Herbert Scholz, Bernhard Lempe, Dorothea Frieling und Philipe Havlik

Geologische Exkursion nach Kaufbeuren, Memmingen und Wildpoldsried bei Kempten: Quartär, Molasse und angewandte Geologie im südwestbayerischen Alpenvorland

Zusammenfassung

Die geologische Exkursion führt in die Umgebung von Kaufbeuren, Memmingen und Kempten im Süden Schwabens (Allgäu). 12 Exkursionspunkte von besonderem geologischen Interesse werden hier detailliert vorgestellt, die sich besonders mit der Quartärgeologie, der tertiären Molasse und angewandten geologischen Fragestellungen westlich von München befassen. Folgende Lokalitäten werden hier eingehender besprochen: 1. Tongrube Hammerschmiede mit Kohleflözen in der fossilführenden Oberen Süßwassermolasse (Miozän) bei Pforzen – 2. Altholozäne Kalktuffe an der Schleifmühle bei Eggenthal – 3. Mindelzeitliche, von ungewöhnlich mächtigen verbraunten Deckschichten überlagerte Schmelzwasserkiese bei Warmisried – 4. Pencks klassischer Blick vom Lerchenberg bei Günz über das Günztal zur Eisenburg: seine vier Kaltzeiten auf einen Blick – 5. Risszeitliche Schmelzwasserschotter in der Kiesgrube Benningen bei Memmingen mit Verwitterungsschloten – 6. Blick vom Theinselberg über die terminale Entwässerungsrinne des Iller-Vorlandgletschers bei Goßmannshofen und dessen Hydrogeologie – 7. Verwitterungsschlote („geologische Orgeln“) in festen, donauzeitlichen Konglomeraten bei Bossarts oberhalb von Wolfertschwenden – 8. Großes, aktives Rutschgebiet der “Teufelsküche” bei Ronsberg, von dem feste, grobkörnige, mindelzeitliche Konglomerate betroffen sind – 9. Mindelzeitliche (?) Konglomerate der Burgruine Wagegg bei Wildpoldsried: die Überreste eines alten Eisranddeltas – 10. Historischer Staudamm von Priors bei Betzigau und die Geschichte eines großen, würmzeitlichen Schmelzwassersees – 11. Steil einfallende, fossilführende Sandsteine der Oberen Meeresmolasse in Steinbrüchen am Aufgerichteten Südrand der Vorlandmolasse am Lenzfrieder Höhenrücken bei Kempten – 12. Ungewöhnlich große, erratische Riesenblöcke (Beilstein) bei Görisried, abgesetzt vom Iller-Vorlandgletscher während der ausgehenden Würmeiszeit. Diese Lokalitäten werden von den Geologen vorgestellt, die hier während der letzten Jahre eine Reihe von geologischen Kartenblättern (GK 25) für den Geologischen Dienst im Landesamt für Umwelt (LfU) aufgenommen haben.

Summary

This geological excursion leads to the region between Kaufbeuren, Memmingen, and Kempten in southwestern Bavaria. 12 localities of outstanding geological interest dealing with Quaternary geology, the geology of the Tertiary Molasse, and applied geology in the Alpine Foreland west of Munich are described here in detail. Following localities are described here: 1. Clay pit (Hammerschmiede) with coal seams of the fossiliferous Miocene Upper Freshwater Molasse near Pforzen – 2. Early Holocene calcareous tuffs (Schleifmühle) near Eggenthal – 3. Mindel Glacial meltwater gravel near Warmisried covered with unusually thick brown soils – 4. Penck’s classical view-

point from the Lerchenberg near Günz across the Günz valley towards Eisenburg: his four glaciations seen all at once – 5. Riss Glacial meltwater gravel pit at Benningen near Memmingen with weathering pipes – 6. View from Theinselberg across the main outwash plain of the Iller Glacier near Gossmannshofen and its hydrogeology – 7. Weathering pipes or „geologische Orgeln“ piercing through massive Danube Glacial conglomerates at Bossarts near Wolfertschwenden – 8. Spectacular active landslide of “Teufelsküche” near Ronsberg affecting coarse grained massive Mindel Glacial conglomerates – 9. Mindel Glacial (?) conglomerates at “Wagegg” near Wildpoldsried, remains of an old ice margin delta – 10. Historical embankment dam at Priors near Betzigau and history of a large Würm Glacial meltwater lake – 11. Steeply inclined fossiliferous Miocene Upper Marine Molasse sandstones exposed at old quarries near Lenzfried (Kempten) at the southern rim of the Unfolded Molasse – 12. Extremely large erratic conglomerate boulders (Beilstein) deposited by the Iller Piedmont Glacier near Görisried at the end of the Würm Glaciation. These sites are elucidated by geologists who have surveyed several geological maps (GK 25) for the Bavarian Geological Survey within the LfU (Landesamt für Umwelt) during recent years.

Einführung

Im Ober-, Unter- und Ostallgäu sind eine Reihe geologischer Kartenblätter neu aufgenommen worden, die zwar fertig und in Druckvorbereitung sind, aber bis auf weiteres noch nicht gedruckt vorliegen. Es handelt sich um die GK 25 8029 Kaufbeuren-Neugablonz (Havlik & Scholz), 8129 Kaufbeuren (Elsner & Scholz), 8229 Marktoberdorf (Frieling), 8329 Nesselwang-Ost (Schumertl), 8027 Memmingen (Lempe & Scholz), 8128 Obergünzburg (Roppelt), 8228 Wildpoldsried (Frieling & Scholz), 8227 Kempten (Scholz & Frieling) sowie 8225 Isny-Süd (Strohmenger). Leider sind diese neuen Kartenblätter und die zugehörigen Kartenerläuterungen vorerst noch nicht verfügbar, da das LfU – angesichts der großen Zahl der in Bayern neu aufgenommenen geologischen Karten – mit dem Druck der Blätter nicht mehr nachkommt. Einige Aufschlüsse, die größtenteils auf vier dieser Blätter zu finden sind (Kaufbeuren-Neugablonz, Memmingen, Obergünzburg, Wildpoldsried), sollen in der vorliegenden Arbeit im Rahmen einer Exkursion von den kartierenden Geologen selbst vorgestellt werden.

Das Exkursionsgebiet liegt größtenteils im Bereich der sog. Iller-Lechplatte, dem Ostteil der Riss-Iller-Lech-Schotterplatte, einer sich zwischen der Riss im W und dem Lech im E erstreckenden Landschaft, die durch breite Täler und plateauartige Höhenrücken charakterisiert ist. Im N wird die Iller-Lechplatte vom Donautal, im S von den Endmoränengirlanden der in den Alpen wurzelnden Vorlandgletscher begrenzt. Im S des Exkursionsgebietes sind es der westliche Teil des Lech-Wertach- und der Ostteil des Iller-Vorlandgletschers, die von bis über 1000 m aufsteigenden Höhenrücken getrennt wurden: Kempter Wald und Haarberg (Hofmann et al. 1983). Der westliche Teil des Lech-Wertach-Vorlandgletschers bestand während der würmeiszeitlichen Maximalstände aus zwei großen Gletscherzungen: aus dem Kaufbeurer Lobus im E und dem Friesenrieder Lobus im W. Der Iller-Vorlandgletscher war in drei große Loben aufgespalten: in den Wildpoldsrieder Lobus im E, den zentralen Dietmannsrieder Lobus und den Altusrieder Lobus im W. Die Schmelzwässer dieser Gletscher haben die

sehr karbonatreichen Kiese im Exkursionsgebiet aufgeschüttet. Teilweise lassen sich aber auch noch kristallinreiche Einschüttungen vom weiter im W liegenden Rhein-Bodensee-Vorlandgletscher nachweisen. Die äußersten Endmoränengirlanden der Jung- und Altmoränen stellen die Grenze zwischen der oben geschilderten Riedellandschaft im N und der hügeligen, durch Voll- und Hohlformen reich gegliederten Moränenlandschaft im S dar (Abb. 1).

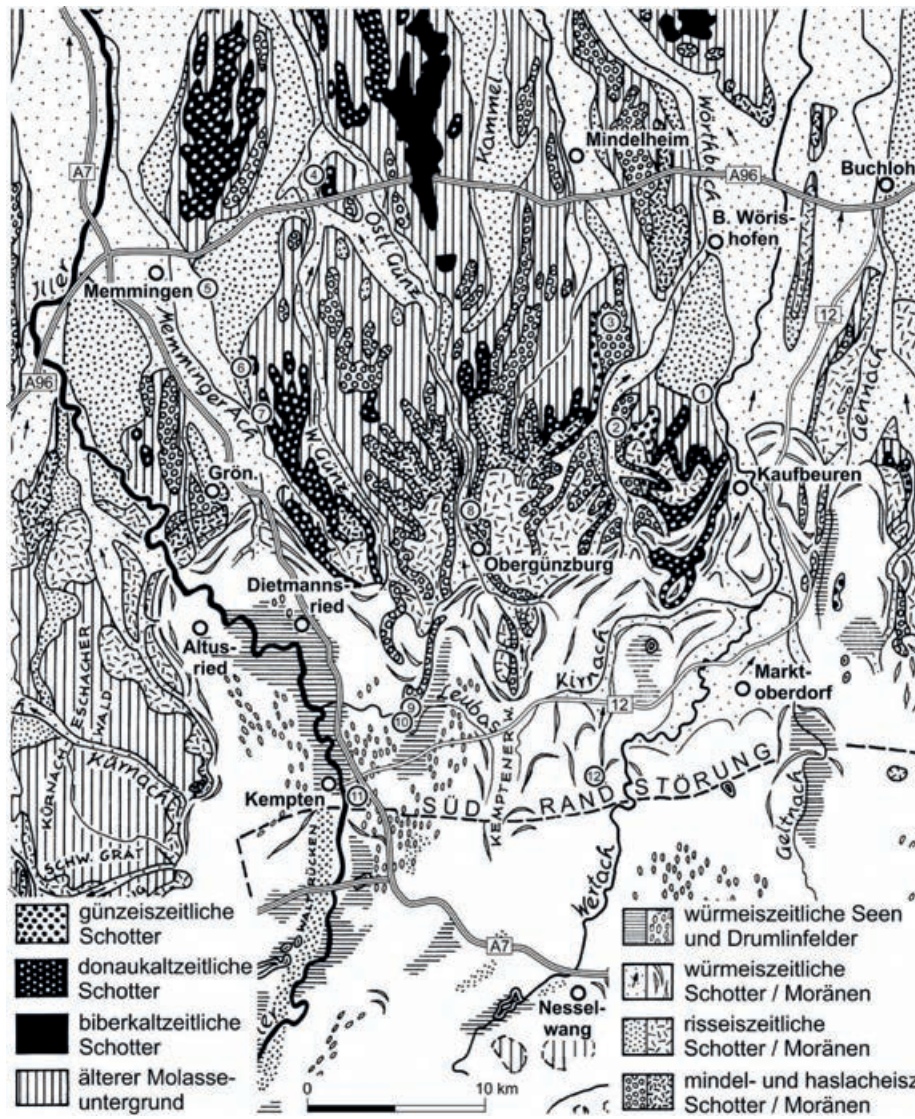


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Exkursionsgebietes in der Iller-Lechplatte SW-Bayerns mit den Exkursionspunkten 1-12. Südlich der Jungendmoränen ist nur das Quartär in stark vereinfachter Form dargestellt. Ausschnitt aus dem hinteren Vorsatzblatt in Scholz (2016), verändert.

