörnli-Schüttung der Oberen Süswassermolasse anschliessende Schüttung dieser mit neuen Geröllbänken, Sandsteinen und Mergeln und dem aus westwärts geschütteten Glimmersanden bestehenden Seerücken auf. Die Glimmersande sind als westliches Äquivalent der E-bayerischen Vollschotter (DOPPLER, 1989, DOPPLER et al., 2000) zu betrachten; sie sind noch am Untersee gegen 500 m mächtig



und umfassen ähnliche Geröllspektren. Der von BOLLIGER postulierte Tiefenversatz von rund 150 m scheint sich in der Gesteinsabfolge zu bestätigen.

Der Geröllinhalt der Ottebärg-Schüttung wurde W von Tattehueb (Abbildung 3), oberhalb Schloss Weinfeld, im Buechholz (Abbildung 4) NW von Weerswilen, um 640 m ü. M. (4–6° N-Fallen) und N von Altismos (2–4° NE-Fallen) untersucht und der Geröllanteil in Prozenten ermittelt (Tabelle 1).

Über der Buechholz-Nagelfluh folgen bis zur höchsten Molasse um 680 m ü. M. noch härtere, morphologisch sich abhebende Bänke. Die bescheidenen Aufschlüsse haben einen analogen Geröllinhalt gezeigt.

Gestein	Ottebärg W, 630 m W Tattehueb Bank 5 m %	Oberhalb Schloss Weinfeld, 570 m Bank 7,5 m %	Ottebärg Mitte, 640 m Buechholz N Weerswilen Bank 6 m %	Ottebärg E, 650 m N Altismos Bank 3,5 m %
Roter Quarz-Porphyr	1,0			
Ostalpiner Verrucano	2,0	2,1	1,4	
Ostalpiner Buntsandstein	2,5	2,7	6,3	1,3
Gelbliche Dolomite	14,8	12,3	10,0	
Hauptdolomit				4,4
Dolomitische Sandkalke				5,6
Rauhwacke			0,5	
Rhät-Lumachelle		0,7		0,6
Kieselkalke				6,3
Radiolarit rot	7,9	6,8	13,1	11,9
Radiolarit grün	2,5	2,7	6,3	10,6
Radiolarit rot/grün				1,9
Silices	1,0	0,7	0,5	
Gangquarze	1,0	0,7		
Korallenkalk	0,5		1,3	
Helle Kalke	19,7	25,3	26,3	37,4
Graue Kalke	17,3	17,1	16,3	9,3
Dunkle Kalke	0,7	2,1		1,3
Sandkalke	5,9	11,6		
Blaugraue Kalke		0,7		
Kieselkalke	0,5	4,8		
Flyschsandsteine	10,8	3,4	4,2	4,4
Quarzsandsteine	0,5			
Flysch-Mikrobrekzie	0,5		1,5	
Polygene Brekzie		0,7		
Grünliche Gneis	3,0	2,1	6,8	1,3
Zweiglimmergneis	1,5			
Grüngesteine	3,0	2,1	4,2	3,8
Err-Granit	1,0		1,0	
Albula-Granit	1,5	0,7	0,5	
Graue Granite	1,0	1,0		
Grösstes Geröll	100,1% 22 cm	100 % 17 cm	99,9% 11 cm	100,1% 14 cm

Tabelle 1: Geröllanalysen am Ottebärg



*Abbildung 3: Die Nagelfluhbank Tattehueb auf dem westlichen Ottebärg.
Foto A. Wiesmann.*



*Abbildung 4: Der Nagelfluh-Aufschluss Buechholz am östlichen Ottebärg
N von Weerswilen. Foto A. Wiesmann.*

Wie im Rigi-Rossberg-Fächer (HANTKE, 2004K) haben die Molasse-Schüttfächer auch in der NE-Schweiz eine begrenzte Ausdehnung. Mit Abnahme der Korngrösse reduziert sich meist auch ihre Mächtigkeit.

Das Toggenburger Thurtal ist weder rein erosiv entstanden, noch rein tektonisch bedingt. Seine Anlage im mittleren Miozän erfolgte als Abflussrinne zwischen Schüttungsfingern des Hörnli-Berglandes im W und gegen NE, ins untere Toggenburg, gerichteten Fingern im E. Damit war der Durchfluss jüngerer Ausbrüche alpiner Stauseen im Einzugsgebiet des proximalen Hörnli-Schüttfächers vorgezeichnet. Distal führte diese jüngste Molasse-Schüttung von Wil zum Imebärg (Imenberg, BOLLIGER, 1996) und zum Welebärg (Wellenberg) im NW und zum Greutisbärg (Greuterschberg, KÄLIN, 2003) im E sowie über Tobel-Märwil-Weinfeldern zum Ottebärg im N.

Am Welebärg erreichen Gerölle am Wolfsbüel (Koten 600 und 650 m) noch über 20 cm. Ihr Spektrum¹ spricht für eine Herkunft aus Mittelbünden. Mit vorherrschender E-ESE-Richtung sind sie eingeregelt. Neben Nagelfluhbänken finden sich Sandsteinlagen mit an kaltzeitliche Schüttungen erinnernder Basis.

Mit der Schrägstellung der schon im jüngeren Miozän verfestigten Molasse zeichnet sich vom Rickentobel bei Wattwil bis Mosnang ein gestaffelter Versatz der östlichen Bereiche gegen N ab. Im Neckertal lässt sich ein analoger, gegen die Talachse gestaffelter Bau zwischen Brunnadern und Anzenwil erkennen.

Im Pliozän und im Quartär wurde im Toggenburg erneut ausgeräumt. Die randlichen Talungen zwischen Krinau und dem unteren Gonzenbach sind als Schmelzwasserrinnen zu deuten. Sie waren tektonisch angelegt und wurden im Quartär bei entsprechenden Ständen des Thur-Gletschers wiederholt benutzt.

Nachdem das Schuttgut der Ottebärg-Schüttung grösstenteils abgelagert war, floss der aus alpinen Stauseen ausgebrochene Schutt mit bescheidenerem feinkörnigem Anteil zunächst noch gegen W. Die sanfte Senke Siegershausen-Hugelshofen-Wigoltingen, das westwärts sich vertiefende Tal des Chemebach, bekundet das N-Ende der Ottebärg-Schüttung. Diese liegt auf frontalen Partien der tieferen Hörnli-Schüttung und seitlich auf der gegen W gerichteten Glimmersand-Abfolge.

Mit dem tektonischen Einbrechen der Bodensee-Senke und des Alpenrheintales (HANTKE, 1987, 1991, 1993a, b, 2003K) erfolgte gegen das Ende der Ottebärg-Schüttung als Kompensation mit dem Emporstau der Hegau-Vulkane eine Entwässerung in die gegen E sich anbietende Senke.

Zeitlich ist die Ottebärg-Schüttung kurz vor der Tannenwald-Schüttung einzustufen. Diese ist ihrerseits als jüngste Sommersberg-Schüttung (BERLI, 1985) zu deuten. Nach KÄLIN (mdl. Mitt.) ist die Sommersberg-Schüttung allerdings älter als BERLI's Zuordnung; die Einstufung auf dem Blatt

¹ Viele helle Kalke, Dolomite, alpiner Buntsandstein, Albula-Granite, einzelne Prasinite, Sandhubel-Porphyre und ostalpiner Verrucano mit Porphy-Geröllen.

St.Gallen–Appenzell (LUDWIG et al. 1949K) entspricht den neuesten paläontologischen Befunden. Die Ottebärg-Schüttung wäre damit noch deutlich vor, die Tannenwald-Schüttung unmittelbar vor dem Einbrechen des Alpenrheintales und damit vor der grundlegenden Änderung der Entwässerung in der NE-Schweiz erfolgt.

Das Zerbrechen der Molasseschollen und die tektonische Anlage eines Ur-Bodensees mit Überlinger und Untersee, des Weinfelder und Bischofszeller Thurtales sind jünger. Sie fallen in die Zeit der Platznahme der helvetischen Decken, der Verschuppung der subalpinen Molasse und der Stauchung der aufgerichteten Molasse, d.h. ins jüngste Miozän. In diese Zeit fällt auch die Hebung des Tafeljura um einige hundert Meter sowie der im S aufliegenden Molasse, deren fossile Floren noch eine tiefere Ablagerungshöhe belegen.

Der Ur-Bodensee reichte im Alpenrheintal bis über Chur. In der Bohrung Hohenems liegt der Felsgrund auf 192 m unter Meeresniveau. Der Abfluss erfolgte noch durch Überfließen gegen N, durch die Talungen Winterstettenstadt–Federsee und über Biberach zur Donau (HANTKE, 1991, 1993a). Im W, zwischen Schaffhausen und der Töss-Mündung, sind Klettgau- und Irchel-Durchbruch jünger.

Der Ottebärg wird im SW von einer ESE–WNW-verlaufenden Störung begrenzt; diese hat die Schuttlieferung aus SSW durch das Toggenburger Thurtal deutlich tiefer gesetzt und liess das Weinfelder Thurtal entstehen. Die Störung setzt sich gegen ESE zwischen Bürglen und Istighofen fort. KELLER & KRAYSS (1999) deuten den Bereich als Durchbruch eines aus der Bodensee-Senke ins Thurtal vorgerückten Rheingletscherarmes. Der Wall Wertbühl–Egg–Bussnang kann als re-iterierende, d.h. in jeder Kaltzeit wieder aufgebaute Mittelmoräne interpretiert werden (HANTKE & WAGNER, 2003); S davon hat sich eine Schmelzwasserrinne gebildet.

5 PALÄONTOLOGISCHE BELEGE ZUR MOLASSESCHÜTTUNG

Um zu einer zeitlich gesicherten Abfolge zu gelangen, bieten Säugerfaunen und Florengesellschaften wertvolle Hilfen. Die Zähne von Kleinsäugetern haben sich stammesgeschichtlich rasch entwickelt; fossile Pflanzengesellschaften spiegeln das im Laufe der Erdgeschichte sich verändernde Klima wider.

