

Eiszeitalter und Gegenwart

**Volume 58
No. 1
2009**

E & G

Quaternary Science Journal





www.deuqua.de

Deutsche Quartärvereinigung e.V. German Quaternary Association

Founded 1948

Office:

D-30655 Hannover, Stilleweg 2, P.O. 510153

E-Mail: deuqua@lbeg.niedersachsen.de

Web: www.deuqua.de

Bank accounts:

Postbank Hannover: Konto 45303 308, BLZ 250 100 30, BIC: PBNKDEFF, IBAN: DE84 2501 0030 0045 3033 08
Sparkasse Hannover: Konto 2000 806 311, BLZ 250 501 80, BIC: HANSDE2HXXX, IBAN: DE10 2505 0180 2000 8063 11

Executive board

(2006-2010)

President:	MARGOT BÖSE, Berlin
Vice-President:	MARKUS FIEBIG, Wien REINHARD LAMPE, Greifswald
Editor E&G:	HOLGER FREUND, Wilhelmshaven
Assistant Editor E&G:	DANIELA SAUER, Stuttgart
Editor GMit Newsletter:	CHRISTIAN HOSELMANN, Wiesbaden BIRGIT TERHORST, Würzburg
Treasurer:	JÖRG ELBRACHT, Hannover
Academic library:	STEFAN WANSA, Halle
Homepage:	JÜRGEN REITNER, Wien
Public relation	FRANK PREUSSER, Bern

Editorial Board E&G – Quaternary Science Journal: HOLGER FREUND, Wilhelmshaven, Editor

KARL-ERNST BEHRE, Wilhelmshaven	ELSE KOLSTRUP, Uppsala (Sweden)
HANS-RUDOLF BORK, Kiel	JAN PIOTROWSKI, Aarhus (Denmark)
ARNT BRONGER, Kiel	LUDWIG REISCH, Erlangen
JÜRGEN EHLERS, Hamburg	JEF VANDENBERGHE, Amsterdam (The Netherlands)
ETIENNE JUVIGNÉ, Liège (Belgium)	BERND ZOLITSCHKA, Bremen
WIGHART VON KOENIGSWALD, Bonn	

The subscription rates for DEUQUA membership are as follows:

Ordinary Members	45,- €
Student, retired and unwaged members	20,- €
Institutions	55,- €

In Germany subscription rates are paid by standing order. For all other members, subscription rates should be paid by bank transfer into one of the two accounts listed above prior to 1st March each year. If you would like to join DEUQUA or have questions regarding missing or past volumes of *Eiszeitalter und Gegenwart – Quaternary Science Journal*, please contact the DEUQUA office.

Manuscript Submission: Manuscripts for E&G – Quaternary Science Journal must be submitted to the editor: PD Dr. Holger Freund, ICBM – Geoecology, Schleusenstr. 1, D-26382 Wilhelmshaven; E-Mail: holger.freund@icbm.terramare.de

Titelbild: Almaty-Pass vom Prochodnaja-Zal in das Chon Kemin-Tal, Blickrichtung Süd. Im Hintergrund: Kungej Alatau (Grenze zu Kirgiztan). Höhe ca. 3.600 m ü. NN) (Foto H. Munack).

Front cover picture: Almaty pass from the Prochodnaja valley into the Chon Kemin valley (viewing direction south). In the background the Kungej Alatau, the border to Kyrghyztan (~3.600 m a.s.l.) (photo: H. Munack).

Authors are responsible for the content of their manuscripts.

E&G – Quaternary Science Journal is printed by Papierflieger Offsetdruck GmbH,
38678 Clausthal-Zellerfeld – E-Mail: papierflieger_offsetdruck@web.de

Eiszeitalter und Gegenwart

E & G

Quaternary Science Journal

Volume 58 Number 1

109 pages, 44 figures and 13 tables

Editor and publishing: Deutsche Quartärvereinigung e. V. Hannover

Editor: HOLGER FREUND

Distribution: Geozon Science Media, Walther-Rathenau-Straße 35
17489 Greifswald, www.geozon.net

2009

E&G

Quaternary Science Journal

Published for Deutsche Quartärvereinigung e. V.

Editor: Holger Freund

Contents

- A zero-exposure time test on an erratic boulder: evaluating the problem of pre-exposure in Surface Exposure Dating 1
Ein Experiment an einem jüngst abgelagerten erratischen Block: Annäherung an das Problem der pre-exposure in der Oberflächendatierung
Luca M. Abbühl, Naki Akçar, Stefan Strasky, Angela Graf, Susan Ivy-Ochs & Christian Schlüchter
- Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau 12
Stratigraphy and morphogenesis of early pleistocene deposits between Lake Constance and the Klettgau Valley
Hans R. Graf
- Pupilla loessica* LOŽEK 1954 (Gastropoda: Pulmonata: Pupillidae) – “A Living Fossil” in Central Asia? 55
Pupilla loessica LOŽEK 1954 (Gastropoda: Pulmonata: Pupillidae) – “Ein lebendes Fossil” in Zentralasien?
Stefan Meng & Matthias H. Hoffmann
- Der Wärmehaushalt periglazialer Hochgebirgsböden – Zusammenhänge zwischen Bodentiefe und Frostwechseln (Nördlicher Tian Shan, Kasachstan) 70
Ground heat balance of periglacial soils in high mountains – Relations between depth below surface and freeze-thaw action (Northern Tian Shan, Kazakhstan)
Henry Munack & Hilmar Schröder
- The partial heat – longest plateau technique: Testing TL dating of Middle and Upper Quaternary volcanic eruptions in the Eifel Area, Germany 86
The partial heat - longest plateau technique: Ein Versuch zur Datierung mittel- und jungquartärer vulkanischer Eruptionen in der Eifel, Deutschland
Ludwig Zöller & Henrik Blanchard
- Kommentar: Zur Struktur und Entstehung von Eiskeil-Großformen in Lieth/Elmshorn (Schleswig-Holstein) 107
Comment: Structure and development of ice-wedge pseudomorphs in the Lieth lime quarry/Elmshorn (Schleswig-Holstein)
Jef Vandenberghe

A zero-exposure time test on an erratic boulder: evaluating the problem of pre-exposure in surface exposure dating

LUCA M. ABBÜHL, NAKI AKÇAR, STEFAN STRASKY, ANGELA A. GRAF,
SUSAN IVY-OCHS & CHRISTIAN SCHLÜCHTER^{*})

Abstract: The method of surface exposure dating using in-situ produced cosmogenic nuclides has become an important and widely applied tool in Quaternary science. One application is the dating of erratic boulders on moraines. An important problem however remains: the evaluation of potential pre-exposure time for samples from boulder surfaces. We have tested pre-exposure by sampling all sides of a recently exposed boulder in order to measure inherited nuclides from prior exposure periods. The sampled erratic boulder rests on the right lateral moraine of the most recent advance of the Glacier de Tsijiore Nouve in the Arolla Valley, Switzerland. Mapping of the area was done to reconstruct the Holocene fluctuations of the glacier. This glacier is especially useful for such a test as it is characterized by an ideal geometric relationship between accumulation and ablation area and, therefore, responds rapidly to mass-balance changes. The sampled boulder was deposited in 1991. Assuming no prior exposure the expected concentration of a given cosmogenic nuclide should be near zero. The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of the five measured samples were indistinguishable from blank values within the given errors, demonstrating that the samples did not experience pre-exposure. Three samples measured for ^{21}Ne reveal $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ and $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ ratios similar to those of air, with no detectable prior cosmogenic Ne accumulation.

[Ein Experiment an einem 1991 abgelagerten erraticen Block: Annäherung an das Problem der Vorbestrahlung in der Oberflächendatierung]

Kurzfassung: Die Oberflächendatierung mittels in-situ produzierten kosmogenen Nukliden hat sich in den letzten Jahren in der Quartärgeologie zu einer wichtigen und häufig angewandten Methode entwickelt. Eine Anwendung ist die Altersbestimmung von erraticen Blöcken auf Moränen. Ein wesentliches Problem ist jedoch die Ermittlung einer eventuellen vorherigen Bestrahlungsperiode eines Blockes. Wir haben dies getestet, indem wir alle Seiten eines kürzlich exponierten Blockes beprobten und die Proben auf schon vorhandene Nuklide hin untersuchten. Der untersuchte Block liegt auf der rechten lateralen Moräne des jüngsten Gletschervorstosses des Glacier de Tsijiore Nouve im Val d'Arolla in der Schweiz. Die holozänen Gletscherschwankungen wurden durch eine Kartierung rekonstruiert. Durch die ideale geometrische Verteilung von Akkumulations- und Ablationsgebiet reagiert dieser Gletscher schnell auf Änderungen der Massenbilanz. Daher ist er besonders gut für einen solchen Test geeignet. Der beprobte Block wurde 1991 durch den Gletscher abgelagert. Durch die Annahme, dass er vorher keiner kosmogenen Strahlung ausgesetzt war, sollte seine Nuklidkonzentration annähernd null sein. Die gemessenen $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ Verhältnisse der fünf Proben waren innerhalb der Fehler nicht zu unterscheiden von Blindprobenwerten. Dies zeigt, dass die Proben keiner Vorbestrahlung ausgesetzt waren. Gemessene $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ und $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ Verhältnisse bei drei Proben sind ähnlich derer in der Luft, mit keiner nachweisbaren vorhergehenden kosmogenen Ne Anreicherung.

Keywords: Surface exposure dating, pre-exposure, Swiss Alps

^{*} Addresses of authors: L. M. Abbühl, N. Akçar, A. A. Graf, C. Schlüchter, University of Bern, Institute of Geological Sciences, Baltzerstr. 1+3, 3012 Bern, Switzerland. E-Mail: luca@geo.unibe.ch; S. Strasky, ETH Zurich, Department of Earth Sciences, Sonneggstr. 5, 8092 Zurich, Switzerland; S. Ivy-Ochs, ETH Zurich, Institute of Particle Physics, 8093 Zurich, Switzerland.

1 Introduction

The method of surface exposure dating has become a useful and widespread tool in Quaternary science (for a review of the method see GOSSE & PHILLIPS 2001). Surface exposure dating has been most extensively applied to studies directly dating the advance of a glacier from boulders on moraine ridges. By measuring the nuclide concentration resulting from reactions of cosmic ray particles with target elements in the rock surfaces, a surface's exposure and, therefore, resting time can be determined. Estimating the correct exposure age, however, also requires knowledge of previous surface exposure histories. There are many possible scenarios for a rock to have been exposed prior to reaching its present position, e.g., in a cliff before falling onto the glacier or in an older moraine ridge which became reworked by a more recent advance (BROWN et al. 1991, BROOK et al. 1995). The eventual case of inherited nuclides from prior exposure is usually neglected in the application of surface exposure dating and therefore the estimated ages may be incorrect.

The goal of this study is to examine the exposure time of each side of a specific boulder of known, very young exposure age. If the samples have no prior exposure history, then concentrations of cosmogenic nuclides should be very low or even undetectable as the exposure time is too short to build up a significant amount of nuclides. To cross-check the possibility of a long-term prior exposure followed by a significant shielding period, we estimated the concentrations of the cosmogenic nuclides ^{10}Be and ^{21}Ne . While the unstable ^{10}Be decays during times of burial, the stable cosmogenic ^{21}Ne records the total accumulated exposure time. Thus, the comparison of ^{21}Ne to ^{10}Be is suitable for detecting pre-exposure of the surface by revealing a higher ^{21}Ne concentration than expected compared to the ^{10}Be concentration (GRAF et al. 1991).

We sampled a boulder resting on the right lateral moraine crest of the maximum stand of the most recent advance (1975-1991) of the debris-rich Glacier de Tsijiore Nouve near Arolla, in the uppermost part of the Val d'Hérens in the

south-western Swiss Alps (Fig. 1). All sides of the boulder were sampled in order to test for possible pre-exposure for all possible past orientations of the boulder (Fig. 2). The boulder was identified during careful geological mapping of the Holocene fluctuations of the glacier (ABBÜHL et al. 2002). It is very suitable due to its enormous size, its stable position since deposition and its known deposition age (1991). The Glacier de Tsijiore Nouve has ideal characteristics for this test as it reacts rapidly to mass balance changes due to its relatively small extent (and therefore short transport distance of the debris) and to its geometry of accumulation to ablation area.

This case study is the first to test pre-exposure in a high Alpine setting by estimating the concentrations of cosmogenic nuclides (^{10}Be and ^{21}Ne) in different faces of an individual boulder. It is a contribution to the question as to whether it is possible to rule out pre-exposure of boulder surfaces whenever sampling boulders of unknown age.

2 Overall setting

The uppermost part of the Val d'Hérens, the Val d'Arolla, is characterized by an open basin and steep valley walls. The village of Arolla, situated on the valley floor, has an altitude of 2000 m a.s.l. and the highest of the surrounding mountains, the Pigne d'Arolla, reaches 3796 m a.s.l. A relatively steep east and a more open west valley wall terminate the valley. Three glaciers terminate in close distance to Arolla, namely the Glacier de Tsijiore Nouve, the Glacier de Pièce and the Glacier d'Arolla. The Glacier d'Arolla is the main valley glacier while the others meet the valley of Arolla at approximately 90° . Well-defined moraines of glacial advances since the last glaciation cover the area (Fig. 1). In particular the Glacier de Tsijiore Nouve has accumulated moraine ridges of up to 80 m height because of its reduced sediment transfer. Its most extensive, still identifiable, Holocene advance is dated to 8400 ± 200 ^{14}C yr BP (e.g. moraines at Hôtel Kurhaus in Fig. 1 (SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER 1976)) while the

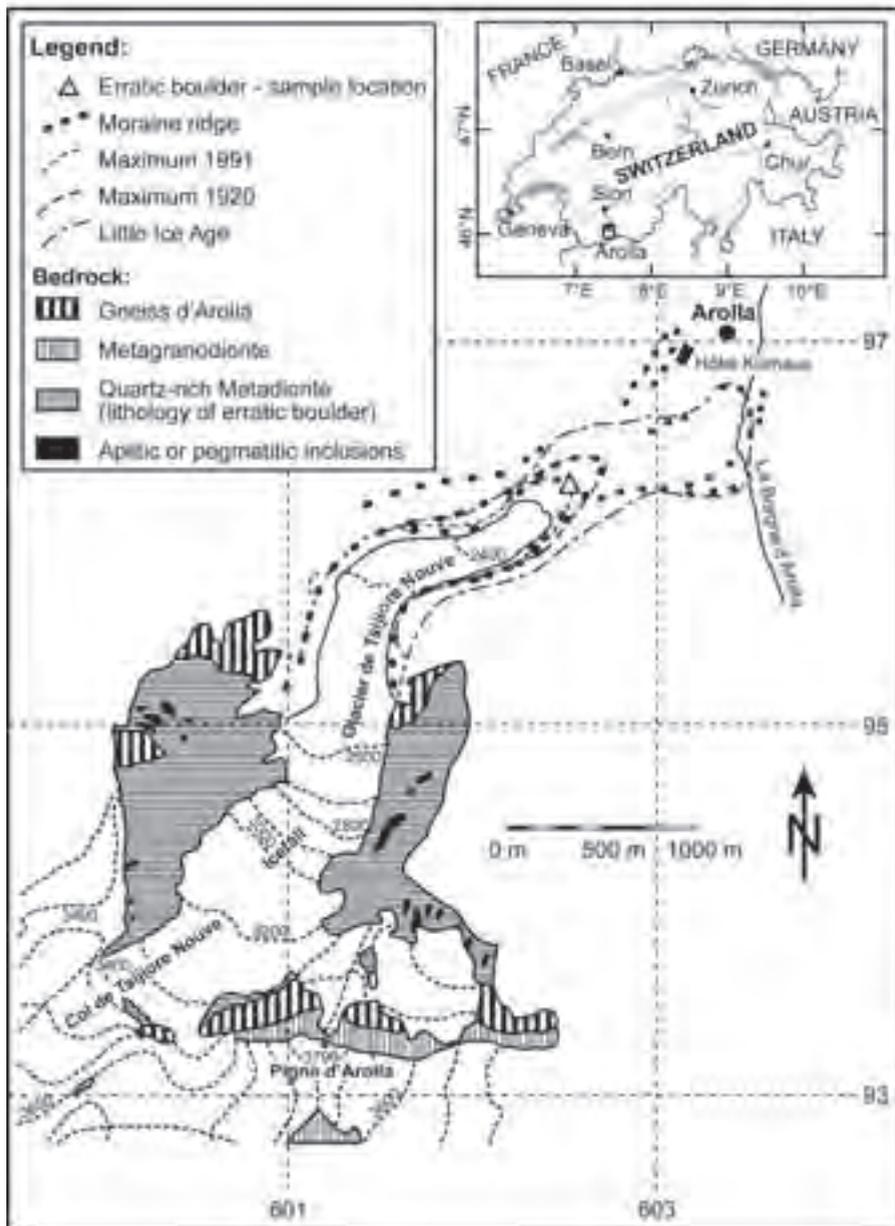


Fig. 1: Location of the study area (inset in map of Switzerland): Schematic map of the fluctuations of the Glacier de Tsijiore Nouve with the geological units in the catchment area. The moraine locations are based on detailed geological mapping during the summer of 2002 (ABBÜHL et al. 2002), while the geological units are drawn after BURRI et al. (1999).

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes (Rechteck in der Übersichtskarte der Schweiz): Schematische Zeichnung der Schwankungen des Glacier de Tsijiore Nouve und der in seinem Einzugsgebiet anstehenden geologischen Einheiten. Die Schwankungen (dargestellt durch die Moränen) wurden im Sommer 2002 kartiert (ABBÜHL et al. 2002), während die geologischen Einheiten nach BURRI et al. (1999) übernommen wurden.

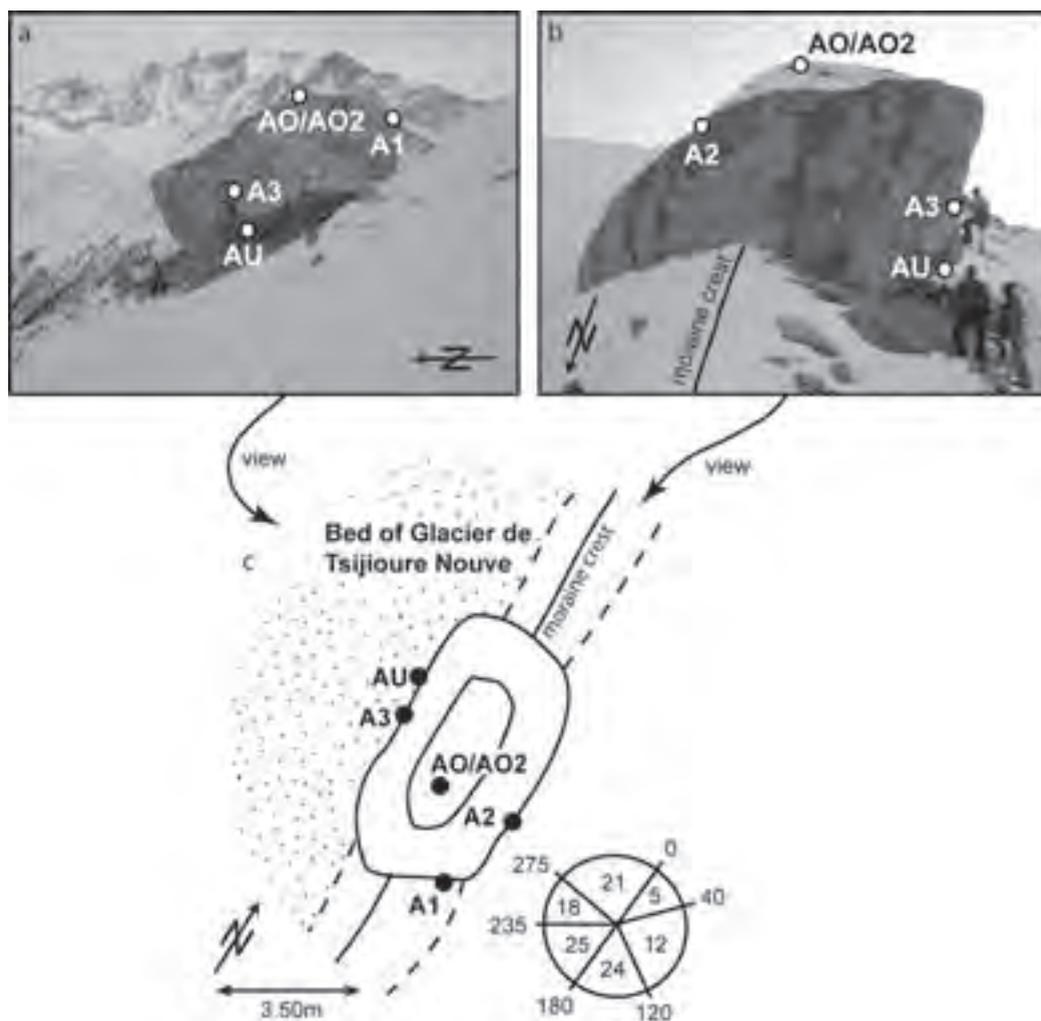


Fig. 2: Photographs and a figure of the boulder deposited on the moraine crest with a side (a), an upvalley (b) and a plane view (c). The white and black circles indicate the exact sampling locations. Note the overhanging part at the base of the glacier-facing side of the boulder where a shielded bottom sample could be taken (sample AU). The circle is a scheme for the shielding of the boulder by the surrounding mountains, measured with an inclinometer. Zero equals north and the numbers in the circle are the shielding values for the particular azimuth segments in degrees. The open valley is reflected by the low shielding values to the north-northeast. The shielding factor calculated after DUNNE, ELMORE & MUZIKAR (1999) is presented in Tab. 2.

Abb. 2: Aufnahmen ((a) seitlich und (b) talaufwärts) und eine Figur ((c) von oben) des auf dem Moränenwall abgelagerten Blockes. Die weißen und schwarzen Kreise markieren die exakten Probenlokalitäten. Eine von Bestrahlung abgeschirmte Probe konnte unter dem überhängenden Teil des Blockes auf dessen dem Gletscherbett zugewandten Seite entnommen werden (Probe AU). Der Kreis ist eine Illustration der mittels eines Inclinometers gemessenen Abschirmung des Blockes durch die ihn umgebenden Berge. Null entspricht Norden und die Zahlen im Kreis sind die Abschirmungswerte in Grad für das entsprechende Azimuth. Das offene Tal spiegelt sich in den tiefen Werten im Nord-Nordosten wider. Der nach DUNNE, ELMORE & MUZIKAR (1999) berechnete Abschirmungsfaktor ist in Tab. 2 dargestellt.

Table 1: Characteristics of each sample location on the boulder.

Tabelle 1: Charakteristiken jeder Probenlokalität auf dem Block.

	A1	A2	A3	AU	AO/AO2
Strike/dip of sampled surface (°)	163/70	114/55	290/50	338/33	horizontal
Height of sample location (cm)	260	300	350	120	680
Sample thickness (cm)	<5	<5	<5	<5	<5
Quartz vein			yes	yes	
Snow (thickness cm/days per year)	150/180*	20/120	150/180*	150/180*	30/120
Sample surface foliation cleavage		yes			

Note: The height of the sample location is above the moraine surface. *Snow height (own observations) is given above the moraine surface, not on the sampled surface of the boulder itself.

most recent and most restricted extent occurred between 1975 and 1991. The other glaciers in the Val d'Arolla show similar moraine systems.

3 Sample data

3.1 Sampling in the field

Five sides of the boulder were sampled, including bottom and top surfaces (Fig. 2). The aim was to sample in the middle part of each surface to avoid edge effects due to neutron leakage (MASARIK & WIELER 2003). The rock slabs were taken in the field using dynamite because a large rock sample of 2-3 kg was needed. Small charges were set around a given area and an intact rock plate was blasted free. A large separate of pure quartz is desirable for determining the expected low concentration of ^{10}Be in these samples. Before blasting, strike and dip (Tab. 1), the top position of the sample and the characteristics (e.g. possible erosion, snow and/or sediment cover, quartz veins) were carefully noted. Shielding by surrounding mountains was measured with an inclinometer (Fig. 2c) and the exact position and altitude of the boulder was recorded by GPS. After sampling, photographs for documentation were taken (Fig. 2a and b).

3.2 Origin of the boulder

The erratic boulder sampled rests on the crest of the right lateral moraine of the Glacier de Tsjiore Nouve's advance of 1975 to 1991.

From thin section analysis of sample A1, the lithology is a quartz-rich metadiorite, which crops out in much of the glacier catchment area (Fig. 1). This lithology belongs to the Série d'Arolla in the crystalline basement of the Dent Blanche nappe, which is part of the Austroalpine units of the Alps (LABHART 1998; BURRI et al. 1999). The incorporation of the boulder into the glacier system was most likely by falling on the glacier's surface from a collapsing rock cliff, a process, which can be observed today on the rock walls surrounding the steep icefall of the glacier (Fig. 1). Below the icefall, the glacier surface is covered by blocky surface debris, indicating that the production of sediment here mainly occurs by rock fall from the surrounding rock walls. The shape of the boulder itself is not typical of glacial transport as it lacks smooth surfaces and glacial polish. However on a smaller scale, partial smoothing and polishing are visible. This implies a supra- or englacial transport of the boulder. The possibility of being reworked out of older lateral moraine depositions can not be excluded. Its final deposition on the moraine crest occurred during the formation of the moraine. A fine- to coarse-grained gravelly till covers depressions on the boulder top as small and irregular patches (5-6 cm thick). No movement of the boulder is observed since deposition.

3.3 Sample data

The elevation of the sampled boulder is 2220 m a.s.l. and the geographical coordi-

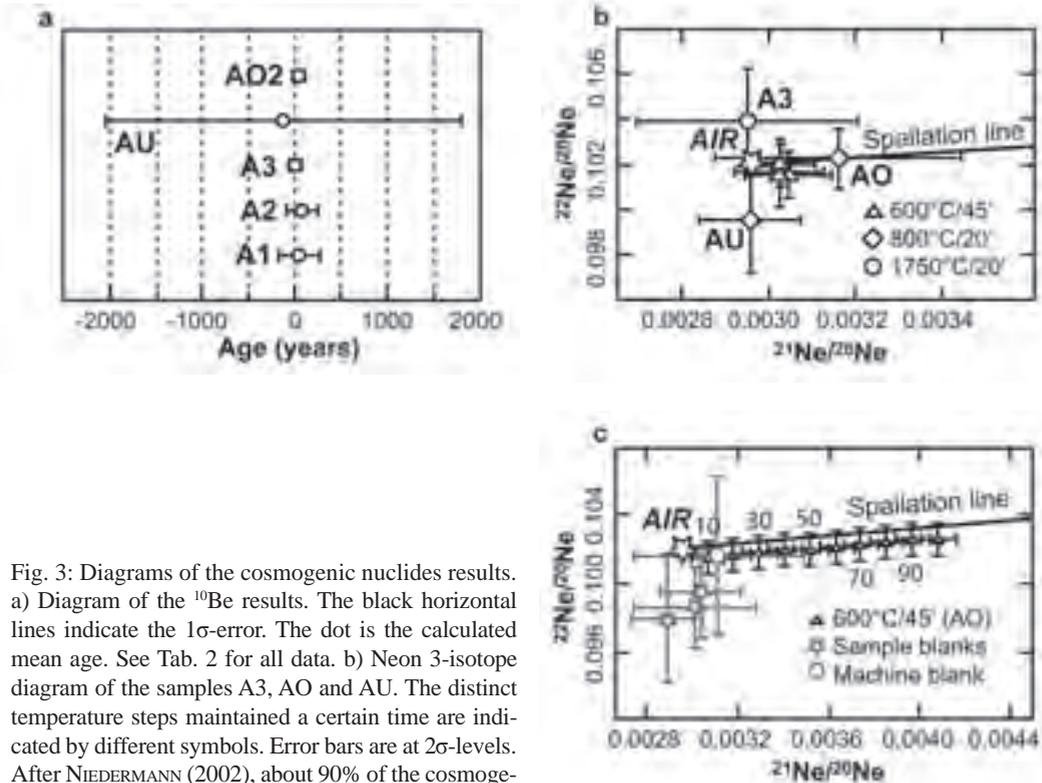


Fig. 3: Diagrams of the cosmogenic nuclides results. a) Diagram of the ^{10}Be results. The black horizontal lines indicate the 1σ -error. The dot is the calculated mean age. See Tab. 2 for all data. b) Neon 3-isotope diagram of the samples A3, AO and AU. The distinct temperature steps maintained a certain time are indicated by different symbols. Error bars are at 2σ -levels. After NIEDERMANN (2002), about 90% of the cosmogenic ^{21}Ne or more is degassed below 600°C , and $<1.5\%$ is left above 800°C . The last step, 1750°C , was done to check that all Ne was released and also for the cleaning of the machine. The star displays the Ne air isotopic ratios which are $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} = 0.002959$ and $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} = 0.102$ (NIEDERMANN 2002, and references therein). All samples have isotopic ratios similar to air within the error bars for the crucial temperature steps. See Tab. 3 for all data. c) The required exposure time for a valid Ne exposure age, calculated for the Arolla samples. The 600°C step of sample AO was used to calculate the required minimal Ne concentrations. The corresponding age is where the error crosses of the sample and of the blanks do not intersect anymore. The large error cross is the machine blank. Ten equals 10,000 years. Accordingly, at least 60,000 years of exposure are required.

Abb. 3: Resultate der gemessenen kosmogenen Nuklide. a) Graphik der ^{10}Be Resultate. Die schwarze horizontale Linie gibt den 1σ -Fehler an. Der Punkt ist das berechnete mittlere Alter. Für eine Zusammenstellung der Daten siehe Tab. 2. b) Neon 3-Isotopengraphik der Proben A3, AO und AU. Die verschiedenen, jeweils eine bestimmte Zeit beibehaltenen Temperaturschritte sind durch unterschiedliche Symbole gekennzeichnet. Fehlerbalken sind im 2σ -Level. Etwa 90% oder mehr des kosmogenen ^{21}Ne entgast unter 600°C , und $<1.5\%$ entgast oberhalb 800°C (NIEDERMANN 2002). Mit dem letzten Schritt von 1750°C wurde kontrolliert, ob alles Ne freigesetzt wurde. Auch wird die Maschine dabei gereinigt. Der Stern symbolisiert das Ne Verhältnis von Luft von $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} = 0.002959$ und $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} = 0.102$ (NIEDERMANN 2002, und Referenzen darin). In den ausschlaggebenden Temperaturschritten haben alle Proben innerhalb der Fehlerbalken Isotopenverhältnisse ähnlich wie diejenigen von Luft. Siehe Tab. 3 für alle Daten. c) Die für ein zulässiges Ne Alter notwendige Bestrahlungszeit für die Arolla Proben. Der 600°C Temperaturschritt von Probe AO wurde gebraucht, um die notwendigen minimalen Ne Konzentrationen zu berechnen. Das entsprechende Alter ist da, wo die Fehlerkreuze der Probe und der Blindproben sich nicht mehr schneiden. Das große Fehlerkreuz ist die Maschinenblindprobe. Zehn entspricht $10'000$ Jahren. Demzufolge sind mindestens $60'000$ Jahre Bestrahlungszeit notwendig.

Table 2: Compilation of Be data.

Tabelle 2: Zusammenstellung der Be Daten.

Sample	Production rate (atoms/g SiO ₂ *yr)	Shielding factor (Topo, dip)	Quartz (g)	Be Carrier (mg)	¹⁰ Be/ ⁹ Be Sample (1E-12)	Error Sample (%)	¹⁰ Be*10 ⁴ (atoms/g SiO ₂)	Age (years)
A1	20.86	0.70	47.15	0.4013	0.014	54.1	0.105 ± 0.456	51 ± 220
A2	24.91	0.84	45.40	0.4034	0.016	44.2	0.198 ± 0.433	75 ± 164
A3	25.85	0.87	91.48	0.4026	0.013	40.4	0.013 ± 0.166	5 ± 60
AU	1.32	0.04	62.53	0.4042	0.012	45.4	-0.015 ± 0.255	-110 ± 1821
AO2	28.75	0.97	70.73	0.4044	0.016	28.9	0.128 ± 0.194	41 ± 63

Note: The AMS measurement uncertainty for sample and blank are at the 1 σ -level. The error of the used standard ($\pm 2.5\%$) is not included. A weighted mean blank of $^{10}\text{Be}/^9\text{Be} = 0.012 \cdot 10^{-12}$ with an error of 18.3% was taken for the subtraction step. A sea level, high latitude production rate of 5.1 atoms/g SiO₂*yr (STONE 2000) was used.

nates are E 7° 28' 21.16" and N 46° 1' 3.08" (= 602626/096220 in the Swiss grid). Its height is 6.80 m, the length 9.50 m and the width 4.10 m. Based on thin section analysis, the rock consists of 50% quartz, occurring as dynamically recrystallized fine-grained crystals alongside quartz porphyroclasts. Quartz-rich layers alternate with mica layers. Accessory minerals including apatite, zircon and opaque minerals are also identifiable (BURRI et al. 1999). In addition, a reaction with HCl during the first quartz purification step points to the presence of calcite in the rock.

4 Methods

4.1 Production rate systematics and age calculation

Cosmogenic nuclides are produced in the upper surface of a rock by nuclear reactions induced by cosmic rays (LAL & PETERS 1967). P_0 (atoms/yr*g SiO₂) is the isotope production rate valid for the exposure time and normalized to sea-level, high geomagnetic latitude ($\geq 60^\circ$) and open sky conditions (GOSSE & PHILLIPS 2001). A sea level, high latitude ^{10}Be production rate of 5.1 atoms/g SiO₂*yr (STONE 2000) and a sea level, high latitude ^{21}Ne production rate of 20.3 ± 3.7 atoms/g SiO₂*yr (NIEDERMANN 2000) were used in this study.

Latitude (geographic) and altitude scaling of P_0 follows STONE (2000). As sample thickness did not exceed 5 cm, it was not necessary to correct P_0 for thickness (MASARIK & REEDY 1995). Corrections were also not made for magnetic field changes, as the exposure time of the boulder is negligible compared to the time scales of magnetic field fluctuations (MASARIK et al. 2001).

The surrounding mountain ranges with an average elevation of ca. 3000 m a.s.l. partially shield the boulder from the incoming cosmic ray flux. Therefore, only a fraction of the total incoming flux is available for the production of the cosmogenic nuclides. The circle in Fig. 2c illustrates the measured shielding values for sample AO/AO2 in degrees. The dip of the sampled surfaces of the other samples reduces their horizon and thus production rates of the cosmogenic nuclides to even lower values (Tab. 2). To the northeast, the "open valley" allows a higher amount of cosmic rays to pass while, to the south, the Pigne d'Arolla blocks the cosmic ray flux. The bottom-boulder sample AU has the lowest production rate as a result of the corrections for the overall shielding by the boulder itself. Shielding corrections were calculated following DUNNE, ELMORE & MUZIKAR (1999). For all samples, no correction due to vegetation cover was necessary. We observed snow on the moraine in winter of about 1.5 m thickness. Winter snow cover on the surfaces of the

Table 3: Compilation of Ne data.

Tabelle 3: Zusammenstellung der Ne Daten.

Sample	Step (°C, min)	²⁰ Ne (10 ⁹ atoms/g)	²¹ Ne/ ²⁰ Ne (10 ⁻³)	²² Ne/ ²⁰ Ne
A3	600, 45	8.43 ± 0.227	3.05 ± 0.100	0.10 ± 0.001
	1750, 20	1.42 ± 0.047	2.95 ± 0.255	0.10 ± 0.002
AO	600, 45	10.40 ± 0.284	3.03 ± 0.078	0.10 ± 0.001
	800, 20	1.43 ± 0.048	3.16 ± 0.284	0.10 ± 0.001
	1750, 20	1.05 ± 0.032	14.2 ± 0.524	0.11 ± 0.003
AU	600, 45	7.65 ± 0.203	3.03 ± 0.104	0.10 ± 0.002
	800, 20	1.70 ± 0.046	2.96 ± 0.119	0.10 ± 0.002
	1750, 20	1.95 ± 0.068	3.06 ± 0.199	0.11 ± 0.003

Note: Errors are at the 2σ-level. Included are uncertainties in mass discrimination and sensitivity while uncertainties of calibration gas concentrations are not included. They are expected to be smaller than 3%. About 90% of the cosmogenic ²¹Ne or more is degassed below 600 °C (NIEDERMANN 2002). For sample A3, 41.77 mg of an ultra-pure quartz separate was used for the step-wise heating procedure following NIEDERMANN, GRAF & MARTI (1993) and NIEDERMANN (2002). For sample AO, 46.66 mg quartz was loaded onto the noble gas mass spectrometer and for AU 43.66 mg. In Fig. 3b, the ²¹Ne/²⁰Ne and ²²Ne/²⁰Ne ratios of all temperature steps are plotted.

boulder is 30 cm or less and on the steep sides of the boulder no snow remains. All samples experience less than 30 cm of snow cover (in the case of sample AU location height is 1.20 m above moraine surface while snow cover on the moraine is 1.50 m) (Tab. 1). After the model of MASARIK & REEDY (1995), the cosmogenic production rate on the boulder surface is not affected until snow cover exceeds 40 cm (assuming a snow density of 0.3 g/cm³). Therefore, no correction for snow cover was performed.

The ages were calculated using the equation in GOSSE & PHILLIPS (2001), assuming no erosion.

4.2 Laboratory analysis

For extracting ¹⁰Be from dissolved quartz, the methods described in OCHS & IVY-OCHS (1997) were followed. The pure quartz mineral separate was produced by selective chemical dissolution using hydrofluoric acid, following the procedure of KOHL & NISHIZUMI (1992). Laboratory work was carried out at the Institute of Geological Sciences at the University of Bern. Measurements of ¹⁰Be/⁹Be ratios of the samples and the necessary blanks were done by accele-

rator mass spectrometry at the ETH/PSI tandem facility in Zurich.

Pure quartz was handpicked for Ne analysis. Noble gas concentrations were measured with a 90° sector field static noble gas mass spectrometer at the noble gas laboratory at ETH Zurich (BEYERLE et al. 2000). This spectrometer features a modified Baur/Signer ion source equipped with a compressor that enhances the sensitivity for helium and neon by two orders of magnitude (BAUR 1999). We applied step-wise heating to enrich the cosmogenic neon fraction in the low-temperature steps.

5 Results and discussion

5.1 Samples

The ¹⁰Be ages are shown in Fig. 3a and Tab. 2. All ages are zero within uncertainties. Their relatively high error is due to the low ¹⁰Be concentrations in the samples, which are similar to the measured blank values. The mean age of sample AU is negative and only the upper limit of the age is realistic. This is due to the subtraction of the mean blank value, which has

a higher $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $0.012 \cdot 10^{-12}$ than the sample ratio. The high shielding effect by the surrounding mountains and the boulder itself and the consequential small production rate also contribute to the particularly low ^{10}Be concentration of this bottom sample.

The $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ and the $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ ratios of the samples A3, AO and AU are similar to air ratios (Fig. 3b, Tab. 3). Accordingly, no excess of cosmogenic ^{21}Ne and ^{22}Ne , which would have been produced in a previous period of exposure, were detected. No differences between the Ne isotope ratios of the three samples are observed.

5.2 General context

A first test for inherited nuclides was performed by DAVIS et al. in 1999. They analyzed eight samples collected from boulders, cobbles and recently uncovered bedrock from the area left after the Tumbling Glacier, Baffin Island, retreated from its 1976 and 1959 limit. Most samples of this Arctic fjord environment yielded ^{26}Al nuclide concentrations equivalent to less than 1000 years of surface exposure; the ^{10}Be measurements were within 2 sigma of their blank value. DAVIS et al. (1999) concluded that glacial erosion must have been sufficient to remove the nuclide signal gained in a previous period of exposure, e.g. during an interglacial or interstadial. In an Alpine environment with a higher relief, data from the Nägelisgrätli in the Grimsel region in Central Switzerland show that nuclide inheritance is also negligible (KELLY et al. 2006). Based on these data and on the fact that at 3 m depth in the rock production of nuclides is only a few percent of the value at the surface (LAL 1991), the authors concluded that at least 3 m of rock was removed during the Last Glacial Maximum (LGM) and that therefore nuclide inheritance originating from exposure prior to the LGM in the Alps is low (IVY-OCHS, KERSCHNER & SCHLÜCHTER 2007).

Sample AO2 of our study would require at least 300 years of pre-exposure to yield a $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio clearly outside the uncertainties of the blank value. For the Ne data, at least 60,000

years of exposure to cosmic rays would be required to build up a minimal detectable amount for sample AO (Fig. 3c). Assuming that the clock has been “zeroed” by LGM glacial erosion, nuclide inheritance could have only accumulated during low glacial stands following the LGM. In case of the Ne data, time since the LGM was too short to build up a detectable amount of cosmogenic Ne. For ^{10}Be , considering the Holocene glacial history of this region and of the Alps in general (SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER 1976; JÖRIN, STOCKER & SCHLÜCHTER 2006), the required time span of at least 300 years of phases with a shorter glacial extent than today would easily be reached. Therefore, it can be concluded that the ^{10}Be concentration of the boulder was zero when it was incorporated into the glacier system.

6 Conclusion

The aim of this work was to test a boulder for inherited nuclides from previous periods of exposure. We are aware that we are dealing with one single boulder only; however, in a first approach a multi-isotope and multi-surface study is an absolutely necessary step in evaluating the case of pre-exposure of erratic boulder surfaces. As the known exposure time of the block is about 12 years, the nuclide concentration built up since exposure should be undetectable if no previous exposure of the surfaces has occurred. The ^{10}Be and the ^{21}Ne results demonstrate that none of the sides of the boulder that we sampled experienced pre-exposure. The build-up of the cosmogenic nuclides started with its deposition on the moraine crest, as all of the samples show zero exposure ages within error. The uncertainties are relatively high due to the high error in the measuring step which again results from the low ^{10}Be concentration in the samples. The several hundred years of pre-exposure required for building up a minimal detectable amount of ^{10}Be would be easily reached in geological time scales, as well as the 60,000 years required for ^{21}Ne . This implies that the concentration of cosmogenic nuclides in the boulder was zero by the time of its incorporation in the glacier sys-

tem; possible subsequent gain of cosmogenic nuclides is in the undetectable range or was immediately lost during transport.

Acknowledgements

Many thanks go to Diego Sanz and Ueli Jörin for their help collecting the samples. The laboratory work was done at the Institute of Geological Sciences at the University of Bern. The measuring of the ^{10}Be samples was performed by Peter W. Kubik at the Zurich AMS Facility jointly operated by the Swiss Federal Institute of Technology, Zurich and Paul Scherrer Institute, Villigen, Switzerland. The manuscript was greatly improved by comments from Joerg M. Schaefer, Vincent Rinterknecht, Rainer Wieler, Sven Lukas and Peter W. Kubik. We thank the Swiss National Science Foundation for supporting this project.

References

- ABBÜHL, L.M., DADIC, R., FISCHER, L., MÜLLER, B. & ZAHNO, C. (2002): Geomorphologische Kartierarbeit in Arolla (VS). – Unpublished geomorphologic map; ETH Zürich.
- BAUR, H. (1999): A Noble-Gas Mass Spectrometer compressor source with two orders of magnitude improvement in sensitivity. – *EOS Transactions*, 80: Supplement.
- BEYERLE, U., AESCHBACH-HERTIG, W., IMBODEN, D.M., BAUR, H., GRAF, T. & KIPFER, R. (2000): A mass spectrometric system for the analysis of noble gases and tritium from water samples. – *Environmental Science & Technology*, 34/10: 2042-2050.
- BROOK, E.J., BROWN, E.T., KURZ, M.D., ACKERT, R.P., RAISBECK, G.M. & YIOU, F. (1995): Constraints on age, erosion and uplift of Neogene glacial deposits in the Transantarctic Mountains using in situ cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al . – *Geology*, 23: 1063-1066.
- BROWN, E.T., EDMOND, J.M., RAISBECK, G.M., YIOU, F., KURZ, M.D. & BROOK, E.J. (1991): Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2269-2283.
- BURRI, M., DAL PAZ, G.V., DELLA VALLE, G., GOUFFON, Y. & GUERMANI, A. (1999): Atlas géologique de la Suisse, feuille 101. 1346 Chanrion avec partie nord de la feuille 1366 Mont Vélan. Notice explicative. – 79 p.; Bern (Federal Office of Topography).
- DAVIS, P.T., BIEMAN, P.R., MARSELLA, K.A., CAFFEE, M.W. & SOUTHON, J.R. (1999): Cosmogenic analysis of glacial terrains in the eastern Canadian Arctic: a test for inherited nuclides and the effectiveness of glacial erosion. – *Annals of Glaciology*, 28: 181-188.
- DUNNE, J., ELMORE, D. & MUZIKAR, P. (1999): Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. – *Geomorphology*, 27: 3-11.
- GOSSE, J.C. & PHILLIPS, F.M. (2001): Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. – *Quaternary Science Reviews*, 20: 1475-1560.
- GRAF, T., KOHL, C.P., MARTI, K. & NISHIZUMI, K. (1991): Cosmic-ray produced neon in Antarctic rocks. – *Geophysical Research Letters*, 18: 203-206.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER H. & SCHLÜCHTER C. (2007): Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: The Alpine perspective. – *Quaternary International*, 164-165: 53-63.
- JÖRIN, U.E., STOCKER, T.F. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. – *The Holocene*, 16: 697-704.
- KELLY, M.A., IVY-OCHS, S., KUBIK, P.W., VON BLANCKENBURG, F. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Exposure ages of glacial erosional features in the Grimsel Pass region, central Swiss Alps. – *Boreas*, 35: 634-643.
- KOHL, C.P. & NISHIZUMI, K. (1992): Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ produced cosmogenic nuclides. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 3583-3587.
- LABHART, T.P. (1998): *Geologie der Schweiz*. – 211 p.; Thun (Ott Verlag).
- LAL, D. (1991): Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. – *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 424-439.
- LAL, D. & PETERS, B. (1967): Cosmic ray produced radioactivity on the earth. – *Handbuch der Physik*, Vol. 46/2: 551-612; Berlin (Springer).
- MASARIK, J. & REEDY, R.C. (1995): Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations. – *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 381-395.

- MASARIK, J. & WIELER, R. (2003): Production rates of cosmogenic nuclides in boulders. – *Earth and Planetary Science Letters*, 216: 201-208.
- MASARIK, J., FRANK, M., SCHÄFER, J.M. & WIELER, R. (2001): Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800,000 years. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65/17: 2995-3003.
- NIEDERMANN, S. (2002): Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks: dating tools for surface processes. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47: 731-784.
- NIEDERMANN, S. (2000): The ^{21}Ne production rate in quartz revisited. – *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 361-364.
- NIEDERMANN, S., GRAF, T. & MARTI, K. (1993): Mass spectrometric identification of cosmic-ray-produced neon in terrestrial rocks with multiple neon components. – *Earth and Planetary Science Letters*, 118: 65-73.
- OCHS, M. & IVY-OCHS, S. (1997): The chemical behavior of Be, Al, Fe, Ca and Mg during AMS target preparation from terrestrial silicates modeled with chemical speciation calculations. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B123: 235-240.
- SCHNEEBELI, W. & RÖTHLISBERGER, F. (1976): 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte. Ein Beitrag zur Erforschung des Klimaverlaufs in der Nacheiszeit. – 156 p.; Bern (Schweizer Alpen Club (SAC)).
- STONE, J.O. (2000): Air pressure and cosmogenic isotope production. – *Journal of Geophysical Research*, 105: 23,753-23,759.

Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau

HANS RUDOLF GRAF ^{*})

Kurzfassung: Anhand von Feldaufnahmen, sedimentpetrographischen Untersuchungen sowie einer systematischen Auswertung von Literaturangaben und Bohraufnahmen wurde eine Neubearbeitung von Stratigraphie und Paläogeografie der Deckenschotter des Bodensee-Rheingletschersystems im Raum zwischen Bodensee und Schaffhausen sowie im Klettgau vorgenommen.

Es konnten drei morphostratigraphischen Einheiten unterschieden werden: (a) Höhere Deckenschotter, (b) Tiefere Deckenschotter sowie (c) Tiefere Deckenschotter, unteres Niveau. Die Höheren Deckenschotter können lithostratigrafisch nicht weiter gegliedert werden. Die Tieferen Deckenschotter umfassen Ablagerungen aus mindestens zwei kaltzeitlichen Sedimentationsphasen. Es gibt Hinweise, dass zwischen den Sedimentationsphasen temperierte Verhältnisse herrschten. Die jüngste Einheit, „Tiefere Deckenschotter, unteres Niveau“ entstand, nach einer markanten erosiven Umgestaltung des regionalen Entwässerungsnetzes, in einer einzigen Phase.

Eine Analyse der tektonischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet ergab, dass die Höhenlagen der einzelnen Deckenschottervorkommen keine wesentlichen Verfälschungen durch neotektonische Vorgänge aufweisen. Einzig die östlich der Immensee-Verwerfung gelegenen Vorkommen im Hegau könnten eine relative tektonische Verstellung erfahren haben, da sie im Vergleich zu den talwärtigen Korrelaten topographisch ungewöhnlich hoch liegen. Die vorgeschlagene morphostratigraphische Gliederung wird dadurch jedoch nicht in Frage gestellt.

Die Kontrolle des Vorflutniveaus und damit der morphogenetischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes erfolgte dominant durch tektonische Vorgänge im Oberrheingrabensystem (Absenkung). Dies gilt auch für die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz, weshalb die morphostratigraphischen Einheiten dieser beiden Gebiete miteinander korreliert werden können, wenngleich die Zahl der unterscheidbaren lithostratigraphischen Einheiten nicht übereinstimmt. Für die Höheren Deckenschotter kann das entweder auf eine unvollständige Überlieferung im Untersuchungsgebiet bzw. eine mangelnde Datendichte zurückzuführen sein; es könnte aber auch darauf hindeuten, dass die Verbindung Bodensee–Oberrheingraben später als die Verbindung Walenseetal–Oberrheingraben installiert wurde. Eine Korrelation mit den auf das Donau-System ausgerichteten frühpleistozänen Ablagerungen des süddeutschen Alpenvorlandes ist anhand von morpho- und lithostratigraphischen Kriterien allein nicht möglich.

[Stratigraphy and morphogenesis of early pleistocene deposits between Lake Constance and the Klettgau Valley]

Abstract: The stratigraphy and paleogeography of the Deckenschotter (“cover gravels”) of the Rhine glacier system between Lake Constance, the city of Schaffhausen and the Klettgau area (Switzerland, Germany) was revised. This was achieved by means of new surveying and mapping, petrographical analysis and a systematic evaluation of available literature and borehole data.

Within the Deckenschotter three morphostratigraphic units can be discerned: (a) Höhere (higher) Deckenschotter, (b) Tiefere (lower) Deckenschotter and (c) Tiefere Deckenschotter, unteres Niveau (lower level). The topographically highest unit, the Höhere Deckenschotter, cannot be subdivided into lithostratigraphic units. The gravels classified as Tiefere Deckenschotter are grouped into two morphostratigraphical units; the altitude difference of the bases of both units is minor. They are, however, separated by an erosional discontinuity caused by a significant rearrangement of the hydrographic network.

* Address of author: H. Graf, Dorfstrasse 40, CH-8214 Gächlingen, Schweiz. E-Mail: h.graf@mbn.ch

The older one of the two units (Tiefere Deckenschotter) comprises sediments of at least two depositional phases, separated from each other by a hiatus. There are signs of temperate climatic conditions during the period of non-deposition.

The tectonic analysis of the study area showed that in general the altitude of the Deckenschotter was not affected by post-depositional tectonic activity. A tectonic displacement of the Deckenschotter occurrences in the Hegau cannot be ruled out as their topographic position is unusually high compared to equivalent deposits further paleo-downstream. However, this does not affect the proposed morphostratigraphic subdivision. The Upper Rhine Graben system (tectonic lowering) controlled the hydraulic base level and the morphogenesis for both the Deckenschotter occurrences discussed here and those in central northern Switzerland. Therefore, the morphostratigraphic units of both regions can be correlated, even though the number of lithostratigraphic units does not match. In the Höhere Deckenschotter this could be ascribed to an incomplete sedimentary record or a lack of data; on the other hand, this might indicate that the connection Lake Constance – Upper Rhine Graben was established later than the connection Lake Walen – Upper Rhine Graben. In contrast, there is no simple morpho- or lithostratigraphic correlation with the early pleistocene deposits of the German Alpine Foreland, since they are oriented towards and controlled by the Donau river system.

Keywords: Deckenschotter, morphogenesis, stratigraphy, Switzerland, Baden-Württemberg

1 Einleitung

Die frühpleistozänen Ablagerungen im nördlichen Alpenvorland (Süddeutschland, Nordschweiz) finden sich meist im Kuppenbereich von heutigen Hügeln, wo sie von Erosion infolge der sukzessiven Tieferlegung des Entwässerungsnetzes während des mittleren und späten Pleistozäns verschont blieben.

Die frühpleistozänen Schweizerischen Deckenschotter wurden seit Beginn des letzten Jahrhunderts zur Günz- (Höhere / Ältere Deckenschotter) und zur Mindel-Eiszeit (Tiefere/Jüngere Deckenschotter) gestellt, welche von PENCK & BRÜCKNER (1901–1909) im süddeutschen Alpenvorland definiert wurden. Diese Parallelisierung geschah einzig anhand von geomorphologischen Kriterien.

In den 1990-er Jahren wurde für die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz, also für das Ausbreitungsbereich des ehemaligen Reussgletscher- sowie des Linth-Walensee-Rheingletscher-Systems (Abb. 1), eine weiter gehende Gliederung erarbeitet (GRAF 1993, 2000). Es wurde gezeigt, dass in den untersuchten Deckenschottern häufig eine „normal-stratigraphische“ Überlagerung von verschiedenen alten glazifluvialen und z.T. glazigenen Ablagerungen vorliegt. So konnte für die Höheren Deckenschotter eine Gliederung in mindestens

vier Einheiten (z.B. Irchel ZH, vgl. Abb. 1) und für die Tieferen Deckenschotter eine Dreigliederung (z.B. Iberig AG, vgl. Abb. 1) aufgezeigt werden. Im Rheintal – im Abschnitt zwischen Thur und Aare-Mündung - wurde zusätzlich das Vorkommen einer weiteren, geomorphologisch abgrenzbaren Deckenschottereinheit erkannt (Tiefere Deckenschotter s.l. nach GRAF 1993 bzw. Tiefere Deckenschotter, unteres Niveau nach BITTERLI et al. 2000). Insgesamt kann heute von mindestens acht Deckenschottereinheiten ausgegangen werden, die durchaus jeweils einer separaten Eiszeit zugeschrieben werden können (Abb. 2). Zudem zeigte der Nachweis einer Kleinsäugerfauna auf dem Irchel, welche der stratigraphischen Einheit MN17 zugeordnet werden konnte (ca. 1,8–2,5 Ma BP), dass die Höheren Deckenschotter wesentlich älter sind als bisher angenommen wurde (BOLLIGER et al. 1996).

Die Deckenschottervorkommen zwischen Bodensee und Klettgau (Abb. 1) wurden bisher methodisch nicht in einer Weise untersucht, welche einen einfachen Vergleich mit den Deckenschottern der zentralen Nordschweiz ermöglichen würde. Das Untersuchungsgebiet ist jedoch von großer Bedeutung, indem die hier vorliegenden Deckenschotter für eine mögliche Korrelation der Schweizerischen Deckenschotter mit denjenigen des mittleren und östlichen

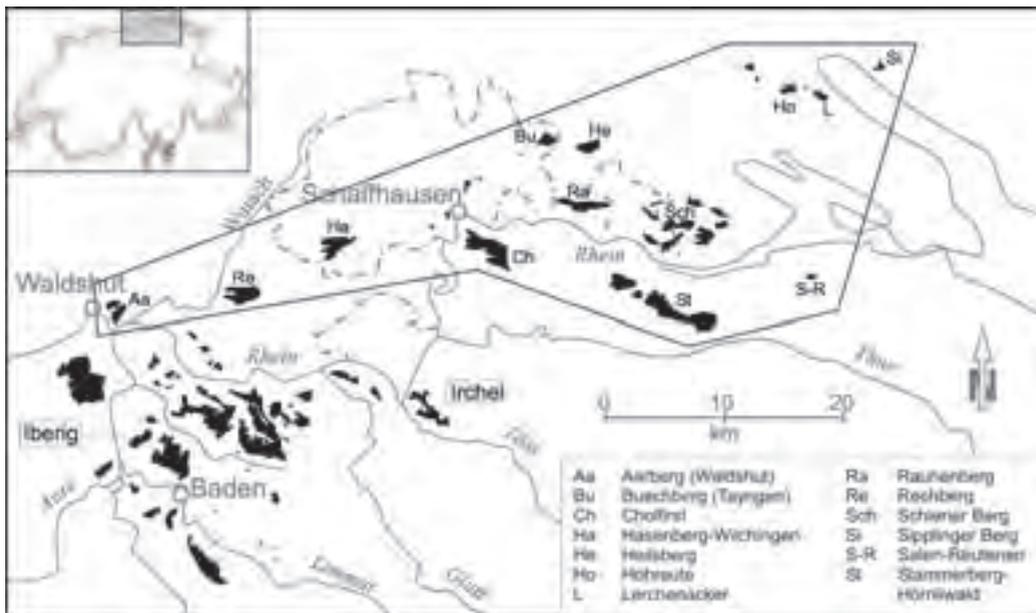


Abb. 1: Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit und Verbreitungsgebiet der Deckenschotter in der zentralen Nordschweiz.