Sie ist von annähernd S-N-verlaufenden, breiten Tälern mit ebenen Talböden geprägt, die von niedrigen, langgestreckten, teilweise plateauförmigen Geländerücken getrennt werden, von sog. Riedeln (Jerz 1993: 30). Die breiten Täler dieser „Riedellandschaft" entstanden als Schmelzwasserrinnen der weiter im S liegenden Vorlandgletscher und sind mit jung- bis mittelpleistozänen Schmelzwasserkiesen gefüllt. Bei den Riedeln selbst handelt es sich um alt- bis ältestpleistozäne Schotterreste, die einem Sockel aus mergelig-sandigen Molasseablagerungen auflagern.
Diese flach lagernden Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse (OSM, Mittel- bis Obermiozän) bestehen vor allem aus Tonen, Schluffen und Mergeln sowie Fein- bis Mittelsanden und gelegentlich auch Feinkiesen, die teilweise zu Sandsteinen und Konglomeraten mit stark wechselndem Karbonatgehalt verfestigt sind. Die OSM-Ablagerungen streichen v. a. an den Riedelflanken aus. Im südlichen Teil des Exkursionsgebietes kommen aber die unter der OSM liegenden, älteren Schichtfolgen der Molasse an die Erdoberfläche: Die Obere Meeresmolasse (OMM, Untermiozän), eine Schichtfolge, die v. a. aus flachmarinen Sandsteinen, grauen, sandigen Siltsteinen und Konglomeraten besteht. Darunter streicht die Untere Süßwassermolasse (USM, Oberoligozän-Untermiozän) aus, eine Schichtfolge, die v. a. von fluviatilen Sandsteinen sowie bunt und gelblich gefärbten Mergeln aufgebaut wird. Diese älteren Molasseeinheiten sind Teil des aufgerichteten Südrandes der flach liegenden Vorlandmolasse, der an die Faltenmolasse grenzt. Beide werden von einer bedeutenden, E-W streichenden Störung getrennt, der sog. „Südrandstörung".
Die ursprünglich einmal in sehr breiten Rinnen abgelagerten Schmelzwasserschotter älterer Glaziale sind im Laufe des Pleistozäns von den südlichen Donauzuflüssen zerschnitten und in einzelne Schotterfelder, Decken oder isolierte Kuppen erosiv zerlegt worden – Produkte einer Reliefumkehr. Es ist nicht immer einfach, gleich alte, durch Erosion zerstückelte Reste solcher Rinnen einzustufen und miteinander zu verknüpfen. Je nach Alter der quartären Kiese liegt die Quartärbasis in solchen Riedeln sehr unterschiedlich hoch, meist umso höher, je älter die Schotter sind. Die älteren Schotter tragen mächtige Verwitterungsdecken und sind – zumindest in den Randzonen der Hochflächen – großteils zu Konglomeraten verfestigt, die im Alpenvorland gerne als „Nagelfluh" bezeichnet werden. Teilweise sind die alt- und ältestpleistozänen Schmelzwasserkiese aber auch komplett durchverwittert und nur noch in Form völlig entkalkter und geröllreicher Verwitterungslehme erhalten. Als älteste dieser pleistozänen Ablagerungen wird die Staufenberg-Terrassentreppe angesehen, die im NE der Schotterplatten bei Augsburg erhalten ist und in die Biber-Kaltzeit gestellt wird (Jerz 1993: 30). Auf den Hochflächen und Schotterterrassen findet man sehr häufig kaltzeitliche, äolische Ablagerungen. Südlich einer E-W-verlaufenden Linie, die ungefähr der Autobahn München-Lindau folgt und das niederschlagsreichere Alpenvorland im S von dem deutlich niederschlagsärmeren Donauvorland im N trennt, sind die Lösse zum Großteil entkalkt und liegen deshalb als weitgehend kalkfreie Lösslehme vor (Jerz 1993: 30).

Halt 1: Tone, Sande und Kohleflöze in der fossilführenden Oberen Süßwassermolasse der Tongrube Hammerschmiede W' Pforzen bei Irsee (TK 50 Blatt L 8128 Kaufbeuren, R: 43.95100, H: 53.10750). Die Tone werden von der Fa. Geiger abgebaut.

In der ehemaligen Ziegeleigrube Hammerschmiede ist eine Schichtfolge von Tonen, Mergeln und Sanden der Oberen Süßwassermolasse (OSM, Obere Serie) in einer Mächtigkeit von ca. 27 m erschlossen, in die zwei geringmächtige Braunkohleflöze eingelagert sind. Etwa 7 m unter der Grubensohle wurde ein weiteres geringmächtiges Braunkohleflöz erbohrt. Obwohl die Grube einige Kilometer nördlich der Jungendmoränen (Wertachlobus des Lech-Wertach-Vorlandgletscher) liegt, werden die miozänen Molasseablagerungen nahe der Grubenoberkante (694 m) von geringmächtigen, schluffreichen Geschiebemergeln überlagert, die im Rissglazial als „Grundmoränen" (lodgement tills) entstanden sind (Havlik & Scholz im Druck).

Unmittelbar westlich der immer noch aktiven, heute teilweise aber auch als Bauaushubdeponie verwendeten Tongrube der Fa. Geiger sind ehemalige Kohletagebaue erkennbar, u. a. mit Gleisresten und Abraumhalden (Bilgiç 1997). Im Gebiet zwischen der Tongrube Hammerschmiede und Irsee sind bis zu 8 übereinander liegende, teilweise über größere Entfernungen aushaltende Mattbraunkohleflöze in die OSM eingeschaltet, die Mächtigkeiten von gewöhnlich 10 bis 30 cm, maximal sogar 70 cm erreichen. Der flözführende Profilabschnitt der OSM hat eine Mächtigkeit von mindestens 160 m. Einige dieser als Niedermoorbildungen der Talauen entstandenen Kohleflöze wurden Ende des 19. bis Anfang des 20. Jh. (Ammon 1911) zeitweise in mehreren Gruben industriell abgebaut, besonders im Riedgraben E' Irsee, wo heute noch Abraumhalden, Tagebaue und Pingen erkennbar sind (Bilgiç 1997). Erst 1947 kam der Irseer Kohlebergbau endgültig zum Erliegen (Wiedenmann 1991, 2011).

In den fluvitialen bis limnischen Sedimenten der Tongrube Hammerschmiede, bei denen es sich v. a. um Überflutungslehme von Talniederungen und um Bachsedimente handeln dürfte, sind zahlreiche Reste von Pflanzen, v. a. aber einer sehr artenreichen Fauna gefunden worden (Havlik & Scholz im Druck). Neben Knochen und Zähnen von Kleinsäugern, größeren Nagetieren (z. B. Biber), Schweineartigen, Nashornverwandten, primitiven Hirschverwandten, Antilopen und Elefanten (Mastodonten), sind auch zahlreiche Panzer und Knochenreste von Land- und Süßwasserschildkröten (z. B. *Chelidropsis*) sowie Eidechsen, Schleichen, Schlangen und Amphibien nachgewiesen worden (Schleich 1981, Böhme et al. 2019 a). Außerdem sind hier Gehäuse von Land- und Süßwasserschnecken, Schalen von Flussperlmuscheln sowie Reste von Süßwasserkrebsen zu finden. Inzwischen haben Tübinger Paläontologen in mehreren Grabungskampagnen in der Grube u. a. Knochen und Zähne von Menschenaffen freilegen können. Mehrere Knochen – zwei Kieferfragmente mit Zähnen, Wirbel, Schienbein, Wadenbein und Elle – gehören vermutlich zu einem Individuum, das unter dem Namen *Danuvius guggenmosi* veröffentlicht worden ist (Böhme et al. 2019 a). Dieser Primat gehört in die weitere Verwandtschaft der an verschiedenen Stellen im Miozän Europas nachgewiesenen Dryopithecinen. Da sich an den Wirbeln und Extremitätenknochen dieses als „Udo" bezeichneten Exemplars Hinweise auf einen aufrechten Gang dieser Hominidenform finden lassen, wird diskutiert, ob er der älteste senkrecht gehende Primat sei (vgl. Böhme et al. 2019 b).

Geomagnetische Untersuchungen und die hier gefundenen Kleinsäugerreste sprechen dafür, dass die OSM-Ablagerungen der Tongrube Hammerschmiede ins Obermiozän – und zwar ins oberste Sarmatium und untere Pannonium zu stellen sind (Säugerzone MN 9, Fahlbusch & Mayr 1975; Mayr 1979, Prieto & Rummel 2009, Böhme

et al. 2019 a). Damit gehören die in der Tongrube Hammerschmiede aufgeschlossenen, fossilführenden Ablagerungen, die nach neueren Datierungen ein Alter von 11,6 Mio. Jahre besitzen sollen (Böhme et al. 2019 a), zu den allerjüngsten bekannten Molasseablagerungen Bayerns.

