

Bayerisches Landesamt für
Umwelt



Geotope in Schwaben

Geotope in Schwaben

von

Ulrich Lagally, Stefan Glaser, Elisabeth Jobe, Georg Loth, Andreas Murr,
Hubert Schmid, Wolfgang Schmid, Klaus Schwerd, Stephan Sieblitz und Ulrich Teipel

Herausgeber und Verlag:
Bayerisches Landesamt für Umwelt,
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160, D-86179 Augsburg

ISBN 978-3-936385-34-2

Impressum

Geotope in Schwaben
ISBN 978-3-936385-34-2

Herausgeber: Bayerisches Landesamt für Umwelt
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160
86179 Augsburg
Tel: 0821 / 9071-0
Fax: 0821 / 9071-55 56
E-mail: poststelle@lfu.bayern.de
Internet: www.lfu.bayern.de

Anschriften der Verfasser: Dr. Ulrich Lagally, Dr. Stefan Glaser, Georg Loth,
Dr. Klaus Schwerd, Stephan Sieblitz und Dr. Ulrich Teipel:
Bayerisches Landesamt für Umwelt
Elisabeth Jobe, Preysingstraße 69, 81667 München
Prof. Dr. Hubert Schmid, Buchenweg 7, 82294 Oberschweinbach
Dr. Andreas Murr und Dr. Wolfgang Schmid
ENSA W. Schroll & Partner GmbH, Freischützstraße 92, 81677 München

Bildbearbeitung: Latygrabire, Berlin; Antje Böhmer, Bayerisches Landesamt für Umwelt
Grafik, Layout, Satz: Anna Feldtkeller, Bayerisches Landesamt für Umwelt
Druck: Pauli Offsetdruck e. K., Am Saaleschlößchen 6, 95145 Oberkotzau
Auflage: 3500, November 2009

Vordere Umschlagseite: Breitachklamm (Oberallgäu)
Hintere Umschlagseite: Suevit über Bunter Brekzie im Steinbruch Aumühle (Donau-Ries)

Ausschnitte der Topographischen Karte 1:50.000: Geobasisdaten © Bayerische Vermessungsverwaltung

Bezugshinweis: Die Broschüre wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt.
Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht
übernommen werden.
© Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg, November 2009
Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck und Wiedergabe – auch auszugs-
weise – nur mit Genehmigung des Herausgebers.

Wollen Sie mehr über die Arbeit der Bayerischen Staatsregierung wissen?



BAYERN | DIREKT ist Ihr direkter Draht zur Bayerischen Staatsregierung.
Unter Telefon 0180 1201010 (3,9 ct/min aus dem deutschen Festnetz; ab-
weichende Preise aus Mobilfunknetzen; ab 1.3.2010 Mobilfunkpreis ma-
ximal 42 ct/min) oder per E-Mail unter direkt@bayern.de erhalten Sie
Informationsmaterial und Broschüren, Auskunft zu aktuellen Themen und
Internetquellen sowie Hinweise zu Behörden, zuständigen Stellen und
Ansprechpartnern bei der Bayerischen Staatsregierung.

Inhalt

Vorwort	4
Einleitung	5
1 Geotope – Lesezeichen der Erdgeschichte	6
2 Naturraum Schwaben	12
2.1 Geographischer Überblick und naturräumliche Gliederung.....	12
2.2 Erdgeschichtliche Entwicklung und geologischer Bau Schwabens.....	18
2.3 Geologische Gliederung und Gesteine.....	26
2.3.1 Schichtstufenland und Nördlinger Ries.....	26
2.3.2 Nördliche Kalkalpen	31
2.3.3 Arosa-Zone	35
2.3.4 Flysch-Zone.....	36
2.3.5 Helvetikum.....	38
2.3.6 Faltenmolasse und Vorlandmolasse	40
2.3.7 Quartär	45
3 Geotope in Schwaben – ein Überblick	48
3.1 Stand der bisherigen Erfassung im GEOTOPKATASTER BAYERN.....	48
3.2 Donau-Ries.....	50
3.3 Neu-Ulm, Günzburg und Dillingen an der Donau	64
3.4 Augsburg und Aichach-Friedberg	76
3.5 Unterallgäu und Memmingen.....	90
3.6 Ostallgäu und Kaufbeuren.....	102
3.7 Lindau (Bodensee)	118
3.8 Oberallgäu und Kempten.....	130
4 Dank	152
5 Literatur	153

Vorwort

Liebe Leserin, lieber Leser,

mit dieser Broschüre wollen wir Ihnen erklären, wie Fossilien und Mineralien entstehen, und Sie damit auch für die steinernen Naturwunder Schwabens begeistern. Manch einer wird sich fragen, warum alte Felswände, dunkle Höhlen oder mächtige Terrassenstufen überhaupt erforscht werden. Dafür gibt es gute Gründe: zum einen das Bedürfnis, unser Wissen über die Entwicklung unserer Erde und ihres Klimas zu vertiefen, zum anderen auch rechtzeitig zu erkennen, wo Steinschlag, Felssturz, Murenabgänge oder Erdfälle drohen!

Man weiß heute, dass hinter diesen aktuellen Ereignissen geologische Ursachen stecken, die Jahrtausende zurückliegen. So türmte beispielsweise der Nordschub der afrikanischen Platte nicht nur die gewaltigen Berge der Alpen auf. Diese Naturkräfte verursachten vor gerade mal 30 Jahren in der Schwäbischen Alb ein schweres Erdbeben. Aus der Untersuchung des Untergrunds und der Lagerung der Gesteine gewinnen Forscher ein detailliertes Bild von vergangenen Zeiten. Und dort, wo dieses Bild besonders scharf gezeichnet ist, in den Geotopen, kann auch der Laie in dieser spannenden Erdgeschichte lesen.

Bayern sah nicht immer so aus, wie wir es heute kennen. Wiederholt wurde es zu Gebirgen aufgefaltet, abgeschliffen, von Meeren überspült, oder – wie uns das heutige Nördlinger Ries zeigt – von Meteoriten getroffen und auf diese Weise völlig neu gestaltet. Pflanzen und

Tiere mussten dem Wandel trotzen, manche Arten überlebten, andere starben aus. Einige von ihnen haben als Fossilien die Zeiten überdauert. Wir sehen es als unsere Verpflichtung, dieses erdgeschichtliche Naturerbe auch für nachfolgende Generationen zu erhalten.

Geotope, diese Lesezeichen der Erdgeschichte, genießen in Bayern mittlerweile große Aufmerksamkeit in der Bevölkerung. Kommunen, Grundeigentümer und lokale Vereine sind stolz auf die geologischen Besonderheiten ihrer Heimat. Durch sie werden auch Besucher angelockt und so der sanfte Geotourismus gefördert – ohne teure Investitionen und landschaftszerstörende Baumaßnahmen.

In der vorliegenden Broschüre erfährt der Leser, welche Bedeutung jedes der schwäbischen Geotope besitzt und wo er in seiner Heimat diese Lesezeichen selbst studieren kann. Auch in diesem siebten Band der Schriftenreihe »Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz« werden die unterschiedlichen Naturräume und ihre Jahrtausende dauernde Entwicklung detailliert beschrieben und anhand wichtiger Geotope beispielhaft erläutert.

Wir wünschen Ihnen, liebe Leserin und lieber Leser, eine informative Lektüre und freuen uns, wenn sie dazu beiträgt, Ihr Interesse und Ihre Verantwortung für die Erhaltung unseres Naturerbes zu vertiefen.



Dr. Markus Söder, MdL
Bayerischer Staatsminister für
Umwelt und Gesundheit



Melanie Huml, MdL
Staatssekretärin im Bayerischen Staatsministerium für
Umwelt und Gesundheit



Einleitung

Geologie ist spannend! Seit Jahren zeigen gut besuchte Mineralienbörsen, dass Gesteine, Minerale und Fossilien eine ganz besondere Faszination ausüben. Gerade vor dem Hintergrund des aktuellen Klimawandels interessieren sich viele Menschen nicht nur für die Fundstücke, sondern auch für die Erde und ihre Geschichte. Und diese lässt sich besonders gut erschließen an Geotopen, also an Orten, die Einblick in Bauart und Entstehungsgeschichte unseres Planeten gewähren.

Geotope sind Einträge im Geschichtsbuch des Planeten Erde!

Auf den ersten Blick nehmen wir oft nur eigenartige Gesteine oder seltsame Felsformen wahr. So findet man beispielsweise in den Kalksteinen der Schwäbischen Alb häufig pfeilspitzenähnliche Versteinerungen, die der Volksmund „Donnerkeile“ nannte. Sie galten schon seit langer Zeit als Heilmittel gegen Hexenschuss und wurden als Amulett am Körper getragen. Heute weiß man, dass es sich um versteinerte Tintenfische, so genannte Kalmare, handelt, die im warmen Jurameer vor 150 Millionen Jahren eine beliebte Beute für Haie und Meeresreptilien waren. Manche überlebten, andere starben aus – und einige von ihnen sind in den Gesteinsschichten als Fossilien erhalten geblieben. Es besteht kein Zweifel: Geotope können „Geschichte“ erzählen!

Es ist unsere Aufgabe, Interesse und Verantwortungsbewusstsein für die steinernen Naturschätze und damit für die unwiederbringlichen Informationen, die in ihnen enthalten sind, zu wecken. Mit dem GEOTOPKATASTER BAYERN, den wir seit 1985 aufbauen und der heute über 3100 Einzelobjekte aus ganz Bayern enthält, unterstützen wir einerseits die Tätigkeit der Naturschutz- und der Planungs- und Genehmigungsbehörden. Andererseits vermitteln wir die gewonnenen Erkenntnisse auf unterschiedliche Weise der Allgemeinheit. So bedienen wir beispielsweise die Öffentlichkeit, indem wir unter www.geotope.bayern.de alle wesentlichen Informationen im Internet verfügbar machen.

Leicht zugänglich und für viele auf gewohnte Weise kann man sich mit der bewährten Reihe „Erdgeschichtliche Beiträge zum Naturschutz“ informieren: mittlerweile sind die Bände Ober- und Mittelfranken, Niederbayern, Oberpfalz und eine Neuauflage über Oberbayern erschienen. Mit dem neuen Heft „Geotope in Schwaben“ liegt nun eine zusammenfassende Darstellung der erdgeschichtlichen Entwicklung auch dieses Regierungsbezirkes vor. Anhand wichtiger und vor allem anschaulicher Beispiele werden die wesentlichen geologischen Vorgänge und typischen landschaftlichen Erscheinungsformen erläutert.

Ich wünsche Ihnen viel Freude beim Lesen und empfehle Ihnen, das gewonnene Wissen bei einem Besuch von Geotopen selbst umzusetzen und so ein wenig in die erdgeschichtliche Vergangenheit einzutauchen.



A handwritten signature in black ink, which appears to read 'Albert Göttle'.

Prof. Dr.-Ing. Albert Göttle
Präsident des
Bayerischen Landesamtes für Umwelt

1 Geotope – Lesezeichen der Erdgeschichte

„Das Ries ist ein Vulkan!“, „Nein, eiszeitliche Gletscher formten das Ries!“, „Völlig falsch, es entstand durch tektonische Vorgänge!“, so tobte der Expertenstreit bis in die 1960er Jahre. Dann aber fanden amerikanische Forscher mit neuen Methoden spezielle Hochdruckminerale, wie sie nur durch Meteoriteneinschläge entstehen. Weitere Untersuchungen folgten und so weiß man heute: Das Ries ist ein Meteoritenkrater. Und was für einer! Mit über 20 km Durchmesser ist er der besterhaltene der großen Meteoritenkrater auf der Erde. Fachwissenschaftler und interessierte Laien aus allen Teilen der Welt besuchen immer wieder diese einmalige Landschaftsform. Sie suchen die Orte auf, an denen man jenen kurzen Augenblick der Erdgeschichte nachvollziehen kann, der vor 14,8 Millionen Jahren Süddeutschland schlagartig veränderte. Die Erkenntnisse über die einstigen Vorgänge kann man nur hier, an den charakteristischen Gesteinen und Landschaftsformen, gewinnen, nachvollziehen und vermitteln.

Anfang des 19. Jahrhunderts hatten Forscher begonnen, durch eine eingehende und unvoreingenommene Betrachtung der Natur deren Gesetze zu ergründen. Es wurden physikalische, chemische und biologische Vorgänge untersucht und waren fortan berechenbar. So mehrte sich auch das Wissen über den Aufbau der Erde und die Entstehung der Gesteine. Schließlich entstand aus einer Unzahl von Einzelbeobachtungen an Gesteinsfundstellen und Landschaftsformen ein zunehmend komplexes Gesamtbild der Erde. Nun verstand man lange zurückliegende Ereignisse und großräumige Zusammenhänge und konnte sich so mit der Zeit eine Vorstellung machen über den Bau, die Entwicklung und das Alter des Planeten Erde.

Forscher hatten zum Teil sehr konträre Vorstellungen entwickelt, um all die unterschiedlichen Phänomene zu einem System zu vereinen. Erst seit den 1960er Jahren setzte sich die Theorie der Plattentektonik, welche die Entstehung von Einzelercheinungen wie Erdbeben und



Wallartige Jungmoränen der Würmeiszeit und langgestreckte Höhenrücken aus Molassegesteinen prägen weite Teile des Allgäuer Alpenvorlandes.

Vulkane, aber auch von ganzen Gebirgen und Kontinenten erklärt, allgemein durch. Dadurch erst wurden der „Bauplan“ der Alpen und die Entwicklung ihres Vorlandes verständlich.

Die Erkenntnisse über die Entstehung und Entwicklung der Erde und ihrer Eigenschaften besitzen in Form einer Wissensvermehrung der Menschheit aber nicht nur rein kulturellen Wert. Oft kommt ihnen auch eine ganz konkrete, praktische Bedeutung zu: beispielsweise wenn es darum geht, die genauen Eigenschaften eines Baugrundes zu kennen oder zu wissen, wo mit welchen Naturgefahren zu rechnen ist. An welchen Stellen gibt es Grundwasser in ausreichender Menge und Qualität, um es als Trinkwasser nutzen zu können? Wo lohnt es sich, nach mineralischen Bodenschätzen zu suchen? Nach Kohle oder Erdöl wie in den vergangenen Jahrhunderten oder aber wie heute nach Sand, Kies und Thermalwasser? Liefert uns das Archiv der Erdgeschichte genug Informationen über die Auswirkungen der großen Klimaänderungen der Vergangenheit auf die Erdoberfläche und können wir daraus Prognosen für künftige Ereignisse entwickeln?

Es stellen sich immer neue geowissenschaftliche Fragen, die man mit bekannten, aber auch mit neu entwickelten Methoden zu beantworten versucht. Die Grundvoraussetzung für seriöse Analysen ist aber, dass das Untersuchungsobjekt noch in seiner ursprünglichen Form vorhanden ist. Und nicht an jedem beliebigen Ort lassen sich Antworten auf bestimmte geowissenschaftliche Fragestellungen gewinnen, denn die in Frage kommenden erdgeschichtlichen Bildungen sind selten, manche in ihrer Art sogar einmalig. Diese Orte, die Geotope, sind natürliche Archive der Erdgeschichte und es ist die Hauptaufgabe des Geotopschutzes, diese Archive für künftige Generationen und ihre neuen Fragestellungen zu bewahren!

Immer wieder beklagten Geowissenschaftler den zunehmenden Verlust wichtiger Dokumente der Erdgeschichte. Allerdings war bis vor wenigen Jahrzehnten nicht klar, um welche Objekte es dabei in erster Linie ging. Daher wurden im Jahr 1996 von einer Arbeitsgruppe

des Bund/Länder-Ausschusses „Bodenforschung“ eine Arbeitsanleitung für den Geotopschutz in Deutschland geschaffen und die Definitionen für Geotope (AD-HOC-AG GEOTOP-SCHUTZ 1996) festgelegt:

Geotope sind erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde und des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien sowie einzelne Naturschöpfungen und natürliche Landschaftsteile.

Genau genommen müsste man nach dieser sehr weit gefassten Definition die gesamte Erdoberfläche als ein Mosaik von Geotopen betrachten. Ziel eines sinnvollen Geotopschutzes kann jedoch nicht sein, alle Geotope, d. h. die gesamte Erdoberfläche oder auch nur bestimmte Geotoptypen pauschal zu schützen. Die Aufgabe besteht vielmehr darin, im Wesentlichen diejenigen Geotope zu erhalten, die man als schutzwürdig einstuft. Diese wurden wie folgt definiert:

Schutzwürdige Geotope zeichnen sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit aus. Für Wissenschaft, Forschung und Lehre sowie für Natur- und Heimatkunde sind sie Dokumente von besonderem Wert. Sie können insbesondere dann, wenn sie gefährdet sind und vergleichbare Geotope zum Ausgleich nicht zur Verfügung stehen, eines rechtlichen Schutzes bedürfen.

Geotope besitzen also nicht von sich aus einen besonderen Wert. Sie erhalten ihn vielmehr dadurch, dass der Mensch sie als etwas Besonderes wahrnimmt und für wichtig erachtet, insofern sind diese Definitionen anthropozentrisch angelegt.

Der Wert von Geotopen muss nicht unbedingt in einer wissenschaftlichen Bedeutung liegen. Auch Schönheit, Eigenart oder Seltenheit können sie zu etwas Besonderem machen – oder anders ausgedrückt: Menschen erfreuen sich an diesen Objekten, sie bedeuten ihnen etwas.

Und durch einen dauerhaften Schutz möchten sie dieses gemeinsame Naturerbe für zukünftige Generationen erhalten.

Neben fachlichen Begründungen enthalten die deutschen Naturschutzgesetze auch weiche Begriffe wie „Schönheit“, „Eigenart“ oder „Seltenheit“. Nicht selten treffen sie auch auf Geotope zu. Daraus einen generellen Schutz wie für einige Biotoptypen abzuleiten, ist nicht sinnvoll und deshalb nicht zu rechtfertigen. Denn selbst wenn Geotope demselben Typ angehören, sind sie niemals identisch, wie dies bei Tier- und Pflanzenarten der Fall ist. Daher wird ein rechtlicher Schutz, sofern der entsprechende Geotop überhaupt die erforderliche Bedeutung besitzt, immer erst nach Prüfung des Einzelfalls in Frage kommen.

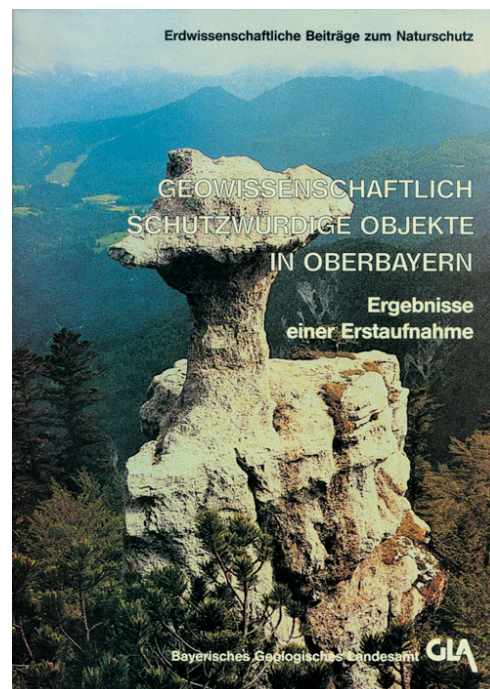
Aus der Erkenntnis, dass man nur das schätzen und damit schützen kann, was man auch kennt, wurde 1985 im damaligen Geologischen Landesamt begonnen, die wichtigen Geotope Bayerns zu erfassen, im digitalen GEOTOPKATASTER BAYERN zu registrieren und ihre Bedeutung zu ermitteln. Heute wird diese Inventarliste, in der bereits über 3100 Geotope katalogisiert und bewertet sind, vom Bayerischen Landesamt für Umwelt weitergeführt und gepflegt. Zusätzlich stehen Informationen von ca. 3700 Höhlen zur Verfügung, die dem Geologischen Landesamt von privaten bayerischen Höhlenvereinen für Zwecke des Geotopschutzes zur Verfügung gestellt wurden.

Mittlerweile weist die Datenbank für den Regierungsbezirk Schwaben 295 erfasste Geotope sowie etwa 80 Höhlen auf. Doch trotz der großen Zahl bekannter Geotope kann der GEOTOPKATASTER BAYERN noch keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben. Denn zum einen liegen noch zahlreiche Vorschläge zur Bearbeitung vor, zum anderen steht eine flächendeckende Geotopkartierung, bei der alle in Frage kommenden Objekte erfasst werden, noch aus.

Bei der aus einer zu betreuenden Landesfläche von über 70 000 Quadratkilometern resultierenden großen Zahl von Objekten können die nötigen Schutz- und Pflegemaßnahmen nicht zentral vom Landesamt für Umwelt veranlasst

oder gar durchgeführt werden. Das staatliche Engagement zur Unterschutzstellung, Erhaltung und Pflege wichtiger Geotope muss sich daher zwangsläufig auf eine Auswahl beschränken. Eine flächendeckende Betreuung ist somit eine regionale oder lokale Aufgabe. Dies setzt jedoch voraus, dass nicht nur in der zuständigen Verwaltung, sondern auch in der Öffentlichkeit das nötige Wissen und Bewusstsein vorhanden sind. Die Vermittlung der geowissenschaftlichen Grundlagen und Besonderheiten der bayerischen Regionen ist deshalb eine wichtige Teilaufgabe des Geotopschutzes.

Bereits im Jahr 1993 wurde zu diesem Zweck die Publikationsreihe „Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz“ ins Leben gerufen. Sie richtet sich vor allem an Interessierte, die sich mit dem erdgeschichtlichen Naturerbe Bayerns befassen. Inzwischen haben die Schriften in der Öffentlichkeit breite Akzeptanz gefunden. Der erste Band „Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern – Ergebnisse einer Erstaufnahme“ (LAGALLY et al. 1993) erschien in zwei Auflagen, die längst vergriffen sind.



Eine erste Auswertung des oberbayerischen Geotop-Datenbestandes wurde 1993 in der Reihe „Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz“ veröffentlicht.

Es folgten „Geotope in Oberfranken“ (EICHORN et al. 1999), „Geotope in Mittelfranken“ (GLASER et al. 2001), „Geotope in Niederbayern“ (KEIM et al. 2004), „Geotope in der Oberpfalz“ (GLASER et al. 2007) und schließlich im Jahr 2008 mit „Geotope in Oberbayern“ (GLASER et al. 2008) eine völlig neugestaltete und aktualisierte Beschreibung des Regierungsbezirkes.

Seit dem Jahr 2000 stehen detaillierte Informationen über einen Großteil der erfassten Geotope Bayerns der Öffentlichkeit auch unter www.geotope.bayern.de im Internet zur Verfügung. Nach einem Klick auf eine Übersichtskarte von Bayern oder über eine Stichwortsuche erhält der Benutzer Auskunft über die Geotope eines von ihm ausgewählten Gebietes. Zu jedem angezeigten Objekt kann ein „Steckbrief“ mit kurzer Beschreibung, Foto und Kartenausschnitt abgerufen werden.

Unter dem Motto „Geologie erleben!“ zeichnet das Bayerische Staatsministerium für Umwelt und Gesundheit im Rahmen des Programms „Bayerns schönste Geotope“ die 100 wichtigsten Geotope Bayerns aus und versieht sie vor Ort mit Erläuterungstafeln (LOTH et al. 2007). Bis Oktober 2009 erhielten über ganz Bayern verteilt bereits 83 Geotope das begehrte Prädikat. In Schwaben sind dies beispielsweise der Dengelstein im Kempter Wald, die Teufelsküche bei Obergünzburg, die Scheidegger Wasserfälle, die Breitachklamm bei Oberstdorf und die Konglomerate der Allgäuer Nagelfluh-



Diese Wegweiser führen zu „Bayerns schönsten Geotopen“



Gütesiegel „Bayerns schönste Geotope“

kette oder als Zeugen des Asteroideneinschlages in Nordschwaben vor knapp 15 Millionen Jahren die Steinbrüche Aumühle, am Sportplatz Hainsfarth und bei Wengenhausen sowie die Ofnethöhlen in der Umrandung des Nördlinger Rieses. Informationen über die prämierten Geotope gibt es direkt an den Objekten, aber auch auf Faltblättern bei den Tourismuseinrichtungen und im Internet.

Im Rahmen von Prämierungsveranstaltungen erhalten die ausgewählten Geotope das Gütesiegel „Bayerns schönste Geotope“ durch bekannte Persönlichkeiten aus Politik oder Verwaltung verliehen. Diese Aktionen finden in der Presse und vor allem bei der örtlichen Bevölkerung immer besondere Aufmerksamkeit. Damit wird nicht nur das Bewusstsein für den Geotopschutz in die Öffentlichkeit getragen, sondern gleichzeitig auch Werbung für einen sanften Geotourismus gemacht. Denn gerade Einheimische wissen zu schätzen, welche erdgeschichtlichen Besonderheiten sie vor ihrer Haustüre besitzen und geben dieses Wissen auch mit Stolz an Besucher weiter. Neben der



Festakt zur Enthüllung der Informationstafel am Büschelberg in Hainsfarth



Astronauten verschiedener Apollo-Mondmissionen bereiteten sich Anfang der 1970er Jahre im Ries auf die gezielte Entnahme von Gesteinsproben auf dem Mond vor (Foto: Rieskratermuseum Nördlingen).

wissenschaftlichen Bedeutung sind diese Geotope für sie vor allem ein besonderes Stück ihrer unverwechselbaren Heimat, das es weltweit kein zweites Mal gibt. Wer den einzigartigen, beim Einschlag des Ries-Meteoriten entstandenen Schwabenstein dort, wo er entstanden ist, in die Hand nehmen will, der muss schon ins Nördlinger Ries fahren – so wie es beispielsweise Astronauten der Apollo-Missionen zur Vorbereitung der Landung auf dem Mond taten.

Das seit einigen Jahren gestiegene Interesse der Öffentlichkeit an Geotopen resultierte inzwischen in einer erfreulichen Anzahl von lokalen Initiativen zu ihrer Erhaltung und Pflege. In allen Teilen Bayerns haben Gemeinden oder Vereine die Patenschaft für Geotope übernommen und kümmern sich nun laufend um ihre „Patenkinder“. Zunehmend dienen diese Naturbildungen auch als Grundlage für geotouristische Aktivitäten. Durch ihre Bedeutung als Alleinstellungskriterium für den Tourismus kommt ihnen gleichsam auch ein finanzieller Wert zu, was wiederum einen zusätzlichen Anreiz zu ihrem Schutz und für geeignete Pflegemaßnahmen bietet.

Ein sich der Erde nähernder Asteroid ist beispielsweise nicht nur das Symbol für das seit 2007 als Nationaler Geopark ausgezeichnete

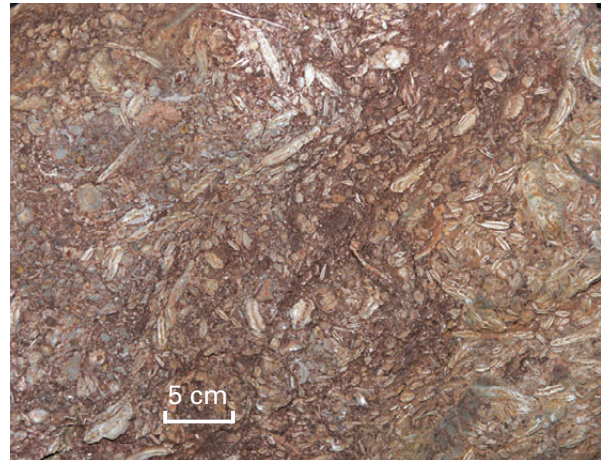
Nördlinger Ries. Unter dieser Marke werden den Gästen im Ries und in den angrenzenden Gebieten auch zahlreiche Möglichkeiten für eigene Geo-Aktivitäten angeboten, sei es im Museum in Nördlingen, sei es entlang von Themenwegen oder in zahlreichen spektakulären Gesteinsaufschlüssen.

Viele weitere Lehrpfade und Museen in Schwaben bieten die Möglichkeit, sich nicht nur über



Als Touristenmagnet und geologisches Untersuchungsobjekt gleichermaßen geschätzt – die Breitachklamm bei Oberstdorf im Allgäu

geologische Besonderheiten wie Gesteine, Mineralien und Fossilien, sondern auch über die Gewinnung und Verarbeitung von mineralischen Rohstoffen zu informieren. Die Themen reichen von technischen Denkmälern der jüngsten Vergangenheit wie der Hammerschmiede Naichen bis weit zurück in die Lebens- und Arbeitsbedingungen im 14. Jahrhundert, die im 2006 eröffneten Erlebnisbergwerk am Grünten dargestellt sind. Zweifellos zu den am meisten besuchten Geotopen Schwabens zählen aber die durch Wanderwege erschlossenen Gipfelgrate der Nagelfluhkette, die Schauhöhlen wie die Sturmannshöhle oder die Schluchten, Wasserfälle und Klammern des Allgäus, in denen man sozusagen am Pulsschlag der Natur ihre schöpferischen und zerstörerischen Kräfte direkt erleben kann.



Eine reiche Fauna von Großforaminiferen der Tertiärzeit wie Assilinen, Nummuliten und Discocyclinen ist charakteristisch für die Eisenerz führenden Kalksteine – zu sehen in der Erzgruben-Erlebniswelt am Grünten.



Im Sommer wie im Winter ist der Hohe Ifen hoch über dem Gottesackerplateau ein beliebtes Ausflugsziel (Foto: S. GARNWEIDNER).

2 Naturraum Schwaben

2.1 Geographischer Überblick und naturräumliche Gliederung

Der Regierungsbezirk Schwaben nimmt den südwestlichen Teil des Freistaates Bayern ein. Im Süden grenzt er an die österreichischen Bundesländer Tirol und Vorarlberg, im Westen an Baden-Württemberg, im Norden an den Regierungsbezirk Mittelfranken und im Osten an den Regierungsbezirk Oberbayern. Als drittgrößter bayerischer Bezirk nimmt er mit 9992 km² etwa 15% der Landesfläche Bayerns ein. Verwaltungsmäßig ist er in die Landkreise Aichach-Friedberg, Augsburg, Dillingen a. d. Donau, Donau-Ries, Günzburg, Lindau (Bodensee), Neu-Ulm, Oberallgäu, Ostallgäu und Unterallgäu sowie die kreisfreien Städte Augsburg, Kaufbeuren, Kempten (Allgäu) und Memmingen gegliedert. Bei einer Bevölkerungsdichte von 177 Einwohnern pro km² lebt in Schwaben mit 1,78 Millionen Einwohnern ein Siebtel der bayerischen Bevölkerung. Weite Bereiche sind durch eine land- und forstwirtschaftliche Landnutzung geprägt, die größeren Siedlungsbereiche befinden sich entlang der Flüsse Iller, Lech und Donau.

Aus landschaftlicher Sicht weist Schwaben, das von den Kalkalpen bis zum mittelfränkischen Keuperland reicht, eine besondere Vielfalt auf. Im Süden befindet sich mit Teilen der Nördlichen Kalkhochalpen und der schwäbisch-oberbayerischen Voralpen ein Hochgebirge; es grenzt an die Lechtaler Alpen in Tirol und den Bregenzer Wald in Vorarlberg. Dort befinden sich auch die höchsten Gipfel Schwabens.

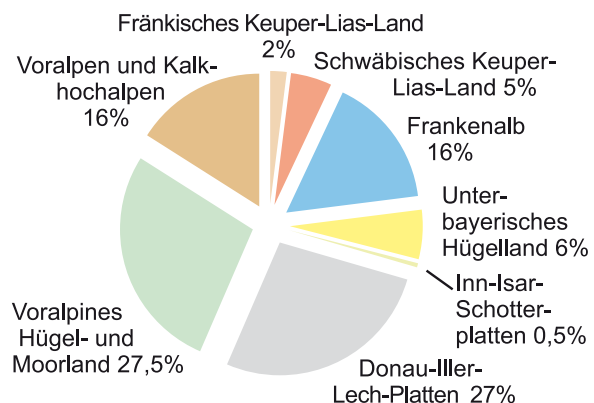
Mit durchschnittlich 1500 bis über 2000 mm Niederschläge pro Jahr weist diese alpine Region die höchste Menge des Regierungsbezirkes auf. Weiter nach Norden nehmen die Niederschläge immer mehr ab: Im Alpenvorland fallen 800 bis 900 mm/Jahr, im Donautal erreichen sie nur noch ca. 600 bis 700 mm/Jahr.

Das Gebiet der nach Norden abfließenden Gewässer wird von der durch das westliche Allgäu verlaufenden Europäischen Hauptwasserscheide geteilt: die westlich davon gelegenen Flüsse wie Obere und Untere Argen fließen über den Bodensee zum Rhein und damit zur

Nordsee, östlich davon gelegene wie Iller, Wertach und Lech sind über das Flusssystem der Donau zum Schwarzen Meer gerichtet.

Westlich der Iller liegen vor den Hochalpen die über 1000 m erreichenden Höhenzüge der Faltenmolasse und die Waldgebiete der Adelegg. Das nördliche Vorland der Alpen ist geprägt von Hügelländern von 500 bis 800 m Höhe, die von den Gletschern des Quartärs geformt wurden. Sie gehen über in nach Norden gerichtete Flusstäler, die von ausgeprägten Schotterterrassen, welche die Schmelzwässer der eiszeitlichen Gletscher hinterlassen haben, begleitet werden. Nur in Hochgebieten zwischen den Tälern südlich der Donau treten oft die älteren Sedimentserien der Oberen Süßwassermolasse zutage und bilden dort die so genannte Riedellandschaft. Die Ebene entlang der Donau erreicht nur noch Höhen von circa 470 m in Neu-Ulm bis knapp 390 m bei Pöttmes, dem tiefsten Punkt des Bezirks.