Fig. 1: Study area and Deckenschotter occurrences in central northern Switzerland.

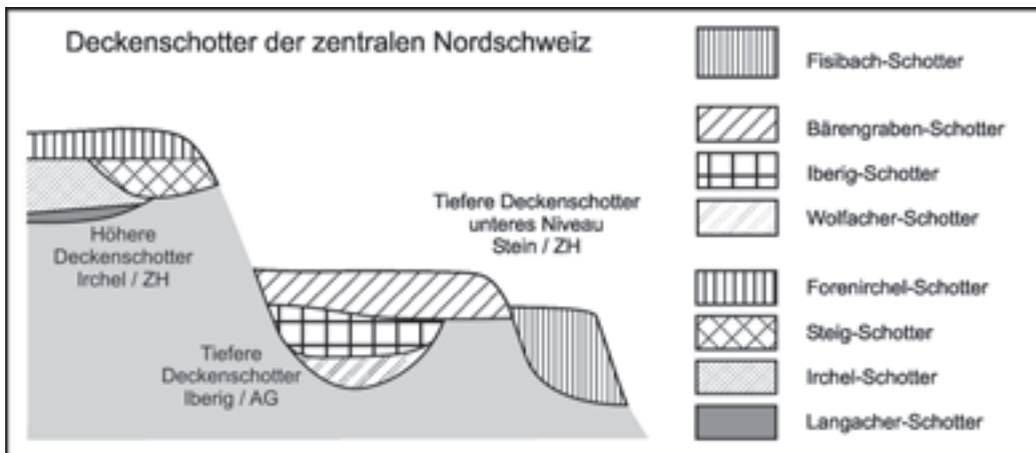


Abb. 2: Aktuelle lithostratigraphische Gliederung der Deckenschotter in der zentralen Nordschweiz (nach GRAF 1993, 2000).

Fig. 2: Current lithostratigraphical subdivision of the Deckenschotter in central northern Switzerland (after GRAF 1993, 2000).

Rheingletschergebietes Deutschlands und damit indirekt mit den weiter östlich gelegenen frühpleistozänen Ablagerungen in Frage kommen.

2 Sedimentpetrographische Methodik

2.1 Geröllzählungen

Im Untersuchungsgebiet wurden 119 Geröllproben zu je 100 Geröllen entnommen. Die Gerölle wurden zerschlagen und den folgenden 16 Geröllklassen zugeordnet (Zählresultate im Anhang 1):

- 1 schwarze alpine Kalke
- 2 dunkelgraue alpine Kalke
- 3 alpine Kieselkalke
- 4 übrige alpine Kalke
- 5 Kalke des Juragebirges
- 6 alpine Dolomite
- 7 mürbe Sandsteine
- 8 glimmerreiche Sandsteine
- 9 Gesteine der mittelländischen Molasse
- 10 übrige alpine detritische Gesteine
- 11 Quarzite
- 12 Hornsteine und Radiolarite
- 13 Gangquarze
- 14 übrige magmatische und metamorphe Gesteine
- 15 grüne magmatische und metamorphe Gesteine
- 16 Marmore, niedriggradige Metapelite und – pschphite (z.T. Grauwacken)

Für das Untersuchungsgebiet hat es sich erwiesen, dass die Art der Probennahme einen sehr großen Einfluss auf die Qualität der Geröllzählungen bzw. deren Vergleichbarkeit untereinander hat. Für eine optimale Probenahme sollte in der Regel eine Sedimentprobe ausgesiebt werden und die Entnahme der benötigten Anzahl Gerölle aus dem Siebgut «blind» erfolgen. Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Sedimente enthalten aber stets (zum Teil grosse Anteile) Dolomitgerölle. Bereits bei relativ wenig fortgeschrittener Verwitterung beginnen diese zu Dolomitasche zu zerfallen. Würde eine solche Probe ausgesiebt, wären die Dolomite

wenn nicht völlig verschwunden, so doch sicher in ihrem prozentualen Anteil in der Probe untervertreten. Aus diesem Grund musste die Probenahme für die vorliegende Arbeit «mit offenen Augen» durchgeführt werden, um bei der Materialentnahme auftauchende Dolomitaschenester zu zählen und zu protokollieren. Es hat sich außerdem herausgestellt, dass matrixfreien Schotterpartien (open work gravels) keine Geröllproben entnommen werden dürfen. Solche Proben haben sich jeweils als praktisch dolomitfrei herausgestellt. Dies wahrscheinlich, weil wegen der hohen Porosität und Permeabilität solcher Schotterlagen die zu Asche zerfallenen Dolomite durch Sickerwasser vollständig eliminiert wurden.

2.2 Schwermineralzählungen

Es wurden 43 Schwermineralproben aus dem Untersuchungsgebiet untersucht. Die Aufbereitung erfolgte mit 10%-iger Essigsäure, um den Apatit in den Proben zu erhalten. Die Proben erwiesen sich oft als äußerst reich an Granat (vgl. Zählungen im Anhang 2). Um relevante Angaben über die Verteilung der übrigen Mineralien in der Probe zu erhalten, wurde bei der Auszählung der Proben jeweils 100 Nicht-Granat-Mineral Körner gezählt und die Zahl der dabei auftretenden Granatkörner gleichzeitig ermittelt.

2.3 Auswertung der petrographischen Daten

Die Vergesellschaftung von Gesteins- bzw. Mineralgruppen in einem eiszeitlichen Lockergestein ist Ausdruck einer komplexen Abfolge von Erosions-, Ablagerungs- und Umlagerungsprozessen. Ein beobachtetes Gesteins- (oder Mineral-) Spektrum geht auf eine Mischung von Gesteinen aus verschiedenen Bereichen des Einzugsgebietes z.B. eines Gletschersystems zurück. Ein genetisches, erdgeschichtliches Verständnis von Geröll- oder Mineralvergesellschaftungen kann daher nur erreicht werden, wenn alle enthaltenen Gesteine oder Mineralgruppen berücksichtigt werden.

Das Ziel der statistischen Analyse der für diese Arbeit erhobenen petrographischen Daten war

das Erkennen der Existenz von verschiedenen Geröll- bzw. Schwermineralfazien und deren Beziehungen untereinander, sowie allenfalls (im lithostratigraphischen Zusammenhang) deren zeitliche Variabilität.

Die Methoden der multivariaten Statistik bieten die Möglichkeit einer objektiven Analyse von grossen Mengen quantitativer Daten, wobei selbst Variablen (Geröllklassen, Schwerminerale) mit generell geringer Individuenzahl berücksichtigt werden. Die Geröll- und Schwermineralzählungen wurden mittels Cluster- und Hauptkomponentenanalysen ausgewertet. Für die nähere Charakterisierung der Methoden sei auf die einschlägige Fachliteratur verwiesen (z.B. DAVIS 1973, DIGBY & KEMPTON 1982, AITCHISON 1986 usw.). Die Analysen wurden mit dem Programm SYSTAT 8.0 durchgeführt. Als Spezifizierungsparameter der Clusteranalyse wurden Euklidische Distanzen und die Cluster-Methode nach WARD (1963) verwendet.

Für die statistische Auswertung der Geröllzählungen wurde das in den Proben enthaltene Lokalmaterial (Gesteine des Juragebirges und mittelländische Molasse) nicht berücksichtigt (für die erdgeschichtliche Interpretation aber sehr wohl), weil deren Beimengung bzw. Gehalt von Schotterlage zu Schotterlage meist stark schwankt und so keine wesentliche Aussage bezüglich der Geröllfazies zulässt. Ebenfalls nicht berücksichtigt wurde der Gehalt an Marmoren und niedriggradig metamorphen klastischen Gesteinen (welche vor allem aus den Bündnerschiefern stammen), weil deren Gehalt stark von der Transportdistanz im fließenden Wasser abhängig ist. So enthalten glaziale oder randglaziale Ablagerungen bis zu 20% dieser Gesteine (z.B. STB39), während sie glazifluvialen Schottern in der Regel fehlen.

Gemäß den Untersuchungen von GASSER & NABHOLZ (1969) und GRAF (in Bearbeitung) spielt bei der Zusammensetzung des Schwermineralspektrums der eiszeitlichen Ablagerungen der Molasseuntergrund im Einzugsgebiet eine entscheidende Rolle. Zwar kann stets ein gewisser Anteil an direkt aus den Alpen stammenden Schwermineralien festgestellt werden (v.a. grüne Hornblenden), der größte Teil der

Schwermineralien stammt jedoch aus den Molasseablagerungen, insbesondere den Sandsteinen der näheren Umgebung einer bestimmten Probenahmestelle.

Im Untersuchungsgebiet ist vor allem die Obere Süßwassermolasse verbreitet. Im Bereich von Schaffhausen tritt die Untere Süßwassermolasse (USM) auf und in einem relativ schmalen Streifen auf dem Cholfirst die Obere Meeresmolasse (OMM). Die OSM kann in drei Fazien eingeteilt werden: im zentralen Bereich die Glimmersande, im S die Ausläufer des Hörnli-Schutfächers und im NW die Jüngere Juranagelfluh. Die Ablagerungen des Hörnli-Schutfächers spielen vor allem auf dem Seerücken eine große Rolle und erstrecken sich als einzelne Lagen bis zum Schiener Berg. Die Jüngere Juranagelfluh kommt lediglich im Bereich Thayngen–Eberfingen vor. Diese OSM-Fazien unterscheiden sich markant im Schwermineralspektrum. Die Glimmersande weisen stets einen auffällig hohen Gehalt an Granat auf (meist über 60 %), wogegen die Ablagerungen des Hörnli-Schutfächers von Epidot dominiert werden. Die Juranagelfluh zeichnet sich durch einen relativ hohen Gehalt an Ultrastabilen (Zirkon, Rutil, Turmalin) aus.

3 Feldbefunde

In diesem Kapitel werden die einzelnen untersuchten Deckenschottervorkommen anhand von eigenen Befunde und Literaturangaben beschrieben. Die erwähnten Örtlichkeiten können Abbildung 3 entnommen, bzw. anhand der im Anhang angegebenen Koordinaten der Entnahmestellen petrographischer Proben lokalisiert werden, sofern diese nicht direkt im Text angegeben sind. Die Lageangaben beziehen sich auf das schweizerische Koordinatensystem. Für Lokalitäten in Deutschland werden zusätzlich die R/H-Werte angegeben. Die Lokalitätsbezeichnungen entsprechen weitgehend denen der Landeskarte der Schweiz 1:25.000. Im Text sind die untersuchten Geröllzählungen in Normalschrift (STM10), die Schwermineralzählungen in Kursivschrift angegeben (STM11). Die Grunddaten und Resultate der Zählungen

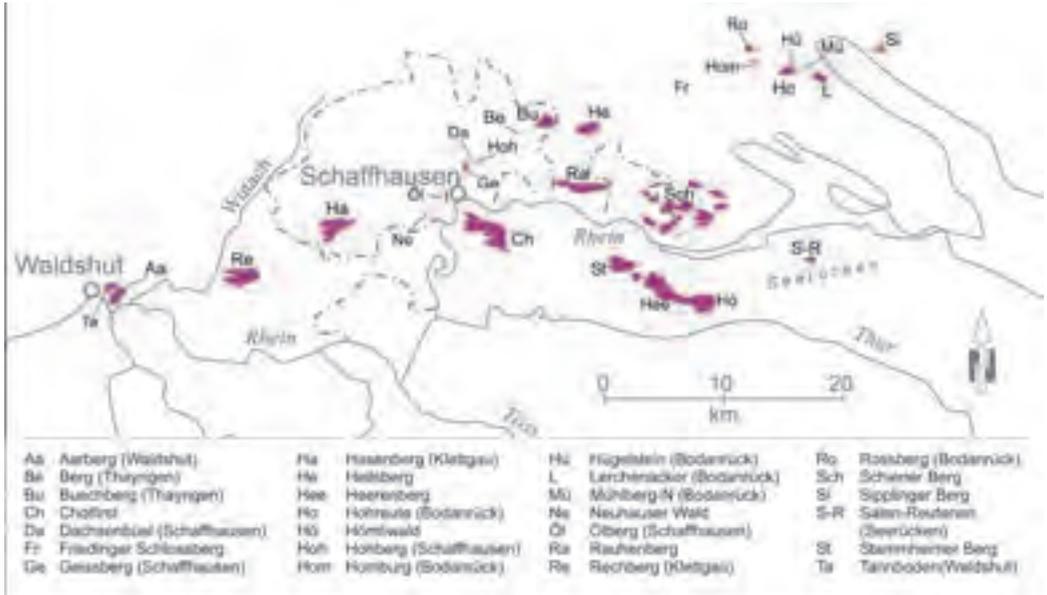


Abb. 3: Die für die vorliegende Arbeit untersuchten Vorkommen von Deckenschottern.

Fig. 3: Occurences of Deckenschotter in the study area.

sind in Anhang 1 (Gerölle) und in Anhang 2 (Schwermineralien) enthalten.

3.1 Deckenschotter vom Hegau bis Schaffhausen

Sipplinger Berg (Verwendete Literatur:

SCHILL (1859), ERB (1934), ERB et al. (1961))

Im Gebiet des Sipplinger Bergs existieren zwei (heute) getrennte Vorkommen von Deckenschottern. Die Geländekante oberhalb des Haldenhofes wird durch verkittete Schotter gebildet, welche in exemplarischer Weise an einen ehemaligen Talhang angelagert sind (tiefste Vorkommen auf ca. 650 m ü.M. 724.150/296.300; R/H: 35°07'350/52°96'425). Heute ist unterhalb des Aussichtspunktes der ca. 30° gegen W geneigte Kontakt zwischen Schotter und Molasse aufgeschlossen (He24, He24). Die Schotter weisen in den tiefsten Abschnitten gekritzte Geschiebe und zerdrückte Gerölle auf. Auf der Hochfläche beim Hochbehälter der Bodenseewasserversorgung kommen vor allem glazigene Ablagerungen vor (einst

aufgeschlossen in der Baugrube des Hochbehälters und in Bohrungen, Auflagerungshöhe ca. 670–685 m ü.M.), welche lokal mit glazifluvialen Schottern vergesellschaftet sind (He23, He23). Die Differenz der Auflagerungshöhe der beiden Sedimentpakete beträgt also mindestens 20 m.

Bodanrück (Verwendete Literatur: ERB

(1934), SCHREINER (1973,1991), PENCK 1896, PENCK & BRÜCKNER 1901–1909)

Die Basis der Deckenschotter rechts des Dettelbaches (Vogelherd–Lerchenacker) liegt in 660 m Höhe, die Mächtigkeit beträgt rund 20 m (He22). Es kommen gekritzte Geschiebe vor. Im Gebiet Hohreute („Mühlberg-Süd“, He27, He27). In den Schottern konnten westliche Paläoströmungsrichtungen festgestellt werden. Im Gebiet Mühlberg-Süd sind möglicherweise zwei verschieden alte Ablagerungen zu unterscheiden. Eine ältere Deckenschottereinheit mit Basis um 650 m ü.M. wird im SW von jüngeren, gletschernah abgelagerten Sedimenten gekappt.

Auf beiden Seiten des Dettelbaches kommen weiter im N zwei rund 50 m tiefer gelegene Deckenschotterrelikte vor. Am H \ddot{u} gelstein (He21) liegen sie auf rund 615 m der Molasse auf (mit gekritzten Geschieben), auf der anderen Seite („M \ddot{u} hlberg-Nord“, He25, He25) liegt der Schotter auf 600 m der Molasse auf.

Rosberg – Homburg (Verwendete Literatur: ERB et al. (1961), SCHREINER (1991))

Die Basis der Schotter liegt auf der E-Seite auf 587 m \ddot{u} .M. (He26, He26). Die M \ddot{a} chtigkeit des Vorkommens betr \ddot{a} gt etwa 20 m. Es enth \ddot{a} lt Lagen aus glazigenen Ablagerungen. Weiter s \ddot{u} dlich kommen drei Relikte verkitteter Schotter vor, die jeweils auf rund 600 m \ddot{u} .M. der Molasse auflagern. Die Felsoberfl \ddot{a} che steigt gegen Westen auf etwas \ddot{u} ber 605 m \ddot{u} .M. an.

Friedinger Schlossberg (Verwendete Literatur: FREI (1912a), SCHREINER (1973))

Unterhalb des Schl \ddot{o} sschens auf dem Friedinger Schlossberg sind oberhalb von 530 m \ddot{u} .M. ca. 13 m m \ddot{a} chtige, verkittete Schotter aufgeschlossen (He28, He28). Oben sind grobe Ger \ddot{o} lle recht h \ddot{a} ufig, vor allem Molassegesteine. Es kommen ausserdem Juliergranit, Amphibolite, Gneise, Flyschsandsteine, alpiner Buntsandstein und Nummulitenkalk vor.

Heilsberg (Verwendete Literatur: FREI (1912a), SCHREINER (1983))

Die Schotter des Heilsbergs erreichen eine M \ddot{a} chtigkeit von gegen 50 m. Im Riedernh \ddot{o} lzle, auf der NE-Seite des H \ddot{u} gels, steigt die Molasse in ihrem Liegenden bis auf \ddot{u} ber 530 m \ddot{u} .M. auf. In einer kleinen Kiesgrube auf der N-Seite (700.375/289.900; R/H: 34'83'350/52'90'375) sind die Schotter bis hinunter auf 510 m \ddot{u} .M. ersichtlich, ebenso in Aufschl \ddot{u} ssen auf der SW-Seite (z.B. in einer alten Kiesgrube, ca. 699.200/289.175, R/H: 34'82'125/52'89'725). Die Schotterbasis liegt auf der S-Seite (Ruine Heilsberg (He13) auf rund 500 m \ddot{u} .M. Bei diesem Vorkommen

k \ddot{o} nnte es sich aber auch um ein versacktes Gesteinspaket handeln.

Buchberg bei Thayngen (Verwendete Literatur: FREI (1912a), HOFMANN (1959, 1967a), SCHREINER (1983))

Die Basis der Deckenschotter liegt im S (Heerenhof, Chapf, He6, He6) bei ca. 515 m \ddot{u} .M. und steigt nordw \ddot{a} rts an. Bei der ehemaligen Lehmgrube auf der E-Seite d \ddot{u} rft sie auf 525 m \ddot{u} .M. liegen (He8, He8). Die Schotter reichen bis auf ca. 545 m \ddot{u} .M. hinauf (M \ddot{a} chtigkeit rund 30 m). Sie enthalten Amphibolite, Hornblende- und Biotitgneise, Muskovitschiefer, Quarzporphyre, Melaphyre, Spilite, Serizitquarzit sowie Flysch- und Molassesandsteine. In der erw \ddot{a} hnten Grube wurden an der Basis der Schotter grosse Basaltbl \ddot{o} cke aus dem Hegau gefunden, ebenso bis zu 1 m durchmessende Kalksandsteinbl \ddot{o} cke aus der Juranagelfluh. In der Sandfraktion ist eine auff \ddot{a} llige Anreicherung an (vulkanischem) Magnetit zu verzeichnen.

Berg bei Thayngen (Verwendete Literatur: SCHALCH (1883), GUTZWILLER (1883))

Der kleine Rest von verkitteten Schottern bei der Lokalit \ddot{a} t Berg s \ddot{u} d \ddot{o} stlich von Thayngen (He1) ist bis auf rund 515 m \ddot{u} .M. hinunter aufgeschlossen. Enthalten sind Phonolith und Basalt aus dem Hegau.

Rauhenberg (Verwendete Literatur: SCHREINER (1973), FREI (1912a))

Die Auflagerungsfl \ddot{a} che der Schotter ist offenbar generell gegen W, evtl. SW leicht geneigt. Am E-Ende ihrer Verbreitung (RHB2, RHB2) reicht die Molasse bis auf 562 m \ddot{u} .M. hinauf, w \ddot{a} hrend etwa 1 km weiter westlich Aufschl \ddot{u} sse bis hinunter auf 550 m \ddot{u} .M. vorkommen (RHB4). Im S reichen die Schotter wahrscheinlich bis auf 540 m \ddot{u} .M. hinunter (verlassene Kiesgrube, RHB6). Die Gel \ddot{a} ndemorphologie l \ddot{a} sst aber die M \ddot{o} glichkeit offen, dass es sich bei dieser Lokalit \ddot{a} t um eine versackte Gesteinspar-

tie handelt. Die Einregelung der Gerölle deutet auf eine Paläoströmungsrichtung nach W bis SW. Im E des Gebietes (701.800/284.550; R/H: 34°84'550/52°85'150) wurden zerdrückte Gerölle festgestellt.

3.2 Schiener Berg

Der Schiener Berg kann als Typusegebiet für die Deckenschotter des gegen W entwässernden Teils des Bodensee-Rheingletschers bezeichnet werden. Spätestens seit FREI (1912a) werden hier Höhere und Tiefere Deckenschotter unterschieden, wobei damals das Schottervorkommen direkt unterhalb der ehemaligen Schrotzburg noch zu den Höheren Deckenschottern gestellt wurde. SCHREINER (1991) gliederte die Schotter in drei Einheiten (Höhere, Mittlere und Tiefere Deckenschotter), welche er in Anlehnung an die Verhältnisse im östlichen Bodensee-Rheingletschergebiet den Eiszeiten Günz, Haslach und Mindel zuordnete. Die für die vorliegende Untersuchung anhand von Literaturangaben, vorhandenen Kartierungen und eigenen Feldbefunden gewonnenen Daten zur Morphologie und Höhenlage der Felsoberfläche, Schüttungsrichtungen glazifluvialer Ablagerungen usw. sind in Abbildung 4 dargestellt. Auf Angaben zur Schotterbasis wird im Text deshalb weitgehend verzichtet.

Schrotzburg – Bohlinger Schlucht

(Verwendete Literatur: GUTZWILLER (1894), PENCK & BRÜCKNER (1901–1909), FREI (1912a), HEIM (1919), ZAUGG (2002), SCHREINER (1965, 1973))

Frühen wurden die ca. 15 m mächtigen Schotter der Ruine der ehemaligen Schrotzburg (Schrotzburg-Schotter, Bezeichnung nach ZAUGG 2002, SBT8; *SBT8*, *SBT17*) zu den Höheren Deckenschottern gestellt. Heute ist bekannt, dass unter diesen Schottern eine maximal ca. 50 m mächtige Abfolge von glazigenen Diamikten (Schrotzburg-Till, Bezeichnung nach ZAUGG 2002) und zuunterst ein bis zu 30 m mächtiger glazifluvialer Schotter (Bohlingen-Schotter, *SBT2*, *SBT2*, *SBT21*) vor-

kommen. Deshalb wird diese Abfolge aktuell zu den Tieferen Deckenschottern gestellt (z.B. SCHREINER 1973).

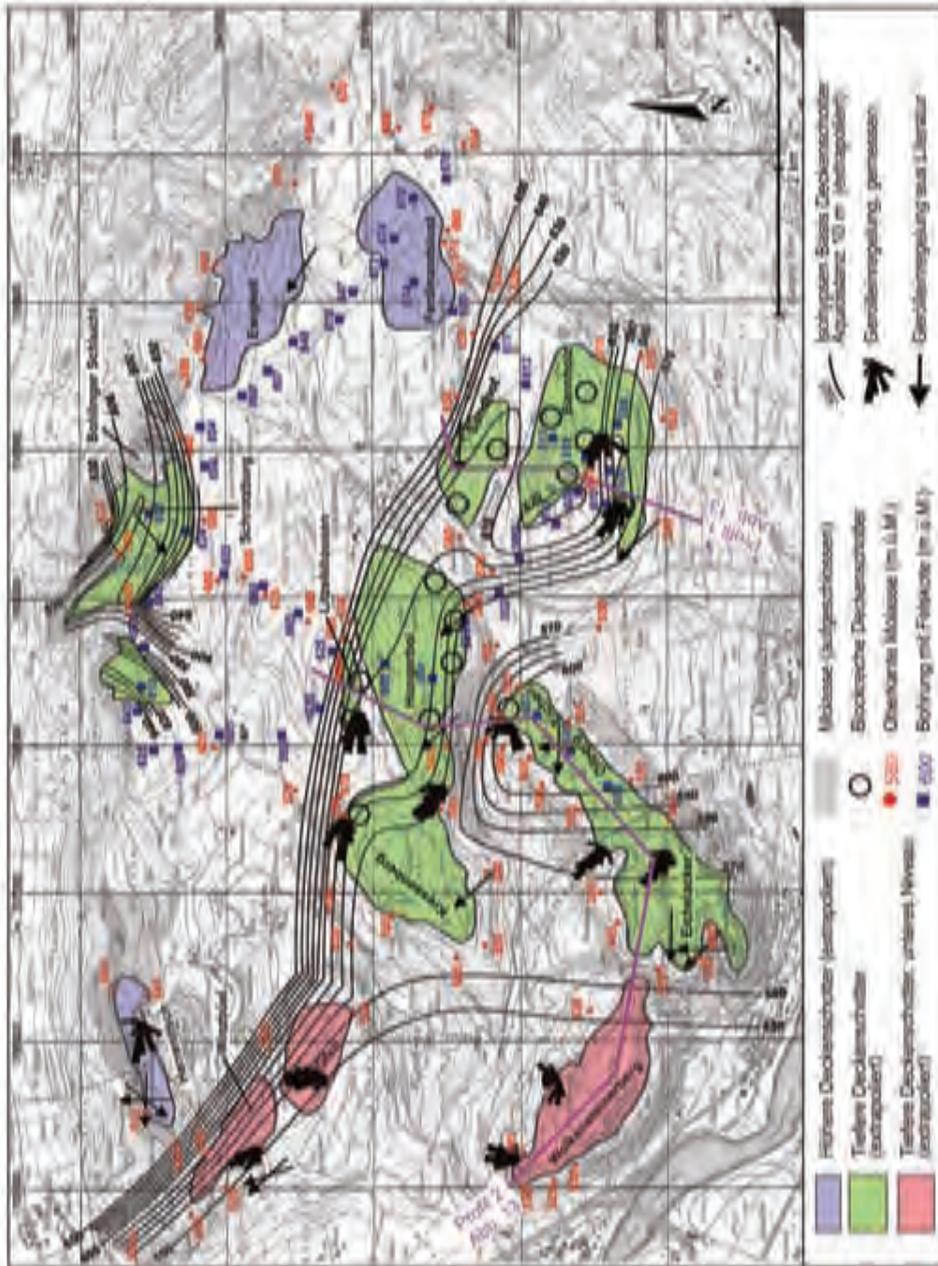
Die Felsmorphologie weist eine klare Rinnenstruktur entlang dem N-Rand des Plateaus auf (Schrotzburg-Rinne), welche sich gegen W möglicherweise in zwei Arme aufspaltet. Der gegen SW abzweigende Arm wurde auf Grund von Seismikbohrungen festgestellt. Diese Rinne weist eine Füllung aus Diamikten von über 50 m Mächtigkeit auf. Auf der rechten Seite davon scheint eine Felsterrasse vorzukommen, auf welcher verkittete Schotter liegen (Mächtigkeit ca. 20 m). Möglicherweise ist diese Felsdepression jünger als der östliche Teil der Schrotzburg-Rinne. Ein Zusammenhang der Diamikte in der abzweigenden Rinne mit dem Schrotzburg-Till in der Hauptrinne kann allerdings nicht a priori ausgeschlossen werden.

Im Hauptteil der Rinne, deren Basis auf etwa 585 m ü.M. liegt, wie auch in ihrem gegen NW verlaufenden Arm besteht die Lockergesteinsfüllung unten aus den Bohlingen-Schottern, die vom Schrotzburg-Till überlagert werden. Den Abschluss des Profils bilden die Schrotzburg-Schotter. Nördlich der Schrotzburg steigt die Molasse wieder bis etwa 630 m ü.M. an (709.525/284.775; R/H: 34°92'350/52°85'250, Grobsand und Hörnli-Nagelfluh).

Weiter nördlich kommt ein kleines Relikt von verkitteten glazifluvialen Schottern vor, welches jenseits des Randes der Schrotzburg-Rinne liegt (709.475/284.800; R/H: 34°92'350/52°85'300). Es ist an einen steilen ehemaligen Hang angelagert (zwischen ca. 605-615 m ü.M.). Seiner Lage außerhalb der Schrotzburg-Rinne deutet darauf hin, dass diese Schotter in einer separaten, vermutlich jüngeren Felsdepression entstanden sind als die Ablagerungen innerhalb der Schrotzburg-Rinne. Die Bohlingen-Schotter sind als typische glazifluviale Schotter zu deuten. Sie weisen eine gegen oben graduell zunehmende Korngrößen auf. Das tiefstgelegene, sicher in situ befindliche Vorkommen von Bohlingen-Schottern kommt in der Bohlinger Schlucht auf einer Höhe von ca. 585 m ü.M. vor. Der Schrotzburg-Till ist nur schlecht aufgeschlossen. Wo

Abb. 4: Die Deckenschotter des Schiener Bergs: Verbreitung, morphostratigraphische Gliederung Felsmorphologie, Paläoströmungsrichtungen, Lage der Profillinien von Abb. 12.

Fig. 4: The Deckenschotter at Schiener Berg: occurrences, morphostratigraphical attribution, bedrock morphology, paleo-current directions, situation of cross-sections in Fig. 12.



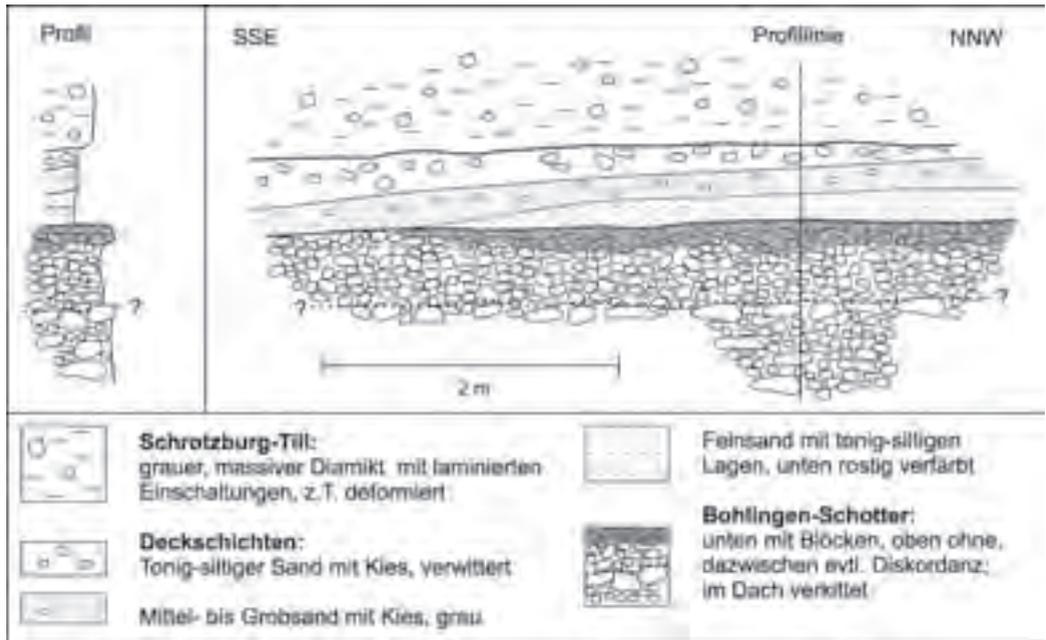


Abb. 5: Skizze des Schurfes in der Bohlinger Schlucht ca. 2 km nördlich von Schienen (709.200/284.650; R/H: 34°92'050/52°85'025).

Fig. 5: Outcrop at Bohlinger Schlucht, some 2 km north of the village of Schienen.

beobachtbar, handelt es sich um graue, matrixgestützte Diamikte; es kommen aber auch fein geschichtete beige Sedimente vor. Diese Indizien sowie die große Mächtigkeit der Einheit lassen darauf schließen, dass hier glaziale Beckensedimente vorliegen. Bei den Schrotzburg-Schottern handelt es sich um sandige Kiese mit schlecht gerundeten Komponenten und zahlreichen gekritzten Geschieben. Sie sind deshalb als gletschernah abgelagerte Sedimente zu deuten. Das Material wurde nach SW geschüttet. Die Schotter enthalten unter anderem Julier-Granit.

In einem Anriss in der Bohlinger Schlucht (709.200/285.650; R/H: 34°92'050/ 52°85'025) war im Winter 2001/2002 der Kontakt der Bohlingen-Schotter zum Schrotzburg-Till aufgeschlossen (Abb. 5).

Die Bohlingen-Schotter sind relativ grobkörnig ausgebildet (SBT37). Im Schurf sind die obersten ca. 70 cm (SBT38) demgegenüber merklich feinkörniger. Über den Schottern folgt eine ge-

gen 0,8 m mächtige Deckschichtenserie. Sie besteht im rechten Teil des Schurfes aus einer Abfolge von tonig-siltigen und feinsandigen Ablagerungen, welche zum Teil eine Feinschichtung (mm-Bereich) aufweisen. Lokal können darin Lagerungsstörungen (Convolute bedding) festgestellt werden. Diese Sedimente sind unten durch Fe- und Mn-Hydroxide intensiv rostbraun bzw. braunschwarz verfärbt. Sie keilen gegen S allmählich aus und werden von grauen, sandigen (z.T. grobsandig-kiesigen) Ablagerungen diskordant überdeckt. Darin ist eine flache Schrägschichtung erkennbar. Es folgt eine gegen S mächtiger werdende Lage (30–50 cm) aus tonig-siltigem, sandigem Kies. Sand- und Feinfraktion sind entkalkt, die Gerölle (darunter auch Kalke) weisen oft Tonhäutchen auf. Im unteren Teil kommen kleine weiße Kalkkonkretionen vor. Die Schotter weisen dort, wo sie von feinkörnigen Sedimenten überlagert werden, zuoberst eine kalzitische Verkittung, eine intensive Imprägnation durch

Fe- und Mn-Hydroxide sowie zahlreiche kleine Kalkkonkretionen auf. Die grobkörnigen Schotter sind bis in eine Tiefe von rund 1,5 m intensiv rostig verfärbt.

Die überlagernde Gesteinseinheit (Schrotzburg-Till) besteht im Wesentlichen aus einem grauen matrixgestützten, relativ kiesarmen Diamikt (SBT39). In einzelnen tonig-siltigen bis feinsandigen Abschnitten lässt sich eine feine Laminierung feststellen. Daneben kommen dünne, oft steil stehende Feinsandlagen vor (Streichen ca. SE-NW). Gekritzte Geschiebe sind zahlreich. Lokal kann die Aufarbeitung der liegenden Ablagerungen festgestellt werden (z.B. anhand des Vorkommens von aus dem liegenden Schotter stammenden kleinen Kalkkonkretionen). Über die Lagerungsdichte des Sedimentes kann keine zuverlässige Aussage gemacht werden, weil es im Aufschluss durch Hangbewegungen, Verwitterung und Vegetation (Wurzeln) aufgelockert war. Einzelne kompakte diamiktische Schollen lassen jedoch eine recht große Lagerungsdichte erahnen, so dass eine Überfahrung durch Gletschereis durchaus möglich ist. Diese könnte gleichzeitig für eine gewisse glazialtektonische Überprägung des Materials verantwortlich sein (steil stehende Sandschichten).

Deckschichtenfolgen, wie sie die Bohlinger-Schotter tragen, sind im Dach von glazifluvialen Schottern häufig zu beobachten. Dies kann einerseits als graduelles Nachlassen der Transportenergie des Flusssystemes gedeutet werden. Andererseits entstehen im Zuge eines Eistrückzuges oft erosive Terrassenflächen, die anschließend nochmals eine Akkumulation erfahren (meist wenige Meter mächtig). Dabei werden die Schotter der vorangegangenen Akkumulation durch eine neue Schotterlage überdeckt (oft erkennbar anhand von Blocklagen oder anhand eines deutlichen Körnungsunterschiedes). Solche jüngere Akkumulationsflächen („Rückzugsterrassen“) können von späten Überschwemmungsereignissen nochmals erfasst werden, was zur Entstehung von sandigen und tonig-siltigen Deckschichten führt. Der deutliche Kontrast in der Körnung zwischen der kiesigen Deckschicht und den unterlagernden Schottern im Aufschluss Bohlinger Schlucht

deutet auf eine solche Rückzugsterrassensituation hin. Die über den fluviatilen Sedimenten folgende Schicht aus vorverwittertem Material ist vermutlich als umgelagerter Hangschutt zu interpretieren. Das Auftreten von Tonhäutchen deutet darauf hin, dass nach der Ablagerung noch eine gewisse pedogenetische Überprägung stattgefunden hat. Ob die oben erwähnten auffälligen Fe- und Mn-Hydroxidimprägnationen sowie die Kalkfällungen (Verkittung und Konkretionen) ebenfalls als pedogenetische Phänomene der gleichen Phase zu deuten sind, kann anhand des Aufschlusses nicht definitiv entschieden werden. Immerhin deutet das Vorkommen von aufgearbeiteten Kalkkonkretionen im Schrotzburg-Till darauf hin, dass diese vor den Diamikten entstanden sind.

In der Bohlinger Schlucht weisen die Bohlinger-Schotter demnach oben eine typische fluviale Rückzugssequenz auf und eine Lage aus Hangschutt auf, die Anzeichen einer gewissen pedogenen Überprägung zeigen. Dies lässt auf einen zeitlichen Hiatus zwischen Bohlinger-Schotter und Schrotzburg-Till schließen. Eine genetisch kontinuierliche, durch einen Gletschervorstoss verursachte Sedimentabfolge dürfte jedenfalls ausser Betracht fallen.

Ferdinandslust, Ewigkeit, Herrentisch

(Verwendete Literatur: SCHREINER (1965, 1973, 1991, 1992a), FREI (1912a))

Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde darauf verzichtet, in Abbildung 4 die Felsoberfläche im Liegenden der Höheren Deckenschotter anzugeben. Die vorhandenen Daten lassen generell auf ein sanftes Absinken der Felsoberfläche von SE nach NW schließen. Während östlich von Ferdinandslust Molasseaufschlüsse bis gegen 680 m ü.M. vorhanden sind, lagern die Deckenschotter im Gebiet Herrentisch auf rund 665 m ü.M. dem Fels auf.

Die Deckenschotter NE von Ferdinandslust sind heute nur entlang dem S-Hang in zwei kleinen Aufschlüssen ersichtlich (SBH4). In einer kleinen Grube auf der Hochfläche (711.500/282.550; R/H: 34°94'450/52°82'725) sind unverkittete, schlecht sortierte Schotter

vorhanden, mit praktisch frischen Dolomitgeröllen. Dabei dürfte es sich um deutlich jüngere kaltzeitliche Sedimente handeln.

Im Gebiet Herrentisch sind die Schotter in einer Kiesgrube auf der SE-Seite des Vorkommens (SBH1, *SBH1*) sowie in mehreren natürlichen Aufschlüssen im NW ersichtlich. In einer Kiesgrube (711.075/283.650; R/H: 34°94'000/52°83'950) wurde eine Strömungsrichtung nach NW ermittelt.

Ein ehemalige kleine Abbaustelle am S-Hang des Herrentischs (705.950/284.550; R/H: 34°88'900/52°85'000) ist heute völlig verstürzt und überwachsen. An einer Wegbiegung östlich davon (SBH3, *SBH3*) ist der Schotter aufgeschlossen. Am N-Hang kann er über eine grössere Strecke beobachtet werden, wo er eine ca. 10 m mächtige Schicht auf der Molasse bildet (SBH2). Die Gerölle sind dominant nach W eingeregelt.

Bannholz–Sandhof

(Verwendete Literatur: SCHREINER (1965, 1991, 1992a), ZAUGG (2002), FREI (1912a))

Nach SCHREINER (1991, 1992a) können im Gebiet Bannholz anhand der Auflagerungshöhen zwei verschieden alte Schotter unterschieden werden („Bannholz-N“ und „Bannholz-S“). Sie sollen durch eine Zone mit Molassegesteinen von einander abgetrennt sein. Im fraglichen Übergangsbereich waren jedoch Anfangs 2002 in etlichen Wurzeltellern verkittete Schotter ersichtlich, die dort offenbar in sehr geringer Tiefe (ohne nennenswerte Bedeckung durch jüngere Ablagerungen) anstehen.

Die Schotter von Bannholz-N sind in den höheren Lagen ausgesprochen reich an groben Geröllen und Blöcken (z.T. über 70 cm Durchmesser) sowie an zerdrückten Geröllen. Dies ist in mehreren verlassenen Gruben ersichtlich (710.400/281.500; R/H: 34°93'275/52°81'850, oder 709.900/281.600; R/H: 34°92'775/52°81'950, SBT15, oder 710.250/281.800; R/H: 34°93'075/52°82'125). Auch im angesprochenen Übergangsbereich zwischen den beiden SCHREINERSchen Schottereinheiten sind solch grobe Gerölle verbreitet.

Im südlichen Bereich des Bannholzes sind die Deckenschotter in einer Kiesgrube aufgeschlossen (SBT9, *SBT9*). Darin kommen Julier und Albula-Granite vor (Paläoströmung nach NW). Die hier heute aufgeschlossenen Schotter bestehen fast ausschließlich aus schräg geschichteten Einheiten. In der Nachbarschaft dieser Kiesgrube liegen mehrere Quelfassungen, die auf einen stauenden Horizont (vermutlich Molasse) auf rund 570 m ü.M. (oder wenig darunter) schließen lassen. Die Schotter reichen bis in eine Höhe von knapp 620 m ü.M. In dieser Höhe befindet sich eine verlassene Kiesgrube (Paläoströmung nach NW). Im obersten Abschnitt (oberhalb von ca. 615 m ü.M.) werden die Schotter auffällig grobkörnig bis blockig.

In einer ca. 400 m westlich vom Unterbühlhof gelegenen, weitgehend verfallenen Kiesgrube (710.475/281.250; R/H: 34°93'300/52°81'575) sind diamiktische Schotter mit gekritzten Geschieben und glazigenen Einschaltungen vorhanden.

Durch einen flachen Taleinschnitt vom Bannholz getrennt, kommen auf dem Hügel westlich vom Sandhof (südlich von Schienen) ebenfalls Deckenschotter vor. In einer verlassenen Kiesgrube im S dieses Hügels (SBT18) ist eine wechselhafte Lockergesteinsabfolge aufgeschlossen, die neben verkitteten Schottern in ausgeprägter Blockfazies auch rein sandige Schichten umfasst. Auf dem höchsten Punkt des Hügels befindet sich eine kleine Kiesgrube (709.950/282.425; R/H: 34°92'850/52°82'775), welche gletschernah abgelagerte, z.T. verkittete Schotter mit einzelnen diamiktischen Lagen aufschließt. Eine ca. 2 m mächtige Lage verkitteter, gut abgerollter Schotter schliesst das Profil ab. Ein weiterer Aufschluss mit blockigem Schotter befindet sich im Böschungsanschnitt der Strasse Öhningen–Schienen.

Litzelshausen – Hungerbol (Verwendete Literatur: SCHREINER (1965), FREI (1912a))

Die Deckenschotter nordöstlich von Litzelshausen lagern an einen alten Hang an. Dessen Verlauf kann anhand von Molasseaufschlüssen



Abb. 6: Skizze der im basalen Bereich der Deckenschotter vom Hungerbol westlich von Schienen aufgeschlossenen fluviatile Sedimente (708.100/282.500; R/H: 34°90'750/52°82'900).

Fig. 6: Outcrop of fluviatile sediments at the base of the Deckenschotter at Hungerbol, west of the village of Schienen.

recht genau angegeben werden (vgl. Abb. 4). Die Schotter sind heute vor allem entlang der Strasse Schienen–Litzelshausen aufgeschlossen (SBT27, SBT27). Es handelt sich dabei um eine eigentliche Blockfazies. Zerdrückte Gerölle sind vorhanden.

Im Gebiet Hungerbol enthalten die Schotter im E, also in den höheren Abschnitten des Profils, zahlreiche Blöcke von bis über 50 cm Durchmesser (Blockfazies, SBT35). Zerdrückte Gerölle sind nicht selten. Gegen W nimmt der Anteil an Blöcken allmählich ab, die Schotter bleiben aber sehr grobkörnig (Paläoströmung nach W bis NW).

Im unteren Abschnitt der Schotter des Hungerbol ist auf rund 585 m ü.M. (Kontakt zu Glimmersanden der Molasse aufgeschlossen)

eine Abfolge von sandigen bis kiesigen Ablagerungen eingelagert (708.100/282.500; R/H: 34°90'750/52°82'900, Abb. 6). Die Abfolge beginnt mit einer ca. 80 cm mächtigen Schotterlage (SBT32, SBT40), welche gegen W (bei sinkender Schotterbasis) bis auf mindestens 4 m anwächst. Darüber folgen rund 2,4 m mächtige siltige Sande von grauer Farbe. In den obersten 80 cm sind die Sande fast siltfrei und locker, während im unteren Abschnitt das Material kompakt und recht hart ist. Eine horizontale Schichtung ist nur im oberen Abschnitt zu erkennen. Die Sedimente enthalten Schnecken- und Schalenreste. Darüber folgt eine ca. 70 cm mächtige Schotterlage, die relativ viel aufgearbeitetes Geröllmaterial («Verwitterungsscherben») enthält. Ihr oberster Abschnitt (ca. 5–10 cm) ist stark verkittet und

weist Fe- und Mn-Hydroxid-imprägnationen auf. Über den Schottern folgen maximal 1,8 m mächtige siltige Sande, die im obersten Abschnitt ein Lage aus siltigem Ton tragen. Lokal ist eine horizontale Schichtung erkennbar. Es sind wiederum Schneckenschalen enthalten. Die Sande sind durch Fe- und Mn-Hydroxide lagig rostig oder dunkelbraun verfärbt (manchmal eine schräge Schichtung vortäuschend). Die obersten rund 30–50 cm sind entkalkt. Die gesamte Abfolge wird durch relativ grobkörnige Schotter überlagert, welche in den untersten 2 m aufgearbeitetes Material der liegenden feinkörnigen Serie enthalten (SBT26, *SBT26*).

Die Deckenschotter vom Hungerbol enthalten offenbar eine recht mächtige Abfolge von fluvialen Sedimenten. Die Ablagerungsdynamik war zur Zeit ihrer Ablagerung stark von der üblichen eiszeitlichen Dynamik verschieden. Sie entstanden während einer Phase mit stark reduzierter Wasserführung in der Hungerbol-Rinne. Die Entkalkung ihres obersten Abschnittes sowie die in den hangenden Schottern fehlenden Eisen- und Manganhydroxidimprägnationen lassen an eine pedogentische Überprägung denken, ebenso die konkretionären Kalkausscheidungen in den Schotterlagen. Möglicherweise dokumentieren diese Ablagerungen eine temperierte Phase während der Deckenschotterbildung.

Kressenberg, Eichelacker–Ölberg–Eichen

(Verwendete Literatur: HOFMANN & HANTKE (1964), FREI (1912a), GEIGER (1943), SCHREINER (1965))

Die Auflagerungsfläche der Deckenschotter des Kressenbergs steigt von S gegen N (SBT31, *SBT31*, SBT34) an. Dort enthalten sie Lagen mit Geröllen von z.T. über 50 cm Durchmesser (z.B. beim Eingang der Grube bei 707.575/283.050; R/H: 34°90'475/52°83'400, Paläoströmung nach W).

Die Auflagerungsfläche der Schotter des Plateaus von Eichelacker–Ölberg–Eichen steigt generell von SW nach NE an. Einregelungsmessungen ergaben Schüttungsrichtungen nach W bis NW. Ein kleiner Aufschluss auf der W-Seite zeigt Schotter mit nordwestlicher

Schüttungsrichtung (SBT36). Ganz im N enthalten die Schotter in ihrem unteren Abschnitt mehrere Lagen mit auffällig grossen Geröllen (SBT33, Durchmesser z.T. über 50 cm, alpines Material und Molassesandsteinknauer). Die Schotter wurden dort gegen W geschüttet.

Wolkensteiner Berg, Gfell, Winzbüel

(Verwendete Literatur: HÜBSCHER (1961), FREI (1912a), SCHREINER (1991))

Am Wolkensteiner Berg ist es wegen mächtiger Block- und Hangschuttmassen sehr schwierig, Geometrie und Höhenlage der Auflagerungsfläche der Deckenschotter zu rekonstruieren. Ausser in einer verlassenen Kiesgrube (SBT22) liegen heute am S-Hang keine Aufschlüsse unterhalb von 580 m ü.M. vor. Im E (Zieglerhäuli) liegt findet sich Molasse bis auf rund 575 m ü.M. Der am tiefsten gelegene Deckenschotteraufschluss (eine kleine, verlassene Kiesgrube) befindet sich Am N-Hang sind in einer verlassenen Kiesgrube (SBT6, *SBT6*) Schotter bis auf rund 550 m ü.M. hinunter ersichtlich. Die Basis der Schotter dürfte noch etwas tiefer liegen (vielleicht rund 540 m ü.M.). Die Paläoströmung war nach N bis NW gerichtet.

Die Deckenschotter im Gebiet von Gfell und Winzbüel SE von Ramsen erstrecken sich etwa bis zur Lokalität Widem. Weiter im N (beim Eichholz) kommen zwar immer wieder verkittete Schotter vor, diese sind aber als verschleppte Blöcke innerhalb einer jüngeren glazigenen Ablagerung zu deuten. In der Kiesgrube im Gfell (SBT25) wie am Winzbüel (SBT24, *SBT24*) kommen einzelne feinanteilreichere Lagen vor. Die Paläoströmung war gegen N bis NW gerichtet.

3.3 Seerücken bis Stammerberg

Gebiet von Salen-Reutenen (Verwendete

Literatur: FRÜH (1910), ZAUGG (2001), HANTKE (1962), BÜCHI + MÜLLER AG (1982), ERB (1934), FREI (1912b), PENCK & BRÜCKNER (1901–1909), GEIGER (1943))

Die Schotter von Salen-Reutenen sind südlich

der Straße Salen–Reutenen auf einer Fläche von rund 2 x 1 km verbreitet und erstrecken sich nördlich davon bis zur Geländekante, welche die Hochfläche von Reutenen gegen N begrenzt. Die Auflagerungshöhe der Schotter beträgt im Allgemeinen ca. 695–705 m ü.M., sinkt aber ganz im S unter 685 m ü.M. Auch weiter westlich, im Gebiet Heidenwald kommen verkittete Schotter vor, die in einer Höhe von ca. 660 m ü.M. der Molasse auflagern. Ob diese mit den östlichen Vorkommen zu verbinden sind, ist anhand der Aufschlussverhältnisse unklar.

In der alten Kiesgrube südlich von Reutenen (STM3, STM3, STM4) weisen die Schotter eine ausgeprägte Schrägschichtung auf (Mächtigkeit über 6 m). Unter den Gesteinen kommen aplitische Gneise, Amphibolite, Glimmerschiefer, Quarzdiorit und Julier-Granit vor. Das Schüttungszentrum dürfte recht nahe gelegen haben, sind die Komponenten doch schlecht gerundet und es kommen gekritzte Geschiebe vor. Ein kleiner Aufschluss am Schnäggbüel (STM13) zeigte ebenfalls Schrägschichtung, wobei die Aufschlussverhältnisse aber keine Aussage darüber zulassen, ob es sich bei dieser Schichtung lediglich um ein kleinräumiges Phänomen oder insgesamt um eine deltaartige Ablagerung handelt. Anhand von diesen beiden Lokalitäten allein darf aber nicht davon ausgegangen werden, dass das gesamte Schottervorkommen von Salen-Reutenen eine Deltaablagerung darstellt. Im Gebiet Heidenwald ist keine Deltaschichtung in den Schottern festzustellen, sondern eine horizontal gelagerte Fazies mit grossen Blöcken (z.T. gekritz). Insgesamt weisen die Schottern eine Schüttung nach N bis W auf.

Stammerberg–Heerenberg–Hörnliwald

(Verwendete Literatur: HOFMANN (1967b), FRÜH (1910), BÜCHI + MÜLLER AG (1993, 1999), HALDIMANN & FREY (1991), PENCK (1896), FREI (1912a), GEIGER (1943), HEIM (1919), BECK (1933))

Die für die vorliegende Untersuchung anhand von Literaturangaben, vorhandenen Kartierungen und eigenen Feldbefunden gewonnenen

Daten zur Morphologie und Höhenlage der Felsoberfläche, die Schüttungsrichtungen glazifluvialer Ablagerungen usw. sind in Abbildung 7 dargestellt.

Die Deckenschotter des Hügelzuges zwischen Herdern im Kanton Thurgau und dem zürcherischen Stammheim sind nur an relativ wenigen Stellen aufgeschlossen, weshalb über den internen Aufbau der Ablagerungen nur punktuelle Angaben vorliegen. Ihre größte nachweisbare Mächtigkeit erreichen sie im NW, wo sie rund 45 m messen. Nur an wenigen Stellen ist eine Ermittlung der Paläoströmungsrichtung der Schmelzwässer möglich. Sie ergeben generell eine Schüttung nach WNW. Entsprechend der geringen Datendichte ist ihre Auflagerungsfläche auf den Molasseschichten schwierig zu rekonstruieren (vgl. Abb. 7). Die vorhandenen Daten deuten auf eine Gliederung in zwei Rinnenstrukturen hin, die sich im Gebiet Stammerberg vereinigen. Die eine Rinnenstruktur dehnt sich über das Gebiet Hörnliwald und Heerenberg bis hin zum Stammerberg aus. Die Felsoberfläche liegt am N-Rand des Hügels allgemein tiefer als im S. Der südliche Rand dieser flachen Rinne ist oberhalb von Nussbaumen angedeutet. Auf dem Stammerberg scheint zusätzlich eine zweite, etwas engere Rinnenstruktur zu existieren, welche von SE her einmündet. Auf Grund der Aufschlussverhältnisse wäre ihre Fortsetzung wahrscheinlich im Gebiet Vorder Hütten (ca. 702.000/278.300) zu suchen (auf Abb. 7 so angegeben), wo mehrere Quellen auf rund 560 m ü.M. im Molassefels gefasst sind.

Im Gebiet zwischen Oberstammheim und Nussbaumen im S und Kaltenbach im N kommt eine markante Felsdepression vor (Abb. 7). Eine Seismikbohrung durchfuhr hier zunächst rund 26 m mächtige, überwiegend feinkörnige Diamikte. Entsprechende Ablagerungen sind im Tobel südlich des Huebhofs (705.000/277.500) aufgeschlossen. Darunter folgen bis in etwa 35 m Tiefe (344 m ü.M.) teilweise verkittete, wahrscheinlich glazifluviale Kiese (deren Verbreitung wurde in Abb. 7 bewusst schematisch kreisrund angegeben, weil bisher keine weiteren Belege für diese Schot-



Abb. 7: Die Deckenschotter im Gebiet Stammerberg–Hörnliwald: morphostratigraphische Gliederung, Felsmorphologie, Paläoströmungsrichtungen.

Fig. 7: The Deckenschotter in the Stammerberg–Hörnliwald area: morphostratigraphical attribution, bedrock morphology, paleo-current directions.

ter vorliegen). Diese Kiese werden von einer rund 34 m mächtigen Abfolge von eiszeitlichen Beckenablagerungen (evtl. mit glazigenen Einschaltungen) unterlagert. Die Molasse wurde auf 510 m ü.M. erreicht. Die auf Abbildung 7 dargestellte Felsmorphologie beruht auf der erwähnten Deutung der untersten Lockergesteinseinheit als glaziale Beckensedimente. Die Felsaufschlüsse lassen die Interpretation zu, dass sich dieses Becken von S her in den Hügel hinein erstrecken, diesen aber nicht vollständig durchstossen würde. Für ein von N einmündendes Becken scheint zu wenig Platz zu sein (was aber anhand der schmalen Datenbasis nicht als gesichert betrachtet werden darf). Die auf den Beckensedimenten auflagernden Schotter dürften daher, ausgehend von der oben skizzierten Interpretation der Felsdepression, gegen N oder NNE geschüttet worden sein, also in Richtung des westlichen Teils des Schiener Bergs.

Zum Alter dieses postulierten glazialen Beckens liegen bisher keine Angaben vor. Im angrenzenden Stammheimer Tal und auch im Thurtal sind ausgedehnte glaziale Becken bekannt, welche wahrscheinlich in den Komplex der Hoch- und Niederterrassen zu stellen und somit jünger als die Deckenschotter sind. Weil das Becken auf dem Stammerberg aus geomorphologischer Sicht (Höhenlage, Geometrie) nur schwer in den Kontext dieser Becken passt, wird vorläufig von einem höheren Alter ausgegangen und eine Zugehörigkeit zu den Deckenschottern angenommen.

In den Schottern des Stammerbergs (früher als Hohenegg bezeichnet) kommt eine Lage mit glazigenen Sedimenten vor (wahrscheinlich 702.550/278.875). An einer benachbarten Stelle wurde eine Lage mit gekritzten Geschieben festgestellt.