Halt 2: Steinbruch Ferling in altholozänen Kalktuffen an der Schleifmühle südöstlich von Eggenthal bei Kaufbeuren (TK 50 Blatt L 8128 Kaufbeuren, R: 43.90005, H: 53.08710).
Unmittelbar nordwestlich der Schleifmühle befindet sich ein alter Steinbruch in travertinartig festen Kalktuffen. Nur in einem kleinen Teil des heute größtenteils rekultivierten Bruches wird gelegentlich noch abgebaut. Die maximale Aufschlusshöhe beträgt hier derzeit etwa 3 m (Havlik & Scholz im Druck).
Die hier bis zu 10 m mächtigen Kalktuffe („Sinterkalksteine“) wurden in kalkreichen Quellbächen am Westhang einer Schotterterrasse abgelagert. Die Quellen treten am östlichen Talrand der Friesenrieder Rinne in einer Höhe von rund 760 m an der hier exponierten Quartärbasis aus, wo günzglaziale (?), teilweise konglomeratisierte Schmelzwasserkiese Mergel der Oberen Süßwassermolasse überlagern. Bei den Kalktuffen handelt es sich um weißliche, beige oder gelbliche, poröse, meist massige und löchrige, teilweise aber auch laminierte, hochreine Kalksteine. Vor allem Cyanobakterien (Oscillatoriaceen), bestimmte höhere Algen und Moose sind an der Kalkfällung beteiligt, die zur Bildung von Kalkkrusten auf unterschiedlichen Substraten führt. Bestimmte laminierte Kalktuff-Typen werden zur Gänze von Oscillatoriaceen gefällt und dann als Oscillatoriaceen-Tuffe bezeichnet. An Fossilien finden sich in den Kalktuffen der Schleifmühle Landschnecken (auffällig v. a. Heliciden und *Clausilia*), seltener Planorbiden und andere Wasserschnecken sowie umkrustete Blätter, Moose, Stängel und sonstige Pflanzenreste. Die Kalktuffbildung ist hier durch menschliche Eingriffe inzwischen weitgehend zum Erliegen gekommen (Havlik & Scholz im Druck).
Die Kalktuffe an der Schleifmühle sowie ähnliche Vorkommen in der näheren Umgebung wurden mindestens seit dem Mittelalter gebrochen und in Eggenthal sowie in Irsee als lokale Bausteine genutzt. Zum Bau der romanischen Kirche am Georgenberg nördlich Untergermaringen sollen Kalktuffe von der Schleifmühle verwendet worden sein (Bilgiç 1997: 47).
Nach Jerz (1983) lag der Höhepunkt der holozänen Kalktuffbildung im Atlantikum und Subboreal, in kleinerem Umfang geht sie aber auch noch bis heute weiter, z. B. im Quellbereich des Riedbaches bei Irsee. Eine Probe von Kalktuffen, die an der Basis des heute aufgeschlossenen Vorkommens genommen wurde, ergab ein nicht kalibriertes ^{14}C-Alter von 9325 ± 90 Jahre vor heute, das somit ins Altholozän (Präboreal) zu stellen ist.

Halt 3: Kiesgrube in mindelglazialen Schmelzwasserschottern des Warmisrieder Feldes, mit teilweise ungewöhnlich mächtigen entkalkten Deckschichten, ca. 2 km östlich Warmisried (TK 50 Blatt L 8128 Kaufbeuren, R: 43.90554, H: 53.14730).
Die Hochfläche des sog. Warmisrieder Feldes wird bei Warmisried durch Kiesgruben angeschnitten. Hier sind von sehr unterschiedlich mächtigen, verbraunten Verwitterungsdecken überlagerte glazifluviale Schmelzwasserschotter in einer Mächtigkeit von

ca. 20 m erschlossen, die den mindelglazialen Jüngeren Deckenschottern zugerechnet werden. Bohrungen auf dem Warmisrieder Feld ergaben westlich Baisweil Kiesmächtigkeiten bis zu 37 m. Das Liegende dieser gut wasserdurchlässigen quartären Kiese bilden schwer durchlässige neogene Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse.
Der deutlich geschichtete, hellgraue bis gelblich-graue Grobkies hat größtenteils eine sandige Matrix und enthält kantengerundete bis gut gerundete Komponenten, die teilweise Imbrikation zeigen. Der Kies ist da und dort calcitisch zementiert und zu Konglomeraten verfestigt. Der Verfestigungsgrad ist sehr unterschiedlich, wechselt von Horizont zu Horizont und ist in Rollkieslagen am schwächsten. Die ausgesprochen kristallinarmen und karbonatreichen Kiese haben hohe Anteile an Dolomitgeröllen (30 %), wie es typisch für das Vorfeld des Iller- und Lech-Wertach-Vorlandgletschers ist (Havlik & Scholz im Druck). Die Dolomite sind unterschiedlich stark verwittert und teilweise verascht.
Der Schotterkörper wird von verbraunten Deckschichten aus geröllreichen Lehmen überlagert, deren Mächtigkeit zwischen 1 und 10 m schwankt. Aufgrund der kompletten Entkalkung sind hier Hornsteine aus den Nördlichen Kalkalpen (50 %) sowie helvetische Glaukonitsandstein-Komponenten (30 %) angereichert. In der Verwitterungsdecke sind sie bis zu 1,5 m unter der Geländeoberkante kryoturbat eingeregelt. Eine augenfällige, zum Hangenden hin zunehmende Steinarmut weist auf eine kryoturbate Durchmischung der Verwitterungsdecke mit äolischen Sedimenten hin. Die auffälligen Mächtigkeitsunterschiede in den verbraunten Deck- bzw. Verwitterungsschichten lassen sich nur teilweise durch Akkumulation von Fließerden in erosiven Rinnen erklären. Darüber hinaus führte aber eine lokal tiefgreifende Verwitterung zur Bildung von bis weit unter die heutige Oberfläche reichenden, röhren- oder schlotförmigen, mit braunem Verwitterungsmaterial gefüllten Strukturen, die als Verkarstungserscheinungen in den karbonatreichen Schottern im Sinne von geologischen Orgeln anzusehen sind (Havlik & Scholz im Druck).
Die relative Höhenlage des Warmisrieder Feldes, der – verglichen mit den Älteren Deckenschottern – deutlich geringere Verwitterungsgrad der Dolomite und die Mächtigkeit der Deckschichten legen eine Einstufung ins Mindelglazial nahe, ganz im Sinne von Glückert (1974), Jerz et al. (1975), Rögner (1978, 1980), Schaefer (1979) und Jerz & Doppler (1990). Eine Einstufung ins Rissglazial, wie sie Eberl (1930) und Sinn (1972) vorschlagen, ist aufgrund der deutlich tiefer liegenden Sohle der rißzeitlichen Schmelzwasserschotter um Ingenried und S' Eggenthal und der wesentlich intensiveren Verwitterung nicht angebracht. Auch eine feinere Untergliederung der Schotter, wie sie Schaefer (1979) vorgenommen hat, ist nicht nachvollziehbar.

Halt 4: Westhang des Lerchenberges 500 m E' Günz an der Günz (TK 50 Blatt L 7926 Babenhausen, R: 35.97150, H: 53.23400): Blick über das Günztal nach W auf die Terrassen am Osthang des Eisenburger Feldes: das stratigraphische System Pencks auf einen Blick.

Vom Osthang des Lerchenberges hat man einen schönen Blick (Abb. 2) über die von der Günz durchflossene, landwirtschaftlich intensiv genutzte Niederterrasse (ca. 589 m), auf der auch der Ort Günz an der Günz liegt. Das Günztal ist hier mit würm-



Abb. 2: Blick vom Lerchenberg bei Günz über das Günztal nach W auf die Terrassen am Osthang des Eisenburger Feldes (**Halt 4**): das stratigraphische System A. Pencks auf einen Blick. Zeichnung von U. Scholz (aus Jerz & Wagner 1978).

glazialen Schmelzwasserschottern ausgefüllt, die teilweise von Auelehmen überdeckt sind. Jenseits der Günz steigt bei Rumeltshausen ein steiler Erosionshang zur gleichfalls landwirtschaftlich intensiv genutzten Hochterrasse des Hawanger Feldes auf (ca. 604 m), deren rissglaziale Schmelzwasserschotter in mehreren Kiesgruben aufgeschlossen sind. Dahinter sind zwei Waldkulissen zu erkennen. Die Bäume der tieferen Waldkulisse wurzeln auf Jüngeren Deckenschottern (ca. 630 m) des Mindelglazials. Die Bäume der dahinter liegenden, höheren Waldkulisse wurzeln auf dem weitläufigen Plateau des Eisenburger Feldes (ca. 660 m), das von festen, teilweise mit mächtigen Lösslehmen überdeckten Konglomeraten aufgebaut wird. Diese wurden von Penck & Brückner (1909) und Jerz et al. (1975) sowie Jerz & Wagner (1978) den Älteren Deckenschottern (Günzglazial) zugeordnet, von neueren Bearbeitern jedoch zu den Ältesten Deckenschottern (Donauglazial) gerechnet. Vom Gipfel des Lerchenberges war die Terrassentreppe und damit das 4-gliedrige stratigraphische System Pencks früher besser zu erkennen (Jerz & Wagner 1978, Scholz 1997: 229). Dieser Aussichtspunkt ist aber heute leider völlig zugewachsen.