Nördlich der Donau steigt das Gebiet des Regierungsbezirkes Schwaben zur Schwäbischen und Fränkischen Alb mit Höhenlagen bis 620 m an. Dieses Hochgebiet wird bei Harburg vom tief eingeschnittenen Tal der Wörnitz durchbrochen. Hier, an der Nahtstelle von Schwäbischer und Fränkischer Alb hinterließ der Einschlag eines Großmeteoriten mit dem Nördlinger Ries einen fast kreisrunden Kessel von über 20 km Durchmesser. Das Krater-



Verteilung der Geotope aus dem GEOTOPKATASTER BAYERN auf die Naturräume Schwabens

Voralpen und Kalkhochalpen

- 010 Hinterer Bregenzer Wald
- 011 Allgäuer Hochalpen
- 012 Oberstdorfer Becken
- 020 Vorderer Bregenzer Wald
- 021 Vilser Gebirge
- 022 Ammergebirge

Voralpines Hügel- und Moorland

- 031 Bodenseebecken
- 033 Westallgäuer Hügelland
- 034 Adelegg
- 035 Iller-Vorberge
- 036 Lech-Vorberge

Donau-Iller-Lech-Platten

- 041 Riß-Aitrach-Platten
- 044 Unteres Illertal
- 045 Donaunied
- 046 Iller-Lech-Schotterplatten
- 047 Lech-Wertach-Ebenen
- 048 Aindlinger Terrassentreppe

Inn-Isar-Schotterplatten

- 050 Fürstenfeldbrucker Hügelland

Unterbayerisches Hügelland

- 062 Donau-Isar-Hügelland
- 063 Donaumoos

Fränkische und Schwäbische Alb

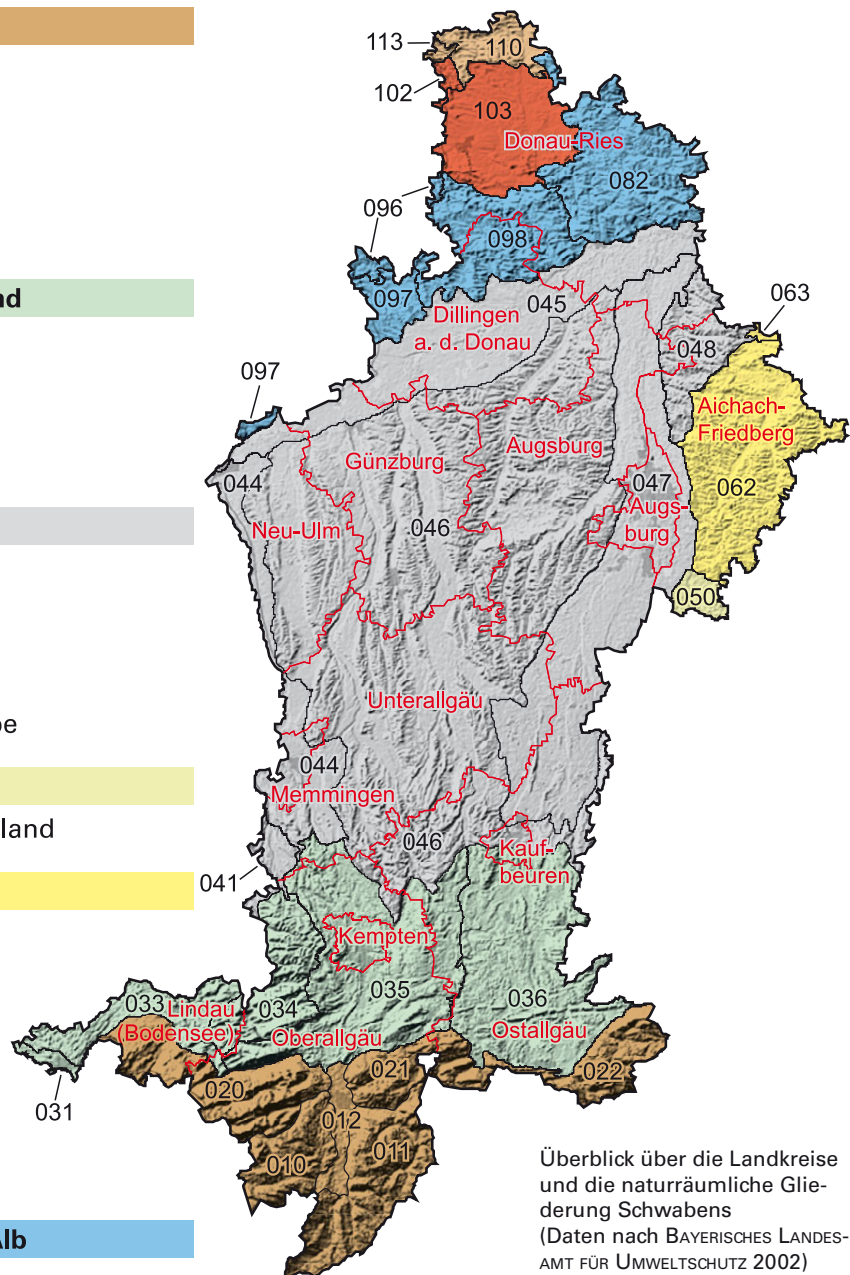
- 082 Südliche Frankenalb
- 096 Albuch und Härtsfeld
- 097 Lonetal-Flächenalb (Niedere Alb)
- 098 Riesalb

Schwäbisches Keuper-Lias-Land

- 102 Vorland der Östlichen Schwabenalb
- 103 Ries

Fränkisches Keuper-Lias-Land

- 110 Vorland der Südlichen Frankenalb
- 113 Mittelfränkisches Becken



becken liegt heute etwa 430 m hoch und weist mit ca. 600 mm/Jahr erheblich weniger Niederschläge als seine umgebenden Höhen mit durchschnittlich 700 mm/Jahr auf.

Naturräume und ihre Landschaften spiegeln den geologischen Aufbau eines Gebietes wider, denn gerade besonders typische Eigenschaften oder seltene morphologische Bildungen haben ihre Ursache im geologischen Aufbau des Untergrundes. Daher können aus der im Folgenden vorgestellten naturräumlichen

Geotope in Schwaben

Gliederung nach MEYNEN & SCHMIDTHÜSEN (1953–1959) bereits Hinweise auf die erdgeschichtlichen Verhältnisse Schwabens gewonnen werden; sie dient damit auch als ein wichtiges Hilfsmittel der Naturschutzarbeit generell und des Geotopschutzes im Besonderen.

Die landschaftliche Vielfalt Schwabens hat ihre Ursache in nicht weniger als zehn verschiedenen naturräumlichen Haupteinheiten, an denen der Bezirk Anteil hat. Die südlichsten Teile gehören zu den **Nördlichen Kalkhochalpen** und den **Schwäbisch-Oberbayerischen Voralpen**. Als Teil des alpidischen Falten- und Deckengebirges unterlag dieses Gebiet in der jüngeren Erdgeschichte großen tektonischen Bewegungen wie Überschiebungen und Hebungen und wird von unterschiedlichsten Gesteinen von verschiedenartigster Herkunft und Alter aufgebaut. Seine höchsten Gipfel liegen in den steil aufragenden Kalksteinmassiven der Allgäuer Hochalpen (011) mit der Hochfrottspitze (2649 m) und der Mädelegabel (2645 m) östlich des Oberstdorfer Beckens. Daneben sind Biberkopf (2599 m), Hochvogel (2592 m), Daumen (2280 m), Höfats (2257 m) und Nebelhorn (2225 m) bekannte Gipfel des zentralen Hauptkammes der Allgäuer Alpen. Ausläufer des Hinteren Bregenzer Waldes (010) ziehen von Vorarlberg noch bis zur Iller. Ihre größte Höhe erreichen sie in Schwaben mit 2229 m



Bizarre Berggipfel, ausgedehnte Schuttreißen und steile Grasflanken prägen die Kalkhochalpen des Allgäuer Hauptkammes im Oberallgäu.



Sanfte, überwiegend bewaldete Vorberge bilden den Übergang von den Kalkhochalpen ins Vorland. In diesem Bereich liegen die meisten größeren Seen Schwabens.

am Hohen Ifen, jedoch liegen hier die meisten Gipfel zwischen 1600 und 1800 m.

Zu den Schwäbisch-Oberbayerischen Voralpen zählen Teile des Vorderen Bregenzer Waldes (020) westlich der Iller und das Vilser Gebirge (021) im östlichen Allgäu. Die Gegend zwischen Bodensee und Immenstadt ist geprägt von der markanten Nagelfluhkette, die aus dem Bregenzer Wald über Hochgrat (1834 m), Rindalphorn (1821 m) und Stuiben (1749 m) bis zum Mittagberg (1451 m) bei Immenstadt verläuft. Im Norden markiert der steile Abfall der Molasseberge zur Konstanzer Ach und dem Großen Alpsee die Grenze. Östlich der

Iller erstreckt sich das Vilser Gebirge als langer, schmaler Streifen entlang der Landesgrenze bis zu den Ammergauer Alpen. An seinem Westende überragt der markante „Wächter des Allgäus“, der Grünten (1738 m), das Oberstdorfer Becken; weiter nach Osten liegen der Sorgschrofen (1635 m) bei Jungholz, Breitenberg (1821 m) und Aggenstein (1987 m) bei Pfronten und schließlich die westlichen Ausläufer der Ammer-

gauer Alpen bei Füssen mit dem Säuling (2047 m) und der Hochplatte (2082 m) als herausragenden Gipfeln.

Nördlich an diesen Bereich schließt das **Voralpine Hügel- und Moorland** an. Gesteine der Molasse bestimmen westlich der Iller das Landschaftsbild, östlich davon sind diese meist vom Gesteinsmaterial der letzten Eiszeit, des Würmglazials, über-

deckt. Ganz im Westen, im Nahbereich von Lindau, hat Schwaben noch Anteil am Bodenseebecken (031). Östlich daran schließt sich das Westallgäuer Hügelland (033) mit dem Hauptort Lindenberg (Allgäu) an; es reicht nach Osten fast bis nach Oberstaufen und entwässert über die Argen nach Westen zum Bodensee.

Breiten Raum entlang der Landesgrenze zu Baden-Württemberg und Kempten nimmt der Naturraum Adelegg (034) ein. Dessen Südteil zusammen mit dem Hauchenberg (1243 m) gehört noch zur Faltenmolasse, während der Nordteil mit der höchsten Erhebung an der Großen Schwedenschanze westlich von Kempten (1126 m) bereits zur ungefalteten Vorlandmolasse zählt.

Als breiter Streifen beiderseits der Iller erstrecken sich die Iller-Vorberge (035) von Oberstaufen und Immenstadt nach Norden bis Bad Grönenbach, nach Osten bis zur Wertach bei Nesselwang und in die Gegend von Görisried und Unterthingau. Während die



Langgestreckte, stromlinienförmige Drumlins wie östlich von Kempten sind typische Bildungen des Grundmoränenbereiches der ehemaligen Vorlandgletscher.

westlichen Bereiche noch vorwiegend von den steil aufragenden Ausläufern der Adelegg und der Salmaser Höhe (1254 m) nördlich von Thal Kirchdorf geprägt sind, überwiegt im östlichen Teil mit Jungmoränen und Schotterfeldern der Formenschatz des Würmglazials. Das Gebiet entwässert über die Iller und Wertach nach Norden zur Donau hin. Während es sich bei Alpsee, Niedersonthofener See, Weißensee und Bannwaldsee um natürliche Bildungen handelt, entstanden Rottach-, Grünten- und Forggensee als Hochwasserrückhaltebecken erst in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts.



Bis weit ins Vorland der Moränenablagerungen schütteten eiszeitliche Schmelzwasserflüsse mächtige Schotterkörper. Sie wurden später von Flüssen zerschnitten und prägen heute die charakteristische mittelschwäbische Landschaft wie im Mindeltal bei Kirchheim in Schwaben.



Auf den ältesten bekannten Schottern des Quartärs östlich des Lechs wurde die St. Georgs-Kirche in Hohenried errichtet.

Ähnlichen Charakter wie der Ostteil der Iller-Vorberge weisen auch die östlich daran anschließenden Lechvorberge (036) auf. In Schwaben umfassen sie das Gebiet westlich des Lechtals zwischen dem Alpenrand bei Nesselwang, Füssen und Buching im Süden und Marktoberdorf und Kaufbeuren im Norden.

Fast der gesamte Mittelteil Schwabens gehört zum Naturraum **Donau-Iller-Lech-Platten**. Er reicht von den Jungmoränen im Süden bis über die Donau hinaus zu den Jurahöhen der Schwäbischen und Fränkischen Alb im Norden. Seine Westgrenze bildet die Iller, im Osten endet er am Lechtal und nordöstlich von Augsburg am Ostrand der Aindlinger Terrassentreppe. Die Donau-Iller-Lech-Platten umfassen neben Schotterterrassen und -ebenen auch Moränenablagerungen älterer Eiszeiten.

Mit einem kleinen Randbereich hat Schwaben westlich der Iller bei Legau noch Anteil an den Schotterflächen der Riß-Aitrach-Platten (041), an die sich das Untere Illertal (044) von Bad Grönenbach bis Neu-Ulm anschließt. Beiderseits der Donau zwischen Neu-Ulm und Donauwörth nimmt das Donauried (045) große Gebiete ein und bildet im Donautal eine weite, aus jungen Schottern aufgebaute Ebene. Im Norden reicht es bis zum Anstieg der Schwäbischen Alb, im Süden an das aus Molassegesteinen und älteren Glazialablagerungen aufgebaute Hügelland Mittelschwabens.

Der Naturraum der Iller-Lech-Schotterplatten (046) umfasst den größten Teil Mittelschwabens zwischen Memmingen, Neu-Ulm, Mertingen und Kaufbeuren. Dort liegen auf einem Sockel aus Gesteinen der Tertiärzeit Moränen und vor allem Schotter aus allen im Alpenvorland bekannten Eiszeiten. Nördlich und westlich von Augsburg konnten Gesteine aus den ältesten Vereisungs-

phasen nachgewiesen werden. Charakteristisch für das Gebiet sind weite Täler, die durch Höhenzüge aus älteren Gesteinen voneinander getrennt sind, die so genannte Riedellandschaft.

Den Bereich zwischen Mindel, Wertach und Donau nimmt der Naturpark Augsburg-Westliche Wälder ein. Dieses Gebiet gliedert sich in die Zusam- und Staudenplatte sowie das Staufenberggebiet. Flachwellige Hochflächen („Platten“) und langgestreckte Höhenrücken („Riedel“) aus Schottern der ältesten Eiszeiten sind durch die Flüsse Zusam und Schmutter getrennt. Junge Flussschotter füllen die flachen, teilweise asymmetrischen Täler, die häufig Vermoorungen aufweisen.

Langgestreckte Schotterflächen der Lech-Wertach-Ebene (047) begleiten die Flussläufe von Wertach und Lech, an deren Zusammenfluss die Bezirkshauptstadt Augsburg liegt. Diese Ablagerungen zeugen von den gewaltigen Schmelzwasserströmen am Ende der letzten Eiszeit und ihrer Schotterfracht, die sie ins Alpenvorland brachten. Mit der Aindlinger Terrassentreppe (048), einem Gebiet mit Schotterlagen fast aller älteren Glaziale auf einem Sockel aus Tertiärsedimenten zwischen Mühlhausen bei Augsburg, Rain und Neuburg a. d. Donau, weist Schwaben eine weitere geologische Besonderheit auf, die für die Eiszeitforschung von großer Bedeutung ist.

Östlich und südlich schließt an dieses Gebiet das Donau-Isar-Hügelland (062) an, der westlichste Bereich des **Unterbayerischen Hügellandes**. Es ist weitgehend geprägt von tertiärzeitlichen Sedimenten des Molassebeckens, weshalb es auch „Tertiärhügelland“ genannt wird. In Schwaben nimmt es nur einen kleinen Bereich östlich des Lechs zwischen Pöttmes, Schiltberg und Mering ein.



Karge, mit Trockenrasen und Wacholderbüschen bewachsene Kalksteinfelsen säumen das in Juragesteine eingeschnittene Würnitztal.

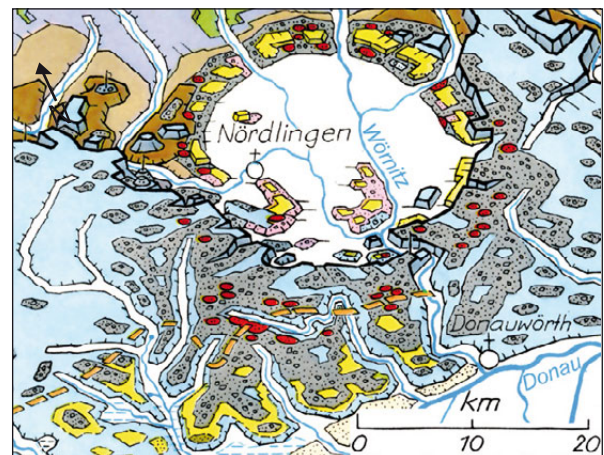
Südlich von Mering hat Schwaben entlang der Paar schließlich noch Anteil an einem kleinen Ausläufer des Fürstenfeldbrucker Hügellandes (050). Er ist Teil der **Isar-Inn-Schotterplatten**, die in Oberbayern zwischen den Jungmoränenbereichen und dem Tertiärhügelland weit verbreitet sind. Das Gebiet ist überwiegend von Moränen älterer Einzeiten geprägt.

Im Norden Schwabens begrenzen die Höhen der **Schwäbischen** und der **Fränkischen Alb** den Naturraum der Donau-Ille-Lech-Platten. Zwischen Neu-Ulm und Wittislingen liegen stellenweise Ausläufer der Lonetal-Flächenalb (097), weiter im Osten erstrecken sich noch kleine Teile der Naturräume Albuch und Härtsfeld (096) nach Schwaben. In diesen Gebieten überwiegen ebenso wie in der östlich anschließenden Riesalb (098) sowie den westlichsten Teilen der Südlichen Frankenalb (082) zwischen Donauwörth, Wemding und Monheim Kalkgesteine des Oberen Jura. Die Hochflächen rund um das Nördlinger Ries sind meist mit Auswurfmassen aus dem Meteoritenkrater überdeckt.

Eine Bildung von besonderer Bedeutung ist schließlich das Ries (103). Es nimmt den südlichsten Teil des Schwäbischen Keuper-Lias-Landes ein und zeigt sich dort, wo Schwäbische und Fränkische Alb aneinandergrenzen, als nahezu kreisrunder Kessel. Der Einschlags-

krater eines Asteroiden hat einen Durchmesser von fast 25 km.

An seiner nördlichsten Stelle hat der Regierungsbezirk Schwaben schließlich noch in geringem Maße Anteil am Fränkischen Keuper-Lias-Land. Zum Vorland der Südlichen Frankenalb (110) gehört der Bereich zwischen dem nördlichen Riesrand, Wassertrüdingen und der Landesgrenze. Er zeigt das typische Landschaftsbild des nördlichen Randes der Frankenalb.



Weite Bereiche der Alboberfläche (blau), deren Basis Keuper- (lila), Lias- (hellbraun) und Doggersedimente (mittelbraun) bilden, überdecken Bunte Trümmersmassen (grau) sowie vereinzelt Suevit (rot). Molasseschichten (gelb) findet man noch knapp nördlich der Donau, Riesseekalke (gelb) im Rieskrater (nach WAGNER 1963).

2.2 Erdgeschichtliche Entwicklung und geologischer Bau Schwabens

Zwei Großereignisse in der jüngeren Erdgeschichte sind prägend für den geologischen Bau des Regierungsbezirkes Schwaben: Die Kollision der von Süden heranrückenden Adriatisch-Afrikanischen mit der Europäischen Kontinentalplatte, die seit dem Alttertiär andauert, und der Einschlag eines Großmeteoriten im nördlichen Randbereich während des Jungtertiärs.

Obwohl das eigentliche Alpengebirge nur den Süden Schwabens einnimmt, bestimmten die Vorgänge im Zusammenhang mit der Entstehung dieses Gebirges den geologischen Bau des Bezirkes ganz wesentlich. Gesteinseinheiten, die früher weit voneinander entfernt und zu verschiedenen Zeiten entstanden waren, wurden bei der alpidischen Gebirgsbildung in Form von Decken übereinander gestapelt und zu einem Hochgebirge angehoben.

Zur Zeit des frühen Erdmittelalters, als sich das Germanische Becken von Nordwesten her bis nach Schwaben auszubreiten begann, hatte sich weit südöstlich davon ein Ozeanbecken, der „Hallstatt-Meliata-Ozean“, gebildet. Auf dem Schelf, der diesen Ozean an seinem Nordwestrand säumte, entstanden in der Zeit von der Trias bis zum Oberen Jura die meisten Gesteine, die man nun in den Nördlichen Kalkalpen findet. Sie bilden die ehemals südlichste und heute zuoberst liegende tektonische Baueinheit.

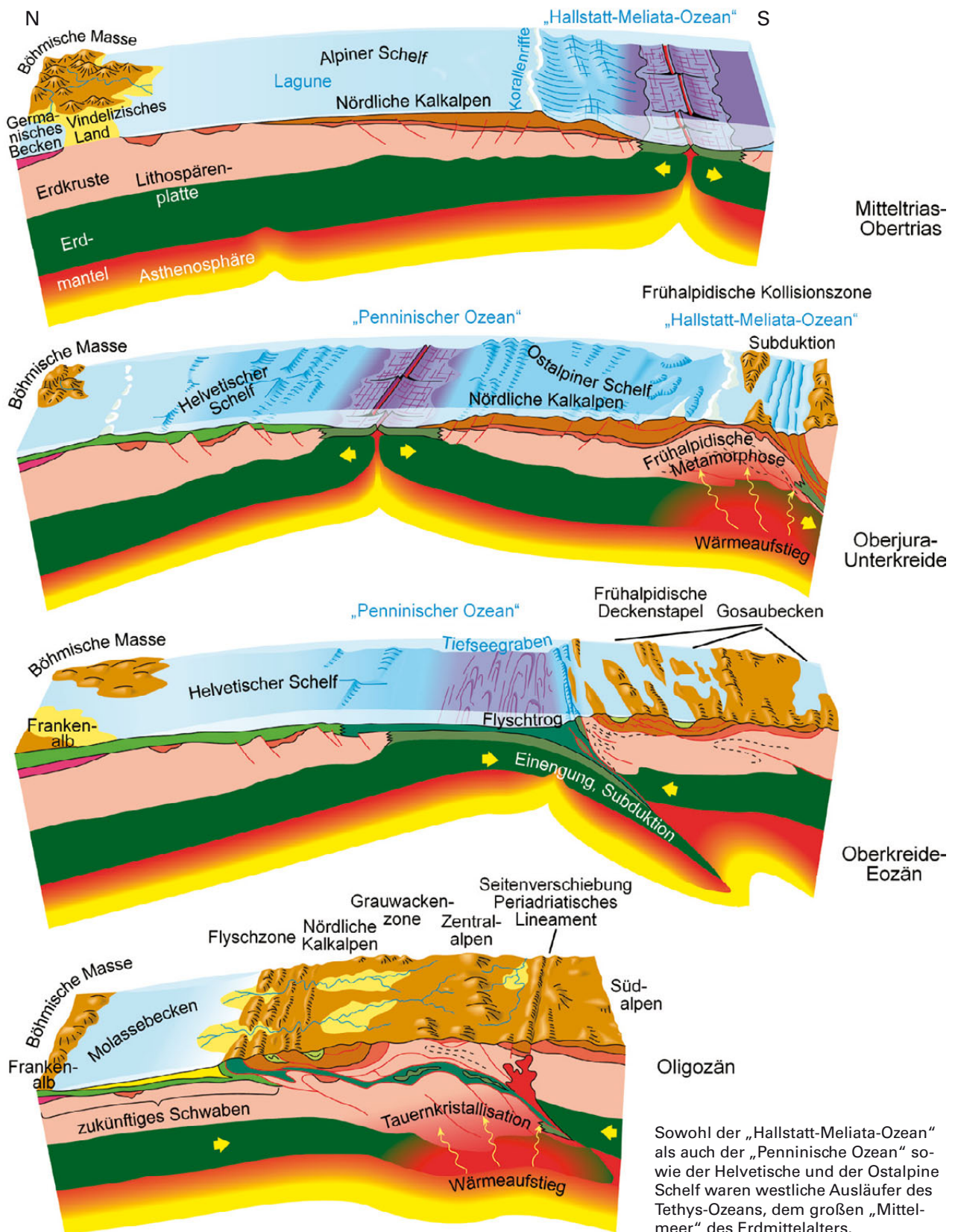
Zu Beginn der Triaszeit, als noch Festlandsbedingungen herrschten, kamen Sandsteine zur Ablagerung. Danach bildeten sich – mit einer kurzen Unterbrechung in der beginnenden Obertrias – nahezu während der gesamten Trias in einem langsam absinkenden, warmen Flachmeer die Kalk- und Dolomitgesteine der Nördlichen Kalkalpen. In dieser Zeit hielt die Sedimentationsrate immer in etwa mit einer fortwährenden Absenkung des Meeresbeckens Schritt. Dies ist der Grund dafür, dass ein bis mehrere tausend Meter mächtiger Stapel aus teils in Riff- und Lagunenbereichen, teils in den angrenzenden Becken abgelagerten Karbonatgesteinen entstehen konnte.

Zu Beginn der Jurazeit beendeten tektonische Prozesse diese über lange Zeit andauernde ruhige Sedimentation im Raum der späteren Nördlichen Kalkalpen. Der Schelf zerbrach, es entstanden zwischen Schwellenbereichen einzelne rasch absinkende, tiefere Meeresbecken. Auf den Schwellen entstanden oft nur geringmächtige Kalksteine, während sich zeitgleich in den Becken mächtige, mergelreiche Serien absetzten. Weiter nördlich, im Bereich der heutigen Schwäbischen und Fränkischen Alb, bildeten sich im Jura mächtige Abfolgen von Kalk-, Mergel- und Dolomitgesteinen.

Etwa zur gleichen Zeit, als sich gegen Ende des Juras der „Hallstatt-Meliata-Ozean“ zu schließen begann, bildete sich nördlich des Gebietes, in dem die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen abgelagert wurden, ein neues Ozeanbecken, der so genannte „Penninische Ozean“. In seine Tiefseebereiche wurden während der Kreide immer wieder große Sedimentmassen, vor allem in Form von Trübeströmen, transportiert. Mit hoher Geschwindigkeit verlagerten diese feines Material aus seichteren Bereichen auf den Ozeanboden. Aus dem Material entstanden die typischen, rhythmisch geschichteten Sedimente des Rhenodanubischen Flysches, der nördlich vor den Kalkalpen liegt. Im Schelfmeersaum des Europäischen Kontinents, der weiter nördlich an den penninischen Ozean anschloss, lagerten sich gleichzeitig die Sedimente des so genannten Helvetikums ab. Dabei handelt es sich um kalkig-mergelige, teils auch sandige Sedimentgesteine, die bis in das Alttertiär reichen.

Durch die Öffnung des Penninischen Ozeans befand sich der Sedimentationsraum der Gesteine der Nördlichen Kalkalpen nunmehr am Nordrand der Adriatischen Platte, die vermutlich noch mit der Afrikanischen Kontinentalplatte zusammenhing. Zunehmend gröber werdende Sedimente in den Nördlichen Kalkalpen Schwabens weisen ab der jüngeren Unterkreide bis in die ältere Oberkreidezeit auf nun intensive tektonische Bewegungen hin. Es entwickelten sich zu jener Zeit die wesentlichen tektonischen Strukturen der Nördlichen Kalkalpen. Die Gesteine wurden gefaltet, ver-

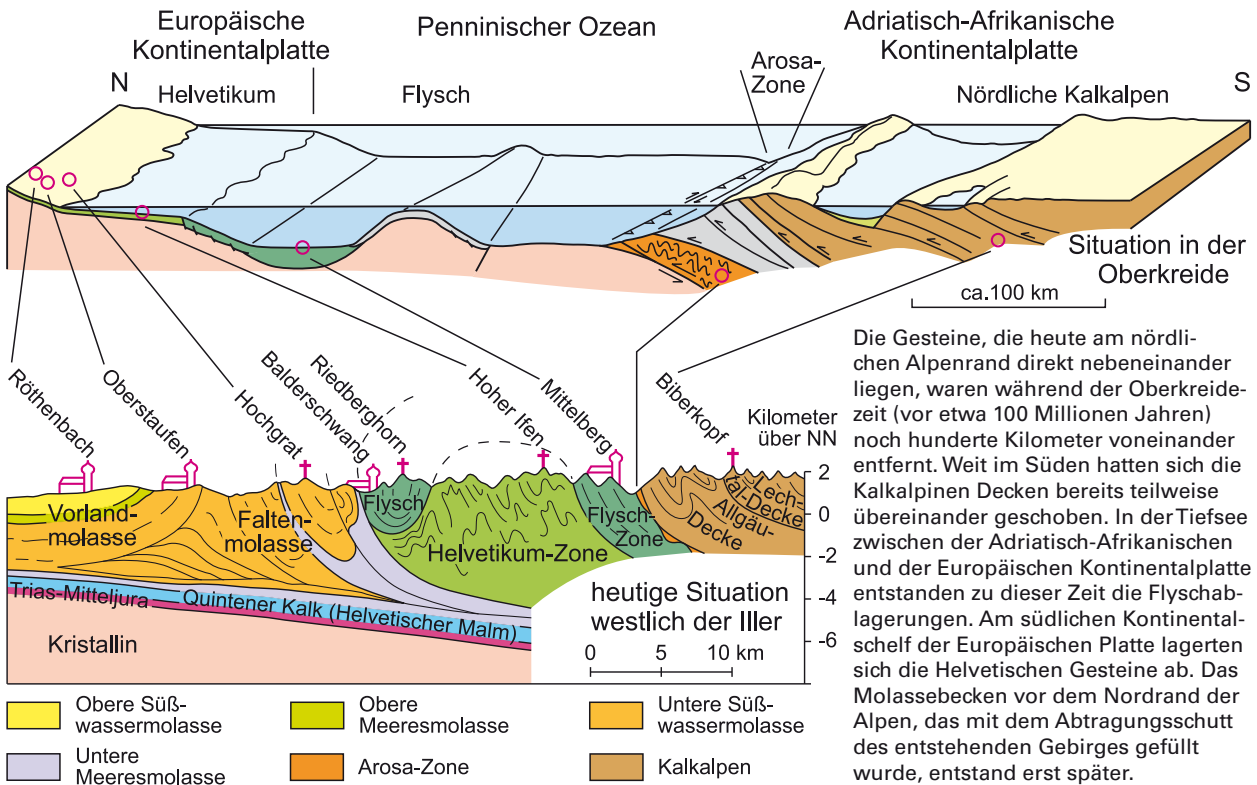
Erdgeschichtliche Entwicklung



Sowohl der „Hallstatt-Meliata-Ozean“ als auch der „Penninische Ozean“ sowie der Helvetische und der Ostalpine Schelf waren westliche Ausläufer des Tethys-Ozeans, dem großen „Mittelmeer“ des Erdmittellalters.

Blockbildserie zur Entstehung der Nordalpen (verändert nach Hofmann et al. 2002).

Geotope in Schwaben

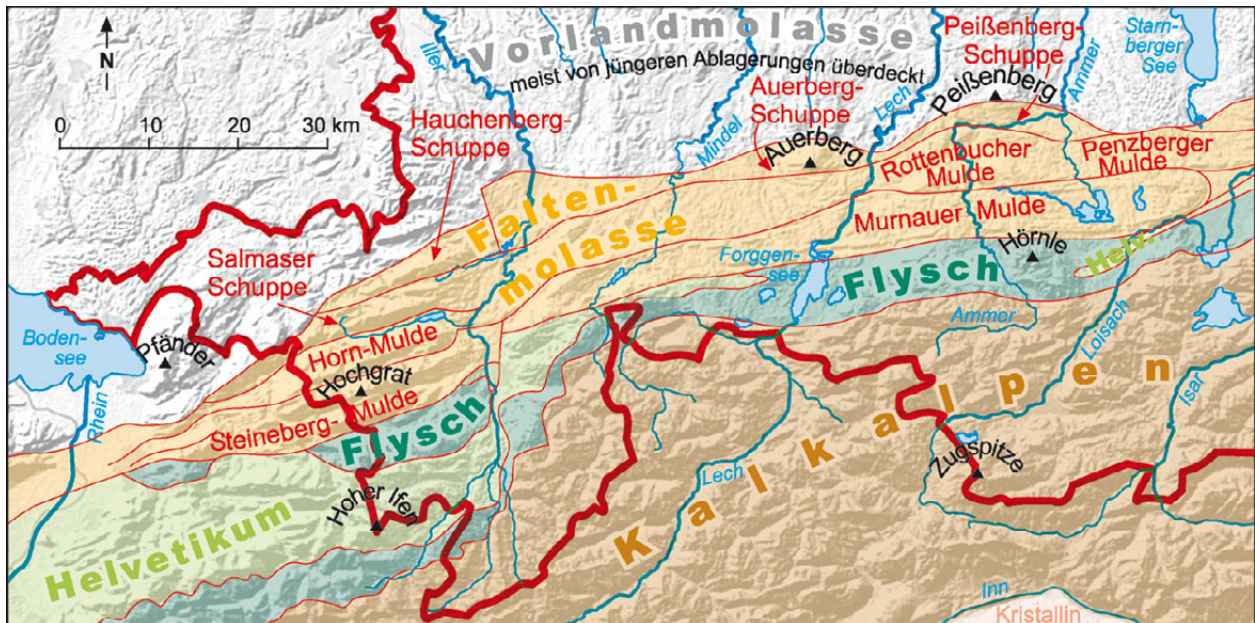


schuppt und in Form mächtiger Pakete, so genannter tektonischer Decken, übereinander geschoben. Bedingt durch Dehnungstektonik sanken in der folgenden jüngeren Oberkreidezeit erneut Becken ein.

Zu Beginn der Tertiärzeit kollidierte schließlich die Adriatische mit der Europäischen Kontinentalplatte und schob sich ein Stück weit über diese nach Norden. Dabei verschwand das Ozeanbecken, das sie bisher getrennt hatte. Durch die Überschiebung der Platten wurden nun auch die auf dem Südrand der Europäischen Platte abgelagerten Gesteinsserien abgeschert, verfault, verschuppt und in Form von mächtigen Gesteinsdecken übereinander gestapelt. Sie bilden die tektonische Einheit des Helvetikums, dessen vielfältige Gesteinsserien heute in den Schwäbischen Alpen vor und unter dem Deckenstapel aus Rhenodanubischem Flysch und Nördlichen Kalkalpen liegen. Weite Teile des bisherigen Ablagerungsraums hoben sich in Folge der Überschiebung über den Meeresspiegel und sind damit bereits seit dem jüngeren Alttertiär intensiver Erosion ausgesetzt. Gleichzeitig wurden innerhalb der Nordalpen und damit

auch in den Schwäbischen Alpen an steil stehenden Bruchflächen große Gebirgsblöcke seitlich gegeneinander verschoben.