Für den Bereich des Hörnliwaldes konnte GEIGER (1943) eine Gliederung der Deckenschotter aufzeigen. Er unterschied zwei verschiedene Schüttungen. In der ehemaligen Kiesgrube am Boll nördlich von Kalchrain (709.300/274.300) war eine untere Schottereinheit aufgeschlossen, deren oberster Bereich stark zementiert war und zudem Gletscherschliffe aufwies. Darüber waren blockige Schotter aufgeschlossen. Er deu-

tete diese Sedimentabfolge als Gletschervorstossfazies, wobei das Eis bis mindestens über Kalchrain hinaus vorgestossen wäre. Ein grösserer zeitlicher Hiatus kann seiner Meinung nach aber nicht ausgeschlossen werden. Die tieferen Anteile der Deckenschotter sind heute noch in einer ehemaligen Kiesgrube nördlich der Buechhalde (610 m ü.M., STM5) aufgeschlossen und entsprechen dem von GEIGER (1943) angegebenen Bild der unteren Schotter. Ebenso diejenigen der ehemaligen Kiesgrube am Heerenberg (708.575/275.100, 605 m ü.M.). Die oberen, blockigen Schotter waren auch in der ehemaligen Kiesgrube südwestlich des Berghofs aufgeschlossen („Kleebeck“, STM14). Es dürfte sich um gletschernah entstandene (feinanteilreiche, schlecht sortierte) Schotter handeln, welche Julier-Granit sowie vielleicht aus dem Adula-Gebiet stammenden Muskovitgneis enthalten.

Die Verhältnisse auf dem Stammerberg veranlassten BECK (1933) von zwei Gletschervorstössen, einem älteren Herdern-Vorstoß und einem jüngeren Stammheimer Vorstoß zu sprechen. Der ältere wäre demnach für die Entstehung der unteren Schotter verantwortlich, welche nach ihrer Verkittung beim späteren Stammheimer Vorstoß von Eis überfahren worden wären.

3.4 Gegend um Schaffhausen, Klettgau

Cholfirst (Verwendete Literatur: FREI (1912a), BÜCHI + MÜLLER AG (2002), HUG (1907))

Die Auflagerungsfläche der Deckenschotter des Cholfirsts senkt sich allgemein von SE nach NW (Abb. 8). Im Bereich Hinterer Stich (ca. 693.000/280.200) steigt die Molasse bis auf rund 540 m ü.M. an. Dadurch ergibt sich für die Felsmorphologie das Bild einer flachen Rinne im SE des Cholfirsts (Basis etwas über 530 m ü.M.). Die südliche Begrenzung dieser Rinne ist von der im Bereich des Vorderen Hörnli oberhalb von Benken markant ansteigenden Molasse markiert. Im Gebiet Hinterer Stich ist eine Hochzone vorhanden, die gegen N in eine zweite Rinne mit Basis unter 500 m ü.M. übergeht. Diese Gliederung der Auflagerungsfläche

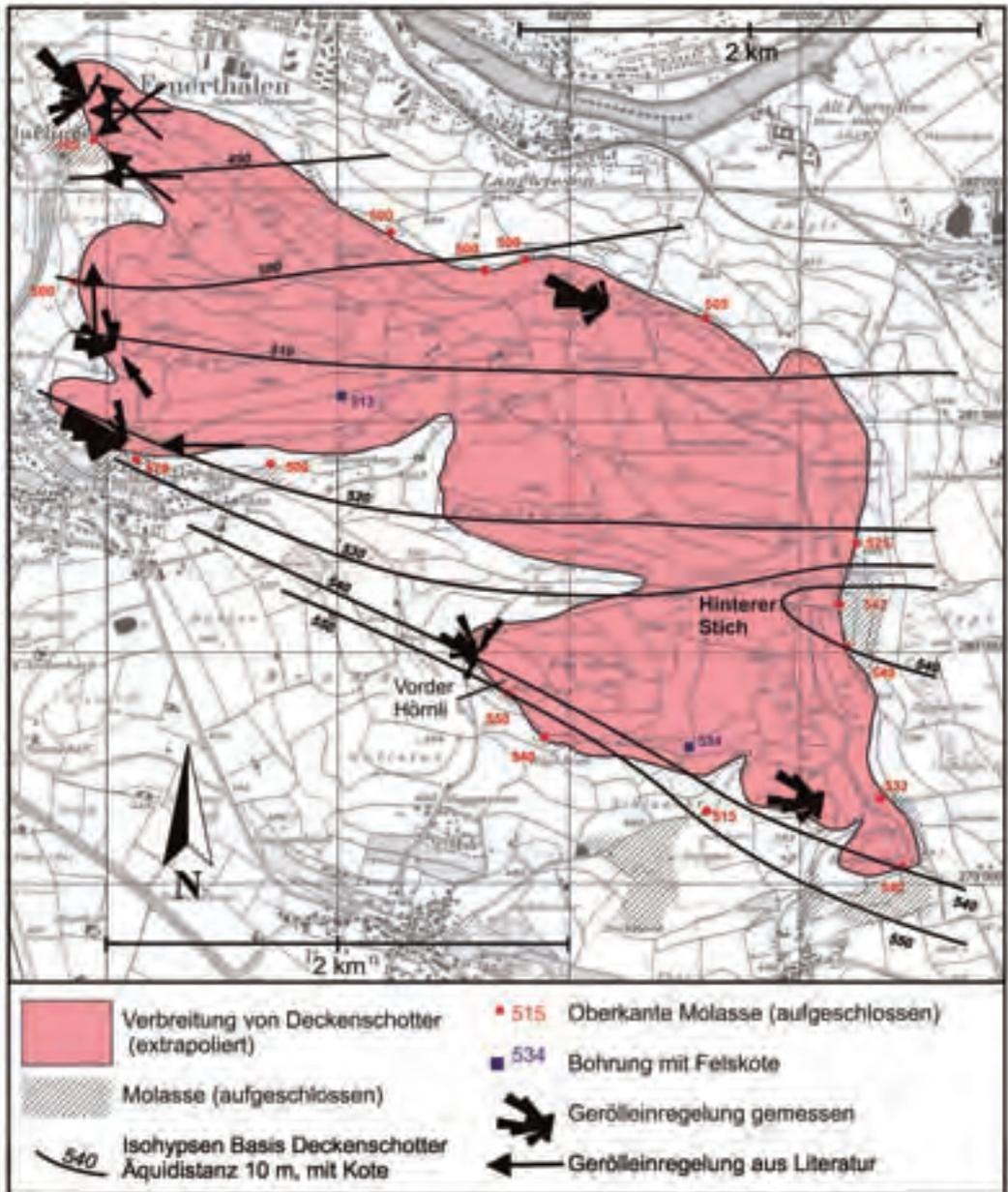


Abb. 8: Die Deckenschotter vom Cholfirst. Felsmorphologie, Paläoströmungsrichtungen.

Fig. 8: The Deckenschotter at Cholfirst: bedrock morphology, paleo-current directions.

verschwindet gegen W. Die tiefste Lage der Schotterbasis liegt südwestlich von Feuerthalen bei rund 480 m ü.M. Bei den Schottern handelt es sich um glazifluviale Schotter, die weder auffällige Groblagen noch Einschaltungen von glazigenen Sedimenten oder Feinsedimenten aufweisen. Die Einregelung der Schotter lässt generell auf eine Paläoströmung des Schmelzwassers nach WNW bis NW schließen.

**Hohberg, Dachsenbühl, Geissberg;
Ölberg-Galgenbuck, Neuhauserwald**

(Verwendete Literatur: FREI (1912a), HÜBSCHER (1961), HOFMANN (1981), MBN AG (2004), PENCK (1896), VERDERBER (1992))

Auf dem Hohberg sind die Deckenschotter vor allem auf der SE-Seite aufgeschlossen, z.B. in einer kleinen ehemaligen Abbaustelle (He12). Die maximal etwa 20 m mächtigen Schotter dürften auf rund 500 m ü.M. dem Fels aufliegen. Die Einregelung der flachen Gerölle deutet auf wechselhafte Paläoströmungsverhältnisse mit einer Dominanz nach S.

Auf dem Dachsenbühl (ca. 690.650/286.450) sind keine Aufschlüsse vorhanden, einzig kleine Blöcke verkitteten Schotters deuten darauf hin, dass hier ein Deckenschottervorkommen existieren könnte.

Auf dem Geissberg weist die Auflagerungsfläche der Deckenschotter ein deutliches Gefälle nach SE auf, welches auf einen alten, etwa NNE–SSW verlaufenden Talhang aus Malmkalk hindeutet. Etwa in der Mitte des nordöstlichen Hanges (690.050/286.375) kann das Ansteigen des Kalkes auf kurzer Distanz beobachtet werden. Im SE des Hügels liegt die Basis der etwa 20 m mächtigen Schotter unter 500 m ü.M. Auf dem Hügel beim Kantonsspital, dem Rundbuck (He16), ist ein Deckenschotterrest vorhanden, dessen Mächtigkeit 5 m kaum übersteigen dürfte. Seine Untergrenze liegt wahrscheinlich bei etwa 500 m ü.M.

Entlang des E-Randes des Engewaldes sind zwischen dem Ölberg bei Schaffhausen und der Hohfluh bei Neuhausen tiefere Deckenschotter verbreitet. Aufschlüsse sind vor allem im südlichen Bereich bis auf rund 490 m hin-

unter vorhanden. Die Einregelung der flachen Gerölle lässt auf eine Paläoströmung nach W schließen (He11).

Ein Relikt verkitteter Schotter befindet sich im Bereich der Kulmination des Buechbüel im Neuhauserwald (KLH1). Die Höhenlage der Untergrenze der Schotter kann anhand der existierenden Aufschlüsse (zwei ehemalige Kiesgruben, 687.050/282.275 und 687.125/282.475) auf wenig unter 550 m ü.M. geschätzt werden. Die Mächtigkeit der Ablagerung beträgt demnach etwa 15 m. Die Einregelung der flachen Gerölle belegt eine Paläoströmung nach WSW.

Hasenberg–Spitz, Rechberg, Gegend um

Waldshut (Verwendete Literatur: VERDERBER (1992), HOFMANN (1981), FREI 1912))

Die Deckenschotter des Gebietes Hasenberg–Spitz grenzen im SE an die Gesteine des Doggers an. Sie lagern in diesem Bereich möglicherweise einer rinnenrandlichen Verflachung mit Basis um 465–470 m ü.M. auf, was auch für die Schotter der Kniebreche östlich des Hasenbergs gilt. Gegen NW senkt sich die Basis dann um rund 20–30 m ab. Aufschlüsse östlich des Hofes Haslach und beim Hungerbüel zeigen, dass die Basis auf 445 m ü.M. liegen könnte. Am W-Ende des Hasenbergs müsste sie sich gar unter 440 m ü.M. befinden (z.B. KLT5).

Die Auflagerungshöhe der Deckenschotter vom Rechberg kann entlang des Südhangs auf ca. 435–440 m ü.M. gut abgeschätzt werden (Auflagerung auf Dogger). Die tiefstgelegenen Schotteraufschlüsse befinden sich im Gebiet Winterhalden südlich von Willmendingen (KLT14, KLT14) auf rund 425 m ü.M., also auf der nördlichen Seite des Hügels. Weiter gegen N steigt die Sohle allmählich an, und etwa auf der Höhe von Schwerzen enden die Schotter entlang einem etwa E–W streichenden alten Talhang. Eine Rohstoffbohrung (671.575/276.750; R/H: 34°54'320/52°77'830) erreichte den Opalinus-Ton auf 432 m ü.M. Aus diesen Angaben lässt sich eine leicht rinnenförmige Eintiefung der Deckenschotterbasis in

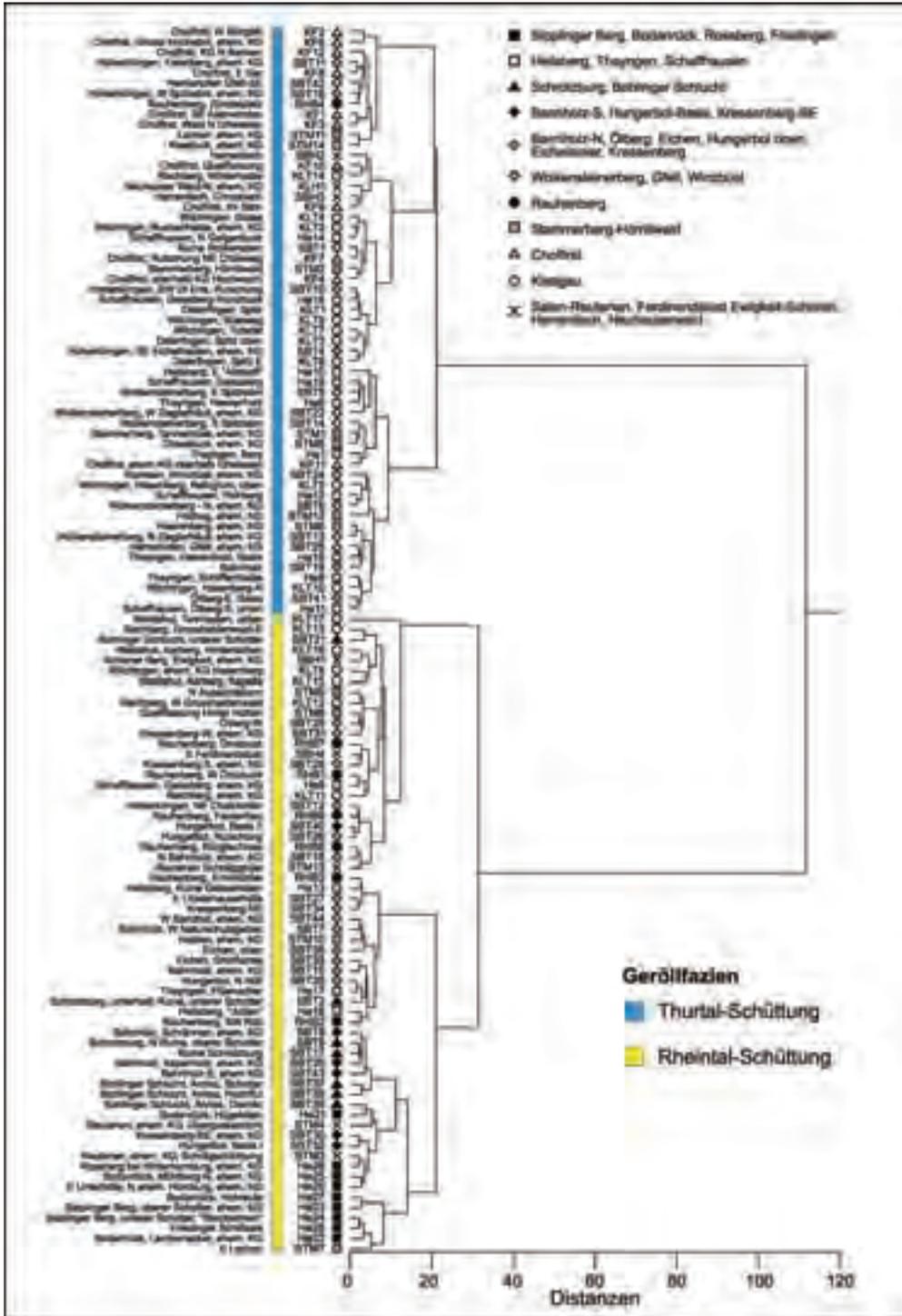


Abb. 9: Dendrogramm der Clusteranalyse aller Geröllzählungen aus dem Untersuchungsgebiet.

Fig. 9: Cluster analysis dendrogram of all gravel component countings in the study area.



Abb. 10: Punktwolkendarstellung der Hauptkomponentenanalyse aller Geröllzählungen aus dem Untersuchungsgebiet. Dargestellt sind die zweite und dritte Hauptkomponente.

Fig. 10: Scatter plot of the principal component analysis of all gravel component countings in the study area. The 2nd and 3rd principal components are illustrated.

die mesozoischen Gesteine ableiten, mit einer Rinnenachse ungefähr entlang dem Hügelzug Rechberg–Sommerhalde.

Nordöstlich von Waldshut können drei Deckenschotter-Einheiten unterschieden werden. Die höchstgelegenen Schotter (Tannboden-Oben) weisen einen aberranten Habitus auf. Sie sind relativ grobkörnig ausgebildet mit außergewöhnlich grossen Hohlräumen (Durchmesser bis 20 cm). In der sandigen Matrix kommen zahlreiche rote und braunrötliche Tonsteinklasten vor, bei denen es sich um aufgearbeitetes Lokalmaterial aus dem Keuper handeln dürfte. Diese Schotter lagern auf rund 450 m ü.M. dem Oberen Muschelkalk auf (Aufschluss 659.450/275.750; R/H: 34°42'150/52/77°125). Die Schotter vom Tannboden-Unten (KLT17) dürften auf rund 420 m ü.M. dem Oberen Muschelkalk auflagern, wobei dies wahrscheinlich nicht der Höhe der Rinnenbasis entspricht, welche noch einige Meter tiefer zu vermuten

ist. Die Schotter des Aarbergs (KLT15, KLT15, KLT16) lagern auf 405–410 m ü.M. dem Mesozoikum auf.

4 Resultate der sedimentpetrographischen Untersuchungen

4.1 Geröllzählungen

Das Dendrogramm der Clusteranalyse (Abb.9) zeigt eine Gliederung der Proben in zwei Cluster. Eine Aufgliederung der Proben nach ihrer geographischen Herkunft zeigt, dass alle Proben aus dem Hegau östlich und nördlich des Schiener Bergs im untersten Teil des unteren Clusters zu finden und untereinander sehr ähnlich sind. Sehr ähnlich sind auch die Proben aus dem Gebiet Schrotzburg–Böhlinger Schlucht sowie jene von Bannholz-S, Hungerbol-Basis und Kressenberg-SE. Die Proben vom Cholfirst liegen im obersten Abschnitt des oberen Clus-

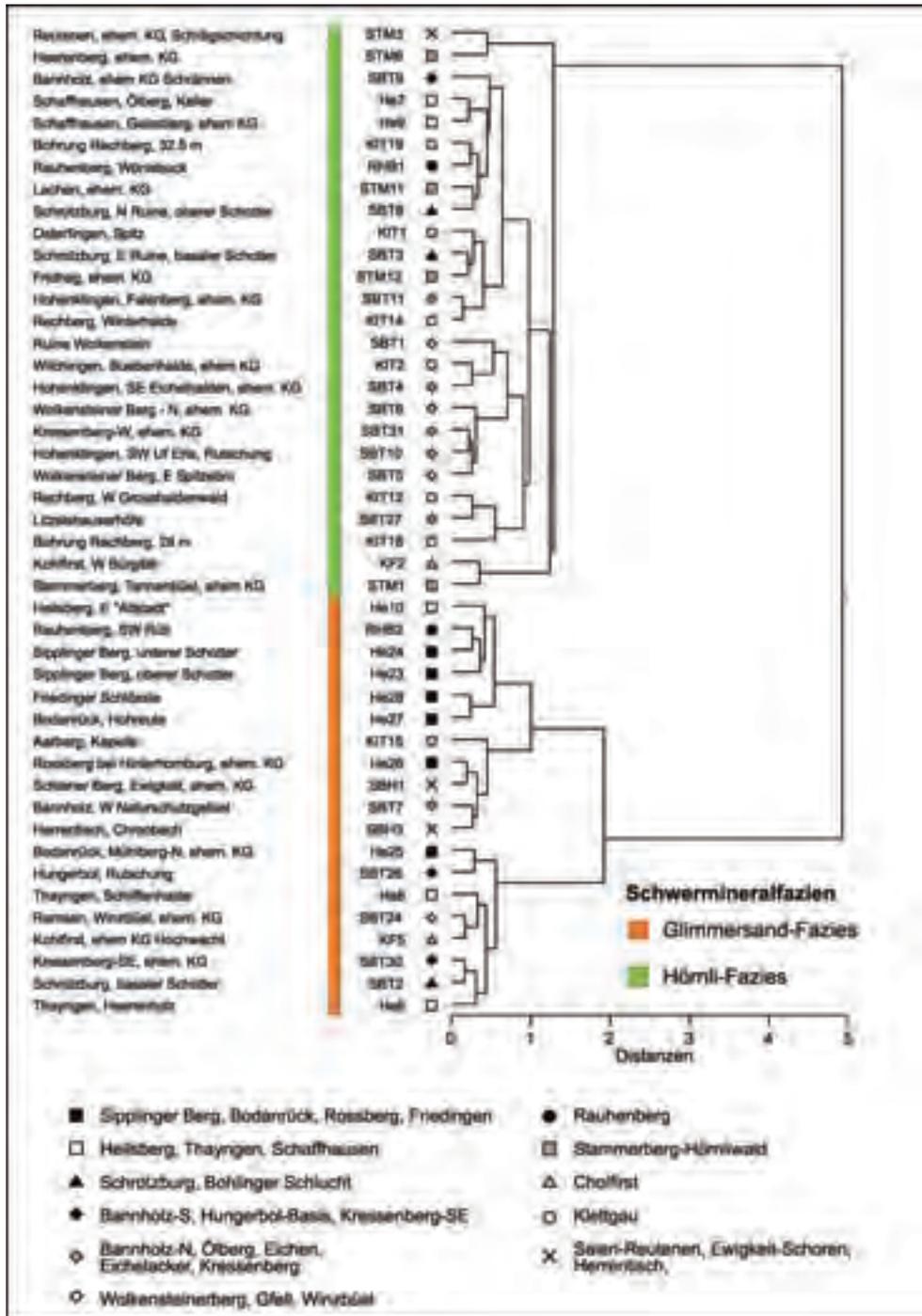


Abb. 11: Dendrogramm der Clusteranalyse aller Schwermineralzählungen aus dem Untersuchungsgebiet.

Fig. 11: Cluster analysis dendrogram of all heavy mineral countings in the study area.

ters, wo sie mit Proben vom Stammerberg und vom westlichen Teil des Schiener Bergs vergesellschaftet sind. Die restlichen Proben vom Schiener Berg sind vorwiegend im unteren Cluster vertreten, während im oberen die meisten Proben aus dem Klettgau und dem westlichen Hegau (inkl. Gebiet um Schaffhausen) vertreten sind. Eine Probe (STM7, zuunterst im Dendrogramm) passt nicht in dieses grobe Bild, worauf unten eingegangen wird.

Die Hauptkomponentenanalyse (Abb. 10) zeigt ein sehr ähnliches Bild, wobei die Proben aus dem östlichen Hegau und diejenigen vom Cholfirst gewissermassen die Endglieder einer Mischreihe darstellen. Die erwähnte Probe STM17, welche eine aberrante Einordnung im Dendrogramm aufweist, wurde von der Hauptkomponentenanalyse in den Übergangsbereich der beiden Endglieder der Mischreihe gestellt. Diese statistische Aufgliederung des Datenmaterials erlaubt es, zwei Geröllfazien zu identifizieren. Die eine ist im östlichen Hegau am klarsten ausgebildet, die andere auf dem Cholfirst. Der augenfälligste Unterschied der beiden Fazien liegt im Dolomitgehalt. Während er bei den Proben aus dem Hegau nur wenige Prozente beträgt, liegt er bei jenen vom Cholfirst bei mindestens 20% (Maximum 37%). Dieser klare Unterschied beruht höchstwahrscheinlich auf der Zufuhr von aufgearbeitetem Geröllmaterial aus den Nagelfluhen des tertiären Hörnli-Schuttfächers, welche sich durch einen hohen Anteil an Dolomitgeröllen auszeichnen. In Anlehnung an die heutigen Talverhältnisse in der Nordostschweiz sollen diese beiden Geröllfazien als Rheintalschüttung (v.a. östlicher Hegau) bzw. Thurtalschüttung (v.a. Cholfirst) bezeichnet werden.

4.2 Schwermineralzählungen

Das Dendrogramm der Clusteranalyse (Abb. 11) zeigt eine Aufteilung in zwei Gruppen. Eine Aufgliederung der Proben nach ihrer geographischen Herkunft zeigt, dass alle Proben aus dem Hegau östlich und nördlich des Schiener Bergs im unteren Cluster zu finden sind, ebenso die Proben vom Buechberg bei Thayngen

und Heilsberg bei Eberfingen sowie die Proben aus den Höheren Deckenschottern vom Schiener Berg. Die Proben vom Stammerberg einschließlich derer vom Seerücken (Gebiet von Reutenen) liegen sämtliche im oberen Cluster. In beiden Clustern vertreten sind Proben aus den Tieferen Deckenschottern vom Schiener Berg, vom Cholfirst, vom Rauhenberg und aus dem Klettgau. Die Proben aus dem südwestlichen Teil des Schiener Bergs sind jedoch sämtliche im oberen Cluster vertreten.

Die beiden im Dendrogramm der Clusteranalyse abgetrennten Probengruppen unterscheiden sich vor allem im Granatgehalt. Während die Proben im unteren Cluster Granatgehalte von rund 60 bis gegen 88% aufweisen, liegen diejenigen der Proben im oberen Cluster deutlich darunter. Bezüglich der Gehalte an ultrastabilen Mineralien sind keine Auffälligkeiten zu erkennen. Anhand dieser statistischen Aufteilung und dem Vergleich der wesentlichsten Charakteristiken der im Untersuchungsgebiet verbreiteten Molassegesteine werden zwei Schwermineralfazien unterschieden: die Glimmersand- und die Hörnli-Fazies (vgl. Kapitel 2.3).

5 Stratigraphische Synthese

Wie oben ausgesagt, stellt der Schiener Berg sozusagen das Typusgebiet für die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Deckenschotter dar. Aus diesem Grund - und wegen der ausgeprägten Komplexität der Verhältnisse - wird dieses Gebiet als erstes besprochen. Ebenfalls separat besprochen werden die Verhältnisse im Gebiet Stammerberg-Hörnliwald.

5.1 Schiener Berg

Die Höheren Deckenschotter lassen sich anhand der vorliegenden Kenntnisse stratigraphisch nicht weiter aufgliedern. Die geröllpetrographischen Daten zeigen (Abb. 9, 10), dass vermutlich zwei verschiedene Schüttungssysteme an der Ablagerung beteiligt waren. Während im NE die Rheintalschüttung deutlich überwog, zeigen die Schotter westlich von Ferdinandslust einen verstärkten Einfluss der

Thurtalschüttung, welcher offenbar im Bereich Herrentisch sogar dominant war. Ob diese Verhältnisse auf die Konfluenz der beiden Entwässerungssysteme im Bereich des Schiener Bergs schließen lassen, oder ob eine Heterochronie der Ablagerungen besteht, kann anhand der vorliegende Kenntnisse nicht entschieden werden. Bezüglich der Schwermineralien gehören alle Höheren Deckenschotter vom Schiener Berg der Glimmersand-Fazies an.

Am N-Rand des Schiener Bergs kommt der Rest einer relativ engen Rinne vor. Es scheint sich dabei um das Relikt einer Flussschleife zu handeln, die zu einem alten Tal(-System?) gehörte, welches nördlich des Schiener Bergs im heutigen Hegau verlief (Abb. 4, 15). Die Rinnebasis liegt auf rund 585 m ü.M., was eine Tieferlegung des Gewässernetzes um mindestens 80 m gegenüber den Höheren Deckenschottern belegt. Die Sedimentfüllung der Rinne ist in zwei Phasen entstanden. Während der ersten Phase gelangten ausschließlich glazifluviale Schotter der Rheintalschüttung zur Ablagerung (Bohlingen-Schotter). Hernach folgte ein Zeitabschnitt mit ruhiger Sedimentation und vielleicht temperierten Verhältnissen, der gewisse pedogenetische Vorgänge ermöglichte. In der zweiten Phase fand ein markanter Eisvorstoß statt, dokumentiert durch diamiktische Gletscherablagerungen (Schrotzburg-Till). Ihre Fazies lässt auf die Entstehung in einer Stausituation schließen. Bei seinem Rückzug hinterließ der Gletscher die gletschernah abgelagerten Schrotzburg-Schotter.

Im südlichen Bereich des Schiener Bergs liegt ein Mosaik von verschiedenen Rinnen vor, welches als Ganzes eine Absenkung des Gewässernetzes um rund 100 m gegenüber den Höheren Deckenschottern dokumentiert (Abb. 4, 14). Insgesamt sind drei ehemalige Rinnen vorhanden, die wahrscheinlich in zwei Phasen entstanden. Die Rinnen Bannholz–Hungerbol–Kressenberg und Hohenklingen–Kressenberg, dürften ihre Basis etwas unterhalb von 570 m ü.M. haben, wogegen die Rinne Wolkenstein–Winzbüel eine Basis unter 550 m ü.M. aufweist (nach SCHREINER 1991 ca. 540 m ü.M.). Die Rinne Bannholz–S–Hungerbol–Kressenberg

wird gegenüber dem nördlich angrenzenden Gebiet durch einen Felssporn abgegrenzt, so dass dort vielleicht eher von einer höher gelegenen Rinne als von einem Felsplateau gesprochen werden muss. Wie diese Talmorphologie entstand – ob zuerst eine breite Talung gebildet wurde, in diese sich später die engeren Rinnen weiter eintieften oder ob der Ablauf umgekehrt war – muss vorläufig offen bleiben.

Die in Kapitel 3.2 mehrfach erwähnte markante Blockfazies im oberen Abschnitt der Deckenschotter vom Bannholz, Sandhof, Hungerbol, Litzelshausen, Ölberg–Eichen und Kressenberg (Untergrenze auf etwa 600–610 m ü.M.) macht es wahrscheinlich, dass alle diese Relikte zum gleichen Gesteinskörper gehören, zumindest oberhalb von rund 600 m ü.M. Die Blockfazies klingt sowohl gegen SW als auch gegen WNW (also in der rekonstruierten Strömungsrichtung) allmählich aus. Wahrscheinlich wurden diese Sedimente von einem Gletscher aus dem Bereich unmittelbar südöstlich des Schiener Bergs entlang dem N-Rand der Rinnen geschüttet. Später drang das Eis über die Schotter hinweg nach NW vor. Dieser Umstand wird durch die offenbar nur wenig transportierten, also in Gletschernähe abgelagerten Kiese und Diamikte der Grube westlich des Sandhofs (709.950/282.400) sowie durch das verbreitete Vorkommen von (z.T. zahlreichen) zerdrückten Geröllen in matrixfreien Lagen der groben Schotter impliziert. Der Gletschervorstoß reichte möglicherweise bis in den E des Rauhenbergs, wo ebenfalls zerdrückte Gerölle vorkommen.

Diese genetischen Zusammenhänge haben auf die Rekonstruktion der Felsoberfläche einen wesentlichen Einfluss, indem die tiefe Lage der Felsoberfläche im südwestlichen Bereich des Hungerbols als Teil einer Rinne erklärt werden muss, die westlich vom Bannholz verläuft. Demnach könnten die Schotter vom Bannholz-S Teil der gleichen Rinnenfüllung sein. Diese Interpretation wird durch die Petrographie der basalen Schotter unterstützt, gehören doch sowohl die unteren Abschnitte der Schotter von Bannholz-S als auch jene vom Hungerbol und dem östlichsten Kressenberg zur Rheintal-

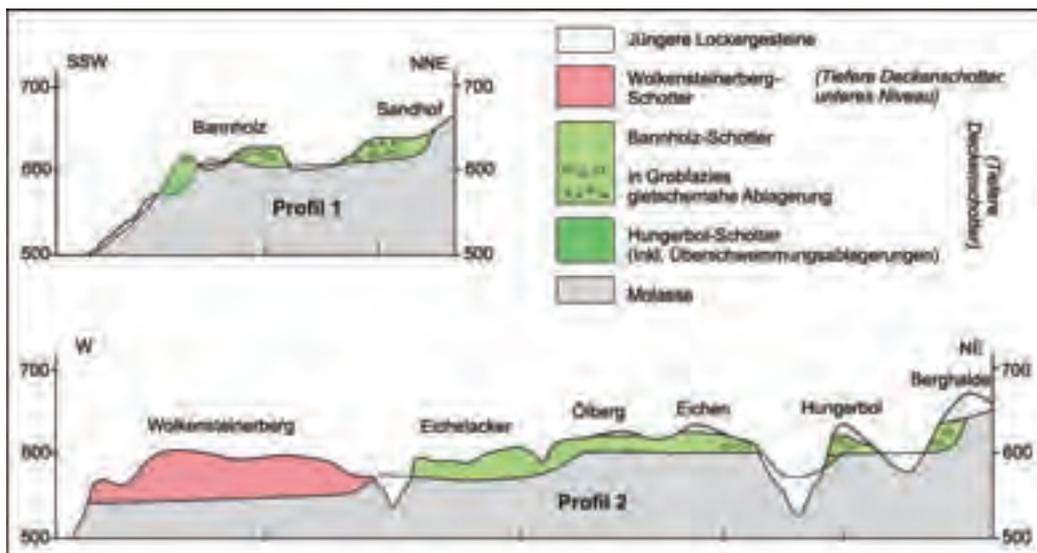


Abb. 12: Geologische Schnitte durch die Deckenschotter des Schiener Bergs (Lage der Profillinien vgl. Abb. 4).

Fig. 12: Geological sections across the Schiener Berg Deckenschotter occurrences (trace of sections: see Fig. 4).

schüttung; dies im Gegensatz zu den erwähnten blockigen Schottern, welche als Mischfazies zu deuten sind (Abb. 9, 10).

Die geröllpetrographische Gliederung der Deckenschotter vom Hungerbol wird durch das Auftreten einer Abfolge von Überschwemmungssedimenten zwischen den basalen Schottern und der Blockfazies bestätigt. Die Schneckenreste enthaltenden Sedimente entstanden während einer Phase ohne direkten Gletschereinfluss. Die Entkalkung der Sedimente im obersten Profilteil deutet auf temperierte Verhältnisse während des betreffenden Zeitabschnittes hin.

Die Schotter der Rinne Hohenklingen–Kressenberg gehören mehrheitlich der Thurtalschüttung bzw. der Hörnli-Fazies an. Der in Abb. 4 dargestellte, betont gegen N gerichtete Verlauf wird durch die Petrografie der basalen Schotter des südlichen Bereichs des Kressenbergs bedingt. Diese gehören nicht der Rheintalschüttung an, wie ihre Äquivalente im Osten des Kressenbergs, sondern zeigen deutlich den Einfluss der Thurtalschüttung.

Die aus Geröllinregelungen ermittelten Paläoströmungsrichtungen in den oberen Abschnitten der einzelnen Deckenschottervor-

kommen deuten darauf hin, dass die Schotter der Rinne Wolkenstein–Winzbüel diejenigen der beiden anderen Rinnen durchschneiden. Dies lässt auf ein jüngerer Alter der Rinne Wolkenstein–Winzbüel schließen. Bestätigt wird dieser Schluss durch die Zusammensetzung der Schotter, gehen sie doch eindeutig auf die Thurtalschüttung zurück; ein Einfluss der Rheintalschüttung ist kaum festzustellen. Die dominierende Zugehörigkeit der Schwermineralproben zur Hörnli-Fazies bestätigt diese Interpretation.

Zusammenfassend sind die Deckenschotter des Schiener Bergs als Sedimente von mindestens vier Ablagerungsphasen zu deuten. Als älteste Sedimente können die Höheren Deckenschotter im Kuppenbereich des Gebietes gelten. Hernach fand eine (vielleicht mehrphasige) Tieferlegung des Entwässerungsnetzes statt, welche sowohl südlich wie nördlich des Schiener Bergs eine Tallandschaft entstehen ließ. Im S existierten zwei Rinnen mit angrenzenden Verflachungen. Diese Landschaft wurde in zwei Phasen überschottert. Die Aufschotterung im N betrug mindestens 30 m. Im S sind die entsprechenden Ablagerungen beim Hungerbol in nur

wenigen Metern Mächtigkeit erhalten geblieben; Im Gebiet Bannholz-S sind sie mindestens 15 m mächtig. Es folgte ein Zeitabschnitt mit reduzierter Ablagerungsaktivität und wahrscheinlich temperierten Verhältnissen. Anschließend entstanden erneut glazifluviale Schotter, die gegen oben in eine Blockfazies übergehen und vom Eis überfahren wurden. In der nördlichen Talung ist dieser Vorstoß durch glazigene Ablagerungen und später entstandene gletschernahe Schottern dokumentiert. Es folgte eine erneute Erosionsphase, welche die Rinne Wolkensteinerberg–Winzbüel entstehen ließ. Diese wurde während einer nachfolgenden Vereisungsphase mit glazifluvialen Schottern aufgefüllt.

5.2 Stammerberg–Hörnliwald

Die Deckenschotter der Hochfläche vom Gebiet Stammerberg–Hörnliwald stellen wahrscheinlich eine einzige morphostratigraphischen Einheit dar. Sie wurden auf einem Felsrelief abgelagert, das auf die Existenz von zwei sich im Gebiet des Stammerbergs vereinigende flachen Rinnen schliessen lässt. Diese beiden Elemente waren durch eine Felshochzone getrennt, die im NE von Nussbaumen noch andeutungsweise erhalten ist (Abb. 7).

Die von früheren Autoren gemachten Angaben zum lithologischen Aufbau der Deckenschotter der Hochfläche Stammerberg–Hörnliwald lassen auf eine zweiphasige Akkumulation schliessen. So postulierte BECK (1933) zwei Vorstöße, den älteren Herdern-Vorstoß und den jüngeren Stammheimer Vorstoß. Wegen der sehr beschränkten Aufschlussverhältnisse konnten diese beiden Vorstöße mit den für die vorliegende Arbeit durchgeführten Untersuchungen weder auf sedimentologischen noch petrographischen Weg nachvollzogen werden; für die stratigraphische Interpretation muss also auf den Literaturangaben basiert werden. Bisher durch eine einzige Bohrung belegt, kann im Raum nordwestlich von Nussbaumen die Existenz einer jüngeren Einheit der Deckenschotter vermutet werden. Diese entstand im Bereich eines glazialen Beckens. Die räumliche Verteilung der bekannten Fels- und Decken-

schotteraufschlüsse lässt geometrisch nur eine nach S offene Beckenstruktur zu. Dementsprechend wäre also mit einem Eisvorstoss aus dem Bereich des heutigen Thurtales zu rechnen. Das Schmelzwasser, welches die erbohrten Schotter hinterliess, floss daher wahrscheinlich gegen N ab, also ungefähr in Richtung Stein am Rhein (Abb. 13).

5.3 Gesamtes Untersuchungsgebiet

Anhand von geomorphologischen und lithostratigraphischen Kriterien können im Untersuchungsgebiet drei morphostratigraphische Einheiten unterschieden werden (vgl. Abb. 13). Sie werden in Anlehnung an die in der früheren Literatur verwendete Nomenklatur wie folgt bezeichnet:

- (a) Höhere Deckenschotter
- (b) Tiefere Deckenschotter
- (c) Tiefere Deckenschotter, unteres Niveau

Die von SCHREINER (1991) und VERDERBER (1992) eingeführte Bezeichnung Mittlere Deckenschotter wird nicht übernommen. Dies ist wie folgt zu begründen: Die Mittleren Deckenschotter wurden von SCHREINER (1991) mit der Haslach-Eiszeit des östlichen Rheingletschergebietetes (SCHREINER & EBEL 1981) korreliert. In der so bezeichneten morphostratigraphischen Einheit des Schiener Berges liegen jedoch Hinweise vor, dass sie Ablagerungen aus mindestens 2 Phasen (vermutlich Eiszeiten) beinhaltet. Ausserdem wird die Abgrenzung der beiden tieferen morphostratigraphischen Einheiten in der vorliegenden Arbeit im Detail anders vorgenommen als von SCHREINER (1991). Stattdessen werden die für die Kartierung von Blatt Zurzach des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25.000 (BITTERLI et al. 2000) verwendete Gliederung und Bezeichnung übernommen.

5.3.1 Höhere Deckenschotter

Zu dieser Einheit werden die Deckenschottervorkommen Ferdinandslust, Ewigkeit, Herren-

tisch (vom Schiener Berg), Salen-Reutenen, Neuhauserwald und Tannboden-Oben (bei Waldshut) gestellt. Allerdings bleiben dabei verschiedene Fragen offen. Das Vorkommen vom Neuhauserwald und vom Tannboden-Oben (bei Waldshut) könnten von der geomorphologischen Position und der petrographischen Zusammensetzung her auch zu den Tieferen Deckenschottern gestellt werden (vgl. unten).

Die altersmäßige Einstufung der Schotter von Salen-Reutenen ist seit langem in Diskussion (FRÜH (1910), PENCK & BRÜCKNER (1901–1909), FREI (1912b), GEIGER (1943), HANTKE (1962), KRAYSS & KELLER (1994)). Mal wurden sie als Höhere Deckenschotter interpretiert, mal als junge (letzteiszeitliche) Bildungen. Das Vorkommen weist, sofern es sich tatsächlich um einen einzigen Schotterkörper handelt, eine deutliche Gliederung seiner Auflagerungsfläche auf. Die tiefste bekannte Höhe ihrer Auflagerungsfläche (ca. 660 m ü.M.) ist angesichts der (paläo-)geographischen Lage der Lokalität (im Anströmbereich des Schiener Bergs) eigentlich zu tief um geomorphologisch – ohne Zuhilfenahme von tektonischen Argumenten (vgl. Kapitel 6.5) – in den Kontext der übrigen Höheren Deckenschotter gestellt werden zu können. Sollte es sich allerdings um zwei getrennte Gesteinskörper handeln, wovon der östliche eine Basishöhenlage von ca. 685 m ü.M. aufweisen würde (ZAUGG 2001), könnte dieser geomorphologische mit den Vorkommen vom Schiener Berg in Zusammenhang gebracht werden. Beim tiefer liegenden, westlichen Schotter (Heidenland) würde es sich dann um eine jüngere, vorläufig nicht näher zu datierende Bildung handeln.

Unter der Voraussetzung, dass die Deckenschotter von Salen-Reutenen zur gleichen Einheit wie die Relikte vom Schiener Berg zu stellen sind (vgl. auch 6.4), kann folgende Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse gemacht werden:

Die Höheren Deckenschotter wurden möglicherweise von zwei getrennten Lappen des Bodensee-Rheingletschers geschüttet. Dabei entstanden die Schotter von Salen-Reutenen

im Bereich zwischen den beiden Lappen (was die deltaartigen Schrägschichtungen erklären könnte). Im NE lieferte ausschließlich der im Bereich des heutigen Untersees liegende Rheintallappen Geröllmaterial, während weiter im W der Einfluss der Thurtalschüttung bemerkbar ist. So wurden die Deckenschotter von Ewigkeit vom Rheintallappen geschüttet, während die Vorkommen von Ferdinandslust und Herrentisch den Einfluss der Thurtalschüttung klar aufzeigen. Das gilt auch für die Deckenschotter vom Neuhauserwald. Somit könnte von einer damaligen Gletscherausbreitung bis mindestens in den Raum Salen-Reutenen ausgegangen werden. KRAYSS & KELLER (1994) gehen alternativ von einer entlang dem südwestlichen Gletscherrand verlaufenden Entwässerungsrinne aus, welche im obigen Zusammenhang für die Zufuhr von Material der Thurtalschüttung verantwortlich sein könnte. Im Rahmen dieses Modells wären die Schotter von Salen-Reutenen möglicherweise als Bildungen im randlichen Bereich des Gletschers, also im Übergang zum angrenzenden Molasse-Hochgebiet zu interpretieren, wo zeitweilige Stausituationen denkbar wären.

5.3.2 Tiefere Deckenschotter

Die morphostratigraphisch definierte Einheit der Tieferen Deckenschotter (VON SCHREINER (1991) als Mittlere Deckenschotter bezeichnet) weist eine charakteristische Gliederung der Felsbasis auf. Sie umfasst mehrere Rinnen und angrenzende flache Felsplateaus. Solche Rinnen sind auf dem Sipplinger Berg (Basis <650 m ü.M.), im Gebiet Schrotzburg – Bohlinger Schlucht (ca. 585 m ü.M.), Bannholz-S bis Hungerbol (<570 m ü.M.), Hohenklingen–Kressenberg (<570 m ü.M.), Rauhenberg (<550 m ü.M.) und oberhalb von Stammheim zu erkennen (ca. 565 m ü.M.). Felsplateaus liegen vor auf dem Sipplinger Berg (ca. 670 m ü.M.), Bodanrück (650 m ü.M.), Bannholz-N (ca. 610 m ü.M.), Ölberg–Eichen (ca. 600 m ü.M.) sowie auf dem östlichen Teil vom Stammerberg–Hörnliwald (ca. 590–600 m ü.M.). Mit einer Auflagerungshöhe von rund 550 m

ü.M. (Felsplateau) könnte auch das vorläufig zu den Höheren Deckenschottern gestellte Vorkommen vom Neuhauserwald (vgl. oben) zur den Tieferen Deckenschottern gehören.

Die Zuweisung der Deckenschotter vom Rauhenberg zu den Tieferen Deckenschottern beruht vor allem auf der petrographischen Zusammensetzung der Ablagerungen. Sie gehören größtenteils der Rheintalschüttung an, wobei jedoch auch eine gewisse Beteiligung der Thurtalschüttung nachzuweisen ist. Diese Schotter zur nächst tieferen Einheit zu stellen (Kap. 5.3.3), ist rein geomorphologisch zwar möglich. Dann müssten sie aber – wie die Ablagerungen der Rinne Wolkensteinerberg–Winzbüel – petrographisch der Thurtalschüttung angehören (vgl. unten).

Die Sedimente wurden in mindestens zwei Phasen abgelagert, welche durch einen Zeitabschnitt mit reduzierter Ablagerungsaktivität und vermutlich temperierten Verhältnissen getrennt waren. Für die erste Phase kann eine Gletscherposition im Südosten des Hörnliwalds angenommen werden (Herdern-Vorstoß, BECK 1933), allenfalls können auch die Vorkommen vom Bodanrück (gletschnahe Entstehung der Schotter) und die Diamikte vom Sipplinger Berg wegen ihrer relativ proximalen Position (bezüglich dem St. Galler Rheintal) zu diesem Vorstoß gestellt werden.

Die zweite Phase ist durch einen Gletschervorstoß gekennzeichnet, der den Schiener Berg zum größten Teil überfuhr und auf dem Stammerberg bis weit im W nachweisbar ist (Stammheimer Vorstoß, BECK 1933). Einige zerdrückte Gerölle deuten darauf hin, dass auch der Rauhenberg zum Teil noch überfahren wurde, was die Zuteilung dieses Vorkommens zu den Tieferen Deckenschottern stützt. Damit kann eine damalige Gletscherausdehnung angenommen werden, welche einige Kilometer über die von KRAYSS & KELLER (1994) angegebene Eisgrenze hinaus reichte. Nördlich vom Schiener Berg stieß ein zweiter Gletscherlappen nach W vor und lagerte die Diamikte und gletschnahen Schotter von Bohlinger Schlucht und Schrotzburg ab.

5.3.3 Tiefere Deckenschotter, unteres Niveau

Auf dem Schiener Berg und vermutlich auch im Gebiet Stammerberg–Hörnliwald ist eine dritte morphostratigraphische Einheit abgrenzbar, die Tieferen Deckenschotter, unteres Niveau. Auf dem Schiener Berg durchschneidet die Rinne Wolkensteinerberg–Winzbüel die Tieferen Deckenschotter. Sie verläuft fast S–N. Die möglichen Deckenschotter im Bereich des glazialen Beckens vom Stammerberg deuten auf eine Entwässerung nach N hin, womit sie geomorphologisch zwanglos mit den Ablagerungen der Rinne Wolkensteinerberg–Winzbüel in Zusammenhang zu bringen wären.

Weitere Vorkommen, die anhand ihrer Auflagerungshöhe dieser Einheit angehören dürften, sind die tieferen Vorkommen auf dem Bodanrück (Rinnenbasis <600 m ü.M.), die Schotter von Rossberg–Homburg (Rinnenbasis <590 m ü.M.), Friedinger Schlossberg (Rinnenbasis ca. 530 m ü.M.), Heilsberg (Rinnenbasis <510 m ü.M.), Buechberg (Rinnenbasis <515 m ü.M.), Berg bei Thayngen (Rinnenbasis <515 m ü.M.), die Deckenschotter von Schaffhausen (Rinnenbasis <500 m ü.M.), Cholfirst (Rinnenbasis <490 m ü.M.) sowie alle Deckenschotter im Klettgau (Rinnenbasis 450–400 m ü.M.) und das Vorkommen vom Aarberg bei Waldshut (Rinnenbasis ca. 405 m ü.M.). Auch das isolierte Vorkommen nördlich der Rinne bei der Schrotzburg (Rinnenbasis <605 m ü.M.) könnte dieser Einheit angehören.

Diese Einteilung der einzelnen Vorkommen lässt die damalige Existenz von bis zu drei Schottersträngen (und damit wahrscheinlich auch drei Rinnen) erkennen. Der eine führte vom Überlinger See nördlich des Schiener Bergs nach Schaffhausen und erhielt einen Zufluss vom Bodanrück her. Der zweite verlief vermutlich vom glazialen Becken des Stammerbergs her kommend am westlichen Rand des Schiener Bergs entlang nordwärts in den Bereich des Heilsbergs, wo sie in den vorher erwähnten Strang mündete. Alle Deckenschottervorkommen unterhalb vom Heilsberg zeigen deutlich den Einfluss der Thurtalschüttung,

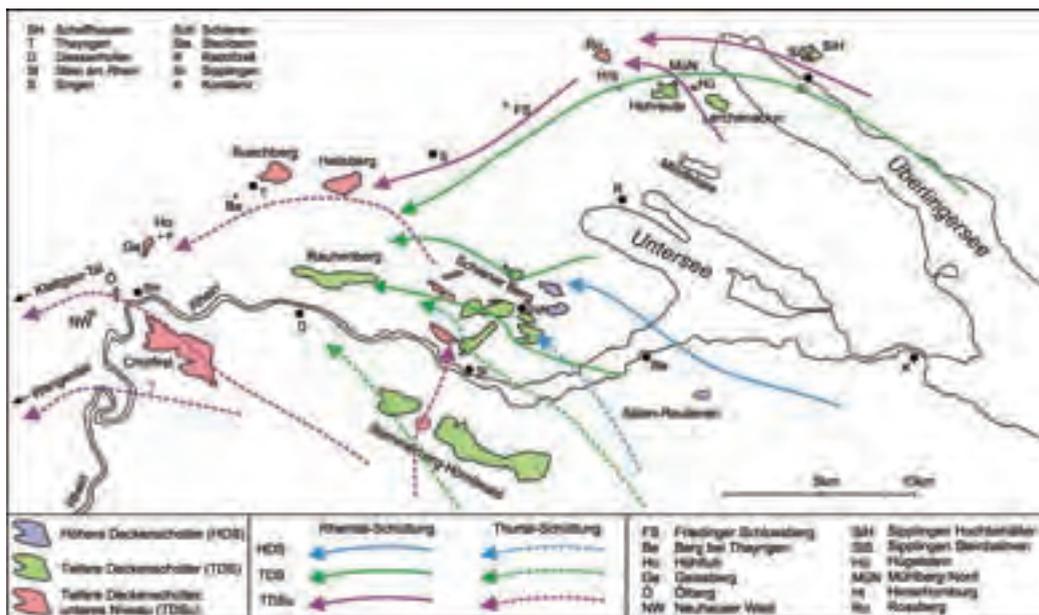


Abb. 13: Verbreitung der verschiedenen Deckenschottereinheiten im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Verlauf von Rinnen, petrographische Fazien, Schüttungswege der Sedimente.

Fig. 13: Occurrences of Deckenschotter units in the eastern part of the study area. Channel courses, petrographical facies, transport directions of sediments. The arrows illustrate both origin and paths of the gravel components.

während diejenigen östlich davon ausschliesslich auf die Rheintalschüttung zurückgehen. Der dritte Strang verlief über das Gebiet des Cholfirsts hin zum Klettgau, wobei vielleicht ein Seitenstrang im südlichen Teil des Cholfirsts einmündete (vgl. auch Kapitel 3.4). Hier ist ausschliesslich die Thurtalschüttung vorhanden. Vielleicht existierte gar noch eine vierte Rinne, welche südlich des Cholfirsts via Wangental ins Klettgau hinein verlief.

Aus diesen Befunden kann auf die Existenz von zwei individuellen Lappen des Rheingletschers geschlossen werden, welche von einer Hochzone im Bereich Seerrücken – Schiener Berg voneinander getrennt waren. Die Existenz eines zwischen Seerrücken und Schiener Berg liegenden Lappens kann zwar nicht ausgeschlossen werden, in diesem Fall wäre jedoch mit einer merklichen Zufuhr von Material der Rheintalschüttung in die Schotter v.a. vom Wolkensteinerberg zu rechnen, was anhand der

untersuchten Proben jedoch nicht festzustellen ist. Der südliche Lappen breitete sich dabei in einem Vorläufer des Stammheimer Tales (bzw. Seebachtales) aus und versorgte zwei, evtl. drei Rinnen mit Gesteinsmaterial. Der nördliche Lappen erstreckte sich im Bereich des heutigen Überlinger- und Untersees. Er stiess dabei nördlich des Schiener Bergs nicht notwendiger Weise so weit nach W vor, wie von KRAYSS & KELLER (1994) angegeben wurde. Es ist eher von einer offenen Talverbindung zwischen den Deckenschotter vom Bodanrück, Rossberg–Homburg und Friedinger Schlossberg auszugehen.

6 Neotektonik

6.1 Vorbemerkungen

Wegen der geographischen Zergliederung der einst wesentlich ausgedehnteren Deckenschot-

terablagerungen durch spätere Erosionsvorgänge ist eine Betrachtung der Möglichkeit der höhenmäßigen Verstellung von einzelnen Vorkommen durch neotektonische Vorgänge relevant. SCHREINER (z.B. 1983) und vorher schon FREI (1912a) äusserten die Vermutung, dass insbesondere die Schotter vom Friedinger Schlossberg, aber vielleicht auch diejenigen vom Heilsberg gegenüber den übrigen Deckenschottervorkommen tektonisch abgesenkt sein könnten.

Im vorherigen Kapitel konnte aufgezeigt werden, dass eine geomorphologische Gliederung der einzelnen Vorkommen von Deckenschottern in drei morphostratigraphische Einheiten möglich ist. Es wird in der vorliegenden Arbeit bewusst darauf verzichtet, anhand der vorgeschlagenen Einteilung Tallängsschnitte und Schotterbasiskurven zu konstruieren (vgl. z.B. VERDERBER 1992), denn wegen der geringen Datendichte wäre dies zu spekulativ und die Gefahr von Zirkelschlüssen groß.

6.2 Tektonische Übersicht

Das Gebiet zwischen Bodensee und Schaffhausen befindet sich im Hegau-Bodensee-Graben, dessen südwestliche Begrenzung die Neuhauser Verwerfung darstellt (BIRKHÄUSER et al. 2001; Abb. 13). Der eigentliche Grabenbereich erstreckt sich zwischen Randen- und Mindelsee-Verwerfung. Außerhalb davon kann von einem Grabenrandbereich mit weniger ausgeprägten Verwerfungen gesprochen werden. Der Bereich mit maximaler Absenkung befindet sich etwa im Gebiet von Singen. Nordöstlich davon dominieren Verwerfungen mit einer Absenkung des linken Blockes, im SW Verwerfungen mit einer Absenkung des rechten Blockes. Die Hauptaktivität dieser tektonischen Zone lag im Miozän, in Verbindung mit vulkanischer Aktivität (Hegau-Vulkanismus). Die wichtigsten Störungslinien (v.a. die Randen-Verwerfung) scheinen gegen SE auszuklingen. NAEF et al. (1995) gehen davon aus, dass die Bruchtektonik im Bereich des Baden-Irchel-Herdern-Lineaments verschwindet. Neue Feldaufnahmen von ZAUGG (2001) deuten auf die Möglichkeit

der Existenz einer SSW–NNE verlaufenden Transversalverschiebung hin, die sich etwa im Untersee östlich von Stein am Rhein erstrecken könnte, denn südlich des Bodensees sind nur kleinere Verstellungen von Gesteinskörpern bis maximal 30 m nachweisbar (vgl. dazu BÜCHI & MÜLLER AG, 2003). Eine solche Störung könnte im Zusammenhang mit dem nördlichen Rand des Nordschweizerischen Permokarbonees stehen.

Es ist durchaus möglich, dass einige dieser tektonischen Elemente im Quartär reaktiviert wurden und so vielleicht einzelne Deckenschottervorkommen gegenüber anderen höhenmässig verstellt wurden. BIRKHÄUSER et al. (2001) erwähnen diesbezüglich eine postmolassische Deformationsphase, welche vorbestehende Verwerfung transpressiv (bei WNW–ESE-Orientierung) bzw. transtensiv bei NW–SE- bis NNW–SSE-Orientierung) reaktiviert hätte. Die bisherigen Untersuchungen in der Nordschweiz lassen dabei allerdings auf eher kleine vertikale Versätze schließen (BIRKHÄUSER et al. 2001).

Das Muster der bekannten Störungen lässt theoretisch viele Möglichkeiten von vertikalen Relativbewegungen einzelner Schollen zu, so dass es scheint, die Auflagerungshöhe der einzelnen Deckenschottervorkommen habe eigentlich nur eine geringe Aussagekraft. Allerdings ist es sicher so, dass nicht für jede Störung von einer pleistozänen Aktivität ausgegangen werden muss und darf.