Halt 5: Kiesgrube Benningen der Fa. Kling (TK 50 Blatt L 8126 Memingen, R: 43.68000, H: 53.16100) in rissglazialen Schmelzwasserschottern des Hawanger Feldes, ca. 1 km östlich Benningen bei Memmingen, und die Frage der Bildung geologischer Orgeln in lockeren Kiesen.
Das Hawanger Feld trennt, als ziemlich breite und ebene Terrassenfläche, das Tal der Westlichen Günz im E vom Memminger Trockental im Westen. Penck & Brückner (1909: 29) sahen es als östliche Fortsetzung des von ihnen ins Rissglazial gestellten Hitzenhofener Feldes auf der Westseite des Memminger Trockentales. Aufgrund der im Gebiet der Gemeinde Memminger Berg um ca. 10 m, im Schnitt 15 m (Schaefer 1995: 166) höher liegenden Quartärbasis des Hawanger Feldes sowie aufgrund mächti-

gerer Deck- und Verwitterungsschichten und der relativen Kristallinarmut wurde in der Vergangenheit das Hawanger Feld als eigenständige Einheit betrachtet und ein – im Vergleich zum Hitzenhofener Feld – höheres Alter diskutiert. Löscher (1976: Kt. 4) stellte das Hawanger Feld in die Mindelkaltzeit und Schaefer (1995: 166 ff.) in die von ihm in die Literatur neu eingeführte Paarkaltzeit.
Bei den Geländeaufnahmen für die Kartierung der GK 25 Blatt Nr. 8027 Memmingen (Lempe & Scholz im Druck) erwiesen sich beide Einstufungen aber als nicht haltbar. Bestätigt wurde dies noch durch die Nachbestimmung eines Elefantenzahnes, der in den 1930er Jahren in der Kiesgrube Benningen gefunden worden war. Danach handelt es sich um einen Molaren (M3) von *Mammuthus primigenius*, (nach R. Ziegler vom Staatl. Museum für Naturkunde, Stuttgart), der sich erstmalig vor ca. 150 000 Jahren in Europa nachweisen lässt (Lister & Bahn 2009: 29). Hitzenhofener und Hawanger Feld lassen sich daher offenbar doch nicht zwei verschieden alten Glazialen zuordnen, wenn auch zwei getrennten terminalen Hauptentwässerungsrinnen des rissglazialen Iller-Vorlandgletschers, die zeitversetzt aktiv gewesen sind.
Zunächst scheint der Dietmannsrieder Lobus aktiv gewesen zu sein, der hauptsächlich über das Memminger Trockental entwässerte. Im Laufe der Risseiszeit scheint der westliche Teil des Iller-Vorlandgletschers, der Legauer Lobus, aber – nach Überschreitung einer Wasserscheide – in tiefer gelegenes Terrain vorgestoßen zu sein. Seine Schmelzwässer haben das Hitzenhofener Feld zu einem Zeitpunkt aufgeschüttet, als das Hawanger Feld als Sanderfläche bereits inaktiv war. Im Hitzenhofener Feld macht sich bereits der Einfluss der kristallinreichen Schmelzwässer des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers deutlich bemerkbar.
Östlich von Benningen verläuft eine markante, etwa N-S-orientiere Terrassenkante, die die würmglazialen Schmelzwasserschotter des Memminger Feldes im W (Memminger

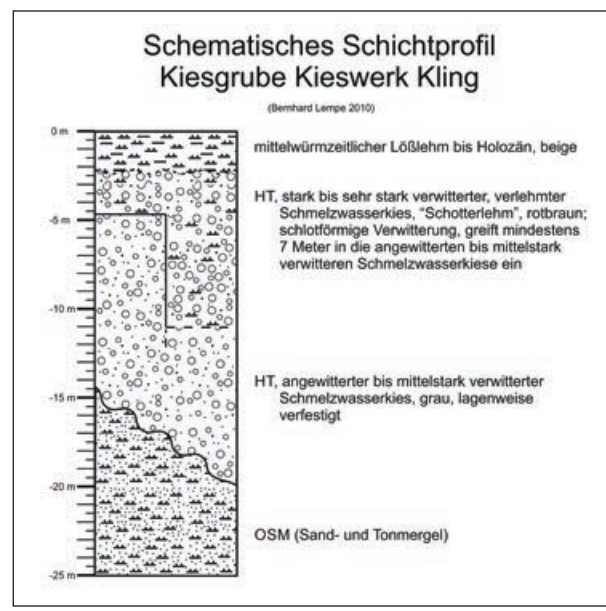


Abb 3: Schematisches Schichtprofil der Kiesgrube Kieswerk Kling im Hawanger Feld (**Halt 5**).

Trockental) von der etwa 30 m höher liegenden Hochfläche des Hawanger Feldes im E trennt. Im Bereich des Kieswerkes Kling, das nahe dieser Terrassenkante liegt, sind die bis zu 18 m mächtigen rissglazialen Schmelzwasserschotter des Hawanger Feldes zusammen mit 2 bis 4 m mächtigen Deckschichten aufgeschlossen. Die quartären Kiese lagern der OSM auf, deren Obergrenze am Erosionshang ca. 10 m über dem Niveau des Memminger Trockentales ausstreicht.

Die rissglazialen Schotter des Hawanger Feldes gehen im Bereich der Kiesgrube Kling (Abb. 3) nach oben hin in ca. 2,5 m mächtige, verbraunte und entkalkte, kiesige Verwitterungslehme über – in der Literatur als „Schotterlehm", vom Kiesgrubenbetreiber als „Rotlage" bezeichnet. Diese sind von etwa 2 m mächtigem, steinfreien Lösslehm überlagert (Bellmann 2009).

Als Besonderheit ist hier in den Schmelzwasserschottern neben der flächenhaft langsam in die Tiefe vordringenden Oberflächenverwitterung eine punktförmige Tiefenverwitterung zu beobachten (Abb. 4). Die dadurch entstehenden vertikalen, zapfenartigen oder schlotförmigen, braun gefärbten Strukturen haben Durchmesser von etwa 0,3 bis 1,0 m und meist eine Tiefe von 1 bis 2 m; einige dieser Verwitterungszapfen sind 4 bis 5 m und wenige über 7 m tief (Lempe & Scholz im Druck). Dabei bleibt der Durchmesser über die gesamte Tiefe weitestgehend konstant und zeigt nur sehr wenige und kleine Ausbauchungen oder Einschnürungen. Die vertikalen Strukturen der Tiefenverwitterung scheinen in den Schmelzwasserschottern völlig unbeeinflusst von der annähernd horizontalen Schichtung und den Körnungsunterschieden zu verlaufen. Im oberen Teil sind die Schlote mit strukturlosem, rostbraunen Schotterlehm gefüllt, doch im unteren Bereich bestehen sie, wie der umgebende Kies, aus braun verwitterten Schmelzwasserschottern, in denen noch primäre Schichtungsgefüge erhalten sind. Diese sind allerdings stark aufgelockert, nach unten versetzt und durch deutliche Sackung trogförmig deformiert (Lempe & Scholz im Druck). Diese schlotartigen Verwitterungsstrukturen sind als Geologische Orgeln anzusprechen, die in unverfestigten und vergleichsweise jungen Schmelzwasserschottern entstehen.

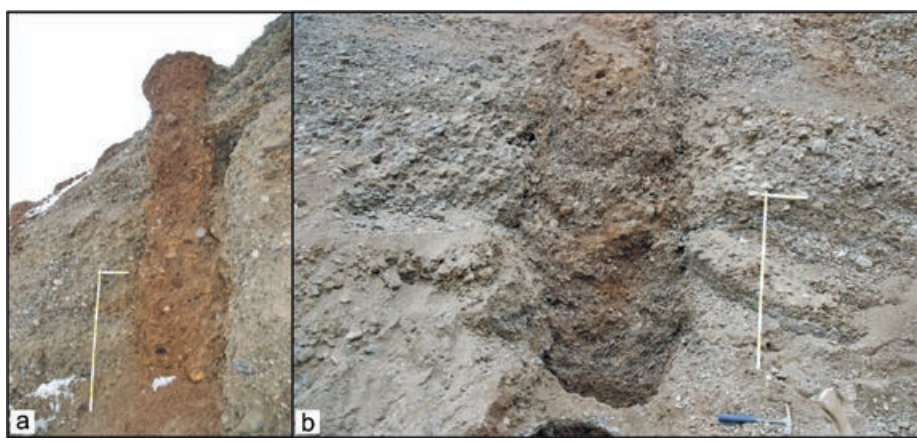


Abb. 4: Lockere rissglaziale Schmelzwasserkiese des Hawanger Feldes mit Verwitterungsröhren („Geologische Orgeln"), aufgeschlossen in der Kiesgrube Benningen (Kling) S' Memmingen (**Halt 5**).

Halt 6: Blick vom Theinselberg bei Goßmannshofen über das Memminger Trockental, ca. 7 km SSE' Memmingen: Hydrogeologie der terminalen Hauptentwässerungsrinne des Iller-Vorlandgletschers im Würmglazial (TK 50 Blatt L 8126 Memmingen, R: 43.69360, H: 53.12780).
Die Kiese der durchschnittlich 2 bis 3 km breiten Sanderfläche des Memminger Trockentales wurden von den Schmelzwässern des würmglazialen Iller-Vorlandgletschers im Vorfeld des Dietmannsrieder Lobus aufgeschüttet. Im unmittelbaren Vorfeld der Endmoränen wurde hier beim beginnenden Rückschmelzen des Eises ein markantes Erosionstal in die Sanderfläche und die Moränen der Maximalstände rückschreitend eingeschnitten („Ziegelberger Trompetentälchen"), das nach N hin rasch ausklingt (Scholz 2016: 251). Als das Eis ins Zungenbecken des Dietmannsrieder Lobus zurückschmolz, wurde das Memminger Trockental nicht länger von den Schmelzwässern benutzt. Der Überlauf des sog. „Kemptener Sees", der im Zungenbecken entstanden war, schnitt sich zwischen dem rissglazialen Endmoränenbogen bei Legau und dem mindelglazialen Grönenbacher Feld ein neues Durchbruchstal ein – das Canyon-Tal der heutigen Iller zwischen Reichholzried und Altusried entstand (Scholz 2016: 249, 252).
Bei Bad Grönenbach erreichen die hoch durchlässigen Schmelzwasserschotter im S des Memminger Trockentales eine Mächtigkeit von 30 bis 40 m, in einer Rinnenstruktur an der Basis sogar eine Mächtigkeit von fast 100 m. Mit einer Breite von bis zu 3 km stellen diese hoch durchlässigen, würmglazialen Kiese einen mächtigen Grundwasserleiter dar, der ein erhebliches Grundwasservorkommen birgt. Es wird zur Wasserversorgung der Stadt Memmingen und der umliegenden Gemeinden genutzt. Richtung N nimmt die Mächtigkeit der Schotter rasch ab und dünnt bei Benningen auf 6 bis 10 m und im Stadtgebiet von Memmingen auf teilweise weniger als 2 m aus. Die Folge ist, dass es bei Benningen bereits im Spätglazial zu flächenhaften Grundwasseraustritten kam, was im Holozän zur Bildung von Kalktuffen und Niedermoortorfen im Hangenden der pleistozänen Kiese führte. Das Naturschutzgebiet des Benninger Riedes stellt einen bescheidenen Rest des großflächig verbreiteten Niedermoores dar (Lempe & Scholz im Druck).
Anhand unterschiedlich hoch liegender Terrassen, der Ausbildung der Deckschichten und der Tiefenlage der Quartärbasis sowie der dort auftretenden Rinnenstrukturen lässt sich das würmglaziale Memminger Trockental feiner untergliedern. Hier können zwei, wahrscheinlich sogar drei unterschiedlich alte Niederterrassen-Niveaus unterschieden werden. Die Höhenlage der Quartärbasis im weiteren Stadtgebiet von Memmingen konnte anhand von ca. 700 Bohrungen (Archivdaten) konstruiert werden (Chen 2011). Demnach ist das heutige Memminger Trockental wahrscheinlich bereits im ausgehenden Mindelglazial bzw. während des Mindel-Riss-Interglazials als Rinne angelegt, im Riss-Glazial durch Schmelzwässer verbreitert und vertieft und in der Würmkaltzeit auf seine heutige Breite und Tiefe erweitert worden (Lempe & Scholz im Druck).