Im Chalcherentobel N von Weinfeldern fand BOLLIGER (1996) auf 555 m noch jüngere Faunen als jene von Sternenbergr-Rosswald MN 7/8² und am Grat (995,6 m) NE des Hörnli (BOLLIGER, 1992) mit *Deperetomys hagni*, identisch mit der Form in Anwil BL (ENGESSER, 1972), charakteristisch für MN 8. «Ottebärg 3 (K 550 m) ist die erste sichere MN 8-Fauna der Ostschweiz. Sie setzt sich deutlich von der in MN 7 eingestuftten Fauna Helsinghausen ab» (BOLLIGER, 1994). Die Fauna weist aber gegenüber anderen MN 8-Faunen noch relativ «primitive» Züge auf. BOLLIGER möchte sie – allenfalls mit Faunen von Imebärg und Grat – an die Basis von MN 8

² Die Abfolgen der Oberen Süsswassermolasse, des Neogens (N) wird nach Säugern (Mammals M) in Säuger (MN)-Zonen von MN 5–9 unterteilt, wobei die Abgrenzung der einzelnen Zonen gegeneinander aber noch immer unklar definiert ist (STEININGER, 1999).

stellen. Er schliesst nicht aus, dass die folgenden 120 m Molasse-Sedimente am Ottebärg mit nur wenig Kleinsäugerzähnen und Fruchtsteinkernen von *Celtis* (Zürgelbaum), eines warmgemässigten Florenelements, gar bis gegen MN 9³ hinaufreichen können. Die höchsten, sanft gegen NE einfallenden Nagelfluhbänke bekunden eine jüngste, kühzeitliche Schüttung.

6 KLÜFTUNG, MORPHOTEKTONIK

Da die Molasse-Schüttungsstränge später tektonisch verändert worden sind, ist eine möglichst präzise Abklärung des Umfeldes der Ottebärg-Schüttung für das Verständnis der Landschaftsentwicklung unerlässlich. Tektonische Störungen waren zur Erklärung der mittelländischen Molasse-Landschaft lange Zeit verpönt. Mit der präziseren Kenntnis ihres Schichtinhaltes hat sich dies gewandelt. Vielfach sind Verstaltungen nicht direkt beobachtbar. Neben Vertikalversätzen, Abscherungen und Grabenbrüchen sind horizontale Bewegungen (Blattverschiebungen) beteiligt. Störungen wurden oft zu geradlinig gezeichnet; vielfach lösen sie sich seitlich ab, erstrecken sich über eine gewisse Breite. Dies zeichnet sich im Gestein durch Klüftungen ab. Klüfte sind im Fels als feine Spalten allgegenwärtig. Am Aufschluss erscheinen sie zunächst wirr; bei genauerem Hinsehen zeigen sich meist drei Scharen, von denen eine flach (subhorizontal) liegt, die beiden andern steil (subvertikal), mehr oder weniger im rechten Winkel zueinander stehen. Dabei entspricht die subhorizontale Schar der Schich-

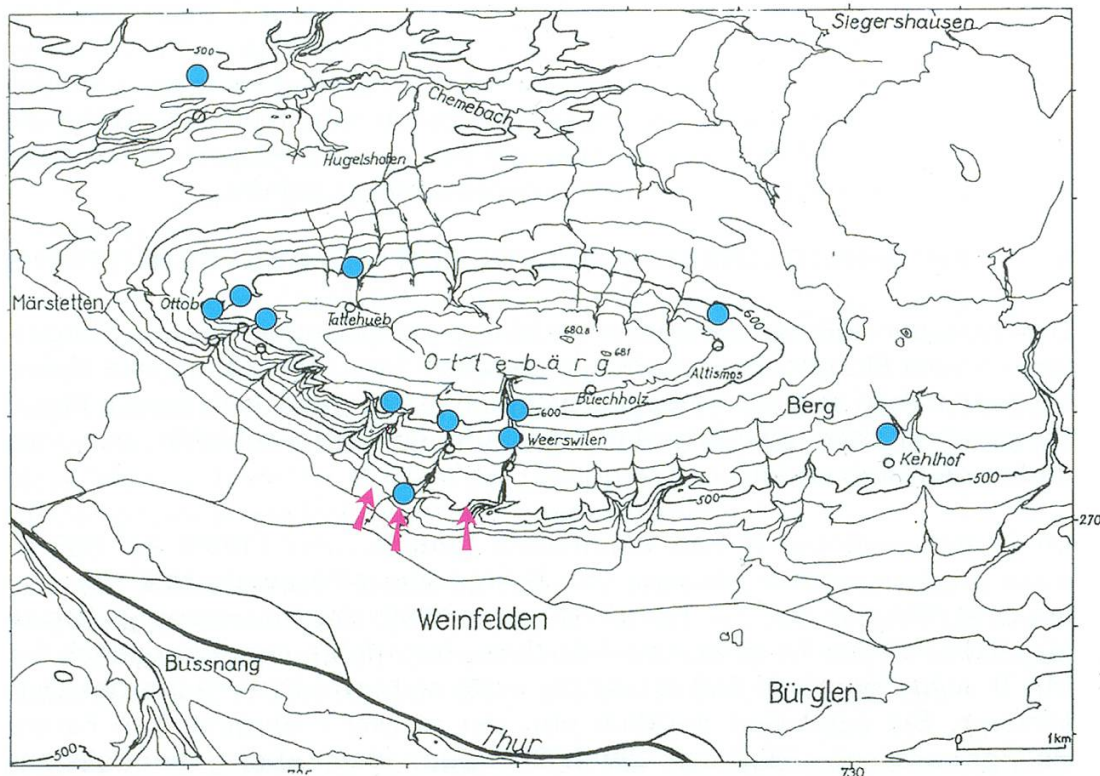


Abbildung 5a: Lage der Aufschlüsse (farbige Kreise) für die Klüftstellungsmessungen sowie Lage der Bäche für die Messungen von Bachtrends am Ottebärg (kleine Pfeile).

³ Als MN 9 wird die Fauna des Höwenegg im Hegau betrachtet, die aber zu keiner alpinen Schüttung mehr in Beziehung steht.

tung; die subvertikalen sind durch ein tektonisches Spannungsfeld erzeugt worden. Obwohl viele fraktographische Beobachtungen darauf hindeuten, dass subvertikale Klüfte am Aufschluss lokale Dehnungsbrüche sind, zeigt die Erfahrung (SCHEIDEGGER, 1995), dass ihre Streichrichtungen meist mit den von der Plattentektonik zu erwartenden Scherrichtungen des regionalen Spannungsfeldes zusammenfallen. SCHEIDEGGER (1977, 2001) hat gezeigt, wie diese sich scheinbar widersprechenden Tatsachen in Einklang gebracht werden können. Wenn Klüfte die Scherlinien des grossräumigen Spannungsfeldes anzeigen, dann werden dessen Hauptrichtungen (eine davon ist die grösste Druckrichtung) durch die Winkelhalbierenden der Streichrichtungen der konjugierten subvertikalen (und nicht durch diese selbst) angezeigt. Regelmässigkeiten der Orientierung der Klüfte und weiterer geomorphologischer Elemente (z.B. Brüche und ihre Orientierung) werden am besten statistisch erfasst; dies zeigt sich optisch in einer Häufung der Streichrichtungen an bestimmten Azimuten in einer Rose (Abbildung 5a, b und 6a) bzw. einer Bach-Trendrose (Abbildungen 5a, 5b, 5c, 6b). Numerisch-statistische Methoden entwickelten KOHLBECK & SCHEIDEGGER (1977, 1985).

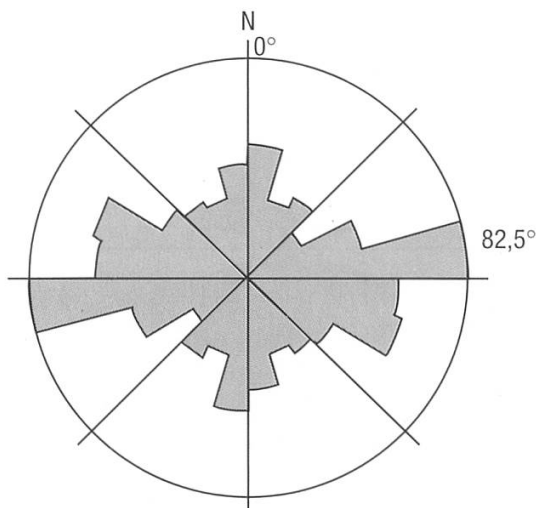


Abbildung 5b : Streichrose der 332 vermessenen Klüfte am Ottebärg (Abbildung 5a) zu einer Kluft-Streichrose ausgewertet.

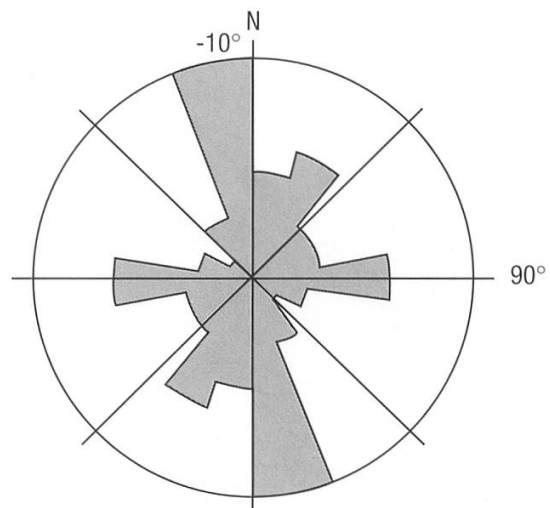


Abbildung 5c: Trendrose der Fliessrichtungen der durch anstehende Ottebärg-Molasse fliessenden Bäche (Abbildung 5a).