Wichtig ist, dass für den Schiener Berg, dessen Deckenschotter in der vorliegenden Arbeit als Typus für die untersuchten Ablagerungen verwendet werden, offenbar keine Störungen vorliegen, welche die einzelnen Schotterrelikte gegeneinander verstellt haben könnten. Demnach wird die oben vorgeschlagene lithostratigraphisch-geomorphologische Gliederung der Deckenschotter nicht in Frage gestellt.

Drei Aspekte werden im Folgenden diskutiert, nämlich die angesprochene relative Absenkung der Deckenschotter von Friedinger Schlossberg und Heilsberg, der Zusammenhang zwischen Stammerberg–Hörnliwald und Cholfirst, sowie die Höhenlage des Schottervorkommens von Salen-Reutenen.



Abb. 14: Kartenskizze der Nordostschweiz und der angrenzenden süddeutschen Gebiete, mit Angabe der wichtigsten bekannten tektonischen Störungslinien und der Verbreitung von Deckenschottern (nach: BIRKHÄUSER et al. 2001, SCHREINER 1992b, ZAUGG 2001, 2002).

Fig. 14: Geological sketch map of northeastern Switzerland and adjacent southern Germany depicting the most important tectonic lineaments and the Deckenschotter occurrences (after BIRKHÄUSER et al. 2001, SCHREINER 1992b, ZAUGG 2001, 2002).

6.3 Friedinger Schlossberg und Heilsberg

Zwischen dem Friedinger Schlossberg und den östlich davon gelegenen Deckenschotterresten erstrecken sich die Friedinger, Steisslinger und die Mindelsee-Verwerfung, welche gegen W zusammen eine Absenkung der Basis der Oberen Süßwassermolasse von weit über 100 m erkennen lassen (SCHREINER 1992b). Die in Kapitel 5.3 vorgeschlagene morphostratigraphische Einteilung der einzelnen Deckenschottereste ergibt einen Höhenunterschied der Auflagerungsfläche zwischen den Schottern der Unteren Einheit von Rossberg–Homburg gegenüber denjenigen vom Friedinger Schlossberg von ca. 50–60 m. Diese auffällige Höhendifferenz könnte auf tektonische Absenkungen im W des Bodanrücks zurückgeführt werden. Dies widerspricht der oben gemachten Bemerkung, dass bisher eher von kleinen vertikalen

Versätzen für die postmolassische Tektonik auszugehen sei. Allerdings ist die Kinematik des NE-Randes des Hegau-Bodensee-Grabens diesbezüglich noch zu wenig genau untersucht worden.

Eine alternative Interpretation wäre, dass sämtliche der besprochenen Deckenschotter, welche östlich der Mindelsee-Verwerfung liegen, den Tieferen Deckenschottern angehören, wobei dann von einer Zunahme des Höhenunterschiedes zwischen Rinnen und angrenzenden Felsplateaus ausgegangen werden muss. Damit würde sich ein eventueller vertikaler Versetzungsbetrag grob auf etwa 20–30 m abschätzen lassen, was eher im Rahmen der erwähnten jungen Reaktivierung der Grabenverwerfungen liegt.

Bezüglich einer Absenkung von Friedinger Schlossberg und Heilsberg relativ zu den Deckenschottern des Thaynger Buchbergs beste-

hen nach heutigen Kenntnissen keine tektonisch-strukturellen Hinweise. Allenfalls wäre von einer Absenkung des Heilsbergs gegenüber dem Friedinger Schlossberg auszugehen.

6.4 Stammerberg und Cholfirst

Bisher wurden die Deckenschotter der beiden Gebiete pauschal zu den Tieferen Deckenschottern gestellt (z.B. HÜBSCHER 1961), obwohl eine bedeutende Höhendifferenz ihrer Auflagerungsflächen zu erkennen ist. Auf dem Stammerberg lagern die Schotter auf rund 565 m ü.M. der Molasse auf, während sie im SE des Cholfirsts auf etwas über 530 m ü.M. und NE auf etwa 510 m ü.M. dem Fels auflagern. Daraus ergäbe sich ein potenzielles Rinnengefälle von 4–6‰. Anhand der konstruierten Auflagerungsflächen der beiden Deckenschottervorkommen kann kein derart steiles Gefälle hergeleitet werden. Deshalb wurde in Kapitel 5.3 vorgeschlagen, die beiden Vorkommen zu verschiedenen morphostratigraphischen Einheiten zu stellen. Es stellt sich die Frage, ob auf Grund der bekannten tektonischen Elemente eine vertikale Verstellung der beiden Gebiete anzunehmen sei.

Anhand von Abbildung 14 ist zu erkennen, dass lediglich die Neuhauser Verwerfung und eine ihr im NE vorgelagerte (unbenannte) Struktur (vgl. auch SZEPESSY 1999) für eine allfällige Verstellung der beiden Deckenschotter in Frage kommen. Der Bewegungssinn beider Verwerfungen spricht aber klar gegen eine relative Absenkung des Cholfirsts gegenüber dem Stammerberg; das Gegenteil wäre wahrscheinlicher. Aus diesem Grund wird davon ausgegangen, dass die beiden Deckenschotter tatsächlich verschiedenen morphostratigraphischen Einheiten zugehören.

6.5 Salen-Reutenen

Im Gebiet zwischen Salen-Reutenen und dem Schiener Berg verlaufen diverse (z.T. allerdings nur vermutete) tektonische Linien (Abb. 14). Die randlich des Schiener Bergs verlaufenden Verwerfungen sowie eine südwest-

lich von Salen-Reutenen existierende Störung (BÜCHI + MÜLLER AG 2003) lassen eine relative Absenkung des Gebietes Salen-Reutenen gegenüber dem Schiener Berg grundsätzlich als möglich erscheinen. Somit wäre die Diskrepanz zwischen den Auflagerungshöhen der in beiden Gebieten vorkommenden Höheren Deckenschotter (vgl. 5.3.1) erklärbar und würde die entsprechende morphostratigraphische Einstufung des Vorkommens von Salen-Reutenen rechtfertigen. Die bestehenden Ungewissheiten bezüglich der tektonischen Gliederung des Gebietes südlich des Untersees, des Bewegungssinns der einzelnen Blöcke sowie des Zeitpunkts von Relativbewegungen lassen eine solche Schlussfolgerung allerdings nur mit grossem Vorbehalt zu.

6.6 Folgerungen für die Stratigraphie

Ein Vergleich der bekannten tektonischen Strukturen im Untersuchungsgebiet mit der Verbreitung und insbesondere Höhenlage von Deckenschotterrelikten zeigt, dass sich die auffällig großen Höhenunterschiede der Deckenschotter beiderseits der Mindelsee-Verwerfung durch neotektonische Vorgänge erklären lassen könnten. Eine alternative Erklärung dieses Umstandes, indem die in Kapitel 5.3.3 zu den Tieferen Deckenschotter, unteres Niveau gestellten Vorkommen von Sipplingen und Rossberg-Homburg als Relikte der tiefsten Rinnenfüllung der Tieferen Deckenschotter interpretiert, ist aber – mit Einschränkungen – ebenso möglich. Für das übrige Untersuchungsgebiet liegen keine Befunde vor, die eine wesentliche Anpassung der oben dargestellten morphostratigraphischen Analyse erforderlich machen würden.

7 Korrelation mit den Deckenschottern der zentralen Nordschweiz und den frühpleistozänen Ablagerungen des süddeutschen Alpenvorlandes

7.1 Ausgangslage

Es liegen zurzeit keine Datierungen für die in vorliegender Arbeit untersuchten Deckenschot-

ter vor, welche auf diesem direkten Weg eine Korrelation mit den Vorkommen in der zentralen Nordschweiz oder im süddeutschen Alpenvorland ermöglichen würden. Somit ist eine Korrelation vorläufig nur anhand von geomorphologischen Kriterien möglich. Als Grundlage werden im Folgenden zunächst Überlegungen zur Morphogenese in den verschiedenen Gebieten und so grundsätzlich zur Korrelierbarkeit mit diesem Ansatz angestellt.

7.2 Steuerung der Morphogenese im nordschweizerischen Mittelland

Es wird heute von einer im Mittel stetigen Hebung des Alpenkörpers während des Quartärs ausgegangen (MÜLLER et al. 2002). Der Faltenjura und der Schwarzwald zeigen eine Hebungstendenz; dazwischen dehnt sich eine nicht genau abzugrenzende Zone mit relativer tektonischer Ruhe aus. Als tektonisch aktive Zone im Unterlauf der zur Nordsee hin entwässernden schweizerischen Flüsse ist der Oberrheingraben von Bedeutung. Eine syndimentäre Absenkung in großen Teilen des Grabens ist für das Quartär belegt. Bezüglich der Sedimente liegt dort eine generell normalstratigraphische Überlagerung vor, im Gegensatz zum Alpenvorland, wo ältere glazifluviale Ablagerungen topographisch höher liegen als jüngere. Die Annahme liegt nahe, dass zwischen diesen beiden Bereichen eine Scharnierzone vorliegt. Diesbezüglich könnten gewisse randliche Zonen des südlichen Oberrheingrabens durchaus für die schrittweise Tieferlegung des mittelländischen Entwässerungssystems verantwortlich sein. Der Rheintalabschnitt zwischen Waldshut-Koblentz und Basel stellt im Umfeld der sich hebenden Alpen (inkl. Mittelland), Jura und Schwarzwald sowie dem sich absenkenden Oberrheingraben eine Schwellenregion dar.

Im Grenzbereich der Deckenschotter der zentralen Nordschweiz zu den in der vorliegenden Arbeit behandelten Ablagerungen sind keine tektonischen Strukturen bekannt, welche mit Sicherheit neotektonische Aktivität aufweisen und eine grundsätzlich andere geomorpholo-

gische Entwicklung in den beiden Gebieten zur Folge haben könnten. Südlich der Konfluenz der beiden Entwässerungssysteme, welche wahrscheinlich seit je her im Dreieck Waldshut–Klingnau–Leibstadt lag, wurde für die Mandacher Überschiebung und die Lägerstruktur eine Aktivität während des Quartärs postuliert (GRAF 1993). Vergleichbare Störungen sind im Konfluenzbereich nicht vorhanden. Aus diesem Grund wird davon ausgegangen, dass im Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit und der zentralen Nordschweiz eine gleichartige geomorphologische Entwicklung stattgefunden hat.

7.3 Vergleich mit dem süddeutschen Alpenvorland

Anders sieht der Vergleich mit den (plio-) pleistozänen Ablagerungen im süddeutschen Alpenvorland aus. Zwar kann von einer im Groben vergleichbaren Hebung des Alpenkörpers ausgegangen werden, aber die dort aktiven Flüsse und Gletschersysteme sind auf das Donau-System ausgerichtet, welches nach E entwässert. Das heißt, dass das Vorflutniveau des Entwässerungsnetzes - und damit die morphogenetische Entwicklung des Gebietes - von anderen Vorgängen geprägt werden als im Rheinsystem. Somit kann nicht a priori von einer analogen Morphogenese in den beiden Flusssystemen ausgegangen werden, was bedeutet, dass die frühpleistozänen Ablagerungen in beiden Gebieten nicht allein anhand von geomorphologischen Kriterien korreliert werden können.

7.4 Morphogenetischer Vergleich mit der zentralen Nordschweiz

Ein morphologisch-lithostratigraphisches Schema der eiszeitlichen Ablagerungen in der zentralen Nordschweiz (Abb. 2, 15) zeigt, dass auf einen Zeitabschnitt, während dem die Ablagerungen verschiedener Vereisungen sich normalstratigraphisch überlagern (Höhere Deckenschotter), eine markante regionale Absenkung des Entwässerungsnetzes folgte. Es entstand ein Talsystem mit relativ breiten Querschnitten,

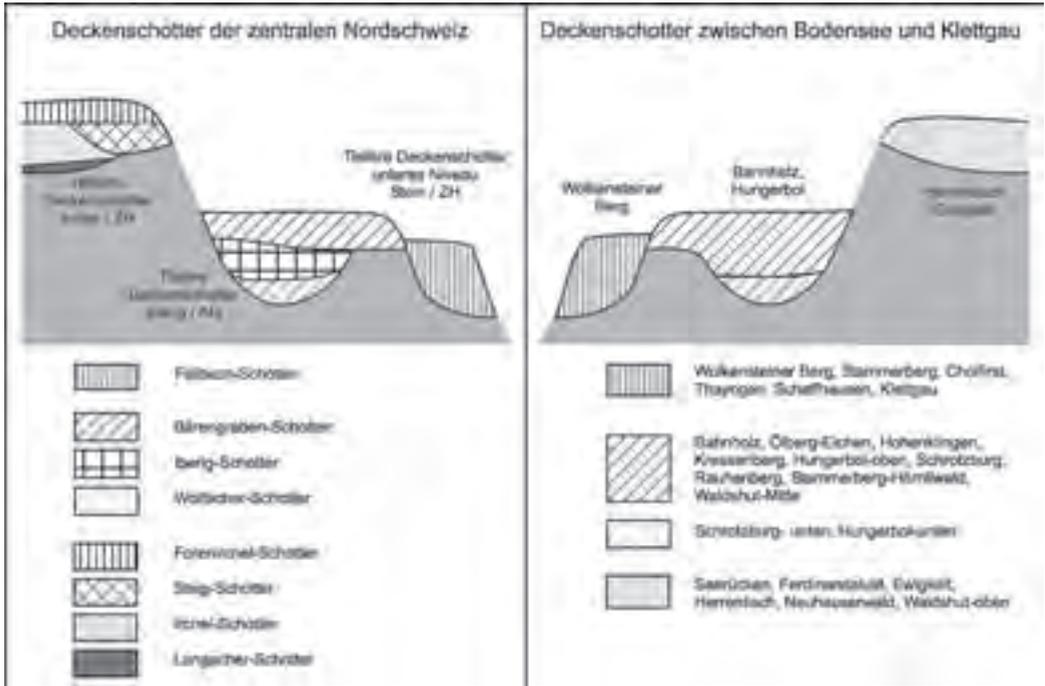


Abb. 15: Geomorphologisch-lithostratigraphische Schemata der Deckenschotter in der zentralen Nordschweiz (nach GRAF 1993, 2000) und der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Deckenschotter.

Fig. 15: Schematical comparison of the geomorphology and lithostratigraphy of the Deckenschotter in both northern Switzerland (after GRAF 1993, 2000) and the study area.

in dem sich engere, tiefere Rinnen abzeichnen. Dann wurden erneut Ablagerungen verschiedener Vereisungen aufeinander gestapelt (Tiefere Deckenschotter), wobei zunächst die engen Rinnen aufgeschottert und später die angrenzenden Felsplateaus überschottert wurden. Eine darauf folgende Erosionsphase schuf ein Talsystem, dessen Höhenlage nur wenig tiefer lag als zu Beginn der Entstehung der Tieferen Deckenschotter. Nach einer erneuten Aufschotterung (Tiefere Deckenschotter, unteres Niveau) folgte eine zweite markante Absenkung des regionalen Entwässerungssystems, welche den Übergang zum Komplex der Hoch- und Niederterrassen markiert. Es traten also offenbar Zeitabschnitte auf, während denen keine regionale Absenkung des Entwässerungssystems stattfand, was sich in einer normalstratigraphischen Überlagerung von Sedimenten ver-

schiedener Vereisungen manifestiert. Zwei Mal traten dann Erosionsphasen auf, welche eine markante Absenkung zur Folge hatten. Demnach hätten sich im Umfeld des rheinwärtigen nordalpinen Gewässernetzes tektonische Ruhephasen mit Aktivitätsphasen abgewechselt. Wo die tektonische Aktivität dabei jeweils stattfand, ob im Bereich der alpinen Hebung oder der oberrheinischen Absenkung (oder an beiden Orten) und welche Rolle dabei das Hochrheingebiet unterhalb von Waldshut (bzw. die vertikalen Relativbewegungen von Jura und Schwarzwald) spielte, ist im Augenblick nicht aufzugliedern.

Wesentlich für den Vergleich der in der vorliegenden Arbeit behandelten Deckenschotter mit denjenigen der zentralen Nordschweiz ist die Gleichartigkeit des Wechsels zwischen Akkumulations- und Erosionsphasen. Auf ein vermutlich wenig gegliedertes regionales Reli-

ef wurden die Höheren Deckenschotter abgelagert. In der zentralen Nordschweiz sind vier Akkumulationsphasen belegt, im hier behandelten Gebiet nur eine. Es schloss sich eine markante Erosionsphase an, welche das regionale Gewässernetz um rund 100 m tiefer legte. Diese Erosion mag mehrphasig gewesen sein, denn das anschließend vorliegende Relief wies offenbar relativ enge Täler auf, die von Felsplateaus gesäumt wurden. Anschließend stellte sich wiederum eine Akkumulationsphase ein, welche in der zentralen Nordschweiz drei Phasen und im hier behandelten Untersuchungsgebiet mindestens zwei Phasen umfasste. Dabei wurden zunächst die engen Täler aufgeschottert und in einem späteren Zeitabschnitt auch die angrenzenden Plateaus. Hernach senkte eine Erosionsphase das Gewässernetz wieder ab, und zwar bis wenige Meter unterhalb des Niveaus vor der zweiten Akkumulationsphase. Anschließend wurden erneut Sedimente abgelagert, bis schließlich eine zweite markante regionale Absenkung des Gewässernetzes erfolgte, die den Übergang zum Komplex der Hoch- und Niederterrassen markiert.

Die Analogie der Abfolge von Akkumulationen und Erosionsphasen macht eine Gleichzeitigkeit der Ereignisse in beiden Gebieten wahrscheinlich, wengleich die Anzahl der Ablagerungsphasen in den einzelnen Akkumulationen nach dem heutigen Wissensstand nicht übereinstimmt. Was die Höheren Deckenschotter betrifft, kann die Frage der großräumigen Entwicklung der alpinen Entwässerungsverhältnisse diesbezüglich eine Rolle spielen, indem vielleicht die Entwässerung über die Walensee-Achse das ältere Element ist als diejenige über das heutige St. Galler Rheintal. Demzufolge könnten im hier behandelten Untersuchungsgebiet weniger Ablagerungsphasen aufgetreten sein als im Walensee-Rheingletschersystem. Auf diese Frage soll hier aber nicht weiter eingegangen werden; es sei verwiesen auf GRAF (1993), HABBE (1994) und VILLINGER (1986, 1998). Selbstverständlich kann die Relikthaftigkeit der Sedimente auch durch spätere Abtragung bedingt sein.

HANTKE (1962) postulierte eine gletscherrandliche Entstehung der Deckenschotter des Boden-

see-Rhein-Gebietes. Sie wären als Abschwemmungen von Gesteinsmaterial auf angrenzende Molassehügel zu deuten, die während der mittel- und spätpleistozänen Vereisungen entstanden. Wie oben erwähnt (Kapitel 5.3.1), kann dies für das Vorkommen von Salen-Reutenen nicht ausgeschlossen werden. Die Verhältnisse am Hungerbol auf dem Schiener Berg zeigen jedoch, dass dieses Gebiet auch während Zeiten ohne Gletscherpräsenz ein Flusssystem aufwies, was klar gegen eine einstige Hügelsituation spricht.

8 Schlussfolgerungen

Anhand von geomorphologischen, sedimentologischen und sedimentpetrographischen Untersuchungen wird die Existenz von drei morphostratigraphischen und vier lithostratigraphischen Einheiten in den Deckenschottern zwischen Bodensee und Klettgau postuliert. Die Höheren Deckenschotter bedecken eine nur gering strukturierte Felsoberfläche. Darin eingeschachtelt sind die Tieferen Deckenschotter, welche ein System von Rinnen mit seitlichen Felsplateaus erfüllen. Die Tieferen Deckenschotter, unteres Niveau, liegen in einem jüngeren Rinnensystem, welches in die Tieferen Deckenschotter eingetieft wurde. Es scheinen kaum neotektonische Vorgänge stattgefunden zu haben, welche eine Zufälligkeit der Höhenverteilung der einzelnen Deckenschotterrelikte annehmen ließe. Einzig die östlich der Mindelsee-Verwerfung liegenden Vorkommen könnten eine gewisse relative höhenmäßige Verstellung erfahren haben.

Anhand von grundsätzlichen Überlegungen zur Korrelierbarkeit dieser Ablagerungen mit den Deckenschottern der zentralen Nordschweiz kann eine im Wesentlichen vergleichbare geomorphologische Entwicklung der Entwässerungsnetze beider Gebiete angenommen werden, was eine vorläufige Korrelation der Ablagerungen beider Gebiete ermöglicht. Es liegen allerdings bisher keine Datierungen vor, welche die vorgestellte Gliederung erhärten würden. Eine Korrelation anhand von geomorphologischen Kriterien mit dem süddeutschen

Alpenvorland ist aus grundsätzlichen Gründen betreffend die Morphogenese der beiden Gebiete nicht möglich.

Dank

Zunächst sei den Vertretern der Schweizerischen Landesgeologie (Bundesamt für Landestopografie), Dr. C. Beer und Dr. R. Burkhalter, für die Auftragserteilung und die grosse Unterstützung gedankt, die sie den durchgeführten Untersuchungen entgegenbrachten. Danke an Dr. R. Burkhalter für das Verfassen des Abstracts und die Redaktion des Textes. Prof. Dr. C. Schlüchter (Universität Bern) sei dafür gedankt, dass die Proben für die Schwermineraluntersuchungen im Labor der Universität Bern aufbereitet werden konnten. Dank auch an PD Dr. W. Winkler (ETH Zürich) für die Benutzung des Sedimentlabors für die Auszählung der Schwermineralproben. Für spannende Diskussionen per Brief und E-Mail sowie im Feld sei Dr. D. Ellwanger (LGRB), Prof. Dr. A. Schreiner, Dr. E. Villinger (LGRB), Prof. Dr. E. Bibus (Universität Tübingen), Dr. R. Groschopf (LGRB) herzlich gedankt. Danke für gemeinsame Geländebegehungen und Diskussionen im Feld an A. Zaugg (CSD AG, Frauenfeld). Für die Erlaubnis zur Einsichtnahme in amtseigene geologische Dokumente bestens gedankt sei Dr. K. Nyffenegger (AWEL Zürich) und Dr. M. Baumann (AFU Frauenfeld).

Literatur

- AITCHISON, J. (1986): The statistical analysis of compositional data. – 416 S.; London (Chapman & Hall).
- BECK, P. (1933): Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. – *Eclogae geol. Helv.*, 26/2: 335–437.
- BIRKHÄUSER, P., ROTH, P., MEIER, B. & NAEF, H. (2001): 3D-Seismik: Räumliche Erkundung der mesozoischen Sedimentschichten im Zürcher Weinland. – *Nagra technische Berichte*: 00-03.
- BITTERLI, T., GRAF, H. R., MATOUSEK, F. & WANNER, M. (2000): Blatt 1050 Zurzach. – *Geologischer Atlas Schweiz 1:25.000, Erläuterungen 102*: 89 S.; Bundesamt für Wasser und Geologie.
- BOLLIGER, T., FEJFAR, O., GRAF, H.R. & KÁLIN, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugetern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – *Eclogae geologicae Helvetiae*, 89/3: 1043–1048.
- BÜCHI & MÜLLER AG (1982): Standortuntersuchung für Tiefbohrungen im Raum Salen-Reuteneu/TG. – Unveröffentlichtes geologisches Gutachten zuhänden Swissgas Speicher AG, Zürich.
- BÜCHI & MÜLLER AG (1983): Hörnliquellen – Zwischenbericht über die Untersuchungen der Phase I. – Unveröffentlichtes geologisches Gutachten zuhänden Kommission zur Bildung einer Zweckverbandes Wasserversorgung Seerücken West.
- BÜCHI & MÜLLER AG (1999): Grundwasseruntersuchung Thur-Rhein / Cholfirst-Seerücken, Schlussbericht. – Unveröffentlichtes geologisches Gutachten zuhänden Kantone Zürich und Thurgau.
- BÜCHI & MÜLLER AG (2000): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt Steckborn-Kreuzlingen. – Bericht zuhänden geologischer Landesaufnahme.
- BÜCHI & MÜLLER AG (2002): Ausscheidung der Schutzzonen für die Quellen Eggenacker-Moserera. – Unveröffentlichtes geologisches Gutachten zuhänden der Gemeinde Mett-Oberschlatt.
- BÜCHI & MÜLLER AG (2003): Naturgefahrenkartierung Bezirk Kreuzlingen und Teilen Homburg, Raperswilten und Müllheim. – Unveröffentlichtes geologisches Gutachten zuhänden Forstamt Kt. Thurgau.
- DAVIS, J.C. (1973): *Statistics and data analysis in Geology*. – 549 S.; New York (Wiley).
- DIGBY, P.G.N. & KEMPTON, R.A. (1982): *Multivariate analysis of ecological communities*. – 206 S.; London (Chapman and Hall).
- ERB, L. (1934): Erläuterungen zu den Blättern Überlingen und Reichenau (Nachdruck 1989). – 120 S., *Geologische Karte 1:25.000 von Baden-Württemberg*: 120 S.; Freiburg (Geologisches Landesamt Baden.-Württemberg).
- ERB, L., HAUS, H.A. & RUTTE, E. (1961): Blatt 8120 Stockach mit Erläuterungen. – *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000*: 140 S.; Stuttgart (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- FREI, R. (1912a): Untersuchungen über den Schweizerischen Deckenschotter. – 182 S.; Beitrag geologische Karte Schweiz, N.F. 37.; Bern (Schweizerische Geologische Kommission).
- FREI, R. (1912b): Zur Kenntnis des ostschweizerischen Deckenschotter. – *Eclogae geologicae Helvetiae*, 11: 814–825.

- FRÜH, J. (1910): Die beiden Deckenschotter auf dem westlichen Seerücken zwischen Untersee und Thurtal. – Mitteilungen thurgische naturforschende Gesellschaft, 19: 3–21.
- GASSER, U. & NABHOLZ, W. (1969): Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des Schweizerischen Mittellandes. – *Eclogae geologicae Helvetiae*, 62/2: 467–516.
- GEIGER, E. (1943): Blatt Pfy-Märstetten-Frauenfeld-Bussnang. – 62 S.; Geologischer Atlas Schweiz 1:25.000, Erläuterungen 16.; Bern (Schweizerische geologische Kommission).
- GEIGER, E. (1948): Untersuchungen über den Geröllbestand im Rheingletschergebiet. – Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilungen, 28: 274–287.
- GEIGER, E. (1969): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im Raum nördlich von Bodensee und Rhein. – Jahresheft geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 11: 167–172.
- GRAF, H.R. (1993): Die Deckenschotter der Zentralen Nordschweiz. – 151 S.; Dissertation ETH Zürich Nr. 10205 (Zürich).
- GRAF, H.R. (1996): Caliche-Bildungen auf Höheren Deckenschotter der Nordschweiz? – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 46: 48–53.
- GRAF, H.R. (2000): Quartärgeologie zwischen Rhein, Thur und Aare (Kantone Aargau, Zürich, Schaffhausen) (Exkursion G am 28. April 2000). – Jahresbericht Mitteilungen oberrheinischer Geologischer Verein, N.F. 82: 113–129.
- GRAF, H.R. (in Bearbeitung): Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beiträge geologische Karte Schweiz, NF 168; Bern (Schweizerische Geologische Landesaufnahme).
- GUTZWILLER, A. (1883): Molasse und jüngere Ablagerungen. – In: GUTZWILLER, A. & SCHALCH, F. (Hrsg.): Geologische Beschreibung der Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen. – Beiträge geologische Karte Schweiz: 19 S.; Bern (Schweizerische Geologische Kommission).
- GUTZWILLER, A. (1894): Die Dilluvialbildungen der Umgebung von Basel. – Verhandlungen naturforschende Gesellschaft Basel, 10: 576–587.
- HABBE, K.A. (1994): Das deutsche Alpenvorland. In: LIEDTKE, H. & MARCENIK, J. (Hrsg.): *Physische Geographie Deutschlands*: 440–475; Gotha (Perthes).
- HALDIMANN, P. & FREY, D. (1991): Aufzeichnungen zur Reflexionsseismik Opalinuston 1991. – *Nagra internationale Berichte*, Teil 1: 92–32.
- HANTKE, R. (1962): Zur Altersfrage des höheren und des tieferen Deckenschotter in der Nordostschweiz. – *Vereinsjahrschrift naturforschende Gesellschaft Zürich*, 107/4: 221–232.
- HEIM, A. (1919): *Geologie der Schweiz*, Band 1: Molasseland und Juragebirge. – 704 S; Leipzig (Tauchnitz).
- HOFMANN, F. (1959): Magnetitvorkommen in diluvialen Ablagerungen des Kantons Schaffhausen. – Schweizerische Mineralogisch petrographische Mitteilungen, 39: 105–113.
- HOFMANN, F. (1967a): Südlicher Hegau. – In: HANTKE, R., HOFMANN, F. & SUTER, H. (Hrsg.): *Exkursion Nr. 28, Schaffhausen – Hegau – Stein a. Rh.* – *Geologischer Führer Schweiz*, 6: 491–501.
- HOFMANN, F. (1967b): Blatt 1052 Andelfingen, Karte und Erläuterungen 52. – 27 S.; Geologischer Atlas Schweiz 1:25.000; Bern (Schweizerische geologische Kommission).
- HOFMANN, F. (1981): Blatt 1031 Neunkirch, Karte und Erläuterungen 74. – 49 S.; Geologischer Atlas Schweiz 1:25.000; Bern (Schweizerische Geologische Kommission).
- HOFMANN, F. & HANTKE, R. (1964): Blatt 1032 Diesenhofen, Erläuterungen 38. – 45 S.; Geologischer Atlas Schweiz 1:25.000; Bern (Schweizerische geologische Kommission).
- HÜBSCHER, J. (1961): Blatt 1032 Diessenhofen, Karte 38. – Geologischer Atlas Schweiz 1:25.000; Bern (Schweizerische geologische Kommission).
- HUG, J. (1907): *Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich und der angrenzenden Landschaften*. – Beiträge geologische Karte Schweiz, N.F. 15.: 127 S.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1994): *Geologie und Landschaftsgeschichte des Murggebietes (Kanton Thurgau)*. – Mitteilungen thurgische naturforschende Gesellschaft, 52: 7–39.
- MBN AG (2004): SN 4.4.6, Umgestaltung Anschluss Schaffhausen-Süd, Galgenbuckeltunnel, geologischer Bericht zum generellen Projekt. – Unveröffentlichtes geologisches Gutachten zu Händen Tiefbauamt Kanton Schaffhausen.
- MÜLLER, W.H., NAEF, H. & GRAF, H.R. (2002): *Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland*. – *Nagra technische Berichte*, 99–08.
- NAEF, H., BIRKHÄUSER, P. & ROTH, P. (1995): *Interpretation der Reflexionsseismik im Gebiet nördlich Lägeren – Zürcher Weinland*. – *Nagra technische Berichte*, 94–14.
- PENCK, A. (1896): *Die Glacialbildungen um Schaffhausen und ihre Beziehungen zu den prähistorischen Stationen des Schweizerbildes und von Thayngen*. – In: NÜESCH, J. (Hrsg.): *Das Schwei-*

- zersbild, eine Niederlassung aus palaeolithischer und neolithischer Zeit: 283–308; Zürich (Zürcher & Furrer).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bd. – 1199 S.; Leipzig (Tauchnitz).
- RUST, B.R. (1972): Pebble orientation in fluvial gravels. – *Journal of sedimentological Petrology*, 42/2: 384–388.
- RUST, B.R. (1975): Fabric and structure in glaciofluvial gravels. – In: JOPLING, A.V. & McDONALD, B.C. (eds.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. – *Special Publication Society econ. Paleontology Mineralogy*, 23: 238–248.
- SCHALCH, F. (1883): Das Gebiet nördlich vom Rhein (Kanton Schaffhausen, Höhgau und Schienerberg). – In: GUTZWILLER, A. & SCHALCH, F. (Hrsg.): *Geologische Beschreibung der Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen. Beiträge geologische Karte Schweiz 19*; 143 S.; Bern (Schweizerische geologische Kommission).
- SCHILL, J. (1859): Geologische Beschreibung der Umgebung von Ueberlingen. – *Beiträge Statistik der Inneren Verwaltung Grossherzogthum Baden*, 8. Heft: 22 S.
- SCHREINER, A. (1965): Geologische Aufnahme von Seismikbohrungen auf dem Schiener Berge. – *Archiv Landesamt Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LRGB) Baden-Württemberg*.
- SCHREINER, A. (1973): Erläuterungen zu Blatt 8219 Singen. – 139 S.; Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000; Stuttgart (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- SCHREINER, A. (1983): Erläuterungen zu Blatt 8218 Gottmadingen. – 124 S.; Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000; Stuttgart (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- SCHREINER, A. (1991): Deckenschotter im Hegau und am westlichen Bodensee. – 15 S.; Unpubliziertes Manuskript.
- SCHREINER, A. (1992a): Geologische Karte Hegau und westlicher Bodensee 1:50.000, erweiterte Neuauflage nach Aufnahmen früherer Autoren. – Freiburg (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- SCHREINER, A. (1992b): Erläuterungen zur geologischen Karte Hegau und westlicher Bodensee 1:50.000 – 290 S.; Freiburg (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergelände. – *Jahrbuch geologisches Landesamt Baden-Württemberg*, 31: 183–196.
- SZEPESSY, D. (1999): Untersuchungen zur Geologie im Rheingebiet zwischen Diessenhofen (TG) und Feuerthalen (ZH). – 112 S.; Unpublizierte Diplomarbeit der Universität Zürich.
- VERDERBER, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. – 169 S.; Dissertation Universität Freiburg.
- VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flussgeschichte von Aare/Donau und Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. – *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.*, 28: 295–362.
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – *Jahrbuch Mitteilungen oberrheinischer geologischer Verein*, N.F. 80: 361–398.
- VILLINGER, E. (2003): Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* 154/2–3: 193–253.
- WARD, J. H. (1963): Hierarchical grouping to optimize an objective function. – *Journal of the American Statistical Association*, 58: 236–244.
- ZAUGG, A. (2001): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt 1033 Steckborn – 1034 Kreuzlingen, geologische Aufnahmen der Gebiete südlich des Rheins 1:25.000. – Manuskriptkarte zuhänden der geologischen Landesaufnahme.
- ZAUGG, A. (2002): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt 1033 Steckborn – 1034 Kreuzlingen, geologische Aufnahmen des Schiener Bergs – Manuskriptkarte zuhänden der geologischen Landesaufnahme.

Anhang 1: Resultate der Geröllzählungen im Untersuchungsgebiet.

Annex 1: Results of the gravel component countings in the study area.

Probe	Lokalität	x-Koo	y-Koo	R-Wert	H-Wert	Höhe m ü.M.	Geröllklassen															
							1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SBT1	Ruine Wolkenstein	705.100	282.025			570	6	6	14	0	20	5	0	13	7	0	13	1	15	16		
SBT2	Schrotzbürg, unterhalb Ruine, unterer Schotter	709.525	284.800	34.92/625	52.85/100	620	15	8	7	4	0	8	11	2	17	4	0	8	3	2	7	
SBT4	Hohenklingen, SE Eichelhalden, ehem. KG	707.375	280.950			600	10	9	7	14	0	16	4	5	13	8	3	7	1	0	1	2
SBT5	Wolkensteiner Berg, E Spitzbebi	705.900	281.550			575	15	8	7	7	0	23	7	2	9	7	1	7	1	1	3	2
SBT6	Wolkensteiner Berg, -N, ehem. KG	705.650	281.800			550	13	12	8	14	0	18	6	1	9	4	0	7	1	3	1	3
SBT7	Bannholz, W Naturschutzgebiet	710.125	281.600	34.92/900	52.81/050	635	10	10	5	0	11	11	2	13	4	0	6	2	2	1	12	1
SBT8	Schrotzbürg, N Ruine, oberer Schotter	709.500	284.700	34.92/400	52.85/000	670	17	13	11	4	0	4	7	2	13	5	0	6	5	2	2	9
SBT9	Bannholz, Schrännen, ehem. KG	709.450	281.225	34.92/300	52.81/550	575	16	11	6	3	0	3	5	5	16	8	0	8	4	5	3	7
SBT10	Hohenklingen, SW Of Erle, Rutschung	707.000	280.575			580	11	5	8	11	0	20	6	2	9	1	10	3	0	2	3	3
SBT11	Hohenklingen, Fälenberg, ehem. KG	707.350	280.950			570	16	8	11	12	0	24	3	1	8	5	0	6	2	2	2	0
SBT12	Hohenklingen, NE Chialhofen	706.950	281.275			590	17	12	10	13	0	7	6	2	14	7	0	8	1	0	3	0
SBT13	Wolkensteiner Berg, N Zieglerhäuli, ehem. KG	706.300	281.200			570	11	10	9	12	0	20	6	1	12	6	1	3	2	0	2	5
SBT14	Wolkensteiner Berg, S Spitzbebi	705.800	281.250			590	12	11	6	11	0	21	8	1	11	3	0	10	3	1	1	1
SBT15	Bannholz, ehem. KG	709.900	281.600	34.92/750	52.81/925	630	11	7	10	12	0	6	15	0	15	3	0	5	4	2	4	6
SBT16	Hohenklingen, W Spitzbebi, ehem. KG	706.475	280.850			590	10	7	10	13	0	24	3	1	13	5	0	7	2	0	1	4
SBT17	Ruine Schrotzbürg	709.550	284.575	34.92/500	52.84/925	680	15	13	7	5	0	6	7	4	16	3	0	9	5	2	2	6
SBT18	N Bannholz, ehem. KG	710.050	282.150	34.92/875	52.82/450	620	11	10	8	11	0	11	8	1	18	5	0	7	3	1	3	3
SBT19	Bannholz	710.100	281.925	34.93/000	52.82/250	615	14	10	9	11	0	13	10	4	14	5	0	4	2	2	2	0
SBT20	Bannholz	709.950	281.200	3.492.625	52.81/950	590	14	14	8	5	0	1	10	2	15	5	0	9	2	2	5	8
SBT21	Bannholz, Aspenholz, ehem. KG	709.875	284.625	34.92/750	52.85/000	600	15	7	10	8	0	7	6	1	16	11	0	9	3	1	4	2
SBT22	E Böhlinger Schlucht, unterer Schotter	706.150	281.250			580	13	6	7	12	0	22	7	4	4	8	1	8	1	3	3	1
SBT24	Ramsen, Winzbiel, ehem. KG	705.200	283.825			560	7	8	8	9	0	23	9	2	12	6	0	7	0	3	6	0
SBT25	Hemshofen, Gfeli, ehem. KG	705.750	283.325			570	12	14	10	10	0	16	6	4	14	5	0	5	3	0	0	1
SBT26	Hungerbol, Rutschung	708.075	282.500	34.90/850	52.82/900	595	15	12	13	10	0	7	9	1	17	5	0	7	0	0	3	1
SBT27	E Litzelhäuserhöfe	708.300	283.100	34.91/175	52.83/550	610	10	8	7	5	0	15	14	0	17	3	7	0	2	2	3	3
SBT28	Kressenberg-S, ehem. KG	706.900	282.300	34.89/775	52.82/700	580	15	14	8	11	0	13	5	0	11	6	2	11	2	0	1	1
SBT29	Öberg-W	707.350	281.375	34.90/175	52.81/825	595	14	10	6	16	0	16	5	1	16	6	0	6	0	0	3	1
SBT30	Kressenberg-SE, ehem. KG	707.575	282.600	34.90/375	52.82/950	575	14	11	9	13	0	1	16	3	17	5	0	7	1	0	1	2
SBT31	Kressenberg-W, ehem. KG	706.875	282.850	34.89/775	52.82/275	575	14	12	6	16	0	12	8	5	11	4	1	7	0	0	2	2
SBT32	Hungerbol, Basis I	707.850	282.475	34.90/725	52.82/900	600	16	10	8	9	0	2	18	2	15	6	0	6	2	1	4	1
SBT33	Eichen, Grablazas	708.200	282.150	34.91/000	52.82/475	605	12	8	9	11	0	11	16	1	15	6	0	7	1	0	1	2
SBT34	Kressenberg-NE	706.575	283.125	34.90/500	52.83/500	600	8	8	6	5	0	15	16	2	15	6	1	7	1	2	7	1
SBT35	Hungerbol, N Höll	709.075	282.475	34.91/950	52.91/950	600	17	8	11	9	0	8	13	0	13	3	0	8	2	3	2	3
SBT36	Eichen, oben	708.225	282.150	34.91/025	52.82/475	615	15	14	9	8	0	5	10	0	11	5	0	8	0	1	1	5
SBT37	Böhlinger Schlucht, Amriss, Schotter	709.200	284.650	34.92/025	52.85/025	620	16	18	12	3	0	5	10	0	14	4	0	8	2	2	1	5
SBT38	Böhlinger Schlucht, Amriss, Hochflut	709.200	284.650	34.92/050	52.85/025	622	10	17	13	3	0	5	8	1	20	2	0	10	2	1	0	8
SBT39	Böhlinger Schlucht, Amriss, Diamikt	709.200	284.650	34.92/050	52.85/025	625	6	9	7	2	0	7	11	2	17	4	0	8	2	2	3	20
SBT40	Hungerbol, Basis II	708.050	282.500	34.90/700	52.82/900	580	14	12	11	11	0	6	8	2	17	5	1	7	1	1	1	3
SBT41	Öberg-E, Basis	707.575	281.125	34.90/450	52.81/575	585	14	6	10	10	0	21	7	3	13	3	7	0	0	1	2	2
SBT42	Hemshofen Gfeli-SE	706.175	283.175			565	11	10	9	11	0	25	2	0	12	8	0	5	4	0	1	2

Anhang 1: Fortsetzung

Annex 1: Continuation

Probe	Lokalität	x-Koo	y-Koo	R-Wert	H-Wert	Höhe m ü.M.	Gerötklassen															
							1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SBT43	Bannholz-S, ehem KG	709.675	281.325	34.92.550	52.81.700	610	11	19	8	6	0	5	7	1	13	5	3	4	2	3	4	9
SBT44	W Sandhof, ehem. KG	710.000	282.425	34.92.875	52.82.750	635	8	10	7	4	0	14	13	1	10	6	0	3	3	2	2	17
SBH1	Schiener Berg, Ewigkeit, ehem. KG	711.250	283.500	34.94.125	52.83.825	680	17	7	10	19	0	1	15	9	2	8	0	0	0	0	0	3
SBH2	Herrntisch	705.675	283.600	34.88.725	52.85.025	675	18	9	8	21	0	19	1	1	0	13	4	0	5	1	0	0
SBH3	Herrntisch, Chroobach	706.200	284.650	34.89.100	52.85.050	675	14	3	9	17	0	16	0	0	16	8	0	11	2	2	2	0
SBH4	E Ferdinandslust	711.225	282.475	34.94.250	52.82.850	685	11	15	10	12	0	13	0	1	14	5	1	8	3	0	0	7
STM1	Stammerberg, Tannenbühl, ehem. KG	706.425	277.200			595	9	11	6	10	0	22	8	1	14	4	0	7	5	1	1	1
STM2	Stammerberg, Hörnwald	708.125	275.625			620	9	7	9	16	0	20	8	1	9	7	1	10	1	2	0	0
STM3	Reutenen, ehem. KG, Schrägsschichtung	719.150	278.850			708	16	11	13	7	0	4	12	3	17	3	1	7	2	0	0	3
STM4	Reutenen, ehem. KG, Übergusschicht	719.150	278.850			710	16	8	4	13	0	1	10	6	27	2	0	5	2	1	1	4
STM5	Chiebbuck, ehem. KG	710.850	274.950			610	13	11	6	8	0	21	8	1	13	8	1	5	1	1	0	3
STM6	Heerenberg, ehem. KG	707.475	275.225			605	11	9	9	14	0	19	7	0	14	3	3	4	0	0	0	3
STM7	E Lachen	703.050	278.800			600	22	14	7	14	0	15	10	2	11	0	1	1	1	1	2	1
STM8	Quellfassung Hinter Hütten	702.475	278.650			585	18	9	8	16	0	14	3	0	12	7	1	1	1	1	3	0
STM9	N Aussichsturm	702.025	278.050			610	14	13	6	13	0	15	5	0	14	5	2	1	2	2	4	4
STM10	Halden, ehem. KG	703.650	278.300			615	9	13	10	10	0	16	11	3	10	6	0	8	1	1	2	0
STM11	Lachen, ehem. KG	702.500	278.850			605	11	11	5	15	0	25	4	1	10	6	1	7	1	2	0	1
STM12	Fridtag, ehem. KG	702.500	278.225			605	10	10	8	17	0	17	16	0	12	5	0	4	0	1	0	0
STM13	Reutenen Schräggübel	719.650	278.175			690	10	10	6	13	0	11	6	0	15	6	0	11	1	0	1	10
STM14	Kleebeck, ehem. KG	710.275	274.325			630	10	12	7	19	0	25	6	1	9	4	0	4	1	0	0	2
RHB1	Rauhenberg, W Onisbuck	700.100	284.200	34.83.000	52.84.750	570	12	8	12	10	0	13	7	0	11	8	0	11	0	1	1	6
RHB2	Rauhenberg, SW Ruti	701.700	284.625	34.84.600	52.85.100	570	11	9	10	7	0	6	15	1	10	6	0	8	4	5	3	5
RHB3	Rauhenberg, Emmisbuel	698.850	284.725	34.81.750	52.84.275	565	9	5	7	7	0	11	12	0	15	8	0	9	5	5	4	3
RHB4	Rauhenberg, Zindelplatz	701.300	284.675	34.84.250	52.84.175	550	10	6	9	11	0	28	5	3	9	6	2	7	1	0	1	2
RHB6	Rauhenberg, Fauenhau	700.025	283.950	34.82.900	52.84.450	545	15	10	12	13	0	7	11	0	14	5	1	8	1	1	1	1
RHB7	Rauhenberg, Onisbuck	700.675	284.250	34.83.400	52.84.775	565	13	16	9	10	0	7	4	4	16	7	3	8	0	0	1	2
RHB8	Rauhenberg, Bürglischloss	698.300	284.450	34.81.200	52.84.050	560	10	9	10	10	0	9	11	2	16	8	0	9	1	2	0	3
KF1	Kohlfrist, SE Allenwinden	689.950	282.450			520	12	4	9	16	0	27	3	0	9	8	0	10	2	0	0	0
KF2	Kohlfrist, W Bürgitill	690.025	281.300			530	8	4	7	9	0	37	3	3	8	9	1	8	1	1	1	0
KF3	Kohlfrist, Wald N Uhwiesen	690.000	281.100			540	11	6	7	15	0	25	1	1	8	12	1	11	0	0	2	0
KF4	Kohlfrist, oberhalb KG Hochwacht	693.125	279.400			555	8	8	16	0	22	8	0	11	9	1	6	2	1	0	0	0
KF6	Kohlfrist, Grossi Hochebni, ehem. KG	692.625	281.150			545	13	9	5	13	0	32	0	2	7	1	10	1	0	0	0	0
KF7	Kohlfrist, Rutschung NE Chueweg	692.300	281.500			530	6	9	6	15	0	19	6	4	12	9	0	11	0	1	2	0
KF8	Kohlfrist, E Ger	691.325	281.100			510	14	9	9	12	0	25	2	2	8	7	1	8	2	0	1	0
KF9	Kohlfrist, im Stich	693.300	279.700			540	13	6	8	15	0	18	1	0	18	6	0	12	2	0	1	0
KF10	Kohlfrist, Quellfassung	691.625	281.725			500	15	5	7	23	0	16	3	0	10	8	0	11	0	0	2	0
KF11	Kohlfrist, ehem KG oberhalb Uhwiesen	690.300	280.850			535	11	8	3	9	1	21	4	2	16	7	1	9	4	1	3	0
KF12	Kohlfrist, KG N Benken	691.650	280.000			545	15	6	8	11	0	27	0	2	14	5	0	9	0	3	0	0
KL11	Osterlingen, Spitz	677.925	279.725			490	12	8	11	12	2	18	4	0	11	8	0	7	3	2	2	0
KL12	Wilchingen, Buebenhalde, ehem. KG	678.250	280.050			475	8	9	9	17	2	16	4	0	10	6	0	12	1	1	3	2

Anhang 1: Fortsetzung

Annex 1: Continuation

Probe	Lokalität	x-Koo	y-Koo	R-Wert	H-Wert	Höhe m ü.M.	Geröllklassen															
							1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
KL13	Osterlingen, Spitz oben	678.325	279.850			495	10	8	6	15	2	19	2	0	14	8	1	9	1	2	2	1
KL14	Wilchingen, Gálee	678.250	280.100			498	8	11	9	18	1	17	4	0	11	4	1	8	3	5	0	0
KL15	Wilchingen, Hasenberg, Refugium, oben	677.475	281.100			480	10	9	10	15	0	23	7	0	9	2	0	10	0	0	3	2
KL16	Wilchingen, ehem. KG Hasenberg	679.300	281.475			480	21	10	14	16	0	9	4	1	10	5	1	7	1	1	0	0
KL17	Wilchingen, Tubetal	678.950	280.975			520	13	8	4	16	4	17	1	0	14	11	0	10	1	1	0	0
KL18	Osterlingen, Spitz E	678.175	279.750			475	11	11	11	12	1	14	4	0	11	10	1	8	3	1	1	1
KL19	Wilchingen, Bliesweg	677.850	280.475			470	14	6	9	15	1	19	3	0	10	7	1	11	1	0	2	1
KL110	Wilchingen, Hasenberg-N	677.425	281.400			475	17	10	14	0	19	8	0	11	3	2	5	1	1	0	1	1
KL111	Reichberg, ehem. KG	670.850	276.100			460	16	11	14	10	0	16	1	0	17	1	2	7	2	0	2	1
KL112	Reichberg, W.Grosshaldenwald	671.250	276.025	34:54:850	52:77:100	460	16	13	9	16	0	9	5	1	13	7	1	4	1	2	3	0
KL113	Reichberg, Grosshaldenwald-E	672.100	276.450	34:53:1350	52:77:500	450	14	5	9	9	1	11	0	0	17	8	2	11	1	6	6	0
KL114	Reichberg, Wintermalde	689.250	276.375	34:52:000	52:77:450	430	14	8	5	18	1	16	1	0	8	7	1	13	2	5	1	0
KL115	Waldbut, Aarberg, Kapelle	659.150	274.500	34:4:1800	52:75:825	410	18	13	11	12	7	4	2	0	11	9	1	3	2	2	5	0
KL116	Waldbut, Aarberg, Hinterlachen	660.200	274.725	34:4:2650	52:76:025	400	12	9	7	15	11	6	3	0	16	5	3	8	2	0	3	0
KL117	Waldbut, Tannboden, unten	659.300	275.400	34:4:2000	52:76:775	430	8	8	5	10	1	3	2	0	16	8	1	5	17	4	12	0
KL1H1	Neuhausener Wald-N, ehem. KG	687.725	282.450			555	16	3	7	18	2	16	0	0	12	11	0	13	2	0	0	0
He1	Thayngen, Berg	694.450	288.625			515	15	9	4	9	0	24	5	1	12	9	2	7	3	0	0	0
He6	Thayngen, Heerenholz	695.825	289.575			525	14	9	6	9	0	21	8	0	11	5	0	7	0	3	5	2
He8	Thayngen, Schifferhalde	697.325	289.925			520	15	6	6	14	0	16	9	2	13	4	2	7	2	1	2	1
He9	Schaffhausen, Geissberg, ehem. KG	690.150	286.075			502	14	10	11	13	0	12	4	0	13	7	0	10	0	3	2	1
He10	Heilsberg, E. "Altsiedl"	700.950	289.475	34:83:950	52:90:000	530	21	8	7	5	0	16	5	1	12	6	1	7	6	1	1	3
He11	Schaffhausen, Olberg-S, unten	688.475	283.175			495	15	4	8	10	0	20	10	0	14	3	1	7	1	3	2	2
He12	Schaffhausen, Holberg	700.625	289.925	34:83:600	52:90:425	505	11	8	8	14	0	18	9	0	10	5	1	7	0	1	4	4
He13	Heilsberg, Ruine Geisenstein	691.125	286.475			535	9	5	8	11	0	15	13	0	15	5	1	7	3	1	4	3
He14	Schaffhausen, N Galgenbuck	688.450	283.100			510	10	8	9	17	0	18	4	1	11	5	1	11	0	0	1	4
He15	Thayngen, Heerenholz, Basis	695.900	289.525			520	13	10	13	10	0	17	6	0	13	5	0	4	1	1	3	4
He16	Schaffhausen, Geissberg-Rundbuck	689.725	285.625			500	11	8	10	13	0	21	5	0	9	12	0	8	1	0	2	0
He17	Thayngen, Fluenacher	696.975	289.550			532	14	11	9	10	0	9	12	0	14	3	0	9	2	2	3	2
He18	Heilsberg, "Juden"	699.800	288.975	34:82:800	52:89:475	555	12	8	11	3	0	12	15	1	13	9	0	7	1	1	5	2
He19	Schaffhausen, Geissberg	690.075	286.375			510	19	10	9	9	0	19	7	0	9	3	2	8	1	2	2	0
He20	E Umerhofe, N ehem. Homburg, ehem. KG	714.250	294.900	34:83:300	52:95:225	605	14	16	10	8	0	4	16	1	17	1	1	3	0	2	7	0
He21	Bodanrück, Hügelstein	718.250	294.150	35:01:325	52:94:400	625	15	10	6	5	0	5	13	3	24	3	4	4	2	2	3	4
He22	Bodanrück, Lerchenacker, ehem. KG	719.050	294.200	35:02:150	52:94:375	675	26	11	10	6	0	10	8	6	3	0	6	1	2	3	0	0
He23	Sippinger Berg, oberer Schotter, ehem. KG	724.350	296.400	35:05:525	52:98:525	680	14	12	13	9	0	2	8	5	16	2	0	3	0	3	10	3
He24	Sippinger Berg, unterer Schotter, "Steinbalken"	724.150	296.300	35:06:325	52:96:425	650	21	11	13	10	0	5	7	2	14	2	1	5	1	4	4	0
He25	Bodanrück, Mühlberg-N, ehem. KG	717.950	294.850	35:00:575	52:95:075	600	12	11	8	7	0	4	16	4	15	6	0	0	1	3	3	10
He26	Rosberg bei Hinterhomburg, ehem. KG	713.200	294.360	34:96:325	52:96:675	610	12	12	11	5	0	6	13	5	19	3	0	3	1	3	1	6
He27	Bodanrück, Hohraute	716.800	294.750	34:98:675	52:94:975	680	13	9	10	9	0	2	10	8	9	2	2	1	1	5	8	11
He28	Friedinger Schlosse	708.050	293.700	34:91:600	52:92:075	535	23	15	11	7	0	6	9	0	12	3	0	3	1	3	3	4

Anhang 2: Resultate der Schwermineralzählungen im Untersuchungsgebiet. (A = Andalusit, Py = Pyroxen, Pu = Pumpellyit, To = Topas, Sp = Spinell, G = Glaukonit, S/Si = Sillimanit, Gp = Glaukophan, Ch = Chloritoid).

Annex 2: Results of the heavy mineral countings in the study area.