Die Überschiebung der Adriatischen über den Südrand der Europäischen Platte bewirkte aber nicht nur die Abscherung von Gesteinsdecken des Helvetikums. Durch die Auflast begann zugleich die Europäische Platte abzusinken, wodurch vor der Nordfront des werdenden Alpengebirges ein Randtrogl, das Molassebecken, entstand. Es nahm erhebliche Teile des Abtragungsschutt des sich hebenden Gebirges auf. In seinem südlichen Teil, dort, wo sich das Becken am stärksten absenkte, wurde eine mehrere Tausend Meter mächtige Sedimentabfolge abgesetzt. Das Zusammenwirken zwischen Hebungsrate des Gebirges, davon abhängenden Mengen von Erosionsschutt und der Absenkungsgeschwindigkeit des Molassebeckens führte dazu, dass sich hier mehrfach Meer und flaches Festland mit Flüssen und Seen abwechselten. Nach Norden hin nimmt die Mächtigkeit der Molasseschichten ständig ab, und nördlich der Donau laufen sie schließlich auf dem Hochgebiet der Schwäbischen und Fränkischen Alb flach aus.



Der tektonische Bau des Alpen Nordrandes spiegelt einen komplexen Decken-, Mulden- und Schuppenbau wider.

Da sich die Deckenbewegungen am Nordrand der Alpen während des Tertiärs fortsetzten und sogar bis heute anhalten, wurden auch die älteren, im Süden liegenden Gesteine des Molassebeckens noch in die Alpenfaltung mit einbezogen. Auf diese Weise entstanden die Überschiebungs- und Muldenstrukturen der „Faltenmolasse“, welche – im Gegensatz zur ungefalteten „Vorlandmolasse“ – aus tektonischer Sicht schon zu den Alpen gerechnet wird. Die Nagelfluhkette westlich von Sonthofen zählt man morphologisch bereits zum Gebirge; sie erreicht mit dem Hochgrat von über 1800 m sogar die Hochgebirgsregion.

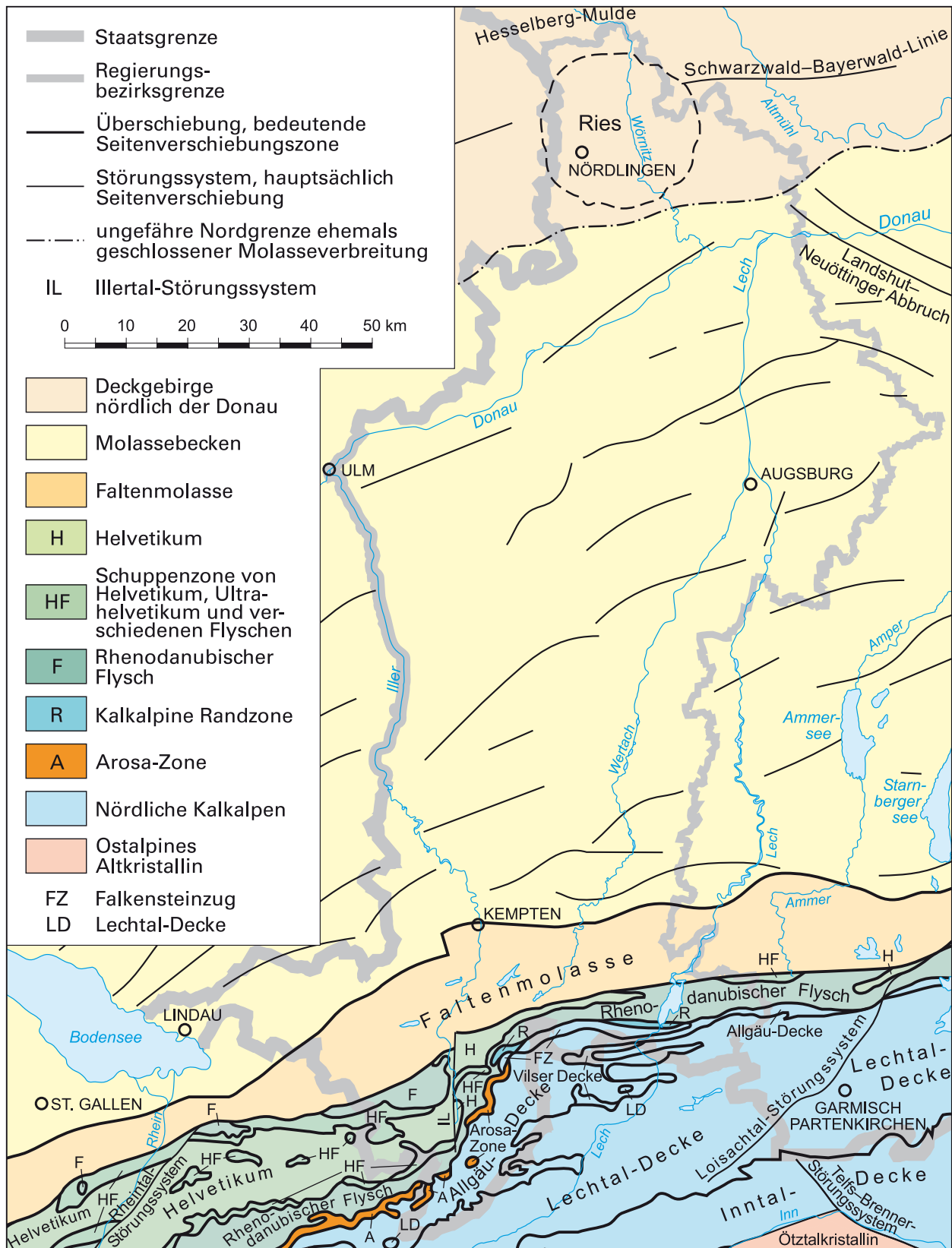
Während im Süden bereits zu Beginn des Erdmittelalters in verschiedenen Ablagerungsräumen die Gesteine der späteren Kalkalpen entstanden, war das im Norden liegende, zur Europäischen Platte gehörende „Vindelizische Land“ und damit auch Südbayern ein Festland. Bereits im Laufe der Trias wurde es von Nordwesten her nahezu komplett überflutet. Mit der Ablagerung von mächtigen Kalk- und Dolomitsteinen im flachen Meerwasser bildete sich dort die Karbonatplattform der Schwäbischen und Fränkischen Alb, die noch bis in den obersten Jura Bestand hatte.

In diesem Zeitabschnitt hatte das Meer eine direkte Verbindung zum Helvetikum-Meer am

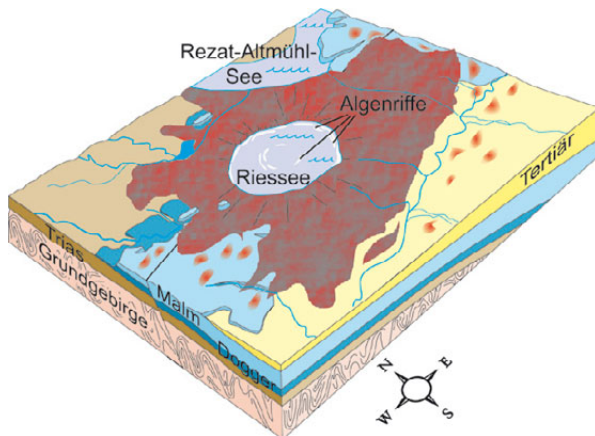
Südrand der Europäischen Platte. Abgesehen von einigen jüngeren Spaltenfüllungen endete im bayerischen Anteil der Schwäbischen und Fränkischen Alb die Ablagerung von Gesteinen im obersten Jura. Aus der Zeit von der Kreide bis in das Jungtertiär sind fast keine Schichten erhalten. Damals war die Alb als Hochgebiet vielfach intensiver Verkarstung und Abtragung ausgesetzt. Nur im südlichsten Teil der Alb findet man bereichsweise noch Sedimente der nördlichen Ausläufer des Molassebeckens.

Im Jungtertiär, vor etwa 14,8 Millionen Jahren, ereignete sich am Übergang der Schwäbischen zur Fränkischen Alb eine gewaltige Katastrophe. Dort schlug ein Großmeteorit von etwa 1 km Durchmesser auf der Erdoberfläche ein, wodurch ein primärer Krater von ungefähr 4 km Tiefe und 12 km Durchmesser entstand. In einer ungeheuren Explosion wurden ungefähr 150 km³ Gestein ausgeworfen. Sie lagerten sich innerhalb nur weniger Minuten bis zu einer Entfernung von 50 km als chaotisch durchgemengt, so genannte Bunte Trümmernmassen ab, in einem noch größeren Umkreis wohl bis 200 km als so genannter Brockhorizont. Die durch die Explosion ausgelöste Druck- und Hitzewelle löschte im Umkreis von 100 km alles Leben aus. Aufgeschmolzene Gesteinspartikel regneten vor allem auf den Einschlagsbereich ab und bildeten ein neues Gestein, den Suevit.

Geotope in Schwaben



Tektonische Übersichtskarte Schwabens (verändert nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996)



Bunte Trümmermassen bedeckten weite Teile der Alb. Sie stauten die nach Süden gerichteten Flüsse und schufen den so genannten Rezat-Altalmühl-See mit einer dem heutigen Bodensee vergleichbaren Fläche.

Die Auswurfprodukte füllten alte Täler auf, stauten Flüsse auf und schufen eine gänzlich neue Landschaft. Im Einschlagskrater selbst, der sich durch Nachrutschen der Randbereiche auf circa 25 km Durchmesser erweiterte, bildete sich ein See. Dieser wurde im Lauf der Zeit völlig mit Sedimentmaterial aufgefüllt. Erst die Abtragung während des Eiszeitalters machte die Kraterstruktur wieder sichtbar.

In den vergangenen etwa acht Millionen Jahren unterlag der gesamte südbayerische Raum einer Hebung und teilweisen Abtragung. Dies ist der Grund dafür, dass aus der Zeit des ausgehenden Tertiärs kaum noch Gesteine erhalten sind. Besonders stark waren die Hebungen im Bereich der alpinen Decken – die Alpen wurden zum Hochgebirge.

Wie bereits früher in der Erdgeschichte, so änderte sich das Klima auch in der jüngsten erdgeschichtlichen Vergangenheit, im Quartär, erneut grundlegend. Im so genannten Eiszeitalter wechselten mehrfach kalte und trockene Klimaphasen, so genannte „Glaziale“, mit wärmeren und feuchteren „Interglazialen“ ab. Forscher erkannten am Ende des 19. Jahrhunderts, dass das Eiszeitalter in mehreren Phasen ablief. Zunächst gingen sie aufgrund von Schotterablagerungen im Alpenvorland von vier Hauptvereisungsperioden aus. In alphabetischer Reihenfolge vom Älteren zum Jüngeren wurden sie nach Flüssen des Alpen-

vorlandes als Günz, Mindel, Riß und Würm bezeichnet (PENCK & BRÜCKNER 1901–1909).

Als man später noch weitere Glazialablagerungen entdeckte, belegte man die älteren Eiszeitengruppen mit den Begriffen Biber und Donau. Aufgrund der Untersuchung von Meeresablagerungen geht man heute von einer wesentlich differenzierteren Gliederung des Eiszeitalters aus. Diese Meeresablagerungen werden über das Verhältnis verschiedener Sauerstoffisotope in Gehäusen von Meerestieren in „Marine Isotopenstadien (MIS)“ gegliedert, die sich jedoch nur schwer mit den festländischen Ablagerungen des Alpenvorlandes korrelieren lassen. Besondere Schwierigkeiten bei der Einstufung bereiten ältere Glaziale und Interglaziale (HABBE 2003).

Chronostratigraphie in 1000 Jahren	Marine Isotopenstadien (MIS)	Gletschervorstöße über den Alpenrand hinaus	Klima / Vergletscherungen
Holozän	1		Nacheiszeit
Jung-Pleistozän	11,5		Letzte Vergletscherung (Würm)
	2		
	25	3	
	115	4-5d	
Mittel-Pleistozän	5e		Warmzeit
	6		Vorletzte Vergletscherung (Riß)
	7?		Vorletzte Warmzeit
Alt-Pleistozän	?		(Mindel)
	?		(Günz)
	?		mehrere Kalt- und Warmzeiten (Donau)
	?		
Ältest-Pleistozän	?		mehrere Kalt- und Warmzeiten (Biber)
	2600		

Eine zeitliche Korrelation der aus „Marinen Isotopenstadien“ bekannten Kaltzeiten mit den festländischen Ablagerungen des Alpenrandes ist bis heute nur teilweise möglich.

Geotope in Schwaben

Zwischen den Eiszeiten, in den Interglazialen, herrschten überwiegend wärmere Klimabedingungen als heute. Unter den damals ausgedehnten Wäldern entstanden tiefgründige Verwitterungsböden, in nassen Bereichen bildeten sich mächtige Torfablagerungen. Dort, wo Holz und Torf später von überlagernden Sedimenten oder Eis gepresst wurden, findet man heute mit der Schieferkohle ein Gestein, das stark verdichtet, im Allgemeinen aber noch nicht zu Kohle umgewandelt ist. Anzeichen für die Klimaverschlechterung am Beginn der Hochphasen der Glaziale sind so genannte Vorstoßschotter, die im Vorfeld der vorrückenden Gletscher abgelagert wurden und oft mächtige Abfolgen unter Moränen bilden.

Während der Glaziale erfüllte die Alpentäler ein Eisstromnetz, das vergleichbar ist mit den heutigen Verhältnissen in Alaska. Große Eismassen strömten durch die Haupttäler nach Norden und bildeten nach Verlassen des Gebirges breite, fächerförmige Vorlandgletscher. Auf ihrem Weg durch das Gebirge schürften sie tiefe Kare und weite U-förmige Täler aus und verbreiterten so die durchflossenen Täler. Sie transportierten große Mengen von Gesteinsschutt mit sich und polierten Festgesteinsoberflächen zu markanten Gletscherschliffen. Im Vorland schufen sie tiefe Becken, in denen sich Seen wie der Bodensee bildeten. Die meisten dieser Seen in Schwaben sind heute allerdings bereits verlandet.

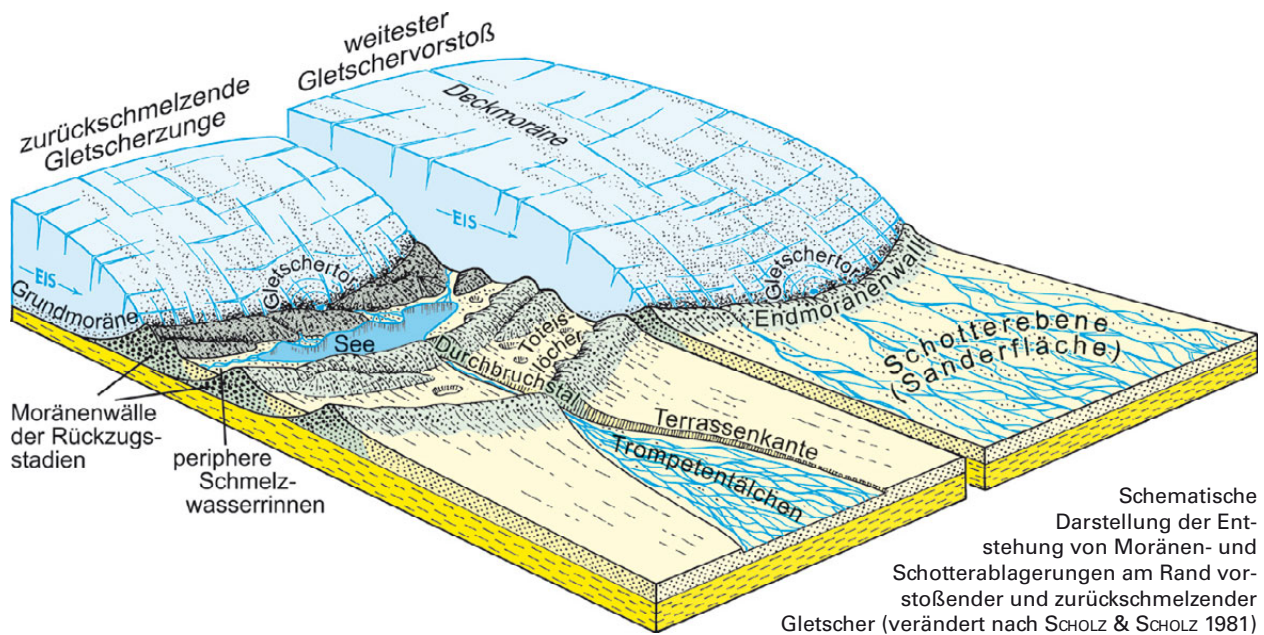
Beiderseits ihres Weges in den Alpentälern und vor allem am Eisrand im Vorland häuften die Gletscher in Art eines Förderbandes den mitgeführten Gesteinsschutt in

Form von Moränenwällen auf. Weitere, unterschiedliche Ablagerungen bildeten sich an der Gletschersohle. Teilweise wurde das Moränenmaterial von den Schmelzwasserströmen weitertransportiert und oft in weitflächigen, ausgedehnten Schotterfeldern wieder abgelagert.

Durch die Hebung des Vorlandes bei fortschreitender Eintiefung der Flüsse während des Eiszeitalters formten sich entlang der Flusstäler Schwabens treppenförmig abgestufte Schotterterrassen unterschiedlicher Kaltzeiten. Die anhaltende Hebung des Gebietes bewirkte, dass sich die älteren Schotterterrassen heute an den Talflanken in höherer Lage befinden, die jüngeren näher an der Talsohle. Zwischen den Endmoränen im Süden und der Donau im Norden bilden die Relikte der früheren Eiszeiten auf ihrem Sockel aus Molassegesteinen ausgeprägte, langgestreckte Rücken, die häufig mit Löß oder Lößlehm bedeckt sind. Dieser Landschaftstyp wird auch als Schwäbische Riedellandschaft bezeichnet.



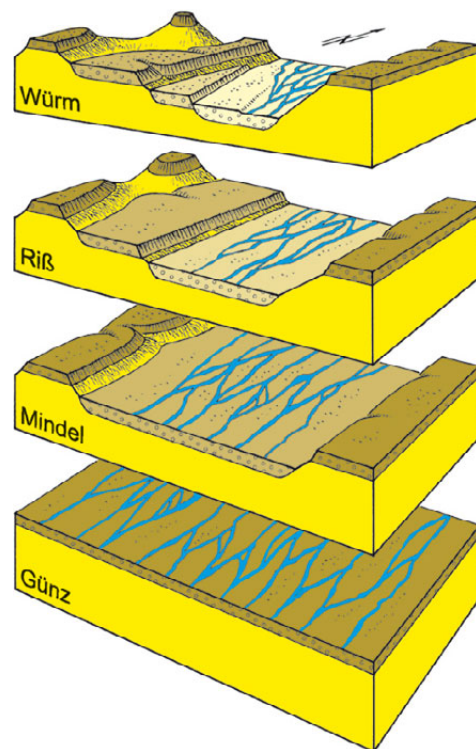
Karte der maximalen Gletscherausbreitung in Schwaben während der Würmeiszeit (nach VAN HUSEN 1987)



Auch außerhalb der vereisten Gebiete, im so genannten Periglazialbereich, in dem Permafrost herrschte, formten charakteristische Vorgänge während der Kaltzeiten die Landschaft: Böden tauten im Sommer nur oberflächlich auf, das Tauwasser konnte im gefrorenen Untergrund nicht versickern und das derart wasserübersättigte Material setzte sich dann schon bei geringen Hangneigungen als Fließerde in Bewegung. Die beständigen Winde von den Gletscherflächen her wehten von vegetationsfreien Flächen feines Material aus und lagerten es als Flugsand oder Löß wieder ab.

Mit einer erneuten Klimaerwärmung am Ende des Würmglazials begann erst vor etwa 11.500 Jahren die jüngste Phase der Erdgeschichte, das Holozän. Die Eintiefung und Terrassenbildung entlang der größeren Flussläufe setzte sich fort. An Wasseraustritten in den Talflanken bildeten sich Sinterkalksteine (Kalktuff), in grundwassernahen oder von hohen Niederschlägen vernässten Geländesenken entstanden Moore und viele der früheren Seen verlandeten nun endgültig. An Steilhängen, besonders natürlich im Alpenraum, wurden große Mengen von aufgelockertem Gesteinsmaterial in Form von Hangschutt und Schwemmfächern umgelagert. Mancherorts ereigneten sich auch verheerende Berg- oder Felsstürze.

Mit der Einführung des Ackerbaus und damit verbundenen Rodungen wurde in verstärktem Maße Bodenmaterial ausgeschwemmt und entlang der Flussläufe als feinkörnige Auenablagerungen wieder abgesetzt.



Entwicklung einer eiszeitlichen Terrassenlandschaft (nach SCHOLZ 1995)

2.3 Geologische Gliederung und Gesteine

2.3.1 Schichtstufenland und Nördlinger Ries

Zur Zeit der „variszischen“ Gebirgsbildung, vor über 300 Millionen Jahren, war das heutige Mitteleuropa Schauplatz umwälzender erdgeschichtlicher Ereignisse. Bei der Kollision von zwei Kontinentalplatten entstand ein vermutlich fast 10.000 m hohes Gebirge, das sich über weite Teile des heutigen Europa erstreckte. Tief im Erdinneren wurden seine Gesteine unter hohen Drücken und Temperaturen umgewandelt, beispielsweise in Gneise. Aufgeschmolzene Gesteine erstarrten schließlich wieder und wurden z. B. zu Graniten. Bis auf einige Reste mit Mittelgebirgscharakter ist das Gebirge längst wieder abgetragen. Doch seine typischen Gesteine findet man auch heute noch. Im Bayerischen Wald und in anderen „Kristallin“-Gebieten Ostbayerns liegen sie an der Landoberfläche, in Schwaben bilden derartige Gesteine als „Grundgebirge“ überall die Basis der jüngeren Gesteinsabfolgen, des „Deckgebirges“. An einzelnen Stellen im Nördlinger Ries findet man solche Kristallingesteine sogar an der Erdoberfläche, weil sie beim Meteoriteneinschlag aus tieferen Teilen der Erdkruste heraus gesprengt wurden.

Aus einigen wenigen Bohrungen und vor allem aus geophysikalischen Untersuchungen ist bekannt, dass dieses Grundgebirge im nördlichen Schwaben, an der Grenze zu Mittelfranken, in einer Tiefe von nur etwa 400 m liegt. Seine Oberfläche taucht nach Süden unter die Molassesedimente und liegt unter den Nördlichen Kalkalpen bereits mehr als 7000 m tief. Dies hat seine Ursache darin, dass die Europäische Kontinentalplatte bei ihrer Kollision mit der Adriatisch-Afrikanischen Platte zur Zeit des Tertiärs in diesem Bereich durch die erhöhte Auflast nach unten gedrückt wurde.

Zu Beginn des Erdmittelalters nahm den Norden Schwabens das „Vindelizische Land“ ein, das als Hochgebiet der Abtragung ausgesetzt war. Ab der Zeit des Keupers weitete sich von Norden her das „Germanische Becken“ allmählich auch auf das nördliche Schwaben aus. In diesem Becken kam es bis zum Ende des Erdmittelalters in unterschiedlichem Maße

zur Bildung von festländischen und marinen Ablagerungen.

Als älteste zutage anstehende Gesteine findet man im nördlichen Schwaben Schichten, die zur Zeit der oberen Trias, im Keuper, entstanden. Die Sand- und Tonsteinlagen des Burgsandsteins sind zwischen der Landesgrenze zu Baden-Württemberg und der Wörnitz aufgeschlossen. Sie werden überlagert vom so genannten Feuerletten – weichen, überwiegend rötlichen Tonsteinen. Noch im jüngsten Keuper und ältesten Lias (Unterer Jura) kam es im Bereich der „Weißenburger Schwelle“ im nördlichen Schwaben aber zu einer erneuten Unterbrechung der Sedimentation.

Anschließend griff von Norden her ein Meer auf das Gebiet über und hinterließ die sandigen Karbonatlagen und dunklen Tonsteine des Lias. Reste davon findet man vereinzelt zwischen Uttenstetten und der Wörnitz. Die Ton- und Sandsteine, die im Mittleren Jura (Dogger) unter fortgesetzter Meeresbedeckung im Germanischen Becken abgelagert wurden, sind in Schwaben an der Erdoberfläche nicht aufgeschlossen. Manchmal findet man sie aber, in erster Linie als den bräunlichen Eisen-sandstein, in den Auswurfmassen des Ries-Meteoritenkraters.

Mit Beginn des Oberen Jura (Malm) kam es zu einer grundlegenden Änderung der Umweltbedingungen: Die letzten Reste des Vindelizischen Landes wurden von dem tropisch-warmen Meer überflutet, das sich nun vom Germanischen Becken im Norden bis zum Tethys-Ozean im Süden erstreckte und günstige Bedingungen für die Entstehung von Kalk-, Mergel- und Dolomitsteinen bot. Heute prägen diese Karbonatgesteine mit einer Gesamtmächtigkeit von 500 bis 600 m weite Bereiche der Schwäbischen und Fränkischen Alb.

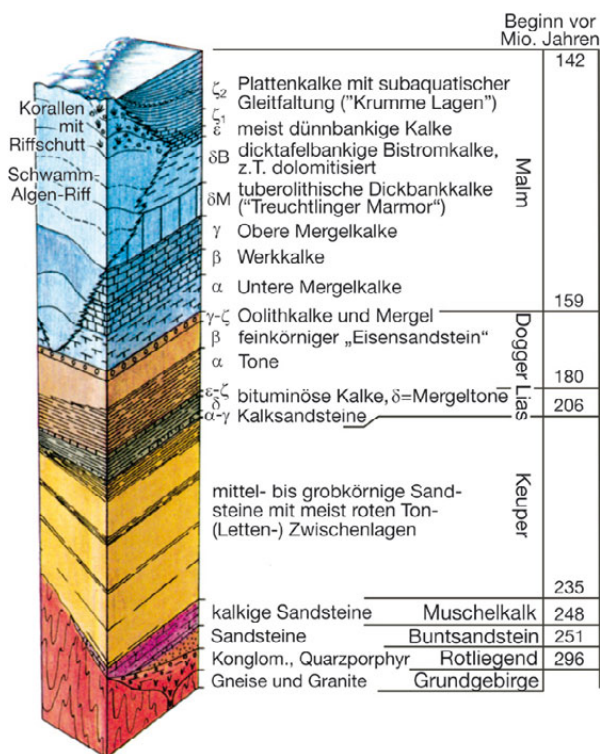
Die Schichtenfolge des Malm beginnt mit einer Wechsellagerung von Kalken und Mergeln, den Unteren Mergelkalken, die insgesamt eine Mächtigkeit von circa 175 m erreicht. Über

Geologische Gliederung

Mio Jahre vor heute	Ära	Stratigraphie	Haupteinheiten und Gesteine	Geotope		
0,01	Känozoikum [Erdenzeit]	Holozän	Torf, Auensedimente, Kalktuff, Hangablagerungen Flussschotter, Seesedimente			
2,6		Quartär	Pleistozän	Flugsand, Löß	Toteisloch Vogelsang (S. 129) Ziegelberger Trompetentälchen (S. 99) Drumlins bei Dietringen (S. 115) Glazialschotter Bobingen (S. 87) Interglazialkohle am Pfefferbichl (S. 113) Schichtquellen bei Katzbrui (S. 101) Nagelfluhfelsen am Falken (S. 95) Geolog. Orgeln Bossarts (S. 97) Teufelsküche Obergünzburg (S. 111) Schieferkohle am Uhlenberg (S. 85)	
				Niederterrassenschotter		Würmmoräne
				Vorstoßschotter		
				Hochterrassenschotter		Rißmoräne
				Jüngere Deckenschotter		Mindelmoräne
24		Neogen	Miozän	Ältere Deckenschotter	Günz Donau	
				Älteste Deckenschotter	Biber	
				Schwäb.-Fränk. Alb Molassebecken		
				Monheimer Höhengsand		
	Rieseeckalke			Oberer Süßwasser- molasse		
65	Paläogen	Oligozän	Spaltenfüllungen	Oberer Meeres- molasse		
			Eozän	Untere Süß- wassermolasse		
			Paläozän	Untere Brackwassermolasse		
			Untere Meeresmolasse			
			Molasseprofil Eistobel (S. 123)			
140	Mesozoikum [Erdmittelalter]	Kreide	Maastricht	Nördliche Kalkalpen		
			Campan			
			Santon			
			Coniac			
			Turon			
		156	Jura	Ober- (Malm)	Cenoman	Brander- fleck- schichten
					Alb	Helvetikum Flysche
					Apt	
					Barrême	
					Hauterive	
Valangin						
200	Trias	Ob. Rhät	Berrias	Losensteiner und Tannheimer Sch.		
				Schram- bach- schichten		
				Ammergauer Schichten		
				Radiolarit		
				Steinbruch Daiting (S. 55)		
235	Trias	Mittl. (Dogger)	Schwäbisch-Fränkische Alb	Helvetikum bei Burgberg (S. 143) Breitachklamm (S. 141) Karstlandschaft Gottesackerwände (S. 139)		
			Mörsheimer Schichten/ Hangende Bankkalk	Arosa-Zone		
			Solnhofener Schichten/ Zementmergel			
			Geisental-Schichten			
			Torleiteschichten			
„Treuchtlinger Marmor“						
243	Trias	Unt. (Lias)	Oberer Mergelkalk	Ammergauer Schichten		
			Werkkalk	Radiolarit		
			Unterer Mergelkalk	Spatkalk		
				Hornstein- knollenkalk		
				Basaltaufschluss Hindelang (S. 137)		
251	Trias	Ob. Rhät	Amaltheenton	Kössener rhätalk Schichten		
			Numismalischschichten			
			Raricostatenschichten			
			Angulatenschichten			
251	Trias	Mittl. (Keuper)	Feuerletten	Plattenkalk		
			Burgsandstein	Hauptdolomit		
				Raibler Schichten		
				Wetter- steinkalk		
				Partnach- schichten		
251	Trias	Unt. (Muschel- kalk)	Ladin	Lechfall und Klamm (S. 117)		
			Anis	„Alpiner Muschelkalk“		
				Findling Weiler (S. 127)		
251	Trias	Unt. (Bunt- sand- stein)	Skyth	Buntsandstein		

Stratigraphie der schwäbischen Gesteine und ausgewählter Geotope

Geotope in Schwaben



Schichtenfolge der Südlichen Frankenalb (nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996)

dieser Serie folgen mit dem Werkkalk geschichtete Bankkalke, welche kaum noch Mergelagen enthalten. Diese gebankten Kalke sind vor allem in der östlichen Umrandung des Rieskraters häufig aufgeschlossen und werden beispielsweise bei Wemding abgebaut.

Während in den Becken des Unteren Malm noch die Oberen Mergelkalke entstanden, begannen am Meeresgrund stellenweise Schwammriffe zu wachsen. Diese weisen im Gegensatz zu den sie umgebenden Gesteinen keine Schichtung auf. Besonders im Mittleren Malm nahmen die Gebiete, in denen derart „massige“ Gesteine entstanden, großflächig zu. Nur noch in wenigen Lagunenbereichen wurden dickbankige Kalke – vor allem der so genannte „Treuchtlinger Marmor“ – abgelagert.

Die massigen Karbonatgesteine der ehemaligen Riffgebiete sind meist sehr abtragungsrésistent. In ihrer Mehrzahl liegen sie nicht mehr als Kalksteine vor, sondern wurden nachträglich in Dolomitstein umgewandelt. Derartige Gesteine bauen hauptsächlich den markanten Südrand des Ries-Kraters auf. Oftmals sind

die kompakten Dolomitsteine zu ausgeprägten Felstürmen verwittert, wie im Wörnitztal und bei Christgarten. Sie stellen aber auch die auffälligsten Bestandteile der Auswurfmassen des Ries-Kraters dar. Wegen ihrer besonderen Widerstandsfähigkeit wittern sie gegenüber den umgebenden tonigen und sandigen Gesteinen als Kuppen oder Felsblöcke heraus. Sogar noch in großer Entfernung vom Ries markieren Brocken aus derartigen Kalk- und Dolomitsteinen als so genannte „Reutersche Blöcke“ das Verbreitungsgebiet der Ries-Auswurfmassen.

Im Oberen Malm verkleinerten sich die Riffgebiete wieder stark: es entstanden zahlreiche weite Lagunen, die durch schmale Riffzüge voneinander getrennt waren. Dort wurden zunächst die Röglinger und die Tagmersheimer Bankkalke abgelagert, die nach ihren Typlokalitäten östlich von Monheim benannt sind. Auf sie folgten in wannenartigen Becken berühmte dünnbankige Plattenkalke wie die Solnhofener Schichten.

Da die Umweltbedingungen in den verschiedenen Lagunen sehr unterschiedlich, meist jedoch eher lebensfeindlich waren, wurde die feine Schichtung der Kalke nicht durch am oder im Meeresboden lebende Tiere zerstört und auch die wenigen abgesunkenen Tierkadaver wurden nicht von Aasfressern zerlegt. Auf Grund dieser ungewöhnlichen Verhältnisse konnten sich in diesen Schichten Fossilien außerordentlich gut erhalten. Die wenigen, an der Grenze zu Schwaben in Mittelfranken gefundenen Exemplare des berühmten Urvogels *Archaeopteryx* machten die insgesamt



Das Skelett mit Federabdrücken des *Archaeopteryx bavarica* wurde 1992 auf der Langenaltheimer Haardt in Mittelfranken gefunden (Foto: Paläontolog. Museum München).

bis 120 m mächtigen Plattenkalke weltbekannt. Darüber hinaus entdeckte man dort aber auch Überreste von insgesamt über 700 weiteren Arten, die einen einmaligen Einblick in das Leben im Meer des Oberen Malm vermitteln.

In den östlichsten Teilen Schwabens liegt in Plattenkalken die Fossilfundstelle von Daiting. Sie ist für ihre häufig gefundenen Überreste von Landpflanzen bekannt. Diese deuten darauf hin, dass es in der Nähe der Lagune im Meer des Oberen Jura auch Inseln gab.

Mit einer Hebung des Gebietes zum Ende der Jurazeit wich das Meer weit nach Süden zurück. So wurde die Alb während der Unterkreidezeit zum Festland und war damit Verwitterung und Abtragung ausgesetzt. In den Karbonatgesteinen hinterließ die Verkarstung wohl bereits zu dieser Zeit ein starkes Relief mit tiefen Mulden.