Bäche haben sich nicht zufällig in die anstehende Molasse eingetieft; sie folgen Schwächezonen, Störungen. Systematische Richtungsmessungen an Fliessgewässern, auf geologischen Detailkarten in gleichlange Abschnitte unterteilt, vermögen, statistisch ausgewertet, ebenfalls Hinweise auf vorherrschende Kluft-Streichrichtungen zu geben (Abbildungen 5a, c und 6b) und zur Klärung der Schertektonik beizutragen. Neben dem stratigraphischen Nachweis von Störungen weisen auch sie auf Zerschörungen hin und liefern Anhaltspunkte zur Talgeschichte.

In der Ottebärg-Molasse verlaufen die Klüfte meist N-S und E-W (Abbildungen 5a-c). Bei den mehrfachen Eisvorstössen sind ihre Randbereiche überprägt worden. In den gegen N und S entwässernden Tobeln pausen sich SSW-NNE- und SSE-NNW-, d.h. im Mittel plus/minus S-N-Richtungen durch. Daneben existieren auch E-W-Richtungen. Beim Unwetter von 1994 wurden einige freigelegt. Im N zeichnen sich in der Molasse im E-W-verlaufenden Tal des Chemebach Störungen ab, die teils von Sackungen

und Rutschungen verdeckt sind. Es scheinen sich zwei tektonische Phasen abzuzeichnen: eine ältere, die den Verlauf der Ottebärg-Schüttung vorgezeichnet und eine jüngere, welche die jüngste Molasse-Schüttung nicht mehr beeinflusst hat. Differenzen in ihr können zu Störungen geführt und die Talbildung mitbestimmt haben.

Der Vergleich der Streichrose der Klüfte am Ottebärg (Richtungsmaxima um 0° und $82,5^\circ$) mit der Trendrose der Fliessrichtungen der Bäche (Richtungsmaxima -10° und 90°) zeigt eine statistische Übereinstimmung (innerhalb der Sektorwinkel) der Richtungsmaxima und damit eine klare Beziehung zur Tektonik. Sie entsprechen der Stellung neotektonischer Klüfte in Mitteleuropa. Dagegen muten die Auswertungen der Messwerte über das eher heterogene Gebiet Frauenfeld–Bettwiesen–Oppikon (Abbildung 6a) und die Bach-Trendrose im Gebiet Imebärg–Welebärg (Abbildung 6b) eher chaotisch an. Diese sind mit weiteren Messwerten an geeigneten Stellen zu Gruppen mit ähnlicher Erdgeschichte zusammenzufassen.

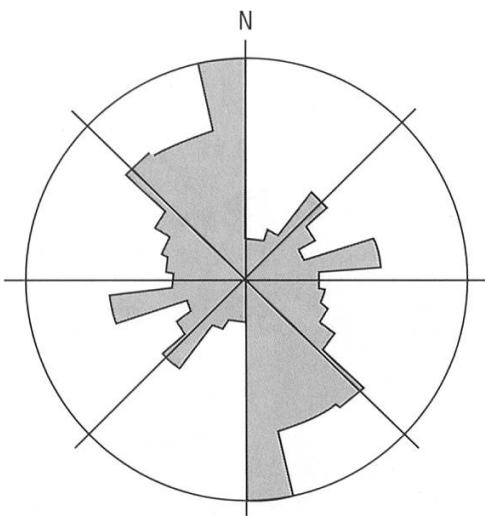


Abbildung 6a: Streichrose der 254 vermessenen Klüfte im Gebiet Frauenfeld–Bettwiesen–Oppikon.

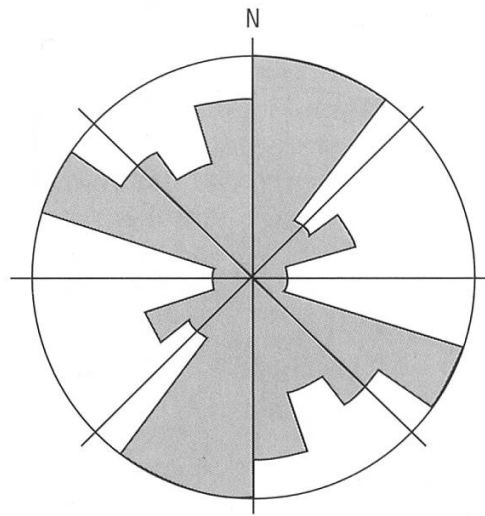


Abbildung 6b: Trendrose der Fliessrichtungen im Gebiet Imebärg–Welebärg der durch anstehende Molasse fliessenden Gewässer.

7 TIEFERE BOHRUNGEN⁴ ALS HINWEISE ZU TEKTONISCH VORGEZEICHNETEN TALLÄUFEN

Nach der Schüttung der jüngsten Stränge des Hörnli-Fächers durch den Ur-Rhein folgt mit der Platznahme der helvetischen Decken und der Verschuppung der alpennahen Molasse die Talbildung in ihr und in der distalen flachliegenden Molasse. Es fallen in Betracht:

- Tektonische Anlage als Folge von Verstellungen durch horizontale und vertikale Scherstörungen.
- Ausräumung der Molassetäler durch Fliessgewässer; dabei wirken Fliessgeschwindigkeit und Wassermenge als entscheidende Faktoren. Das Gefälle muss sich mindestens um 1–2 ‰ bewegen.

⁴ Grundlage bilden veröffentlichte und bis 1.10. 2001 beim Amt für Umwelt des Kantons Thurgau dokumentierte Ergebnisse.

- Eintiefung durch kolkendes Gletschereis und subglaziäre, oft unter hydrostatischem Druck stehende Schmelzwässer, die bedeutende Schleppkräfte mit entsprechendem Erosionsvermögen bewirken.

Nachdem sich im frühen Eiszeitalter zwischen Ur-Bodensee und Ur-Donau eine europäische Wasserscheide eingestellt hatte, entwässerte der Ur-Bodensee nicht mehr zur Donau, sondern gegen W. Damit der jüngere Ur-Rhein und die Ur-Thur sich gegen Basel wenden konnten, mussten die stauenden Felsschwellen, Klettgau-Rinne (330 m ü. M.) und Rafzerfeld-Rinne (325 m ü.M.), überwunden werden. Hierzu kommt zum notwendigen Minimalgefälle von 2 ‰, noch ein «Zuschlag» von 2 m pro Lauf-km.

Von den insgesamt 1200 erfassten Sondierungen wurden die Lockergesteinsfolgen, das «Quartär», im Thurgau wie folgt erschlossen:

Lockergesteins-Mächtigkeit	Anzahl der Bohrungen	Endtiefe in der Molasse	
		Anzahl	in %
≥ 30 m	235	115	49
≥ 50 m	90	43	48
> 75 m	47	18	38
> 100 m	23	5	22

Während Bohrungen mit Lockergesteinen von ≥ 30 m Mächtigkeit noch über weite Teile des Kantons auftreten, sind solche von > 75 m auf bestimmte Areale beschränkt: Stammheimertal–Diessenhofen–Schaarenwald, unteres Thurtal, Zeller- und Gnaden-See, alte Thurtalrinne–Hauptwil–Amriswil–Bodensee. 29 der 47 > 75 m-Bohrungen durchfuhren pleistozäne Seeablagerungen, ihr tiefstes Schichtglied wird meist mit «älterer Moräne» angegeben. In den Sondierungen in Paradies/Schlatt, Feldi/Altikon ZH und Morgental/Steinach SG folgte unter den See-sedimenten direkt Molasse. 29 der 47 Bohrungen verblieben im Quartär. Nur bei deren 6 lag die Endtiefe höher als 330 m ü. M. Bei 33 der verbliebenen 41 lag der Fels unter 330 m. Da diese unter dem Vorflut-niveau von 330 bzw. 325 m ü. M. liegen, kann die initiale Talbildung nicht fluvial, sondern nur glazialerosiv oder – wahrscheinlicher – tektonisch erfolgt sein. In 16 der 47 Bohrungen wurden «ältere» Kiese ange-troffen; keine lagen direkt auf Molasse. Im Liegenden folgten stets ältere Seeablagerungen oder basale Moräne.

Im Bodenseegebiet wurde für die Anlage der Täler und Seebecken schon früh der Einfluss der Tektonik vermutet und teils auch nachgewiesen (SCHMIDLE, 1911; BÖHNDEL, 1916; STAUBER, 1937; RUTTE, 1956a, b, HOFMANN, 1951, 1955, 1973K, 1975, 1988K; ERB, 1967K; SCHREINER, 1968, 1970, 1979; MÜLLER, 1995; BOLLIGER, 1998). Meist ist es schwer, Störungen in der Molasse exakt festzulegen. Die Talflanken sind oft versackt und verrutscht, mit Moräne überkleistert, die Sohlen mit quartären Ablagerungen verfüllt. Auf der tektonischen Übersichtskarte (NAEF et al. 1999) sind Störungen in der Thurgauer Molasse eher zurückhaltend gezeichnet. Tektonisch bedingt sind: Bodenseeraum mit Überlinger und Untersee, Thurtal, Lauche-, Tuener, Stammer und Ramsener Tal. Im Thurgau haben vulkanische Leithorizonte (HOFMANN, 1973K, 1975, 1988K) zur Kenntnis und zahlenmässigen Erfassung von Versätzen beigetra-