Probe	Lokalität	x-Koo	y-Koo	R-Wert	H-Wert	Höhe	Granat in % aller Körner	Epidot + Coisit in % aller Körner ausser Granat	Staurolith	Dithen	Apatit	Grüne Hornblende	Braune Hornblende	Zirkon	Rutil	Tourmalin	Übrige	Total Körner
SBT1	Ruine Wolkstein	705.100	282.025			570	33	61	6	9	11	7	0	5	0	1	A	149
SBT2	Schrotzberg, unterhalb Ruine, Basaler Schotter	709.525	284.800	34.92/625	52.85/100	620	87	52	12	2	17	1	0	3	7	6		766
SBT3	Schrotzberg, E Ruine, basaler Schotter	710.125	284.325	34.93/225	52.84/625	625	60	61	11	5	11	8	0	1	0	3	P.G	252
SBT4	Hohenklingen, SE Eichelhalden, ehem. KG	707.375	280.950			600	52	58	13	3	8	14	0	3	0	1	P.Pu	207
SBT5	Wolkstein-Berg, E Spitzebühl	705.900	281.500			575	37	53	9	3	11	15	0	5	2	0		158
SBT6	Wolkstein-Berg -N, ehem. KG	705.650	281.800			560	28	64	7	1	7	15	0	3	0	3		138
SBT7	Bannholz, W Naturschutzgebiet	710.150	281.600	34.92/900	52.81/050	635	71	59	11	3	15	3	0	3	2	4		343
SBT8	Schrotzberg, N Ruine, oberer Schotter	709.500	284.700	34.92/400	52.85/000	670	35	58	12	4	10	11	0	2	0	4	A.Pu	153
SBT9	Bannholz, Schrännen, ehem. KG	709.450	281.225	34.92/300	52.81/550	575	38	54	8	3	19	7	0	1	4	4	A.Pu	161
SBT10	Hohenklingen, SW Uf Erle, Rutschung	707.000	280.575			580	40	54	7	3	7	21	0	4	1	3	Pu.A.G	167
SBT11	Hohenklingen, Falenberg, ehem. KG	707.350	280.900			570	57	55	9	8	9	13	0	2	1	3	A.Pu	233
SBT24	Ramsen, Winzibühl, ehem. KG	705.200	283.825			560	85	52	18	5	9	4	0	2	5	3	A.G	671
SBT26	Hungerbühl, Rutschung	708.075	282.500	34.90/850	52.82/900	595	79	50	8	3	8	8	0	10	6	7	A.G.Gh	478
SBT27	Litzelshausenöfe	708.300	283.100	34.91/175	52.83/550	610	60	46	10	0	16	16	0	6	1	5	Pv.G	250
SBT30	Kressenberg-SE, ehem. KG	707.575	282.800	34.90/375	52.82/950	575	84	52	16	2	16	4	0	2	4	4	P.Pu.G	643
SBT31	Kressenberg-W, ehem. KG	706.875	282.850	34.89/775	52.83/275	575	39	59	6	1	9	15	0	5	1	4	A	165
SBH1	Ewigkeit, ehem. KG	711.250	283.500	34.94/125	52.83/825	680	56	64	12	2	10	3	0	4	2	3	P.G	228
SBH3	Herrentisch, Chroobach	706.200	284.650	34.89/100	52.86/050	675	65	55	15	2	13	3	0	1	4	5	P.A	283
STM1	Tannenbüel, ehem. KG	706.425	277.200			595	17	60	5	2	6	26	0	0	1	0		120
STM3	Reutenen, ehem. KG, Schrägschichtung	719.150	278.850			709	30	34	9	1	18	12	0	16	2	8	A.Ch	143
STM6	Heerenberg, ehem. KG	707.475	275.225			605	29	45	4	6	19	12	0	8	2	5	P	143
STM11	Lachen, ehem. KG	702.500	278.850			605	49	52	11	3	11	14	0	3	1	5	P	197
STM12	Fridhag, ehem. KG	702.500	278.225			605	44	64	9	4	11	9	0	1	0	2	P.G.St	178
RHB1	Wönisbuck	701.700	284.200	34.89/000	52.84/750	570	42	60	6	5	13	9	0	3	1	3	A.S	173
RHB2	SW Ruti	701.700	284.625	34.84/600	52.85/100	570	69	44	9	4	15	17	1	4	2	4		318
KF2	W Bürgli	690.025	281.300			530	28	67	8	1	4	17	0	0	2	1	Pu	139
KF5	Hochwacht, ehem. KG	693.450	279.125			545	82	51	17	6	7	4	0	5	4	4	Sp	531
KIT1	Oserfingen, Spitz	677.925	279.725			490	56	65	7	3	11	8	0	4	0	2	A	226
KIT2	Wilchingen, Buebenthalde, ehem. KG	678.250	280.050			475	35	56	13	3	8	17	0	3	0	0	P	155
KIT12	Rechberg, W Grossthalenwald	671.250	276.025			480	60	54	12	7	11	13	0	8	5	4		251
KIT14	Rechberg, Winterhalde	669.250	276.375			430	62	54	12	7	7	11	1	3	1	4	A	266
KIT15	Waldshut, Aarberg, Kapelle	659.150	274.500			410	47	65	15	1	10	4	1	2	0	2		188
KIT18	Böhring Rechberg, 32 m	671.557	276.750	34.54/320	52.77/830	464	44	72	3	0	9	13	0	1	1	1		177
KIT19	Bohrung Rechberg, 32.5 m	671.557	276.750	34.54/320	52.77/830	464	47	64	2	1	11	10	0	2	2	2		188
He6	Thayngen, Heerenholz	695.825	289.575			525	88	71	11	1	6	1	0	4	2	4	A.S	808
He7	Schaffhausen, Ölberg, Keller	688.350	283.400			510	58	42	12	5	15	10	0	7	3	5	Si	236
He8	Thayngen, Schiffenthalde	697.325	289.925			520	85	49	11	6	7	16	1	3	5	2	A	649
He9	Schaffhausen, Geissberg, ehem. KG	690.150	280.075			502	59	50	13	5	10	13	0	4	2	3	Pu.G.S	241
He10	Heilsberg, E Alstald	700.950	289.475	34.83/950	52.90/000	530	75	47	9	2	9	20	5	0	5	3	P.Sp	408
He23	Siplinger Berg, oberer Schotter, ehem. KG	724.350	296.400	35.05/525	52.96/525	680	65	55	9	6	13	15	0	0	1	1		288
He24	Siplinger Berg, unterer Schotter, "Steinbalm"	724.150	296.300	35.06/325	52.96/425	660	76	50	6	3	18	16	0	2	3		421	
He25	Bodenrück, Mühlberg-N, ehem. KG	717.950	294.850	35.00/575	52.95/075	600	83	41	20	1	6	6	0	15	8	3	P.To	596
He26	Rosberg bei Hinterhornburg, ehem. KG	713.200	296.350	34.96/325	52.96/675	610	71	63	11	2	8	6	0	3	2	5	A	254
He27	Bodenrück, Hohteute	716.800	294.750	34.99/875	52.94/975	680	71	68	10	2	5	7	1	5	0	2	P.To.G	341
He28	Friedinger Schlässe	708.050	293.700	34.91/600	52.92/075	535	67	63	12	3	8	11	0	2	0	1	P.Pu	307

Pupilla loessica LOŽEK 1954 (Gastropoda: Pulmonata: Pupillidae) – “A Living Fossil” in Central Asia?

STEFAN MENG & MATTHIAS H. HOFFMANN *)

Abstract: LOŽEK (1986) is of the opinion that *Pupilla loessica* has been found recently in Central Asia. The aim of this study is to provide some initial, concrete contributions to the discussion of this subject. It should be understood as a basis for further investigations. During recent visits on site between 1995 and 2006 in Central Asia in the Russian Altay, in Northern Mongolia, in the Baikal region and in the Tien Shan, numerous recent malacocenoses were examined. In many places evidence was found of a form of *Pupilla* which had not previously been described from this region; its shell morphology cannot be distinguished from *Pupilla loessica*. Its distribution is concentrated in the strongly continental Khrebet Saylyugem in the South Eastern Altay. The probability of the occurrence of *Pupilla loessica* in Central Asia is supported, apart from the shell morphology criteria, by the preference of this species for more continental types of habitat with average annual temperatures markedly below 0° C and the corresponding accompanying fauna adapted to the cold, including e.g. *Columella columella*, *Vertigo genesii*, *Vallonia tenuilabris*, etc., which make these fauna easily comparable to the Pleistocene glacial associations of the Central European region.

[*Pupilla loessica* LOŽEK 1954 (Gastropoda: Pulmonata: Pupillidae) –“Ein lebendes Fossil” in Zentralasien?]

Kurzfassung: LOŽEK (1986) vertritt die Ansicht, dass *Pupilla loessica* rezent in Zentralasien vorkommt. Die vorliegende Studie hat das Ziel zu diesem Thema erste konkrete Diskussionsbeiträge zu liefern. Zu verstehen ist diese Arbeit als Grundlage für weitergehende Untersuchungen. Bei neueren Geländeaufenthalten von 1995–2006 konnten in Zentralasien im Russischen Altay, in der nördlichen Mongolei, im Baikal-Gebiet und im Tien Shan zahlreiche rezente Malakozönosen untersucht werden. An vielen Lokalitäten wurde eine bisher aus dieser Region unbeschriebene Form von *Pupilla* nachgewiesen, welche gehäuse-morphologisch von *Pupilla loessica* nicht zu unterscheiden ist. Einen Schwerpunkt der Verbreitung bildet das stark kontinental geprägte Khrebet Saylyugem im SE-Altay. Für das Vorkommen von *Pupilla loessica* in Zentralasien spricht neben den gehäuse-morphologischen Kriterien, die Präferenz dieser Form zu stärker kontinental geprägten Habitaten, mit Jahresdurchschnittstemperaturen, die deutlich unter 0° C liegen sowie die entsprechenden kälteangepassten Begleitfaunen, z. B. mit *Columella columella*, *Vertigo genesii*, *Vallonia tenuilabris* u. a., welche diese Faunen gut mit den pleistozänen kaltzeitlichen Assoziationen des mitteleuropäischen Raumes vergleichbar machen.

Keywords: *Pupilla loessica*, living fossil, Central Europe, Central Asia

* Adresses of authors: S. Meng, Ernst Moritz Arndt University Greifswald, Institute of Geography and Geology, Friedrich-Ludwig-Jahnstrasse 17a, 17487 Greifswald, Germany. stefan.meng@uni-greifswald.de; H. Hoffmann, Martin Luther University Halle-Wittenberg, Institute of Biology, Geobotany and Botanical Gardens, Am Kirchtor 3, 06108 Halle, Germany. matthias.hoffmann@botanik.uni-halle.de

1 Introduction

The interpretation of fossil terrestrial gastropod faunas constitutes a suitable tool for paleo-ecological reconstructions in the Quaternary. The prerequisite for reconstructing ecological parameters of fossil systems is knowledge about the history of the distribution and the ecological requirements of each species or fauna community (LOŽEK 1964, MANIA 1973, ALEXANDROWICZ 1987, FÜKÖH, KROLOPP & SÜMEGI 1995, FRANK 2006).

As far as the interglacial gastropod faunas of central Europe are concerned, the equivalent recent faunas are generally quite well known. Temperate pleistocene fauna communities are characterised – like the corresponding flora – in similar ways by exotic (southern, south-east European and Pontic) components (LOŽEK 1964, MANIA 1973, MANIA & MAI 2001).

For the glacial (e.g. Weichselian) associations, however, the corresponding recent equivalents in Europe are missing. According to LOŽEK (1999), studies of glacial terrestrial gastropods to date show that the analogies with the glacial ecosystems of Central Europe should not be sought in the Arctic or sub-Arctic biomes of Europe or Northern Eurasia but are to be expected, or are indeed present, in the continental regions of Central Asia. It is also significant that certain glacial index species of molluscs were initially found in the Quaternary of Central Europe and only later recently in Central Asia.

Vallonia tenuilabris (A. BRAUN 1843) was described for the first time in the loess of Wiesbaden (Germany). It is only in the past few decades that its recent occurrence in Central Asia has been recognised. This species ranges from the Central Asian highlands (Altay, Tien

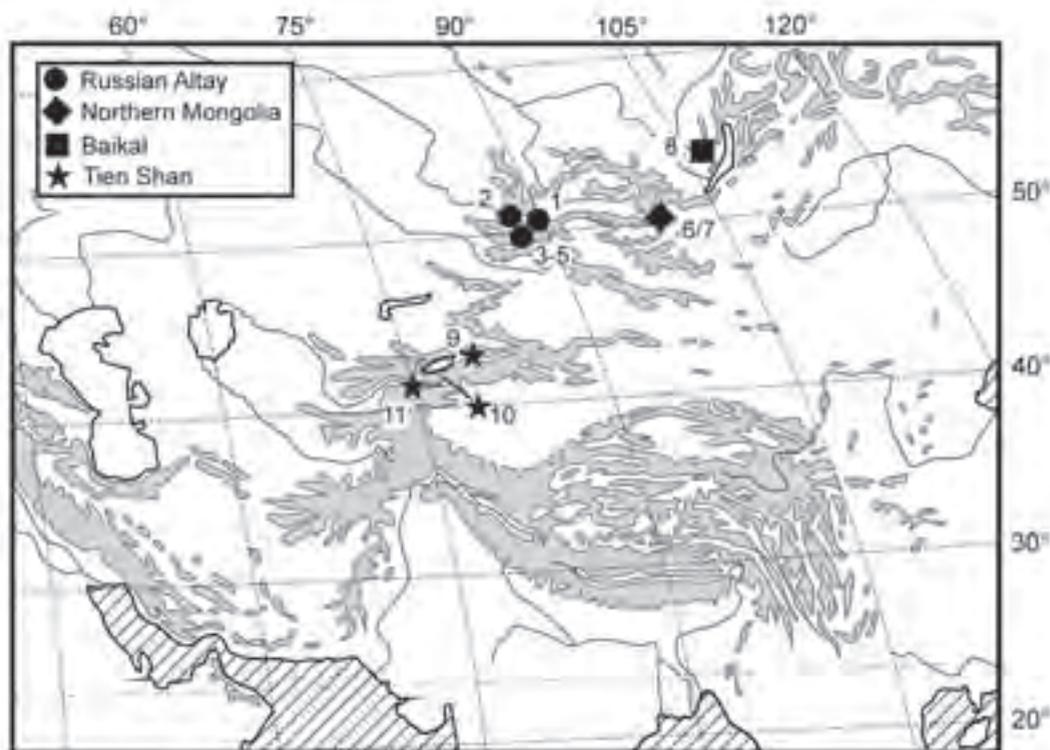


Fig. 1: Localities with *Pupilla* cf. *loessica* in Central Asia (see Table 1).

Abb. 1: Vorkommen mit *Pupilla* cf. *loessica* in Zentralasien (s. Tab. 1).

Shan, Pamir and Himalayas), Northern Mongolia and the Baikal region into Northern Asia (SCHILEYKO 1984, UVALIEVA 1990, MENG 1995, GERBER 1996).

Vertigo pseudosubstriata LOŽEK 1954 was first identified in the Weichselian loess of Dolní Věstonice (Moravia, Czech Republic). Further Pleistocene evidence followed in Central Europe (KROLOPP 1958, MENG 1995, BIBUS et al. 1996). The first indications of recent occurrences of the species in the Tien Shan were submitted by MATĚKIN (LOŽEK 1964). UVALIEVA (1967) discovered the species anew in the Southern Altay and initially described it as *Vertigo laevis* (synonym). In recent times to date, this species has been found in the Tien Shan, Altay, Pamir and Himalayas where it is relatively widespread in their alpine altitudes (SCHILEYKO 1984, UVALIEVA 1990, MENG 1995). *Vertigo parcedentata* (A. BRAUN 1847), like *Vallonia tenuilabris*, was first described in the loess of Wiesbaden (BRAUN 1847). Until recently, this species was believed to be extinct. Quite surprisingly, it was found alive in the Dovrefjell, Norway (POKRYSZKO 1993). MENG (2008 a) found evidence of the occurrence of *V. parcedentata* in the Altay and Tien Shan. The material has been photographed for the first time and compared with fossil material from Central Germany. POKRYSZKO & HORCÁK (2007) also found evidence of the recent occurrence of this species in the Altay region. PREECE, WHITE & SHCHETNIKOV (2007) additionally have the first Holocene findings from the Baikal region. Parallels on this issue have also been provided by *Pisidium stewarti* PRESTON 1909. This mussel, which is known in Europe as a decidedly Pleistocene glacial species, has also been identified as recent in the Central Asian high mountainous massifs of Tien Shan, Pamir and the Himalaya (KUIPER 1962, LOŽEK 1964, MENG 1995, KANTOR & SYSOEV 2005, BÖSSNECK & MENG 2006).

In the Central Asian highlands and also in the high regions of Northern Mongolia or in the Baikal area, numerous paleoartic, holarctic and "Scandinavian alpine" species are widespread which had become known as typical

examples of the Pleistocene glacial associations of the Central European region, such as *Pupilla* fauna of many types and shapes, *Cochlicopa lubrica* (O. F. MÜLLER 1774), *Columella columella* (MARTENS 1830), *Vertigo genesii* (GREGLER 1856), *Euconulus* cf. *fulvus* (O. F. MÜLLER 1774), *Nesovitrea petronella* (L. PFEIFFER 1853), *Nesovitrea hammonis* (STRÖM 1765) and others (SCHILEYKO 1984, UVALIEVA 1990, MOISSEVA 1996, MENG 2008a).

The glacial fauna of the Central European region also differs considerably from the present day sub-arctic or alpine gastropod associations by the characteristic occurrence of a series of species in steppe. These also include the xerothermic genus *Pupilla triplicata* (STUDER 1820) which is also found in the high mountainous habitats of Central Asia (SCHILEYKO 1984, LOŽEK 1999, MENG 2008b).

Pupilla loessica was first described by LOŽEK (1954) from late Pleistocene loess from Předmostí near Přerov (Moravia, Czech Republic). At an early date (1986), LOŽEK supported the view that *Pupilla loessica* was alive at the present time in Central Asia. However, no further concrete investigations of this were conducted.

The shells of *Pupilla loessica* are about 3 mm high, thin, cylindrical-ovate and have a rounded conical apex. The approximately 5 strongly curved whorls gradually increase in height and are finely and irregularly ribbed. The short elliptical aperture has no denticles, no palatal callus and is only slightly broadened. The crest is at most indicated by a weak band. The species differs from *Pupilla muscorum* (LINNAEUS 1758) by its smaller size, the strongly rounded and ribbed whorls and the lack of denticles and crest (Fig. 3-7).

For the Pleistocene in Central and Eastern Europe and also in parts of NW Europe, *Pupilla loessica* constitutes a significant glacial index species (LOŽEK 1964, MANIA 1973, ALEXANDROWICZ 1988, 1989, MENG 1995, 1998, FÜKÖH, KROLOPP & SÜMEGI 1995, KROLOPP 2003, DMITRUK 2004, SÜMEGI & KROLOPP 2006). It was widespread above all in the middle and late Pleistocene but individual specimens had also

Table 1: Collections of *Pupilla cf. loessica* with accompanying fauna in Central Asia (absolute individual figures).

- Russia, SE Altay, Khrebet Saylyugem, north east of Kosh Agach (Fig. 2.1-2), habitats (cf. Table 2), 2200-2650 m a.s.l., 50°00.30'/89°13.50'-50°01.45'/89°15.20', 08.2006
- Russia, Aygulakskiy Khrebet, Central Altay, north of Aktash, around Lake Sorulukol, open *Pinus sibirica* woodland, in low bushes and mosses, humid mesophilic, 1940 m a.s.l., 50°30'/87°40', 08.08.2006
- Russia, South Central Altay, Severo Chujskiy Khrebet, south of Čibit, stony slope, in mosses, 1150 m a.s.l., 50°18'/87°30', 18.07.1997
- Russia, South Central Altay, Severo Chujskiy Khrebet, south of Čibit, humid stream bank, 1900-2250 m a.s.l., 50°08'/87°25'-50°15'/87°30', 07.97
- Russia, South East Altay, Yuzhno Chujskiy Khrebet, humid shrubland, c. 2340 m a.s.l., 49°50'/87°52', 08.2006
- Northern Mongolia, western shore of Lake Khövsgöl Nuur near Khatgal, flat shore plateau in meadow with very open *Larix sibirica* woodland (Fig. 2.4), humid mesophilic, on pieces of wood, 1668 m a.s.l., 50°32'43.4"/100°06'09.6", 08.09.2001
- Northern Mongolia, east of Khövsgöl Nuur near Khatgal, stony ground, dry slope exposed to the south (Fig. 2.3), in light soil, mesophilic, surroundings *Larix sibirica* woodland, 1750 m a.s.l., 50°27'51.9"/100°14'35.7", 09.09.2001
- Russia, Yelantsy, west of the Baikal Lake, steep slope with block detritus, in moss, mesophilic, 560 m a.s.l., 52°47'/106°24', 10.08.1997
- Kyrgyzstan, Central Tien Shan, Khrebet Sary Dzash, northern slope, alpine meadow, in part stony sub-surface, 2850-3500 m a.s.l., 42°14'/79°07'-42°16'/79°08, 07.1995
- Kyrgyzstan, Inner Tien Shan, Khrebet Terskey Alatau, northern slope, alpine meadow with abundant herbage, humid, 3400 m a.s.l., c. 41°56'/77°05', 01.07.1995
- Kyrgyzstan, Inner Tien Shan, around Lake Song Köl, Kek Bulak valley east of the Song Köl, through flow moor, 3050 m a.s.l., 41°46'/75°23', 19.07.2005

	Russian Altay					N Mong.		B.	Tien Shan		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Novisuccinea altaica</i> (MARTENS 1871)	-	5	-	-	-	-	-	-	10	-	-
<i>Novisuccinea cf. altaica</i> (MARTENS 1871)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X
<i>Cochlicopa lubrica</i> (O. F. MÜLLER 1774)	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Columella columella</i> (MARTENS 1830)	31	-	-	-	-	-	-	-	31	-	-
<i>Vertigo alpestris</i> ALDER 1838	-	3	-	-	-	-	-	-	14	-	-
<i>Vertigo cf. alpestris</i> ALDER 1838	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vertigo genesii</i> (GREDLER 1856)	56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X
<i>Vertigo parcedentata</i> (A. BRAUN 1847)	-	-	-	2	-	-	-	-	2	-	-
<i>Pupilla alluvionica</i> MENG & HOFFMANN 2008	90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pupilla cf. loessica</i> LOŽEK 1954	750	3	2	10	29	95	11	33	28	6	X
<i>Pupilla muscorum</i> (LINNAEUS 1758)	-	5	-	26	-	75	-	-	-	-	X
<i>Pupilla turcmenica</i> (O. BOETTIGER 1889)	-	-	-	-	-	-	-	-	96	-	-
<i>Vallonia kamschatica</i> LIKHAREV 1963	-	-	2	-	-	-	14	27	-	-	-
<i>Vallonia cf. ladacensis</i> (NEVILL 1878)	-	-	-	-	-	-	-	-	18	-	-
<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BRAUN 1843)	183	-	-	1	-	112	5	-	24	9	-
<i>Vallonia</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X
<i>Nesovitrea petronella</i> (L. PFEIFFER 1853)	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Deroceras cf. altaicum</i> (SIMROTH 1886)	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Euconulus cf. fulvus</i> (O. F. MÜLLER 1774)	12	11	-	3	-	-	-	1	2	-	-
<i>Euconulus cf. praticola</i> (REINHARDT 1833)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X
<i>Fruticicola transbaikalia</i> (SCHILEYKO 1978)	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-
Samples with <i>Pupilla cf. loessica</i>	35	2	1	3	2	1	1	1	2	1	1

B.: Baikal region, N Mong.: Northern Mongolia

Tabelle 1: Aufsammlungen von *Pupilla* cf. *loessica* mit Begleit-Faunen in Zentralasien (absolute Individuenzahlen).

1. Russland, SE-Altay, Khrebet Saylyugem, nordöstlich Kosh-Agach (Abb. 2.1-2), Habitate (siehe Tabelle 2), 2200-2650 m NN, 50°00.30'/89°13.50'-50°01.45'/89°15.20', 08.2006
2. Russland, Aygulakskiy Khrebet, Zentral Altay, nördlich Aktash, Umfeld lake Sorulukol, offener *Pinus sibirica*-Wald, in niedrigen Sträuchern und Moosen, feucht-mesophil, 1940 m NN, 50°30'/87°40', 08.08.2006
3. Russland, S-Zentral Altay, Severo Chujskiy Khrebet, südlich bei Čibit, felsiger Hang, in Moosen, 1150 m NN, 50°18'/87°30', 18.07.1997
4. Russland, S-Zentral-Altay, Severo Chujskiy Khrebet, südlich von Čibit, feuchte Bachufer, 1900-2250 m NN, 50°08'/87°25'-50°15'/87°30', 07.97
5. Russland, SE-Altay, Yuzhno Chujskiy Khrebet, feuchte Staudenflur, ca. 2340 m NN, 49°50'/087°52', 08.2006
6. N-Mongolei, westliche Ufer des lake Khövsgöl-Nuur bei Khatgal, flaches Ufer-Plateau mit Wiese in offenen *Larix sibirica*-Beständen (Abb. 2.4), feucht-mesophil, an Hölzern, 1668 m NN, 50°32'43,4"/100°06'09,6", 08.09.2001
7. N-Mongolei, östlich Khövsgöl-Nuur bei Khatgal, Felsflur, südlich exponierter Trockenhang (Abb. 2.3), in Mulm, mesophil, Umfeld *Larix sibirica*-Wald, 1750 m NN, 50°27'51,9"/100°14'35,7", 09.09.2001
8. Russland, Yelantsy, westlich vom Baikalsee, Steilhang mit Blockschutt, in Moos, mesophil, 560 m NN, 52°47'/106°24', 10.08.1997
9. Kirgyzstan, Zentral-Tien Shan, Khrebet Sary Dzash, nördlicher Hang, Hochgebirgswiesen, z. T. felsiger Untergrund, 2850-3500 m NN, 42°14'/79°07'-42°16'/79°08, 07.1995
10. Kirgyzstan, Innerer Tien Shan, Khrebet Terskej Alatau, nördlicher Hang, krautreiche Hochgebirgswiese, feucht, 3400 m NN, ca. 41°56'/77°05', 01.07.1995
11. Kirgyzstan, Innerer Tien Shan, Umfeld Song Köl, Kek Bulak-Tal östlich des Song Köl, Durchströmungsmoor, 3050 m NN, 41°46'/75°23', 19.07.2005, leg. U. JUEG

been found since the early Pleistocene (MÜNZING 1968, MANIA 1973). This species often accompanies the so-called *Pupilla* fauna and *Columella* fauna (according to LOŽEK 1964). Although it is a frequent loess mollusc (LOŽEK 1965), it apparently lived in various glacial habitats. In addition to *Pupilla* spp., species which like humidity, such as *Columella columella* or *Vertigo genesii*, are also often found together with *Pupilla loessica*.

Indications of the occurrence of *Pupilla loessica* in late Pleistocene loess have also been found in southern Siberia (LAURIN et al. 2000, VELICHKEVICH et al. 2004). However, in the loess sequences of Southern Tajikistan and Southern Kazakhstan no evidence has been found as yet of *Pupilla loessica* (MENG 2008 b, MENG & GERBER 2008). The diversity of the Central Asian Pupillidae is generally relatively complex (SCHILEYKO 1984, UVALIEVA 1990, MENG & HOFFMANN 2008). The following varieties have been found to date in the Altay region: *Pupilla muscorum* (LINNAEUS 1758), *Pupilla triplicata* (STUDER 1820), the

endemic species *Pupilla altaica* MENG & HOFFMANN 2008 and *Pupilla alluvionica* MENG & HOFFMANN 2008 as well as a number of other so far undescribed types of *Pupilla* (POKRYSZKO & HORCÁK 2007, MENG & HOFFMANN 2008). In the Tien Shan area, for example, in addition to *Pupilla muscorum* and *Pupilla triplicata*, *Pupilla turcmenica* (O. BOETTGER 1889) has also been found as well as the local endemic species *Pupilla gallae* TZVETKOV 1940, *Pupilla inequidenta* SCHILEYKO & ALMUHAMBETOVA 1979 and *Pupilla striopolita* SCHILEYKO 1984.

In addition to the types listed, at many sites in Central Asia during recent investigations between 1995-2006 evidence was found of a specimen so far undescribed in this region which is indistinguishable from *Pupilla loessica* in its shell morphology.

2 Material and Methods

In connection with private visits and sponsored projects, it has been possible to investigate nu-

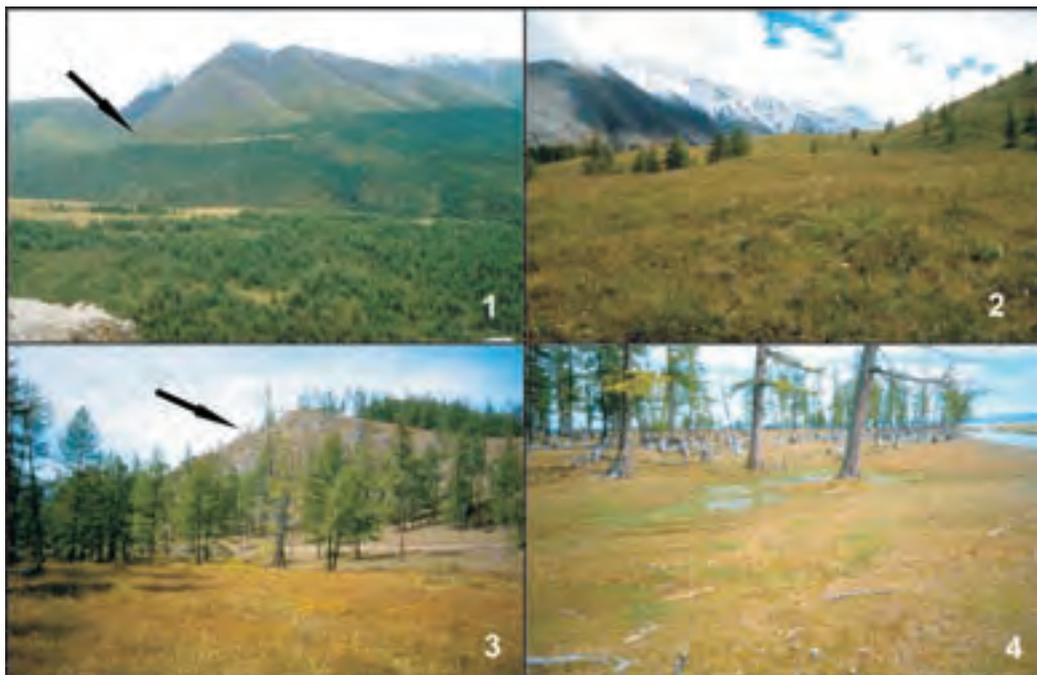


Fig. 2: Habitats of *Pupilla* cf. *loessica* in Central Asia, 1.-2. Russia, SE Altay, Khrebet Saylyugem (Table 2), 1. Panorama, 2. „Alpine tundra“, 2430 m a.s.l. (arrow in 1. is equivalent to 2.), 3.-4. Northern Mongolia near Khatgal (Table 1/6-7), 3. East of Lake Khövsgöl Nuur, dry slope (arrow), 4. Western shore of Khövsgöl Nuur.

Abb. 2: Lebensräume von *Pupilla* cf. *loessica* in Zentralasien, 1.-2. Russland, SE-Altay, Khrebet Saylyugem (Tabelle 2), 1. Panorama, 2. „Alpine Tundra“, 2430 m NN (Pfeil in 1. entspricht 2.), 3.-4. Nord-Mongolei bei Khatgal (Tabelle 1/6-7), 3. Östlich vom See Khövsgöl Nuur, Trockenhang (Pfeil), 4. Westliche Uferbereich vom Khövsgöl Nuur.

merous recent malacocenoses in Central Asia; about 150 specimens collected in the Russian Altay (1997, 2006), 20 specimens from Northern Mongolia (2001), about 20 specimens from the Baikal region, Russia (1997) and more than 130 specimens from Tien Shan, Kyrgyzstan (1995, 1998, 1999, 2005).

The distribution and composition of the fauna communities studied including the potential *Pupilla loessica* (*Pupilla* cf. *loessica*) were documented (Table 1-2, Fig. 1-2). The extensive section of Figures (3-7) provides a comparison between the recent material and Pleistocene forms of *Pupilla loessica* from Central Europa.

The fossil *Pupilla loessica* material from the late middle Pleistocene and late Pleistocene (Saale, Weichsel) came from various sites in

Central Germany, e.g. Erfurt (Thuringia). Freiburg and Karsdorf (Saxony-Anhalt).

3 Results

Altay: In the context of a single expedition supported by the DAAD in August 2006 to the Russian Altay at the intersection of the Western and Eastern Altay (Korgonskiy Khrebet, Seminskiy Khrebet, Onguday, Aykulakskiy Khrebet, Yuzhno Chujskiy Khrebet and Khrebet Saylyugem) 130 malacocenoses were examined.

Whereas only limited *Pupilla* cf. *loessica* material is available from the Central Altay, the findings were concentrated particularly in the more continental SE Altay. There were no findings from the W Altay which is maritime. *Pupilla* cf. *loessica*

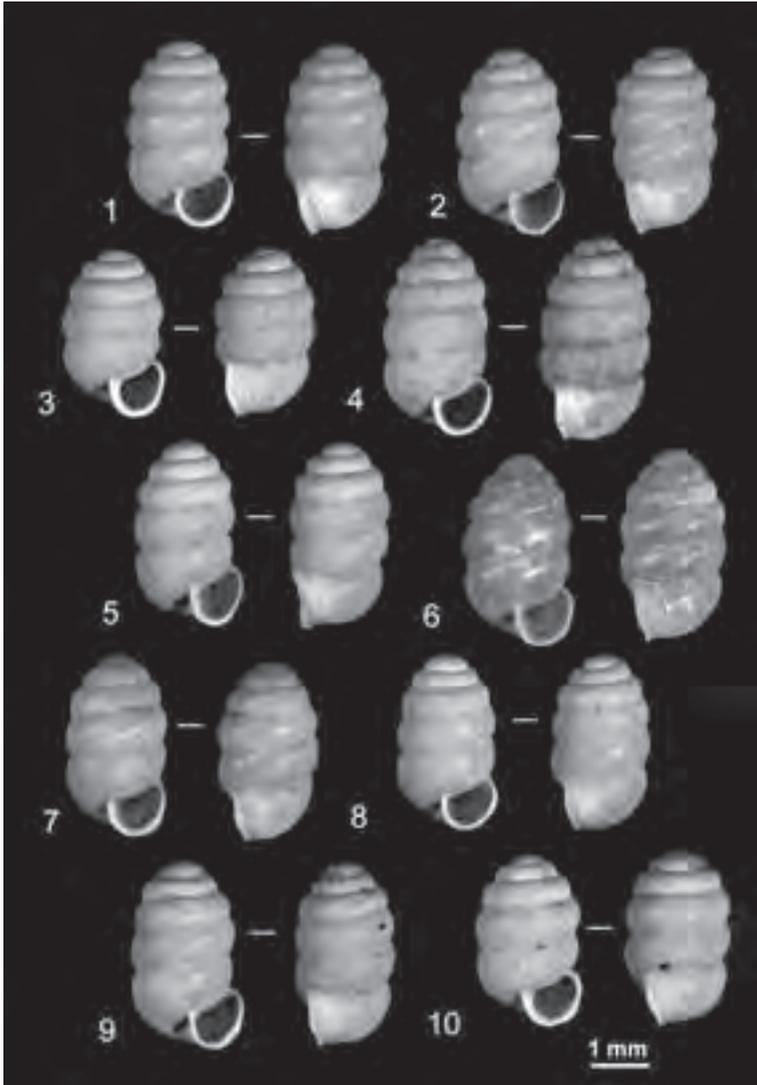


Fig. 3: Pleistocene *Pupilla loessica* from Central Germany.

- 1-2 Karsdorf/Steigra (Saxony-Anhalt), soil, Saalian Complex
- 3-4 Kühnhausen near Erfurt (Thuringia), late Weichsel gravel deposits of the river Gera
- 5 Stotternheim near Erfurt (Thuringia), early Weichsel gravel deposits of the river Gera
- 6 Prömmerberg near Freyburg (Saxony-Anhalt), Weichsel loess
- 7-8 Strienberg, Erfurt-Stedten (Thuringia), Weichsel loess
- 9-10 Mellingen (Thuringia), Weichsel loess

Abb. 3: Pleistozäne *Pupilla loessica* aus Mitteldeutschland.

- 1-2 Karsdorf/Steigra (Sachsen-Anhalt), Fließerde, Saale-Komplex
- 3-4 Kühnhausen bei Erfurt (Thüringen), spätweichselzeitliche Flussschotter der Gera
- 5 Stotternheim bei Erfurt (Thüringen), frühweichselzeitliche Flussschotter der Gera
- 6 Prömmerberg bei Freyburg (Sachsen-Anhalt), weichselzeitlicher Löss
- 7-8 Strienberg, Erfurt-Stedten (Thüringen), weichselzeitlicher Löss
- 9-10 Mellingen (Thüringen), weichselzeitlicher Löss

Table 2: Collections of *Pupilla* cf. *loessica* in the Khrebet Saylyugem, South Eastern Altay, with accompanying fauna (absolute individual figures).

- | | |
|--|--|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Alluvions, c. 2230 m a.s.l. 2. Mesophilic meadows some with abundant herb-
age, 2200-2480 m a.s.l. 3. Shrubland and humid stream and river banks,
2240-2400 m a.s.l. 4. Open <i>Larix sibirica</i> woodland, with mosses,
dwarf birch and <i>Dryas oxyodonta</i>, 2200-2400 m
a.s.l. | <ol style="list-style-type: none"> 5. "Alpine tundra", humid alpine meadows with <i>Dryas oxyodonta</i> and <i>Carex</i> sp. also showing frost cracks, 2420-2630 m a.s.l. (Fig. 2.2) 6. Dry slopes with block detritus below the tree line, snails under stones, 2250-2350 m a.s.l. 7. Dry slopes, rocky steppe type, above the tree line, snails under stones, 2410-2510 m a.s.l. |
|--|--|

Tabelle 2: Aufsammlungen von *Pupilla* cf. *loessica* im Khrebet Saylyogem, SE Altay, mit Begleitfaunen (absolute Individuenzahlen).

- | | |
|--|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Alluvionen, ca. 2230 m NN 2. Mesophile, z.T. kräuterreiche Wiesen, 2200-
2480 m NN 3. Staudenfluren sowie feuchte Bach- und Flus-
sufer, 2240-2400 m NN 4. Offener <i>Larix sibirica</i>-Wald, mit Moosen, Zwerg-
birke und <i>Dryas oxyodonta</i>, 2200-2400 m NN | <ol style="list-style-type: none"> 5. „Hochgebirgstundra“, feuchte Hochgebirgswie-
sen mit <i>Dryas oxyodonta</i> und <i>Carex</i> sp. sowie
Frostaufbrüche, 2420-2630 m NN (Abb. 2.2) 6. Trockenhänge mit Blockschutt im Bereich der
Waldzone, Schnecken unter Steinen, 2250-
2350 m NN 7. Trockenhänge, felssteppenartig, oberhalb Wald-
zone, Schnecken unter Steinen, 2410-2510 m NN |
|--|---|

	1	2	3	4	5	6	7
<i>Columella columella</i> (MARTENS 1830)	-	-	8	11	12	-	-
<i>Vertigo genesii</i> (GREDLER 1856)	-	-	-	3	53	-	-
<i>Pupilla alluvionica</i> MENG & HOFFMANN 2008	88	-	-	-	-	2	-
<i>Pupilla</i> cf. <i>loessica</i> LOŽEK 1954	4	239	68	65	175	163	36
<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BRAUN 1843)	5	33	46	3	64	32	-
<i>Euconulus</i> cf. <i>fulvus</i> (O. F. MÜLLER 1774)	-	-	-	4	8	-	-
Samples with <i>Pupilla</i> cf. <i>loessica</i>	2	9	4	9	7	2	2

occurred most frequently in the Khrebet Saylyugem (Table 1.1-5). Therefore these findings have been examined in greater detail (Table 2).

The area investigated in the Khrebet Saylyugem lies at a height of 2200-2600 m NN. The closest known meteorological station is the Kosh Agach Station (www.globalclimatics.org - Climate Diagrams, <http://meteo.infospace.ru>), 50°01' / 88°44' and 1750 m a.s.l. The average annual temperature recorded amounts to -6.7°C (January -32°C, July 13°C) and the annual rainfall amounts to about 110-150 mm on average. In the Khrebet Saylyugem region where we worked, however, as the height increases with corresponding exposure one can assume considerably higher rainfall.

Pupilla cf. *loessica* is found in various different habitats in the Khrebet Saylyugem. These habitats range from stony steppe via open woodland with *Larix sibirica*, shrubland, mesophilic meadows to humid high altitude meadows with *Carex* sp. and *Dryas oxyodonta* (alpine tundra). It is striking that in the Khrebet Saylyugem, despite the numerous specimens of *Pupilla* cf. *loessica* collected, the number of accompanying species identified was relatively small (Table 2). In addition, especially on the humid alpine meadows, the accompanying fauna found comprised *Columella columella*, *Vertigo genesii*, *Vallonia tenuilabris* and *Euconulus* cf. *fulvus* which most surprisingly correspond to those of the Pleistocene glacial habitats of

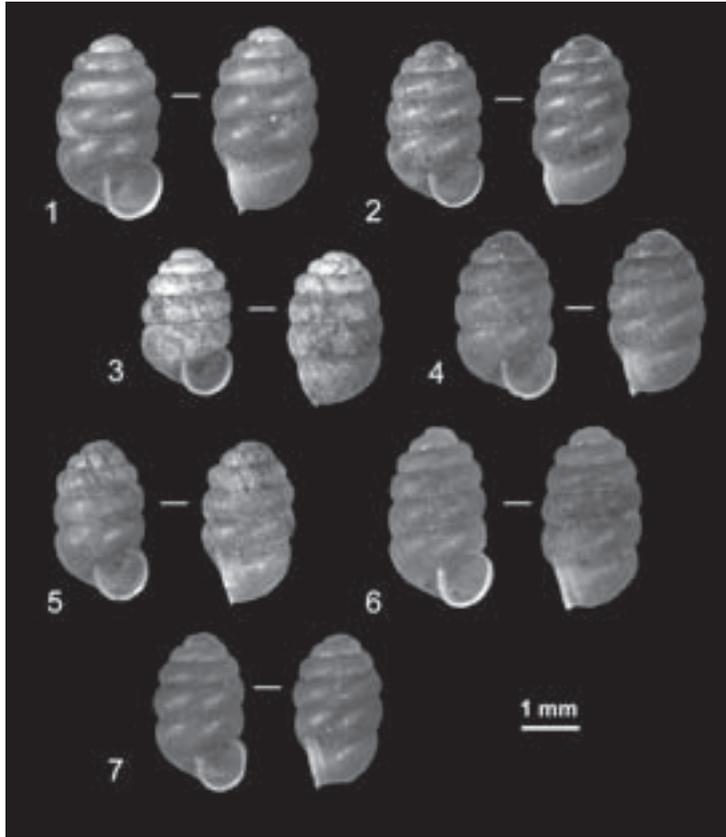


Fig. 4: Recent *Pupilla* cf. *loessica* from Russian Altay, SE Altay.

- 1 Yuzhno Chujskiy Khrebet, humid shrubland (Table 1/5)
- 2-7 Khrebet Saylyugem (Table 2, Fig. 2/1-2)
- 2 "Alpine tundra", humid alpin meadows
- 3 Mesophilic meadows
- 4-6 Dry slopes, rocky steppe type
- 7 Open *Larix sibirica* woodland

Abb. 4: Rezente *Pupilla* cf. *loessica* aus dem Russischen Altay, SE Altay.

- 1 Yuzhno Chujskiy Khrebet, feuchte Staudenflur (Tabelle 1/5)
- 2-7 Khrebet Saylyugem (Tabelle 2, Abb. 2/1-2)
- 2 "Alpine Tundra", feuchte alpine Wiesen,
- 3 Mesophile Wiesen,
- 4-6 Trockene Hänge, felssteppenartig,
- 7 Offener *Larix sibirica* Wald

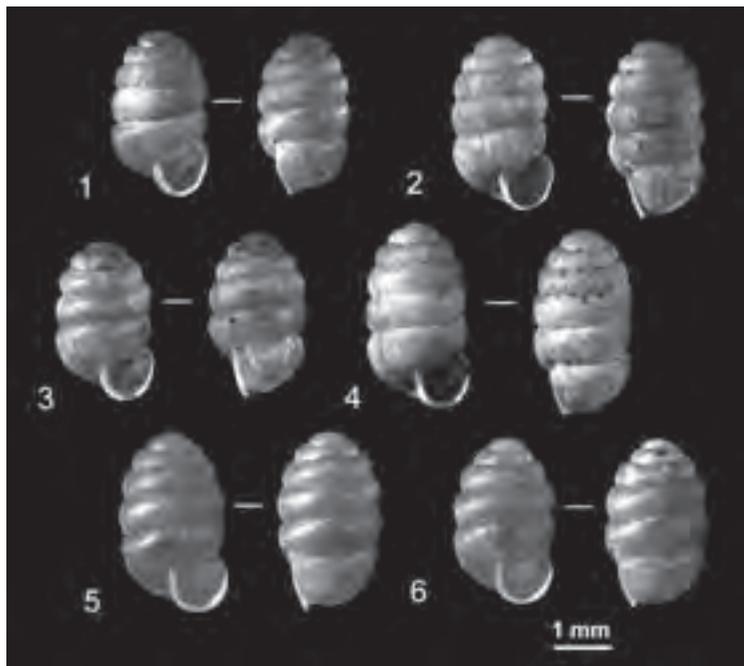


Fig. 5: Recent *Pupilla* cf. *loessica* from Northern Mongolia and from the Baikal region.
 1-3 Russia, Yelantsy, west of Baikal Lake, steep slope with block detritus (Table 1/8)
 4 N Mongolia, east of Lake Khövsgöl Nuur, stony ground, dry slope (Table 1/7, Fig. 2/3)
 5-6 N Mongolia, western shore of Khövsgöl Nuur, flate shore plateau (Table 1/6, Fig. 2/4)

Abb. 5: Rezente *Pupilla* cf. *loessica* aus der N-Mongolei und vom Baikal.
 1- 3 Russland, Yelantsy, westlich vom Baikalsee, Trockenhang mit Gesteinsschutt (Tab. 1/8)
 4 N-Mongolei, östlich vom See Khövsgöl Nuur, Trockenhang, felsig (Tab. 1/7, Abb. 2.3)
 5- 6 N-Mongolei, westliches Ufer vom Khövsgöl Nuur, flaches Ufer-Plateau (Tab. 1/6, Abb. 2/4)

the Central European region (LOŽEK 1964, MANIA 1973, MENG 1995). Apart from the shell morphology criteria, the ecological conditions would also seem to indicate that the recent form found may correspond to the Pleistocene *Pupilla loessica*.

The cylindrical, ovate, thin-walled shells are usually a strong brown colour when fresh. The fine ribs evidence very low, fragile rims which are not always visible. On weathered shells the fine ribs are still visible although less pronounced, as on the shells of the Pleistocene *Pupilla loessica*. The height of the shells of this recent form from the Altay amounts to c. 2.5-3.3 mm and the width of the shells is c. 1.6-1.8 mm, thus also corresponding to the variations

of the fossil forms (Fig. 3, 4). There were also a few larger ribbed forms and their shells were more bulbous or more cylindrical. It is not yet clear to what extent these specimens can be distinguished from *Pupilla* cf. *loessica*.

Evidence was found by the authors of *Pupilla muscorum* in the Altay with data so far from the Aygulakiy Khrebet and Severo Chujskiy Khrebet. However, *Pupilla muscorum* occurs very frequently in the Tien Shan area. This species was also found in Northern Mongolia and the Baikal region (Fig. 7).

Northern Mongolia: Two occurrences of *Pupilla* cf. *loessica* were found in a mountainous region of Northern Mongolia in the area

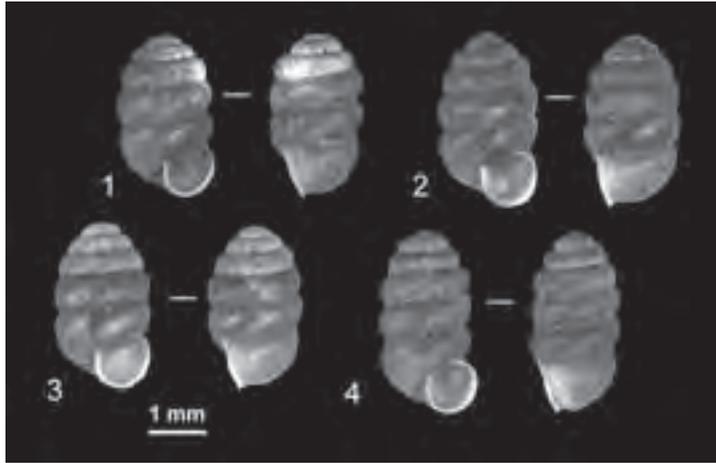


Fig. 6: Recent *Pupilla* cf. *loessica* and *Pupilla turcmenica* from the Tien Shan, Kyrgyzstan
 1-3 *Pupilla* cf. *loessica* (Table 1/9-11)
 1 Khrebet Sary Dzash, alpine meadow
 2 Khrebet Terskey Alatau, alpine meadow
 3 Around Lake Song Köl, through flow moor, alpine meadow
 4 *Pupilla turcmenica*, Khrebet Terskey Alatau, alpine meadow, 3800 m a.s.l.

Abb. 6: Rezente *Pupilla* cf. *loessica* und *Pupilla turcmenica* aus dem Tien Shan, Kyrgyzstan
 1-3 *Pupilla* cf. *loessica* (Tabelle 1/9-11), 1
 1 Khrebet Sary Dzash, alpine Wiesen
 2 Khrebet Terskey Alatau, alpine Wiesen
 3 Umfeld des Sees Song Köl, Durchströmungsmoor, alpine Wiesen
 4 *Pupilla turcmenica*, Khrebet Terskey Alatau, alpine Wiesen, 3800 m NN

around the Khövsgöl Nuur lake near Khatgal at c. 1670 m a.s.l. (Table 1, 6-7). The first site was directly on the shore of the Khövsgöl Nuur on a shore plateau with a sparse scattering of *Larix sibirica* and mesophilic to humid meadows. *Pupilla* cf. *loessica* was accompanied by *Vallonia tenuilabris* and *Pupilla muscorum*. In neighbouring more humid shore areas *Vertigo genesii* and *Columella columella* were also found. The second site of the findings was in a stony steppe habitat and the accompanying species were *Vallonia tenuilabris* and *Vallonia kamtschatica*. Whereas the *Pupilla* cf. *loessica* from the lake shore had somewhat more ovate, bulbous shells, those from the steppe slopes were somewhat more cylindrical (Fig. 5).

The meteorological station of Khatgal (1670 m a.s.l.) in the immediate neighbourhood registered an average annual temperature of -4.9°C

(January -23.2°C , July 11.6°C) and an annual rainfall of 292 mm which indicates the continental nature of the area. The climatic data for Northern Mongolia together with the fauna and zoo-geographical relationships also reveal interesting parallels to the conditions in the Central European glacial habitats.

Baikal Region: Specimens of *Pupilla* cf. *loessica* have also been collected from the Baikal region, Yelantsy, 560 m a.s.l., to the west of the Baikal lake (Table 1.8, Fig. 5). The accompanying species on the mesophilic slope with block detritus were *Vallonia kamtschatica*, *Euconulus* cf. *fulvus* and *Fruticicola transbaikalia*.

The meteorological station of Trkutsk which is relatively close ($52^{\circ}16'/104^{\circ}21'$), at 485 m a.s.l., reported average annual temperatures of

about 0°C and an annual rainfall of 483 mm. The climate can be described as sub-boreal continental.

Tien Shan: Despite the numerous findings in the Tien Shan mountains, *Pupilla* cf. *loessica* was relatively rare there (Table 1.9-11, Fig. 6). The specimens came from high altitude habitats around 3000 m a.s.l. or considerably higher. The habitats in the areas of the central Tien Shan where findings were made, Khrebet Sary Dzash, and in the inner Tien Shan, Khrebet Terskey Alatau, as well as the area around the Song Köl lake, are normally more humid alpine meadows, some of them with abundant herbage or with *Carex* sp.

The significant species adapted to the cold which were found here were again e.g. *Columella columella*, *Vallonia tenuilabris*, *Vertigo genesii* and *Vertigo parcedentata*. But, compared with the Altay region, these fauna evidenced a greater variety overall, including e.g. *Novisuccinea altaica*, *Vertigo alpestris*, *Pupilla muscorum*, *Pupilla turcmenica*, *Vallonia* cf. *ladacensis*, etc. (MENG 2008a).

The climate in the Tien Shan has a strong exposure effect as a result of radiation and more humid northern slopes. Although Central and Inner Tien Shan are generally considered arid, in the course of the differences in exposure and the variations of altitudes on the mountain slopes in the alpine region, humid conditions are sometimes found. The annual rainfall in the Khrebet Terskey Alatau can amount to as much as 900 mm (GOTTSCHLING 2002). In the Northern Tien Shan it can considerably exceed 1000 mm. In the part of the Khrebet Sary Dzash studied, the annual rainfall amounts to 300-400 mm (Atlas Kirgizskoy SSR, 1987). The annual 0°C isotherm in the Northern Tien Shan is found at about 2900 m a.s.l. At heights in excess of 3000 m a.s.l., the average annual temperature is considerably below 0°C (BOLCH 2005).

It is problematic that the Tien Shan is the main distribution area of *Pupilla turcmenica* because a clear differentiation of the shell morphology of this species from *Pupilla* cf. *loessica* is probably not always one hundred percent possible (Fig. 6.4). Nevertheless, the shells of *Pupilla turcmen-*

ica are narrower and more cylindrical. The form of the aperture is also more strongly developed. The edge of the aperture is markedly thickened and a parietal denticle is also often present. The crest is more pronounced (SCHILEYKO 1984).

4 Discussion

Despite the opinion expressed and published by LOŽEK (1986) that *Pupilla loessica* is a recent occurrence in Central Asia, a discussion of this question has never been started. The aim of this study is to change the situation and to make some initial contributions to the discussion. The study should be understood as a basis for further investigations.

The arguments in favour of the occurrence of *Pupilla loessica* in Central Asia, apart from the shell morphology criteria, are the preference for more strongly continental habitats with average annual temperatures markedly below 0°C and the corresponding accompanying fauna adapted to the cold, e.g. *Columella columella*, *Vertigo genesii*, *Vallonia tenuilabris*, etc., which make these fauna clearly comparable to the Pleistocene glacial associations of the Central European region.

POKRYSZKO & HORCÁK (2007 – World Congress of Malacology, Antwerp) mention *Pupilla alabiella* from the Altay (SCHILEYKO 1984). This species also shows greater morphological similarities compared with *Pupilla loessica* (cf. SCHILEYKO 1984). From the zoo-geographical point of view, however, there are major doubts about the occurrence of this species in the Altay because *Pupilla alabiella* has only been found thus far on the islands of Verchovkiy and Dva Brata in the bay of Peter the Great in the Far East, Primorskiy Kray (SCHILEYKO 1984, KANTOR & SYSOEV 2005). In addition, *Pupilla* cf. *loessica* is concentrated mainly in the strongly continental South East of the Altay and appears to be lacking in the maritime Western Altay (Table 1, 2, Fig. 1). Furthermore, the question is also unanswered why *Pupilla alabiella* is not more widespread in the Primorskiy Kray (Red Book, Primorskiy Kray, GULBIN & PROZOROVA 2002). However, should it be established that *Pupilla alabiella* and *Pupilla*

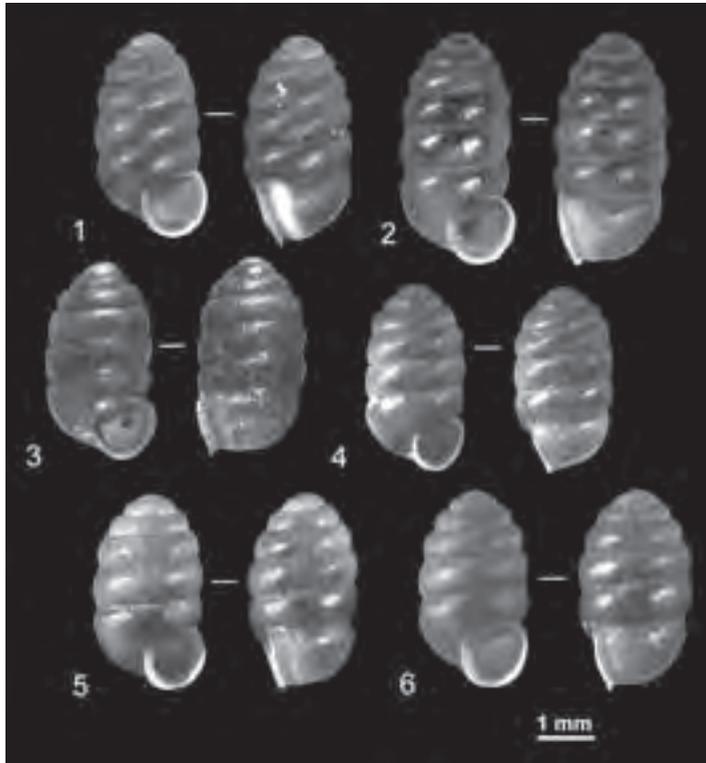


Fig. 7: Recent *Pupilla muscorum* in Central Asia.

- 1 Southern Kyrgyzstan, Tien Shan, Madygen, humid meadow, 1550 m a.s.l.
- 2 Kyrgyzstan, Tien Shan, Khrebet At Bai, alpine meadow, 3200 m a.s.l.
- 3 Russia, Yelantsy, west of the Baikal Lake, humid meadow, 550 m a.s.l.
- 4 Russia, South Central Altay, Severo Chujskiy Khrebet, humid meadow, 2100 m a.s.l.
- 5-6 N Mongolia, western shore of Khövsgöl Nuur, flate shore plateau (Table 1/6, Fig. 2/4)

Abb. 7: Rezente *Pupilla muscorum* in Zentralasien.

- 1 S.-Kyrgyzstan, Tien Shan, Madygen, feuchte Wiesen, 1550 m NN
- 2 Kyrgyzstan, Tien Shan, Khrebet At Bai, alpine Wiesen, 3200 m NN
- 3 Russland, Yelantsy, westlich vom Baikalsee, feuchte Wiesen, 550 m NN
- 4 Russland, S.-Zentral-Altay, Severo Chujskiy Khrebet, feuchte Wiesen, 2100 m NN
- 5-6 N-Mongolei, westliche Ufer vom Khövsgöl Nuur, flaches Uferplateau (Tabelle 1/6, Abb. 2/4)

loessica are synonyms, then precedence should be given to the *Pupilla loessica* species according to the principle of priority.

Our study adds another piece to the puzzle of Pleistocene animal communities and their usage for climatic reconstructions. Recent analogues of the glacial environmental conditions and the species living in them may indeed be sought in the mountains of Central Asia.

Acknowledgement

The field work in Altay (2006) was supported by DAAD (German Academic Exchange Service).