Halt 7: Geologische Orgeln in donauglazialen Konglomeraten des Böhener Feldes bei Bossarts, am Ostrand des Memminger Trockentales ca. 8 km SSE' Memmingen und die Frage ihrer Genese (TK 50 Blatt L 8126 Memmingen, R: 43.70050, H: 53.10000). Der Riedel zwischen dem Tal der Westlichen Günz und dem Memminger Trockental

besteht aus einem Molassesockel, dem mächtige quartäre, größtenteils verfestigte Kiese auflagern. Dieses plateauartige Vorkommen von alt- bzw. ältestpleistozänen Schmelzwasserkiesen wird von Penck & Brückner (1909: 30) als Hochfeld, von Sinn (1972: 68) als Schrattenbach-Theinselberger Schotter und von Stepp (1981) als Böhener Feld bezeichnet. Es erstreckt sich über 15 km Länge in N-S-Richtung, von Ottobeuren im N bis westlich von Untrasried im S. Von Böhen ab nach S ist das Plateau von mindel- bzw. rissglazialen Geschiebelehmen bedeckt. Der Nordteil des Schotterplateaus ist stark zerteilt und in drei mitunter recht schmale Sporne aufgespalten. Der Theinselberg bei Lachen und der Hügel bei Brüchlins stellen Zeugenberge im nördlichen Vorland des Böhener Feldes dar.

Penck & Brückner (1909) sowie Eberl (1930) stellten die Kiese des Böhener Feldes ins Günzglazial. Löscher (1976), der seine Gliederung der Schotter im nördlichen Teil der Iller-Lech-Platte auf die Schotterfelder in der Memminger Typregion übertrug und es hier vielfach zu einer Neueinstufung von Schotterfeldern kam, stellte das bis dahin ins Rissglazial gestellte Hawanger Feld in die Mindelkaltzeit, wodurch alle morphostratigraphisch höher liegenden Schotterfelder zwangsläufig um eine Kaltzeit älter wurden. Dadurch rutschte das Böhener Feld (Löscher 1976: Kt. 4) in die Donaukaltzeit. Auch wenn das Hawanger Feld mittlerweile doch wieder als rissglazial angesehen wird, neigen neuere Bearbeiter dazu, das Böhener Feld immer noch ins Donauglazial zu stellen (Becker-Haumann 2005: 162 ff.). Argumente hierfür sind v. a. seine Höhenlage, die Schotterpetrographie und das stellenweise Vorkommen einer kristallinreichen Liegendfazies (Ottobeurer Schotter), wie sie für Schotter mit besonders hohen Altern als typisch angesehen wird.

Die deutlich geschichteten Schmelzwasserschotter des Böhener Feldes erreichen heute eine Mächtigkeit von 25 bis 30 m, sind v. a. an den Rändern der Hochfläche zu sehr festen Konglomeraten verbacken und tragen verhältnismäßig geringmächtige (0,2 bis 3 m) Deckschichten, die aus Verwitterungsmaterial und äolischen Ablagerungen bestehen. Die Quartärbasis des Böhener Feldes besitzt ein ausgeprägtes Relief, vor allem im Nordteil lassen sich rinnenartige Strukturen erkennen (Bellmann 2009). Diese WSW-ENE-verlaufenden Rinnen an der Schotterbasis scheinen mit einer kristallinreichen und dolomitfreien Liegendfazies (sog. Ottobeurer Schotter, Eberl 1930) gefüllt zu sein, die momentan nicht aufgeschlossen ist.

Westlich von Bossarts, einem Gehöft, das auf dem nordwestlichen Sporn des Böhener Feldes in 750 m Höhe liegt, bricht die Hochfläche unvermittelt zum Memminger Trockental ab. Dort ist durch eine tiefgründige Hangbewegung eine hohe Konglomeratwand freigelegt worden. Es handelt sich um eine Rotationsrutschung innerhalb der unterlagernden Molassegesteine, deren Gleitbahn bis hinauf in die Schmelzwasserschotter reicht. Am Wandfuß streichen hier Molassemergel aus, an der Quartärbasis gibt es zahlreiche Wasseraustritte.

Vor allem durch die Erosion der Schmelzwässer wurden die an den Riedelflanken ausstreichenden sandig-mergeligen Gesteine der OSM ausgeräumt und die Talflanken übersteilt. Hierdurch kam und kommt es hier immer wieder zu kleineren und größeren Massenbewegungen, an denen neben den verwitterungs- und rutschanfälligen Ablagerungen der neogenen Oberen Süßwassermolasse auch die überlagernden quartären Schotter beteiligt sind (Lempe & Scholz im Druck).



Abb. 5: Donauglaziale Konglomerate des Böhener Feldes unterhalb von Bossarts am Ostrand des Memminger Trockentales (**Halt 7**). Die fest verbackenen Schmelzwasserschotter sind im Bereich einer größeren Hangbewegung freigelegt und von vertikalen Verwitterungsröhren („Geologische Orgeln“) durchsetzt, die ursprünglich mit braunen Verwitterungslehmen gefüllt waren.

An der ca. 15 m hohen Felswand bei Bossarts sind zahlreiche röhrenförmige Strukturen mit Durchmessern bis 1,5 m zu erkennen, die das Konglomerat einzeln oder in Gruppen vertikal durchsetzen und ursprünglich alle mit braunem, kiesigem Verwitterungslehm gefüllt waren. An der Steilwand sind sie teilweise als geschlossene, mit braunen Verwitterungslehmen gefüllte Röhren erhalten, mitunter aber durch die Erosion bzw. durch die Gleitfläche seitlich geöffnet oder gar von unten her angeschnitten. In diesen Fällen ist die ehemalige braune Lehmfüllung durch die Niederschlagswässer ganz oder teilweise ausgespült worden. Am Südende der Felswand ist der mittlere Teil eines solchen Schlotes (Orgel) seitlich geöffnet, die braune Füllung „fließt“ heraus und bildet unterhalb der Öffnung einen Schuttkegel. Eine der kaminförmigen Röhren, durch die man von unten her den Himmel sehen kann (Abb. 5), ist unten angeschnitten und ausgelaufen. Es handelt sich hier, wie in der Kiesgrube bei Benningen (Halt 5), um typische „Geologische Orgeln“. Sie lassen sich in vielen Konglomerataufschlüssen entlang der Steilkante nachweisen, die das Plateau des Böhener Feldes allseits begrenzt, sind aber auch aus Bohrungen und Baugrubenaufschlüssen innerhalb der Hochfläche bekannt. Die „Geologischen Orgeln“ sind auch hier durch punktuelle Tiefenverwitterung entstanden. Höchstwahrscheinlich waren sie schon im nicht verfestigten Schotter angelegt.

Eine gewisse Gefahr stellen diese Geologischen Orgeln im Untergrund dar, denn durch Verwitterungs- und Suffusionsprozesse kann es zu Sackungserscheinungen innerhalb der Füllung kommen, was zur Hohlraumbildung unterhalb der Grasnarbe führt. Von Bossarts wird die Geschichte eines Bauern erzählt, der plötzlich in den Boden einbrach und vollständig in einem brunnenartigen Hohlraum verschwand, aus dem er etwas verschmutzt, aber glücklicherweise unverletzt geborgen werden konnte (Schnieringer 1948: 72 f.).

Halt 8: Proximaler Teil einer großen Rutschmasse in der „Teufelsküche“ am Osthang des Tales der Östlichen Günz südlich von Ronsberg: Extrem grobkörnige, mindelglaziale Konglomerate gleiten auf OSM-Mergeln ab (TK 50 Blatt L 8128 Kaufbeuren, R: 43.81560, H: 53.05030).

Die westexponierten Talhänge der Östlichen Günz werden südlich von Ronsberg von Mergeln der Oberen Süßwassermolasse (OSM, Miozän) aufgebaut. Diese werden von sehr mächtigen, pleistozänen Konglomeraten überdeckt, die von Jerz et al. (1975) oder Roppelt (1988) als eisrandnah geschüttete Kiese des Mindelglazials gedeutet werden. Die bis zu 40 m mächtigen, extrem grobkörnigen, blockreichen und lagenweise schlecht sortierten Schmelzwasserkiese, die Komponenten mit Durchmessern von bis zu > 70 cm enthalten, sind größtenteils zu festen, aber immer noch hoch wasserdurchlässigen Konglomeraten verbackenen. Von der calcitischen Zementation sind v. a. Kiese mit sandigen Zwickelfüllungen betroffen, während Einschaltungen aus Rollkiesen weitgehend locker geblieben sind.