Gemeinde	X-Koord.	Y-Koord.	OKT	Endteufe	OK Fels	Felsart
Feuerthalen	690'865	282'650	434	100	350	USM
Andelfingen	691'160	272'140	355	255	<100	
Feuerthalen	691'770	282'135	411	86	327	USM
Marthalen	692'160	274'568	402	176	<226	
Schlatt	693'010	281'935	403	114	319	USM
Schlatt	693'280	282'670	394	100	<294	
Schlatt	693'675	282'020	400	87	316	OSM
Schlatt	694'620	281'875	405	118	308	USM
Diessenhofen	695'000	282'835	402	100	<302	
Adlikon	695'475	272'650	369	189	<180	
Adlikon	696'225	271'525	417	102	327	OSM
Diessenhofen	697'161	282'420	421	163	<258	
Thalheim	697'650	270'225	498	120	402	OSM
Basadingen	698'550	281'400	410	81	<319	
Basadingen	698'750	278'300	442	201	<241	
Waltalingen	700'340	277'255	419	92	<327	
Waltalingen	700'675	275'225	440	95	<345	
Wafalingen	700'700	279'430	432	85	<347	
Neunform	700'860	272'560	444	140	364	OSM, versackt
Oberstammheim	701'960	275'765	430	124	336	OSM
Attikon	702'500	270'850	376	195	289	OSM
Oberstammheim	703'222	274'962	436	106	<330	
Uesslingen-Buch	709'080	273'925	436	120	339	OSM
Hüttwilen	706'136	273'900	436	81	<355	
Frauenfeld	707'220	270'080	385	96	292	OSM
Eschenz	707'820	278'730	401	90	<311	
Frauenfeld	710'610	271'050	390	145	<245	
Felben-Wellhausen	714'080	271'620	398	152	<246	
Konstanz	730'020	281'400	397	77	<320	
Niederbüren	731'529	258'201	482	81	405	OSM
Konstanz	733'260	281'000	399	660	200	OSM
Hauptwil-Gottshaus	738'405	261'660	558	145	416	OSM
Amriswil	739'775	265'725	530	132	425	OSM
Amriswil	741'445	266'655	481	97	<318	
Amriswil	741'540	269'680	482	97	<385	
Amriswil	742'200	266'525	462	195	300	OSM
Egnach	742'730	266'780	439	97	<342	
Egnach	749'975	266'050	430	125	<305	
Arbon	748'330	263'830	416	150	<266	
Arbon	748'590	263'880	415	120	<295	
Arbon	748'650	263'780	415	145	<270	
Arbon	749'125	264'500	416	100	<311	
Arbon	749'345	264'345	403	165	<238	
Arbon	749'900	263'950	399	110	<289	
Steinach SG	749'925	262'925	399	215	249	OSM

Tabelle 2: Bohrungen mit Lockergesteinsserien >75 m

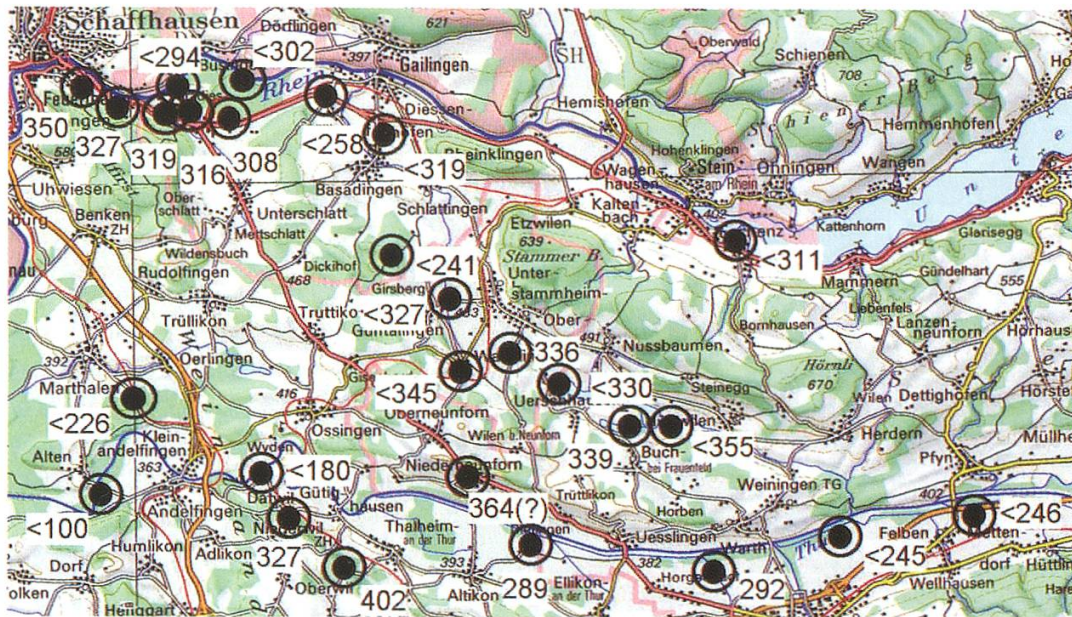


Abbildung 7a: >75 m tiefe Lockergesteinsbohrungen im Raum Schaffhausen–Frauenfeld. Reproduziert mit Bewilligung von swisstop (BA 035718).

gen. «Leithorizonte» müssen aber zeitgleich sein. Faunenuntersuchungen (BOLLIGER, 1998, KÄLIN, 2003) haben gezeigt, dass nicht alle gezeichneten Verstellungen effektiv bestehen.

Für Bewegungen, die nach Ablagerung der jüngeren Molasse erfolgt sind, sprechen jüngste Kleinsäuger-Vergesellschaftungen im Chratzerentobel am Welebärg und am Greutisbärg E von Wil (KÄLIN, 2003). Im Gebiet Welebärg–Imebärg–Wil liessen Klüfte und Scherstörungen tiefe Tälchen entstehen: Griesenberger Tobel, Chratzeren–Chilchtobel, Wit- und Welebärger Tobel. Sie folgen Kluftsystemen. Wie im Alpenrheintal (HANTKE, 1993a, b, 2003K) liegen die Störungen oft nicht in der Talmitte, sondern eher gegen den Talrand hin (Abbildung 8).

Da der Welebärg gegen das Thurtal, der Imebärg gegen das Lauchetal steil abfällt, sind randliche Störungen zu vermuten. Ebenso scheint die Tuembach-Senke zwischen Imebärg und Welebärg durch solche vorgezeichnet (Abbildung 8). Im Halinger Tobel SE von Frauenfeld (712.350/266.220) hat A. ZAUGG (schr. Mitt.) im Knauer Sandstein des Tuenbach eine vierstaffelige Bruchterasse mit 3 m Gesamtversatz beobachtet. Im Lauchetal hat HOFMANN (1988K, 1993) am S-Rand des Hartenauer Baches E von Tobel einen Grabenbruch erkannt. Lithologische Leithorizonte werden um 80 m tiefer gesetzt. Gegen W setzt sich die Senke über Tägerschen–Wängi gegen Unter-Tuttwil fort. Zwischen Heidelberg und Ober-Tuttwil zeichnet sich eine analoge Sprunghöhe ab. Ebenso scheint der Sattel der Waldegg zwischen Wängi und Aadorf durch eine Störung bedingt zu sein, die sich gegen SW über Täniken–Ettenhausen durchs Stosstobel Richtung Tösstal fortsetzt. Die Lauchetal-Senke zielt gegen W ins Aadorfer Feld und ins Eulachtal, wo sie durch quartäre Sedimente verhüllt ist. Längs der S-Seite des Imebärg (Imenberg) verlaufen talparallele, von Sackungen begleitete S–N- bis SSE–NNW-laufende Störungen. Am südlichen Welebärg (Wellenberg) herrschen SSW–NNE-Störungen vor, die auf der N-Seite teils von S–N-orientierten abgelöst werden. Ebenso deutet der Thur-Durchbruch Bischofszell–Kradolf auf tektonische Vorzeichnung hin. Aufliegende, ur-



Abbildung 7b: > 75 m tiefe Lockergesteinsbohrungen im Raum Konstanz-Arbon. Tiefe Bohrung mit > 75 m Lockergesteinsfolge. 292 Kote der Molasseoberfläche. Reproduziert mit Bewilligung von swisstop (BA035718).

sprünglich zusammenhängende Lockergesteine sind im frühen Hochwürm und im Spätwürm ausgeräumt und noch im Holozän umgelagert worden.

In den Molasse-Grobschüttungen im Imebärg, im höheren Welebärg und im höheren Ottebärg spiegeln sich neben hebungstektonischen auch klimatische Veränderungen wider. Solche haben sich nicht nur in den jüngsten, sondern schon in älteren Schüttungen des Hörnli-Fächers ereignet. Ebenso sind solche am Ostalpenrand, etwa in den nördlichen alpinen Vollschottern (MN 6a), den südlichen (MN 6b + 7), der Mischserie (MN 7 + 8) und in der Moldanubischen Serie (MN 8 + 9) Bayerns (DOPPLER, 1989, D. et al. 2000) bekannt.

8 EROSIONSLEISTUNG VON RHEINGLETSCHER UND THURGAUER GEWÄSSERN

Nach allgemeiner Auffassung können übertiefte Täler nicht fluvial ausgeräumt worden sein. Seit dem vorletzten Jahrhundert wird daher den Glet-