References

- ALEXANDROWICZ, S.W. (1987): Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych. – *Geologia*, 13,1-2: 240 pp. (in Polish).
- ALEXANDROWICZ, S.W. (1988): Malacofauna of Late Quaternary loess-like deposits in the Polish Carpathians. – *Acta Geologica Polonica*, 38/1-4: 86-106.
- ALEXANDROWICZ, S.W. (1989): The Malacofauna of the younger and older loess of the Przemysl Region, SE Poland. – *Folia Malacologica*, 3: 7-21.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): Der Altwürm- und Ribßabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszzone. – *Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, B 20*: 21-51.
- BOLCH, T. (2005): Rezenter Gletscherschwund und Klimawandel im nördlichen Tien Shan (Kasachstan/Kyrgyzstan). – *Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft*, 52: 157-174.
- BÖSSNECK, U. & MENG, S. (2006): Beitrag zur pleistozänen Muschelfauna Mitteldeutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Sphaeriidae (Bivalvia: Sphaeriidae, Unionidae, Corbiculidae). – *Heldia*, 6/5-6: 193-204.
- BRAUN, A. (1847): Brief vom 28. Oktober 1846. Mitteilungen an Professor Bronn gerichtet. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefakten-Kunde 1847*: 49-54.
- DMITRUK, P. (2004): Vernoplejstocenova fauna molluskiv paleolitichnoi stojanki mologove v ta ii paleografichna interpretacija. – *Visnyk Lviv University, Series Geography*, 30: 104-110 (in Ukrainian).
- FRANK, C. (2006): Plio-pleistozäne und holozäne Mollusken Österreichs. – *Mitteilungen der Prähistorischen Kommission*, 62/1-2: 860 pp.
- FÜKÖH, L., KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. (1995): Quaternary malacostratigraphy in Hungary. – *Malacological Newsletter, Suppl. 1*: 219 pp.
- GERBER, J. (1996): Revision der Gattung *Vallonia* RISSO 1826 (Mollusca: Gastropoda: Valloniidae). – *Schriften zur Malakozoologie*, 8: 227 pp.
- GOTTSCHLING, H. (2002): Umweltgerechte Landnutzung im Biosphärenreservat Issyk-Kul. – 55 pp.; Heidelberg (Verlag Kasperek).
- GULBIN, V.V. & PROZOROVA, L.A. (2002): Molljuski – Mollusca. V Krasnuju Knigu Primorskovo Kraja (Red Book Primorskij Kraj). – 26-29 (in Russian).
- KANTOR, YU. I. & SYSOEV, A. V. (2005): Catalogue of molluscs of Russia and adjacent countries. – 627 pp.; Moscow (KMK Scientific Press Ltd) (in Russian).
- KROLOPP, E. (1958): A Budai-hegység csigafunakának kialakulása. – *Állatani Közlemények: XLVL/3-4*: 245-253 (in Hungarian).
- KROLOPP, E. (2003): Mollusc species of the Hungarian Pleistocene formations (Dec 31/2002). – *Malakológiai Tájékoztató (Malacological Newsletter)*, 21:13-18.
- KUIPER, J. G. J. (1962): Etude critique de *Pisidium vincentianum*. – *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 38: 1-19.
- LAURIN, C.A., STASJUK, I.V., AKUMOVA, E. B. & TOMULOVA, E.A. (2000): Novoe geologii pozdnepleoliteszkovo mestonahozhdenija Debina V / Problemy archeologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopregelnyh territorij. – *IAE SO RAN*, 6: 179-183 (in Russian).
- LOŽEK, V. (1954): Neue Mollusken aus dem Tschechoslowakischen Pleistozän: *Vertigo pseudo-substriata* sp. n., *Pupilla muscorum densegyrata* ssp. n. und *Pupilla loessica* sp. n. – *Anthropozoikum*, 3: 327-343.
- LOŽEK, V. (1964): Die Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – *Rozprawy UUG*, 31: 374 pp.
- LOŽEK, V. (1965): Das Problem der Lößbildung und der Lößmollusken. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 39: 61-75.
- LOŽEK, V. (1986): Quaternary malacology and fauna genesis in Central Europe. – *Proceedings 8th International Malacology Congress Budapest 1983*: 143-145.
- LOŽEK, V. (1999): Kaltzeitliche Umweltbedingungen in Mitteleuropa nach Aussagen der Quartärmollusken. – In: BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN,

- M. (eds.): Terrestrische Quartärgeologie: 253-259; Köln.
- MANIA, D. (1973): Paläökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. – *Geologie*, 21/Beiheft 78/79: 1-175.
- MANIA, D. & MAI, D.H. (2001): Molluskenfaunen und Floren im Elbe-Saalegebiet während des mittleren Eiszeitalters. – *Præhistoria Thuringica*, 6/7: 46-91.
- MENG, S. (1995): Die Mollusken der Weichsel-Kaltzeit von Erfurt (Thüringen). – *Veröffentlichungen des Naturkundemuseum Erfurt*, 14: 150-167.
- MENG, S. (1998): Mollusken (Schnecken und Muscheln) aus jungpleistozänen Geraschottern von Arnstadt-Rudisleben (Thüringen). – *Veröffentlichungen des Naturhistorischen Museum Schleusingen*, 13: 37-42.
- MENG, S. (2008a): Neue Daten zur Verbreitung der Vertiginidae (Gastropoda: Pulmonata) in Zentralasien. – *Mollusca*, 26/2: 207-219.
- MENG, S. (2008b): *Pupilla talassika* n. sp. (Gastropoda: Pulmonata: Pupillidae) from the late Pleistocene loess from West Talasskij Alatau (Southern Kazakhstan) with comments on the distribution range of *Pupilla triplicate* (Studer, 1820) in Central Asia. – *Mollusca*, 26/2: 221-228.
- MENG, S. & GERBER, J. (2008): *Vallonia ranovi* n. sp. from the Pleistocene of Southern Tajikistan (Gastropoda: Pulmonata: Valloniidae). – *Journal of Conchology*, 39/5: 599-605.
- MENG, S. & HOFFMANN, M. H. (2008): *Pupilla altai-ca* n. sp. und *Pupilla alluvionica* n. sp., two new species of Pupillidae (Gastropoda: Pulmonata: Pupilloidea) from the Russian Altay. – *Mollusca*, 26/2: 229-234.
- MOISSEVA, S. E. (1996): Molljuskii – Genetical Fund Cadastre of Kyrghyztan: 87-96 (in Russian).
- MÜNZING, K. (1968): Molluskenfaunen aus altpleistozänen Neckarablagerungen. – *Jahrbuch des geologischen Landesamtes Baden-Württemberg*, 10: 105-119.
- POKRYSZKO, B.M. (1993): Fen malacocenoses in Dovrefjell (S. Norway). – *Fauna norvegica* (A), 14: 27-38.
- POKRYSZKO, B.M. & HORCÁK, M. (2007): Pupilloidea (Pupillidae, Vertiginidae, Valloniidae, Gastroptinae) of the Altay – a travel in space time. – *World Congress of Malacology 2007*: 170 (abstract).
- PREECE, C.R., WHITE, D. & SHCHETNIKOV, A.A. (2007): Holocene molluscan successions from the lake Baikakl region, Siberia. – *World Congress of Malacology 2007*: 172 (abstract).
- SCHILEYKO, A.A. (1984): Nazemnye molljuskii podotyda Pupillina fauny SSSR (Gastropoda, Pulmonata, Geophila). – *Fauna SSSR, Molljuskii*, 3/3: 399 pp (in Russian).
- SÜMEGI, P. & KROLOPP, E. (2006): A basaharci téglagyári löszfeltárás Mollusca-faunája. – *Malakológiai Tájékoztató* (Malacological Newsletter), 24: 15-30 (in Hungarian).
- UVALIEVA, K.K. (1967): New species of land snails from South Altai. V: Molljuskii i ih rol v formirovanii faun. – *Trudy zoologicheskovo Instituta*, XLII: 313-220 (in Russian).
- UVALIEVA, K. K. (1990): Land molluscs of Kazakhstan and adjacent territories. – *Academy of sciences of Kazakh SSR., Institute of Zoology*: 224 pp (in Russian).
- VELICHKEVICH, F., SANKO, A., LAUKHIN, S. GAIGALES, A., SHILOVA, G., ARSLANOV, K., KUZNETSOV, V. & MAKSIMOV, F. (2004): Palaeobotanical and palaeomalacological characteristics of Middle Siberia Kazantsovian Interglacial according to Bedoba section data. – *Geologija*, 46: 17-27.

Der Wärmehaushalt periglazialer Hochgebirgsböden – Zusammenhänge zwischen Bodentiefe und Frostwechselln (Nördlicher Tian Shan, Kasachstan)

HENRY MUNACK & HILMAR SCHRÖDER^{*}

Kurzfassung: Ganzjährige Bodentemperaturmessungen wurden zwischen den Sommern der Jahre 2003 und 2004 an elf verschiedenen Standorten eines Hochgebirgstales im Zailiyskij Alatau (Nördlicher Tian Shan, Kasachstan) durchgeführt. Die periglaziale Höhenstufe – hier, an der Nordabdachung des Gebirges in der Höhe von ca. 2.700 bis 3.750 m ü. NN – sowie deren Überlappungsbereiche mit den sich vertikal anschließenden Höhenstufen wurden zwischen 2.500 und 4.000 m ü. NN mit einer Äquidistanz von 250 Höhenmetern bemessen.

Die Messungen dienen der Untersuchung des Bodenwärmehaushalts periglazialer Böden im Hochgebirge. Hierfür wurden die Höhenlage und die Exposition der Messstandorte, die Messtiefe und andere assoziierte Faktoren erfasst und zueinander in Beziehung gesetzt. Die Ergebnisse der Messungen geben Auskunft über die Häufigkeit und Standortabhängigkeit von Frostwechselln. Hierdurch können Ableitungen zu deren Intensität und morphologischer Wirksamkeit getroffen werden.

[Ground heat balance of periglacial soils in high mountains – Relations between depth below surface and freeze-thaw action (Northern Tian Shan, Kazakhstan)]

Abstract: Ground temperature measurements have been carried out at eleven different sites of the Prokhodnaja valley in the high mountains of the Zailiyskij Alatau (Northern Tian Shan, Kazakhstan) between the summers of 2003 and 2004. For this purpose the periglacial zone and adjacent altitudinal zones have been examined between 2,500 and 4,000 m asl with an equidistance of 250 m. The influences of the altitude, the exposure as well as the depth below the earth's surface on the thermal content and condition of periglacial soils have been considered. The measurements provide useful information about the relations between quantity and quality of freeze-thaw action and the parameters mentioned above.

Keywords: ground heat balance, ground temperature measurement, freeze-thaw action, periglacial soils, high mountains, zero curtain, Tian Shan

^{*} Adresses of authors: H. Munack, H. Schröder, Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut, Unter den Linden 6, D-10099 Berlin. E-Mail: henry.munack@geo.hu-berlin.de, hilmar.schroeder@geo.hu-berlin.de

1 Einleitung

Periglaziale Ökosysteme sind bedeutende Indikatoren für kaltklimatische und paläoklimatische Umweltkonstellationen sowie deren Wandel. Noch prägen Periglazialbereiche große Gebietsanteile der Hochgebirge sowie der Polar- und Subpolarregionen. Bedeutende Mengen von Verwitterungsschutt, von Lockersedimenten und von Wasser in Form von Eis sind in den periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge gespeichert. Besonders die Hochgebirgsregionen unterliegen jedoch bedeutenden Modifikationen durch die weltweite Klimaänderung. Für die vertikale Höhenstufung vieler Hochgebirge können die Auswirkungen des Climate Change direkt benannt werden. Sie reichen von der Verschiebung der ökologischen Höhengrenzen – konkreter, dem Ansteigen der Untergrenze periglazialer Formung und der des Permafrostes – über die Verringerung vergletscherter Areale bis hin zum gänzlichen Rückgang des Permafrostes (HAEBERLI et al. 2006). Weiterhin führt die Erwärmung gefrorenen Lockermaterials zu einer erhöhten Mobilität desselben (KÄÄB et al. 2006). Die hiermit verbundenen Gefahren liegen auf der Hand: Hänge werden instabil, die Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht (active layer) über Permafrost nimmt zu, einst durch Frost konsolidierte Lockersedimente erhalten Mobilitätspotential und natürliche hydrologische Barrieren werden geschwächt. Die Folgen dieser Entwicklungen können sich in verschiedenster Weise zeigen. Murabgänge in gesteigerter Qualität und Quantität, Ausbrüche von Moränenseen aus ihren Seebecken sowie Hangrutschungen und –stürze sind hierbei nur einige, spektakuläre Szenarien (KÄÄB 2005: 220 ff.).

Bevor vom klimabedingten Rückgang der Periglazialbereiche in den Hochgebirgen die Rede sein kann, muss aber die Möglichkeit ihrer, zumindest temporären Ausdehnung in Betracht gezogen werden. Zum höhenwärtigen ‚Voraus-eilen‘ der Gletschergleichgewichtslinie stellen HAEBERLI & MAISCH (2007) fest: *„Zieht man in Betracht, wie langsam Böden entstehen, die Waldgrenze ansteigt oder Wärme in den Unter-*

grund geleitet wird, so ergibt sich ein mögliches Bild der zukünftigen alpinen Hochgebirgslandschaft mit weit ausgedehnten Schutzzonen bei langsam abschmelzendem Untergrundeis und stellenweise intensiviertem Abtrag durch reduzierte Hangstabilität und häufigere Starkniederschläge und Hochwasser“.

Eine Vielzahl wissenschaftlicher Arbeiten befasst sich mit der Geomorphodynamik (z.B. PASSMORE et al. 2008), der Klimageschichte (z.B. MARCHENKO & GORBUNOV 1997), dem Permafrost (z.B. GORBUNOV et al. 1999) sowie der periglazialen Formung und den hiermit assoziierten Prozessen (z.B. GORBUNOV & SEVERSKY 1999) im Nördlichen Tian Shan. Die Zahl der Arbeiten, die sich mit dem Wärmehaushalt periglazialer Böden im Hochgebirge beschäftigen, ist vergleichsweise gering. Vor dem Hintergrund des Climate Change im Hochgebirge und seiner Implikationen ist das Verständnis des oberflächennahen Prozessgefüges jedoch grundlegend für diesbezügliche Fortschritte in der Forschung, da der Grenzbereich zwischen Atmosphäre und Lithosphäre die Korrespondenz der beiden Sphären determiniert (KÄÄB et al. 2007).

Der vorliegende Beitrag präsentiert die Ergebnisse empirisch-induktiver Arbeiten zur Analyse der jahreszyklischen Geomorphodynamik in der periglazialen Höhenstufe des Nördlichen Tian Shan. Unter diesem Gesichtspunkt wird der Frage nach den jährlich wiederkehrenden substratinternen thermischen und kinematischen Prozessen des periglazialen Wirkungsgefüges nachgegangen. Hierbei wird ein besonderer Fokus auf die höhenbedingte Quantität und die Formungswirksamkeit von Frostwechseln gelegt.

Die Bildung periglazialer Formen wird durch die ausgeprägten Reliefunterschiede des Hochgebirges wirksam beeinflusst (HARRIS 1988, ANDRÉ 2003). Auf kleinstem Raum ändern sich maßgebende Faktoren wie die Sonneneinstrahlung, der Vegetationsbesatz oder die Morphologie.

Als Untersuchungsgebiet dient das Prochodnaja-Tal im Nördlichen Tian Shan Kasachstans. Das Tal führt vom Gebirgskamm bei ca. 4.000 m ü. NN hinab in die äolisch überprägten Fußflächen des Gebirges. Es ist in einem rela-

tiv naturnahen Zustand. Für die Wahl des Untersuchungsraumes sprechen folgende weitere Gründe: Der Nördliche Tian Shan beherbergt eine Vielzahl aktiver und fossiler Periglazialformen, wie z.B. Blockgletscher und großflächige Solifluktionerscheinungen. Die hierfür grundlegenden Umweltfaktoren sind also im Sinne der Fragestellung besonders günstig.

Weiterhin sind das steile Gebirgsrelief und die rezent hohen Hebungsraten des Gebirges herauszustellen. Ungefähr 40 Prozent der Indisch-Asiatischen Gesamtkonvergenz, das entspricht ca. 20 mm a⁻¹ Krustenverkürzung, werden hier abgebaut (BURBANK et al. 1999). Die beachtlichen lokalen Jahresniederschläge von bis zu 1.500 mm (AIZEN et al. 1996) sowie die expositions- und höhenbedingten Strahlungsunterschiede im Untersuchungsgebiet sind weitere bedeutende Triebkräfte der regionalen Geomorphodynamik.

Für die Bearbeitung der Fragestellung wurde die Bodentemperatur des kalkklimatisch-morphologischen Responssystemes an unterschiedlichen Standorten kontinuierlich aufgezeichnet. Die so erhobenen Punktdaten können zueinander in Beziehung gesetzt werden. Sie sollen der Ableitung übertragbarer Aussagen über die Einflüsse der Höhenlage, der Exposition sowie der bemessenen Bodentiefe auf den Bodenwärmehaushalt dienen.

2 Untersuchungsgebiet

Der Nördliche Tian Shan teilt sich in den Zailiyskij Alatau im Norden und den Kungej Alatau im Süden, die durch die mächtigen Täler der Flüsse Chon Kemin – nach Westen entwässernd – und Chilik – nach Osten entwässernd – getrennt werden (Abb. 1). Der Gebirgsknoten, der beide Höhenzüge vereint, ist das Zentrum der rezenten Vergletscherung des Nördlichen Tian Shan. Die höchste Erhebung des Gebirges bildet der Pik Talgar mit 4.973 m ü. NN. Die Mehrzahl der Gipfel der Hauptkette erreicht Höhen von über 4.000 m ü. NN.

Das Grundgebirge wird durch proterozoische, ordovizische und silurische saure Intrusiva aufgebaut. Die petrographische Variationsbreite

des Substrates ist hierdurch gering und somit vorteilhaft für diese Arbeit.

Der Nördliche Tian Shan liegt im Grenzbereich zyklonaler Einflüsse der Westwinddrift und kalter Luftmassen aus W, NW und N (AIZEN et al. 1996). Seine Nordflanke bildet eine wirkungsvolle Sperre für Luftmassen aus N und NW und wird somit zur Insel erhöhter Niederschläge in einer sonst (hoch)kontinentalen Region. In den Wintermonaten sorgen feuchtigkeitsarme Kaltluftmassen für Strahlungswetter und geringe Niederschläge. Gegen März gewinnen jedoch westliche Tiefdruckausläufer an Einfluss. Sie bringen Feuchtigkeit und somit günstige Bedingungen für Schneeakkumulation und Gletscherbildung mit sich (AIZEN et al. 1996).

Die periglaziale Höhenstufe des Zailiyskij Alatau ist hochgebirgstypisch verortet. Sie deckt sich ungefähr mit dem Bereich zwischen der oberen Waldgrenze und der klimatischen Schneegrenze, da sie im Wesentlichen durch die Ausdehnung einer perennierenden Schnee- bzw. Eisdecke sowie einer die Solifluktion hemmenden Vegetationsdecke limitiert wird (TROLL 1973, MATSUOKA 2003).

Da im Prochodnaja-Tal aktive Blockgletscher bis in Höhen von 3.050 m ü. NN herabreichen, ist für diese Lagen Permafrost in zumindest diskontinuierlicher Form zu erwarten (GORBUNOV 1978, KING 1996, MATSUOKA 2003, SCHRÖDER, KOKAREV & HARRISON 2005). Inselhafter Permafrost kann aber auch weit unter der Höhenlage seiner durchschnittlichen Untergrenze von ca. 2.700 m ü. NN vorkommen (MATSUOKA 2003). Die Höhenverteilung des Permafrostes im Zailiyskij Alatau nach MARCHENKO & GORBUNOV (1997) ist Abb. 2 zu entnehmen.

Die Ausprägung der Klimatelemente im Untersuchungsgebiet variiert mit der Jahreszeit und der Höhenlage. Im Jahresmittel der Lufttemperatur (MAAT) werden im Zailiyskij Alatau ab 2.700 m ü. NN negative Werte erreicht. In ebendieser Höhe befindet sich auch die 10°-Juli-Isotherme. Bei ca. 3.500 m ü. NN sinken die Jahresdurchschnittswerte unter -5° C. Die sommerliche Null-Grad-Isotherme liegt auf ca. 4.200 m ü. NN (BLAGOVESCHTSCHENSKIJ 1983), während ihr winterliches Pendant sich unter

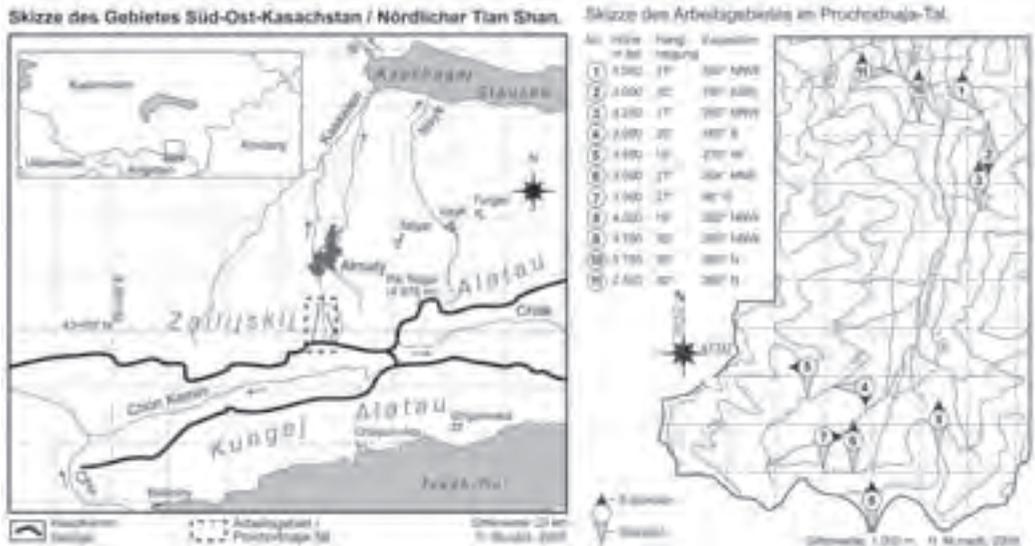


Abb. 1: Skizze Süd-Ost-Kasachstan und Untersuchungsgebiet.

Fig. 1: Spatial situation and sketch of the investigation area.

1.500 m ü. NN bewegt (KOKAREV et al. 1997). Die in Tabelle 1 gegebenen Jahresmittelwerte der Lufttemperatur wurden auf Grundlage der von BLAGOVESCHTSCHENSKIJ (1983) gegebenen Temperaturgradienten sowie der im Messzeitraum auf 3.000 m ü. NN erhobenen Lufttemperatur (Tab. 1 3.000**) berechnet. Sie decken sich mit den Angaben von BLAGOVESCHTSCHENSKIJ (1983) und KOKAREV et al. (1997) und können somit auch als über den Messzeitraum hinaus repräsentativ betrachtet werden.

Zur Verteilung der Jahresniederschlagssummen im Untersuchungsgebiet stellen BÖHNER & SCHRÖDER (1999: 27) eine „*großräumige Zunahme der Niederschläge von SE nach NW*“ fest, „*die im Gebirgsraum durch eine entsprechende expositionsabhängige Differenzierung mesokalig nachgezeichnet wird*“. Die Niederschläge im Zailijskij Alatau nehmen, longitudinal betrachtet, nach Osten sowie nach Westen ab. Mit steigender Höhe nehmen sie zunächst zu (MARCHENKO & GORBUNOV 1997, AIZEN et al. 1996). Das Maximum wird mit 1.500 mm bei ca. 3.400 m ü. NN erreicht. Ab dieser Höhe verhält sich der pluviometrische Gradient rückläufig.

Die Niederschlagswerte variieren aber nicht nur mit der Höhe und der geographischen Lage, sie haben auch eine jahreszeitliche Komponente. Während das Niederschlagsmaximum in den unteren Gebirgslagen bereits im Frühjahr erreicht wird, verlagert es sich in den hochgelegenen Bereichen in den Sommer hinein (FRANZ 1973, AIZEN et al. 1996). Da „*das Auftreten periglazialer Formen und Prozesse ... durch das für die Kryoturbaion und Solifluktion wichtige Vorhandensein von Bodenfeuchte während der Frostwechselphasen*“ bestimmt wird (LEHMKUHL & KLINGE 2000: 75, SCHRÖDER, GUNJA & FICKERT 1996), spielt die zeitlich-vertikale Variabilität der Niederschläge für die Formenbildung im Periglazial des Hochgebirges eine entscheidende Rolle. Während der Gefrier- vor allem aber der Auftauphase steht im Untersuchungsgebiet ausreichend Wasser zur Verfügung.

3 Theorie des Bodenwärmehaushaltes

Der Bodenwärmehaushalt ist keine statische Größe. Vielmehr umfasst er die „*Größe und Veränderung von Wärmeinhalt und Wärmezu-*

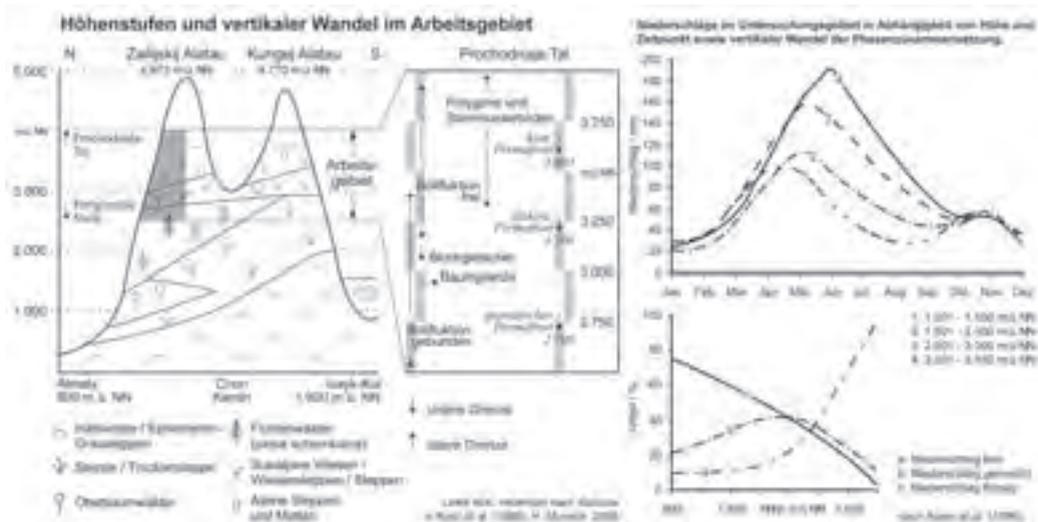


Abb. 2: Höhenstufen der Vegetation, periglaziale Stufe und Niederschläge im Untersuchungsgebiet.

Fig. 2: Altitudinal belts and precipitation in the investigation area.

stand der Böden in Abhängigkeit von Ort, Zeit und Bodentiefe“ (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 258) oder, unter stärker physikalischen Prämissen, „sehr typische Temperaturgänge im Boden, gesteuert durch das Zusammenspiel von tages- und jahreszeitbedingtem Wechsel der Einstrahlungsintensität mit Unterschieden von Wärmekapazität (c_w) und Wärmeleitfähigkeiten (λ)“ (HARTGE & HORN 1991: 225).

An der Bodenoberfläche, der Grenzfläche zwischen Atmosphäre und Pedosphäre, werden große Energiemengen umgesetzt. Da Ein- und Ausstrahlung über sie stattfinden, ist die Amplitude der Temperaturschwankungen hier naturgemäß am größten. Dies gilt sowohl für die Tagesgänge als auch für die Jahrgänge der Temperatur. Die bedeutendsten Energielieferanten für den Boden sind die kurzwellige solare Strahlung (direkt + diffus) sowie langwellige Strahlungsgewinne aus der Atmosphäre. Die größten Energieverluste entstehen durch die langwellige Abstrahlung und Evaporationsvorgänge. Alle weiteren natürlichen Wärmequellen treten bei durchschnittlich ausgebildetem geothermischem Gradienten in ihrer Bedeutung für den Bodenwärmehaushalt weit

hinter die solare Strahlung zurück. Sie finden im Sinne der Fragestellung deshalb keine weitere Beachtung.

Während der Einfluss der Strahlung an der Bodenoberfläche vergleichsweise hoch ist, dringt sie, in Abhängigkeit vom Vegetationsbewuchs und damit der Albedo, aber nur marginal in den Bodenkörper ein. Ihr Einfluss reduziert sich im Boden auf unbedeutende Beträge und ist in wassergesättigtem Granulat „per Definition gleich Null“ (HARTGE & HORN 1991: 223). Es bleiben somit zwei wirksame Mechanismen für Wärmeausgleichsbewegungen im Boden: die Wärmeleitung (Konduktion) und die Konvektion. Während die Konvektion von dem Vorhandensein eines mobilen Trägers abhängt, stützt sich die Konduktion auf leitende Querschnitte und ist prinzipiell allgegenwärtig.

Im 3-Phasen-System Boden ist λ von der Phasenzusammensetzung abhängig. Eine hohe Wärmeleitfähigkeit hat relativ geringe Temperaturamplituden an der Bodenoberfläche sowie einen vergleichsweise geringen Temperaturgradienten in den oberflächennahen Bodenschichten zur Folge und umgekehrt. Da Wasser eine etwa 20-mal höhere Wärmeleitfähigkeit

Tabelle 1: Jahresdurchschnittstemperaturen im Prochodnaja-Tal. (Nov. 2003 - Nov. 2004).

Table 1: Mean annual air temperatures in Prokhodnaya valley. (2003-11 - 2004-11).

Höhe (m ü. NN)	2.500*	2.750*	3.000**	3.250*	3.500*	3.750*	4.000*
MAAT (°C)	1,3	-0,3	-1,8	-3,5	-5,2	-7,1	-8,7

(*berechnet, ** gemessen)

als Luft besitzt ist λ eines Bodens in hohem Maße von seinem Wassergehalt abhängig, zumal Meniskenwasser an Korn-Korn-Kontakten die leitenden Querschnitte signifikant erhöht. Gefriert das Wasser, so steigt die Wärmeleitfähigkeit nochmals um das Vierfache. Dies ist einer der Gründe dafür, dass nicht gefrorenes Wasser in gefrierendem oder bereits gefrorenem Substrat dieses vor rapider Abkühlung schützt (ROMANOVSKY & OSTERKAMP 2000). Der Wassersättigungsgrad eines Substrates ist also als entscheidende Komponente für den Wärmehaushalt anzusehen. Er hat sowohl auf c_w als auch auf λ maßgeblichen Einfluss.

Ebenso muss die Bedeutung der Textur (Korngröße, Lagerungsdichte, Korn-Korn-Kontakte) herausgestellt werden, denn silikatische Minerale besitzen noch bessere Wärmeleitungseigenschaften als das Eis. So beträgt die Wärmeleitfähigkeit von Quarz etwa das 3,5-fache der des Eises.

Der Gefrierpunkt des Bodenwassers wird durch gelöste Salze, wenn auch nur minimal, unter 0°C gesenkt. Weiterhin führt die zeitweilige Koexistenz von Wasser und Eis im Substrat zum Herabsetzen der Gefriertemperatur. Beim Gefrieren sinkt die Menge flüssigen Wassers, die nun relativ stärker von Kapillar- und Adsorptionskräften beeinflusst wird. Das Wasser gerät unter Spannung und infolge dessen sind für weiteres Gefrieren noch niedrigere Temperaturen vonnöten (WILLIAMS & SMITH 1989, ROMANOVSKY & OSTERKAMP 2000). Fällt die Temperatur unter den Gefrierpunkt der freien Bodenlösung wird Kristallisationswärme frei. Für weiteres Gefrieren muss diese freigesetzte Energie abgeführt werden. Wachsende Eiskristalle übernehmen diese Aufgabe sukzessiv, da

sie eine geringere c_w und ein höheres λ als das Wasser besitzen. Während ihres Wachstums nehmen sie Wasser aus ihrer Umgebung auf und entwässern ihr Umfeld. Es bildet sich eine anschwellende Eisschicht. Wird der Punkt erreicht, an dem aus der Umgebung kein Wasser mehr nachgeliefert werden kann, sinkt die c_w des Bodens. Die Temperatur des Bodens fällt weiter und auch Wasser, das unter höheren Spannungen steht, kann nun gefrieren. Entspricht die Zufuhr von Wärme dem witterungsbedingten Verlust an der Oberfläche, bildet sich Nadeleis. Ist die Zufuhr jedoch kleiner als der Verlust, so dringt der Frost in den Boden vor (HARTGE & HORN 1991).

Die oben genannte Gefrierwärme von 332 J g^{-1} wird beim Phasenübergang des Wassers zu Eis frei. Hierdurch kommt es zu bedeutenden Beträgen plötzlich verfügbarer latenter Energie. Eine Folge dessen ist, dass die Bodentemperatur für einen gewissen Zeitraum am Gefrierpunkt stagniert. Dieser sogenannte zero-curtain-Effekt endet, sobald der Großteil des Bodenwassers gefroren ist und eine schnelle Abkühlung in die Tiefe folgt. Der beschriebene Effekt entfaltet seine höchste Wirkung in Böden mit hohem Wassergehalten (WILLIAMS & SMITH 1989). Beim Auftauen des gefrorenen Bodens kann der umgekehrte Fall des zero curtain eintreten, wobei hierdurch tiefgründige Solifluktionvorgänge auf längere Zeit effektiv unterbunden werden können (VEIT et al. 1995).

4 Methoden

Zur ganzjährigen Aufzeichnung der Bodentemperatur wurden im Sommer 2003 Temperaturlogger in den Boden eingebracht. Die Geräte

verblieben bis zu ihrer Exhumierung im Herbst 2004 im Substrat. Mit einer Äquidistanz von 250 Höhenmetern wurde somit das Prochodnaja-Tal zwischen 2.500 und 4.000 m ü. NN bemessen (Abb. 1). Die Obergrenze der Messungen repräsentiert die Kammlage, während die Höhenlage um 2.500 m ü. NN die Untergrenze der vorgefundenen Periglazialformen markiert. Die Äquidistanz von 250 Höhenmetern soll die Interpretation der Ergebnisse erleichtern. Die 11 bemessenen Standorte wurden – mit Ausnahme des Standortes auf 4.000 m ü. NN, hier war der Regolith nicht mächtig genug – in Bodentiefen von 5, 15, 30 und 60 cm bestückt. Die einzelnen Geräte werden im Folgenden nach dem Prinzip 3000n05 [Höhe (3000) – Exposition (n) – Tiefe (-5 cm)] bezeichnet.

Zur Aufzeichnung der Bodentemperatur wurden Datenlogger der Baureihe HOBO H8-Pro der Firma Onset Computer verwendet. Die erreichte Messgenauigkeit beträgt bei 12-bit-Messungen laut Herstellerangabe $\pm 0,2$ K bei einer maximalen Auflösung von $\pm 0,02$ K. Der interne Speicher erlaubt die Aufzeichnung von 32.645 Messwerten bei Messungen mit der genannten Datentiefe. Der jeweils oberste Datenlogger wurde bewusst nicht direkt an der Erdoberfläche positioniert, um Diebstahl, Abspülung und direkter Insolation vorzubeugen. Die 60 cm Tiefe für den jeweils untersten Logger stellen hingegen den größten gemeinsamen Nenner für alle Messpunkte dar. Um eine Vergleichbarkeit der Daten zu gewährleisten, wurde die gesamte Messreihe nordexponiert angelegt. Auf der Höhe von 3.500 m ü. NN wurden zusätzlich S-, W- und E-Expositionen belegt, um dem Gewicht von Expositionsunterschieden Rechnung zu tragen. Ein weiterer südexponierter Vergleichsmesspunkt befand sich auf 3.000 m ü. NN. Als Messintervall wurden 20 Minuten gewählt, da diese Frequenz, bei einem Messzeitraum von einem Jahr und gewünschter 12-bit-Messung dem maximal Möglichen entspricht.

Die Auswahl der Messpunkte erfolgte unter der Prämisse, die Unterschiede zwischen sämtlichen Standortparametern, soweit möglich, gering zu halten. Die Textur sowie die stoffliche Zusammensetzung des Bodenmaterials streuen

zwischen den einzelnen Standorten in einem sehr engen Rahmen. Nach der Entfernung des Bodenskeletts wurden die Feinanteile der Bodenproben granulometrisch untersucht. Bis auf den Standort 4000n (Korngrößenmax. im Bereich mS & gS) konnte hierbei ein jeweiliges Korngrößenmaximum in mittleren Schluffbereich (mU) mit vergleichbaren Summenkurven festgestellt werden. Wir setzen deshalb textuelle Homogenität voraus.

Da nicht für alle Höhenlagen Standorte mit horizontaler Orientierung zu finden waren, fiel die Wahl zugunsten sich ähnelnder Hanglagen aus, zumal sich diese durch höhere Solifluktionsraten auszeichnen. Dies ist im Sinne der Fragestellung erwünscht. Die ausgewählten Standorte unterscheiden sich in ihrer Wölbung nur marginal. Gewisse Standortunterschiede ließen sich trotzdem nicht unterdrücken. So differiert der Wert der Inklination, bei einer mittleren Hangneigung von 24° , zwischen den einzelnen Messpunkten um bis zu 15° (Abb. 1). Dieser Fehler musste billigend in Kauf genommen werden, da auch nach intensiver Suche keine geeigneteren Standorte gefunden werden konnten.

Bei der Installation der Messreihe wurde verstärkt darauf geachtet, großen Abstand zu Bäumen, Büschen und hohen Gräsern zu halten, um Beschattung und mikroklimatische Störungen zu vermeiden. Für die Messpunkte der montanen und subalpinen Stufe wurden aus diesen Gründen Stellen mit nur spärlicher Vegetationsbedeckung ausgewählt.

Die Messgeräte wurden in die senkrechte Wand der eigens angelegten Gruben eingesetzt. Hierbei wurden die Geräte vertikal gesehen gegeneinander versetzt, um den natürlichen Wärmefluss nicht zu beeinträchtigen. Beachtet werden muss, dass die kürzeste Distanz des Thermistors zur Erdoberfläche mit steigender Hangneigung sinkt, d.h. immer mehr von der lotrechten Entfernung abweicht (Abb. 3). Dies spielt für die oberflächennahen Datenlogger kaum eine Rolle, macht sich ab 30 cm Tiefe aber durchaus bemerkbar. Dieser Umstand ist bekannt. Die genannten Messtiefen werden aus Gründen der Übersichtlichkeit beibehalten.

Tabelle 2: Messdauer der Datenlogger (Klassen).

Table 2: Measuring periods of the data loggers.

Messdauer	366 d	> 300 d	> 180 d	< 180 d	Ausfall	Gesamt
Anzahl Logger	18	26	32	35	7	42

Die Gruben wurden naturnah verfüllt und gegen Abspülung gesichert. Da es beim Verfüllen nicht zu erheblichen Massenunterschieden kam, kann davon ausgegangen werden, dass das wieder eingebrachte Substrat weder stärker verdichtet noch lockerer lagerte als vor dem Eingraben.

Im Herbst 2004 wurden sämtliche Messpunkte ungestört vorgefunden. Nicht alle Messgeräte haben über den kompletten Messzeitraum Daten aufgezeichnet. Dennoch ist der Prozentsatz der Geräte mit vergleichsweise langen Messreihen mit über 60 Prozent relativ hoch. Ungefähr 75% der Messungen decken zumindest die Gefrierphase Herbst ab. Circa ein Viertel aller Messungen musste schlussendlich verworfen werden (Tab. 2).

Da beim Einbringen der Messgeräte in den Boden der natürliche Wärmegradient durch das Aufgraben des Substrates gestört wird, wurde eine Karenzzeit von mindestens 14 Tagen zwischen dem Datum des Vergrabens und der

ersten verwerteten Messung eingeräumt. Die Messergebnisse belegen jedoch, dass schon die Hälfte der Karenz ausreichend gewesen wäre. Um für den jeweiligen Messpunkt und die einzelnen Messtiefen entscheiden zu können, ob ein Frosttag, Frostwechseltag oder frostfreier Tag vorlag, wurden zunächst das Tagesmaximum und -minimum der Temperaturwerte, gemessen am jeweiligen Datenlogger, gebildet. Der Zuschlag zu einer der drei Klassen erfolgte nach den in Tabelle 3 definierten Regeln.

Der Definition der drei Klassen liegen die eingangs erläuterten physikalischen Gesetzmäßigkeiten zugrunde. Aufgrund der negativen Verschiebung der Gefriertemperatur wurden jene Tage, an denen die Maximal- und Minimaltemperatur 0° C betragen, den frostfreien Tagen zugerechnet. Gleiches gilt für Tage mit einem positiven Maximum und einem Minimum von 0° C. Tagen mit nur unidirektionalem Überschreiten der Gefriergrenze werden im Folgenden zwar unterschiedliche formungsbe-

Tabelle 3: Entscheidungsmatrix Frosttag, frostfreier Tag oder Frostwechseltag.

Table 3: Decision matrix - cryotic day, non-cryotic day or day with freeze-thaw action.

	Tagesmaximum		Tagesminimum		Klasse
Wenn	> 0° C	und	> 0° C	dann	frostfreier Tag
	> 0° C		< 0° C		Frostwechseltag
	< 0° C		< 0° C		Frosttag
	> 0° C		0° C		frostfreier Tag
	0° C		0° C		frostfreier Tag
	0° C		< 0° C		Frosttag

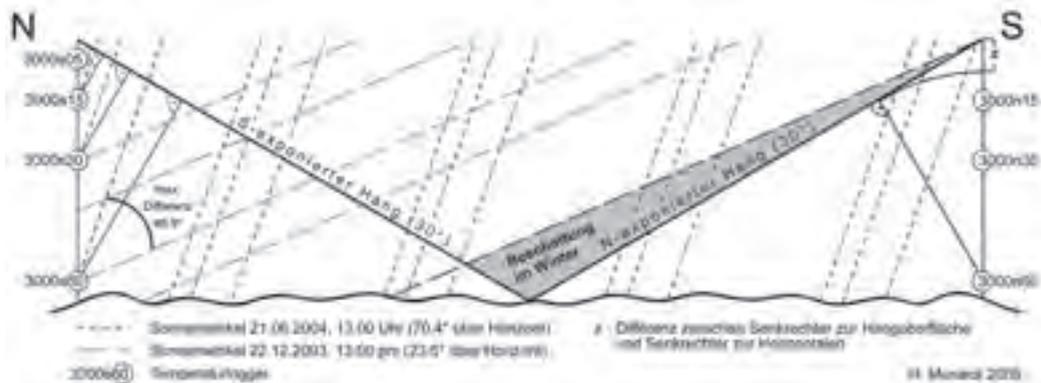


Abb. 3: Zusammenspiel von Exposition, Hangneigung, Strahlungswinkel und Beschattung.

Fig. 3: Interaction of exposure, inclination and insolation.

zogene Wertigkeiten zugesprochen (MATSUOKA 2003 & 2005), sie alle müssen aber als Frostwechsel gesehen werden. Im Jahreszyklus der bemessenen Höhenlagen gehört zu jedem Frostereignis, wenn auch mit einigen Monaten Zeitunterschied, eine Auftauphase. Es ist also ein Frostwechsel gegeben, wenn auch mit großer Zwischenzeit.

5 Ergebnisse und Diskussion

Die gemessenen Werte reichen von minimal $-20,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ bei Messpunkt 4000n50 bis zu maximal $18,54\text{ }^{\circ}\text{C}$ an Messpunkt 3500n05. Die niedrigste Jahresmitteltemperatur wurde mit $-6,93\text{ }^{\circ}\text{C}$ ebenfalls an Messpunkt 4000n50 aufgezeichnet. Der höchste Durchschnittswert konnte an Messpunkt 3000s60 mit $3,44\text{ }^{\circ}\text{C}$ gemessen werden. Es ist vorstellbar, dass am Standort 2500n höhere Durchschnittswerte erreicht wurden. Hierfür gibt es durch oben genannte Ausfälle der Messgeräte allerdings keinen Beleg. Die Spannweiten zwischen den Maximal- und Minimalwerten der einzelnen Messpunkte schwanken zwischen $7,99\text{ K}$ bei Messpunkt 3000n60 und $26,36\text{ K}$ am Messpunkt 3500n05.

5.1 Einfluss der Bodentiefe auf Wärmehalt und -zustand des Bodens

Wie zu erwarten war, lässt sich aus den Temperaturmessungen ein mit zunehmender Boden-

tiefe schwindender atmosphärischer Einfluss ableiten. Sowohl die Tages- als auch die Jahresamplitude der Bodentemperatur verringern sich mit zunehmender Tiefe unter der Erdoberfläche, die Temperaturkurven erscheinen geglättet und die Wahrscheinlichkeit von ‚Ausreißern‘ sinkt. Generell lässt sich somit ein Wandel von einem tageszeitlichen zu einem jahreszeitlichen Frostwechselklima mit zunehmender Bodentiefe feststellen.

Abb. 4 bildet diesen Sachverhalt exemplarisch für die Temperaturverläufe der Messpunkte 3000n und 3000s im Zeitraum vom 09. Juni bis 12. Juni ab. Das Tagesmaximum der Temperatur wird in 15 cm Tiefe erst ca. 6 h später erreicht als in 5 cm Bodentiefe. Zu diesem Zeitpunkt ist in 60 cm Bodentiefe gerade das Temperaturminimum erreicht. Am nordexponierten Standort treten in 60 cm Tiefe keine Temperaturschwankungen mehr auf und auch am südexponierten Messpunkt 3000s60 sind keine starken Schwankungen mehr festzustellen. Dennoch lässt sich hier noch eine geringe Tagesamplitude nachweisen. Eben genannte Differenzen zwischen den Messpunkten 3000n60 und 3000s60 gehören in die Diskussion um die Auswirkung von Expositionsunterschieden.

Bei der Betrachtung des Jahrestemperaturverlaufes ist ein noch viel größerer Temperatur-Zeit-Versatz zwischen den einzelnen Bodentiefen zu erkennen. So liegen z.B. fast zwei Monate zwischen der Unterschreitung der

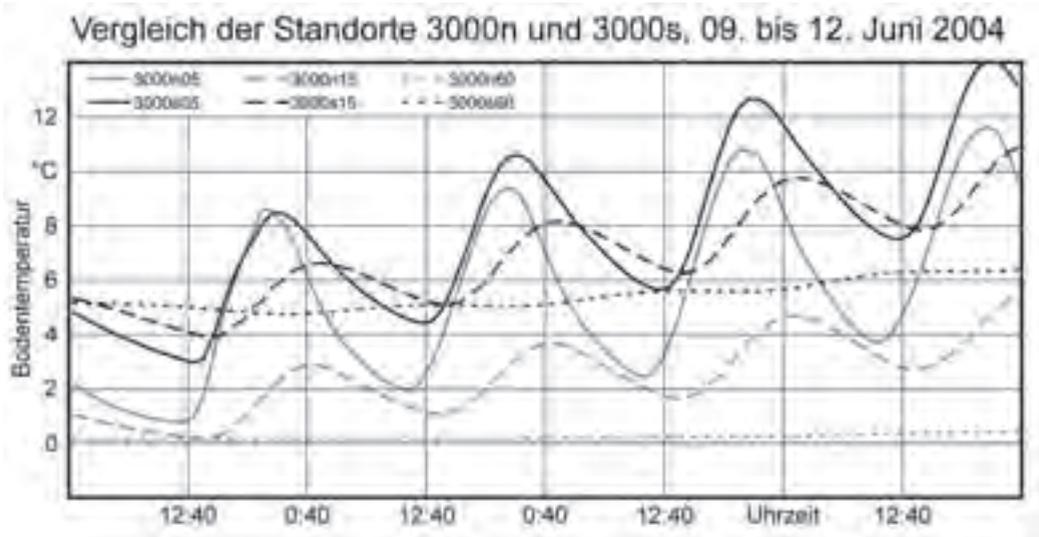


Abb. 4: Tagesvergleich der Standorte 3000n und 3000s.

Fig. 4: Comparison of measuring sites 3000n and 3000s.

0-Grad-Schwelle an Messpunkt 3000n05 und 3000n30 (Abb. 5). In 60 cm Tiefe wird hier zu keinem Zeitpunkt ein negativer Temperaturwert aufgezeichnet. Die Gründe hierfür sind in der Wärmeleitfähigkeit des Substrates und in dem anliegenden Luft-Boden-Gradienten der Temperatur zu suchen. Als andere, nicht materialspezifische Ursachen sind die Auswirkung einer Schneedecke auf den Bodenwärmehaushalt und insbesondere der Zeitpunkt ihres Eintreffens zu nennen.

Die in Abb. 5 präsentierten Ergebnisse lassen folgende erste Aussagen zu: Die Zahl der Frosttage nimmt mit der Höhe zu. Der Abschnitt der Frosttage öffnet sich mit steigender Höhe trichterförmig. Der Unterschied zwischen 3.000 m und 4.000 m ü. NN drückt sich, in einem halben Meter Bodentiefe, durch 300 zusätzliche Tage mit negativen Temperaturwerten aus. Die nordexponierte Lage auf 3.000 m ü. NN ist in 60 cm Tiefe zu keinem Zeitpunkt gefroren. Die gemessenen Frostwechseltage im Boden stehen zahlenmäßig weit hinter den Frostwechseltagen der Luft zurück. An vielen Standorten beschränken sich die Frostwechselereignisse auf das einmalige jährliche Unter- und Wiederüberschreiten des Nullpunktes. Von 5 auf 60 cm

Bodentiefe halbiert sich die Spannweite der Jahrestemperaturamplitude ungefähr.

5.2 Frostwechsel

Die Anzahl der Frostwechsel ist im gesamten Vertikalprofil überraschend gering. Allerdings muss hierbei beachtet werden, dass oberflächennahe Bereiche in Höhen ab 3.500 m auch in den Sommermonaten nächtlichem Gefrieren ausgesetzt sind. Bei längeren Geländeaufenthalten in den Monaten Juli, August und September der Jahre 2003 und 2004 wurden in den Morgenstunden täglich 20 bis 40 mm starke Kammeislagen vorgefunden, deren formungsaktive Wirksamkeit unter anderem bei LEHMKUHL und KLINGE (2000) beschrieben wird. Diese Frostwechselaktivitäten wurden jedoch schon von den in 5 cm Tiefe positionierten Datenloggern nicht mehr erfasst. Die Zahl der Frostwechseltage an der Grenzschicht zwischen Atmosphäre und Boden dürfte also um einiges höher liegen als mit den Loggermessungen ermittelt. MATSUOKA (2003) schildert diese vergleichsweise hochfrequenten Gefrier-Auftau-Vorgänge, denen er die Bildung flachgründiger, kleinteiliger periglazialer Formen

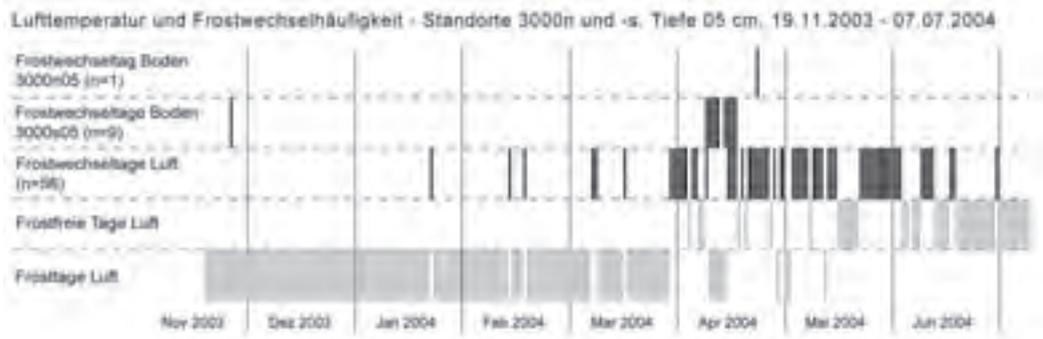


Abb. 6: Vergleich der Frostwechselhäufigkeit Luft und Boden, 3.000 m ü. NN.

Fig. 6: Comparison of the freeze-thaw action air/ground at 3000 m asl.

und Steinmuster zuschreibt. Zeitgleiche Beobachtungen oberflächennaher Bereiche zeigen „...that such shallow and rapid movements result mainly from needle ice creep and diurnal frost creep enhanced by periodic precipitation“ (MATSUOKA 2003: 159). Durch Frostwechsel induzierte Bewegungsraten können somit als Funktion der Frostwechselhäufigkeit, der Mächtigkeit der betroffenen Ablagerungen und der Hangneigung betrachtet werden (MATSUOKA 1998).

In Abb. 6 werden die Frostwechselhäufigkeiten der Messpunkte 3000n05 und 3000s05 jenen der Luft, ebenfalls auf 3.000 m ü. NN gemessen, gegenübergestellt. Zuerst fällt auf, dass das Verhältnis der Frostwechsel im Boden zwischen nord- und südexponierter Lage 1:9 beträgt. Die Gründe hierfür liegen in der erhöhten Strahlungsgunst der südexponierten Lage. Während der Auftauphase im Frühjahr 2004 (07.–15.04.) kam es hier, im Gegensatz zur Nordlage, zu täglichen Frostwechselvorgängen mit steigender Länge (Abb. 7).

Das Verhältnis der Frostwechsel des Standortes 3000s05 (Boden) zur Luft beträgt nochmals 9:56 (entspr. 1:6), das des Standortes 3000n05 (Boden) zur Luft sogar 1:56. 56 Frostwechseltage der Lufttemperatur stehen also einem Frostwechseltag in 5 cm Bodentiefe gegenüber. Hier wird deutlich, wie verzögert die Bodentemperaturen auf Veränderungen der Lufttemperatur reagieren. Ephemere atmosphärische Frostwechselereignisse haben augenscheinlich

schon auf Bodentiefen von nur 5 cm keinen Einfluss mehr. Frostverwitterung und -sprengung sind demnach offensichtlich Vorgänge, die im Untersuchungszeitraum keine tägliche Frequenz besitzen, da die Lufttemperatur im Rahmen durchschnittlicher Nachtfrostes nicht schnell und tief genug fällt, um einen genügend starken Temperaturgradienten in den Boden auszubilden.

Aus den Messdaten können bestimmte raumzeitliche Muster des Auftretens von Frostwechseln abgeleitet werden. Die Aussagen beziehen sich auf den Untersuchungsraum zum Zeitpunkt der Untersuchung.

In der Regel sind die Frostwechsel im Boden an den Beginn der jährlichen Gefrier- bzw. Auftauphase gebunden, d.h. jahreszeitlich bedingte Phasen von Gefrorenis und Frostfreiheit werden nicht durch Frostwechsel unterbrochen.

Mit zunehmender Bodentiefe lässt sich ein Wandel von ephemeren zu annuellen Frostwechseln feststellen. Schon ab einer Bodentiefe von 15 cm beschränkt sich die Zahl der Frostwechsel i.d.R. auf das einmalige Unterschreiten und zwangsläufig spätere Überschreiten des Gefrierpunktes. Dies geschieht jeweils ein Mal im Jahr, zu Beginn und zum Ende der Gefrierphase.

Auf südexponierten Hängen kommt es häufiger zu Frostwechseln als auf nordexponierten. Die Gründe hierfür sind die zeitweilige direkte Besonnung sowie die höheren Durchschnittstemperaturen (Abb. 5). Eine weitere Rolle spielt

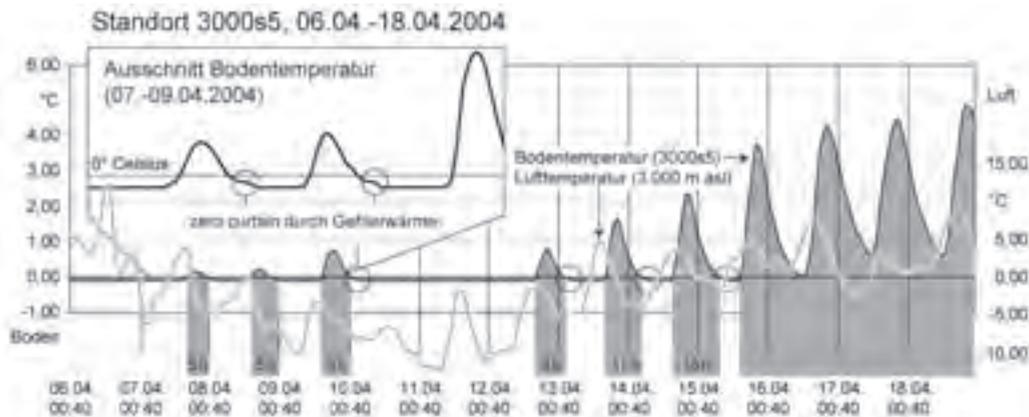


Abb. 7: Frostwechsel am Standort 3000s.

Fig 7: Freeze-thaw action at site 3000s.

hier mit Sicherheit die geringere Schneebedeckung der Südseiten durch deren Niederschlagsungunst (AIZEN et al. 1999) sowie das zeitlich frühere Ausapern dieser Lagen. Zur Mächtigkeit und Dauer der Schneebedeckung im Untersuchungszeitraum liegen leider keine Daten vor.