Etwa 2 km südlich von Ronsberg, im Gebiet der sog. „Teufelsküche“ am östlichen Talhang der Östlichen Günz, ist dieser Schichtverband von großen Massenbewegungen betroffen (Lagally et al. 2009: 110 f.). Auf einer Breite von mehr als 1 km kam es zu tiefgründigen Hangbewegungen (Rotationsrutschung) in den bindigen Molassegesteinen, die die überlagernden, mächtigen, mindelglazialen Konglomerate miterfassten. Hier ist ein etwa 0,5 km² großes, bis zum Talgrund reichendes Hangrutschgebiet entstanden (Roppelt 1988). Oberhalb des Rutschhanges sind die oben geschilderten, extrem grobkörnigen und klüftigen quartären Konglomerate in einer mehr als 40 m hohen Wand aufgeschlossen, bei der es sich um den obersten Teil einer tiefgründigen, in den Molassegesteinen gründenden Gleitfläche handelt. Unterhalb dieser Wand hat sich Hangschutt akkumuliert, der die hier teilweise wohl im Untergrund anstehenden Mergel der OSM überdeckt. Der östliche, proximale Teil des Rutschareals ist ein völlig chaotisches Gelände und von Rotationsrutschungen geprägt. Hier in der „Teufelsküche“ i.e.S. sind mehrere Dekameter große Konglomeratschollen zusammen mit den unterlagernden Molassemergeln im Verband bewegt und entlang von listrisch gekrümmten Gleitflächen antithetisch verkippt worden. In vielen hangwärtigen Depressionen hinter riesigen, steil nach E einfallenden Konglomeratschollen gibt es Vernässungen und Quellaustritte. Hangabwärts werden die Konglomeratschollen rasch kleiner und das Rutschareal geht in eine kriechende Masse über, in der quartäre Konglomeratbrocken, Gerölle und Molassesedimente chaotisch miteinander vermengt sind. Die Oberfläche dieses distalen Teils des Rutschareals ist kleinteilig strukturiert und zeigt zahlreiche Geländestufen, Hangverflachungen und vernässte Senken. Die Massenbewegungen im Gebiet der „Teufelsküche“ sind ursprünglich wohl durch eine erosive Unterschneidung des Steilhanges durch die würmglazialen Schmelzwässer im Tal der Östlichen Günz ausgelöst worden. Momentan sind die Hangbewegungen weitgehend zum Stillstand gekommen, da sich hier offenbar ein neues Hanggleichgewicht eingestellt hat. Voraussetzungen für die Entstehung dieses überraschend großen Rutschareals sind die sehr wasserdurchlässigen quartären Konglomerate, die veränderlich festen, ständig durchfeuchteten, mergeligen Molassegesteinen auflagern. Vermutlich führt gerade hier eine an der Basis des Quartärs ausgebildete Rinnenstruktur zum Austritt zahlreicher Quellen. Ihre Nutzung als Trinkwasser ist hier und in vielen anderen Rutsch-

arealen mit vergleichbaren geologischen Verhältnissen nur sehr eingeschränkt möglich, da die Quellen – durch intensive Beweidung im Einzugsgebiet und durch das im bewaldeten Quellgebiet lebende Wild – vor bakteriologischer Verunreinigung kaum schützbar sind.

Halt 9: Burgfelsen der Ruine Wagegg, zu Konglomeraten verfestigte Schmelzwassersedimente mit Deltaschichtung, ca. 3 km W' von Wildpoldsried (TK 50 Blatt L 8328 Marktoberdorf, R: 36.03516, H: 52.93028): eine mindelglaziale Kamesterrasse?
Die Ruine Wagegg liegt innerhalb der Jungendmoränen, am südlichsten Ausläufer eines Höhenrückens (Riedels), der zwei Zungen des Iller-Vorlandgletschers voneinander trennte, den Wildpoldsrieder Lobus im E und den Dietmannsrieder Lobus im W. Da die würmglazialen Maximalstände der Wildpoldsrieder Zunge etwa 5 km weiter im N bei Immenthal liegen, muss der Burgfelsen von Wagegg (814 m) nach Ellwanger (1980: 118) ursprünglich einmal von mehr als 200 m mächtigem Gletschereis bedeckt gewesen sein. Der Burgfelsen wird von Konglomeraten aufgebaut, die aus einer gut geschichteten Wechselfolge von quartären Kiesen und Sanden hervorgegangen sind (Abb. 6). Anders als Konglomerate, die in den terminalen Schmelzwasserrinnen entstanden, sind die Konglomerate von Wagegg primär schräg liegende Vorschüttungs-



Abb. 6: Quartäre Konglomerate am Burgfelsen der Ruine Wagegg bei Wildpoldsried, wahrscheinlich Rest eines Eisranddeltas als Teil einer mindelglazialen Kamesterrasse. Viele Störungen und flexurartige Verbiegungen heute lithifizierter Horizonte dieser Konglomerate sind wahrscheinlich durch Sackung der noch weichen Schmelzwasserablagerungen entstanden, verursacht durch Wegschmelzen des vorher stützenden Gletschereises.

schichten (foresets) eines Deltas, das vermutlich während des Rückschmelzens des Eises vom Eisrand her in einen Eisrandstausee progradierte (Dolp 2010). Die unmittelbare Nähe des Eisrandes wird durch zahlreiche Schichtstörungen, insbesondere flexurartige Verbiegungen der Schichtung deutlich – wahrscheinlich eine Folge von Sackungen durch Wegschmelzen des vorher das Sediment stützenden Gletschereises – die die lockeren Ablagerungen noch vor ihrer diagenetischen Verfestigung betroffen haben müssen (Dolp 2010). Die mikroskopische Untersuchung der sandigen Zwickelfüllungen in den Konglomeraten und der eingeschalteten Sandsteinlagen hat u. a. gezeigt, dass die Zementation vor allem durch syntaxiales Wachstum von detritischen Calcit-Einkristallen bewirkt wird (Dolp 2010).
Die Konglomerate sind wahrscheinlich Teil einer Kamesterrasse, die aufgrund ihrer starken Verfestigung und des Verwitterungsgrades ihrer Dolomitgerölle wohl älter sein dürfte als Rissglazial. Ähnliche, aber jüngere Bildungen, die vermutlich beim Zurückschmelzen des risseiszeitlichen Illergletschers entstanden sind, treten auch bei Fleschützen etwas weiter im N des Wagegger Sporns auf (Frieling & Scholz im Druck).

Halt 10: Der fürstäbtliche Damm bei Priors im Leubastal NW' Betzigau und die Entwässerungsgeschichte zweier unterschiedlich hoch liegender Zungenbecken des zurückschmelzenden Iller-Vorlandgletschers (TK 50 Blatt L 8328 Marktoberdorf, R: 36.03029, H: 52.92277).
Das Wildpoldsrieder Becken ist ein etwa 1 km breites und mehr als 6 km langes, NNE-orientiertes Zungenbecken des Wildpoldsrieder Lobus (Iller-Vorlandgletscher). Es ist zwischen Betzigau und Wildpoldsried übertieft und mit mindestens 40 m mächtigen Beckenschluffen gefüllt. Beim Rückschmelzen des Eises, als die Wildpoldsrieder Zunge noch große Teile des Beckens ausfüllte, sind die Schmelzwässer nach Ellwanger (1980: 118-122) zunächst noch über ein Trompetentälchen bei Immenthal ins Tal der Östlichen Günz abgeflossen (Phasen 1-7). Als die südlichsten Ausläufer des Wagegger Sporns vom Eis freigegeben wurden, erfolgte die periphere Entwässerung am Westrand der Zunge über eine mäandrierende, heute trockene Schmelzwasserrinne, die von Wagegg aus einige Kilometer nach W Richtung Leubas verfolgt werden kann (Ellwanger 1980: Beil. 1). Bald danach müssen die Schmelzwässer des Wildpoldsrieder Lobus zum etwas tiefer liegenden Zungenbecken des Dietmannsrieder Lobus nach W hin abgeflossen sein, nachdem ein Überlauf des Wildpoldsrieder Sees (ca. 720 m) im Bereich des heutigen Leubastals entstanden war (Frieling & Scholz im Druck). Das vom Illertal nachgezeichnete Zungenbecken war mit einem Schmelzwassersee gefüllt (Kemptener See), dessen Seespiegel in dieser Zeit bei etwa 690 m lag. Als das Eis der Wildpoldsrieder Zunge schließlich das Gebiet zwischen Tannen und dem Lenzfrieder Höhenrücken freigegeben hatte, benutzten die Schmelzwässer das Tal des heutigen Bachtelbaches und flossen in westliche Richtung im E Kemptens direkt in das Südende des Kemptener Sees, wo an der Engelhalde ein weitläufiges glazilakustrines Delta entstand (Scholz 2016: 254). Zu dieser Zeit gelangten schon keine Schmelzwässer mehr in das Wildpoldsrieder Becken; der Restsee verlandete rasch (Scholz & Peter 1995).
Die Fürstäbte in Kempten ließen im schluchtartig eingeschnittenen Leubastal bei Priors einen großen Damm bauen, der nördlich von Betzigau im Bereich des Wildpolds-

rieder Beckens einen großen Weiher aufstaute und damit den pleistozänen See vorübergehend reaktivierte. Im Zuge der Säkularisation 1804 wurde dieser Stausee jedoch abgelassen (Frieling & Scholz im Druck).

Halt 11: Saiger stehende Sandsteine der Oberen Meeresmolasse in einem aufgelassenen Steinbruch (Anwesen Maurus, Krilschweg 17) am Lenzfrieder Höhenrücken E' von Kempten (TK 50 Blatt L 8328 Marktoberdorf, R: 36.00617, H: 52.88262): Teil des „Aufgerichteten Südrandes der Vorlandmolasse".
In einem Privatgarten, der in einem ehemaligen Steinbruch angelegt ist, stehen grobkörnige Sandsteine an. Die deutlich geschichteten Sandsteine bestehen zu manchmal mehr als 50 % aus Bruchstücken von Schalen und Skelettresten mariner Organismen, vor allem von Muscheln, Bryozoen und Seepocken. Seltener kommen hier auch Knochenreste und Zähne von Fischen, Haien, Rochen, Schildkröten, Walen und Landsäugern vor (Scholz & Bienerth 1992). Viele dieser Organismenreste sind deutlich abgerollt. Daneben enthält der karbonatisch gebundene Sandstein viele Quarzkörner, kleine gut gerundete Karbonatgeröllchen und eckige, aber polierte Hornstein-Komponenten. Die starke Rundung der Organismenreste und die Politur der Oberflächen kieseliger Komponenten sprechen für einen sehr strandnahen Bildungsbereich. Es handelt sich um den sog. Bryozoensandstein an der Basis der Oberen Meeresmolasse (OMM), um die Transgressionsbildungen dieser hier etwas über 100 m mächtigen marinen Schichtfolge (Scholz 1989, Frieling 2009). Nach Scholz & Frieling (im Druck) gehört der am Lenzfrieder Höhenrücken aufgeschlossene Bryozoensandstein der Baltenstein-Formation an und wird ins höhere Untermiozän (Ottnangium) gestellt.