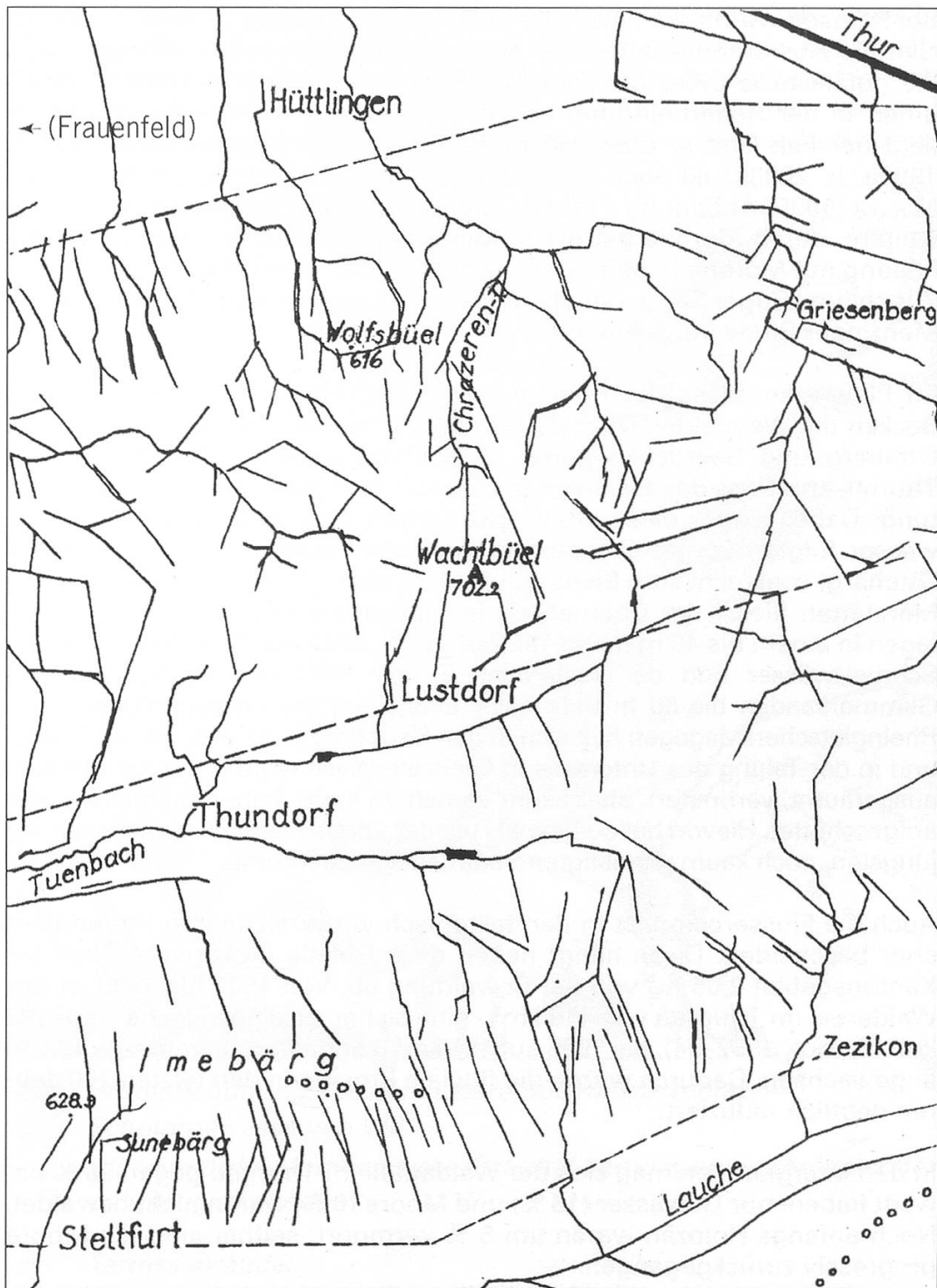


Abbildung 8: Klüfte und Scherstörungen im Gebiet von Welebüel-Imebürg E von Frauenfeld. — Klüfte, --- vermutete Scherstörungen, ooooo Mittelmoränen

schern immer wieder eine hohe ausräumende Leistung, eine «glaziale Übertiefung», zugesprochen. Doch ist die ins Feld geführte Glazialerosion, wie schon HEIM (1919) im Hinblick auf die Inselberge der Linthebene (Gasterholz, Benkner Büchel und Buechberg) dargelegt hat, mit Vorsicht anzugehen. Sie wird, wie auch HABBE (1996) nachweist, oft viel zu hoch veranschlagt. Im Thurtal und im Untersee-Hochrhein-Gebiet ist sie eher bescheiden; sonst wäre der im Stromstrich des Rheingletschers gelegene Rodebüel aus kaum verfestigten Glimmersanden auch weggeräumt worden.

Bei Ramsen wurde der Fels in 51 m Tiefe nicht erreicht (HÜBSCHER, 1961K). Glaziale Ausräumung quer zum Stromstrich scheidet aus, fluviale durch die gefällsarme Biber ohnehin. Die Ramsener Talung ist tektonisch bedingt. In der Hochrheinrinne bei St. Katharinental W von Diessenhofen liegt der Fels erst in über 250 m Tiefe. Wie das Alpenrheintal (HANTKE, 1999a, b, 2003K) ist auch die Hochrheinrinne tektonisch vorgezeichnet. MÜLLER (1995, Abbildung 7) fand unter Moräne Seesedimente, dann drei weitere, durch Moräne getrennte Kieslagen. Eine durch Kiese getrennte Füllung mit Moräne haben WYSSLING et al., 1995, WYSSLING, 2002, zwischen Zürich- und Zuger See in der ebenfalls quer zum Stromstrich verlaufenden Menzinger Rinne vorgefunden.

Im Pleistozän stiess der Rheingletscher mehrfach aus dem Bodensee-Becken ins Weinfelder Thurtal und durchs Tal des Chemebach zwischen Ottebärg und Seerücken gegen W vor. Im Lauche-, Tuembach- und Thurtal-Arm floss das Eis entgegengesetzt der spätesten Ottebärg-Schüttung. Dabei wurde diese wohl etwas überprägt. Subglaziäre Schmelzwässer folgten vorgezeichneten Rinnen und haben auf der S-Seite des Ottebärg, senkrecht zum Eisfluss, bis 50 m tiefe Tobel geschaffen. NE von Märstetten fliesst der Chemebach in Sandsteinen mit kohligem Mergelagen in einem bis 40 m tiefen Tal. Auf der N-Seite des Seerückens liessen Schmelzwässer und der Taalerbach E von Steckborn in den weichen Glimmersanden bis 60 m tiefe Täler entstehen. Die Erosionsleistung des Rheingletschers dagegen hält sich in den Haupttälern, im Weinfelder Thurtal und in der Talung des Untersees in Grenzen. Diese wurden nur bescheiden ausgeräumt, verbreitert, aber kaum vertieft. In ihnen haben Schmelzwässer aufgeschüttet. Hievon hat der jeweils wieder vorstossende Gletscher nur die jüngsten, noch kaum verfestigten Sedimente ausgeräumt.

Auch die Flusserosion ist in den tektonisch vorgezeichneten Haupttälern eher bescheiden. Diese hängt neben dem Gefälle (Korrigierte Thur auf Kantonsgebiet 2,05 ‰) von der Bewaldung ab. Von 1801 bis 1990 ist das Waldareal im Thurgau von 116 km² – eine sicher zu kleine Fläche – auf 192 km² (SCHOOP, 1992–94), bis 1995 auf 197 km² (Landesforstinventar) = 19,5 % angewachsen. Dadurch wurde die fluviale Erosion in den letzten 200 Jahren deutlich reduziert.

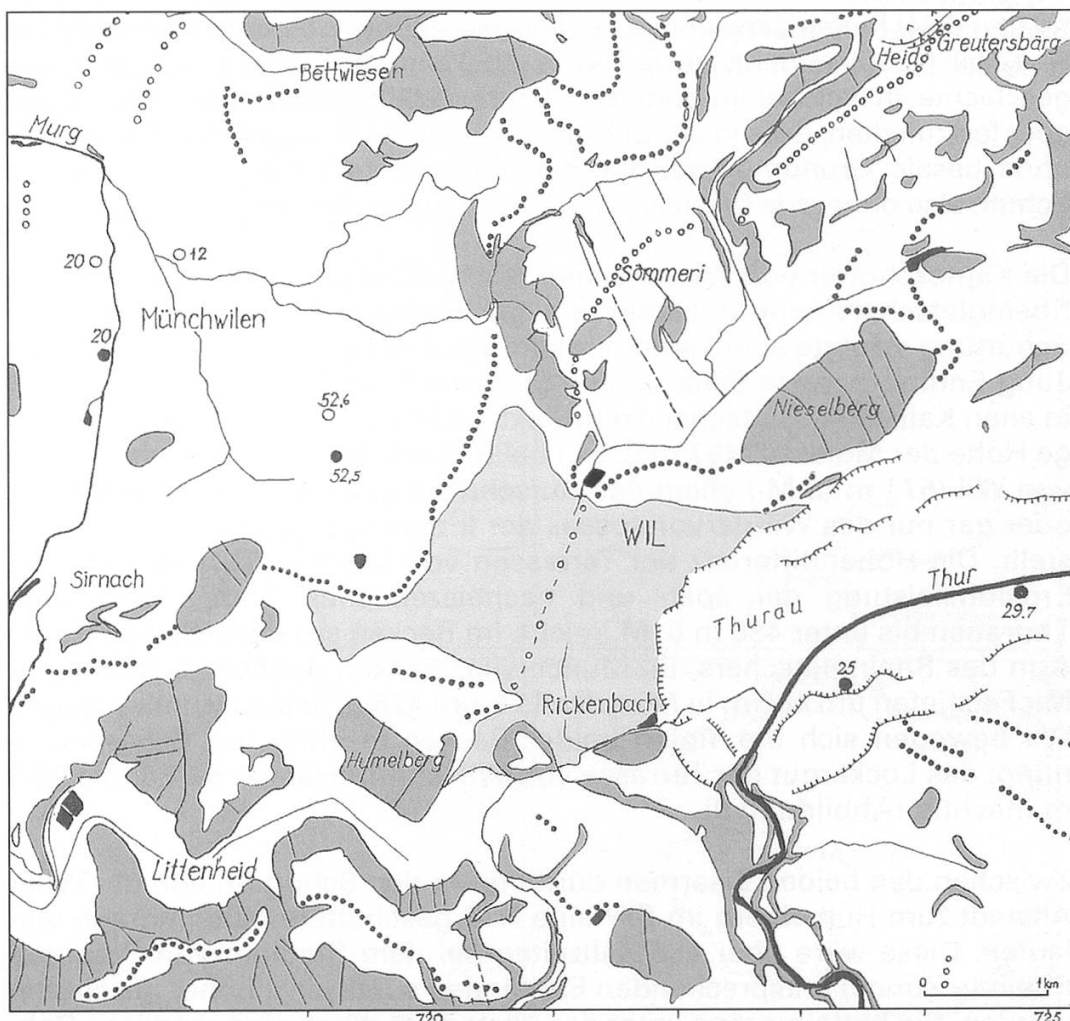
In den Interglazialen mag sich der Waldanteil im Thurgau gegen 80 % bewegt haben; nur Gewässer (16 %) und Moore (5 %) waren nicht bewaldet. Noch anfangs Holozän waren um 5 % vermoort; seither sind die Moore progressiv zurückgegangen.