Zur Zeit der Oberkreide kam es von Südwesten her zu einem erneuten Vorstoß des Meeres, und seine Ablagerungen, Sande und Tone, füllten vor allem die großen Karstsenken. Sie blieben auf der heutigen Südlichen Frankenalb in Oberbayern an manchen Stellen erhalten, Reste davon sind in Schwaben jedoch nicht bekannt. Dass die Ablagerungen aber ehemals auch bis Schwaben reichten, darauf weisen quarzitisches verfestigte Sandsteine in einzelnen Vorkommen im Raum Döckingen knapp außerhalb Schwabens in Mittelfranken hin. Diese „Döckinger Quarzite“ konnten bisher allerdings nicht sicher zugeordnet und datiert werden, weshalb sie von manchen Autoren auch als Keupersandstein aus Ries-Trümmermassen interpretiert wurden.



Döckinger Quarzit – Relikte der Kreidezeit?

Am Ende der Kreidezeit wich das Meer aufgrund einer großräumigen Hebung des Gebietes wieder zurück und die Karbonatgesteine der Alb waren damit erneut Verwitterung und Verkarstung ausgesetzt. An Relikten aus dieser Zeit sind nur Verwitterungslehme bekannt, in denen oft Eisen in Form von Bohnerzen angereichert ist. Ergiebigeres Vorkommen dieses Rohstoffes waren in früheren Jahrhunderten Grundlage einer bescheidenen Eisenindustrie.

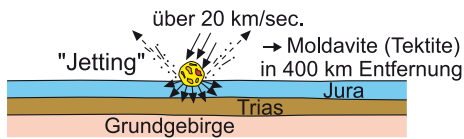
Während sich die Alb im Norden Schwabens langsam erhob, sank das weiter südlich gelegene Gebiet im Verlauf des Tertiärs immer weiter ab. In diesem „Molassebecken“ lagerte sich der Abtragungsschutt des entstehenden Alpengebirges ab. Vor über 20 Millionen Jahren reichte die Sumpf- und Flusslandschaft der Unteren Süßwassermolasse bis auf den südlichen Randbereich der Alb.

Ablagerungen aus dieser Zeit sind mit den Ulmer Schichten noch östlich von Neu-Ulm und bei Lauingen erhalten. Westlich von Wittlingen und bei Stauden werden sie von Feinsanden, Mergeln und Tonen der Kirchberger Schichten (Süßbrackwassermolasse) überlagert, die am Ende einer neuerlichen Ausbreitung des Molassemeeres vor circa 17 Millionen Jahren zum Absatz kamen.

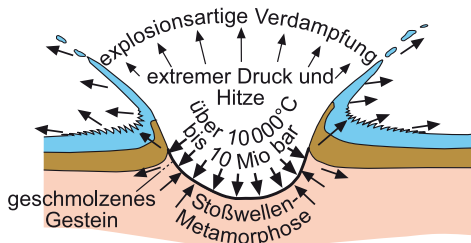
Das vorausgegangene Meer hinterließ neben den meist sandigen Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse auf der Schwäbischen Alb eine langgezogene Steilküste, die vor allem in Baden-Württemberg an manchen Stellen eindrucksvoll erhalten, in Bayerisch Schwaben nur vereinzelt und wenig spektakulär zu finden ist. Im Idealfall ist die Brandungshohlkehle dieser so genannten Klifflinie mit Bohrmuschel- und Bohrschwammlöchern im Jura-Kalkstein noch heute zu erkennen.

Der Bereich des nördlichen Schwabens, wo heute die Schwäbische und die Fränkische Alb aneinander grenzen, erfuhr im mittleren Miozän eine Sonderentwicklung. Wo zuvor in den südlicheren Abschnitten noch in Tälern und Karstsenken sandige bis kalkig-mergelige Sedimente der Oberen Süßwassermolasse abgesetzt wurden, veränderte der Einschlag des Ries-Meteoriten vor etwas weniger als

Geotope in Schwaben



Ein etwa 1 km großer kosmischer Körper kollidiert mit kosmischer Geschwindigkeit mit der Erde. Überhitztes Material aus Dampf und komprimierter Gesteinsschmelze wird aus der Kontaktzone herausgeschleudert. Reste der abgekühlten Schmelzfragmente findet man heute als grünliche Gläser (Tektite, Moldavite) in über 400 km Entfernung in Böhmen, Mähren und der Lausitz.



Der Meteorit dringt in den Untergrund ein. Dabei entstehen extrem hohe Drücke und Temperaturen. Ein vorübergehender Krater mit ca. 12 km Durchmesser und 4 km Tiefe bildet sich. Meteorit und Gestein verdampfen explosionsartig nach dem Durchgang der Stoß- oder Schockwelle.



Etwa 2 bis 4 Sekunden nach dem Einschlag beginnt das hochkomprimierte Gestein vom Kraterboden zurückzufedern. Gesteinsschollen werden ballistisch ausgeworfen; gleichzeitig steigt eine Explosionssäule säulenartig bis in die obere Atmosphäre auf.



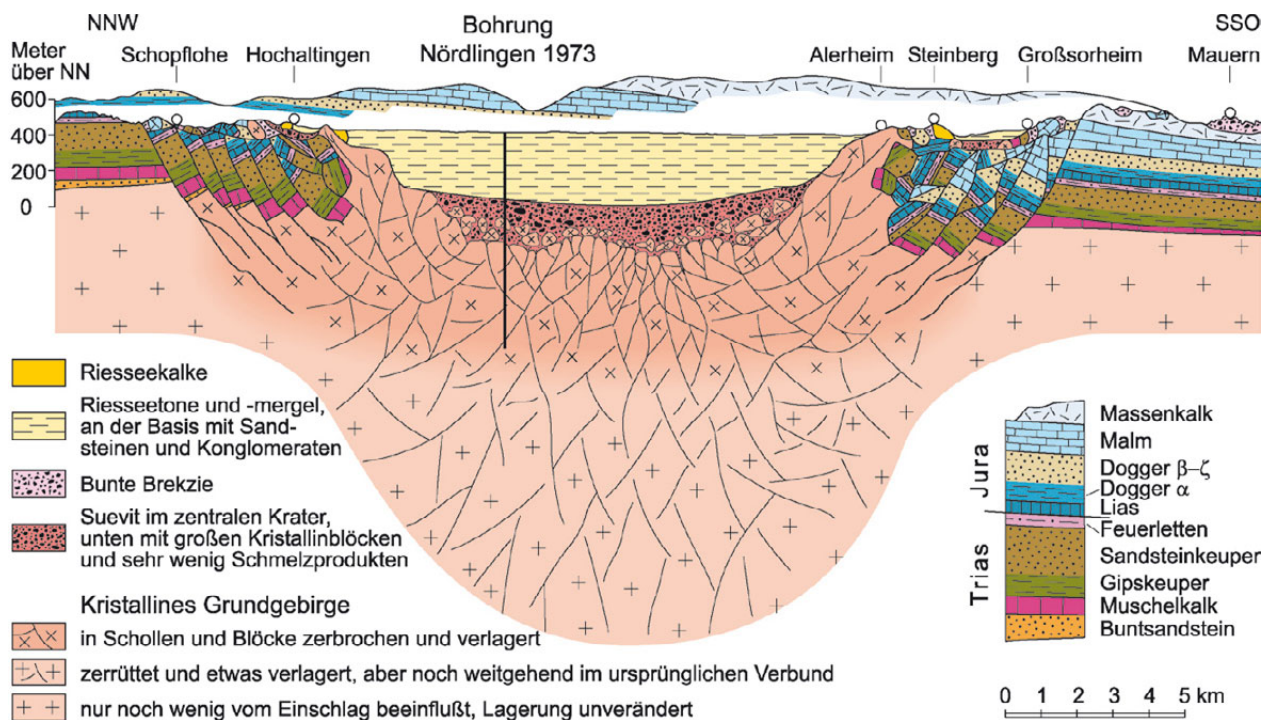
Mit dem Zusammenfallen der Explosionssäule beginnt die Ablagerung des Suevits, der aus der Explosionssäule „abregnet“. Am Kraterstand gleiten Schollen ab, wodurch der Krater verbreitert und verflacht wird und seine heutige Größe erhält. Nur etwa 8 Minuten nach dem Auftreffen des Meteoriten sind alle schnellen Bewegungen beendet. (Verändert nach MELOSH 1989)

15 Millionen Jahren die Landschaft in weitem Umkreis radikal. Es entstand ein 750 m tiefer und 25 km weiter Krater.

Die beim Aufprall erzeugten Stoßwellen und die entstandene Hitze wandelten die umgebenden Gesteine um oder schmolzen sie auf. Große Mengen von zertrümmerten Gesteinen wurden weit aus dem Krater geschleudert oder glitten mehrere 10er Kilometer über das Umland. Diese „Bunte Brekzie“ bildet heute eine ungeordnete Deckschicht aus Gesteinsbruchstücken unterschiedlichen Alters und aller Größen vom feinen Korn bis zu riesigen Schollen. Bunte Brekzie ist sowohl in den Randbereichen des Kessels als auch weitflächig vom Südwesten bis weit östlich des Rieses über die Grenze Schwabens hinaus erhalten. Darüber folgt lokal eine unterschiedlich dicke Schicht von „Suevit“, einer grauen Brekzie mit hohem Kristallin- und Glasanteil, die aus der Explosionssäule abregnete.

Im Krater entstand ein abflussloser, meist flacher Brackwassersee. Bäche und Schlammströme transportierten Gesteinsschutt in das Becken und bildeten in seinen Randbereichen Deltaschüttungen. Zunächst lagerte sich in sauerstoffarmem, salzigem Milieu eine mächtige Abfolge bituminöser Mergel und Tone ab. Als der Salzgehalt im Wasser abnahm, wuchsen am Rand des Sees Kalkalgenriffe und es setzte sich Travertin (Sinterkalkstein) ab. Nach circa zwei Millionen Jahren war der gesamte Krater bis zum Rand gefüllt und als morphologische Hohlform verschwunden. Erst die Erosion seit dem Pliozän legte die Struktur wieder frei und gestattet heute den Blick auf die an vielen Stellen erhaltenen Riesseekalke, aber auch auf die gesamte Kraterstruktur.

Im höheren Miozän überdeckten schließlich Sedimente der Oberen Süßwassermolasse und ihrer von Norden kommenden Zuflüsse offenbar weite Teile des ehemaligen Einschlagsgebiets. Karstwannen und Täler wurden nun erneut mit tonigen, sandigen und teilweise auch kalkigen Schichten gefüllt (DOPPLER et al. 2002). Bis auf wenige Flecken sind diese Schichten aber heute wieder abgetragen. Das größte noch erhaltene Vorkommen, den



Ein Schnitt durch den Rieskrater zeigt dessen Aufbau: Das Innere des Kraters ist mehrere 100 Meter hoch mit Seesedimenten verfüllt, die sich in den zwei Millionen Jahren nach dem Meteoriteneinschlag abgelagerten. Darunter liegen Suevit – ein typisches Impaktgestein – und zerbrochene Teile des unterlagernden Grundgebirges. Der äußere Krater wird von verkippten und in den Krater eingeglittenen Schollen der umgebenden Sedimentgesteine aufgebaut.

Monheimer Höhensand, schuf der von Norden kommende Ur-Main über den Ries-Auswurfmassen. Mit dem Beginn der Abtragung im Molassebecken im jüngeren Tertiär tieften sich auch die Flüsse der Albhochfläche ein und schufen so die wichtigsten Täler des Gebietes sowie geringmächtige Schottervorkommen von denen nur Relikte erhalten sind.

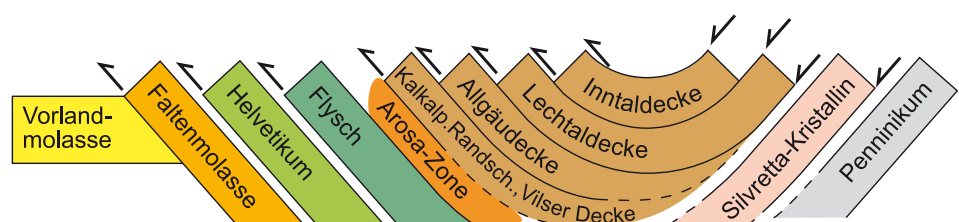
zutage. In den tieferen Baueinheiten sind die kompakten Kalkgesteinsabfolgen der Trias relativ geringmächtig ausgebildet, weshalb die Gesteine dort meist besonders intensiv verfalltet und verschuppt sind. Die Lechtal-Decke ist dagegen eher durch weiträumige Faltenstrukturen geprägt.

2.3.2 Nördliche Kalkalpen

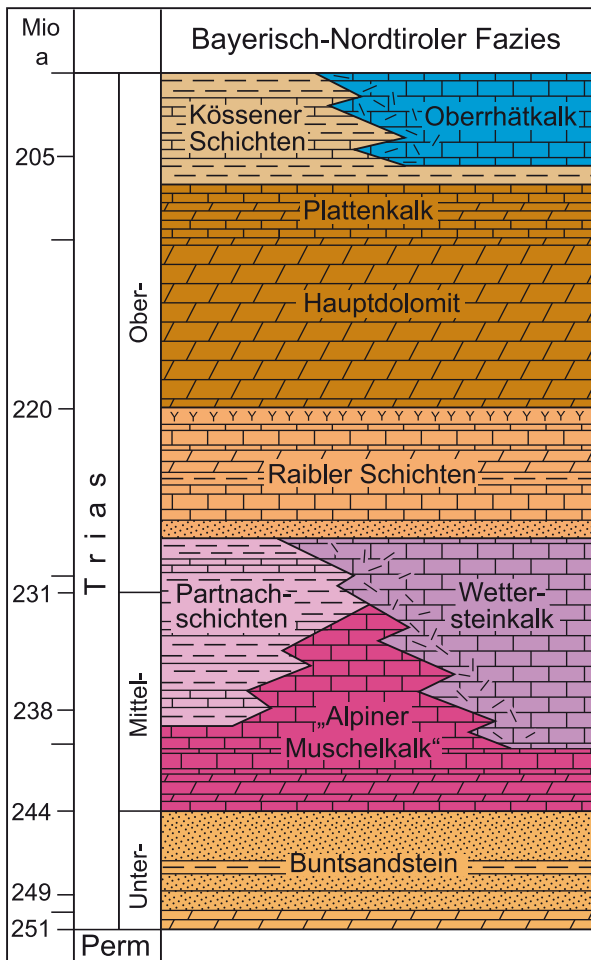
Die Nördlichen Kalkalpen gliedert man in Schwaben in vier tektonische, übereinander liegende Decken. Zuerst liegt die schmale Kalkalpine Randschuppe, über der die Allgäu-Decke folgt. Nur im Raum Füssen treten die Vilser Decke und die mächtige Lechtal-Decke

Die Gesteinsabfolge beginnt mit dem Buntsandstein. Darüber folgen triassische Karbonatgesteine, die früher als „Alpiner Muschelkalk“ bezeichnet wurden. Ihre Kalkbänke weisen vielfach auffallende, knollig-wulstige Schichtflächen auf, die für diese Gesteine zur Bezeichnung „Wurstelkalk“ führten („Reiflinger Kalk“). Oft sind zwischen den Kalkbänken dunkle, schiefrige Mergel eingeschaltet.

Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen vom Allgäuer Alpenvorland bis ins Engadin. Von den zum Kalkalpin gerechneten Einheiten kommen in Schwaben nur die Allgäu-, die Lechtal-Decke und die Kalkalpine Randschuppe/Vilser Decke vor (nach SCHOLZ 1995).



Geotope in Schwaben



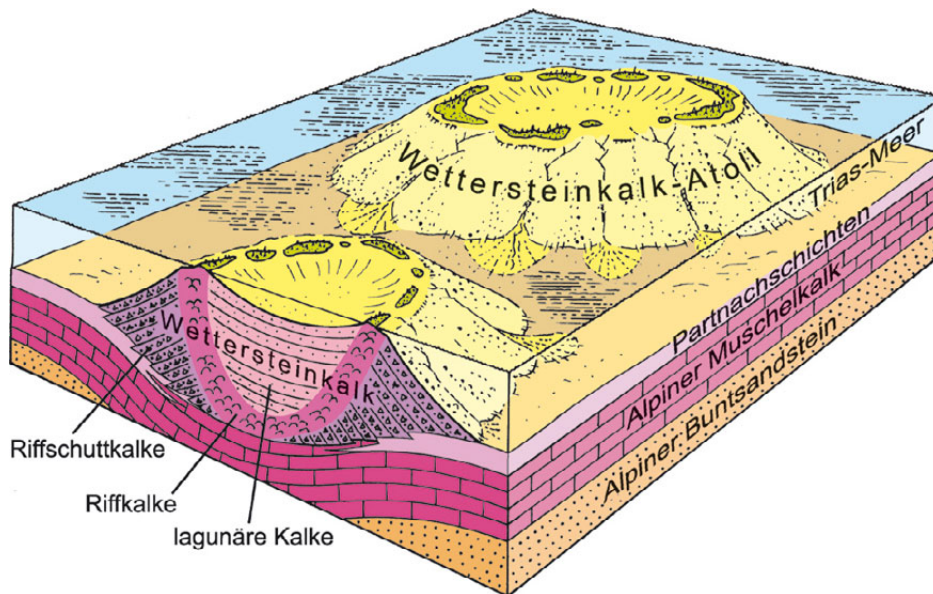
Stratigraphie der alpinen Trias. In Schwaben findet man als ältestes Gestein den Buntsandstein.

Auf diese noch eher geringmächtigen Kalkabfolgen lagerte sich im Bereich ausgedehnter Riffe und Lagunen der im Allgäu maximal etwa 500 m mächtige, nachträglich teilweise in Dolomit umgewandelte Wettersteinkalk ab. Die überwiegend hellen Gesteine bauen heute markante Gipfel wie z. B. die Ammergauer Hochplatte (2082 m) und den Säuling (2047 m) auf. In benachbarten Becken entstanden zeitgleich mit dem Wettersteinkalk die in den schwäbischen Alpen bis zu etwa 150 m mächtigen, dunklen Mergelsteine der Partnachschichten, die in Oberbayern häufig zu finden sind. In Schwaben jedoch treten sie ebenso wie der Wettersteinkalk nur in den östlichen Teilen der schwäbischen Alpen häufiger zutage.

Im älteren Abschnitt der Oberen Trias wurde die Ablagerung von Karbonaten im Flachmeer unterbrochen: In zunehmendem Maße gelangten nun Sande, Mergel und Tone, die heute die unterschiedlichen Gesteine der im Allgäu bis 150 m mächtigen Raibler Schichten bilden, in das Becken. Teilweise wurde es vom offenen Ozean abgeschnürt, wodurch örtlich mächtige Gips- und Dolomitgesteine entstanden. An den Stellen, wo später Grundwasser den Gips aus dem Gestein löste, blieben Dolomitbrekzien und löcherige Rauhwacken zurück. Raibler Schichten findet man in den schwäbischen Alpen ebenfalls nur im Ostteil in größeren Vorkommen.



Blick von der St. Wendelin-Kapelle entlang der Stillach nach Süden auf den Allgäuer Hauptkamm im Bereich Mädelegabel-Rotgundspitze



Entstehung des Wettersteinkalkes in Atollen während der Trias (nach SCHOLZ 1995)

Zur Zeit der mittleren Obertrias setzte die Ablagerung von Flachwasserkarbonaten wieder ein. Mit dem bis 1000 m mächtigen Hauptdolomit entstand nun das am weitesten verbreitete Gestein der Bayerischen Alpen. Es ist vielfach durch brekziöse Internstruktur und intensive Klüftung gekennzeichnet. Besonders im Allgäuer Hauptkamm baut es einige markante Gipfel auf wie beispielsweise Mädelegabel, Trettachspitze, Kesselspitze oder Rubihorn.

Charakteristisch für dieses Gestein sind steile Bergflanken und mächtige Schutthalden. In den jüngeren Partien des Hauptdolomits findet man zunehmend Kalkbänke, die bereits dem überlagernden Plattenkalk gleichen. Bei dieser Serie handelt es sich um graue, gebankte Kalksteine mit tonigen Zwischenlagen. In Schwaben kommt Plattenkalk – oft muldenförmig eingefaltet – nur an wenigen Stellen im Grenzbereich zu Österreich vor, wo er nicht mehr als einige Zehnermeter Mächtigkeit erreicht.

Über dem Plattenkalk, vielfach auch direkt über dem Hauptdolomit, folgen in der jüngsten Obertrias die aus Kalken und dunklen Mergeln bestehenden Kössener Schichten. Diese sehr fossilreichen, bis circa 100 m mächtigen Gesteine wirken oft als Wasserstauer. Auf ihnen entwickelten sich fruchtbare Böden, daher wurden und werden solche Gebiete oft

als Almen, in Schwaben „Alpen“ genannt, genutzt.

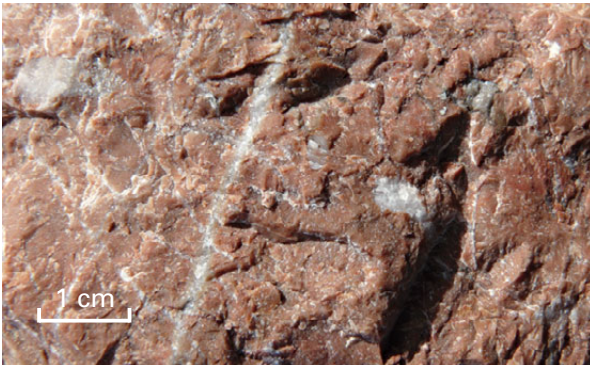
In Schwellenbereichen des Triasmeeres entstanden über den Kössener Schichten und teilweise mit diesen verzahnt die ebenfalls sehr fossilreichen Oberrhätkalke, die bereichsweise aus fossilen Korallenriffen bestehen. Diese stellenweise über 100 m mächtigen Kalke bauen vor allem im Oberallgäu einzelne Felsgipfel wie den

Schochen oder Glasfelder Kopf auf.

Zu Beginn der Jurazeit zerbrachen die flachmeeresischen Karbonatplattformen, die während der Trias weitgehend stabil waren. Nun entstanden rasch absinkende Meeresbecken mit dazwischen liegenden, langsamer absinkenden Schwellenbereichen. Auf den untermeerischen



Nicht nur durch schroffe Gipfel, sondern vor allem durch seine Neigung zu Verwitterung und Felsstürzen ist der Hauptdolomit gekennzeichnet. Am Jochschrofen oberhalb von Bad Hindelang wurden durch Messungen so starke Bewegungen im Fels festgestellt, dass Teile der Bergflanke zur Sicherung der darunterliegenden Bundesstraße abgesprengt werden mussten.



Der rote „Schwangauer Marmor“ ist ein besonders attraktives Gestein aus dem alpinen Jura, das früher häufig als Dekorstein verwendet wurde.

Schwellen bildeten sich meist bunt gefärbte Schwellenkalke wie beispielsweise der „Schwangauer Marmor“, der in der Nähe von Füssen abgebaut wurde.

Diese Kalksteinabfolgen besitzen unterschiedliche Ausbildung, sind meist geringmächtig und oft reich an Fossilien. Ihre teilweise auffällige Rot- oder Grünfärbung geht auf zwei- bzw. dreiwertiges Eisen im Meerwasser zurück, das während der Entstehung der Gesteine mit ausgefällt wurde. Vielfach knollige Ausbildung dieser Kalke ist vor allem auf Drucklösung des Kalzites zurückzuführen.

Typisch für den alpinen Jura sind auch Echinodermenspatkalke wie beispielsweise der bis zu mehrere Zehnermeter mächtige Vilser Kalk. Bruchstücke von fossilen Echinodermen, wie z. B. Seeigeln oder Seelilien („Crinoiden“), die aus Kalzitkristallen bestehen, geben den Gesteinen ein „spätiges“ Aussehen. Aufgrund ihrer besonderen Ausprägung wie Färbung und typisch knollig-flaserige Struktur fanden manche dieser Kalksteine in Kirchen und Profanbauten als begehrte Naturwerksteine Verwendung.

In den Beckenbereichen kam es im Unter- bis Mitteljura hingegen zur Ablagerung von Tiefseesedimenten wie den bis mehr als 1500 m mächtigen, kalkig-mergeligen Allgäuschichten. Im Übergangsbereich von den Schwellen zur Tiefsee bildeten sich kieselsäurereiche Kalksteine. Während auf den Schwellen bis in den jüngsten Oberjura hinein weiterhin geringmächtige, bunte Kalke abgelagert wurden, begann im jüngsten Mitteljura in den Tiefseebecken die Sedimentation der an Kieselsäure reichen Radiolarite. Dabei handelt es sich um ein bis 20 m mächtiges, rotes, grünes oder graues Gestein, das vor allem aus dem Schlamm abgestorbener Kieselalgen („Radiolarien“) entstand.

Im Oberjura folgten darüber in den Beckenbereichen die etwa 150 bis 200 m mächtigen Ammergauer Schichten („Malm-Aptychenschichten“). Das sind feinkörnige, dünngebankte, meist auffällig hellgraue Tiefseekalke mit Mergelzwischenlagen und Hornsteinknollen. Die Jura-Gesteine kommen vor allem in den großen, in Nordost-Südwest-Richtung verlaufenden Muldenzügen des Allgäuer Hauptkammes vor. Dort treten sie ebenso wie die mächtigen Trias-Gesteinsabfolgen auch landschaftsprägend in Erscheinung.

In der älteren Unterkreide bestand zunächst die Gliederung in untermeerische Schwellen und Tiefseebecken weiter. Auf Schwellen ent-



Weite Bereiche der Nördlichen Kalkalpen im Allgäu werden von den kalkig-mergeligen Allgäuschichten eingenommen, wie z. B. beim Engeratsgund-See.

stand der nur geringmächtige, bunte Pfrontener Kalk. Zeitgleich entwickelten sich über den oberjurassischen Ammergauer Schichten die nun zunehmend mergeligeren Schrambachschichten, die im jüngsten Abschnitt bereichsweise auch sandige Einschaltungen führen. Sie erreichen eine Mächtigkeit von einigen Zehnermetern.

In der jüngeren Unterkreide ist keine Trennung mehr zwischen Tiefseeschwellen und Tiefseebecken mehr erkennbar. Über dem Pfrontener Kalk wie über den Schrambachschichten folgen nun die dunklen, tonig-mergeligen bis sandigen Tannheimer Schichten, die im Schnitt einige Zehnermeter Mächtigkeit erreichen. Durch Zunahme von Sand und grobkörnigeren Komponenten entwickelten sich daraus die stellenweise bis in die älteste Oberkreide reichenden, maximal etwa 200 m mächtigen Losensteiner Schichten. Tannheimer wie Losensteiner Schichten sind nur in der Kalkalpinen Randschuppe und Allgäu-Decke bekannt, in der Lechtal-Decke fehlen sie.

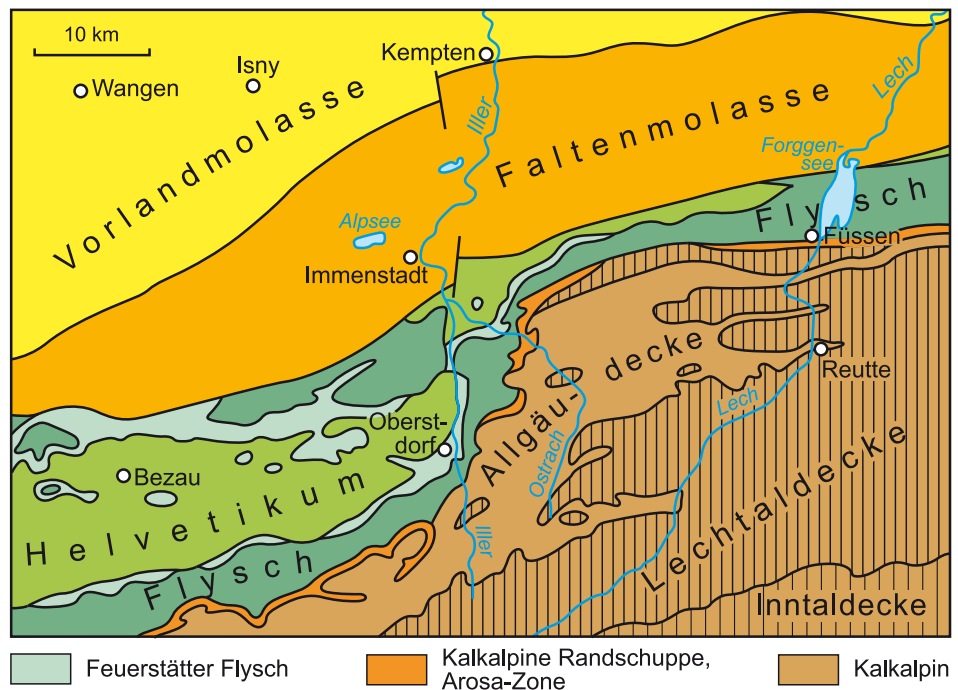
Die in der jüngeren Unterkreide zunehmend größer werdenden Sedimente weisen auf den Beginn des tektonischen Deckenbaues innerhalb der Nördlichen Kalkalpen hin, der bis in die ältere Oberkreide erfolgte. Kalkalpine Randschuppe, Allgäu-Decke, Vilser Decke und Lechtal-Decke wurden nun von Süden her übereinander geschoben. Teile des entstehenden Deckenstapels hoben sich nun über den Meeresspiegel heraus und waren intensiver Erosion ausgesetzt. Zeugen derartiger Vorgänge sind die teilweise extrem grobkörnigen Branderfleckschichten mit Blöcken bis zu mehreren Metern

Durchmesser. Mit den stellenweise bis in die jüngere Oberkreide reichenden Branderfleckschichten endet die Schichtfolge in den schwäbischen Nördlichen Kalkalpen.

2.3.3 Arosa-Zone

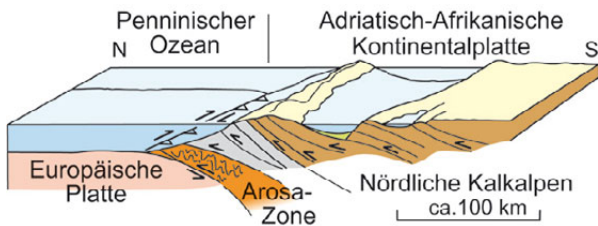
Im Oberallgäu findet man im Raum zwischen Fidere-Pass südwestlich von Oberstdorf und Bad Hindelang unter den Nördlichen Kalkalpen, stellenweise auch zwischen ihre Schuppen an der Basis eingespießt, eine sehr heterogene, tektonische Mischzone. Diese meist nur wenige Meter bis einige Zehnermeter mächtige Baueinheit, die Arosa-Zone, wurde während der Bildung der Alpen z. T. intensiv zerschert. Sie führt als Matrix vor allem kreidezeitliche, teils extrem durchbewegte, teils turbiditische Mergel und Sandsteine.

In dieser Grundmasse findet man unterschiedlichste Gesteine: ortsfremde Kalke, Schollen des Kristallinen Grundgebirges, Gesteine jurazeitlicher Ozeankruste (Basalte) mit auflagernden Radiolariten und Kalke des Penninischen Ozeans, die den Ammergauer Schichten gleichen, sowie viele weitere Komponenten. Die



Vorwiegend in den zentralen und westlichen Teilen des Allgäus sind die unterschiedlichen, stark gestörten Gesteine der Arosa-Zone zwischen dem Kalkalpin und dem Flysch aufgeschlossen.

Geotope in Schwaben



Beim Vorrücken der Adriatisch-Afrikanischen Kontinentalplatte entstand in der davorliegenden Tiefseerinne die „Mélange“ der unterschiedlichen Gesteine, die heute die Arosa-Zone charakterisieren.

Größe einzelner Komponenten erreicht südlich von Bad Hindelang mehr als 200 m Länge und eine Mächtigkeit von mehreren Zehnermetern.

Die Zone entwickelte sich in der Zeit von der jüngeren Unterkreide zur älteren Oberkreide als komplexer Verschuppungsgürtel an der aktiven Front der Adriatischen Platte. Diese drängte nun durch Vorgänge im Erdmantel nach Norden in Richtung auf die Europäische Platte. Als die Gesteine der Arosa-Zone an der Basis der Nördlichen Kalkalpen über den Rhenodanubischen Flysch in ihre heutige Position kamen, wurden sie weiter verschuppt und zerbrochen.

2.3.4 Flysch-Zone

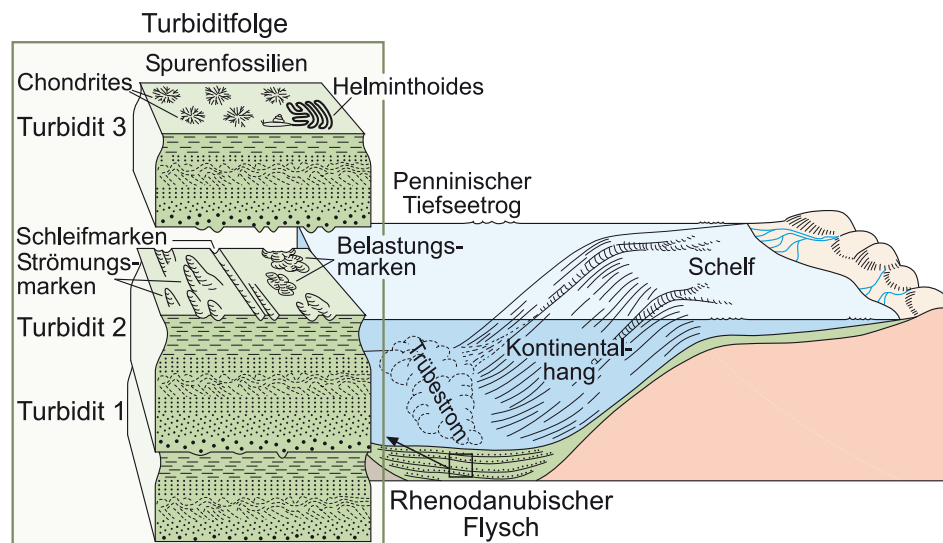
Im Oberallgäu tritt über weite Strecken unter der Arosa-Zone, weiter östlich direkt unter den Nördlichen Kalkalpen, die Flysch-Zone zutage. Sie besteht in den bayerischen Alpen zum allergrößten Teil aus dem so genannten Rhenodanubischen Flysch, nur lokal findet man darunter noch „Feuerstätter Flysch“. Zwischen Oberstdorf und Sonthofen erreicht der Rhenodanubische Flysch übertage mit mehr als 10 km seine größte Breite, während er nach Osten zu schmaler wird.

Zum Teil ist er intensiv verfaultet und in

mehrere übereinander gestapelte, tektonische Schuppen zerlegt. Mit Ausnahme des Gebirgszuges zwischen Söllereck und Fellhorn sind die Flyschberge bewaldet und bilden materialbedingt weniger markante Gipfel als die Kalkalpen. Sie setzen sich in weiten Teilen aus sehr erosionsanfälligen Gesteinen zusammen, die oft Anlass zu Hangbewegungen wie Rutschungen und Muren geben.