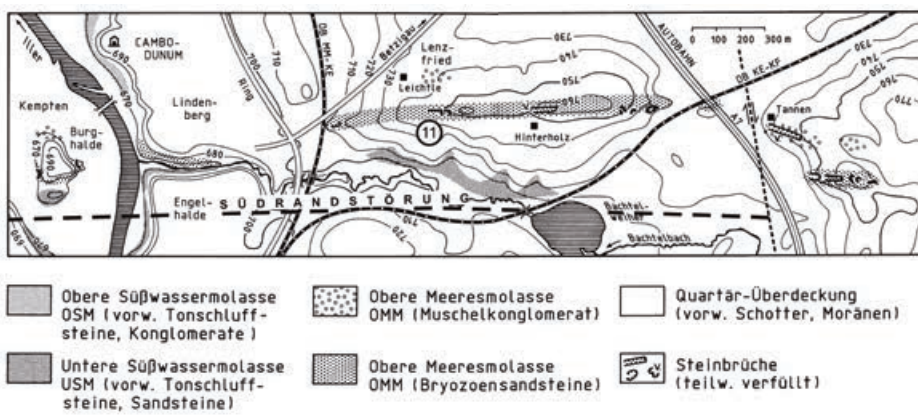


Abb. 7: Vereinfachte geologische Karte des Lenzfrieder Höhenrückens E' von Kempten, der zum Aufgerichteten Südrand der Vorlandmolasse gehört. Der steil stehende Bryozoensandstein (Baltenstein-Formation) an der Basis der Oberen Meeresmolasse wird von Steinbrüchen (**Halt 11**) nachgezeichnet, wo teilweise schon im 1. Jh. Bausteine für die nahe gelegene Römerstadt Cambodunum (Kempten) gebrochen worden sind. Die am Hofgut Leichtle und bei Tannen aufgeschlossenen Konglomerate der OMM werden in die Sulzbrunn-Formation gestellt. Das Quartär ist nicht differenziert. Aus Scholz & Bienerth (1992).

Die Sandsteine der OMM stehen am Lenzfrieder Höhenrücken saiger oder sind sogar leicht nach N überkippt. Sie sind Teil des „Aufgerichteten Südrandes der Vorlandmolasse“. Im südlich anschließenden Tal des Bachtelbaches verläuft die Südrandstörung der Vorlandmolasse; jenseits des Tales beginnt die Faltenmolasse (Abb. 7).
Der sehr feste Bryozoensandstein ist am Lenzfrieder Höhenrücken seit der Römerzeit bis ins 19. Jh. in zahlreichen Steinbrüchen als Baustein gebrochen worden (Scholz & Bienerth 1992). Teile der Grundmauern der Römerstadt Cambodunum, dem römischen Vorläufer Kemptens, sind aus Bryozoensandstein-Quadern gebaut worden.

Halt 12: Riesige Konglomeratfindlinge „Beilstein“, ca. 3 km NNW’ Görisried (TK 50 Blatt L 8328 Marktoberdorf, R: 36.12220, H: 52.88792) und das Vordringen des Illergletschers in das ehemals vom westlichen Lech-Wertach-Vorlandgletschers eingenommene Gebiet.
Beim Beilstein oder („Beichelstein“) handelt es sich eigentlich um zwei nahe beieinander liegende riesige Findlinge, von denen der größere ca. 20 x 15 x 11 m misst (Abb. 8). Sein Volumen lässt sich auf ca. 1980 m³ abschätzen, was einem Gewicht von 5148 t entsprechen dürfte. Damit ist der aus sehr grobkörnigen Konglomeraten der Unteren Süßwassermolasse bestehende Beilstein einer der größten Findlinge des Alpenvorlandes.



Abb. 8: Der ca. 1980 m³ große „Beilstein“ (Halt 12), ein riesiger Findling bei Görisried nahe der Wertach, der aus untermiozänen grobkörnigen Molassekonglomeraten besteht. Der Block stammt vom Rottachberg am Ostrand des Illertals. Er wurde im ausgehenden Würm-Hochglazial von einer Zunge des Iller-Vorlandgletschers nach E zum Wertachtal hin transportiert, einem Bereich, der kurz vorher noch vom Lech-Wertach-Vorlandgletscher eingenommen worden war.

Er gehört zu einem weitläufigen Findlingsstreufeld im Allgäuer Alpenvorland, das im Bereich des Kempter Waldes liegt, an der Nahtstelle zwischen dem Iller- und dem Lech-Wertach-Vorlandgletscher. Dieses nimmt eine Fläche von 160,5 km² ein und besteht auch heute noch – trotz massiver anthropogener Veränderungen – aus mehr als 2528 Einzelblöcken mit Durchmessern größer als 0,5 m (Müller 2005). Die Blöcke lassen sich vom NW-Hang des aus Konglomeraten der Unteren Süßwassermolasse (USM) aufgebauten Rottachberges in nördlicher Richtung über den Kempter Wald bis zum Haarberg südlich von Günzach verfolgen, über eine Entfernung von mehr als 25 km. Sein Westrand liegt bei Durach und Betzigau, seinen Ostrand markiert der Wertachlauf.

Die Blöcke bestehen größtenteils aus grobkörnigen Molassekonglomeraten der Kojenschichten (USM), die den Rottachberg E' von Immenstadt aufbauen. Eine ganze Reihe von Findlingen haben Durchmesser von mehr als 10 m, einer erreicht sogar 25 m. Viele dieser Riesenblöcke, zu denen auch der Beilstein zählt, haben Namen (Oblinger 1975). Die Findlinge sind sehr ungleichmäßig verteilt und bilden teilweise große Findlingsgruppen, die aus bis zu mehr als 100 Einzelblöcken bestehen. Besonders hohe Blockdichten werden einerseits in jungen Erosionstälern erreicht, wo sich die aus den Geschiebemergeln ausgespülten Blöcke angereichert haben. Andererseits häufen sich Findlinge auch auf Moränenwällen, wo sie streifenförmig angeordnet sind (Müller & Scholz 2011).

Das gesamte Findlingsstreufeld des Kempter Waldes ist vom Ostrand des Iller-Vorlandgletschers abzuleiten. Seine ältesten Teile liegen im Gebiet der würmglazialen Maximalstände am Haarberg nördlich der B 12, seine jüngsten Abschnitte am Fuße des Rottachberges und dürften aus dem ausgehenden Würm-Hochglazial stammen. Während des Rückschmelzens des Eises kam es offensichtlich zu Wiedervorstößen des östlichen Iller-Vorlandgletschers (Wildpoldsrieder Lobus), wobei vom Rottachberg stammende Findlinge am Westrand des Kempter Waldes zwischen Sulzberg und Betzigau abgesetzt wurden (Müller & Scholz 2011). Gleichzeitig scheinen aber auch Gletscherzungen des Iller-Vorlandgletschers vom Rottachberg her über Bodelsberg und das Rottachtal bis nach Bachtels in nordöstliche Richtung vorgedrungen zu sein (Rotwässerlezunge). Diese gleichfalls mit Konglomeratblöcken des Rottachberges beladenen Gletscherzungen drangen auf der Ostseite des Kempter Waldes über Görisried als Kempter-Wald-Zunge bis zum Notzenweiher und Kraftisried nach N vor. Das Vordringen von Zungen des Illergletschers in Bereiche, in denen vorher der westliche Teil des Lech-Wertach-Vorlandgletschers gelegen hatte, ist aber nur möglich, wenn das Gebiet zwischen dem Kempter Wald und der Wertach zu diesem Zeitpunkt schon eisfrei war (Müller & Scholz 2011). Diese Beobachtung ist ein Argument dafür, dass die großen Gletscher im Alpenvorland am Ende des Hochglazials keineswegs synchron zurückgeschmolzen sind.

Schriftenverzeichnis

Ammon, L. von (1911): Bayerische Braunkohlen und ihre Verwertung. – 82 S.; München (Wolf & Sohn).

Becker-Haumann, R. (2005): Anwendung der Geoinformatik für die hochauflösende 3D-Modellierung fluviatiler Terrassenkörper. Die prärisszeitliche Chronologie und Paläogeographie des Illergletschergebietes, Bayerisches Alpenvorland. – 330 S.; Stuttgart (Schweizerbart-Verl.).

Bellmann, U. (2009): Erläuterung zur geologischen Karte des Gebietes südöstlich von Memmingen im Allgäu (Molasse/Quartär), mit einer speziellen Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse. – unveröff. kombinierte Diplomkartierung und Diplomarbeit am Lehrst. für Ingenieurgeologie der TU München, 148 S., 1 geol. map 1 : 10 000; München.

Bilgiç, K. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Gebietes NW‘ Kaufbeuren im Allgäu (Quartär, Molasse), mit einer speziellen Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse. – unveröff. kombinierte Diplomkartierung und Diplomarbeit am Lehrst. für Ingenieurgeologie der TU München, 132 S., 1 geol. Kt. 1 : 10 000; Garching.

Böhme, M., Spanor, N., Fuss, J., Tröscher, A., Deane, A. S., Prieto, J., Kirscher, U., Lechner, T., & Begun, D. (2019 a): A new Miocene ape and locomotion in the ancestor of great apes and humans. – Nature 575: 489-493; London, New York.

Böhme, M., Braun, M. & Breier, F. (2019 b): Wie wir Menschen wurden. – 336 S.; München (Heyne-Verl.).

Chen, Z. (2011): Hydrogeologie des Quartärs im Stadtgebiet von Memmingen, mit einer Darstellung der Aquifermächtigkeiten, des Grundwasserabflusses und der Verteilung der Grundwassertemperaturen. – unveröff. Diplomarbeit am Lehrst. für Ingenieurgeologie der TU München, 58 S., 1 geol. Kt 1 : 25 000; München.

Dolp, F. (2010): Geologie des Wagegger Sporns bei Wildpoldsried im Allgäu – Untersuchungen zur Genese eines sedimentologisch ungewöhnlichen mindelglazialen (?) Konglomerates, möglicherweise ein Eisranddelta. – unveröff. Bachelorarbeit, Bachelorarbeit am Lehrst. für Ingenieurgeologie der TU München, 31 S.; München.

Eberl, B. (1930): Die Eiszeitfolge im nördlichen Alpenvorlande. – 427 S.; Augsburg (Filser-Verl.).