9 DIE GEGEND UM WIL, EINE «SCHLÜSSELSTELLE» IM SPÄTEN TERTIÄR UND IM QUARTÄR

Um Wil erfolgte im mittleren Miozän ein Auffingern der durchs Toggenburger Ur-Thurtal ausgebrochenen Schüttungen in einzelne Arme des Ur-Rheins: gegen NW in den Imebärg- und Welebärg-Finger, gegen NE in den des Greutisbärg und zentral, gegen N, zum Ottebärg (Abbildung 9).

Von der Heid bis Wil–Bronschhofen haben sich in der Molasse SSE–NNW-laufende Durchscherungen ausgebildet (Abbildung 9). Dadurch wurde die Kette Heid–Sömmeri gegen W, gegen die alte Talung der Ottebärg-Schüttung, staffelartig tiefer gesetzt. Um Bettwiesen zeichnen sich gegen die

Schüttungsrinne SE-NW- und S-N-orientierte Störungen ab. Jene im Gestobel N von Rossrüti setzt sich nach NNW über Bäckinge-Karlishueb-Tobel gegen Affeltrangen fort. Durch die so erzeugte Senke ist in Kaltzeiten Eis des Lauche-Armes des Bodensee-Rheingletschers gegen S vorgedrungen. Eine weitere Scherstörung verläuft von Wil durchs Bischofs-



- Hörnli-Schüttung: Jüngere Obere Süsswassermolasse
- Schotterterrasse von Wil
- Würmzeitliche Moränendecke, Schotter von jüngeren Abschmelzständen, junge Talböden
- Terrassenränder
- Persistente Mittelmoränen mit dem «Deckenschotter» der Heid
- Vermutete persistente Mittelmoräne unter der Schotterterrasse von Wil
- Würmzeitliche Moränenwälle
- Tiefe Bohrungen bis auf die Molasse
- Tiefe Bohrungen im Lockergesteinsgut endend
- Sackungen im Lockergut
- Scherstörungen nachweisbar, vermutet

Abbildung 9: Die Schotterterrasse von Wil mit den sie begrenzenden Eisständen des Bischofszeller und des Münchwiler Lappens des Bodensee-Rheingletschers im Stadium von Stein am Rhein sowie Scherstörungen in der umgebenden Molasse, teils nach F. Hofmann (1988K).

zeller Thurtal – eine 40-m-Bohrung bei Oberbüren brachte noch keinen Fels. S des Bischofsbärg gegen das untere Sittertal steht in 5 m Tiefe Molasse an (HOFMANN, 1973K).

E. KRAYSS (in HOFMANN, 1993, S. 13f) bekundet Mühe, «sich ein Bild über die Vorgänge im Raum Wil während der älteren Eiszeiten zu machen.» KRAYSS & KELLER (1994) haben dann versucht, dies nachzuholen. KELLER & KRAYSS (1994), HOFMANN (1996) und KELLER & KRAYSS (1999) skizzieren eine Landschaftsgeschichte, in welcher im Bodensee-Becken kräftig erodiert wurde. Dazu ist aber festzuhalten, dass in der Bohrung Hohenems im Alpenrheintal der Fels ohne basale Grundmoräne, nur mit eckigem, tektonisch entstandenem Schutt, also ohne jede Glazialerosion, 200 m unter dem Meeresspiegel liegt.

Die Kameschotter von Wil zwischen Bischofszeller und Lauche-Arm des Rheingletschers wurde bisher als hochwürmzeitlich betrachtet. Ihre Schüttung erfolgte aber kaum nur kurz vor jener der 10 m hohen Inneren Jung-Endmoränen (= Stadium von Stein am Rhein). Der Wiler Raum war in allen Kaltzeiten Gletscher-Treffpunkt. Es fragt sich daher, ob die heutige Höhe der Molasse (497 m ü. M.) bei Rickenbach bis zur Kameterrasse von Wil (571 m ü. M.) allein das Aufschüttungswerk der letzten Kaltzeit oder gar nur des Wiedervorstosses der Inneren Jung-Endmoränen darstellt. Die Höhendifferenz der Terrassen von 55 m entspricht nicht der Erosionsleistung der spät- und nacheiszeitlichen Thur, die in den Thurauen bis unter 480 m ü. M. reicht. Im Becken sass der Bischofszeller Arm des Rheingletschers, im Münchwiler Becken der Münchwiler Arm. Mit Felstiefen um 485 m in Münchwilen, um 476 m in Dreibrunnen gegen Wil bewegen sich die Tiefen beider Becken in ähnlicher Grössenordnung; das Lockergut der Terrasse von Wil ist mindestens 60–80 (bis 98?) m mächtig (Abbildung 9).

Zwischen den beiden Eisarmen dürfte unter den Schottern von der Wiler Altstadt zum Humelberg im SW eine N–S geschüttete Mittelmoräne verlaufen. Diese wäre über alle Kaltzeiten bei dem Stadium von Stein am Rhein (= Zürich) entsprechenden Eisständen sukzessive höher geschüttet worden. Die Mittelmoräne unter der Altstadt ist durch eine randliche Bohrung S des Stadtweihers und Baugruben gesichert. Im Bahnhofareal ist der Felsgrund um 500 m zu erwarten (HOFMANN, 1988K). Weiter SE und S, im Konfluenzareal von Toggenburger Thurgletscher und den Rheingletscherarmen, zeichnen sich Moränenstaffeln ab.

Die tektonisch bedingte Senke des Bischofszeller Thurtales veranlasste die Thur bei Wil schon nach dem ersten Gletschervorstoss vom Ausmass der Inneren Jung-Endmoränen gegen E abzdrehen. Die mit Schotter gefüllte Rinne des Bischofsbärg setzt sich zur unteren Sitter fort (HIPPEL, 1986). Beim Horber Weier zeichnet sich mit 416 m ü. M. Felsoberfläche eine Thurrinne ab. An der Sitter, bei Lüttschwil und Tobelmüli, bricht die Molasse ab und Grundmoräne tritt zu Tage (HOFMANN, 1973K).

Damit rücken auch Abflussrinnen von Schmelzwässern, die Littenheider Talung und weiter W die Talungen Dussnang–Itaslen und Bichelsee in ein neues Licht. Sie sind nicht erst im würmzeitlichen Zürich-Stadium, sondern schon früher bei analogen Eisständen benutzt worden. Bei all den generell ESE–WNW-gerichteten Talungen und im Tal der Lützelburg Ifwil–Aadorf sind kluftbedingte Anlagen anzunehmen (Abbildung 9).

10 DER VERLAUF DER THUR SEIT IHREN ANFÄNGEN IM JÜNGEREN TERTIÄR

Nach der jüngsten Schüttung der Ottebärg-Molasse als Schüttungsfinger des Hörnli-Fächers, des miozänen Ur-Rheins durch das Toggenburger Thurtal über Wil-Weinfelden, zum E-W-laufenden Glimmersandstrom ergibt sich, aufgrund von Molasserelief, tektonischem Geschehen und eher bescheidener Eisüberprägung, folgende wahrscheinlichste Geschichte des Thurlaufes (Abbildung 10.1–10.6):

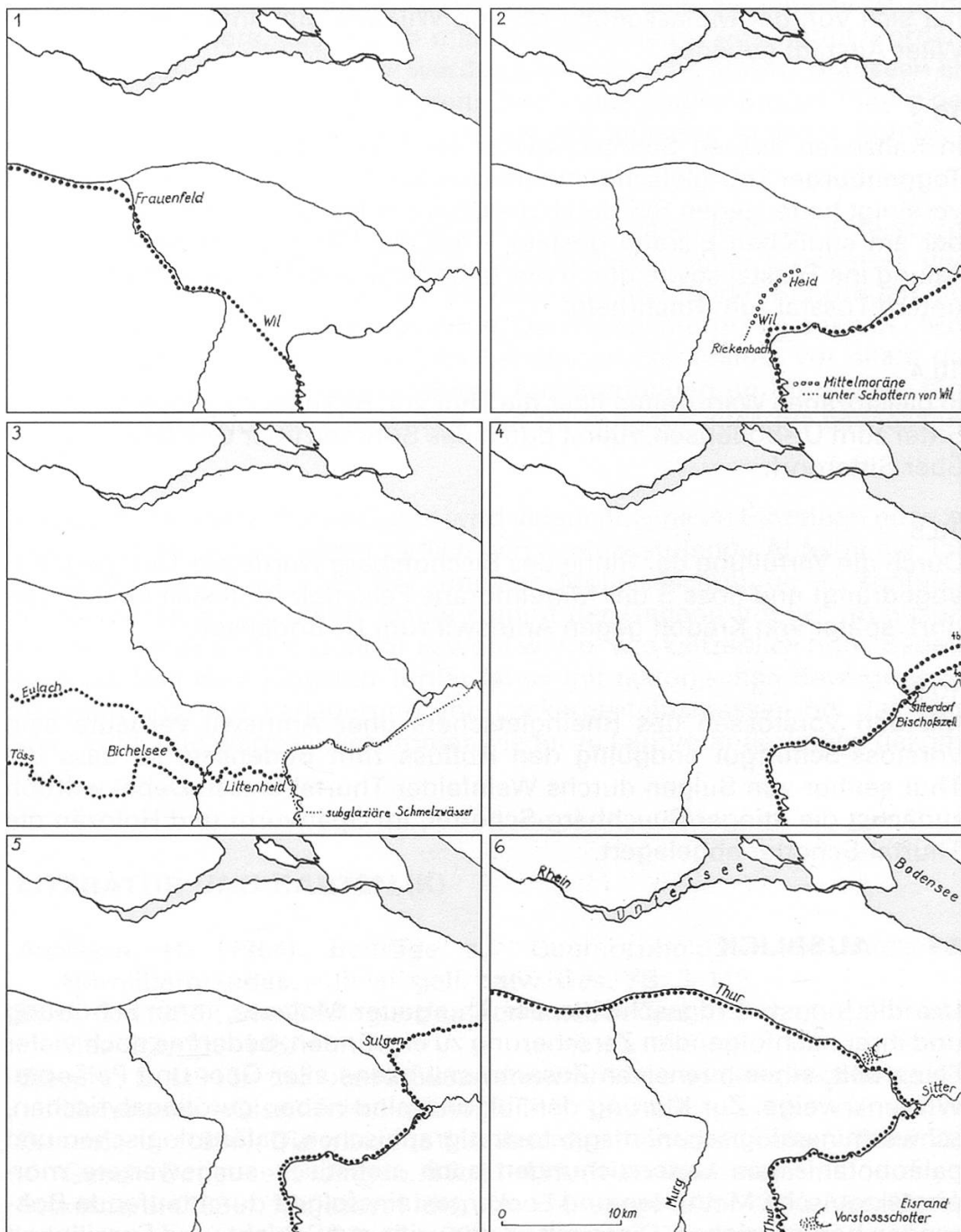


Abbildung 10: Der Verlauf der Thur (fett punktiert) seit ihren Anfängen im frühen Pliozän (1) bis ins frühe Hochwürm bzw. ins frühe Spätwürm (6).