Die Sedimente des Rhenodanubischen Flyschs – in den bayerischen Alpen westlich des Chiemsees entstanden sie nur in der Kreidezeit – wurden in einem Tiefseegraben des Penninischen Ozeans zwischen Europa und der von Süden allmählich heranrückenden Adriatischen Platte abgelagert. Submarine Rutschungen an den Flanken dieses Tiefseegrabens lösten immer wieder Trübestrome aus, die Ton, Schluff und Sand weit in das mehrere 1000 m tiefe Becken transportierten. Bei Erreichen flacheren Meeresbodens setzten sich aus den Trübeströmen jeweils zuerst die gröberen Komponenten ab, danach allmählich immer feinere. Auf diese Weise entstand die typische „gradierte Schichtung“, die sich in den Turbiditabfolgen – den Ablagerungen der Trübestrome – oft hundertfach rhythmisch wiederholt.

Typische Spurenfossilien auf den Schichtoberflächen zeugen vom Leben auf dem Meeresgrund, Strömungs- und Schleifmarken lassen

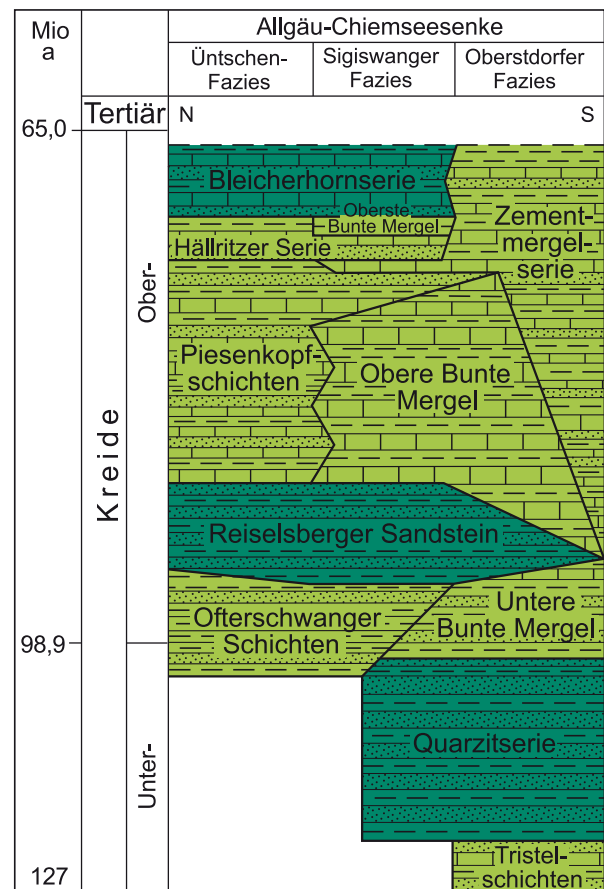


Entstehung von Turbiditabfolgen aus Trübeströmen im Penninischen Ozean (nach SCHOLZ & SCHOLZ 1981)

Rückschlüsse auf die Transportrichtungen dieser Trübestrome zu. Belastungsmarken und Entwässerungsstrukturen entstanden, wenn jüngere Abfolgen über älteren, noch wassergesättigten und weichen Schichten zu liegen kamen.

In Schwaben erreicht die Schichtenfolge des Rhenodanubischen Flysches, die überwiegend zwischen der jüngeren Unterkreide und der jüngsten Oberkreide abgelagert wurde, eine Mächtigkeit bis maximal etwa 1500 m. Wesentliche Teile bestehen aus kalkig-mergeligen Serien, die unterschiedliche Sandanteile aufweisen. Dazu zählen vor allem die Tristel-schichten, Ofterschwanger Schichten, Piesenkopfschichten, Kalkgrabenschichten („Zementmergelserie“) und die Hällritzer Serie. In mehreren Niveaus sind bunte, teils mergelige Tonsteine zwischengeschaltet („Untere Bunte Mergel“, „Obere Bunte Mergel“, „Oberste Bunte Mergel“). Im älteren und im jüngsten Teil der Schichtfolge treten aber auch sehr sandreiche Serien wie die „Quarzitserie“, der Reiselsberger Sandstein und die „Bleicherhornserie“ auf. Der Reiselsberger Sandstein hatte früher als Baustein wirtschaftliche Bedeutung.

Eine weitere, von der jüngeren Oberkreide bis in das Alttertiär entstandene Gesteinsserie ist der Feuerstätter Flysch, der nur im Oberallgäu verbreitet unter dem Rhenodanubischen Flysch hervortritt. Er ist nur wenige 100 m mächtig, wurde jedoch an manchen Stellen tektonisch bis zu mehr als einen Kilometer Mächtigkeit übereinander gestapelt. Dabei handelt es sich vorwiegend um Sedimente, die in der Tiefsee abgelagert wurden: Sandsteine, Mergel und stellenweise auffällig rote Tonsteine sowie aus submarinen Trübe-



Die Schichtenfolge des Flyschs im Allgäu



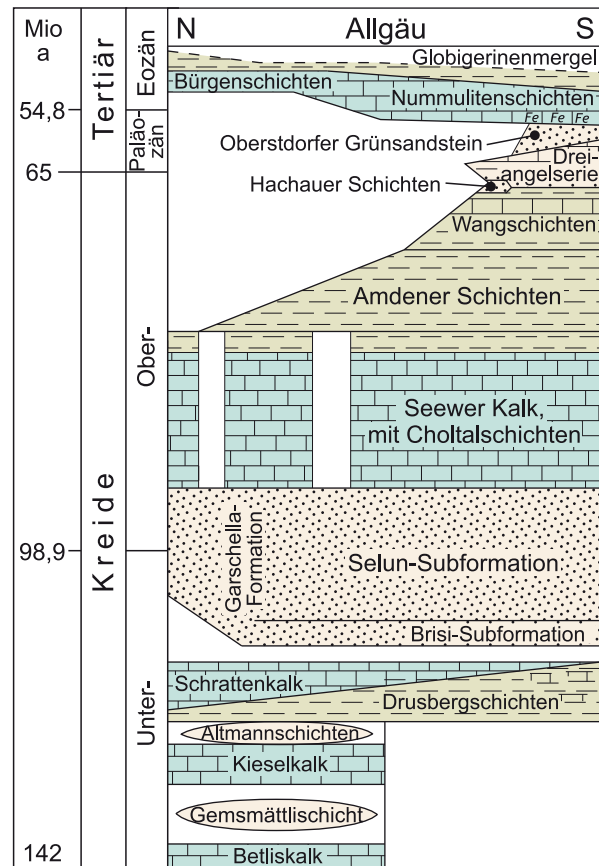
Sanfte Formen kennzeichnen die meist stark bewaldeten Flyschberge am Alpennordrand. Waldfreie Bereiche sind meist durch Rutschungen hervorgerufen.

strömen entstandene Turbidite, in die mehrfach grobe Gerölllagen und bis hausgroße Einzelblöcke eingelagert sind. Stellenweise ist der Feuerstätter Flysch wild verfaltet und zerschert, daher spricht man auch von „Wildflysch“.

Größtenteils aus Mergeln und Kalken, die altersmäßig von der älteren Unterkreide bis in das Alttertiär reichen, besteht das tektonisch darunter folgende, nur geringmächtige Ultrahelvetikum. Seine Schichten dokumentieren einen Ablagerungsraum, der den Übergang bildet vom tiefmeereschen Entstehungsbereich des Rhenodanubischen und Feuerstätter Flyschs zum nördlich folgenden Sedimentationsraum des Helvetikums auf dem Europäischen Schelf.

2.3.5 Helvetikum

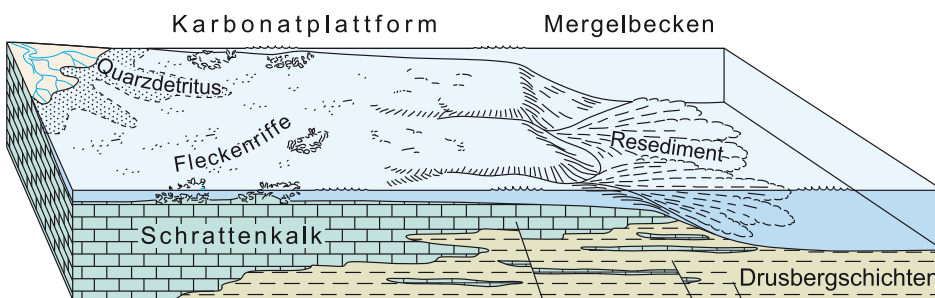
Von der Schweiz erstreckt sich über Vorarlberg das Helvetikum als alpidische Großbaueinheit nach Osten und tritt vor allem im Oberallgäu westlich der Iller in breiter Front unter der Flysch-Zone und dem Ultrahelvetikum hervor. Markanteste, aus diesen Gesteinen aufgebaute Gipfel, sind der Hohe Ifen und der Grünten. Östlich der Iller nimmt das über Tage auftretende Helvetikum rasch an Breite ab und verschwindet nordwestlich von Füssen unter der Flysch-Zone. Weiter östlich, in Oberbayern, tauchen vergleichbare Gesteine nur mehr in schmalen, unterbrochenen Streifen als Härtlingsrücken am morphologischen Nordrand der Alpen auf. Von der wirtschaftlichen Bedeutung des Helvetikums im Allgäu zeugen der historische Eisenerzbergbau am Grünten sowie einzelne größere Steinbrüche.



Die Schichtfolge des Helvetikums im Allgäu

Die im Allgäu aufgeschlossene Schichtfolge des Helvetikums wurde zwischen der ältesten Unterkreide und dem mittleren Alttertiär in einem überwiegend flachen Meer auf dem Schelf am Südrand der Europäischen Kontinentalplatte abgelagert. Bestimmte Schichtglieder unterlagen über längere Zeiträume einer starken Kondensation, in anderen treten Lücken oder bereits während der Sedimentation angelegte Diskordanzen auf.

Küste Europäischer Schelf



Schematische Darstellung des Ablagerungsraumes des Helvetikums in der Unterkreide

Als Hauptgesteine findet man Kalke und Mergel mit Einschaltungen von Glaukonit und Phosphorit führenden Sandsteinen. Besonders markant sind der nur lokal aufgeschlossene Kieselkalk, die mächtigen Drusbergschichten, der bis mehr

als 100 m mächtige, manchmal fossilreiche Schrattekalk und die darüberliegenden Sandsteine der geringmächtigen Garschella-Formation. Darüber folgte in der Oberkreide als auffälligstes Schichtglied der hellgraue, sehr feinkörnige, stellenweise pyritführende Seewer Kalk.

In der jüngeren Oberkreide und dem älteren Alttertiär kamen darüber mergelreiche, auch sandige und glaukonitreiche Sedimente zur Ablagerung. Auf sie folgten im mittleren Alttertiär der auffällige Nummulitenkalk und die hellgrauen Globigerinenmergel. Die gesamte Gesteinsfolge des Helvetikums erreicht im Allgäu übertage eine Mächtigkeit von maximal rund 700 bis 800 m.



Blick über das intensiv verkarstete Gottesackerplateau nördlich des Hohen Ifen
(Foto: S. GARNWEIDNER)

Vor allem am Südhang des Grünten gibt es innerhalb der an Großforaminiferen reichen Nummulitenkalk-Folge auch Eisenvererzungen, die von ihrer Entstehung her vergleichbar sind mit den Vorkommen am Kressenberg im

östlichen Oberbayern. Sie waren an der Erzgrube nördlich der Starzlach bei Sonthofen vom 15. Jahrhundert bis zum Jahr 1859 Ziel eines bescheidenen Bergbaues. Auffällig ist ihr teilweise extremer Fossilreichtum, der vor allem auf Großforaminiferen wie Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen zurückgeht. Die Gehäuse dieser einzelligen Tiere erreichen Durchmesser von mehreren Zentimetern und treten manchmal sogar gesteinsbildend auf.



Oberhalb von Tiefenbach befindet sich die "Judenkirche", eine besonders markante Verwitterungsbildung des Schrattekalks. Der etwa 20 Meter weite Gesteinsbogen ist vermutlich ein Relikt einer eingestürzten Karstform.

In kleinen Vorkommen am Nordfuß des Grüntens aufgefundene dunkelgraue, mergelige, so genannte Fischechiefer, enthalten stellenweise Fischechuppen. Sie stammen aus der Zeitenwende vom mittleren zum jüngeren Alttertiär und bilden ein Bindeglied zu den Molassesedimenten, die nun, mit der beginnenden Hebung der Alpen, im Vorland abgesetzt wurden.



Unterschiedliche Serien des Helvetikums und der Molasse bauen den Grünt, den „Wächter des Allgäus“, auf.

2.3.6 Faltenmolasse und Vorlandmolasse

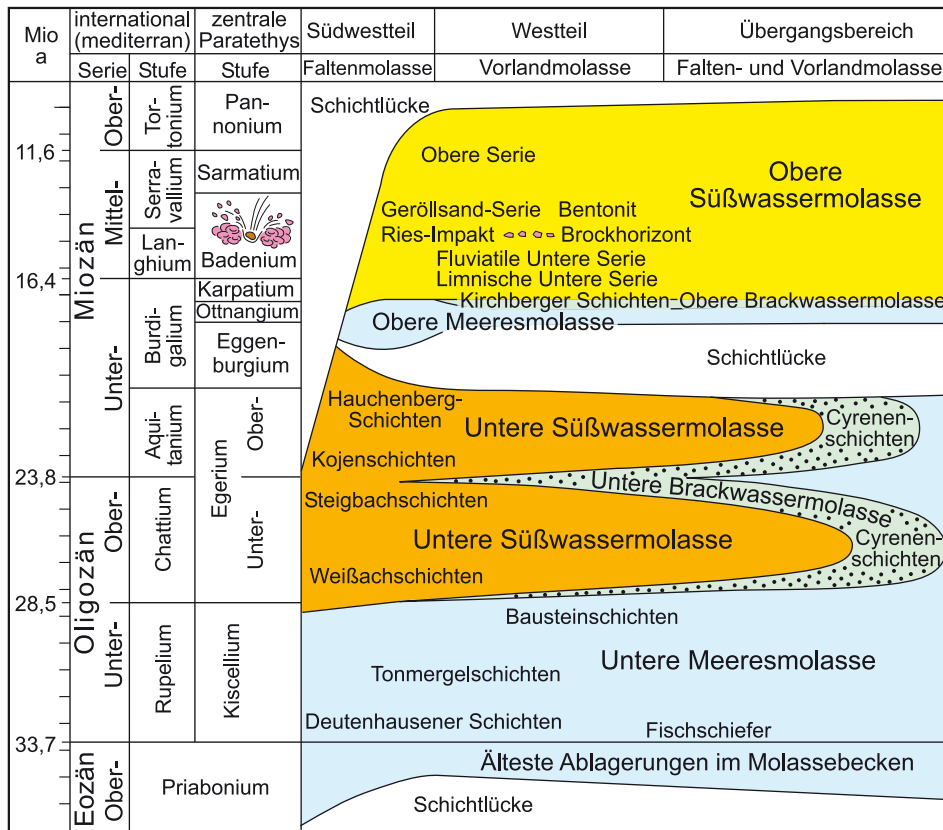
In das „Molassebecken“ wurde bis in die jüngste Tertiärzeit Abtragungsschutt transportiert, der vor allem aus den zum Hochgebirge anwachsenden Alpen, in geringerem Maße auch von Norden aus dem Schichtstufenland sowie aus dem ostbayerischen Grundgebirge stammte. Bedingt durch unterschiedliches Zusammenspiel von Sedimentanlieferung, Einsinken des Beckens und Meeresspiegelschwankungen entstanden zwei große Zyklen von Ablagerungen, in denen jeweils das ursprüngliche Meer („Meeresmolasse“) von Festland („Süßwassermolasse“) abgelöst wurde.

Das Molassebecken läuft nach Norden jenseits der Donau flach aus. Hier wurden die südlichen Randbereiche der heutigen Schwäbischen und Fränkischen Alb zunächst noch von Sedimenten der Unteren Süßwassermolasse, dann der Oberen Meeresmolasse und schließlich vor allem von fluviatilen Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse eingedeckt. Im überwiegenden, nördlicheren Teil des Molassebeckens ging die Sedimentation der so genannten Vorlandmolasse im Laufe der gesamten Molassezeit mehr oder weniger ungestört vonstatten. Im südlichen Teil des Beckens – dort, wo die Molasse bis mehrere Tausende Meter Mächtigkeit erreicht – wurden hingegen

durch den immer noch weiter nach Norden vorrückenden alpinen Deckenstapel mächtige Gesteinsserien von ihrem Untergrund abgelöst und tektonisch zur so genannten „Faltenmolasse“ gestapelt. Hier sind die Gesteine oft steil gestellt, gefaltet und intensiv verschuppt.

In Schwaben sind die älteren Gesteinsabfolgen des Molassebeckens, die Untere Meeresmolasse und die Untere Brackwassermolasse ausschließlich, die Untere Süßwassermolasse und die Obere Meeresmolasse überwiegend, im Bereich der Faltenmolasse aufgeschlossen. Dort bilden sie vor allem westlich der Iller die steil aufragenden, charakteristischen Molasseberge („Allgäuer Nagelfluhkette“) zwischen Immenstadt und dem Bodensee. Aber auch zwischen Iller und Wertach treten sie bereichsweise noch als hohe Geländerücken hervor. Östlich der Wertach zeichnen hingegen nur noch einzelne Hügelketten und Härtlinge die langgestreckten tektonischen Schuppen und einzelne Mulden nach.

In weiten Bereichen – insbesondere in der Vorlandmolasse nördlich der Faltenmolasse – sind die tertiärzeitlichen Sedimente von Moränen und Schottern der Quartärzeit überdeckt. Erst etwa nördlich der Linie Weiler–Kempten–



Gesteinsabfolgen im Tertiär des westlichen Molassebeckens

Marktoberdorf tritt die jüngste Schichtenfolge der Molasse, die Obere Süßwassermolasse, großflächig zutage.

Die im bayerisch-schwäbischen Raum aufgeschlossenen Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse beginnen mit den marinen, teils bituminösen Fischschiefern als ältesten Sedimenten, die den Übergang zu den Schichten des Helvetikums bilden. Darüber liegen die bis zu mehrere Hunderte Meter mächtigen Sandstein-Mergel-Wechselfolgen der Deutenhausener Schichten, gefolgt von den überwiegend feinkörnigen Tonmergelschichten. Beide Schichtglieder erreichen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern.

Über den Tonmergelschichten entwickelten sich die bereits sehr küstennah abgelagerten, bis weit über 100 m mächtigen Bausteinschichten. Sandsteine, untergeordnet auch Mergel und bereichsweise mächtige, zu Konglomeraten verfestigte Geröllschüttungen prägen diese Serie. Nur selten sind die nur wenige

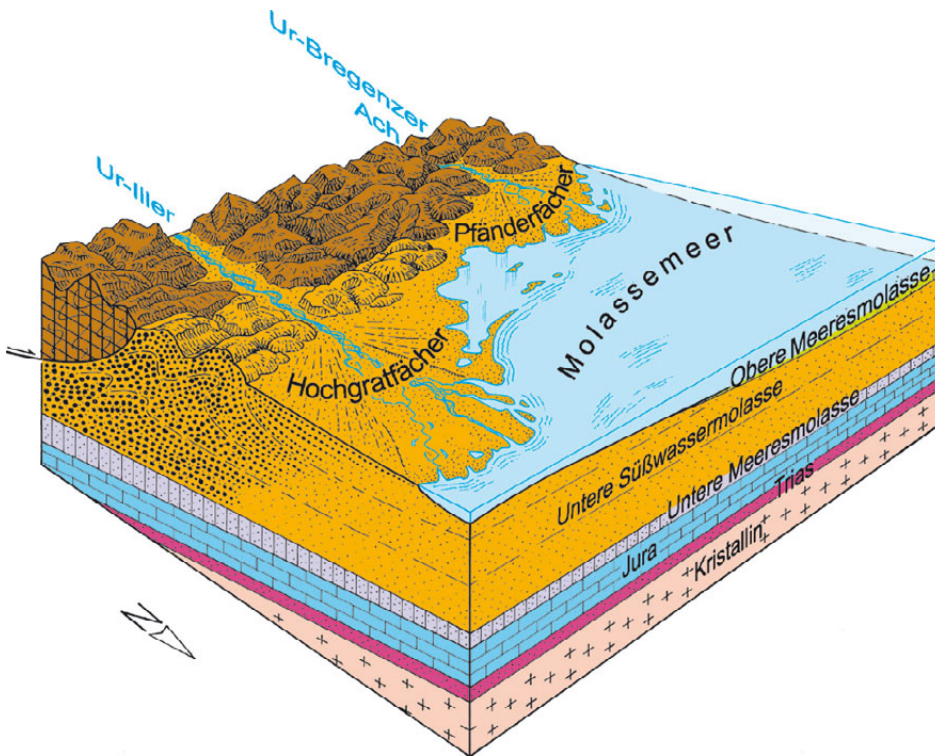
Meter mächtigen Mergel und Sandsteine der Cyrenenschichten aufgeschlossen, die in einem nur kurz existierenden, von Sümpfen und Wäldern durchsetzten Brackwassergürtel hinter der Küstenlinie entstanden. Untertage sind solche Schichten in teils wesentlich mächtigerer Entwicklung mit einzelnen Kohleflözen erboht.

Verstärkte Sedimentzufuhr vor allem aus den Alpen führte schließlich im Oberoligozän dazu, dass sich im schwäbischen Teil des Molassebeckens mit der Unteren Süßwassermolasse festländische Bedingungen durchsetzten.

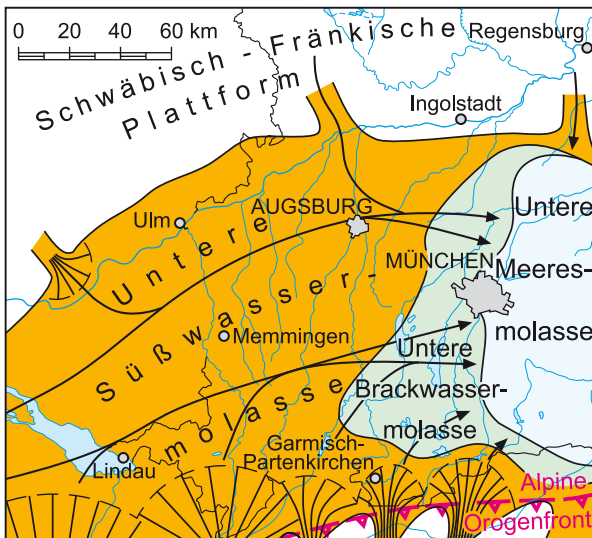
Die Gesteine ihrer wesentlichen Serien, die Weißsach-, Steigbach- und Kojenschichten, sind heute in den Schuppen- und Faltenbau der Allgäuer Alpen einbezogen. Sie wurden in riesigen Schwemmfächern, dem Hochgrat-, dem Mittelberg- und dem Nesselburgfächer, im Vorland der entstehenden Alpen abgelagert. In diese Sandsteine und Mergel sind nach Süden, zu den Schüttungszentren am damaligen Alpenrand hin, zunehmend sehr grobe und mächtige Schotterablagerungen eingeschaltet. Dort findet man als Folge von katastrophalen Schichtfluten chaotisch gelagerte Geröllmassen, die als Fanglomerate bezeichnet werden. In verzweigten Flüssen wurden die fanglomeratischen Bildungen ganz oder teilweise wieder aufgearbeitet und als geschichtete Schotter mit eingeregelter Geröll im Wechsel mit Sand- und Mergellagen abgelagert.

Alle diese Schotter sind meist zu Konglomeraten – volkstümlich auch Nagelfluh genannt – verfestigt. Insgesamt erreichen die Serien der Unteren Süßwassermolasse eine Mächtigkeit

Geotope in Schwaben



Zur Zeit des Untermiozäns wurden die Festlandsedimente der Unteren Süßwassermolasse vom Molassemeer überflutet, es entstanden die marinen Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse (nach SCHOLZ 1995).



Sedimentationsräume im Molassebecken vor ca. 23 Millionen Jahren: Starke Sedimentanlieferungen aus dem Südwesten führten dazu, dass im Westteil des Beckens festländische Bedingungen herrschten (Untere Süßwassermolasse), während sich im Osten die Untere Meeresmolasse abgelagerte. Im breiten Küstengebiet dazwischen entstanden die Braunkohlelagerstätten der Unteren Brackwassermolasse.

von über 3000 m. Auf Grund ihrer harten Konglomeratlagen treten sie in den Allgäuer Nagelfluhketten zwischen Immenstadt und dem nördlichen Bregenzer Wald als besonders markante Landschaftsformen hervor.

Im Laufe des älteren Untermiozäns, vor rund 19 bis 20 Millionen Jahren, drang das Meer von Westen und Osten erneut in den schwäbischen Molasseraum ein. Über die Untere Süßwassermolasse legten sich nun die Schichten der Oberen Meeresmolasse, die bereichsweise reichlich marine Fossilien

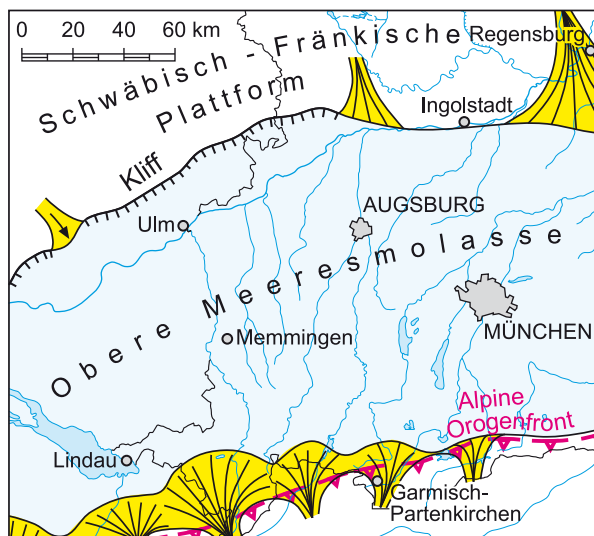
führen. Nur südwestlich von Kempten ist ein Stück eines noch kurzzeitig weiter existierenden, festländischen Schwemmfächers der Unteren Süßwassermolasse erkennbar, der zunächst vom Meer umspült wurde, aber bald ebenfalls im Meer versank. Seine Konglomerate, Sandsteine und Mergel, die sich mit marinen Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse verzahnen, erreichen etwa 250 bis 300 m Mächtigkeit und werden als Hauchenbergschichten bezeichnet.

Die im Allgäu bis mehrere Hunderte Meter mächtig aufgeschlossene Obere Meeresmolasse besteht im alpenrandnahen Bereich ebenfalls aus Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln, die nach Norden in eine Sandstein-Mergel-Wechselfolge übergehen. Im Norden Schwabens erreichte das untermiozäne Meer noch die südliche Abdachung der Alb. Nachdem dort mit dem Rückzug des Meeres nach Westen die Ablagerung der Oberen Meeresmolasse abgeschlossen war, entstanden am Nordrand des ehemaligen Beckens kaum

mehr als 1 m mächtige Knollen- und Krustenkalksteine, der so genannte Albstein.

Im Bereich des heutigen Donautales tiefe sich anschließend eine Flussmündung trichterförmig in das im Westen liegende Meer ein. In dieser so genannten Graupensandrinne wurden die bis etwa 25 m mächtigen Grimmelfinger Schichten abgelagert, über denen die wenig mehr als 10 m erreichenden Kirchberger Schichten liegen. Albstein und die charakteristisch mit fein- bis mittelkörnigem Quarzkies („Graupen“) durchsetzten Grimmelfinger Schichten stehen allerdings im bayerischen Teil Schwabens nirgends an der Oberfläche an. Die teilweise massenhaft brackische Muscheln und Schnecken führenden Mergel, Kalksteine und Feinsande der Kirchberger Schichten treten hingegen in einem schmalen Streifen an der Basis der Hänge zwischen Senden, Leipheim und Günzburg zutage.

Endgültig zogen sich die letzten brackischen Reste des Meeres wohl vor mehr als 17 Millionen Jahren aus dem schwäbischen Teil des Molassebeckens zurück. Seitdem prägten die sich immer wieder verlagernden Flusssysteme der Oberen Süßwassermolasse die Landschaften dieses Bereiches. Die aus den Alpen kommenden Flüsse setzten ihre grobe Sedimentfracht bereits im Süden noch innerhalb der großen Schwemmfächer in der Nähe des

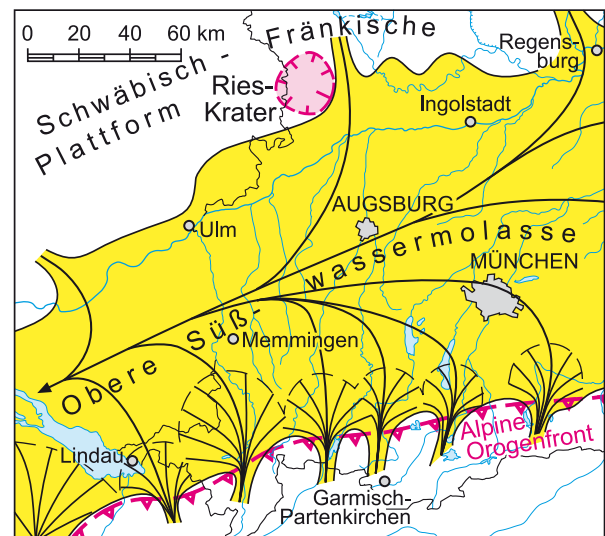


Vor ca. 17,8 Millionen Jahren überflutete zum letzten Mal ein Meer das Molassebecken.

nördlichen Gebirgsrandes ab. Das feinere Material – vor allem Sande, Schluffe und Tone – kam weiter nördlich zur Ablagerung oder wurde entlang der Ost–West verlaufenden Beckenachse weitertransportiert. Bis heute sind diese Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse weitgehend unverfestigt geblieben.

Bis zu 80 m mächtige, feinkörnige Ablagerungen kennzeichnen die Limnische Untere Serie, über der circa 150 m Sande und Mergel der mittelmiozänen Fluviatilen Unteren Serie folgen. Darüber befindet sich die maximal 100 m mächtige Geröllsandserie, meist bestehend aus etwas größeren Sanden mit Quarzfein- bis -mittelkies. Schon im Mittelmiozän von Erosionsereignissen reduziert, sind diese Ablagerungen durch die spätere Abtragung im Pliozän und Quartär insbesondere nach Norden hin in zunehmendem Maße ausgeräumt.

In den mittelmiozänen Abfolgen ist örtlich der „Brockhorizont“ ausgebildet – eine Lage mit kantigen Malmkalksteinbrocken. Diese wurden beim Einschlag des Groß-Meteoriten im Nördlinger Ries vor etwa 14,8 Millionen Jahren aus dem Krater gesprengt und über die damalige Landoberfläche im Molassebecken verteilt. Außerdem findet man vereinzelt, meist wenige 10er Meter oberhalb des Brockhorizonts, wie bei Krumbach, Thannhausen und im Raum Aichach, bis zu mehrere Meter



Während der Ablagerung der Gesteine der Oberen Süßwassermolasse entstand vor ca. 13 Millionen Jahren in dem Becken ein nach Westen gerichtetes Flusssystem.



Reutische Blöcke sind an einen Horizont in den Sanden der Oberen Süßwassermolasse gebunden. Durch Abgrabungen kommen sie manchmal wie bei Ziemetshausen wieder an die Oberfläche.

mächtige Bentonitvorkommen. Es handelt sich dabei um montmorillonitreiche Tone, die durch Verwitterung von angewehten vulkanischen Glastuffen entstanden.

Im schwäbischen Alpenrandbereich kann die Obere Süßwassermolasse nicht wie im Vorlandgebiet untergliedert werden. Dies betrifft vor allem den Bereich des Eschach-Berglandes (Adelegg) westlich von Kempten, ein Hochgebiet, das von den überwiegend groben Schottern des Hochgrat-Adelegg-Fächers gebildet wird. Dieser Schwemmfächer wurde ebenso wie der

Pfänderfächer am Bodensee oder der Nesselburg-Auerbergfächer im Ostteil Schwabens bereits während der Ablagerung der Unteren Süßwassermolasse angelegt. Alle Schuttfächer waren aber bis in die Zeit der Oberen Süßwassermolasse aktiv. Auf den Fächern lagerten sich durch Schichtfluten Fanglomerate und durch die normale Flusstätigkeit fortgesetzt Schotter, unterbrochen durch Sande und Mergel im Auenbereich, ab. Sie bauen mit dem Adeleggfächer auch den gewaltigsten, kaum mehr tektonisch deformierten Schuttfächer der Oberen Süßwassermolasse auf. Abseits der Schüttungszentren besteht die Obere Süßwassermolasse am Alpenrand aus Abfolgen von Feinsedimenten und Sanden.

Abgeschlossen wird die Sedimentfolge in der Vorlandmolasse durch die bis 300 m mächtige Obere Serie. Sie besteht überwiegend aus feinkörnigen Sedimenten, Schluffen und Mergeln, aber auch Sanden, lokal treten auch, wie im Raum Irsee-Kaufbeuren, Braunkohleflöze auf. In den vergangenen etwa neun Millionen Jahren hob sich das Gebiet allmählich immer weiter heraus, sodass jüngere Sedimente entweder nicht zur Ablagerung kamen oder aber bereits wieder abgetragen sind.



Konglomeratbänke bilden wie westlich des Niedersonthofener Sees im Wechsel mit Sandsteinen und Mergeln charakteristische Rippen im Bereich der Faltenmolasse.

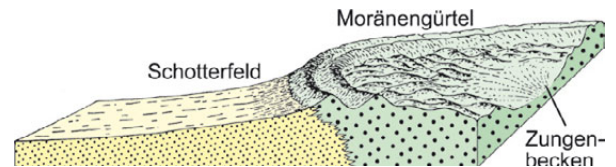
2.3.7 Quartär

Aufgrund weitreichender Klimaänderungen war seit Beginn des Quartärs der alpine Bereich und sein Vorland wiederholt von Gletschern bedeckt. Wie weit sich die Eismassen während des letzten Glazials ins Vorland schoben, ist noch heute anhand der morphologisch markanten, steilen Wälle der Jungendmoränen wie beispielsweise am „Allgäuer Tor“ bei Bad Grönenbach deutlich zu erkennen.