Mit steigender Höhe verschieben sich die winterlich-frühjährlichen Frostwechsel in die Sommerzeit hinein. Dies begünstigt die morphologische Wirksamkeit der Frostwechsel, da sie zeitgleich mit den stärksten Niederschlägen auftreten.

Herbstliche Frostwechsel treten in tieferen Lagen zeitlich später als in höheren Bereichen auf. Durch die erhöhte Wahrscheinlichkeit einer bereits vorhandenen geschlossenen Schneedecke werden herbstliche Frostwechsel in tieferen Lagen morphologisch vergleichsweise weniger wirksam.

Weiterhin muss festgestellt werden, dass ein Großteil der erfassten Frostwechsel zwar den Nullpunkt unterschritten hat, die Temperaturen aber sicher nicht zum Gefrieren größerer Mengenteile von Bodenwasser geführt haben dürften. Die durchgezogene Kurve in Abb. 7 bildet den Temperaturverlauf in 5 cm Bodentiefe ab. Es kam im abgebildeten Zeitraum zu keiner Abkühlung unter $-0,13^{\circ}\text{C}$, obwohl die Lufttemperatur im gezeigten Zeitraum stellenweise ganz erheblich unter den Gefrierpunkt sank.

Da das sechsfache Eindringen der Gefrierfront bis zur immergleichen Temperatur höchst unwahrscheinlich ist, muss eine andere Erklärung gefunden werden, zumal zwischen den Frostwechsellagen ein Tag völliger Stagnation liegt. Offensichtlich liegt hier zero curtain vor. Die freigesetzte Wärme beim Phasenübergang von Wasser zu Eis verhindert ein Absinken der Temperatur. Es kann somit für diesen Standort und Zeitpunkt eine initiale Gefriertemperatur von minimal $-0,13^{\circ}\text{C}$ angenommen werden.

Da die Tageskurven der Temperatur nicht symmetrisch sind – bevor die Temperatur unter $-0,1^{\circ}\text{C}$ sinkt verbleibt sie für ca. 1 Stunde auf diesem Niveau (Abb. 7) – lässt sich der Temperaturpunkt beginnender Gefriervorgänge sogar noch genauer (auf ebenjenen Wert) beziffern. In nur zehn Zentimeter tieferen Bereichen schwankt die Temperatur überhaupt nicht mehr. Sie stagniert in dieser Tiefe bei $-0,05^{\circ}\text{C}$, was nach eben Gesagtem dem Auftauzustand bzw. einem ausklingenden zero curtain entspricht.

Für die Darstellung der Frostwechsellhäufigkeiten (Lufttemperatur) in Abb. 8 und Abb. 9 wurde die schon eingeführte Entscheidungsmatrix (Tab. 3) verwendet. Als Datengrundlage dienen Temperaturgradienten nach BLAGOVESCHTSCHENSKIJ (1983) und unveröffentlichte Lufttemperaturwerte der Akademie der Wissenschaften Kasachstans, gemessen auf 3.000 m ü. NN.

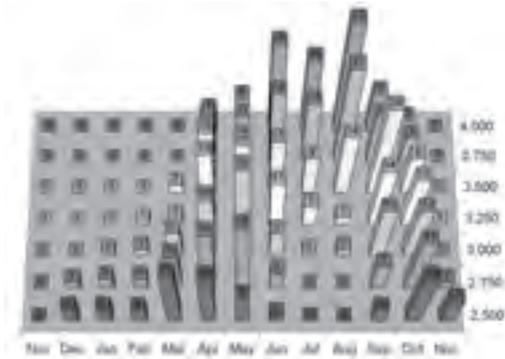


Abb. 8: Frostwechseltage Luft in Abhängigkeit von Zeit und Höhe ü. NN (n Frostwechseltage = Zahl auf Säule).

Fig. 8: Days with freeze-thaw action depending on date and altitude; n freeze-thaw days = figure on column.

Die Zahl der Frosttage steigt mit der Höhe, während Anteil der frostfreien Tage stark zurückgeht. Bei ca. 2.800 m ü. NN halten sich Frosttage und frostfreie Tage zahlenmäßig ungefähr die Waage. In dieser Höhe verhalten sich ebenfalls die Anteile flüssigen und festen Niederschlages (Abb. 2) äquivalent. Des Weiteren sind hier folgende vertikale Übergangsbereiche zu finden: die Waldgrenze, die Untergrenze diskontinuierlichen Permafrostes sowie die gemittelte jährliche Null-Grad-Isotherme.

Auf 4.000 m ü. NN werden nur noch 15 Tage mit ausschließlich positiven Tagestemperaturen erreicht. Die Zone der meisten Frostwechsel liegt bei ca. 3.500 m ü. NN. Ihre Anzahl sinkt mit fallender sowie mit steigender Höhe. Die absolute Anzahl der Frostwechsel dürfte sogar noch höher liegen als angegeben, da es sich um Frostwechseltage handelt und somit extrem kurzfristige Gefrier-Auftau-Vorgänge als Tagesereignis zusammengefasst werden. In den unteren Lagen bis 3.250 m ü. NN sind eindeutig zwei Phasen der Frostwechselaktivität zu erkennen. Sie liegen im Frühjahr und im Herbst. Mit steigender Höhe ü. NN verschieben sich die Frostwechselphasen in den Sommer hinein und aus der bimodalen wird eine unimodale Verteilung (Abb. 8).

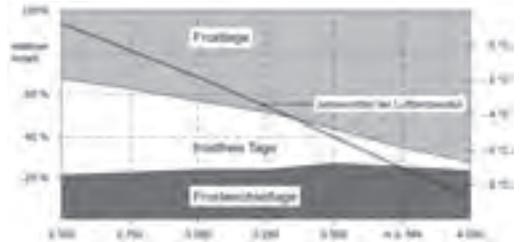


Abb. 9: Vertikaler Wandel des Verhältnisses Frosttage – frostfreie Tage – Frostwechseltage im Untersuchungszeitraum.

Fig. 9: Vertical changing relation of cryotic, non-cryotic and freeze-thaw days.

6 Schlussfolgerungen

Da sich große Permafrostbereiche der Hochgebirge thermisch im Bereich nahe des Gefrier- bzw. Schmelzpunktes befinden, haben bereits geringe atmosphärische Änderungen einen Einfluss auf ihre Mobilität. Erhebliche Lockermassen in Steillagen sowie weite Hangbereiche sind dadurch in ihrer Stabilität gefährdet. Hierin besteht ein großes Gefahrenpotential für die betroffenen Regionen.

Die vorliegende Arbeit beschreibt das jährliche Wechselspiel von Frostphasen und frostfreien Phasen im Hochgebirge des Nördlichen Tian Shan. Es konnte gezeigt werden, dass sich die eingeschalteten Frostwechselphasen in der Regel mit der jährlichen Gefrier- bzw. Auftauphase decken. Die formungsaktive Wirksamkeit einzelner, kurzfristiger atmosphärischer Frostwechsel darf hierbei nicht überschätzt werden. Bereits Bodentiefen von 5 cm unterliegen nicht mehr dem täglichen atmosphärischen Frostwechsel-Regime. Es konnte, für einen ausgewählten Zeitraum, ein Verhältnis der Frostwechselhäufigkeit von 1 (Boden, nordexponiert) zu 9 (Boden, südexponiert) zu 56 (Luft) nachgewiesen werden. Unter Beachtung der örtlichen Niederschlagsverteilung (Abb. 2) lässt sich aus den Messungen ableiten, dass in den Höhenlagen zwischen

ca. 3.500 m und 3.750 m ü. NN die Bedingungen für den Ablauf periglazialer Prozesse, die Frostwechsel und Feuchte voraussetzen, am günstigsten sind. In diesen Höhenbereichen sind mächtige Schuttkörper zu finden. Viele davon befinden sich in Steillagen oder sind durch den (sub)rezenten Abbau von Gletschern freigelegt worden. Die Bewertung dieses Gefahrenpotentials ist eine große Herausforderung der nahen Zukunft für die Geowissenschaften.

Acknowledgement

We thank Sergey Kurashkin, Irina Shesterova and Alexander Kokarev for hosting us and for administrative assistance. Mario Fest and Andreas Wille greatly helped with the fieldwork. HM thanks DAAD (Deutscher Akademischer Austauschdienst) for travel grant during the first field season. The paper considerably benefited from the constructive comments of two anonymous reviewers, who are gratefully acknowledged.

Literatur

- AIZEN, W., AIZEN, E. & MELACK, J. (1996): Precipitation, melt and runoff in the northern Tien Shan. – *Journal of Hydrology*, 186: 229-251. DOI: 10.1016/S0022-1694(96)03022-3.
- ANDRÉ, M.-F. (2003): Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions? – *Geomorphology*, 52: 149-164. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00255-6.
- BLAGOVESCHTSCHENSKII, W.P. (1983): Das Temperaturregime der hochgelegenen Gebiete Zentralasiens und Kasachstans. – In: *AKADEMIE DER WISS. DER KASACHISCHEN SSR (Hrsg.): Gletscher, Schneedecken und Lawinen der Gebirgsregionen Kasachstans. Ledniky, sneschnij pokrov i lawiny gornich rayonow Kasachstana*; Alma Ata (in russisch).
- BÖHNER, J. & SCHRÖDER, H. (1999): Zur aktuellen Klimamorphologie des Tienschan. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 143: 17-32.
- BURBANK, D.W., McLEAN, J.K., BULLEN, M.E., ABDRAKHMATOV, K.Y. & MILLER, M.M. (1999): Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. – *Basin Research*, 11: 75-92. DOI: 10.1046/j.1365-2117.1999.00086.x.
- FRANZ, H.-J. (1973): *Physische Geographie der Sowjetunion*. – 535 S.; Gotha (Haack).
- GORBUNOV, A., MARCHENKO, S. & SEVERSKY, E. (1999a): The thermal environment of blocky materials in the mountains of Central Asia. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 15/1: 95-98. DOI: 10.1002/ppp.478.
- GORBUNOV, A. & SEVERSKY, V. (1999): Solifluction in the Mountains of Central Asia: Distribution, Morphology, Processes. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 10: 81-89.
- GORBUNOV, A. (1978): *Permafrost Investigations in High-Mountain Regions*. – *Arctic and Alpine Research*, 10/2: 283-294.
- HAEBERLI, W. & MAISCH, M. (2007): Klimawandel im Hochgebirge. – *Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke*: 98-107.
- HAEBERLI, W., CHENG GUODONG, GORBUNOV, A.P. & HARRIS, S.A. (2006): Mountain permafrost and climatic change. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 4/2: 165-174. DOI: 10.1002/ppp.3430040208.
- HARRIS, S. A. (1988): The Alpine Periglacial Zone. – In: CLARK, M. J. (ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*: 369-413.
- HARTGE, K. H. & HORN, R. (1991): *Einführung in die Bodenphysik*, 3. Aufl. – 304 S.; Stuttgart (Enke).
- HINTERMAIER-ERHARD, G. & ZECH, W. (1997): *Wörterbuch der Bodenkunde*. – 338 S.; Stuttgart (Enke).
- KÄÄB, A., CHIARLE, M., RAUP, B. & SCHNEIDER C. (2007): Climate change impacts on mountain glaciers and Permafrost. – *Global and Planetary Change*, 56/1-2: vii-ix. DOI: doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.008.
- KÄÄB, A., FRAUENFELDER, R. & ROER, I. (2007a): On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. – *Global and Planetary Change*, 56/1-2: 172-187. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2006.07.005.
- KÄÄB, A. (2005): Remote sensing of Mountain Glaciers and Permafrost Creep. – *Schriftenreihe Physische Geographie. Glaziologie und Geomorphodynamik*. 48: 266 S.
- KING, L. (1996): Dauerfrostboden im Gebiet Zermatt – Gornergrat – Stockhorn: Verbreitung und permafrostbezogene Erschließungsarbeiten. – *Zeitschrift für Geomorphologie, NF, Suppl.-Bd. 104*: 73-93.
- KLOTZ, G. (Hrsg.) (1989): *Hochgebirge der Erde und ihre Pflanzen- und Tierwelt*. – 355 S.; Leipzig (Urania-Verlag).
- KOKAREV, A., SHESTEROVA, I. & SCHRÖDER, H. (1997): *Die Blockgletscher im Sailijskij Alatau des Ti-*

- enschan. – Hallesches Jahrbuch der Geowissenschaften, 19: 81-94.
- LEHMKUHL, F. & KLINGE, M. (2000): Bodentemperaturmessungen aus dem Mongolischen Altai als Indikatoren für periglaziale Geomorphodynamik in hochkontinentalen Gebirgsräumen. – Zeitschrift für Geomorphologie, NF, 44/1: 75-102.
- MARCHENKO, S. & GORBUNOV, A. (1997): Permafrost Changes in the Northern Tien Shan during the Holocene. – Permafrost and Periglacial Processes, 8: 427-435. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1530(199710/12)8:4<427::AID-PPP262>3.0.CO;2-V.
- MATSUOKA, N. (2005): Temporal and spatial variations in periglacial soil movements on alpine crestslopes. – Earth Surface Processes and Landforms, 30: 41-58. DOI: 10.1002/esp.1125.
- MATSUOKA, N. (2003): Contemporary permafrost and periglaciation in Asian high mountains: an overview. – Zeitschrift für Geomorphologie, NF, Suppl.-Bd. 130: 145-166.
- MINISTERIUM FÜR BILDUNG UND WISSENSCHAFT DER REPUBLIK KASACHSTAN (2004): Geographisches Institut, unveröffentlichte Temperaturdaten.
- PASSMORE, D., HARRISON, S., WINCHESTER, V., SEVERSKIY, I. & PIMANKINA, N.V. (2008): Late Holocene Debris Flows and Valley Floor Development in the Northern Zailiiskiy Alatau, Tien Shan Mountains, Kazakhstan. – Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 40/3: 548-560. DOI: 10.1657/1523-0430(06-078)[PASSMORE]2.0.CO;2.
- ROMANOVSKY, V.E. & OSTERKAMP, T.E. (2000): Effects of Unfrozen Water on Heat and Mass Transport Processes in the Active Layer and Permafrost. – Permafrost and Periglacial Processes, 11: 219-239. DOI:10.1002/1099-1530(200007/09)11:3<219::AID-PPP352>3.0.CO;2-7.
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde, 15. Aufl. – 593 S.; Heidelberg (Spektrum).
- SCHRÖDER, H., GUNJA, A. & FICKERT, T. (1996): Vergleichende Periglazialmorphologie im zentralen Teil des nördlichen Tien-Shan. – Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft, 43: 275 - 300.
- SCHRÖDER, H., KOKAREV, A. & HARRISON, S. (2005): Rock glaciers in the northern Tien Shan, Kazakhstan: new data on movement rates and distribution. – Glacial Geology and Geomorphology, rp01/2005.
- TROLL, C. (1973): High Mountain belts between the Polar Caps and Equator. Their Definition and Lower Limit. – Arctic and Alpine Research, 5/3: A19-A27.
- VEIT, H., STINGL, H., EMMERICH, K.-H. & JOHN, B. (1995): Zeitliche und räumliche Variabilität solifluidaler Prozesse und ihre Ursachen. – Zeitschrift für Geomorphologie, NF; Suppl.-Bd. 99: 107-122.
- WILLIAMS, P. & SMITH, M. (1989): The Frozen Earth. Fundamentals of Geocryology. – 306 S.; Cambridge (Camb. Univ. Press).

The partial heat – longest plateau technique: Testing TL dating of Middle and Upper Quaternary volcanic eruptions in the Eifel Area, Germany

LUDWIG ZÖLLER & HENRIK BLANCHARD^{*}

Abstract: Middle and Upper Quaternary volcanic events are often difficult to date, in particular when minerals suitable for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dating are missing. Here, we present first tests of a newly developed technique to use the thermoluminescence (TL) of maar tephra and crustal xenoliths for dating the eruption event. We take into consideration that resetting of the latent geological TL of country rock fragments during eruption may be incomplete. We therefore develop the “partial heat – longest plateau” (PHLP) technique to approach the inherited TL signal at eruption. This technique can overcome TL age overestimates due to incomplete zeroing, as is demonstrated for some eruptions in the Quaternary Eifel Volcanic Field, Germany, in the time range from 11 to 300 ka old. Although we avoid the often observed strong anomalous fading of volcanic feldspars and other volcanic minerals by using heated country rock xenoliths, we still face the problem of longer-term anomalous fading which may be responsible for apparent age underestimates. The orange-red TL emissions (RTL) of pure fine-grained quartz extracts from crustal xenoliths are also tested from two samples. This approach needs, however, further systematic investigations into the TL characteristics of RTL.

[The partial heat – longest plateau technique: Testing TL dating of Middle and Upper Quaternary volcanic eruptions in the Eifel Area, Germany]

Kurzfassung: Vulkanische Ereignisse des mittleren und oberen Quartär sind schwer zu datieren, insbesondere, wenn geeignete Minerale für eine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung fehlen. Mit diesem Artikel werden erste Tests einer neuen Anwendungsmöglichkeit der TL-Datierung an Maar-Tephra und Xenolithen präsentiert, um derartige Eruptionsvorgänge zu datieren. Hierbei wird berücksichtigt, dass ein Rückstellen des latenten geologischen TL-Signals der Gesteinsfragmente während des Eruptionsvorganges eventuell nur unvollständig erfolgte. Aus diesem Grund wurde die „Partial heat- longest plateau-Technik (PHLP) entwickelt, um genau diesem Problem Rechnung zu tragen. Die neu entwickelte Technik kann helfen, eine Überschätzung von TL-Datierungen infolge der unvollständigen Rücksetzung des TL-Signals zu vermeiden. Dies wird für vulkanische Ablagerungen im Eifel-Vulkanfeld demonstriert, die eine Zeitspanne von 11 bis 300 ka umfassen. Obwohl das Problem starken anomalen Ausheilens des TL Signals vulkanischer Feldspäte und anderer vulkanischer Minerale umgangen wurde, existiert immer noch das Problem einer Unterschätzung geologischer Alter als Folge eines langfristigen anomalen Ausheilens im TL Signal. Die orange-roten TL-Emissionen (RTL) reiner feinkörniger Quarzproben aus Xenolithen wurden an zwei Proben getestet. Dieser Datierungsansatz verlangt jedoch noch weitere systematische Untersuchungen.

Keywords: thermoluminescence, anomalous fading, maar tephra, xenoliths, volcanic eruptions, dating, Eifel Volcanic Field.

* Address of authors: L. Zöller, H. Blanchard¹, Steinmann-Institut f. Geologie, Mineralogie und Paläontologie, Poppelsdorfer Schloss, D-53115 Bonn. E-Mail: Ludwig.Zoeller@uni-bayreuth.de (corresponding author), henrik.blanchard@web.de. ¹ New address: Steinmann-Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie, Universität Bonn, Poppelsdorfer Schloss, 53115 Bonn.

1 Introduction

Thermoluminescence (TL) dating has often been tested for volcanic minerals (see, e.g., FATAHI & STOKES 2003) but faces the problems of strong anomalous fading of volcanic feldspars (WINTLE 1973) or of very low TL signals from other volcanic minerals except for quartz. The latter is, however, not present in mafic volcanic rocks unless as xenoliths derived from older country-rock in the direct vicinity of the vent. In order to circumvent these problems, we tried to use xenoliths (cf. CHEN et al. 2001) and maar tephra derived from country-rock to date their last resetting during the volcanic activity by TL. This approach, however, raises new problems, in

particular the degree of heating during the eruption (cf. GONZÁLEZ et al. 2006 and comments by DULLER 2006) and the question if, besides heating, other events may reset the parent “geological” TL signal of the dated minerals.

We sampled xenoliths derived from Lower Devonian silicoclastic country-rock (partly affected by metamorphism) and maar tephra from several volcanic eruptions in the Quaternary Eifel Volcanic Field, Germany (Fig. 1), separated in two NW-SE oriented sub-fields, the West and the East Eifel Field (MEYER 1986, SCHMINCKE 2000, BÜCHEL et al. 2000). In the West Eifel Field phonolitic eruptions are missing. Hydroclastic maar eruptions occurred in both fields but are more typical for the West



Fig. 1: The Quaternary West and East Eifel Volcanic Fields in the Rhenish Massif, Germany (adopted from SCHMINCKE, 2000). Studied localities shown as black rectangles: Me=Meerfelder Maar (Deudesfeld site), Mo=Mosenberg scoria cone (southernmost cone), L=Lake Maria Laach (Wingertsberg site), P=Pulvermaar (near Gillenfeld), R=Rodderberg, south of Bonn, U=Ulmener Maar.

Abb. 1: Quartäre Vulkanfelder der West- und der Osteifel, Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland (bearbeitet nach SCHMINCKE, 2000). Schwarze Rechtecke markieren bearbeitete Lokalitäten: Me=Meerfelder Maar (Tuffgrube Deudesfeld), M=Mosenberg-Schlackenkegel (südlichster Kegel), L=Laacher See (Wingertsberg-Wand), P=Pulvermaar (bei Gillenfeld), R=Rodderberg südlich Bonn, U=Ulmener Maar.

Eifel Field where maar tephra consists of up to >90% of country rock clasts (mainly Lower Devonian slates, siltstones and quartzites or quartzitic sandstones). In some maar tephra (e.g., Meerfelder Maar) also peridotite xenoliths from the upper mantle with diameters up to ca. 20 cm can be found which, however, were not used for dating.

The incipient observation for this study was the finding of a few cm to several dm thick beds of very well sorted, fine-grained maar tephra in the ramparts of Lake Ulmener Maar and Lake Pulvermaar in the West Eifel Field. These tephra beds consist almost entirely of fine-ground Lower Devonian slate and siltstone clasts with a clear maximum in the silt fraction and very low clay fraction. The grinding of the hard country-rock down to these fine fractions can be explained by the theory of hydroclastic eruptions as presented by LORENZ & ZIMANOWSKI (2000). Preliminary TL measurements from the polymineral fine-grained fraction (4–11 µm) using the “multiple aliquot additive dose” (MAAD) protocol (WINTLE 1998, VANDENBERGHE et al. 2004) showed that the TL and the infra-red stimulated luminescence (IRSL) were totally zeroed at deposition of the two studied maar tephra (ZÖLLER et al. 2009). This result is, however, somewhat surprising as zeroing by light exposure in a base surge is certainly insufficient and it must be doubted if thermal zeroing in a hydroclastic eruption is able to completely erase the parent TL. Heat transfer in the eruption chamber of a maar during sub-surface grinding of the country-rock is probably low in a dry gas-solid mixture, although the presence of water under high pressure conditions, however, may increase heat transfer (pers. comm. M. Zimanowski 2006). Nevertheless, we explored an additional possible zeroing mechanism: hydrostatic pressure, based on the description of “mechanoluminescence” by BANERJEE et al. (1999) (see also SINGHVI et al. 1994). The results are published elsewhere (ZÖLLER et al. 2009) and will not be further reported here. It was shown that hydrostatic pressure (1 GPa for 19 h) at room temperature did not significantly reset the natural TL (NTL) of a Lower Devonian

slate fragment whereas hydrostatic pressure at elevated temperature (1 GPa at 150°C for 19 h) partially reset the NTL beyond the thermal draining. In the following chapters we try to develop a laboratory technique to overcome the problem of partial resetting of maar tephra or crustal xenoliths independent from the question what caused the resetting (heat transfer, frictional heating or hydrostatic pressure).

2 Samples and sample preparation

Three kinds of samples were collected for testing TL dating,

- a) only slightly consolidated maar tephra-beds,
- b) crustal xenoliths extracted from maar tephra or scoria and ash cones, and
- c) a piece from Lower Devonian slate (sample no. 5) originating from the same epoch (Upper Siegenium) as country-rock outcropping at Lake Puvermaar (for dose recovery experiments; the sampling locality at the northern end of the Middle Rhine Valley at Bonn-Friesdorf is far away from possible thermal overprint by Quaternary volcanism).

All samples were processed under subdued red light (diodes, 620 nm) after removal of the outer minimum 2 mm rim using a handsaw. Hard rock samples were carefully crushed in a bench vice and with an agate mortar and sieved. Fine-grain samples were prepared according to ZIMMERMAN (1971) and quartz coarse grain samples according to MEJDAHL (1985a) and AITKEN (1998). From two samples (13RTL and 14 RTL) fine-grained quartz separates were obtained by etching in H_2SiF_6 (FUCHS et al. 2005). More detailed information about the samples is given in Table 1.

3 Experimental

TL and IRSL measurements were executed using a Daybreak 1150 TL/IRSL reader equipped with infra-red diodes (870±30 nm), an EMI 9586Q photomultiplier (PM) and a combination of four detection filters (BG-3, GG-400, BG-3, BG-39, “blue combination” in Table 1) in front of it. TL readout occurred at a ramp rate

Table 1: Samples, sample preparation and experimental details.

Tabelle 1: Proben, Probenaufbereitung und Messparameter.

Sample	Locality	Material	Expected age	Method	IRSL	Preheat	Ramp	Filter
1b/a	Ulmener Maar	fine-grain maar tephra, dark grey	11 ka	PM FG BTL-ADD	max. ca. 72 cts / sec	stage / cont. 220 °C, 120 sec	5 °C / sec.to.450 °C	blue combination
2	Pulvermaar	fine-grain maar tephra, grey	18...24 ka	PM FG BTL-ADD	max. ca. 75 cts / sec	stage / cont. 220 °C, 120 sec	5 °C / sec.to.450 °C	blue combination
2	125...250µm			PM 125...250µm BTL-ADD		stage / cont. 220 °C, 120 sec	5 °C / sec.to.450 °C	blue combination
3	Roddeberg "initial"	fine-grain maar tephra, grey, gravel	240...300 / 550 ka	PM FG BTL-ADD	max. ca. 25 cts / sec	stage / cont. 220 °C, 120 sec	5 °C / sec.to.450 °C	blue combination
4a	Roddeberg "final"	fine-grain maar tephra, grey, bedded	240...300 ka	PM FG BTL-ADD	max. ca. 120 cts / sec	stage / cont. 220 °C, 120 sec	5 °C / sec.to.450 °C	blue combination
5	Devon Friesdorf	siltstone, Lower Devonian	400 Ma, saturated	PM FG BTL	max. ca. 650 ds / sec	-	5 °C / sec.to.450 °C	blue combination
10a	Meerfelder Maar	fine-grain maar tephra, initial, dark grey	40...120 ka	PM FG BTL-ADD	max. ca. 240 cts / sec	stage / cont. 220 °C, 120 sec	5 °C / sec.to.450 °C	blue combination
10b	Meerfelder Maar	Xenolith in cauliflower bomb	40...120 ka	PM FG BTL-ADD	max. ca. 3500 cts / sec	stage / cont. 220 °C, 120 sec	5 °C / sec.to.450 °C	blue combination
13	Mosenberg	Xenolith, brick-red	40...80 ka	PM FG BTL-ADD	max. ca. 15 ds / sec	stage / cont. 220 °C, 120 sec	5 °C / sec.to.450 °C	blue combination
13 RTL				Qz FG RTL REG	-	stage / cont. 250 °C, 15 sec	2 °C / sec.to.450 °C	D630/60 + D620/75
14a	Lake Maria Laach	Devonian siltstone xenolith, grey	12.9 ka	PM FG BTL-ADD	ca. 45 cts / sec	stage / cont. 220 °C, 120 sec	5 °C / sec.to.450 °C	blue combination
14a RTL				Qz FG RTL REG		stage / cont. 250 °C, 15 sec	2 °C / sec.to.450 °C	D630/60 + D620/75
PBLP-experim.	(simulated eruption)	siltstone of sample 5	(50.0 Gy)	PM FG BTL-ADD	-	stage / cont. 220 °C, 120 sec	5 °C / sec.to.450 °C	blue combination
				(PM=polymineral FG=fine grains BTL=blue TL RTL=red TL ADD=additive dose REG=regeneration)				

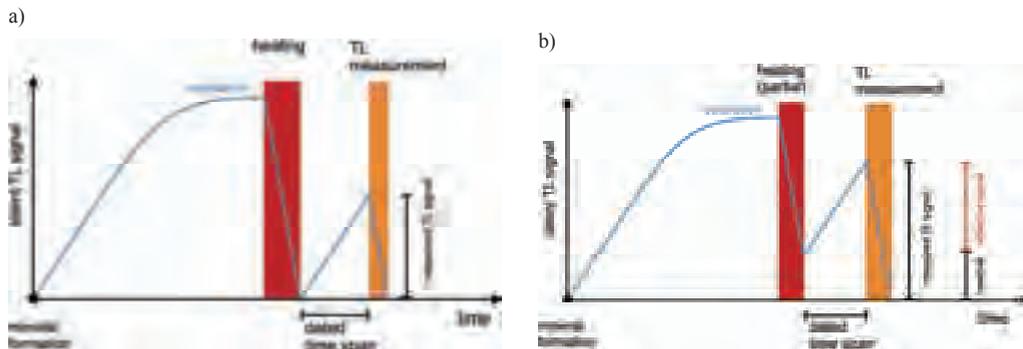


Fig 2: Principles of TL dating assuming total (a) and partial resetting (b) of the parent TL during the event to be dated. The parent TL signal acquired during the geological history of the mineral grain (geological TL) is saturated and then entirely annealed during heating (a). Subsequently, the parent TL signal accumulates again with time due to natural radioactivity of the sample and its environment. The intensity of the natural TL signal (NTL) recorded in the laboratory is a measure of the time elapsed since the last heating. If, however, the heating event did not completely erase the acquired geological TL a residual TL remains at the heating event. The NTL signal measured in the laboratory consists of TL accumulated after the heating event plus an inherited TL signal (b).

Abb. 2: Grundlagen der TL-Datierung unter Annahme vollständiger (a) und partieller Rückstellung (b) des latenten TL-Signals während des datierten Ereignisses. Das latente TL-Signal, welches im Laufe der geologischen Geschichte des Mineralkorns akquiriert wurde, ist in Sättigung und wird dann während der Erhitzung völlig gelöscht (a). Danach wächst das latente TL-Signal wieder infolge der natürlichen Radioaktivität der Probe und ihrer Umgebung. Die Intensität des natürlichen TL-Signals (NTL), welches im Labor gemessen wird, ist ein Maß für die Zeit seit der letzten Erhitzung. Wurde jedoch während des Ereignisses der Erhitzung die akquirierte geologische TL nicht vollständig gelöscht, verblieb ein residuales (ererbtes) TL-Signal. Das im Labor gemessene NTL-Signal setzt sich dann aus dem seit der Erhitzung akquirierten Signal plus dem ererbten Signal zusammen (b).

of 5°C (for blue TL) and 2°C per second (for orange-red TL, see below), respectively (see Table 1) to a maximum temperature of 450°C, whereas IRSL was recorded at room temperature. For blue TL preheat of 220°C for 2 minutes was applied (“stage and continue”, i. e. the aliquot is heated to 220°C and held there for 2 minutes, before heating continues to maximum temperature); deviating protocols for orange-red TL are mentioned in Table 1. For sub-sample 13RTL (Mosenberg volcano) the orange-red TL (RTL) of a pure quartz separate was also measured using a detection filter combination (Oriel D630/60 + D620/75) with transmission from 570 to 685 nm (maximum from 600-660 nm; based on manufacturer’s data). The quantum efficiency of the used PM in this wavelength range is, however, only ca. 1%. Laboratory irradiation

was performed using a $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ beta-source delivering ca. 9.96 Gy/min.

The age of a sample can - simplified - be calculated as the radiation dose accumulated since the dated event, D_E [Gy], divided by the effective dose-rate, D [Gy/a]. To determine the equivalent dose D_E it is necessary to define the plateau range, i.e. the glow curve temperature range exhibiting identical D_E . In case of non-linear dose-response a simple plot of $I_{(N+B)}/I_{(N)}$ versus glow temperature (e.g., AITKEN 1985, Fig. 1.3), with $I_{(N+B)}$ denoting the TL intensity of an additively dosed aliquot and $I_{(N)}$ the TL intensity of a natural aliquot, respectively, is not justified (e.g., BERGER 1991, 1994, BERGER & ANDERSON 1994). We therefore used the D_E plateau test only. Longer-term anomalous fading tests and corrections (according to AUCLAIR et al. 2003, LA-

MOTHE et al. 2003) were not yet executed due to limited laboratory time for this pilot study. Instead, an accelerated short term fading test (7 days storage at 70°C in the oven, see BERGER 1985, 1987, 1988; ZÖLLER 1995) was performed on polymineral fine grain samples and apparent equivalent doses were corrected for short term fading: TL intensities of the highest additive dose ($N+\beta_{\max}$) were measured immediately after irradiation and after seven days delay at 70°C. In case anomalous fading was detected and calculated as

$$[I_{(N+\beta_{\max})} - I_N] / [I_{(N+\beta_{\max}+\text{delay})} - I_N],$$

with I = TL-intensity in the ED plateau range, the portion $I_{(N+\beta_i)} - I_N$ of all additively dosed aliquots was recalculated by subtraction of the fading percentage, and the corrected intensities of $I_{(N+\beta_i)}$ were used for refitting the additive dose response curve. Although there may be doubts about the general validity of extrapolated long term fading tests this discussion lies outside of the scope of the present study. We are aware, however, that further studies should also include longer-term fading tests. So far, all apparent TL-ages obtained from the polymineral fine grain fraction must be regarded as minimum ages!

Effective internal α - and β -dose-rates for the dated samples were calculated using thick source alpha-counting of fine-ground bulk samples (AITKEN 1985, ZÖLLER & PERNICKA 1989) for U and Th decay chains, and by ICP-MS and AAS measurements for K. Dose conversion factors given by ADAMIEC & AITKEN (1998) were applied. The γ dose-rates were calculated from U, Th and K concentrations of maar tephtras if homogeneity for 4π geometry could be assumed by field evidence. For xenolith samples not fulfilling the requirements of 4π geometry the γ dose-rate was measured on-site using a portable NaI 4-channel gamma spectrometer (Harwell). The very small contribution of cosmic dose-rate was estimated with respect to sample depth below surface using the formula given by PRESCOTT

& HUTTON (1994). The α -value (alpha efficiency, see AITKEN 1985) was taken as 0.08 ± 0.02 for polymineral fine-grain samples and 0.03 ± 0.01 for fine-grain quartz samples. Secular equilibrium of U decay-chains was assumed.

4 The partial heat – longest plateau (PHLP) technique in TL dating

4.1 Partial resetting of parent TL – basic considerations

Luminescence dating is a paleodosimetric dating method based on the absorption of the energy of ionizing radiation by the sample with time (WAGNER 1998). A basic assumption of luminescence (TL, OSL, IRSL) dating is the complete resetting (zeroing) of the latent luminescence signal at the event to be dated. Heat and light exposure are the most prominent resetting mechanisms allowing the dating of the last heating event of a sample or the last exposure of its mineral grains to daylight (e.g., sedimentation). Incomplete resetting results in an over-estimation of D_E , and, thus, an age over-estimation. It is, therefore, essential to ascertain a complete resetting at the event to be dated or to find applicable corrections for the inherited residual luminescence value (Fig. 2).

For TL dating of sediments with an inherited signal at deposition, MEJDAHL (1985b, 1988) presents several so-called “partial bleach” techniques. One of them is called the “longest plateau” technique (MEJDAHL 1988). It relies on the observation that the natural TL of quartz or feldspars consists of components exhibiting different sensitivity to daylight. Assuming that all mineral grains of a sample saw the same light sum prior to deposition, the correct D_E can be found if for different glow temperatures within the thermally stable part of the glow-curve the obtained D_E s are identical (D_E -plateau). This can be achieved by trying the residual TL of glow-curves from natural TL (NTL) aliquots following various light exposures. Since the advent of optical dating the longest plateau

technique after MEJDAHL, however, has been more or less abandoned.

When a sample having acquired an amount of NTL is subjected to insufficient (partial) heating (e.g., 200 to 300°C) its TL is not totally zeroed. Glow peaks lower than or equal to the maximum heating temperature are drained completely, whereas those above the heating temperature are partially erased or even remain unaffected, depending on their peak temperature and the duration of heating. A residual TL glow curve is obtained when the sample is glow to maximum temperature (450 or 500 °C, respectively). The shape of this residual TL glow curve is in some aspects similar to the residual TL after optical bleaching (see Fig. 6b) in so far as the percentage residual TL, referred to the NTL, increases with glow temperature. In contrast to partial optical bleaching, no TL peaks for glow temperatures below the partial heating temperature are recorded. This can

even be considered as an advantage over partial optical bleaching. Thus, MEJDAHL's approach can be modified to the TL dating of partially heated rocks, sediments or soils.

4.2 A new laboratory protocol for partially heated rocks

We tried to optimize the longest plateau technique for partially heated volcanogenic material such as crustal xenoliths and maar tephra. We so far developed the following protocol:

1. Construction of a multiple aliquot additive dose-response curve (MAAD). In case a long D_E plateau is observed by extrapolation to zero TL level complete resetting of the latent (geological) TL at eruption is proved and the following steps are not necessary (Fig. 2a).
2. A number of zeroed aliquots of the sample to be dated (here: 18 aliquots) are regenerated by a laboratory dose up to the estimated pre-

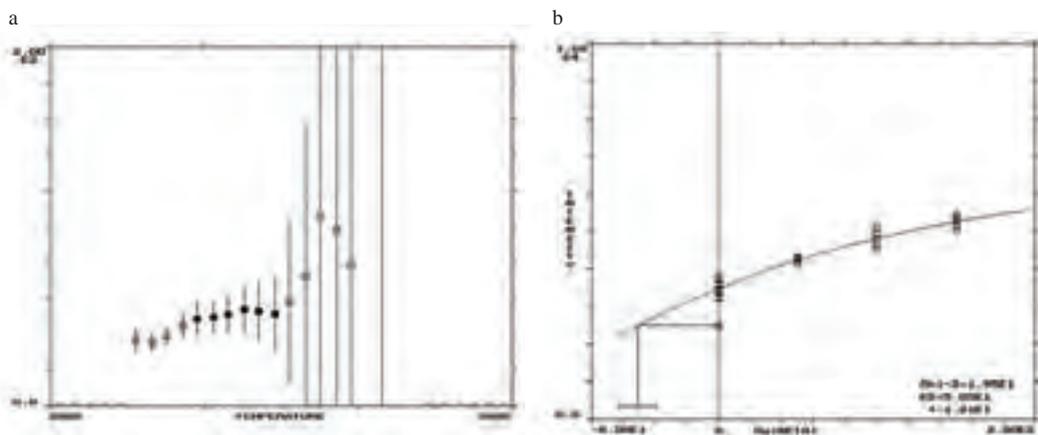


Fig. 3 a: D_E -plateau of the dose recovery test. The sample 5 with geological TL in saturation was partially heated (15 min at 300°C) and then laboratory-dosed with 50 Gy. The PHLP technique recovers a dose of 50.5 ± 12.1 Gy (see b).

b : Results of the PHLP technique applied to sample 5 dosed with 50 Gy after partial heating for 15 min at 300°C. The PHLP technique recovers a dose of 50.5 ± 12.1 Gy. The longest D_E -plateau is seen at the correct equivalent temperature.

Abb. 3a: D_E -Plateau des Dosis-Wiederherstellungstests. Die Probe 5 mit geologischer TL in Sättigung wurde partiell ausgeheizt (15 min bei 300°C) und erhielt dann im Labor eine Dosis von 50 Gy. Die PHLP-Technik findet eine Dosis von $50,5 \pm 12,1$ Gy wieder (siehe b).

b : Ergebnisse der PHLP-Technik für Probe 5 mit einer Labordosis von 50 Gy im Anschluss an ein 15-minütiges partielles Ausheizen bei 300°C. Die PHLP-Technik findet eine Dosis von $50,5 \pm 12,1$ Gy wieder. Das längste D_E -Plateau stellt sich bei der korrekten Äquivalenttemperatur ein.

Table 2: Summarized TL dating results from three samples of the Rodderberg volcanic complex.

Tabelle 2: Zusammengefasste TL-Datierungsergebnisse von drei Proben des Rodderberg-Vulkankomplexes.

Sample	Material	Stratigraphic position	D_E (Gy)	Dose rate (Gy/ka)	Apparent age (ka)
3	hydroclastic maar tephra	initial series	1108 ± 355	3.70 ± 0.25	300 ± 98
4a	hydroclastic maar tephra	final series	957 ± 161	2.87 ± 0.21	334 ± 61
R4-D-1	slate xenolith	strombolian series	1403 ± 141	4.37 ± 0.24	321 ± 37

eruptive dose-level. This step is not used for regenerative dating but only to produce aliquots suited for step 3. In the case of Lower Devonian basement the aliquots must be irradiated up to the saturation dose level (minimum 2,000 Gy; a saturation dose of 2,000 to 5,000 Gy was found for our samples). To minimize irradiator time additive dosing on top of the natural dose is advised.

- The dosed aliquots are split in 6 groups. The aliquots of each group are subjected to thermal pre-treatment on the hotplate of the TL reader for 5 min with temperature increments of 10K. Temperatures for one group each are held at 250, 260, 270, 280, 290 and 300 °C, respectively. By this way, 6 different residual TL levels are produced representing partial annealing of the pre-eruption TL level.
- Extrapolation of the MAAD dose-response curve (step 1) to the various residual TL levels to obtain the parent D_E for each glow temperature in the range from 280 to ca. 400°C and for each residual TL level (cf. Figs. 5, 6a). Ideally, the plateau is expected to be the longest if the thermal pre-treatment in the laboratory matches exactly the natural conditions during and after (cooling down-period) the eruption. This will hardly be the case, and, thus, the laboratory preheat temperature yielding the longest plateau is called “equivalent temperature” (Fig. 2b). Only for an equivalent temperature delivering a residual TL resembling best or very closely the residual TL at eruption an acceptable D_E -plateau is obtained.
- Ideally, dating results from two or more xenoliths of the same eruption but yielding different equivalent temperatures and/or dose-

rates are identical within error bars and can, thus, validate the eruption age (see section “results”).

We designed the following dose recovery experiment to prove the validity of the protocol: The partial heating of a crustal xenolith during a volcanic eruption was simulated by partial heating of a piece of sample 5 (Lower Devonian basement, TL in saturation) in an oven. To apply a geological “age” to the sample after the artificial “eruption”, a defined test-dose of 50.0 Gy was administered in the laboratory following the partial heating.

Detailed protocol of the PHLP dose recovery experiment:

- Preparation of the polymineral fine grain fraction (4-11µm) from a Lower Devonian basement slate (50 aliquots).
- Simulation of partial heating during a volcanic eruption by heating the fine grain fraction in an oven at 300°C for 15 min.
- Storage of the aliquots for >24h at room temperature to allow for possible charge redistributions.
- Additive β -irradiation (50 Gy) of all aliquots to simulate a geological age of the “eruption”.
- Storage at 160°C for 15min in an oven to remove thermally unstable TL-peaks, then at room temperature for >24h to allow for charge redistribution.
- Determination of the apparent D_E using the MAAD protocol applying the PHLP technique (Fig. 3 a, b).
- Using the same fine grain material as produced in the 1st step to produce the residual TL levels after incremental preheat (as de-

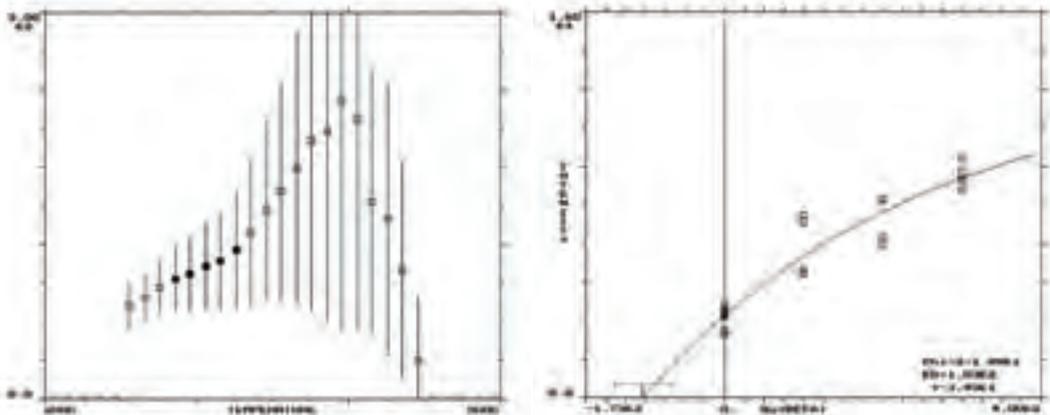


Fig. 4: D_E -plateau function (top) and dose response curve (bottom) for the 125-250 μm fraction of sample 2 (Pulvermaar). A plateau is not obtained if total zeroing of the TL at deposition is assumed. Note that the D_E shown in the figure is not corrected for anomalous fading.

Abb. 4: D_E -Plateaufunktion (oben) und Dosis-Wirkungs-Kurve (unten) für die 125-250 μm -Fraktion der Probe 2 (Pulvermaar). Bei Annahme vollständiger Rückstellung der TL bei Ablagerung ergibt sich kein Plateau. Man beachte, dass der D_E -Wert in der Abbildung nicht um den Betrag des anomalen Ausheilens korrigiert wurde.

scribed above). Laboratory regenerative irradiation up to the pre-eruptive dose-level is not necessary in this case as dose-saturated material without natural thermal overprint is used.

5 Results

5.1 Results of the dose recovery experiment

By applying the PHLP technique as described above, the artificial laboratory dose was reproduced correctly (50.5 ± 12.1 Gy, see Fig. 3) even if within large error bars. The experiment also confirmed the hypothesis that the extrapolation of the dose response-curve to the correct residual results in a sufficiently long D_E plateau, whereas extrapolations to wrong residuals cannot yield a good plateau and result in wrong apparent D_E values. The plateau must, however, cover the temperature range of the glow-curve peak relevant for dating to serve as a reliable check for the correct D_E .

The newly developed PHLP technique can, thus, be expected to reliably date the eruption of partially heated crustal xenoliths. The tech-

nique was tested using maar tephra and crustal xenoliths from some Middle and Upper Quaternary eruptions in the West and East Eifel Volcanic Field.

5.2 Preliminary results from selected volcanic eruptions in the Eifel Volcanic Field

We first studied *maar tephra beds* with good to moderate age control to check if the PHLP technique delivers satisfying results for such material. The eruption age of *Ulmener Maar* (sample 1, Photo 1) is well constrained to ca. 11,000 cal BP by ^{14}C -AMS dating and varve chronology (ZOLITSCHKA et al. 2000). From *Pulvermaar* (sample 2, Photo 2) a physical dating is not yet available, but from geomorphologic evidence its age is assumed to fall within the last glacial maximum (LGM; LORENZ & ZIMANOWSKI 2000).

The apparent TL age for *Ulmener Maar* was calculated to 8.36 ± 1.11 ka (corrected for short term fading of ca. 13%). The TL age significantly underestimates the independent age (11 ka, ZOLITSCHKA et al. 2000), but there is no evi-

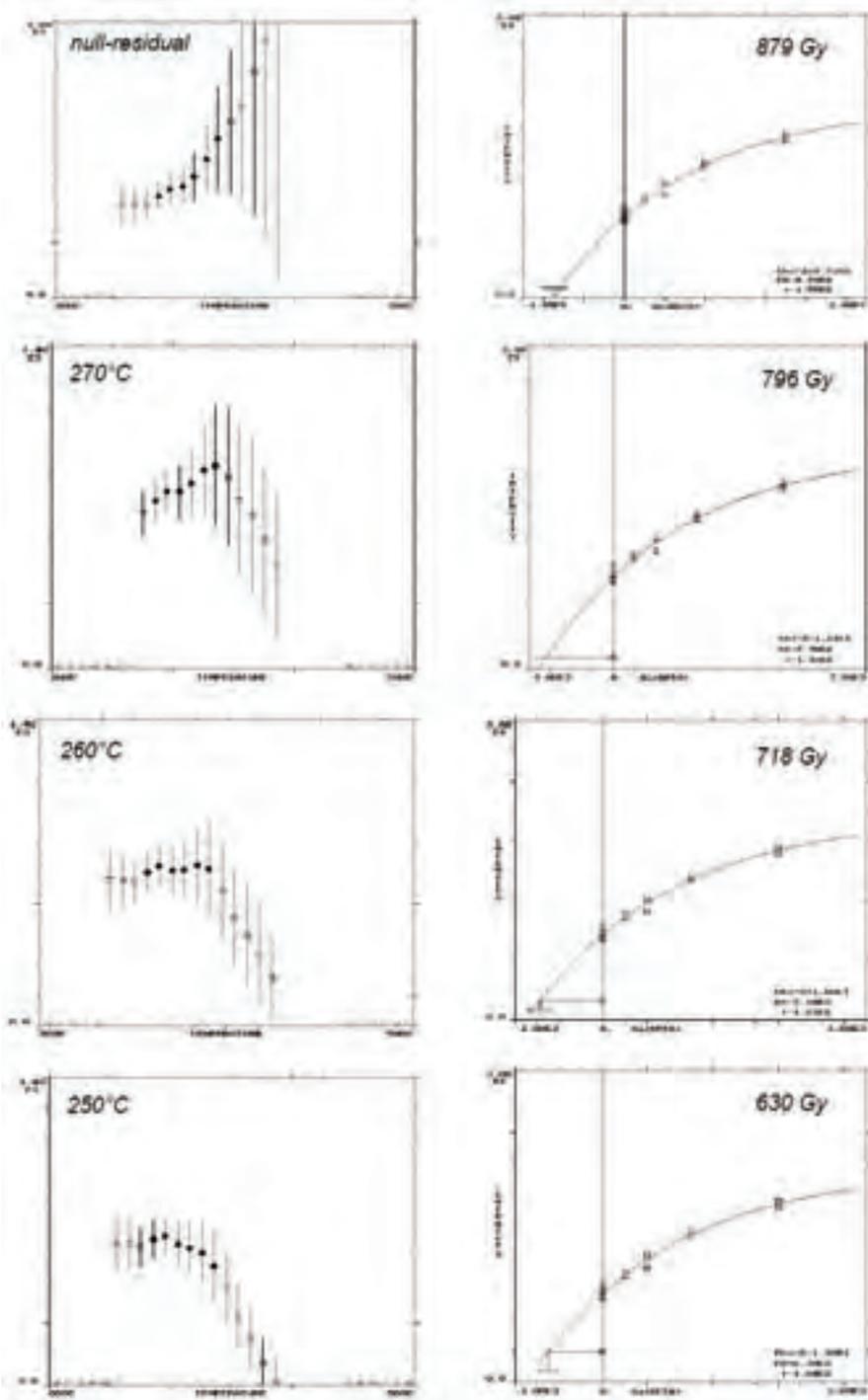
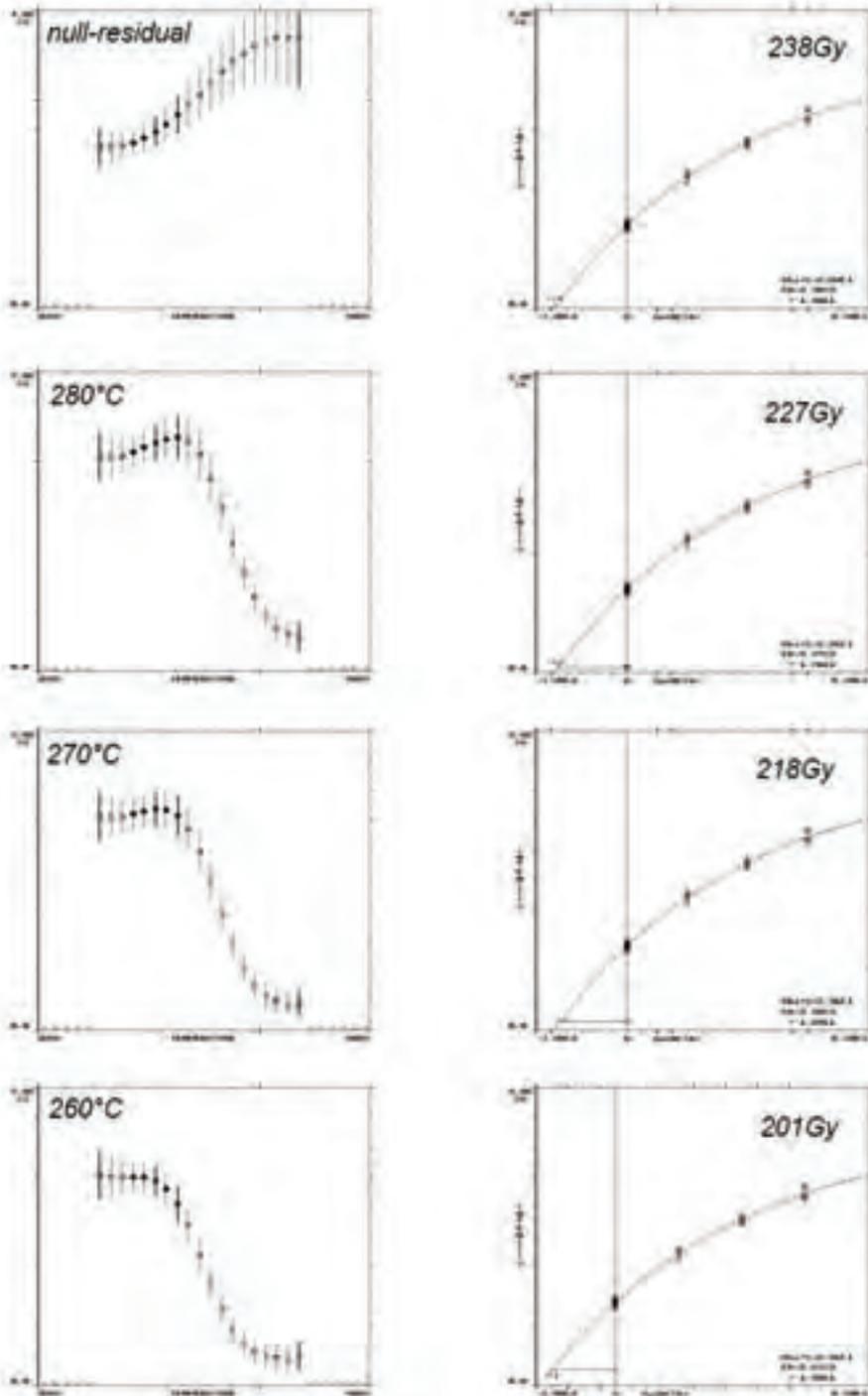


Fig. 5: Results of the PHLP technique for maar tephra (sample 4) from the Rodderberg volcanic complex, apparently ca. 300 ka old. The plots demonstrate that PHLP works even for high accumulated doses of ca. 1,000 Gy (corrected) or more.

Abb. 5: Ergebnisse der PHLP-Technik für die Maartephra (Probe 4) des Rodderberg Vulkan-Komplexes mit einem offensichtlichen Alter von ca. 300 ka. Die Diagramme zeigen, dass PHLP selbst für hohe akkumulierte Dosen von ca. 1 000 Gy (korrigiert) oder darüber funktioniert.

Figure 6 a



b

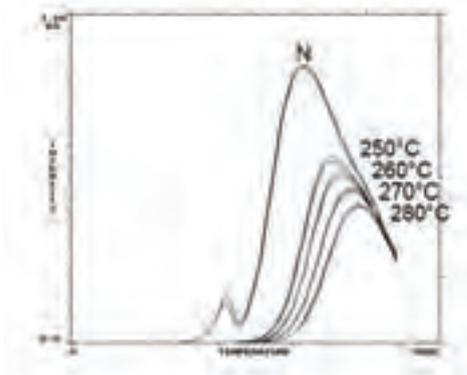


Fig. 6a: Additive dose response curve, residual TL value for 270°C equivalent temperature and D_E (longest plateau) from sample 10b (peperite xenolith from Meerfelder Maar tephra).

b: NTL glow curves and TL residuals after incremental preheat from sample 10b (peperite xenolith from Meerfelder Maar tephra).

Abb. 6a: Additive Dosis-Wirkungs-Kurve, residueller TL-Wert für eine Äquivalenttemperatur von 270°C und D_E (längstes Plateau) für Probe 10b (Peperit-Xenolith aus der Meerfelder Maar-Tephra).

b: NTL-Leuchtkurven und residuale TL nach stufenweisem Vorheizen der Probe 10b (Peperit-Xenolith aus der Meerfelder Maar-Tephra).

dence for age overestimation which would be expected in the case of incomplete TL-zeroing during eruption. The apparent TL age of Pulvermaar (21.0 ± 2.95 ka, corrected for short term fading of ca. 9%) lies within the LGM as expected (LORENZ & ZIMANOWSKI 2000).

From Pulvermaar we also used the TL of the 125-250 μm fractions to check for possible grain size-dependant zeroing. This fraction consists of platy slate clasts. As shown in Fig. 4 (note that data were not corrected for fading) a D_E -plateau is not obtained using extrapolation of the dose response curve to zero. This suggests that TL-zeroing of this fraction during fragmentation in the explosion chamber of the maar was not as complete as for the fine silt fraction.