10.1

Verbliebene Reste der Ottebärg-Schüttung versperrten an der Miozän/Pliozän-Wende einer ersten Thur den Weg gegen Weinfelden. Sie wandte sich, zusammen mit der Ur-Murg aus dem Hörnli-Bergland, von Wil gegen Frauenfeld ins untere Thurtal und allenfalls bereits damals weiter gegen NW, Richtung Diessenhofen.

10.2

Schon nach der ersten Vergletscherung wandte sich die Thur bei Eisständen wie bei den würmzeitlichen Inneren Jungendmoränen von Wil gegen ENE. Zwischen Bischofszeller und Lauche-Arm des Rheingletschers hat sich von der Molassehöhe NE von Wil eine Mittelmoräne gegen die Wiler Altstadt gebildet.

10.3

In Kaltzeiten flossen Schmelzwässer bei Eisständen, in denen sich der Toggenburger Thurgletscher mit den beiden Rheingletscherarmen bei Wil vereinigt hatte, gegen SW durch die Littenheider Talung und – immer wieder am südlichen Eisrand gestaut – mit der Murg durch die Bichelsee-Talung ins Tösstal sowie durch die Talung von Lützelmurg und Eulach ins untere Tösstal zum Hochrhein.

10.4

In pleistozänen Warmzeiten floss die Thur von Rickenbach gegen die untere Sitter zum Ur-Bodensee, zuerst durch das Sorental über Gottshaus, später über Sitterdorf.

10.5

Durch die Verfüllung der Rinne des Bischofsbärg wurde die Thur gegen N abgedrängt und floss S der Mittelmoräne Felseholz-Holestaa über Sitterdorf, später von Kradolf gegen Amriswil zum Ur-Bodensee.

10.6

Mit den Vorstößen des Rheingletschers über Amriswil verbaute sein Vorstoss-Schuttgut endgültig den Abfluss zum Bodensee, so dass die Thur seither von Sulgen durchs Weinfelder Thurtal fließt. Dabei wurden zunächst die Ittinger/Buechbärg-Schotter, im Spätwürm und Holozän die Thurtal-Schotter abgelagert.

11 AUSBLICK

Um die jüngste Erdgeschichte der Thurgauer Molasse, ihrer Schüttung und ihrer nachfolgenden Zerschneidung zu ergründen, bedarf es noch vieler Feinarbeit, eines intensiven Zusammenwirkens aller Geo- und Paläobio-Wissenszweige. Zur Klärung der Tektonik sind neben geröllanalytischen, schwermineralogischen, magnetostratigraphischen, paläozoologischen und paläobotanischen Untersuchungen auch statistisch ausgewertete morphotektonische Methoden und Lockergesteinsfolgen durchteufende Bohrungen heranzuziehen. Diese gilt es minutiös auf Schicht- und Fossilinhalt zu untersuchen.

Während und nach der Molasse-Schuttlieferung erfolgten tektonische Bewegungen; die Talbildungen sind daher neu zu überdenken. Dies gilt ins-

besondere für das Geschehen im Eiszeitalter, in dessen Verlauf wohl weit weniger ausgeräumt wurde, als nach der Lehrmeinung. Selbst in Gebieten mit relativ «einfachem» Bau bedarf es für eine verlässliche Landschaftsgeschichte mit weiteren, über die jüngste erdgeschichtliche Vergangenheit zurückgehenden «Stationen» des Zusammenwirkens aller Wissenszweige; dazu ist nichts zu unbedeutend, eine zentrale Sammelstelle sinnvoll und ungebrochener Forschergeist unabdingbar.

ZUSAMMENFASSUNG

Ottebärg, Imebärg–Welebärg und Greutisbärg sind als jüngste Stränge des Hörnli-Fächers, des letzten miozänen Ur-Rheins, geschüttet worden. Die einzelnen Schüttungsäste werden als Ausbrüche alpiner Stauseen erklärt. Diese haben ihren Weg bereits durch eine Toggenburger Talung genommen und im Vorland, im Thurgau, die jüngsten Molasse-Abfolgen aufgebaut.

Neben lithologischen und paläontologischen Methoden wird versucht, mit Hilfe statistisch ausgewerteter, morphotektonischer Ergebnisse und tiefer, die Lockergesteinsfolgen der Täler durchteufender Bohrungen das tektonische Geschehen zu ergründen. Die neuen Interpretationen der Molasse-Schüttungen sowie des Geschehens im Eiszeitalter, vor allem die Ablehnung der Annahme gewaltiger Ausräumungen im Mittelland, führen zu einem gewissen Umdenken und zur Aufgabe alter, nie bewiesener Thesen.

Aufgrund der verfügbaren Daten wird versucht, eine im Einzelnen noch zu verfeinernde und vor allem zeitlich genau einzustufende Abfolge der Talgeschichte der Thur nach der jüngsten Molasseschüttung im späteren Mittelmiozän zu skizzieren. Dabei kommt der Gegend um Wil im ausgehenden Tertiär und im Quartär sowohl warm- wie kaltzeitlich hohe Bedeutung zu. Seit dem jüngsten Tertiär ist es mit tektonischen Bewegungen, Ausräumung und Verlagerung von Lockergesteinsmassen bei der Thur kalt-, kühl- und warmzeitlich immer wieder zu Laufveränderungen gekommen.

LITERATUR UND KARTEN (K)

- ANDRESEN, H. (1964): Beiträge zur Geomorphologie des südlichen Hörnliberglandes. – Jb. st. gall. natw. Ges. **78**, 3–113.
- BERLI, S. (1985): Die Geologie des Sommersberges. – Ber. st. gall. natw. Ges. **82**, 109–145.
- BÖHNDEL, E. (1916): Die obere Süswassermolasse in der Umgebung des Untersees. – Diss. Univ. Freiburg i. Br.
- BLUMRICH, J. (1930): Die miozäne Molasse des Pfänderstockes. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgeb. **58**, 81–119, Friedrichshafen.
- BLUMRICH, J. (1936): Molassestudien im Pfändergebiet. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgeb. **63**, 251–269, Konstanz.
- BOLLIGER, T. (1992): Kleinsäugerstratigraphie in der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz). – Documenta naturae **75**, 1–296, München.
- BOLLIGER, T. (1994): Geologie und Paläontologie der Glimmersandgrube Helsighausen (Kt. Thurgau). – Mitt. thurg. natf. Ges. **52**, 63–79.

- BOLLIGER, T. (1996): Drei neue Kleinsäugerfaunen aus der miozänen Molasse der Ostschweiz (MN 3 und MN 7/8). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **202**/1, 95–110.
- BOLLIGER, T. (1998): Age and geographic distribution of the youngest Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* **91**/3, 321–332.
- BOLLIGER, T. & EBERHARD, M. (1989): Neue Faunen- und Florenfunde aus der Oberen Süsswassermolasse des Hörnligebietes (Ostschweiz). – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* **134**/2, 109–138.
- BÜCHI, U.P., WIENER, G. & HOFMANN, F. (1965): Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdölbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* **58**/1, 87–108.
- BÜRGISSER, H.M. (1981): Fazies und Paläohydrologie der Oberen Süsswassermolasse im Hörnli-Fächer (Nordostschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* **74**/1, 19–28.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. – *Geol. Bavar.* **94**, 83–133, München.
- DOPPLER, G., PÜRNER, T. & SEIDEL, M. (2000): Zur Gliederung und Kartierung der bayerischen Vorlandmolasse. – *Geol. Bavar.* **105**, 217–241.
- EBERLI, J. (1900): Geologie des Kantons Thurgau. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* **14**, 21–98.
- ERB, L. (1967K): Geologische Karte des Landkreises Konstanz und Umgebung Massstab 1:50'000. – *Geol. L.-Amt Baden-Württemb., Freiburg i. Br.*
- ENGESSER, B. (1972): Die Obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). – *Tätigk.-Ber. natf. Ges. Baselland* **28**, 37–363, Liestal.
- FRÜH, J. (1888): Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. – *N. Denkschr. SNG* **30**/1, 203 S.
- GEIGER, E. (1940): Die erratischen Blöcke im mittleren und unteren Teil des Kantons Thurgau. – *Mittl. thurg. natf. Ges.* **32**, 123–145.
- GEIGER, E. (1943K): Blätter 56–59 Pfyn–Märstetten–Frauenfeld–Bussnang, mit Erläuterungen. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25'000*. – *Schweiz. Geol. Komm.*
- GEIGER, E. (1968K): Blatt 1054 Weinfelden, mit Erläuterungen. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25'000*. – *Schweiz. geol. Komm.*
- GEOL. DIENST DER ARMEE (1970K): Blatt 1093 Hörnli. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25'000*. – *Schweiz. geol. Komm.*
- HABBE, K.A. (1996): Über glaziale Erosion und Übertiefung. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* **46**, 99–119.
- HANTKE, R. (1954): Die fossile Flora der obermiozänen Oehninger Fundstelle Schrotzburg (Schienerberg, Süd-Baden). – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* **80**/2, 31–118.
- HANTKE, R. (1987): Zur jungtertiären Geschichte des Alpen-Rheintales. – *Mitt. österr. geol. Ges.* **80**, 207–228.
- HANTKE, R. (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun; 1992: ecomed, Landsberg/Lech 309 S.
- HANTKE, R. (1993a): Flussgeschichte Mitteleuropas. – Enke, Stuttgart, 460 S.
- HANTKE, R. (1993b): Zur Genese des Alpen-Rheintals. – *Jb. Geol. B.-A. Wien* **135**/4: 847–856.
- HANTKE, R. (2003K): Blatt 1076 St. Margrethen (Westhälfte), Blatt 1096 Diepoldsau (Westhälfte) mit NW-Ecke von Blatt Feldkirch. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25'000*. – Bundesamt Wasser u. Geologie
- HANTKE, R. (2003a): Eiszeitliche Mittelmoränen in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eiszeitalter und Gegenwart* **52**, 13–24.
- HANTKE, R. (2003b): Mittelmoränen in der Zentralschweiz und in den westlichen Glarner-Alpen. – *Ber. schwyz. natf. Ges.* **14**, 99–105.