Die Moränen älterer Eiszeiten weisen dagegen im Allgemeinen ein weiches Relief auf, weil sie periglazial überprägt wurden und meist von jüngeren Deckschichten und Verwitterungsbildungen überlagert sind. Typisch für Moränenmaterial ist, dass das völlig unsortierte Sediment – man findet vom feinsten Ton über Schluff, Sand, Kies und Steine bis hin zu mehrere Meter großen Blöcken alle Korngrößen vermengt – meist keinerlei Schichtung oder Einregelung der Grobkomponenten aufweist. Diese Komponenten sind oft kantig geblieben und zerkratzt („gekritzte Geschiebe“) und nicht, wie vom Transport im Wasser, gerundet und glatt geschliffen.



Die würmeiszeitlichen Vorlandgletscher erreichten nicht mehr den Ausdehnungsbereich der älteren Eiszeiten bei Biberach, Bad Wurzach und Landsberg. Die weiter nördlich liegenden Bereiche bei Memmingen, Mindelheim und Illertissen waren immer eisfrei (nach SCHOLZ 1995).



Charakteristische Glazialbildungen im Bereich der Endmoränen (nach SCHOLZ 1995)

In den Moränen im Allgäu findet man neben den Gesteinen aus den heutigen Einzugsgebieten der Flüsse auch solche aus dem Zentralalpenraum. Sie kamen mit dem Eis dortiger Eisströme über Gebirgspässe zu den aus den schwäbischen Kalkalpen nach Norden abfließenden Eismassen. Besonders auffällig sind die großen Findlingsblöcke („Erratische Blöcke“). Sie bestehen oft aus Gesteinen, die in der näheren Umgebung ihrer Fundorte nicht vorkommen. Heute weiß man, dass sie auf oder im Eis, oft aus entfernten Gebieten, mitgebracht wurden.

Eindeutige Hinweise darauf, dass Gesteinsmaterial von Gletschern transportiert oder beansprucht wurde, geben oft Schrammen auf den so genannten gekritzten Geschieben, aber auch auf vom Eis polierten Felsoberflächen, den Gletscherschliffen.

Außer den auffälligen Endmoränenwällen erinnern im Alpenvorland noch verschiedene andere Landschaftselemente an die eiszeitlichen Gletscher. So entstanden beispielsweise an der Basis des Eises in dessen Fließrichtung ausgehäufte, asymmetrische Rücken, so genannte Drumlins. Ansammlungen dieser Stromlinienkörper bilden oft ausgedehnte Drumlinfelder.

Mit Schmelzwasserschottern oder Moränenmaterial überdecktes Toteis hinterließ nach dem Ausschmelzen Senken, so genannte Toteiskessel, in denen sich oft verlandende Tümpel oder unmittelbar Moore bildeten. Zusammen mit den aus niedergetautem Schutt bestehenden Kameshügeln bilden sie lebhaft geformte Eiszerfallslandschaften, die von der dynamischen Zeit der Wiedererwärmung gegen Ende der letzten Eiszeit zeugen.

Als die Gletscher abtauten, blieben in den Gletscherbecken im Vorland und in den Alpentälern oft tiefe Seebecken zurück. Dort kamen große



Drumlins als Hinterlassenschaft der eiszeitlichen Gletscherbedeckung sind nordwestlich von Lindau typische Landschaftsformen.

Gletscherzungenbecken nur ein einziger Abfluss, in dem sich die Tiefenerosion besonders stark auswirkte. Dort zwängten sich die Flüsse in engen Durchbruchstätern durch die Endmoränenketten. Noch im Hochglazial angelegte, kleinere Durchbruchstäter bezeichnet man auch als „Trompetentäler“, da sie sich typischerweise in ihrem Mündungsbeereich trompetenförmig verbreitern und mit einem Schwemmfächer auf älteren Terrassen auslaufen.

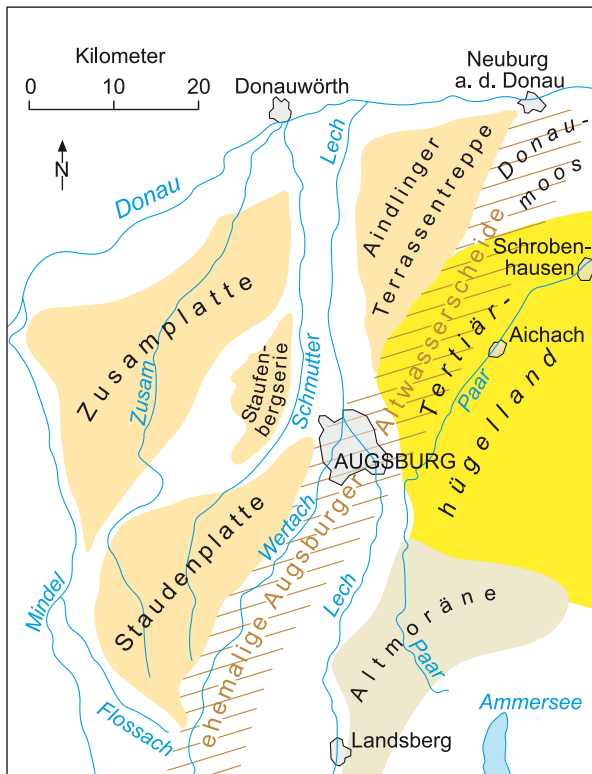
Mengen des in den Schmelzwässern enthaltenen Feinmaterials, die so genannte Gletschertrübe, zur Ablagerung. Es bildeten sich tonige bis sandige Seesedimente, in denen oft eine Feinschichtung festzustellen ist. Teilweise zeigen diese „Warven“ vielleicht auch jahreszeitliche Wechsel an. Wo größere Flüsse in die Seen mündeten, wurden mächtige Kiesablagerungen in Form von Deltas geschüttet. Die starke Sedimentzufuhr aus den Alpentälern ließ die Seen in Schwaben bis auf einige kleine, wie den Weißen-, Hopfen- und Bannwaldsee in der Füssener Bucht oder den Alpsee bei Immenstadt, rasch verlanden.

Gewaltige Schmelzwassermassen aus dem Abtaubereich der Gletscherzungen strömten durch Gletschertore, großen Öffnungen an der Gletscherfront, ins Vorland und trugen dabei riesige Mengen an Gesteinsschutt mit sich. Dadurch entstanden nördlich der Moränenzüge teils ausgedehnte Schotterflächen wie beispielsweise die mittelschwäbischen Schotterplatten. Jeweils zum Ende einer Eiszeit, aber auch allgemein im Verlauf des Quartärs, konzentrierten sich die Schmelzwasserströme auf einzelne, wenige Abflussrinnen und zerschnitten bei nachlassender Sedimentzufuhr die zuvor aufgeschütteten Schotterflächen terrassenförmig. Letztendlich verblieb in jedem

Im Gegensatz zu dem vom Eis transportierten oder überfahrenen Moränenmaterial sind die Schmelzwasserablagerungen geschichtet und gut sortiert. Ihre Grobkomponenten sind deutlich gerundet und eingeregelt, manchmal liegen sie auch dachziegelartig übereinander. Allerdings konnten große Blöcke und Steine nur über kurze Strecken transportiert werden. Deshalb blieben die gröbsten Schotter schon in der Nähe der Moränen liegen.

Teilweise über Dutzende Kilometer bewegten die Schmelzwasserströme die feineren Komponenten Kies und Sand, bevor die Strömung soweit nachließ, dass sich Schotterflächen bilden konnten. Diese Ablagerungen wurden später oft vom Wasser wieder erodiert und zu neuen Terrassen umgeformt. Feine Gesteinsfragmente wie Schluff und Ton blieben im abfließenden Wasser in Schwebelage und wurden weitertransportiert.

Die verschiedenen alten Schottervorkommen Schwabens bilden ausgedehnte Schotterplatten wie z. B. die Zusam- oder Staudenplatte, schmale Riedel zwischen den jüngeren Tälern oder ganze „Terrassentreppen“ wie beispielsweise die Aindlinger und Staufenberg-Terrassentreppe. Weite Gebiete, vor allem mit erosi-



Schottergebiete der östlichen Iller-Lech-Platte

onsanfälligen Molassesedimenten, wurden durch Flussverlagerungen abgetragen. Am bekanntesten ist hier die Westwanderung der Iller: Sie verlegte ihre ursprüngliche Mündung in die Donau bei Burgheim donauaufwärts bis nach Ulm, wo ihr heutiges Tal weithin die westliche Grenze Bayerisch-Schwabens bildet.

Je älter die Schotter sind, desto kleiner und zergliederter sind ihre Vorkommen. Nur selten blieb ihr karbonathaltiges Material unverwittert unter Schotterlehm und verwitterungsresistenten Restgeröllen erhalten.

In den nicht vergletscherten Gebieten herrschten während der Kaltzeiten periglaziale Verhältnisse, die mit jenen der heutigen Polarregionen vergleichbar sind: Dort war der Boden dauerhaft gefroren. Es herrschte Permafrost, nur die obersten Schichten tauten im Sommer auf. Tauwasser konnte im gefrorenen Untergrund nicht versickern und der durch Wasserübersättigung breiig gewordene Boden konnte sich schon bei geringen Hangneigungen in Bewegung setzen, wodurch die verbreiteten Fließerden entstanden.

Da auf frischen Schotter- und Moränenablagerungen eine schützende Vegetationsdecke fehlte, waren sie der Winderosion ausgesetzt. Sand und Schluff wurden von Sturmwinden aufgenommen und zum Teil über große Entfernungen verfrachtet. Nahe an den Ausbläsungsgebieten wurde Flugsand angehäuft wie auf der Langweider Hochterrasse nördlich von Augsburg. Weiter verbreitet sind aber Löß- und Lößlehmdecken, die aus dem vom Wind umgelagerten Feinmaterial entstanden. Je länger die Ablagerung bereits andauerte, desto mächtiger sind die Decken. Man findet sie vor allem auf den älteren Schmelzwasserschottern, aber auch auf den Gesteinen der Oberen Süßwassermolasse.

Während des bis heute andauernden Holozäns, der „Nacheiszeit“, wurden die Landschaften Schwabens nur noch vergleichsweise gering umgestaltet. Wo durch die glaziale oder fluviale Erosion übersteilte Talflanken zurückblieben, ereigneten sich Hangrutsche und Bergstürze oder auch Murenabgänge, die zur Ablagerung großer Sturzkegel und Schwemmfächer führten.

Flüsse gruben sich tief in den Untergrund ein, es entstanden Wasserfälle oder bei fortschreitender Erosion in Festgesteinen auch enge Klammern. Schotter wurden weiter ab- oder umgelagert, in weiten Flusstälern setzten sich die feinerkörnigen Auensedimente ab. Viele Seen verlandeten teilweise oder ganz. An ihrer Stelle entstanden dort, wo hohe Grundwasserstände oder besonders starke Niederschläge vorherrschten, Moore mit ihren Torfablagerungen. Wo karbonatreiches Grundwasser austrat, bildeten sich teils flächige, lockere (Alm), teils eigenartig geformte Kalktuffvorkommen (Sinterkalkstein) wie beispielsweise im Illertal bei Memmingen, im Wertachtal zwischen Türkheim und Buchloe oder in der Schwäbischen Alb und ihrem Vorland bei Gundelfingen und Wittislingen.

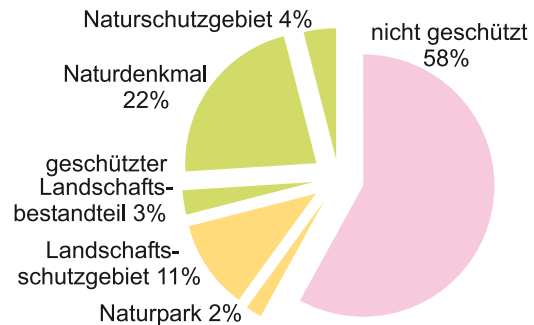
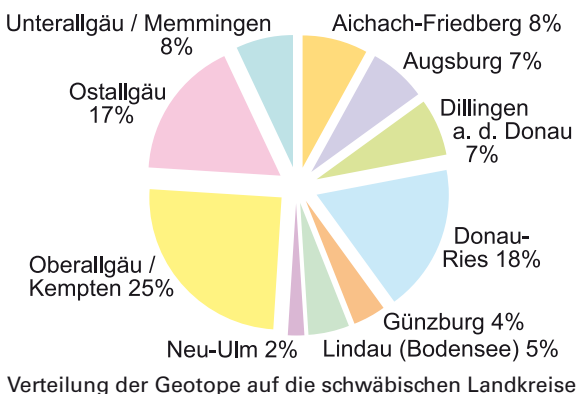
Mit der Verbesserung des Klimas bildeten sich unter der zunehmenden Vegetationsdecke tiefgründige Verwitterungsböden. Und schließlich begann in den jüngeren Abschnitten des Holozäns auch der Mensch zunehmend und erkennbar in die natürliche Entwicklung einzugreifen.

3 Geotope in Schwaben – ein Überblick

3.1 Stand der bisherigen Erfassung im GEOTOPKATASTER BAYERN

Fachliches Ziel des GEOTOPKATASTERS BAYERN, der sich seit dem Jahr 1985 im Aufbau befindet, ist eine möglichst vollständige Erfassung und Bewertung aller wichtigen erdgeschichtlichen Bildungen in Bayern. Damit steht für die staatliche Naturschutzarbeit wie für die Raumordnung und Landesplanung eine zuverlässige Grundlage zur Verfügung. Gleichzeitig dokumentiert diese Datensammlung die für die geowissenschaftliche Forschung und Lehre bedeutsamen Gesteinsvorkommen und macht sie der Allgemeinheit zugänglich. Denn die wesentlichen, unsere Landschaften prägenden Oberflächenformen sollen nicht nur erfasst, sondern auch bekannt gemacht werden. Außer Aufschlüssen und Reliefformen gehören zu den Geotopen auch Quellen, Höhlen und die Zeugnisse der Nutzbarmachung von Bodenschätzen in der Vergangenheit, die Geohistorischen Objekte. Die Informationen, die all diese Geotope enthalten, erlauben in der Gesamtschau nicht nur die charakteristischen Eigenheiten von Landschaften zu erkennen, sondern auch ihre erdgeschichtliche Entwicklung zu verstehen.

Zwar konnte eine flächendeckende Geotopkartierung Bayerns, bei der alle in Frage kommenden Objekte aufgesucht und überprüft werden, bisher nicht durchgeführt werden. Die erfolgten Übersichtserhebungen und der daraus resultierende Datenbestand des GEOTOPKATASTERS BAYERN geben jedoch bereits einen guten Einblick in den wesentlichen Formenschatz und die wichtigsten Gesteinsauf-

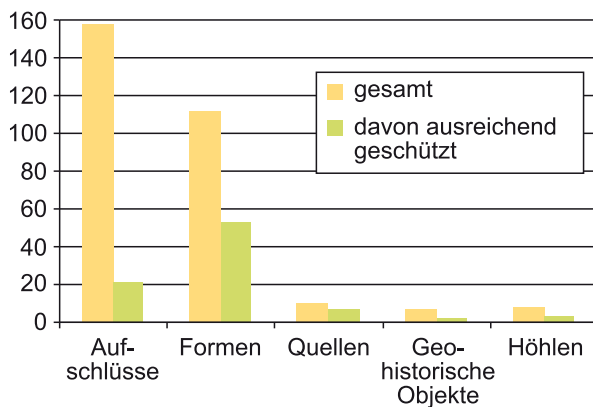


Schutzstatus der in Schwaben erfassten Geotope

schlüsse in Bayern. Auf diesem Informationsstand aufbauend ist es nunmehr möglich, dem in der Bevölkerung in den vergangenen Jahren immer mehr zunehmenden Interesse am erdgeschichtlichen Naturerbe durch Bereitstellung entsprechender Fachinformationen nachzukommen. Zwar gibt es bereits seit Jahrhunderten einzelne besonders attraktive geologische Ausflugsziele, die auch der Allgemeinheit bekannt sind. Inzwischen hat aber die Nachfrage nach weiteren Objekten, ihrer Lage, ihrem fachlichen Hintergrund und ihrem Wert erheblich zugenommen.

Bis zum Herbst 2009 wurden in Schwaben insgesamt 295 Geotope erfasst, im GEOTOPKATASTER BAYERN inventarisiert und bewertet. Damit kann jedoch kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben werden, denn zum einen steht die flächendeckende Bearbeitung noch aus, zum anderen gehen laufend Neuvorschläge ein, die vor Aufnahme in die Datenbank aus fachlicher Sicht im Gelände überprüft werden müssen. Diese Aufgabe ist sehr zeitaufwändig und kann nur im Rahmen der vorhandenen Ressourcen erledigt werden.

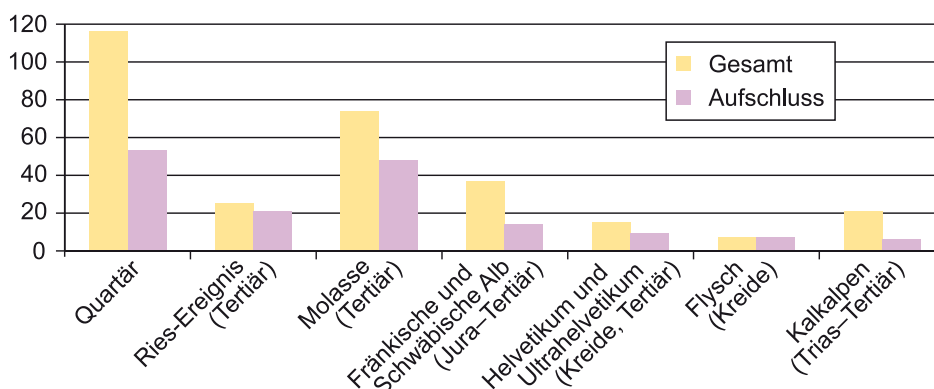
Darüber hinaus ist der Bestand der erfassten Geotope nicht statisch, denn ihr Zustand ist ständigen Änderungen unterworfen. Diese sind natürlich bedingt wie beispielsweise durch Verwitterung oder Bewuchs, können aber auch durch den Menschen erfolgen, beispielsweise durch Änderungen der Nutzung, Einstellung von Abbaumaßnahmen oder restlose Verfüllung von Abgrabungsstellen.



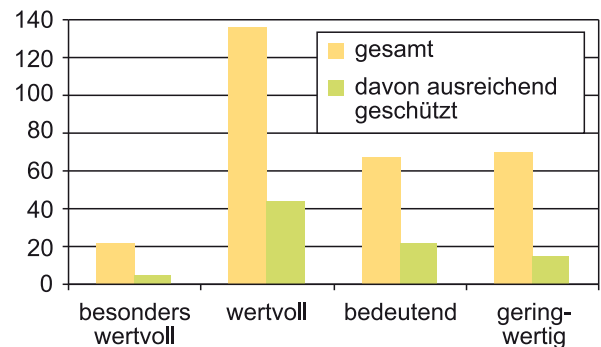
Gesamtheit und Anzahl der ausreichend geschützten Geotope in Schwaben, aufgliedert nach Objektklassen

Für Zwecke des Höhlenschutzes erhielt das Landesamt für Umwelt Datenmaterial aus privaten Höhlenkatastern zur Verfügung gestellt, die den GEOTOPKATASTER BAYERN ergänzen. Für Schwaben liegen Daten über circa 80 Höhlenbildungen vor, wobei es sich überwiegend um Karstbildungen im Bereich der Schwäbischen und Fränkischen Alb handelt, die in den Höhlenkatastern Fränkische Alb bzw. Schwäbische Alb dokumentiert sind. Etwa 40% der Höhlen liegen im Gebiet der Allgäuer Alpen und sind im Höhlenkataster Bayerische Alpen inventarisiert. Höhlenbildungen außerhalb dieser Naturräume kommen sehr selten vor.

Bezogen auf die Fläche Schwabens gibt es durchschnittlich einen Geotop auf 33,8 km². Es wurden insgesamt 60 unterschiedliche Geotoptypen festgestellt, von denen 56% auf die verschiedenen Oberflächenformen entfallen. Aus dieser Klasse sind besonders häufig Findlinge und Auswurfmaterial des Ries-Meteoriteneinschlages vertreten. Als



Anzahl der Geotope Schwabens verteilt auf Erdzeitalter und Regionen



Geowissenschaftliche Bewertung der Geotope in Schwaben

zweitwichtigste Gruppe mit 27% sind die Gesteinsaufschlüsse zu nennen, bei denen die Geotoptypen Gesteinsart und Schichtfolge überwiegen. Die dritthäufigste Gruppe mit 7% bilden Höhlen, die jedoch trotz zahlreicher möglicher Objekte nur in relativ geringer Zahl inventarisiert wurden. Denn der Umgang mit diesen Informationen erfordert wegen der vielfachen Gefährdungen, denen Höhlen unterliegen, eine besondere Umsicht, die meist eine Veröffentlichung der Daten nicht ratsam erscheinen läßt. Geohistorische Objekte als Zeugnisse einer früheren Rohstoffgewinnung und Quellen machen nur je 5% des Datenbestandes von Schwaben aus.

Von den erfassten Geotopen weisen 42% einen Schutzstatus nach dem Bayerischen Naturschutzgesetz auf. Für all jene 29% der Geotope, die in Naturschutzgebieten liegen oder als Naturdenkmal bzw. geschützter Landschaftsbestandteil ausgewiesen sind, werden die Schutzbestimmungen für ausreichend erachtet. Weniger strikt sind die Schutzbestimmungen in Landschaftsschutzgebieten und Naturparks, weshalb dort bei Veränderungen

von wichtigen Geotopen besondere Aufmerksamkeit erforderlich ist. Wie in anderen Gebieten Bayerns fällt auf, dass Aufschlüsse, Geohistorische Objekte und Quellen im Gegensatz zu Oberflächenformen eher selten ausreichend geschützt sind.

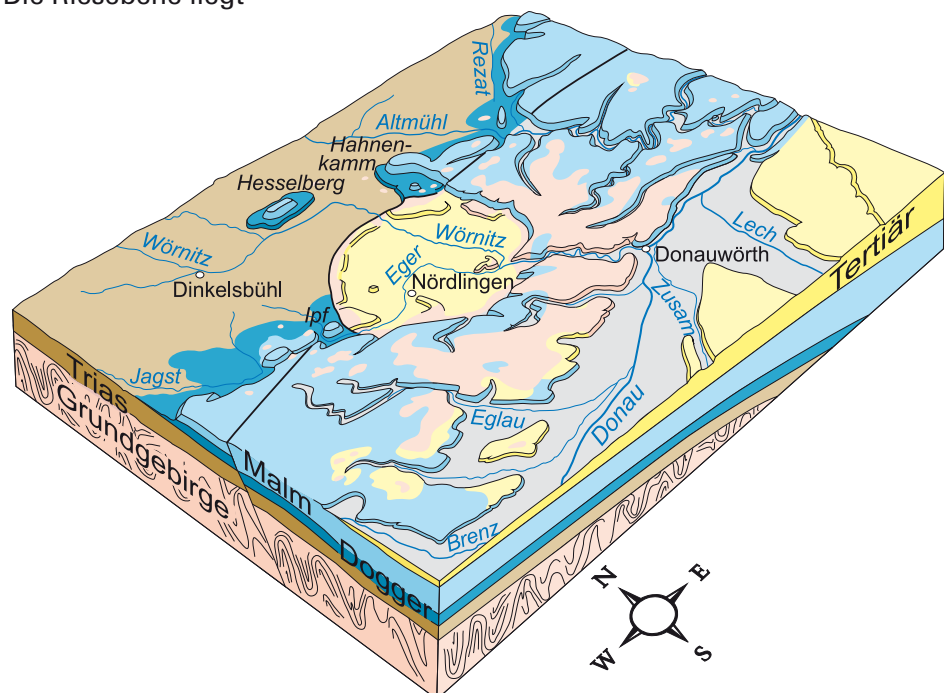
3.2 Donau-Ries

Als nördlichster Landkreis Schwabens grenzt der Landkreis Donau-Ries im Osten an Oberbayern, im Norden an Mittelfranken und im Westen an Baden-Württemberg. Im Wesentlichen hat er Anteil an zwei Naturräumen: Nördlich der Donau liegen die Schwäbische und Fränkische Alb, südlich davon die Donau-Iller-Lech-Platten. Zwischen Schwäbischer und Fränkischer Alb liegt mit circa 25 km Durchmesser das fast kreisrunde Nördlinger Ries, der mit Sedimenten gefüllte Einschlagkrater eines Meteoriten. Dort reicht der Landkreis noch zu einem geringen Teil in das nördlich anschließende Fränkische Keuper-Lias-Land hinein. Südlich der Donau hat er mit den Ausläufern von Donaured, Iller-Lech-Schotterplatten, Lech- Wertach-Ebenen sowie der Aindlinger Terrassentreppe noch Anteil am Molassebecken.

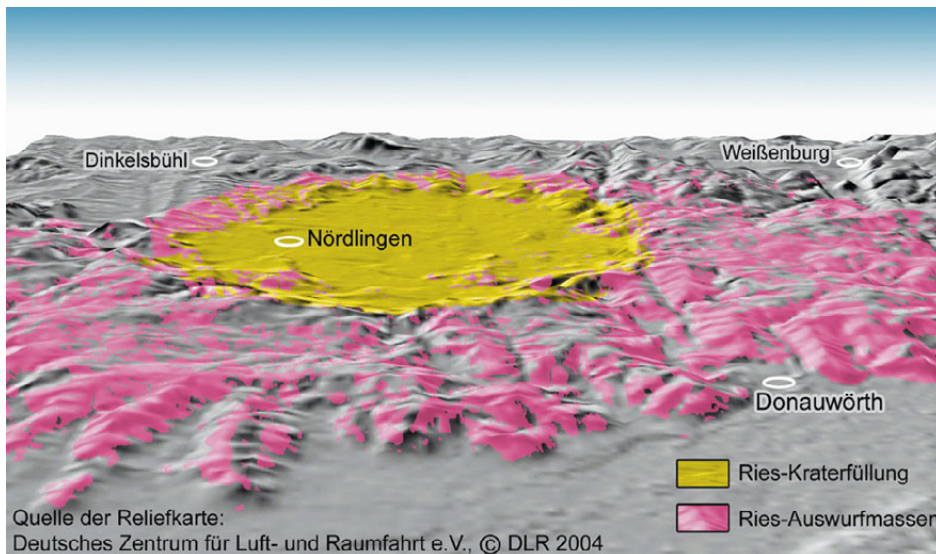
Die höchsten Erhebungen des Landkreises findet man auf der Fränkischen und Schwäbischen Alb, die eine durchschnittliche Höhe von 550 m aufweist. Ihr höchster Punkt im Landkreis liegt mit 629 m am Blankenstein zwischen Ederheim und Forheim. Die Riesebene liegt auf durchschnittlich 425 m. Südlich der Donau erreichen die Schotterplatten noch eine Höhe von 430 bis 480 m, die Ebenen von Donau und Lech liegen bei circa 400 m. Dort, wo die Donau den Landkreis an seiner Ostgrenze verlässt, liegt mit 389 m sein niedrigster Punkt. Neben der Donau, die den Landkreis in West-Ost-Richtung durchströmt, sind die von Norden zufließende Wörnitz mit der in sie mündenden Eger die bedeutendsten Gewässer.

Als älteste Gesteine findet man im Land-

kreis mit Ausnahme der beim Einschlag des Ries-Meteoriten ausgeworfenen Grund- und Deckgebirgsschollen, die Teil der Bunten Trümmermassen sind, Sande und Tone des Keupers. Sie stehen zwischen Seglohe und Dornstadt an und entstanden aus Abtragungsmaterial, das vom nahe gelegenen Festland in das damalige Keuperbecken geschüttet wurde. In der folgenden Jurazeit lagerten sich zunächst Tone und Sande sowie schließlich in einem seichten Meer die besonders landschaftsprägenden Abfolgen der Malmkalke ab. Sie sind heute vor allem am südlichen Kraterrand wie am Burgfelsen der Harburg oder in der Gegend um Christgarten zu sehen. Aus der darauf folgenden Kreidezeit sind, da die Alb ein Festland war und die Gesteine deshalb verwitterten und abgetragen wurden, im Landkreis fast keine Schichten erhalten. Erst im Jungtertiär, als das südlich anschließende Molassemeer bis auf die Alb reichte, wurden Meeressedimente sowie Abtragungsmaterial aus den entstehenden Alpen bis auf die Alb und in den Kraterbereich transportiert.



Schematisches Blockbild der heutigen Landschaft im Ries: die zuvor verschüttete Kraterhohlform wurde durch Abtragung wieder freigelegt. Von der geschlossenen Trümmers-Decke (rosa) rings um den Krater ist nur im Süden auf dem verkarsteten Malmkalk ein zusammenhängender Teil erhalten.



Das heutige Relief des Nördlinger Rieses mit Verteilung der Auswurfmassen und der sedimentären Kraterfüllung.

Als vor circa 14,8 Millionen Jahren der Riesmeteorit auf die Fränkische und Schwäbische Alb traf, wurden etwa 150 km³ Gesteinsmassen in einem Umkreis von bis zu 50 km auf die Landoberfläche ausgeworfen. Diese Gesteinsmassen bedecken heute als Bunte Trümmernmassen weite Bereiche um den Rieskrater.

Bei ihrem Auswurf wurden Schollen unterschiedlichster Größe bewegt, vom feinsten Gesteinsmehl bis hin zu Blöcken von mehreren Hunderten Metern Größe wie beispielsweise die Scholle des Steinbruchs am Kalvarienberg in Gosheim oder die Rauhe Birk östlich von Ebermergen. Bunte Trümmernmassen sind heute noch im Südosten von Pappenheim und Wellheim bis nach Heidenheim an der Brenz und Lauchheim im Südwesten zu finden. Im Süden stellt die Donau die Grenze des Verbreitungsgebietes dar, doch wurden noch weit im Molassebecken unter jüngeren Sedimenten vereinzelt Zeugen des Riesereignisses nachgewiesen. In der nördlichen Umgebung des Rieses sind dagegen keine Bunte Trümmernmassen mehr zu finden, da sie der Abtragung während des Quartärs zum Opfer fielen.

Unmittelbar nach dem Impakt regnete geschmolzenes Gestein zusammen mit Gesteinsbruchstücken ab und es entstand der Suevit. Reste davon sind noch mancherorts zwischen dem Zentralen und dem Äußeren Kratertrand

sowie bei Otting, Hainsfarth oder im Raum Amerdingen erhalten. In der Vergangenheit war er als Baustein begehrt.

Im Einschlagkrater selbst, der sich durch aus den Randbereichen eingleitende Schollen bis auf seinen heutigen Durchmesser erweiterte, entstand in der Folgezeit ein See. Aus dessen Umgebung wurde Lockermaterial eingetragen und Süßwasserkalk fiel

aus, der heute noch vielerorts am Riesrand, aber vereinzelt auch im Becken zu finden ist. Schließlich verlandete das Gewässer. Als weitere Folge des Einschlages wurden Flussläufe



Nur wenig vom Riesereignis beeinflusst ist der "Griesfelsen" bei Rehau auf der Frankenalb.



Die flache Ebene und die mesozoischen Randbereiche machen einen Großteil des Nationalen Geopark Ries aus.

verschüttet und es entstanden mehrere Stauseen wie der ehemalige Altmühl-Rezat-See.

Der die Riesebene bis zu 150 m überragende äußere Kraterstand ist eine an vielen Stellen morphologisch besonders auffällige Landschaftsform. Im Landkreis Donau-Ries verläuft er im Norden von Fremdingen über Hausen, Dornstadt nach Auhausen und von dort weiter in südöstlicher Richtung nach Megesheim. Seine südliche Begrenzung bilden die Jurahöhen bei Christgarten, Mönchsdeggingen und Ronheim bei Harburg und weiter bis Wemding im Osten. Er wird vor allem durch große Schollen gebildet wie dem Ochsenberg und dem Reisberg westlich von Mönchsdeggingen, dem Lehmberg bei Gosheim und dem Riegelberg zwischen Utzmemmingen und Holheim. Bei gutem Wetter lässt er sich vom Ulrichsberg zwischen Marktoffingen und Maihingen oder vom Wallersteiner Schlossfelsen gut überblicken.

In etwa entlang der Orte Maihingen, Seehof, Schwörshem, Fessenheim, Großelfingen, Nördlingen und Wallerstein verläuft der Rand des Zentralen Kraters. Besonders auffallend sind mehrere Anhöhen wie der Wallersteiner Schlossberg, die Marienhöhe bei Nördlingen, der Hahnenberg, der Steinberg bei Appetshofen und der Wennenberg bei Alerheim. Sie alle bestehen aus Riesseekalken, weisen jedoch häufig einen Sockel aus Kristallingesteinen auf.

Mit den Monheimer Höhengenden ist in der westlichen Frankenalb ein Relikt der Flussgeschichte erhalten. Nach dem Impakt transportierte der Ur-Main, der früher nach Süden verlief, Flusssande aus dem nördlichen Franken auf die Albhochfläche. Sie bedecken heute den Bereich von Rehau bis Monheim und noch einmal weiter südlich bei Buchdorf.

Abtragungsprozesse während der Eiszeiten räumten einen großen Teil der Sedimente aus, die den Rieskrater bis dahin bereits komplett ausgefüllt hatten, und legten somit die Beckenform wieder frei. Zur gleichen Zeit schütteten die aus den Alpen nach Norden verlaufenden Flüsse im Vorfeld der Gletscher mächtige Schotterkörper auf. Ihre nördlichsten Enden findet man im Landkreis noch westlich und östlich der Lechmündung. In diesen Gebieten wurden Schotter aus den ältesten Vereisungsphasen in Bayern nachgewiesen.



Chaotische Bunte Brekzie bei Ronheim am südöstlichen Riesrand

Lösende Wirkung – im Großen wie im Kleinen

Zwischen Harburg und Ronheim, wo sie den steil aufragenden Südrand des Rieskraters durchbricht, schuf die Wörnitz einen imposanten Prallhang. Er ist als markante, etwa 400 m lange und 20 m hohe Felswand weithin sichtbar. Sie besteht aus dickbankigem Treuchtlinger Marmor, der im Oberen Jura (Malm Delta) in einem flachen Meer abgelagert wurde. Nach oben gehen die gebankten Kalksteine in ungeschichtete Riffkalke über.

Die Gesteine sind reich an Resten von Schwämmen, den einstigen Baumeistern der Riffe. An den Wänden sind zahlreiche Schwammreste herausgewittert. Trotz seiner Lage direkt am Rand des Rieskraters wurde das Gestein durch den Impakt kaum beeinflusst. Lediglich im Bereich einiger weniger Störungen finden sich zerrüttete Partien, die als „Kalkbrekzien“ verheilt sind.