Ellwanger, D. (1980): Rückzugsphasen des würmeiszeitlichen Illergletschers. – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 76: 93-126, 1 geomorph. Kt. 1 : 25 000; Stuttgart.

Elsner, M. & Scholz, H. (im Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8129 Kaufbeuren. – ca. 60 S., 1 geol. Kt. 1 : 25 000, bisher unveröff. interner Bericht für den Geologischen Dienst im LfU, im Rahmen der „Initiative oberflächennaher Geothermie 2008-2011 (LfU 0413)“, in Druckvorbereitung; Hof (LfU).

Fahlbusch, V. & Mayr, H. (1975): Microtoide Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. – Pal. Z. 49 (1/2): 78-93; Stuttgart.

Frieling, D. (2009): Stratigraphy and facies of the Upper Marine Molasse (OMM) of southwesternmost Bavaria (Allgäu). – unpublished, geologischer Rahmen einer kummulativen Diss., LMU München, 49 S.; München.

Frieling, D. (in Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8229 Marktoberdorf. – ca. 119 S., 1 geol. Kt., 1 : 25 000, bisher unveröff. interner Bericht für den Geologischen Dienst im LfU, im Rahmen der „Initiative oberflächennaher Geothermie 2008-2011 (LfU 0413)“, in Druckvorbereitung; Hof (LfU).

Frieling, D. & Scholz, H. (in Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8228 Wildpoldsried. – ca. 110 S., 1 geol. Kt., 1 : 25 000, bisher unveröff. interner Bericht für den Geologischen Dienst im LfU, im Rahmen der „Initiative oberflächennaher Geothermie 2008-2011 (LfU 0413)“ , in Druckvorbereitung; Hof (LfU).

Glückert, G. (1974): Mindel- und rißzeitliche Endmoränen des Illervorlandgletschers. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 25: 96-106; Öhringen.

Havlik, Ph. & Scholz, H. (im Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8029 Kaufbeuren-Neugablonz. – ca. 50 S., 1 geol. Kt., 1 : 25 000, bisher unveröff. interner Bericht für den Geologischen Dienst im LfU, im Rahmen der „Initiative oberflächennaher Geothermie 2008-2011 (LfU 0413)“, in Druckvorbereitung; Hof (LfU).

Hofmann, C., Hunsdorfer, M., Roppelt, T. & Schielle, W. (1983): Quartär in der Umgebung von Obergünzburg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 65: 121-130; Stuttgart.

Jerz, H. (1983): Kalksinterbildungen in Südbayern und ihre zeitliche Einstufung. – Geol. Jb., A 71: 291-300; Hannover.

Jerz, H. (1993): Geologie von Bayern II. Das Eiszeitalter in Bayern. – 243 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart’sche Verlagsbuchhandlung).

Jerz, H. & Doppler, G. (1990): Paläoböden in Bayerisch Schwaben; Programm und Exkursionsführer. – 9. Tagung Arbeitskreis „Paläoböden“ der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 30 S.; Günzburg.
Jerz, H., Stephan, W., Streit, R. U. & Weinig, H. (1975): Zur Geologie des Iller-Mindelgebietes. – Geologica Bavarica, 74: 99-130; München.
Jerz, H. & Wagner, R. (1978): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7927 Amendingen. – 131 S., 1 geol. Kt. 1 : 25 000; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
Lagally, U., Glaser, S., Loth, G., Schwerd, K., Sieblitz, S., Teipl, U., Jobe, E., Schmid, H., Murr, A. & Schmid, W. (2009): Geotope in Schwaben. – 160 S.; Augsburg (Bayer. L. f. Umwelt).
Lempe, B. & Scholz, H. (im Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8027 Memmingen. – ca. 80 S., 1 geol. Kt., bisher unpubl. interner Bericht für den Geologischen Dienst im LfU, im Rahmen der „Initiative oberflächennaher Geothermie 2008-2011 (LfU 0413)“, in Druckvorbereitung; Hof (LfU).
Lister, A. & Bahn, P. (2009): Mammuts – Riesen der Eiszeit. – 192 S.; Ostfildern (Thorbecke).
Löscher, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen der nördlichen Iller-Lech-Platte. – Heidelberger Geogr. Arb., 45, S. 157 S.; Heidelberg.
Mayr, H. (1979): Gebissmorphologische Untersuchungen an miozänen Gliriden (Mammalia, Rodentia) Süddeutschlands. – Diss. LMU München, 380 S.; München
Müller, M. (2005): Die Verbreitung der Findlinge des Rottachberges durch den würmeiszeitlichen Iller-Vorlandgletscher, mit besonderem Blick auf die Verteilungsmuster im Kempter Wald. – unveröff. Zulassungsarbeit für das Lehramt an Gymnasien, Inst. f. Geographie Univ. Augsburg, 110 S., 1 digital map; Augsburg.
Müller, M. & Scholz, H. (2011): Untersuchungen zur Herkunft und Verteilung der Nagelfluhblöcke im Findling-Streufeld des Kempter Waldes im Allgäu. – Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben 115: 95-127; Augsburg.
Oblinger, H. (1975): Findlingsblöcke am Kemptener Wald. – Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben 79: 29-40; Augsburg.
Penck, A. & Brückner, E. (1909): Die Eiszeiten in den Nördlichen Ostalpen. – In: Die Alpen im Eiszeitalter, Band 1, 393 S.; Leipzig (Tauchnitz-Verl.).
Prieto, J. & Rummel, M. (2009): Evolution of the genus *Collimys* Daxner-Höck, 1972 (Rodentia, Cricetidae) – a key to Middle to Late Miocene biostratigraphy in Central Europe. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 252 (2): 237-247; Stuttgart.
Rögner, K. (1978): Studien zum Glazial und Fluvioglazial im präwürmzeitlichen Lechgletschervorland. – unveröff. Diss. Institut für Geographie Univ. Heidelberg, 141 S.; Heidelberg.
Rögner, K. (1980): Die pleistozänen Schotter und Moränen zwischen Mindel- und Wertachtal. – Eiszeitalter u. Gegenwart 30: 125-144; Hannover.
Roppelt, T. (1988): Die Geologie der Umgebung von Obergünzburg im Allgäu mit sedimentpetrographischen Untersuchungen der glazialen Ablagerungen. – unveröff. Diss. TU München, 109 S., 1 geol. Kt. 1 : 50 000; Garching.
Schaefer, I. (1979): Das Warmisrieder Feld – Ein Beispiel für den Fortschritt der Eiszeitforschung durch Barthel Eberl. – Quartär, 29/30: 15-47; Bonn.
Schaefer, I. (1995): Das Alpenland im Zenit des Eiszeitalters. – 405 + 671 S.; Öhringen (Franz Steiner Verl.).
Schleich, H.-H. (1981): Jungtertiäre Schildkröten Süddeutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Fundstelle Sandelzhausen. – Courier FS 48, 372 S. ; Frankfurt a. M..
Schnieringer, K. (1948): Memminger Heimatbuch. – 159 S.; Memmingen (Schulamt, Selbstverl.).
Scholz, H. (1989): Die Obere Meeresmolasse am Südrand des Molassebeckens im Allgäu. – Geologica Bavarica, 94: 49-84; München
Scholz, H. (2016): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. Alpen und schwäbisches Alpenvorland zwischen Ammer und Bodensee. Eine süddeutsche Erd- und Landschaftsgeschichte. – 3. Aufl., 354 S.; Stuttgart (Schweizerbart-Verl.).
Scholz, H. & Bienerth, R. (1992): Bausteine und Fossilien aus der Oberen Meeresmolasse bei Kempten. – Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben 96 (2): 2-12; Augsburg.
Scholz, H. & Peter, I. (1995): Sedimente und Sedimentationsgeschichte des späthochglazialen Kempterer Sees (Würmglazial, Südwestbayern). – Geologica Bavarica 99: 187-222; München.

Scholz, H. & Frieling, D. (im Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8227 Kempten (Allgäu). – ca. 175 S., 1 geol. Kt. 1 : 25 000, bisher unpubl. interner Bericht für den Geologischen Dienst im LfU, im Rahmen der „Initiative oberflächennaher Geothermie 2008-2011 (LfU 0413)“, in Druckvorbereitung; Hof (LfU).

Schumertl, U. (im Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8329 Nesselwang-Ost. – ca. 130 S., 1 geol. Kt. 1 : 25 000, bisher unpubl. interner Bericht für den Geologischen Dienst im LfU, im Rahmen der „Initiative oberflächennaher Geothermie 2008-2011 (LfU 0413)“, in Druckvorbereitung; Hof (LfU).

Sinn, P. (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletscher-Vorland.–Heidelberger Geogr. Arb., 37, 153 S.; Heidelberg.

Strohmenger, M. (im Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8326 Isny-Süd. – ca. 130 S., 1 geol. Kt. 1 : 25 000, bisher unpubl. interner Bericht für den Geologischen Dienst im LfU, im Rahmen der „Initiative oberflächennaher Geothermie 2008-2011 (LfU 0413)“, in Druckvorbereitung; Hof (LfU).

Stepp, R. (1981): Das Böhener Feld. Ein Beitrag zum Altquartär im Südwesten der Iller-Lech-Platte. – Mitt. Geograph. Ges. München 66: 43-68; München.

Weinhardt, R. (1973): Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpennordseite zur Zeit des Würmmaximums mit einer Berechnung der Flächen und Volumina. – Heidelberger Geogr. Arb. 38: 156-176; Heidelberg.

Wiedenmann, L. (1991): Der Braunkohlebergbau bei Irsee. – Jber. Marien-Gymnasium Kaufbeuren/Allgäu 1990: 70-81; Kaufbeuren

Wiedenmann, L. (2011): Historischer Kohlenbergbau und Bergbauversuche auf Kohlen im Allgäu. Irsee. Eine Archiv-Dokumentation eines (fast) vergessenen Erwerbszweigs. – 373 S.; Irsee (Bauer-Verl. Thalhofen).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte des naturwiss. Vereins für Schwaben, Augsburg

Jahr/Year: 2020

Band/Volume: 124

Autor(en)/Author(s): Scholz Herbert, Lempe Bernhard, Frieling Dorothea, Havlik Philipe

Artikel/Article: Geologische Exkursion nach Kaufbeuren, Memmingen und Wildpoldsried bei Kempten: Quartär, Molasse und angewandte Geologie im südwestbayerischen Alpenvorland 101-122