From the *Rodderberg* volcanic complex (RVC) south of the city of Bonn, in a previous study

one of us (BLANCHARD 2002) dated a well-heated brick-red xenolith (Lower Devonian siltstone) extracted from scoria and obtained an apparent TL-age of 321 ± 37 ka (sample R4-D-1, data in PAULICK et al. 2008, Table 2). Tephra from the RVC was found in a nearby loess-paleosol section in loess attributed to the third last glaciation (BARTELS & HARD 1973, 1974), and the superposition of lapilli tephra and scoria on glacial loess argues for an eruption of the Strombolian series within a cold stage (probably MIS 8, ca. 250 to 310 ka). PAULICK et al. (2008) support an eruption age of the RVC of ca. 300 ka by geochemical and mineralogical methods and comparison with data given in BOGAARD & SCHMINCKE (1990). For the present study, we sampled two maar tephra beds (sample 3 from the initial maar tephra and sample 4 from the final maar tephra) from the RVC. Both tephra beds are much sandier than the maar tephra beds of samples 1 and 2.

The Rodderberg maar tephra layers both exhibit evidence of incomplete resetting by partial heating. Equivalent temperatures were found at 270°C (sample 3) and 260°C (sample 4a), respectively. Fig. 5 demonstrates that even in the high dose range PHLP yields satisfying results. Short-term anomalous fading was ca. 7% for sample 3 and ca. 25% for sample 4. Effective dose-rates differ significantly (3.70 and 2.87 Gy/ka, respectively), but apparent TL ages are consistent within error bars (Table 2). However, the apparent age of sample 4 in particular must be regarded with caution as the correction for short term anomalous fading may not account for the total amount of fading and related age underestimation. Our results so far argue for a volcanic activity phase of the Rodderberg complex ca. 300 ka ago, but a higher age (e.g., MIS 10) cannot be precluded.

At the base of the rampart of the *Meerfelder Maar* (West Eifel Volcanic Field) we sampled the initial fine grained maar tephra in the quarry near the village Deudesfeld (sample 10a).

Based on non-consistent radiocarbon ages from organic material, BÜCHEL & LORENZ (1984) interpreted the highest age ($28750 +2270 -1760$ a BP) as a minimum age of the maar eruption.

The relatively small amount of preserved maar tephra with respect to the large crater (1700 m diameter), and the advanced aggradations of the maar lake argue for a significantly higher age (Negendank, pers. comm., 2006, see also LORENZ & ZIMANOWSKI 2000). Our PHLP TL-results yielded an equivalent temperature of 270°C. Short-term anomalous fading was ca. 10%. The apparent TL (minimum) age is 69.2 ± 14.5 ka.

Our further studies concerned *crustal xenoliths* to verify the PHLP technique for material which was exposed to partial or even total zeroing of its parent TL. In the tephra originating from *Meerfelder Maar* some basaltic bombs containing peridotite (up to 20 cm diameter), pyroxene xenocrystals and light greyish “peperite” (LORENZ & ZIMANOWSKI 2000) with fragments of hydroclastic country rock occur. The latter bombs are also known as “cauliflower bombs”. A peperite extracted from a cauliflower bomb was dated (sample 10b) using the PHLP technique. The equivalent temperature was found at 270°C (Fig. 6 a). Natural TL glow curves and residuals after incremental preheat are shown in Fig. 6 b. Short term anomalous fading was ca. 5%. The apparent TL age of 80.4 ± 8.34 ka is consistent with the apparent age of sample 10a within error bars despite significantly different effective dose-rates (2.85 Gy/ka and 4.54 Gy/ka, respectively). Our results thus confirm the much higher age of the maar eruption than previously thought: the eruption and, thus, the preserved paleovegetation remnants correlate to the Odderade interstadial (or an even older warm phase) rather than the Denekamp interstadial (BÜCHEL & LORENZ 1984).

Another crustal xenolith (Lower Devonian brick-red siltstone, sample 13) was extracted from the *Mosenberg* scoria cone from an exposure at the southwest foot of the volcanic hill. The *Mosenberg* volcanic complex (MVC) consists of several scoria cones and maars lying on a SE-NW oriented fault line. The nearby *Meerfelder Maar* is also believed to belong to this 3 km long volcanic complex with altogether seven eruptive centres (5 scoria cones and 2 maars) and 4 lava flows. It is believed so far

that volcanic activity shifted from SE to NW (LORENZ & ZIMANOWSKI 2000). Based on radiocarbon dating results from *Meerfelder Maar* and another radiocarbon age from *Hinkelsmaar* at the north-western end of the MVC (JUVIGNÉ et al. 1988), the minimum age of the complex is ca. 29 ka BP, but LORENZ & ZIMANOWSKI (2000) estimate it to be considerably older. ZÖLLER (1989) obtained a TL age of 42 ± 3 ka from a brick-red slate xenolith found in the exposure mentioned above, but WODA (2000) dated 87 ± 8 ka using ESR of a heated quartz pebble, and from volcanic glass LEYK & LIPPOLDT (1997) report a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 81 ± 23 ka, which is not documented in detail, however. It is possible that the TL age by ZÖLLER (1989) dates a younger eruption, but undetected long-term

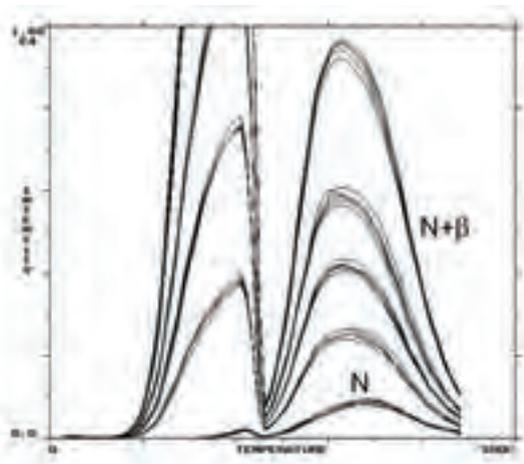


Fig. 7: TL glow-curves from natural and additively dosed aliquots of sample 13 (brick-red slate Xenolith from the *Mosenberg* scoria cone) after preheating at 220°C for 2 min. The peak-shift towards lower glow temperatures of remaining glow peaks (>220°C), referred to the NTL peak, indicates metastable TL of additively dosed aliquots still present after preheat.

Abb. 7: TL-Leuchtkurven natürlicher und additiv bestrahlter Teilproben der Probe 13 (ziegelroter Schiefer-Xenolith aus dem *Mosenberg*-Schlackenkegel) nach 2-minütigem Vorheizen bei 220°C. Die im Vergleich zur NTL sichtbare Verschiebung des Maximums (>220°C) additiv bestrahlter Teilproben nach Vorheizen zu niedrigeren Leuchtkurven-Temperaturen spricht für metastabile TL dieser Teilproben, die auch nach dem Vorheizen noch präsent ist.

anomalous fading may also account for the younger TL age.

The polymineral fine grain fraction of sample 13 was first measured using blue TL emissions. A long D_E plateau indicates that the xenolith was well heated. As was also found by ZÖLLER (1989), the dose response shows a linear growth up to high additive doses (1,000 Gy) and no detectable short-term anomalous fading. The apparent TL age is, however, only 27.0 ± 2.66 ka, which is supposed to be due to metastable components of the laboratory induced TL as indicated by a peak shift towards lower glow temperatures after a preheat of 220°C for 2 min (Fig. 7), whereas ZÖLLER (1989) preheated at 270°C for 1 min. Because of the metastable components the apparent TL-age of 27.0 ± 2.66 ka is discarded.

We then extracted pure fine grain quartz separates by etching in H_2SiF_6 and measured the orange-red TL (sample 13RTL, 600-660 nm) using a regeneration protocol. Aliquot to aliquot reproducibility is substantially better than for blue TL. Anomalous fading has so far not been reported for the red TL (RTL) of quartz. RTL glow curves correspond to the shape described, e.g., by FATAHI & STOKES (2003) peaking at 330°C , and the D_E -plateau ranges from 300 to 360°C . The apparent age rises to 53.1 ± 1.83 ka. The pronounced supra-linearity of the regenerated dose response-curve (Fig. 8) may, however, indicate TL sensitivity change due to heating which was not expected according to previous RTL dating studies from burnt flint (RICHTER & KRBETSCHKE 2006). We therefore regard this RTL age with caution until further studies can prove the reliability of the applied regeneration protocol. Nevertheless, the apparent RTL age supports the evidence for metastable blue TL components from polymineral fine grains of the sample.

From the well-dated (12.9 ka) trachytic *Lake Maria Laach* tephra a whitish crustal xenolith (quartzite?) was sampled at the famous “Wingertsberg” site (SCHMINCKE 2000). The polymineral fine grain (sample 14a) and the quartz fine grain fraction (14RTL, regeneration) were prepared, whereas a quartz coarse grains dat-

ing failed because of too small sample amount. The blue TL of sample 14a showed a long D_E -plateau from 310 to 380°C , but the apparent TL age (7.09 ± 1.34 ka) significantly underestimates the known age. Short-term anomalous fading could not be reliably determined due to very low signal to noise ratio, but anomalous fading is assumed to account for the age underestimation. An inhomogeneous natural radiation field of the xenolith and the surrounding trachytic pumice may also account for overestimation of the effective dose-rate. If anomalous fading can be corrected for or avoided by using RTL, equivalent xenolith samples should be datable by TL as heating during eruption appeared sufficient. RTL intensities of 14RTL were, unfortunately, very low, but the RTL (330 - 360°C) around the peak temperature suggests an apparent age of 10.8 ± 0.63 ka (linear fit) and 10.4 ± 0.72 ka (exponential fit), respectively. The RTL regenerated after TL readout of the natural N-RTL does not start, however, at

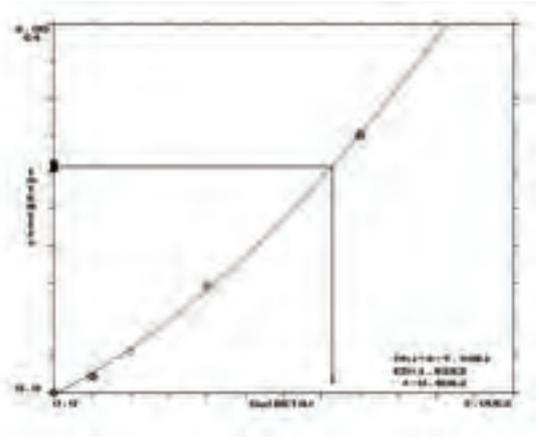


Fig. 8: Natural TL (600-660 nm emissions) of fine-grained quartz from sample 13RTL (brick-red slate Xenolith from the Mosenberg scoria cone) and regenerated dose response curve (quadratic curve fitting). Note the pronounced supra-linearity of the regenerated RTL.

Abb. 8: Natürliche TL (600-660 nm-Emission) von feinkörnigem Quarz der Probe 13RTL (ziegelroter Schiefer-Xenolith aus dem Mosenberg-Schlackenkegel) und regenerierte Dosis-Wirkungs-Kurve (quadratische Kurvenanpassung). Man beachte die ausgeprägte Supralinearität der regenerierten RTL.

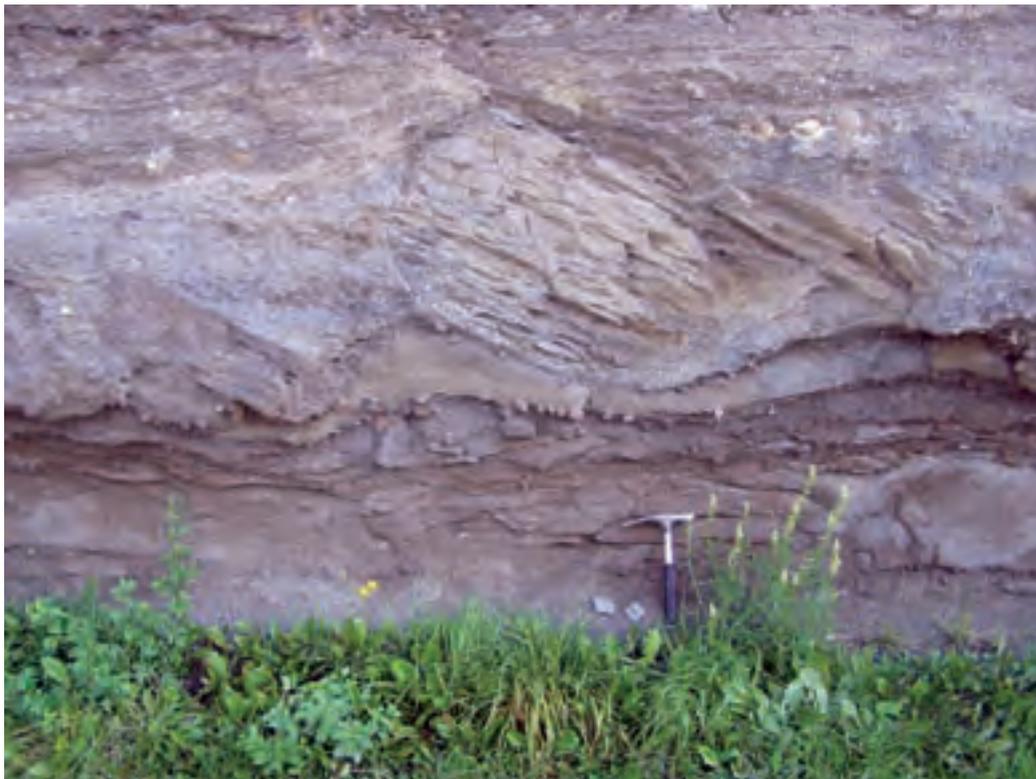


Photo 1: Dark fine-grained maar tephra bed (hammer, sample 1) in the basal part of the rampart of the Ulmener Maar, topped by a diastolic base-surge layer.

Foto 1: Dunkle feinkörnige Maartephra (Hammer, Probe 1) im basalen Teil des Tuffrings des Ulmener Maars, überlagert von diaklastischen Ablagerungen eines pyroklastischen Stromes („Base surge“).

zero for zero dose. It appears that some kind of recuperation has occurred after the first N-RTL readout which may also lead to an underestimate of D_E . Furthermore, the “through form” of the D_E -plateau may argue for TL sensitivity change after the first glow as the regenerated RTL peak exhibits a smaller half-width than the natural glow peak.

6 Discussion

The observed total or partial resetting of TL glow peaks in maar tephra and xenoliths derived from non-volcanic country rock may have several reasons:

a) merely thermal bleaching (questionable but not to be excluded for hydroclastically fragmented rocks),

b) thermodynamic fragmentation by dynamic pressure (frictional heating), and

c) hydrostatic high pressure at elevated temperatures (ZÖLLER et al. 2009).

Mere thermal resetting of the TL during or prior to maar eruption due to heat transfer from the rising magma into the adjacent non-volcanic rock is expected to affect all rock clasts. Our results, however, found evidence for grain size-dependent resetting in maar tephra, arguing for a resetting by frictional heating or thermally assisted hydrostatic pressure, or both, rather than merely thermal resetting by heat transfer.

For crustal xenoliths, these two resetting mechanisms are unlikely and thermal resetting (heat transfer) is probably the most effective resetting mechanism. As rocks – in particular dry rocks – are poor heat-conductors, long-lasting



Photo 2: Exposure in the rampart of the Pulvermaar. The light fine-grained bed (sample 2) is visible in the upper third of the exposure (A). In the lower part antidunes and “swimming blocks” witness base surge deposition (B). In former years an ice-wedge cast was exposed in the uppermost part of the tephra, indicating harsh permafrost climate after the deposition of the rampart. The height of the exposure is 10 to 11 m.

Foto 2: Aufschluss im Tuffring des Pulvermaares. Die helle feinkörnige Lage (Probe 2) ist im oberen Drittel des Aufschlusses sichtbar (A). Im unteren Teil belegen Antidünen und „schwimmende Blöcke“ einen pyroklastischen Strom („Base surge“-Ablagerung) (B). In früheren Jahren war eine Eiskeil-Pseudomorphose im obersten Teil der Tephra aufgeschlossen, die raues Dauerfrostboden-Klima nach der Ablagerung des Tuffrings belegt. Die Höhe des Aufschlusses beträgt 10-11 m.

heating of the xenolith can be expected to be a prerequisite for total TL-resetting within the xenolith. Brick-red slate and siltstone xenoliths as well as light greyish to whitish altered xenoliths which experienced even higher temperatures appear to be suited for TL dating of their eruption. However, in the case of fast cooling of volcanic products as may be expected for volcanic bombs and for scoria falls, the heating time may not have been sufficient to generate a homogenous heat profile within a xenolith originating from a shallow depth (<1-3 km). For microdosimetry reasons (ranges and geo-

metry of α -, β -, and γ radiation), probing the inner parts of a xenolith is desirable. The new PHLP technique proves its ability to overcome problems related to incomplete heating and related residual TL at the eruption. Our dating attempts using the PHLP technique so far demonstrate that its capability to date volcanic events is independent of the resetting mechanism.

Although one of the motivations to use crustal xenoliths for dating volcanic events was to circumvent the strong anomalous fading known from volcanic feldspars and other volcanic

minerals, anomalous fading still raises a major problem. Some samples not exhibiting short-term anomalous fading clearly underestimate the known age; whereas others with even strong (up to 25%) short term anomalous fading, after 7 days storage at 70°C allowing for settling of the fast component of the fading process, yield apparent TL ages in agreement with independent age estimates. This could be demonstrated, e.g., for our oldest dated samples from the Rodderberg volcanic complex, apparently ca. 300 ka old. The Rodderberg samples furthermore prove the applicability of the PHLP technique to Middle Pleistocene eruptions at least up to this age.

Our dating results from Rodderberg and from Meerfelder Maar – apart from the pending fading problem – support the overall validity of our TL dating protocols as different materials (maar tephra, crustal xenoliths) yield identical apparent TL ages within error bars. From volcanic events with well-based known age no significant age overestimates are obtained: the Rodderberg volcanic complex must be younger than ca. 500 ka as the complex rests on a River Rhine terrace (t_{R6}) supposed to be ca. 500 ka old (6th-to-the-last glacial, see Bibus 1980). Apparent TL ages from Lake Maria Laach tephra and Ulmener Maar tephra underestimate the known ages, most probably due to long-term anomalous fading (see above). Our apparent age from the Pulvermaar supports the geomorphologically based age estimate (LGM), but other sound age information is not available so far. Our age estimates from the Meerfelder Maar corroborate the geomorphologically much higher age estimate than suggested from radiocarbon minimum ages. The age obtained from the slate xenolith extracted from the Mosenberg scoria cone using blue TL is rejected due to metastable TL signals (see above), whereas the apparent RTL age (quartz fine grain fraction) from the same xenolith is closer to the ESR and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age estimates of the underlying lava flow. If it holds true that the MVC including Meerfelder Maar erupted within a short time period as suggested by previous authors (see review by LORENZ & ZI-

MANOWSKI 2000) the entire complex could have been formed some 80 ka ago, but rejuvenated activity of the Mosenberg volcano cannot be precluded at present.

As maar lakes are most valuable geoarchives often containing long records of annually varved sediments (ZOLITSCHKA et al. 2000, NEGENDANK & ZOLITSCHKA 1993), reliable dating of maar eruptions serves as an essential tool to envisage the maximum time span covered by those high resolution geoarchives (see also SIROCKO et al. 2005). Reliable dating of alternating volcanic activity phases in the two spatially distinct Eifel Volcanic Fields (and other Central European areas with Quaternary volcanic activities) will also be crucial to validate the model of pulsed fingers of the “Eifel Plume” as presented by RITTER et al. (2001) and to further investigate its dynamics during the Middle and Upper Pleistocene. For the past 200 to 300 ka, in particular, TL dating using the PHLP technique can prove very valuable and complementary to fill dating gaps, as K/Ar or $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating is difficult if sanidines are lacking and radiocarbon dating is hampered by the lack of suitable datable material or its limited time range.

7 Conclusions and Outlook

High hydrostatic pressure and elevated temperatures (but too low for total annealing of the geological TL) may occur at shallow crustal depths (<2 km) in the root zone of hydroclastic maar eruptions during the fragmentation phase just prior to the opening of the maar eruption vent. This may cause partial resetting of the latent TL (and IRSL) in addition to heat transfer from the rising magma to neighbouring country rock and to frictional heating (TAKEUCHI et al. 2006). Recognizing and estimating the amount of partial resetting is essential to correctly date volcanic eruptions by luminescence and to circumvent age overestimates.

We demonstrated that the PHLP technique of TL dating applied to maar tephra or crustal xenoliths is suited to obtain meaningful eruption ages back to a minimum of 300 ka. The PLHP technique involves an intrinsic check

for incomplete resetting of the latent TL signal at eruption and determination of the inherited natural TL intensity. Thus, overestimates of TL eruption ages are avoided. Age underestimates attributed to long-term anomalous fading were rather observed from some samples of known-age eruptions. For this reason apparent TL ages presented in this study have to be regarded as minimum ages. Circumventing or correcting for anomalous fading as a limiting factor for reliable TL dating remains a challenge, even if volcanic feldspars (and other volcanic minerals) may be more prone to anomalous fading than mainly non-volcanic minerals or mineral assemblages from maar tephra and crustal xenoliths used in our experiments. As this pilot study was designed to develop and test the PHLP technique rather than to produce definite ages and as laboratory time was limited, long-term fading tests following AUCLAIR et al. (2003) have not been executed so far, but will be a major aim of further studies. Instead, an accelerated test for short-term anomalous fading after BERGER (1987) was applied for correction of equivalent doses, but correction factors and, thus, correct equivalent doses may still be underestimated. Our data give some evidence, however, that short-term anomalous fading observable in the laboratory and mid- or long-term anomalous fading *sensu* XIE & AITKEN (1991) not directly observable may be different and non-proportional processes (see also ZÖLLER 1995, for TL ages from loess). In this case, even longer observation of anomalous fading in the laboratory may not necessarily result in correct ages.

Therefore, other strategies to circumvent anomalous fading should be designed. One approach which has already been tested successfully (see review by FATTAHI & STOKES 2003) is the use of orange-red TL (RTL) emissions from quartz. It remains to be investigated, however, if the PHLP technique is applicable to the RTL from quartz. This may be even doubted as the RTL glow peak used for dating normally is symmetric and has a much smaller half-width than the blue TL (BTL) from quartz and feldspars in the relevant glow temperature range.

Nevertheless, RTL-PHLP measurements on samples for which partial resetting were detected by BTL-PHLP is required in future studies. Another problem with RTL from quartz, the pronounced supralinerarity of the (regenerated) dose-response curve observed from our sample 13RTL, needs further systematic investigations. In general, further investigations into the reliability of the regeneration method for RTL appear inevitable as TL sensitivity change after the first TL-readout may turn out to be a more significant problem than for the RTL of burnt flint (RICHTER & KRBETSCHKE 2006). The still significant RTL age-underestimate of our sample 14RTL may underline this problem.

Isothermal decay of TL (JAIN et al. 2005) at temperatures below or equal to the temperature experienced by the sample during eruption may be considered as an alternative as well. One problem with application to partially heated rocks will be to anneal thermally unstable laboratory-induced TL (dose-rate of laboratory irradiation is up to ca. 10^9 -fold of the natural dose-rate) in a way equivalent to the annealing of naturally induced TL at ambient temperatures. ZÖLLER & WAGNER (1989) report experiments using the “partial thermal washing technique” (preheat only applied to laboratory dosed subsamples) for TL-dating of loess which demonstrate that exact matching of the glow peaks is rarely achieved. Alternatively, “plateau heating” as established for fission track dating to isolate thermally stable track lengths from both natural and induced fission tracks (WESTGATE 1988, WAGNER 1998) could be applied prior to isothermal TL, but the necessary annealing temperatures may be as high as or even higher than equivalent temperatures during eruption and erase most or all of the TL signal relevant for dating. The dating approach using isothermal TL of partially heated materials may therefore not look very promising; nevertheless it deserves experimental testing. Anomalous fading of polymineral samples is expected to raise similar problems as with the PHLP technique. Another “partial bleach”-technique originally developed for TL dating of sediments (WINTLE & HUNTLEY 1980) called R- β or R- γ technique

(see also AITKEN 1985, BERGER 1988, ZÖLLER 1995), may be adopted and tested for TL dating of partially heated rocks as well. Similar as for partial optical bleaching of the TL of sediments, the ratio of resetting during partial heating referred to the natural TL is glow temperature-dependent. By replacing laboratory optical bleaching using incremental bleach times with laboratory partial heating using incremental temperatures as shown for the PHLP technique, the correct D_E accumulated since the eruption may be expected. This technique anticipated here may be preliminarily called "PHR- β " technique. The validity of this approach has, however, to be tested in laboratory experiments which, to our knowledge, have not been tried so far.

The present study may open new perspectives for TL dating of Middle and Upper Quaternary volcanic events by the evolution of a complementary physics-based dating method applicable to a wide range of materials and eruption types. Although TL dating of heated materials has by now been employed since almost 50 years (see GRÖGLER et al. 1960) we stand at the beginning of dating partially heated volcanogenic eruptives, and more fundamental research may be stimulated by this contribution.

Acknowledgements

The present pilot study was sponsored by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (German Research Foundation) DFG, project number Zo 51/28-1. We thank Dipl.-Inf. (FH) Manfred Fischer for support during laboratory work in the luminescence dating laboratory at the University of Bayreuth, Dr. Catherine McCammon (BGI, Bayreuth) for improving the English of our manuscript, and PD Dr. Daniel Richter (MPI for Evolutionary Anthropology Leipzig) for critical and helpful reviewing.

References

ADAMIEC, G., & AITKEN, M. J. (1998): Dose-rate conversion factors: update. – *Ancient TL*, 16: 37-50.

- AITKEN, M. J. (1985): *Thermoluminescence dating*. – 359 S.; London (Academic Press).
- AITKEN, M.J. (1998): *An Introduction to Optical Dating*. – 267 S.; Oxford (Oxford University Press).
- AUCLAIR, M., LAMOTHE, M. & HUOT, S. (2003): Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. – *Radiation Measurements*, 37: 487-492.
- BANERJEE, D., SINGHVI, A.K., PANDE, K., GOGTE, V.D. & CHANDRA, B.P. (1999): Towards a direct dating of fault gouges using luminescence dating techniques - methodological aspects. – *Current Science*, 77/2: 256.
- BARTELS, G. & HARD, G. (1973): Rodderbergtuff im Rheinischen Quartärprofil. Zur zeitlichen Stellung des Rodderberg-Vulkanismus. – *Catena*, 1: 31-56.
- BARTELS, G. & HARD, G. (1974): Zur Datierung des Rodderbergs bei Bonn. – *Decheniana*, 126 (1973/1974): 367-376.
- BERGER, G.W. (1985): Thermoluminescence Dating of Volcanic Ash. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 333-347.
- BERGER, G.W. (1987): Thermoluminescence dating of the Pleistocene Old Crow tephra and adjacent loess, near Fairbanks, Alaska. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24: 1975-1984.
- BERGER, G.W. (1988): Dating Quaternary events by luminescence. – In: EASTERBROOK, D.J. (ed.): *Dating Quaternary Sediments*. – Geological Society America Special Paper, 227: 13-50.
- BERGER, G.W. (1991): The use of glass for dating volcanic ash by thermoluminescence. – *Geophysical Research*, 96: 19705-19720.
- BERGER, G.W. (1994): Thermoluminescence dating of sediments older than about 100 ka. – *Quaternary Science Reviews*, 13: 445-455.
- BERGER, G.W. & ANDERSON, P.M. (1994): Thermoluminescence dating of an Arctic lake core from Alaska. – *Quaternary Science Reviews*, 13: 497-501.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D*, 1: 1-296.
- BLANCHARD, H. (2002): *Neue Erkenntnisse zur Eruptions- und Landschaftsgeschichte des Rodderbergs bei Bonn*. – Unpublished Diploma thesis, Geographisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn: 109 S.
- BOGAARD, P. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1990): *Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes*

- und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. – In: W. SCHIRMER (ed.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas, DEUQUA-Führer 1: 166-190.
- BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1984): Zum Alter des Meerfelder Maares. – In: IRION, G. & NEGENDANK, J.F.W. (eds.): Das Meerfelder Maar. Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte eines Eifelmaares. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 65: 13-15.
- BÜCHEL, G., NEGENDANK, J.W.F., WUTTKE, M. & VIERECK-GÖTTE, L. (2000): Quartäre und tertiäre Maare der Eifel, Enspel (Westerwald) und Laacher See: Vulkanologie, Sedimentologie und Hydrogeologie (Quaternary and Tertiary Eifel maars, Enspel (Westerwald) and Laacher See: Volcanology, sedimentology and hydrogeology.). – In: NEUFFER, F.O. & LUTZ, H. (eds.): Exkursionsführer Internationale Maartagung, Daun / Vulkaneifel, 17-27. August 2000. – Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, Beiheft 24: 85-123.
- CHEN, Y.-G., WU, W.-S., CHEN, C.-H. & LIU, T.-K. (2001): A date for volcanic eruption inferred from a siltstone xenolith. – *Quaternary Science Reviews*, 20: 869-873.
- DULLER, G. (2006): Comment on “Human footprints in Central Mexico older than 40,000 years” by S. González, D. Huddart, M.R. Bennett and A. González-Huesca. – *Quaternary Science Reviews*, 25: 3074-3076.
- FATTAHI, M. & STOKES, S. (2003): Dating Volcanic and Related Sediments by Luminescence Methods: A Review. – *Earth-Science Reviews*, 62: 229-264.
- FUCHS, M., STRAUB, J. & ZÖLLER, L. (2005): Residual luminescence signals of recent river flood sediments: A comparison between quartz and feldspar of fine- and coarse-grain sediments. – *Ancient TL*, 23: 25-30.
- GONZÁLES, S., HUDDART, D. BENNET, M.R. & GONZÁLES-HUESCA, A. (2006): Human footprints in Central Mexico older than 40,000 years. – *Quaternary Science Reviews*, 25: 201-222.
- GRÖGLER, N., HOUTERMANS, F. G. & STAUFFER, H. (1960): Über die Datierung von Keramik und Ziegel durch Thermolumineszenz. – *Helvetica Physica Acta (Compte rendue de la réunion de la Société Suisse de Physique)*, 33: 595-596.
- JAIN, M., BØTTER-JENSEN, L., MURRAY, A.S., DENBY, P.M., TSUKAMOTO, S. & GIBLING, M.R. (2005): Revisiting TL: Dose measurement beyond the OSL range using SAR. – *Ancient TL*, 23: 9-24.
- JUVIGNÉ, E., BOENIGK, W., BRUNNACKER, K., DUCHESNE, J.-C. & WINDHEUSER, H. (1988): Zur Schlotfüllung des Hinkelmaars (Eifel, Deutschland): Alter und Genese. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie; Monatshefte*, 1988/9: 544-562.
- LAMOTHE, M., AUCLAIR, HAMZAOU, C. & HOUT, S. (2003): Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL. – *Radiation Measurements*, 37: 493-498.
- LEYK, H.-J. & LIPPOLT, H.J. (1997): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen an spätquartären Vulkaniten der Eifel – Neue Arbeitsansätze zur Datierung junger Lavaströme. – *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beihefte zum Europäischen Jahrbuch für Mineralogie*, 11/1: 145 S.
- LORENZ, V. & ZIMANOWSKI, B. (2000): Vulkanologie der Maare der Westeifel (Volcanology of the West Eifel Maars). – In: NEUFFER, F.O. & LUTZ, H. (eds.): Exkursionsführer Internationale Maartagung, Daun / Vulkaneifel, 17-27. August 2000. – Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, Beiheft 24: 5-51.
- MEJDAHL, V. (1985a): Thermoluminescence dating based on feldspars. – *Nuclear Tracks Radiation Measurements*, 10: 133-136.
- MEJDAHL, V. (1985b): Thermoluminescence dating of partially bleached sediments. – *Nuclear Tracks Radiation Measurements*, 10: 711-715.
- MEJDAHL, V. (1988): The plateau method for dating partially bleached sediments by thermoluminescence. – *Quaternary Science Reviews*, 7: 347-348.
- MEYER, W. (1986): *Geologie der Eifel*. – 614 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- NEGENDANK, J.F.W. & ZOLITSCHKA, B. (eds.) (1993): *Paleolimnology of European Maar Lakes*. – *Lecture Notes of Earth Sciences*, 49: 513 S.; Berlin Heidelberg (Springer).
- PAULICK, H., EWEN, C., BLANCHARD, H. & ZÖLLER, L. (2008): The Middle Pleistocene Rodderberg maar-scoria cone Volcanic Complex (Bonn, Germany): eruptive history, geochemistry, and thermoluminescence dating. – *International Journal of Earth Sciences / Geologische Rundschau*, 98: 1879-1899. DOI 10.1007/s00531-008-0341-0.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. – *Radiation Measurements*, 23: 497-500.

- RICHTER, D. & KRBETSCHKE, M. (2006): A new thermoluminescence dating technique for heated flint. – *Archaeometry*, 48: 695–705.
- ITTER, J.R.R., JORDAN, M., CHRISTENSEN, U.R. & ACHAUER, U. (2001): A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. – *Earth Planetary Science Letters*, 186: 7–14.
- SCHMINCKE, H.-U. (2000): *Vulkanismus*. – 264 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- SINGHVI, A.K., BANERJEE, D., PANDE, K., GOGTE, V. & VALDIYA, K.S. (1994): Luminescence studies on neotectonic events in South-Central Kumaun Himalaya — a feasibility study. – *Quaternary Science Reviews*, 13: 595–600.
- SIROCKO, F., SEELOS, K., SCHABER, K., REIN, B., DREHER, F., DIEHL, M., LEHNE, R., JÄGER, K. & KRBETSCHKE, M. (2005): A late Eemian aridity pulse in central Europe during the last glacial inception. – *Nature*, 436: 833–836.
- TAKEUCHI, A., HIROYUKI N. & HASHIMOTO T. (2006): Surface resetting of thermoluminescence in milled quartz grains. – *Radiation Measurements*, 41: 826 – 830.
- VANDEBERGHE, D., KASSE, C., HOSSAIN, S.M., DE CORTE, F., VAN DEN HOUTE, P., FUCHS, M. & MURRAY, A.S. (2004): Exploring the method of optical dating and comparison of optical and ¹⁴C ages of Late Weichselian coversands in the southern Netherlands. – *Journal of Quaternary Science*, 19: 73–86.
- WAGNER, G.A. (1998): *Age Determination of Young Rocks and Artifacts*. – 466 S.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- WESTGATE, J.A. (1988): Isothermal plateau fission-track age of the Late Pleistocene Old Crow Tephra, Alaska. – *Geophysical Research Letters*, 15: 376–379.
- WINTLE, A.G. (1973): Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. – *Nature*, 245: 143–144.
- WINTLE, A.G. (1998): *Luminescence dating: Laboratory procedures and protocols*. – *Radiation Measurements*, 27: 769–817.
- WINTLE, A.G. & HUNTLEY, D.J. (1980): Thermoluminescence dating of ocean sediments. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17: 348–360.
- WODA, C. (2000): *Elektronen-Spin-Resonanz-Datierung von Quarz*. – Unpublished PhD Thesis, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Heidelberg: 156 S.
- XIE, J. & AITKEN, M.J. (1991): The hypothesis of mid-term fading and its trial on Chinese loess. – *Ancient TL*, 9: 21–15.
- ZIMMERMAN, D.W. (1971): Thermoluminescence dating using fine grains from pottery. – *Archaeometry*, 13: 29–52.
- ZOLITSCHKA, B., BRAUER, A., NEGENDANK, J.F.W., STOCKHAUSEN, H. & LANG, A. (2000): Annually Dated Late Weichselian Continental Paleoclimate Record from the Eifel, Germany. – *Geology*, 28: 783–786.
- ZÖLLER, L. (1989): *Das Alter des Mosenberg-Vulkans in der Vulkaneifel*. – *Die Eifel*, 84: 415–418.
- ZÖLLER, L. (1995): *Würm- und Riblößstratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten*. – Habilitation thesis, Fakultät für Geowissenschaften Universität Heidelberg, (Nachtrag 1998; with extended English summary): <http://www.aber.ac.uk/ancient-tl/>
- ZÖLLER, L., BLANCHARD, H. & MCCAMMON, C. (2009): Can phonon assisted hydrostatic pressure reset the ambient TL of rocks? – A note on the TL of partially heated country rock. – *Ancient TL: Ancient TL*, 27: 15–22.
- ZÖLLER, L. & PERNICKA, E. (1989): A note on overcounting in alpha-counters and its elimination. – *Ancient*, 27: 15–22
- ZÖLLER L. & WAGNER G.A. (1989): Strong or partial thermal washing in TL-dating of sediments? – In: AITKEN; M. J. (ed.): *Long & Short Range Limits in Luminescence Dating*. – Occasional Publication of the Research Laboratory for Archaeology and the History of Art, Oxford University; 9: 16 S. (not paginated).

Kommentar: Zur Struktur und Entstehung von Eiskeil-Großformen in Lieth/Elmshorn (Schleswig-Holstein)

[Comment: *Structure and development of ice-wedge pseudomorphs in the Lieth lime quarry/Elmshorn (Schleswig-Holstein)*]

ALF GRUBE (2007) *Quaternary Science Journal* 56/4: 283-294

Comment by JEF VANDENBERGHE*

The author describes very precisely a series of periglacial structures in a limestone quarry in northern Germany. At a macroscale the exposure is on top of a salt dome of Permian (Zechstein) age. The overlying limestone is tectonically disturbed by the dome structures. The Quaternary top layer is partly consisting of a less than 3.5 m thick, calcareous, clayey till and coversands. These Quaternary layers are characterized by distinct cryoturbations, a number of frost fissures (a few cm wide and reaching a depth of 1.5 m below the surface), and three wedge forms (more than 3 m deep and 0.5 m wide at the top). The latter wedges penetrate a complex of limestone, shales, gypsum and ashes of Zechstein age.

Of particular significance for paleoclimatic and geomorphological reconstruction is the interpretation of those wedge forms. A selection of arguments, used by the author to interpret the wedges as ice-wedge casts, rather than salt-tectonic related, is summarized here:

– the origin of the wedge fill is by fluvial, back-filling or eolian processes. This however, is

not exclusive for contraction cracks, but may occur for the filling of all kinds of wedges or cracks.

- the properties of high compressibility, fine grain-size and high porosity could have favoured ice -wedge formation. However, ice wedges form in all kinds of sediments, and the properties are not a prerequisite for this particular type of material.
- also a multiple, vertical laminated filling is no argument for ice wedges, as it may occur in all cracks that are progressively filled.

Some morphological and distributional characteristics of the wedges make the interpretation as ice-wedge casts highly questionable. An alternative interpretation seems obvious:

1. The three wedges occur approximately in parallel position. This is contradictory to the general pattern of ice-wedge networks which is polygonal (quadratic to hexagonal). Distributions of wedges, parallel in strike and a few metres apart, with heights from 1 to 4 m, and containing vertical fabrics were reported from the northeastern

*Address of author: J. Vandenberghe, Institute of Earth Sciences, VU University Amsterdam, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands. E-Mail: jef.vandenberghe@falw.vu.nl

- USA by BLACK (1983). With their filling of modern age, these wedges are interpreted as extensional cracks as they occur near to an artificial vertical face of several metres high. In general, parallel cracks and faults occur close to a break in slope. They may be associated with, for instance, natural subsidence features (ice thaw, karst holes) or river incision.
2. The distance between the wedges is 1.5 to 3 m. Most present-day network polygons with well developed ice wedges have a diameter of about 10 to 40 m (e.g. BLACK 1976). In a vertical section near to the wedge junctions of a polygon, the spacing might be small but not for more than two wedges.
 3. Similarly, it may be stated that the height of the wedges is too great relative to the wedge diameter to fit the physical constraints of the coefficient of thermal expansion of the material comprising the host. It precludes the origin as thermal contraction phenomena (BLACK 1983). FRENCH et al. (2003) describe soil wedges of less than 1 m depth, approximately 1.0-2.0 m apart. They are also interpreted as structures of thermal contraction and are subject to the same physical laws of contraction cracking as ice wedge polygons. The ratios of wedge height to wedge spacing described by FRENCH et al. (2003) and by BLACK (1976) are similar but highly different from those described in Grube's paper.
 4. The irregular horizontal course (as illustrated in the author's Figure 5) and rapidly changing width are unusual for ice wedges.
 5. Involutions that are superposed at the top of the wedges may be characteristic for the degradation of the frozen ground in which ice wedges were developed before. However, the involutions that are found here (like in the author's Figure 4) may also be sub-sion features, as mentioned by the author.

At first impression, the structural appearance of the wedges at Lieth/Elmshorn looks similar to that of ice-wedge casts (e.g. VANDENBERGHE, 1983). This is not to wonder when considering that both kinds of structures were originally

wedge fillings. There are, however, a few subtle but relevant differences:

- The boundaries of the wedges at Lieth/Elmshorn are mainly abrupt and sharp while the common ice-wedge casts in sandy host sediments are usually affected by block-faulting. Faulting is very common at Lieth, but not linked to the wedge sides.
- The Lieth wedge-fill is characterized by vertical lamination, as opposed to common ice-wedge casts which have only a thin central part that is vertically laminated and are mostly filled by the blockwise downfaulting from the wedge sides towards the wedge centre and by slumped host material. The vertical lamination at Lieth/Elmshorn may be explained by stepwise opening of the crack and subsequent infilling from the top downward after each cracking event. This mechanism resembles the formation of sand wedges and their vertically laminated fill of eolian sediment.

Excluding the origin of thermal contraction cracking, an alternative mechanism for the wedge formation should be put forward. The described wedge characteristics and processes at Lieth are similar to those described by VANDENBERGHE (1985) at Maastricht (The Netherlands) which are obviously linked to karstic subsidence in the basal Cretaceous limestone. The wedge form at Maastricht is identical to the typical karstic pipes that form in solution slots in limestone. Common features between the Maastricht and the Lieth/Elmshorn wedges are the sharp wedge boundaries and absence of downfaulting along these edges, the overall occurrence of small faults and cracks, the absence of polygons, and - most important - the presence above a soluble substratum. The wedge fill at Maastricht shows no vertical lamination but appears as a homogenized mass that slumped down into the solution slot.

A parallel pattern of tension faults is physically not compatible with a polygonal pattern of contraction cracking. Thus, a tectonically pre-disposed, parallel fault pattern ('salinar-tektonische Vorzeichnungen') cannot prescribe an unchanged pattern of ice-wedges. Accord-

ing to the author, the irregular vertical extension of the wedges and their angular distortion should be caused by salt-tectonic deformation. This may be possible, but post-formational distortions cannot be an argument for the proper formation process of the wedges.

The parallel orientation of the wedges, which is similar to the fault structures in the substrate, supports the idea of tensional faulting. It has to be concluded that there are no indications at all for ice-wedge formation.

To summarize, the wedges at Lieth/Elmshorn show characteristics that are very similar to the Maastricht 'subsidence wedges'. On the contrary, there are several fundamental differences with ice-wedge casts. Both Lieth/Elmshorn and Maastricht wedges are formed on top of a substratum that is sensible to solution and consequent karstic development. The wedge forms may thus easily be interpreted as simple solution slots rather than as ice-wedge casts.

References

- BLACK, R.F. (1976): Periglacial Features Indicative of Permafrost: Ice and Sand Wedges. – *Quaternary Research* 6: 3-26.
- BLACK, R.F. (1983): Pseudo-ice-wedge casts of Connecticut, Northeastern United States. – *Quaternary Research* 20: 74-89.
- FRENCH, H.M., DEMITROFF, M. & FORMANN, S.L. (2003): Evidence for Late-Pleistocene Permafrost in the New Jersey Pine Barrens (Latitude 39°N), Eastern USA. – *Permafrost and Periglacial Processes* 14: 259-274.
- GRUBE, A. (2007): Zur Struktur und Entstehung von Eiskeil-Großformen in Lieth/Elmshorn (Schleswig-Holstein). – *Quaternary Science Journal* 56/4: 283-294.
- VANDENBERGHE, J. (1983): Ice-wedge casts and involutions as permafrost indicators and their stratigraphic position in the Weichselian. – *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost, Fairbanks, I*: 1298-1302.
- VANDENBERGHE, J. (1985): Solution slots or ice-wedge casts? – *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 39: 35-39.

Hinweise für Autoren

Manuskript Übermittlung: Das Manuskript ist der Schriftleitung in dreifacher Ausfertigung zuzusenden. Manuskriptformat DIN A4, einseitig bedruckt, durchnummeriert und mit Namen und Adresse des Erstautoren versehen. Bitte benutzen Sie eine Standard-Textverarbeitung im .rtf oder .doc-Format. Als Zeichensatz verwenden Sie bitte die Standard-Fonts Times Roman, Helvetica oder Courier mit einem 1,5-fachen Zeilenabstand. Bitte das eingereichte Manuskript nicht heften.

Manuskripte, die nach der Begutachtung zum Druck angenommen sind, werden nur auf Anforderung an die Autoren zurückgesendet. Dies gilt auch für beigelegte Originale (Zeichnungen, Fotos etc.). Die überarbeitete Endversion des Manuskriptes ist abschließend auf einer CD/Diskette und als Ausdruck bei der Schriftleitung einzureichen. Eine Übermittlung via E-Mail ist ebenso möglich. Ausdruck und elektronische Fassung müssen identisch sein, etwaige notwendige Änderungen können den Autoren in Rechnung gestellt werden.

Manuskriptform: Als Publikationssprachen sind Englisch und Deutsch zugelassen. Manuskripte in deutscher Sprache müssen einen englischen Untertitel tragen sowie eine englische Kurzfassung und englische keywords beinhalten. Es gelten die Regeln der neuen Rechtschreibreform.

Die Manuskripte sollen folgendem Aufbau entsprechen: **I.** Kurze, aber prägnante Überschrift **II.** Ausgeschriebener Vor- und Nachname mit akademischem Grad, Post- und E-Mail-Adresse **III.** Bis zu fünf englische keywords, die den Inhalt des Manuskriptes widerspiegeln. **IV.** Deutsche und englische Kurzfassung des Textes mit einer Länge von bis zu 200 Wörtern. Der englische Untertitel des Manuskriptes ist der englischen Kurzfassung in eckigen Klammern voranzustellen. **V.** Klar gegliederter Text. Kapitelnummerierungen sind mit arabischen Ziffern zu versehen. **VI.** Alphabetisch geordnete Literaturliste. Die Zitierweise muss der unten angegebenen Form entsprechen.

Im fortlaufenden Text sind Literaturhinweise als Kurzzitate einzufügen, der oder die Autorennamen sind in KAPITÄLCHEN-Schrift zu setzen, das Erscheinungsjahr in Klammern, z. B. MÜLLER (2006). Werden von einem Autor mehrere Arbeiten aus einem Jahr zitiert, so sind diese durch Buchstaben zu unterscheiden: MÜLLER (2006a, 2006b). Bei mehr als drei Autoren kann et al. verwendet werden: MÜLLER et al. (2006). Arbeiten mit bis zu drei Autoren werden folgendermaßen zitiert: MÜLLER & MEYER (2006) oder MÜLLER, MEYER & SCHULZ (2006). Sind mit der Zitierung bestimmte Seiten oder Abbildungen gemeint, müssen diese genau angegeben werden: MÜLLER (2006: 14) oder MÜLLER (2006: Fig. 14).

Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (*Gattungen*, *Untergattungen*, *Arten*, *Unterarten*) sind kursiv zu schreiben. Die den biologischen Namen folgenden Autoren werden in KAPITÄLCHEN gesetzt. (*Armeria maritima* WILLD.)

Bitte keinen Blocksatz verwenden, sondern einen rechtsseitigen Flatterrand.

Bitte keine automatische Silbentrennung verwenden.

Bitte alle automatischen Formatierungen in ihrer Textarbeit deaktivieren.

Bitte keine Seitenzählung

Abbildungen, Tabellen und Fotos nicht in den Text einbauen, sondern separat als Ausdruck beifügen. Abbildungsunterschriften am Ende des Manuskripttextes platzieren.

Abbildungen: Bitte fügen sie jede Abbildung als separaten Ausdruck bei und versehen sie den Ausdruck mit dem Namen des Autors, der Abbildungsnummer und der Ausrichtung der Abbildung. Alle Grafiken müssen eine Verkleinerung auf Spaltenbreite (= 7 cm) oder Satzspiegel (= 14,5 x 21 cm) zulassen. Die Beschriftung muss nach der Verkleinerung noch gut lesbar sein. Sollte eine Legende nötig sein, so binden sie diese in die Abbildung ein. Bitte vermeiden sie Haarlinien oder Grauwerte.

Für die Drucklegung müssen alle Abbildungen in elektronischer Form eingereicht werden. Bitte verwenden sie hoch aufgelöste Dateien im .tif- oder .eps-Format (600 dpi). Stark reduzierte .jpg oder .pdf-Dateien oder in Word-Dokumente eingebundene Abbildungen werden nicht akzeptiert.

Farbige Abbildungen sind kostenfrei möglich, wobei der Autor die Notwendigkeit farbiger Abbildung mit Einreichen des Manuskriptes begründen sollte.

Zitierweise (Beispiele):

Aufsätze:

SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – Eiszeitalter und Gegenwart, 19: 250-261.

EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärentwicklung im norddeutschen Tiefland. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 7: 451-462.

ZAGWIJN, W.H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. – In: TURNER, C. (ed.): The Middle Pleistocene in Europe: 145-172; Rotterdam (Balkema).

MAGNY, M. & HAAS, J.N. (2004): A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. – Journal of Quaternary Science, 19: 423-430. DOI: 10-1002/jqs.850

Monographische Werke, Bücher:

EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S.; Stuttgart (Enke).

Bitte keine Abkürzungen der Zeitschriftentitel verwenden.

Sonderdrucke: Autoren erhalten 20 Sonderdrucke kostenfrei, Weitere auf Kosten des Verfassers.

Instruction to Authors

Manuscript submission: Please send your manuscript in triplicate to the Editor, printed on one side of standard sized paper (DIN A4) with the author's permanent and temporary addresses. Microsoft Word files are preferred (.rtf or .doc-files). Use 12pt type in one of the standard fonts: Times Roman, Helvetica, or Courier is preferred. It is not necessary to double space your manuscript. Do not use staples to fix your manuscript.

Manuscripts accepted for publication, including original artwork will not be returned to the author unless requested. The final revised and accepted manuscript should be submitted on CD/diskette along with a copy of the printout or via E-mail. The CD/diskette should be labelled with the author's name and the version of the word processing system used. The electronic files and the printout must be identical. Changes to the electronic files may be charged to the author(s).

Manuscript style: The languages of the journal are English and German. Manuscripts in German must contain an English subtitle, an abstract and English keywords.

Manuscripts should be arranged in the following order: **I.** Informative but brief title **II.** Full names, full address, E-mail and academic position of all authors. **III.** Include up to five keywords that describe your paper. **IV.** A short abstract of up to 200 words. Papers in German should additionally contain a summary in German language; the English abstract should carry the translated title of the paper in square brackets. **V.** The main text, if necessary subdivided by headings, which should be numbered with arabic numerals. **VI.** Reference list, the references should be arranged alphabetically and should be conform to the examples given below.

References should be quoted in the text as name and year within brackets and listed at the end of the text alphabetically. Use small CAPITALS for the author e.g. MÜLLER (2006). Where reference is made to more than one work by the same author published in the same year, identify each citation as follows: MÜLLER (2006a, 2006b). Where three or more authors are listed in the reference list, please cite in the text as MÜLLER et al. (2006). Papers with up to three authors should be cited as MÜLLER & MEYER (2006) or MÜLLER, MEYER & SCHULZ (2006). If a special page, figure, table etc. of a paper should be cited use following citation style: MÜLLER (2006: 14) or MÜLLER (2006: Fig. 14).

Scientific names of flora and fauna (*gender, sub-gender, species, sub-species*) are to be written in *italics*. Use small CAPITALS for the author (*Armeria maritima* WILLD.)

Do not justify your text, use a ragged right hand margin.

Do not break words at the end of lines.

Do not use any automatic formatting.

Do not page numbers

Graphic elements, tables and images should be kept as separate files. Figures and tables captions should be placed at the end of the manuscript.

Illustrations: Supply each figure as a separate print-out, with the author's name, the figure number and the top of the figure indicated. Illustrations should be reducible to a column width of 7 cm or a maximum size of 14,5 x 21 cm. Lettering must be of reasonable size that would be clearly readable after reduction. Where a key of symbols is required, include this in the artwork itself, not in the figure caption. Avoid fine lines and grey-shading/halftones.

For the final version all illustrations must be supplied electronically as files at a sufficient resolution (600 dpi). Please use a tiff or eps format. Pdf-files or figures in word-documents are not acceptable.

Colour illustrations are available free of charge. It is the responsibility of the author to clarify whether or not the colour figures are required in print when submitting the manuscript for review.

References (examples):

Papers:

SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19: 250-261.

EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärentwicklung im norddeutschen Tiefland. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 7: 451-462.

ZAGWIJN, W.H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. – In: TURNER, C. (ed.): *The Middle Pleistocene in Europe*: 145-172; Rotterdam (Balkema).

MAGNY, M. & HAAS, J.N. (2004): A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. – *Journal of Quaternary Science*, 19: 423-430. DOI: 10-1002/jqs.850

Books:

EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. – 358 S.; Stuttgart (Enke).

Do not abbreviate the name of Journals.

Offprints: Authors will receive 20 offprints free of charge. Further offprints can be ordered.

Available volumes of
Eiszeitalter und Gegenwart
(status quo 12/2009)

Volume	Year	Price	Volume	Year	Price
6	1955	38,00 €	36	1986	42,00 €
7	1956	38,00 €	37	1987	44,00 €
11	1960	38,00 €	38	1988	44,00 €
12	1962	38,00 €	39	1989	44,00 €
13	1962	38,00 €	40	1990	48,00 €
14	1963	38,00 €	41	1991	48,00 €
15	1964	38,00 €	42	1992	49,90 €
16	1965	38,00 €	43	1993	49,90 €
17	1966	38,00 €	44	1994	49,90 €
18	1967	vergriffen/sold out	45	1995	49,90 €
19	1968	38,00 €	46	1996	49,90 €
20	1969	38,00 €	47	1997	49,90 €
21	1970	38,00 €	48	1998	49,90 €
22	1971	38,00 €	49	1999	49,90 €
23/24	1973	Doppelband/double feature 57,00 €	50	2000	49,90 €
25	1974	38,00 €	51	2002	49,90 €
26	1975	38,00 €	52	2003	54,00 €
27	1976	38,00 €	53	2003	54,00 €
28	1978	38,00 €	54	2004	54,00 €
29	1979	38,00 €	55	2005	54,00 €
30	1980	38,00 €	56/1-2	2007	54,00 €
31	1981	38,00 €	56/3	2007	27,00 €
32	1982	38,00 €	56/4	2007	27,00 €
33	1983	38,00 €	57/1-2	2008	54,00 €
34	1984	40,00 €	57/3-4	2008	54,00 €
35	1985	40,00 €	58/1	2009	27,00 €

For members of the DEUQUA volumes 11-50 (exclusive of Vol. 17-18, 29) are available for 10,- € per volume.
The price for other volumes is 25,- € for DEUQUA-members.

Volume 6-7, 17, and 29 are exclusively offered by E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller),
Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart.

Also available:

EISSMANN L. & LITT, T. (Hrsg.) (1994): Das Quartär Mitteleuropas. – Altenburger Naturwiss. Forsch., 7; Altenburg.
The price is 43,- €

If you are interested please contact:

Geozon Science Media, Walther-Rathenau-Straße 35, D-17489 Greifswald (www.geozon.net)

Volumes 1-5, 8 and 10 are available as reprints:

Firma Zwerts und Zeltinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse (price for DEUQUA-members is 28,- €).

Contents Vol. 58 No. 1 (2009)

- A zero-exposure time test on an erratic boulder:
evaluating the problem of pre-exposure in Surface Exposure Dating 1
Ein Experiment an einem jüngst abgelagerten erratischen Block:
Annäherung an das Problem der pre-exposure in der Oberflächendatierung
Luca M. Abbühl, Naki Akçar, Stefan Strasky, Angela Graf,
Susan Ivy-Ochs & Christian Schlüchter
- Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen
Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau 12
Stratigraphy and morphogenesis of early pleistocene
deposits between Lake Constance and the Klettgau Valley
Hans R. Graf
- Pupilla loessica* LOŽEK 1954 (Gastropoda: Pulmonata:
Pupillidae) – “A Living Fossil” in Central Asia? 55
Pupilla loessica LOŽEK 1954 (Gastropoda: Pulmonata:
Pupillidae) – “Ein lebendes Fossil” in Zentralasien?
Stefan Meng & Matthias H. Hoffmann
- Der Wärmehaushalt periglazialer Hochgebirgsböden – Zusammenhänge
zwischen Bodentiefe und Frostwechseln (Nördlicher Tian Shan, Kasachstan) 70
Ground heat balance of periglacial soils in high mountains – Relations
between depth below surface and freeze-thaw action (Northern Tian Shan, Kazakhstan)
Henry Munack & Hilmar Schröder
- The partial heat – longest plateau technique: Testing TL dating of Middle
and Upper Quaternary volcanic eruptions in the Eifel Area, Germany 86
The partial heat - longest plateau technique: Ein Versuch zur Datierung
mittel- und jungquartärer vulkanischer Eruptionen in der Eifel, Deutschland
Ludwig Zöller & Henrik Blanchard
- Kommentar: Zur Struktur und Entstehung von
Eiskeil-Großformen in Lieth/Elmshorn (Schleswig-Holstein) 107
Comment: Structure and development of ice-wedge pseudomorphs
in the Lieth lime quarry/Elmshorn (Schleswig-Holstein)
Jef Vandenberghe