Im Bereich der Steilwand sind mehrere Karsthöhlen zu finden, wovon das sagenumwobene „Hüllenloch“ die bekannteste und am besten erschlossene ist. Derartige Karsthöhlen entstehen, wenn kohlenstoffhaltiges Wasser mit leicht löslichen Karbonatgesteinen in Kontakt kommt. Wo dieses Wasser auf Kalkstein trifft, löst es das Kalziumkarbonat auf und es entsteht das leicht lösliche Kalziumhydrogenkarbonat. Dieses wird abgeführt und kann an anderer Stelle beispielsweise als Tropfstein in Höhlen oder als Quellkalk in Sinterterrassen wieder ausfallen. Durch die Lösungsvorgänge werden Klüfte im Gestein allmählich erweitert. So entstehen unterirdische Gewässernetze und Höhlen.

Am Zugang zum Hüllenloch steht eine Tafel, welche die Sage über das Hüllenloch erzählt.



Eingang zur Karsthöhle Hüllenloch

Das Hüllenloch wie auch die beiden benachbarten Höhlen stehen als Naturdenkmäler unter Schutz. Besucher sind daher gebeten, die entsprechenden Vorschriften zu beachten!



Steile Klippe aus Treuchtlinger Marmor am ehemaligen Prallhang der Wörnitz bei Harburg

Steinbruch Daiting

Geotop-Nr.: 779A010
Landkreis: Donau-Ries
Gemeinde: Daiting
TK 25: 7231 Genderkingen
Lage: R: 4420625, H: 5407163
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Mörsheimer Schichten
 (Malm Zeta 3)

Beschreibung:

Im aufgelassenen Steinbruch Daiting sind Plattenkalke und dickbankige Kalksteine der Mörsheimer Schichten (Malm Zeta 3) in Wechsellagerung aufgeschlossen. Berühmt wurde dieser Steinbruch durch Fossilfunde in den Plattenkalken. Zwar waren Fossilien wie Ammoniten, Fische, Saurier, Pflanzenreste, Muscheln und Brachiopoden nicht so perfekt erhalten wie in den Plattenkalken von Solnhofen und Eichstätt, dafür galt die Fundstelle Daiting in den 1970er Jahren durch ihre Fülle an Tier- und Pflanzenarten als die fossilreichste Lagerstätte. Die vielen Funde von Landpflanzen lieferten außerdem einen wesentlichen Beweis für das Auftauchen von Riffen und Inseln aus dem Jurameer zur Zeit des Malm Zeta 3. In jener Zeit wurden die Kalke im Flachwasserbereich in Inselnähe gebildet, so dass Reste von Landflora und -fauna eingeschwemmt werden konnten.

Der Steinbruch wird als Bauschuttdeponie verwendet und ist inzwischen bis auf einen kleinen Restaufschluss fast gänzlich verfüllt. Damit wird ein wertvolles Fenster in die erdgeschichtliche Vergangenheit geschlossen und steht künftig für weitere Untersuchungen nicht mehr zur Verfügung.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss.Bewertung: wertvoll
Literatur: RÖPER et al. (2000)
 FESEFELDT (1962)



Plattige Kalksteine der Mörsheimer Schichten



Bekannt wurde der Steinbruch als reiche Fundstelle von Fossilien.



Der Krater im Krater

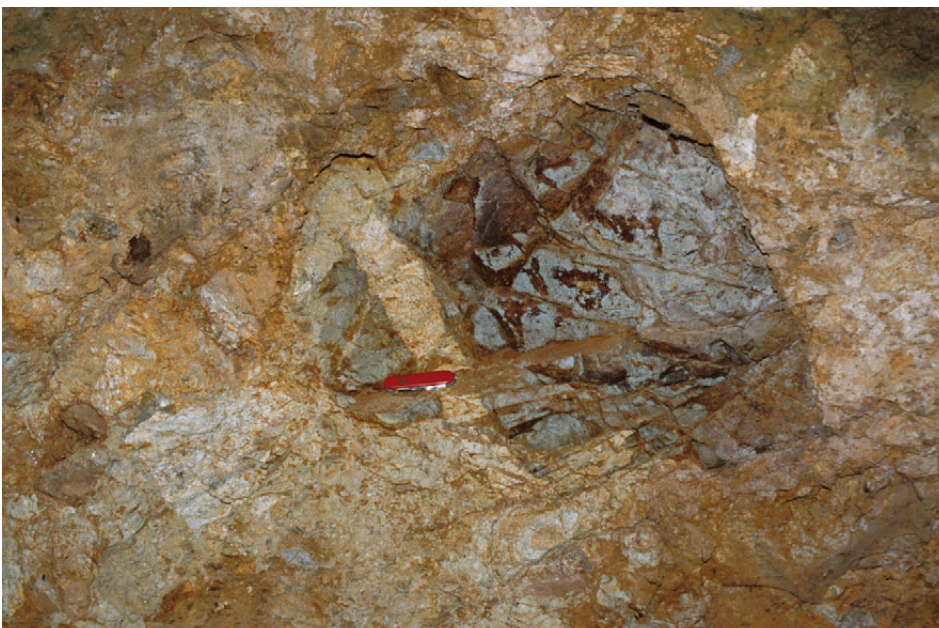
In dem Augenblick, als der Ries-Meteorit auf der Alboberfläche aufprallte, setzte sich seine Aufschlagsenergie explosionsartig frei, überhitztes Material wurde in Form von Dampf und hochkomprimierter Schmelze herausgeschleudert. Durch das Eindringen des Meteoriten in den Untergrund entstand ein primärer Krater von circa 12 km Durchmesser und 4 km Tiefe. Nach Durchgang der Schockwelle verdampfte der Meteorit und die Gesteine am Kraterboden federten zurück, gefolgt vom ballistischen Auswurf von Gesteinsmaterial und Aufstieg einer Explosionswolke bis 30 km Höhe. Anschließend Ausgleichsbewegungen in den Randbereichen bildeten den äußeren Krater, der als morphologische Form heute weithin sichtbar ist. Anzeichen für den inneren Ring (oder kristallinen Wall) sind jedoch nur an wenigen Stellen zu finden. Meist sind sie von der Kraterfüllung überdeckt, nur an wenigen Stellen ragen sie über die Riesebene heraus.

Einer der besten Aufschlüsse, wo Gesteine des inneren Rings zu sehen sind, befindet sich hinter der Gaststätte „Meyers Keller“ an der Ostseite des Galgenbergs in Nördlingen. Hier findet man eine so genannte geschockte, polymikte Kristallinbrekzie. Dabei handelt es sich um unterschiedliche Gesteine des kristallinen Grundgebirges, die beim Meteoriteneinschlag



Shatter cone aus stark zerrüttetem kristallinen Grundgebirge

zerbrochen wurden. Ihre braune Färbung erhielten sie von verwitterten Amphiboliten, die neben den in großer Zahl auftretenden Gneisen und Graniten vorkommen. Unter dem Mikroskop erkennt man Quarzminerale, die in die Impakt-typischen Hochdruckmodifikationen Coesit und Stishovit umgewandelt sind. Gelegentlich kann man auch Gesteinsbrocken mit typischen, radialstrahligen Strukturen („shatter cones“) finden, die beim Durchgang der Stoßwelle durch das Gestein entstanden. Überlagert wird die Kristallinbrekzie von Riesseekalken.



Polymikte Kristallinbrekzie im Aufschluss „Meyers Keller“ in Nördlingen. Die meisten Fragmente sind stark verwittert und durch die Schockwelle beeinflusst. Vorherrschende Gesteine sind helle dioritische Gneise und dunkle Amphibolite mit weißen, feldspatreichen Lagen.

Impaktgesteine Wengenhäusen



Geotop-Nr.: 779A012
Landkreis: Donau-Ries
Gemeinde: Marktoffingen
TK 25: 7028 Unterschneidheim
Lage: R: 3607290, H: 5420346
Naturraum: Ries
Gestein: Rieseekalke,
 Polymikte Kristallinbrekzie
 (Mittelmiozän)

Beschreibung:

An der B 25 nördlich von Wengenhäusen weist ein Schild zu einem von Bayerns schönsten Geotopen. In dem 50 m langen und 5 m hohen aufgelassenen Steinbruch sind zwei unterschiedliche Gesteine aufgeschlossen: Polymikte Kristallinbrekzie im unteren Bereich wird von Rieseekalken überlagert. Die Brekzie besteht aus Bruchstücken unterschiedlicher Gesteine des kristallinen Grundgebirges (Granite, Gneise, Amphibolite) und weist Strahlenkegel, so genannte „shatter cones“, auf. Rieseekalke bilden das Dach der Aufschlusswand.

Nachdem beim Einschlag des Ries-Meteoriten das 600 m mächtige Deckgebirge durchschlagen und ausgeworfen oder verdampft war, federte der Boden des entstandenen Kraters zurück und das nun stark geschockte kristalline Grundgebirge aus dem Untergrund trat stellenweise bis an die Oberfläche. Als Resultat von durchlaufenden Stoßwellen während des Impakts waren dezimetergroße, kegelförmige und radialstrahlige Bruchstrukturen (shatter cones) entstanden, die gelegentlich im Steinbruch zu finden sind. Durch die starke Beanspruchung während des Einschlags wurde der Gesteinsverband so weit zerstört, dass die ursprünglich harten Gesteine wie Granite und Gneise zwar optisch unverändert geblieben sind, sich jedoch von Hand zerbrechen und teilweise sogar zerbröseln lassen.

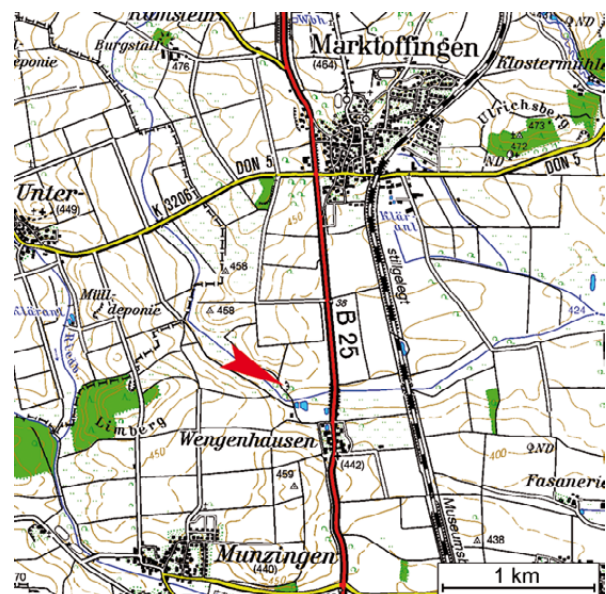
Schutzstatus: Landschaftsbestandteil
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: SCHMIDT-KALER & TREIBS
 (1970)



Im Steinbruch Wengenhäusen ist Kristallinbrekzie, die von Rieseekalken überlagert wird, aufgeschlossen.



Polymikte Kristallinbrekzie vorwiegend aus geschockten Graniten und Gneisen. Stellenweise finden sich shatter cones.



Suevit – der Stein der Schwaben

Als Suevit bezeichnet man ein Gestein aus Gesteinsstaub, Bruchstücken – vor allem des kristallinen Grundgebirges, untergeordnet auch des Deckgebirges – und ehemals geschmolzenen Komponenten („Flädle“). Es besteht aus einer feinen, grauen Grundmasse, in welche die größeren Bestandteile eingeschlossen sind. Entstanden ist der Suevit aus den großen Mengen von Staub, Asche, zerbrochenem und geschmolzenem Gestein, welche durch den Impact bis in die Stratosphäre geschleudert wurden und anschließend abregneten.

Da der Suevit einem vulkanischen Tuff ähnelt, wurde der Rieskrater lange Zeit auf ein vulkanisches Ereignis zurückgeführt. Erst als ab dem Jahr 1960 bestimmte Mineralphasen im Suevit (Coesit, Stishovit, diaplektische Gläser, später auch Diamanten) entdeckt wurden, die sich nur bei extremen Drücken und Temperaturen bilden, konnte die Entstehung des Rieses durch einen Meteoriteneinschlag zweifelsfrei nachgewiesen werden.



Suevit – eine Mischung aus Sediment- und Kristallgestein mit eingelagerten Fetzen der beim Impact entstandenen Schmelze.

Bereits seit dem Mittelalter dient der poröse Suevit wegen seiner leichten Bearbeitbarkeit und seiner ausgezeichneten Dämmeigenschaften als Baumaterial. Die bekanntesten Bauwerke in Nördlingen sind hierbei der 90 m hohe Glockenturm der St. Georgskirche (im Volksmund „Daniel“ genannt) sowie die Rathausstreppe.

Heute wird der Suevit als Zuschlagsstoff zur Herstellung von hydraulischem Zement verwendet.



Der „Daniel“-Turm der St. Georgskirche wurde aus dem in umliegenden Steinbrüchen gewonnenen Suevit erbaut.

Suevitsteinbruch Aumühle

Geotop-Nr.: 779A013
Landkreis: Donau-Ries
Gemeinde: Hainsfarth
TK 25: 7029 Oettingen i. Bay.
Lage: R: 4399809, H: 5426785
Naturraum: Vorland der südl. Frankenalb
Gestein: Bunte Brekzie, Suevit
 (Mittelmiozän)



Beschreibung:

Nördlich des Ortes Hainsfarth liegt ein Steinbruch der Firma Märker, in dem nach wie vor Suevit abgebaut wird. Die Abbaustelle ist als einer der schönsten Geotope Bayerns ausgewiesen und zeigt in seinem vorderen Bereich an der Ostseite eine Wand mit einer eindrucksvollen Überlagerung von gelblich-gräulichem Suevit über stark ineinander verkneteten, rotbraunen Ablagerungen von Bunter Brekzie. Bei den beiden Gesteinsarten, die mit einem scharfen Kontakt aneinander grenzen, handelt es sich um die typischen, beim Riesimpakt entstandenen Gesteine. Im hinteren Bruchbereich sind in der Suevitlage manchmal nahezu vertikale röhrenförmige Strukturen aufgeschlossen, durch die die während der Verfestigung des Gesteins freigewordenen Gase entwichen.

Im Gegensatz zu den meisten anderen Gesteinen bildeten sich Suevit und Bunte Brekzie binnen weniger Minuten. Durch den Meteoriteneinschlag wurden die Gesteine des Deckgebirges nach oben und zur Seite aus der Einschlagstelle herausgeschleudert und kamen als Bunte Brekzie mit einer sehr unruhigen Oberfläche zur Ablagerung. Das Relief wäre nicht erhalten geblieben, wenn nicht der Suevit direkt im Anschluss die Bunte Brekzie überdeckt und somit konserviert hätte.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: CHAO, HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (1978)
 SCHMIDT-KALER & TREIBS (1970)
 WAGNER (1965)
 LÖFFLER (1924)



Im Steinbruch Aumühle ist die Grenze zwischen der rötlichen Bunte Brekzie und dem später niedergegangenen hellgrauen Suevit gut erkennbar.



Harte Komponenten der Bunte Brekzie wurden beim Auswurf aus dem Krater sogar zu Großgeröllen umgeformt.



Die Sedimente des Riesesees

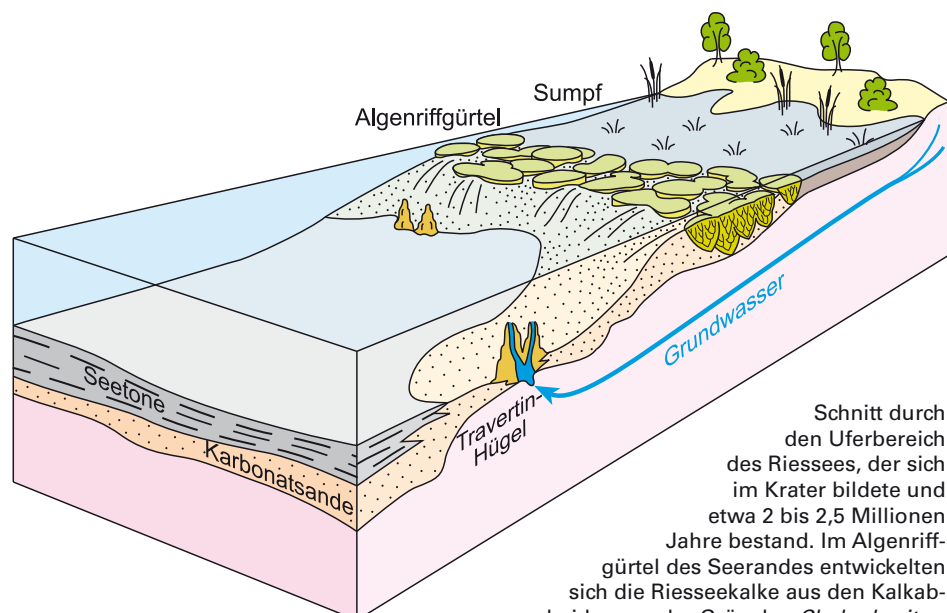
Als Folge des Riesimpakts war ein großer Krater entstanden, in dem sich zunächst ein abflussloser See bildete. In der Anfangsphase wurde noch gröberes Lockermaterial der Bunten Trümmermassen aus den umliegenden Gebieten eingetragen. Anschließend kam vor allem sehr feines, toniges Material zum Absatz. Der See bestand vermutlich circa zwei Millionen Jahre, ehe er schließlich verlandete.

Aufgrund des semiariden Klimas war das Seewasser zunächst stark salzhaltig, was es nur wenigen, dafür individuenreichen Spezialisten möglich machte, sich hier anzusiedeln. Der See war untergliedert in einen zentralen Teil mit vorwiegend toniger Sedimentation, an den sich zum Ufer hin kleine Riffbereiche und Sumpfstreifen anschlossen. In den Flachwasserzonen bildeten sich Algenriffe, an Grundwasseraustritten wurde Kalziumkarbonat ausgefällt, das unter der Wasseroberfläche charakteristische Travertinhügel entstehen ließ.

Im Laufe seines Bestehens wurde der See zunehmend mit Sedimenten aufgefüllt und war schließlich völlig verschwunden. Erst während der Eiszeiten wurden die obersten Rieseesedimente wieder abgetragen und die heutige Beckenform kam zum Vorschein. Dabei wurden die Riesseekalke wegen ihrer im Vergleich zu den tonigen Ablagerungen höheren Verwitterungsresistenz herauspräpariert und treten teilweise wie z. B. am Wallerstein markant aus der Riesebene hervor. Zeitweise dienten manche der Vorkommen auch der Rohstoffgewinnung.



Der „Wallerstein“ aus Riesseekalken überragt als Härtling die Riesebene um 70 m.



Schnitt durch den Uferbereich des Riesesees, der sich im Krater bildete und etwa 2 bis 2,5 Millionen Jahre bestand. Im Algenriffgürtel des Seerandes entwickelten sich die Riesseekalke aus den Kalkabscheidungen der Grünalge *Cladophorites*.

Riesseekalke Hainsfarth

Geotop-Nr.: 779A015
Landkreis: Donau-Ries
Gemeinde: Hainsfarth
TK 25: 7029 Oettingen i. Bay.
Lage: R: 4400026, H: 5425006
Naturraum: Vorland der südl. Frankenalb
Gestein: Riesseekalke (Mittelmiozän)



Beschreibung:

An der bis zu sieben Meter hohen Wand des ehemaligen Steinbruchs am Büschelberg (im Volksmund „Burschel“ genannt), der heute teilweise einen Sportplatz einrahmt, sind verschiedene Ausbildungen von fossilreichen Riesseekalken aufgeschlossen. Es dominieren Riffe der Grünalge *Cladophorites*, deren in die Höhe gerichtete Wuchsform eine Besonderheit darstellt, die ansonsten nur in Südfrankreich beobachtet wurde: Karbonathaltige Ausscheidungen der sich immer weiter verästelnden Algen bilden zunächst rübenförmige Strukturen, die sich zu durchschnittlich etwa einen Meter hohen, im Einzelfall sogar bis zu fünf Meter hohen „Algenstotzen“ vereinigen. Dazwischen befinden sich geschichtete Bereiche mit ausgesprochen artenarmen, dafür aber individuenreichen Faunen. Sie bestehen überwiegend aus Schalenresten der Wasserschnecke *Hydrobia*, des kleinen Schalenkrebsses *Cypris* sowie der vom Land eingeschwemmten Landschnecke *Cepaea*.

Ursache für die relative Artenarmut war das salzhaltige Seewasser, das nur wenigen Spezialisten das Überleben ermöglichte. Diese konnten sich allerdings massenhaft vermehren, da natürliche Feinde überwiegend fehlten. In den Kalken wurden außerdem hervorragend erhaltene Reste von Schildkröten, Vögeln und verschiedenen Säugetieren gefunden.

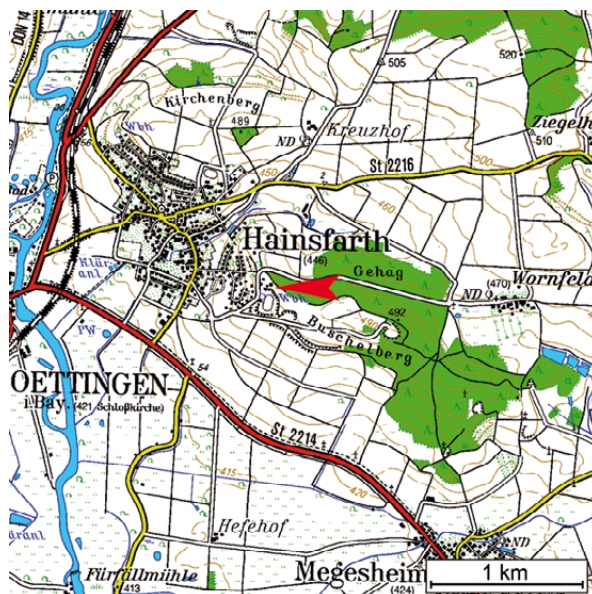
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: PÖSGES & SCHIEBER (1994)
 CHAO, HÜTTNER &
 SCHMIDT-KALER (1978)
 SCHMIDT-KALER & TREIBS
 (1970)
 STARKE (1963)
 DORN (1942)



Ein aus vielen „Rüben“ kegelförmig aufgebauter Algenstotzen, der im oberen Bereich eine Breite von mehreren Metern hat.



Im ehemaligen Brackwasserbereich zwischen den Algenriffen siedelten Wasserschnecken, deren Reste heute zwischen den Algenstotzen zum Vorschein kommen.



Entwurzelt und verstellt – die Schollen des Riesrandes

Die gewaltigen Kräfte, die während des Ries-Impakts frei wurden, schleuderten große Mengen von Gesteinen aus der Einschlagstelle. Unter anderem glitten riesige Gesteinschollen aus dem Krater auf das umliegende Gelände oder wurden auch durch die Luft geschleudert. Sie kamen je nach Größe nahe oder weiter vom Kraterrand entfernt wieder auf der Erdoberfläche zur Ruhe.

Eine derartige Scholle stellt die „Rauhe Birk“ östlich von Ebermergen dar. Bereits aus weiter Entfernung ist die markante Kuppe aus der sonst flachen Umgebung deutlich zu erkennen. Mit 15 m Höhe, 180 m Länge und 100 m Breite gehört sie zu den größeren Schollen, die beim Meteoriteneinschlag ausgeschleudert wurden. Über einen Parkplatz an der B 25 ist sie sehr gut zu erreichen.



Brekzierte Malm-Kalke sind an der Westseite der „Rauhen Birk“ aufgeschlossen.



Die Malmkalk-Scholle „Rauhe Birk“ liegt 8 km außerhalb des Kraters.

Die Scholle besteht aus Gesteinen des Malm Delta, des Treuchtlinger Marmors, dessen Schichten nunmehr als Folge des Auswurfs aufgestellt sind. Das Gestein wurde stark zertrümmert und besteht hauptsächlich aus eckigen oder kantigen Bruchstücken, die teilweise noch in ihrem ursprünglichen Gesteinsverband vorliegen. Als Folge des früheren Rohstoffabbaus blieben im Bereich der Kuppe mehrere Aufschlüsse erhalten, die eine Untersuchung des Gesteins erlauben. Da die „Rauhe Birk“ jedoch als Naturdenkmal ausgewiesen ist, sollten sich die Untersuchungen auf die Besichtigung dieses Dokuments der Erdgeschichte beschränken!



Hauptsächlich aus eckigen oder kantigen Bruchstücken besteht der stark zertrümmerte Treuchtlinger Marmor.

Ofnethöhlen

Geotop-Nr.: 779H001
Landkreis: Donau-Ries
Gemeinde: Nördlingen
TK 25: 7128 Nördlingen
Lage: R: 3606585, H: 5410045
Naturraum: Ries
Gestein: Treuchtlinger Marmor
 (Malm Delta)



Beschreibung:

Vom Parkplatz des Römischen Gutshofs am Fuß des Riegelberges sind die Ofnethöhlen innerhalb von 15 Minuten zu Fuß zu erreichen. Der Riegelberg, auch als „Himmelreich“ bezeichnet, besteht aus Kalksteinen des Jura. An seinem Südeinde befinden sich die Kleine und die Große Ofnethöhle. Diese sind in besonderem Maße als Fundstelle von rituellen Schädelbestattungen aus dem Mesolithikum (ca. 6000 v. Chr.) bekannt geworden.

Beim Riegelberg handelt es sich um eine so genannte parautochthone Scholle, d. h. um einen Gesteinskörper, der sich zwar nicht in und an seiner ursprünglichen Position befindet, jedoch nur verhältnismäßig wenig verlagert hat. Noch im Verlauf des Impaktgeschehens glitt die 1,75 km x 0,75 km große Malmkalk-Scholle des Riegelbergs vom Kraterrand in das Kraterinnere ab und kam verkippt in der so genannten Megablockzone zur Ablagerung. Durch diese Beanspruchung sind die Kalke des Riegelbergs teilweise stark zertrümmert und in eine Brekzie umgewandelt.

Die Ofnethöhlen repräsentieren einen Teil eines ehemaligen Karstsystems. Heute liegt es über dem Grundwasserspiegel und ist daher trocken gefallen. Die große Höhle besitzt eine Gesamtlänge von einigen 10er Metern, die kleine von circa 15 m.

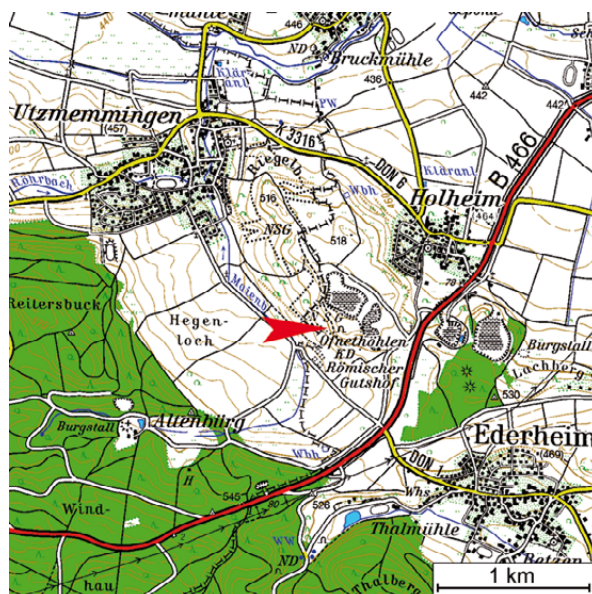
Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: GALL, HÜTTNER & MÜLLER (1977)



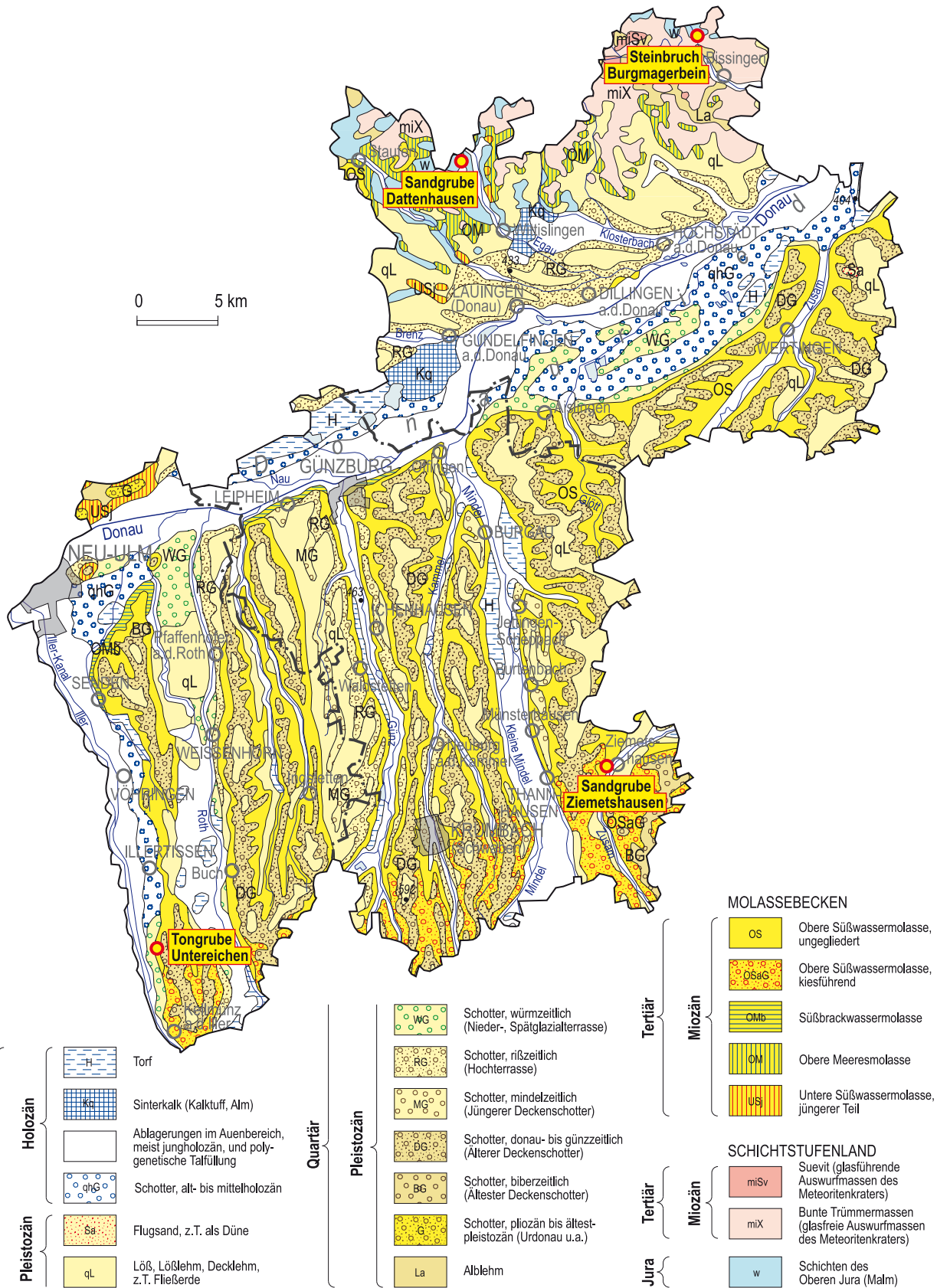
Eingang zur großen Ofnethöhle



Der Riegelberg ist eine Gesteinsscholle am Rand des Rieskraters, die zwar nicht ausgeworfen, aber nach dem Meteoriteneinschlag aus ihrer ursprünglichen Position herausbewegt wurde.



Geotope in Schwaben



3.3 Neu-Ulm, Günzburg und Dillingen an der Donau

Im nordwestlichen Teil Schwabens gelegen weisen die Landkreise Neu-Ulm, Günzburg und Dillingen a. d. Donau einen ähnlichen geologischen Bau auf. Ihre südlichen Teile bilden die Iller-Lech-Schotterplatten. Dort prägen von Süden nach Norden verlaufende Donauzuflüsse wie Iller, Roth, Günz, Mindel und Zusam mit dazwischen liegenden, etwa um 50 m höher liegenden Geländerücken (Riedel) die Landschaft. Dieser Bereich liegt durchschnittlich in 460 m bis 540 m Höhe, erreicht aber stellenweise wie am Wannenberg bei Oberroth oder im Kellmünzer Wald an der Iller auch mehr als 600 m. Die größeren Flusstäler bergen reiche Vorkommen von hochwertigem Flusskies. Auf den Hochflächen und an flach geneigten Hängen der Riedel bieten Löß und Lößlehm oft günstige Bedingungen für eine landwirtschaftliche Nutzung.

Nördlich an die Schotterplatten schließt mit dem Donauried der weitgehend homogene Talraum der Donau an. Auf der insgesamt etwa 75 km langen Strecke innerhalb der Landkreise von Neu-Ulm bis kurz vor Donauwörth, wo sie bei Schweningen den Landkreis Dillingen a. d. Donau wieder verlässt, verläuft sie in einem circa 10 km breiten Tal.

Dieses weist zwischen Neu-Ulm (468 m) und dem Eintritt in den Landkreis Donau-Ries im Osten (404 m) nur geringe Höhenunterschiede auf.

Von Norden her an diesen Naturraum reichen die Abhänge der Schwäbischen Alb und der Riesalb. Die flach nach Süden geneigte Tafel von Juragesteinen steigt allmählich nach Norden an. Innerhalb der schwäbischen Landkreise erreicht sie eine durchschnittliche Höhenlage von 550 m mit den höchsten Erhebungen von mehr als 600 m im Zöschinger Forst. Nur wenige Gewässer wie Brenz oder Egau durchschneiden sie auf ihrem Weg zur Donau.

Wegen ihrer erdgeschichtlichen Vielfalt und Besonderheiten wurde ein Teil der Schwäbischen Alb im Jahr 2003 als Nationaler GeoPark ausgezeichnet. Diese gilt aufgrund der dort vorherrschenden Kalk- und Dolomitsteine als größtes Karstgebiet Mitteleuropas. Die hellen Kalksteine des Malms, die weite Bereiche einnehmen, sind die ältesten Gesteine in den betrachteten Landkreisen. Aufgeschlossen sind sie in den teils aufgelassenen, teils im Abbau befindlichen Steinbrüchen bei Haunsheim oder Wittislingen.



Iller-Tal bei Untereichen, Stadt Altenstadt mit Blick in nördliche Richtung. Ganz im Hintergrund (Bildmitte) sind bereits die bewaldeten Anhöhen der Schwäbischen Alb nördlich der Donau zu erkennen.