- HANTKE, R. (2003): Zur Landschaftsgeschichte von Zentralschweiz und östlichem Berner Oberland. – Ber. schwyz. natf. Ges. **14**, 110–118.
- HANTKE, R. (2004K): Blatt 1151 Rigi mit Anhängsel von Blatt 1171 Beckenried, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Im Druck.
- HANTKE, R., HERMANN, A., STAUFFER, F. & WINTERBERG, H. (2003): Moränen, insbesondere Mittelmoränen im Weisstannental. – Terra plana 2003/**2**, 43–48.
- HANTKE, R. & STAUFFER, F. (1999): Geo-Weg – Wissen, auf welchem Boden wir stehen. – Tourismus Amden–Weesen – Gde-Verwaltungen Schänis, Weesen, Amden.
- HANTKE, R. & WAGNER, G. (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen im Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. **59**, 53–84
- HEER, O. (1855–1859): Flora tertiaria Helvetiae **1–3**, Wurster, Winterthur.
- HEIM, A. (1919): Geologie der Schweiz. – Tauchnitz, Leipzig, 704 S.
- HIPP, R.A. (1986): Zur Landschaftsgeschichte der Region Bischofszell – eine glazialmorphologische Arbeit. – Mitt. thurg. natf. Ges. **47**, 3–117.
- HOFMANN, F. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süsswassermolasse) und zur Bodenseegeologie. – Tätigk.-Ber. (Jb.) st. gall. natw. Ges. **74**, 3–87.
- HOFMANN, F. (1957): Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenbergr NW St. Gallen. – Eclogae geol. Helv. **50/2**, 477–482.
- HOFMANN, F. (1960): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der Oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. – Eclogae geol. Helv. **53/1**, 1–25.
- HOFMANN, F. (1973K): Blatt 1073 Bischofszell, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. geol. Komm.
- HOFMANN, F. (1975): Vulkanische Tuffe auf dem Wellenberg E von Frauenfeld und neue Funde auf dem thurgauischen Seerücken. – Eclogae geol. Helv. **68/2**, 311–318.
- HOFMANN, F. (1988K, 1993): Blatt 1073 Wil, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. geol. Komm.
- HOFMANN, F. (1996): Zur plio-pleistozänen Landschaftsgeschichte im Gebiet Hochrhein–Wutach–Randen–Donau: Geomorphologische Überlegungen und sedimentpetrographische Befunde. – Eclogae geol. Helv. **89/3**, 1023–1041.
- HÜBSCHER, J. (1961K): Blatt 1032 Diessenhofen mit Anhängsel von Blatt 1031 Neunkirch. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – 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. natf. Ges. **59**.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1994): Die Bodensee-Vorlandvergletscherung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit. – Ber. st. gall. natw. Ges. **87**, 31–40, St. Gallen.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1999): Quartär und Landschaftsgeschichte. – In: SCHLÄFLI, A. ed. 1999, 39–67.
- KOHLBECK, F.K. & SCHEIDEGGER, A.E. (1977): On the theory of the evaluation of joint orientation data. – Rock Mech. **9**, 9–25.
- KOHLBECK, F.K. & SCHEIDEGGER, A.E. (1986): The power of parametric orientation statistics in the earth sciences. – Mitt. österr. Geol. Ges. **78** (1985), 251–265.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1994): Geologie und Landschaftsgeschichte des Murggebiets (Kt. Thurgau). – Mitt. thurg. natf. Ges. **52**, 7–39.

- LUDWIG, A., SAXER, F., EUGSTER, H. & FRÖHLICHER H. (1949K): Blatt St. Gallen-Appenzell. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. geol. Komm.
- MÜLLER, E. (1995): Neues zur Geologie zwischen Thur und Rhein. – Mitt. thurg. natf. Ges. **53**, 9–42.
- MÜLLER, E. & STOCKMEYER, M. (1995): Standort-Evaluation Deponie «Altegg», Mettlen. – Geologisch-hydrogeologisches Gutachten, Ber. 3223 Büchi & Müller AG an Amt Umweltschutz Wasserwirtschaft Kt. Thurgau, Frauenfeld.
- NAEF, H., mit Beiträgen von DEICHMANN, N. & PAVONI, N. (1999): Tektonischer Bau und strukturelle Erdgeschichte des Kantons Zürich. – In: BOLLIGER, T. (ed.): Geologie des Kantons Zürich. – Ott, Thun, 151 S.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter 1–3 – Tauchnitz, Leipzig.
- RUTTE, E. (1956a): Die Geologie des Schienerberges (Bodensee) und der Öhninger Fundstätten. – N. Jb. Geol., Paläontol., **102**, 143–282.
- RUTTE, E. (1956b): Zur Geologie des westlichen Schienerberges zwischen Herrentisch und Stein am Rhein. – Eclogae geol. Helv. **49/1**, 97–111.
- SCHWEIDEGGER, A.E. (1977): Kluftmessungen im Gelände und ihre Bedeutung für die Bestimmung des tektonischen Spannungsfeldes in der Schweiz. – Geogr. Helv. **32**, 121–134.
- SCHWEIDEGGER, A.E. (1995): geojoints and geostresses. – Proc. 2nd Internat. Conf. on Mechanics of Jointed and Faulted Rock. – In: ROSSMANITH, H. P. (ed.): Proc. 2nd Internat. Conf. on Mechanics of Jointed and Faulted Rock. – Rotterdam, Balkema, 3–35.
- SCHWEIDEGGER, A.E. (2001): Surface joint systems, tectonic stresses and geomorphology: a reconciliation of conflicting observations. – Geomorphol. **38**, 213–219.
- SCHLÄFLI, A. ed. (1999K): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Kantons Thurgau 1:50'000. – Mitt. thurg. natf. Ges. **55**, Frauenfeld.
- SCHMIDLE, W. (1911): Zur Kenntnis der Molasse und der Tektonik am nord-westlichen Bodensee. – Z. dt. geol. Ges. **63**.
- SCHOOP, A. (1992): Geschichte des Kantons Thurgau. – Frauenfeld.
- SCHREINER, A. (1968): Eiszeitliche Rinnen und Becken und deren Füllung im Hegau und westlichen Bodenseegebiet. – Jh. geol. L.-A. Baden-Württemb. **10**, 79–104. Freiburg i. Br.
- SCHREINER, A. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50'000, 286 S.
- SCHREINER, A. (1979): Zur Entstehung des Bodensee-Beckens. – Eiszeitalter u. Gegenwart **29**, 71–76.
- STAUBER, H. (1937): Neuere geologische Untersuchungen am Schienerberg. – Mein Heimatland 1937/**3**, 321–347, Freiburg i.Br.
- STEININGER, F.F. (1999): The Continental European Miocene; Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene «European Land Mammal Mega-Zones (ELMMZ)» and the Miocene «Mammal Zones (MN-Zones)». – In: RÖSSNER, G. E. & HEISSIG, K. (ed.): The Miocene Land Mammals of Europe, 9–24, Pfeil, München.
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. **80**, 361–398.
- WAGNER, G. (1997): Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. – Mitt. natf. Ges. Bern N.F. **54**, 91–137.
- WAGNER, G. (2001): Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz – Eine morphologische Studie. – ECLOGAE GEOL. HELV. **94/2**, 221–235.
- WAGNER, G. (2002): Eiszeitliche Mittelmoränen im Kanton Zürich. – Vjschr. natf. Ges. Zürich **147/4**, 21–33.

- WAGNER, G. (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen im Kanton Zürich. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich **148/3**, 67–77.
- WILDI, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. **77/3**, 541–551.
- WÜRTEMBERGER, T. in: WÜRTEMBERGER, O. (1906): Die Tertiärflora des Kantons Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. **17**, 3–44.
- WYSSLING, G. (2002): Die Ur-Sihl floss einst ins Reusstal. – Zur Geologie des Sihltales zwischen Schindellegi und Sihlbrugg. – Bl. Pro Sihltal **52**, 1–14.
- WYSSLING, L. & G. & FELBER, P. (1995): Glazialgeologische Spezialuntersuchung der Kernbohrung Nr. 109 bei Menzingen ZG mit zusätzlicher Geschiebe-Analyse des Bohrgutes. – Ber. Geol. Büro Wyssling AG, 8118 Pfaffhausen.

Adressen der Autoren:

Prof. Dr. René Hantke, Glärnischstr. 3, 8712 Stäfa

Erich R. Müller, Laubgasse 8, 8500 Frauenfeld

Prof. Dr. Adrian E. Scheidegger, Techn. Univ. Wien,
Inst. Geodäsie u. Geophysik, A-1040 Wien

Albert Wiesmann, Kirchstrasse, 8574 Oberhofen bei Kreuzlingen