Nach der Hebung des Gebietes zum Ende der Jurazeit konnte entlang von Schwächezonen kohlenstoffreiches Niederschlagswasser eindringen und im Gestein Hohlformen schaffen, die später häufig mit jüngeren Ablagerungen gefüllt wurden. Derartige Karstspalten sind z. B. im ehemaligen Steinbruch bei Burgmagerbein im Landkreis Dillingen zu sehen. Typisch sind auch die in den Feldern oder Wiesen als Vertiefungen erkennbaren Dolinen. Sie entstanden zumeist durch das Nachsacken überlagernder Sedimente in unterirdische Karsthohlräume wie beispielsweise bei Oberbechingen.

Zeitgleich mit der Heraushebung der Alpen seit dem Tertiär senkte sich die Landoberfläche in Südbayern vor dem entstehenden Gebirge ab. Das so entstandene Molassebecken reichte – flach auslaufend – zeitweise bis über den Südrand der Schwäbischen Alb. Süßwasserkalke, Schluffe, Mergel und Sande der Unteren Süßwassermolasse fand man beispielsweise in Karstwannen im aufgelassenen Steinbruch Beikler bei Haunsheim.

Ein erneut vordringendes Meer hinterließ die marine Schichtenfolge der Oberen Meeresmolasse. Den Nordrand dieses Meeres markiert in der Schwäbischen Alb die so genannte Klifflinie, die im Landkreis Dillingen nördlich der Ortschaft Staufen in Richtung Dischingen und weiter nach Burgmagerbein nördlich von Bissingen verläuft. Südlich davon findet man tertiärzeitliche Feinsande, die z. B. in den ehemaligen Sandgruben bei Staufen und Stettenhof/Mödingen im Landkreis Dillingen erhalten sind. Das Kliff selbst ist in den Jurakalken z. T. mit einer Brandungshohlkehle erhalten, wo stellenweise noch Bohrmuschel- und Bohrschwammhöhlen gefunden werden können, ist aber in Bayern nirgendwo dauerhaft aufgeschlossen.

Mit dem Rückzug des Molassemeeres und dem Absatz der kaum mehr als 1 m mächtigen Krusten- und Knollenkalke des so genannten Albsteins schnitt sich von Norden und Nordosten kommend die Fortsetzung von Urmain und Urnaab als so genannte Graupensandrinne in die älteren Molasseablagerungen ein. Über

ihrer Sedimentfüllung dokumentieren die fossilreichen Kirchberger Schichten mit ihrer Brackwasserfauna einen letzten, kurzfristigen Meerwassereinbruch, dessen Spuren man vereinzelt an Talhängen zwischen Senden und Günzburg finden kann.

Als sich das Meer endgültig zurückgezogen hatte, bildete sich zwischen Ostbayern und dem Bodensee ein westgerichtetes Entwässerungssystem. Dessen älteste Ablagerungen, auch als Limnische Untere Serie bezeichnet, sind z. B. in der Ziegeleigrube Offingen bei Günzburg aufgeschlossen und dokumentieren eine Zeit, in der träge Flüsse, flache Seen und Überschwemmungsebenen das Land prägten.

Vermutlich ab dem Mittelmiozän wurden große Mengen von Abtragungsschutt bis in den mittleren und nördlichen Teil des Vorlandbeckens transportiert. Das Gebiet der Landkreise Günzburg und Neu-Ulm war während dieser Zeit von mäandrierenden Flüssen durchzogen, die vor allem Fein- bis Mittelsande hinterließen, die z. B. bei Ichenhausen im Landkreis Günzburg aufgeschlossen sind und als Fluviale Untere Serie bezeichnet werden. Zunehmende Transportkraft der Flüsse aus östlichen Liefergebieten führte schließlich zur Ablagerung der Geröllsandserie, die noch die südlichen Bereiche der Landkreise Günzburg und Neu-Ulm erreichte.

Heute noch sichtbares Zeichen des Einschlags des Ries-Meteoriten im Landkreis Dillingen sind die nördlich der Donau flächenhaft verbreiteten Auswurfmassen. Dabei handelt es sich um so genannte Bunte Trümmersmassen sowie um ortsfremde Gesteinsschollen, die beispielsweise in der Gegend von Zoschingen aus Juragesteinen bestehen. Südlich der Donau lassen sich im Landkreis Günzburg in den Molassegesteinen ortsfremde Malmkalkblöcke und -brocken finden. Derartige als Reutersche Blöcke bzw. Brockhorizont bezeichnete Dokumente des Riesereignisses werden gelegentlich, beispielsweise in der Sandgrube von Ziemetshausen, geborgen.

Wahrscheinlich nur wenige Hunderttausendjahre nach der Rieskatastrophe förderten



Die mit einem Kreuz versehene Scholle in Zoschingen besteht aus Jurakalkstein, welcher im Zuge des Ries-Impaktes zusammen mit weiteren Gesteinstrümmern versetzt wurde. Wegen seiner Härte konnte er der Erosion widerstehen und ist erhalten geblieben.

Vulkane, deren Schlote vermutlich in den Karpaten lagen, große Mengen von Aschen, die in das Molassebecken eingeweht wurden und dort teilweise mehrere Meter mächtige Ablagerungen von Glastuffen bildeten. Bei Krumbach und Thannhausen sind diese Tuffe aus Rhyolith-Gläsern und die daraus entstandenen Bentonit-Tone in flachen Senken bis wenige Meter mächtig zusammengeschwemmt.

In der jüngsten erdgeschichtlichen Epoche, dem Quartär oder Eiszeitalter, lagerten Flüsse mit Gletscherschmelzwasser im Alpenvorland mächtige Schotterkörper ab. In den Landkreisen Günzburg, Neu-Ulm und Dillingen lassen sich Schotter aus dem gesamten Eiszeitalter nachweisen, so z. B. ältestpleistozäne Schotter der Biber- oder Donau-Kaltzeit in der Kiesgrube Osterbuch im Landkreis Dillingen, Günz-kaltzeitliche Schotter in der ehemaligen Kiesgrube Bubenhausen im Landkreis Neu-Ulm oder Mindel-kaltzeitliche Schotter in der Sandgrube Dumerth bei Burtenbach im Landkreis Günzburg. Flüsse tiefen sich im jüngeren Quartär in die älteren Schotter und ihren Molassesockel ein, lagerten Schotter der Riß-kaltzeitlichen Hochterrassen und der Würm-kaltzeitlichen Niederterrassen ab und schufen so die charakteristischen Terrassentreppen.

Am Nordrand des Donautals ist zwischen Dillingen und Höchstädt die von Löß und Lößlehm überdeckte Hochterrasse der Riß-Kaltzeit deutlich ausgebildet. Südlich daran schließt die weite Ebene des Donauriedes an. Diese wärmezeitliche Niederterrasse stellt eine flach nach Nordosten geneigte Kiesebene dar. Den Flusslauf begleitet die holozäne Auenstufe, die gegenüber der Niederterrasse noch einmal bis zu 5 m tiefer liegt. Eine Vielzahl von Baggerseen prägt dort heute das Landschaftsbild.

In den Niedermoorgebieten der weiten Riedlandschaft befinden sich große Grünlandbereiche, während außerhalb der Auen- und Niedermoorebereiche die Landschaft ackerbaulich genutzt wird. Mit seinen Auwäldern, Altwässern, Niedermooren, Grünlandgebieten sowie Gräben und Streuwiesen stellt das Donauried einen der wertvollsten Großlebensräume in Bayern dar. Gleichzeitig dient es als Hochwasserabfluss- und -rückhalteraum.

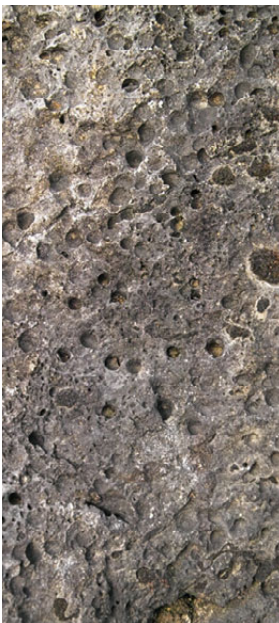
Schwabens steile Nordküste

Von Chambéry südwestlich des Genfer Sees bis nach Wien erstreckt sich nördlich der Alpen das Molassebecken. Wie Fossilfunde belegen, war dieses Becken damals längere Zeit von einem Meer bedeckt. Seinen Nordrand bildete eine morphologisch deutlich ausgeprägte Steilküste, die als Klifflinie der Oberen Meeresmolasse bezeichnet wird und heute noch mancherorts zu erkennen ist.

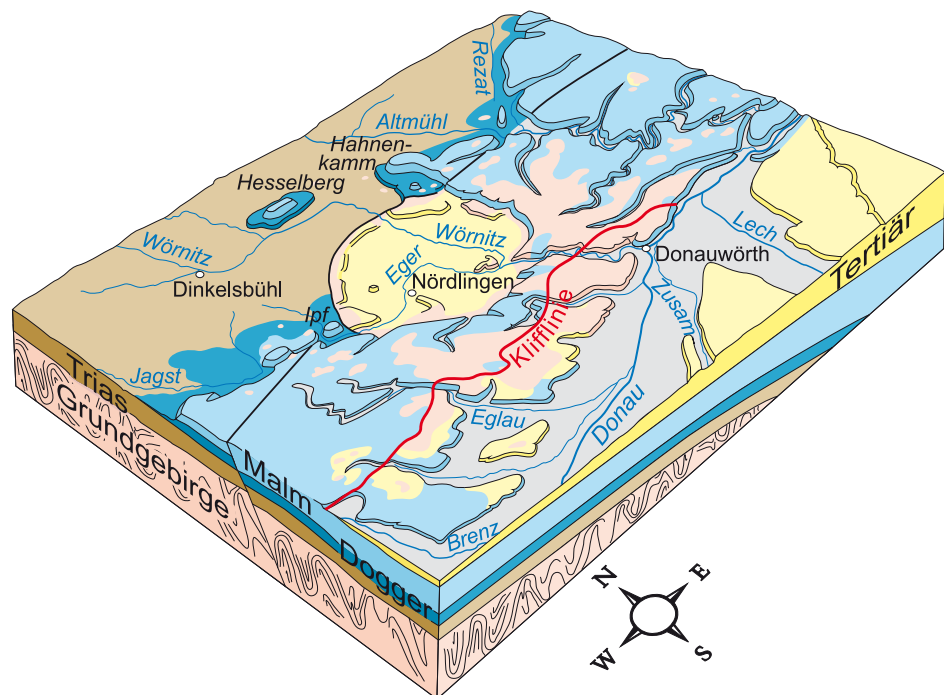
Ein besonders gut erhaltener Teil der Klifflinie befindet sich in Staufen im Landkreis Dillingen a. d. Donau. Hier bilden Gesteine des Weißjura einen deutlichen Höhenrücken, in dessen südlichem Hangbereich eine kleine Abbaustelle mit glaukonitführenden Sanden der Oberen Meeresmolasse liegt. Darin treten Fossilien wie Austern und Turritellen (Turmschnecken) auf, es handelt sich demnach um eine strandnahe Ablagerung. Gelegentlich findet man auch abgerollte Malmkalkbrocken mit Löchern von Bohrmuscheln.



Kleine Sandgrube bei Staufen, in der man zahlreiche Fossilien sowie Malmgerölle mit Bohrmuschellöchern finden kann.



Malmkalk mit Löchern von Bohrmuscheln und Bohrschwämmen



Verlauf der Klifflinie (nach GALL 1974b)

Steinbruch Burgmagerbein

Geotop-Nr.: 773A002
Landkreis: Dillingen a.d. Donau
Gemeinde: Bissingen
TK 25: 7229 Bissingen
Lage: R: 4396999, H: 5400933
Naturraum: Riesalb
Gestein: Bunte Brekzie (Mittelmiozän)
Treuchtlinger Marmor
(Malm Delta)

Beschreibung:

Südlich der Ortschaft Burgmagerbein ist in einem aufgelassenen Steinbruch autochthoner, also in seiner ursprünglichen Lage befindlicher, Malmkalk in Algen-Schwamm-Rifffazies aufgeschlossen. Deutlich zu erkennen sind herausgewitterte Schwämme. Der massive bis dickbankige Kalkstein ist stellenweise verkarstet, wobei tiefreichende Karstschlotten oft mit Lockersedimenten des Tertiärs verfüllt sind.

Im südlichen Grubenbereich gibt es Kluftflächen mit Bohrlöchern von Bohrmuscheln (Pholaden), Bohrschwämmen und aufgewachsenen Austern. Derartige Fossilien sind typisch für eine Meeresküste. Die eigentlich bei der Klifflinie zu erwartenden Sedimente der Oberen Meeresmolasse in Strandfazies sind im Steinbruch bzw. südlich davon nicht aufgeschlossen.

In Karstformen der Malmoberfläche findet man Trümmermassen vom Einschlag des Riesmeteoriten (Riestrümmernmassen bzw. Bunte Brekzie); hier überwiegen Fragmente von Weißjura-Mergeln und Sandsteinen des Braunen Jura (Dogger).

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (2003)
HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (1999)
GALL, HÜTTNER & MÜLLER (1977)
GALL (1974a)



Im Steinbruch sind massive Gesteine einer Schwamm-Algen-Rifffazies sowie gebankter Treuchtlinger Marmor erschlossen (Foto: E. GEISS).



Kluftfläche mit Löchern von Bohrmuscheln sowie aufgewachsenen Austern. Derartige Fossilreste bzw. Spuren belegen eine kurzzeitige Überflutung der jurassischen Kalke zur Zeit des Miozäns (Foto: E. GEISS).



Bayerns letztes Meer – Obere Meeresmolasse

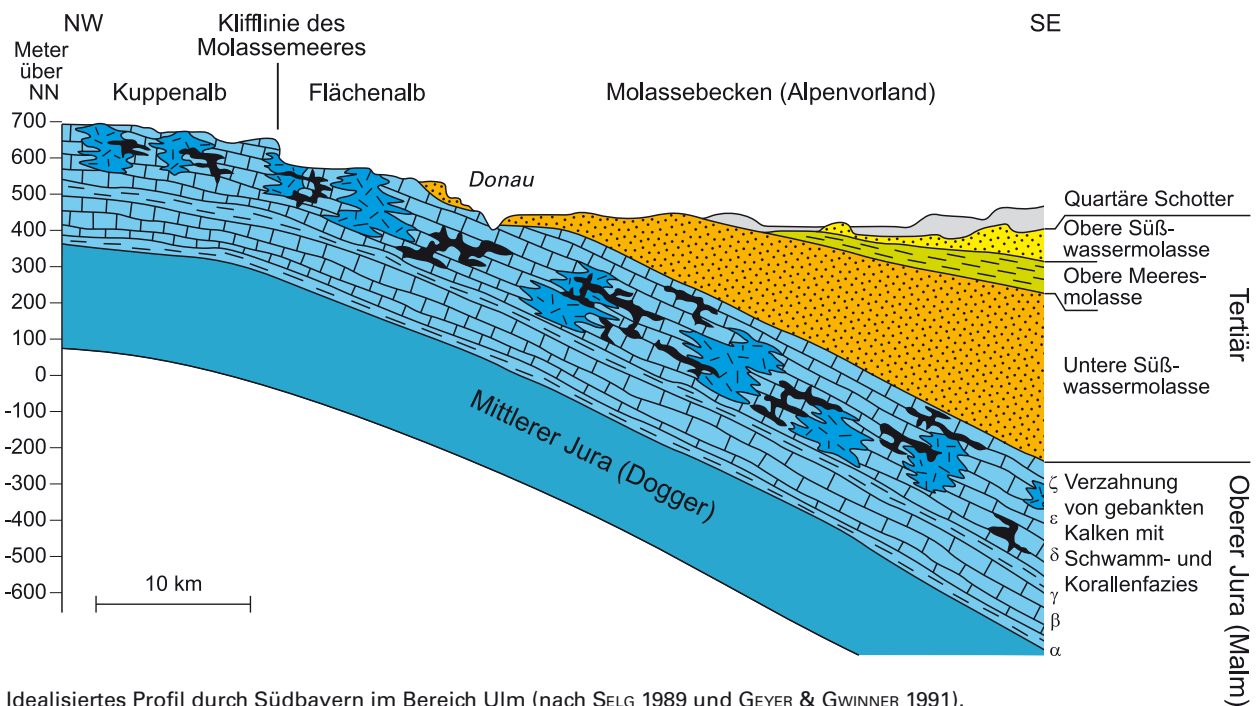
Im Molassetrog nördlich der Alpen herrschten in der Tertiärzeit teils marine, teils limnisch-fluviatile Bedingungen. Der ungefaltete Teil der Vorlandmolasse Bayerns entwickelte sich bereits am Beginn des Unteroligozäns: damals erfüllte ein Meer das Becken und es kam zur Ablagerung der Unteren Meeresmolasse. Im weiteren Verlauf wurde die Senke soweit mit Abtragungsmaterial der Alpen aufgefüllt, dass schließlich in Bayerisch-Schwaben und Teilen Oberbayerns die Sedimente den Meeresspiegel erreichten und anschließend mit der Unteren Süßwassermolasse ein fluviatiles Entwässerungssystem entstand. Nach einer Sedimentationsunterbrechung rückte im höheren Untermiozän vor circa 20 Millionen Jahren erneut das Meer vor und hinterließ beckenweit die marine Schichtfolge der Oberen Meeresmolasse.

Belege für dieses marine Milieu sind beispielsweise Haifischzähne, Muschelschillbänke sowie Turmschnecken mit spiraligen Gehäusen (*Turritella*). Ihr massenhaftes Auftreten in der

Erminger Turritellenplatte bei Ulm belegt eine Strandfazies. In das Becken der Oberen Meeresmolasse wurde von den Alpen, von der nördlich angrenzenden Juratafel sowie von der Böhmisches Masse im Osten Material geschüttet, sodass das Meeresbecken allmählich aufgefüllt wurde.



Haifischzähne aus der Oberen Meeresmolasse (aus: ROSENDAHL et al. 2006)



Idealisiertes Profil durch Südbayern im Bereich Ulm (nach SELG 1989 und GEYER & GWINNER 1991).

Sandgrube Dattenhausen

Geotop-Nr.: 773A001
Landkreis: Dillingen a.d. Donau
Gemeinde: Ziertheim
TK 25: 7328 Wittislingen
Lage: R: 3601533, H: 5392551
Naturraum: Lonetal-Flächenalb (Niedere Alb)
Gestein: Sande der Oberen Meeresmolasse (Untermiozän)

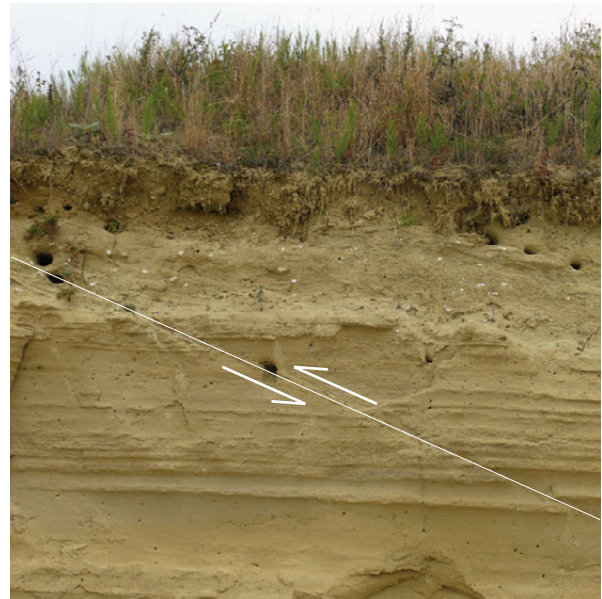
Beschreibung:

In der Grube nordwestlich von Dattenhausen, die heute als Aushubdeponie der Gemeinde Ziertheim genutzt wird, sind glaukonithaltige Feinsande der Oberen Meeresmolasse aufgeschlossen. In einigen Bereichen der Grube findet man dickschalige Austern. Die Sande liegen auf Mergelkalken des Weißjura Zeta (GALL 1969).

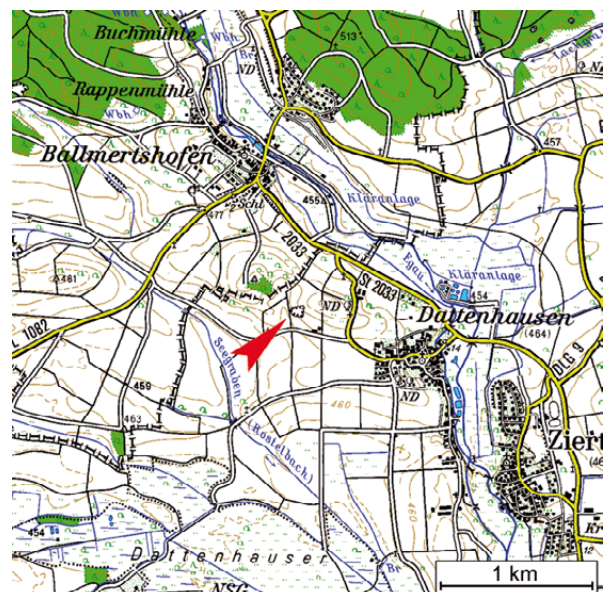
An der Ostwand des Aufschlusses ist eine verkippte parautochthone Scholle aus dem gleichen glaukonithaltigen Feinsand zu erkennen, die entlang mehrerer Überschiebungsbahnen auf horizontal geschichtete Sande aufgeschoben ist. Darüber liegt eine Mischung aus Sand und Schluff mit Malmkalken und Sandsteinen.

Südöstlich der Grube befindet sich ebenfalls ein Gemenge aus glimmerhaltigen Sanden und jurassischen Massenkalken. Es handelt sich bei diesen beiden Ablagerungen um Ries-Trümmersmassen (Bunte Brekzie), die offensichtlich bei ihrer Ablagerung die ursprünglich horizontal geschichteten Sande der Oberen Meeresmolasse gestaucht und überkippt haben (GALL 1975). Aus der Richtung der Verkipfung wird ein Antransport der Fremdmassen von Nordosten angenommen.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: GREGOR (1983)
CHAO, HÜTTNER &
SCHMIDT-KALER (1978)
GALL (1975)



Horizontal geschichtete Sande, stellenweise mit sekundären Kalkabscheidungen, wurden während der Überschiebung der Ries-Trümmersmassen über die Kraterumgebung stark beansprucht. In den Meeressanden wurden Überschiebungsbahnen angelegt, deren Bewegungsrichtung vom Krater weg weist.



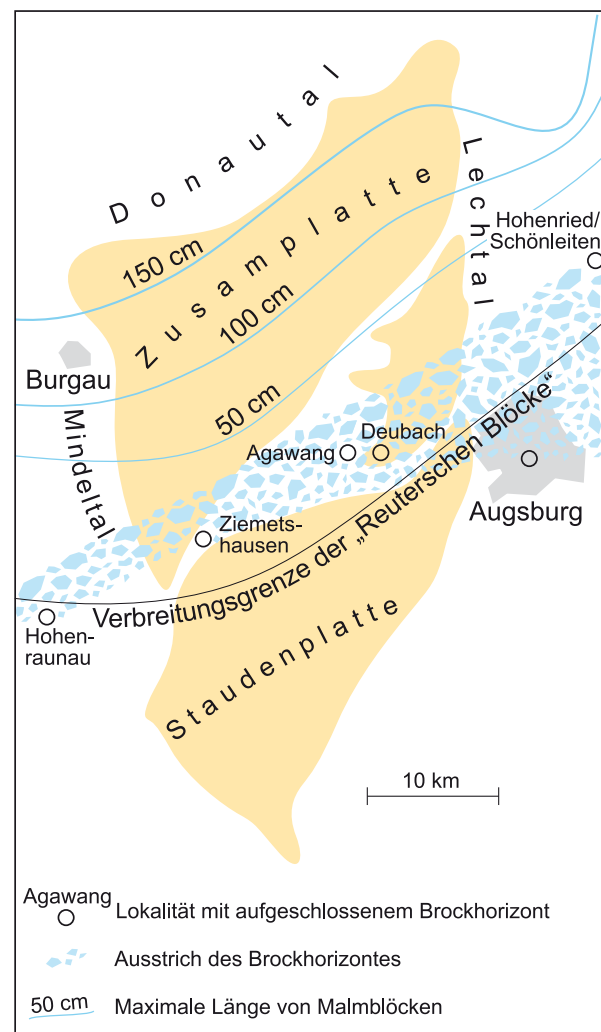
Als es in Bayern Steine regnete – der Brockhorizont

Rund um den Rieskrater wurden nach dem Impakt die chaotisch vermengten Auswurfmassen vorwiegend als so genannte Bunte Trümmermassen als dicke geschlossene Decke abgelagert. Damals herrschten im südlich angrenzenden Molassegebiet limnisch-fluviale Bedingungen. In einem ausgedehnten Flusssystem wurden Gerölle, Sande, Tone und Mergel abgelagert. Innerhalb von Sand- und Kiessandschichten findet man im Raum zwischen Ulm und Augsburg Lagen mit Fragmenten von Weißjura-Kalksteinen. Stellenweise wurden zwei verschiedene Horizonte beobachtet, wobei der untere überwiegend größere, scharfkantige Brocken, der obere kleinstückige, häufig auch kantengerundete, Bruchstücke enthält. Der obere Horizont enthält vermutlich umgelagertes Material aus dem unteren.



Brockhorizont in der Sandgrube Ziemetshausen: in einer sandigen Matrix befinden sich Fragmente von Weißjurgesteinen.

Derartige Lagen werden als Folge des Meteoriten-Einschlags im Nördlinger Ries gedeutet, bei dem Gestein bis in eine Entfernung von circa 80 km um den Krater herausgeschleudert wurde. Die meist geringmächtige Schicht bezeichnet man als Brockhorizont. Außerdem wurden auch einzelne, große Blöcke ausgeworfen; derartige Einzelblöcke werden „Reutersche Blöcke“ genannt.



Heutiger Ausstrich des Brockhorizontes, Aufschlüsse des Brockhorizontes sowie Linien gleicher maximaler Blockgrößen (nach: AKTAS & BECKER-HAUMANN 1999)

Sandgrube Ziemetshausen

Geotop-Nr.: 774A005
Landkreis: Günzburg
Gemeinde: Ziemetshausen
TK 25: 7729 Ziemetshausen
Lage: R: 4389866, H: 5351012
Naturraum: Iller-Lech-Schotterplatten
Gestein: Brockhorizont, Sande der Oberen Süßwassermolasse (Unter- bis Mittelmiozän)

Beschreibung:

In der Sandgrube der Firma Miller südwestlich von Ziemetshausen sind Sande der Oberen Süßwassermolasse aufgeschlossen. Bekannt wurde die Grube allerdings aufgrund einiger Fossilfunde. So wurde hier beispielsweise ein Zahn des *Pliopithecus antiquus*, eines Primaten, der den heutigen Gibbons ähnlich gewesen sein dürfte, gefunden.

Im südlichen, heute verfüllten Grubenteil war bis vor kurzem im Sand der Oberen Süßwassermolasse der Brockhorizont aufgeschlossen. Dieser Horizont mit Fragmenten von Malmgesteinen, den man in einigen Gruben bzw. Aufschlüssen der Region findet, wird als Ablagerung von Gesteinsbruchstücken gedeutet, die im Zuge des Ries-Impaktes aus dem Krater herausgeschleudert wurden und auf die damalige Landoberfläche fielen. In der Sandgrube Ziemetshausen hat man einige der größten dieser Brocken entdeckt. SCHEUENPFLUG (1980) beschreibt Malmkalkblöcke bis 1,2 m Durchmesser.

Derzeit ist der Brockhorizont im nördlichen, aktiven Abbau noch nicht aufgeschlossen. Er wird jedoch bei Tieferlegung der Grubensole im Zuge des fortschreitenden Abbaues erneut freigelegt werden.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: KUHN (1987)
GREGOR & FIEST (1987)
SCHEUENPFLUG (1980)



Häufig schräg geschichtete, fein- bis grobkörnige Sande über dem beschriebenen Brockhorizont sind derzeit in der Sandgrube Ziemetshausen aufgeschlossen.



Eckige Malmgesteine des Brockhorizontes in sandiger Matrix.



Die weite Flusslandschaft der Oberen Süßwassermolasse

Das Molassebecken nördlich der Alpen war zeitweise ein Nebenmeer des Urmittelmeeres (Tethys), was u. a. durch Fossilfunde (z. B. Haifischzähne) in den entsprechenden Ablagerungen belegt ist. Als vor circa 17 Millionen Jahren das Meer endgültig aus dem Becken verschwand, lagerte sich nachfolgend in einem System von verflochtenen Flüssen ein bis circa 200 m mächtiges Paket von limnisch-fluviatilen Sedimenten ab. Mäandrierende Flüsse trugen in den Bereich westlich von Augsburg vor allem Fein- bis Mittelsande sowie Mergel („Ältere Serie“).

Während nachfolgend die so genannte „Mittlere Serie“ abgesetzt wurde, hoben sich der nördliche und östliche Bereich des Beckens mehrfach, was stellenweise zu Erosion führte. Kiesige Rinnenfüllungen in der Westmolasse belegen, dass bereits vor dem Riesereignis von Osten her gröbere Sedimentfracht antransportiert wurde. In den Überflutungsebenen setzten sich weiterhin Mergel ab. Dort findet man in Senken Tuffe und Tuffite, die von



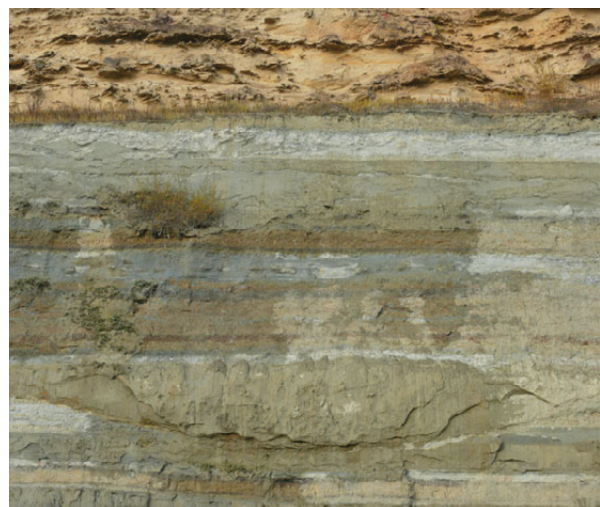
Humusreiche Lagen in den Tonen, Mergeln und Feinsanden der Limnischen Unteren Serie der Oberen Süßwassermolasse in der Tongrube Untereichen belegen eine länger andauernde Verlandung mit terrestrischer Bodenbildung.



Fluviatile Sande der Oberen Süßwassermolasse können in Bereichen unterhalb quartärer Schotterüberdeckung gelegentlich karbonatisch verfestigt sein (Aufnahme aus der Sandgrube Ingstetten).

einem vulkanischen Großereignis, vermutlich im Karpatenbogen, stammen. Anschließend wurden die Tuffe vielfach erodiert oder von Schottern und Sanden des Flusssystemes überdeckt.

In der „Jüngeren Serie“ wurde Material sowohl von den Alpen als auch aus der Böhmisches Masse im Osten des Molassebeckens abgelagert. Diese auch als „Obere Serie“ beschriebene Einheit besteht überwiegend aus Feinsanden und Mergeln alpiner Herkunft.



Im unteren Bereich der Nordböschung der Tongrube Untereichen ist eine graue Feinsedimentabfolge (grau) mit einer eingeschnittenen Strömungsrinne mit Feinsanden zu erkennen. Darüber folgen bräunliche, fluviatile Sande.

Tongrube Untereichen

Geotop-Nr.: 775A004
Landkreis: Neu-Ulm
Gemeinde: Altenstadt
TK 25: 7826 Kirchberg a. d. Iller
Lage: R: 3582938, H: 5337718
Naturraum: Iller-Lech-Schotterplatten
Gestein: Ältere Deckenschotter (Ältestpleistozän)
Mergel, Feinsand der Oberen Süßwassermolasse (Unter- bis Mittelmiozän)

Beschreibung:

In der Sand- und Tongrube ist ein Profil aufgeschlossen, das vom Unter- bis ins Mittelmiozän reicht. Darüber liegen pleistozäne Schotter.

Der untere Bereich weist eine Sedimentabfolge der Unteren Serie der Oberen Süßwassermolasse von über 20 m Mächtigkeit aus Schluffen und Mergeln auf, in der mehrere Paläoböden zu finden sind. An der nördlichen Grubenwand ist eine über 10 m breite Rinnenfüllung (channel fill) mit Feinsanden und Schluffen angeschnitten. Aus der Art der Sedimente sowie Funden von Reptilien- und Kleinsäugerfossilien läßt sich auf eine Entstehung in einer Flussmäander-Landschaft in trockenem bis semiaridem Klima schließen.

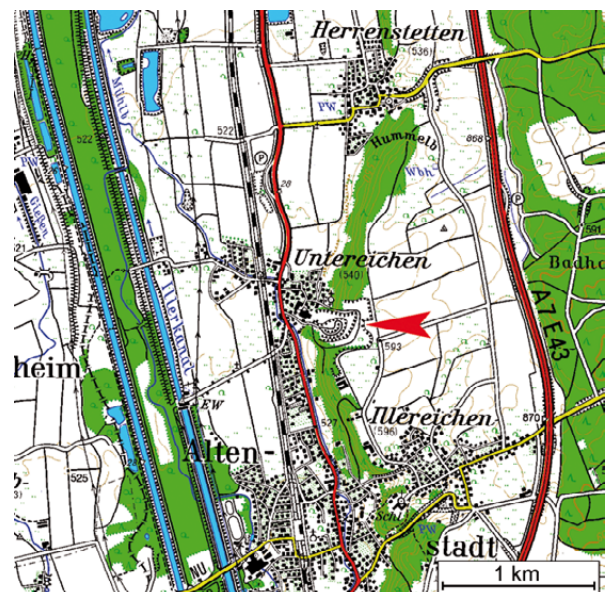
Diskordant darüber liegen Feinsande mit Kreuz- bzw. Schrägschichtung, von denen einzelne Lagen karbonatisch verfestigt sind. Bei der Abfolge handelt es sich um typische Ablagerungen in einem verwilderten Flusssystem, dessen Läufe ständig wechselten. Vielfältige Fossilfunde weisen auf ein mildes, humides Klima hin.

Den obersten Teil des Profils bis zum rezenten Oberboden bilden pleistozäne Schotter mit bis zu 5 m Mächtigkeit. Diese Deckenschotter werden dem Ältestpleistozän zugerechnet. In ihren obersten Bereichen sind ausgeprägte Bodenbildungen zu erkennen.

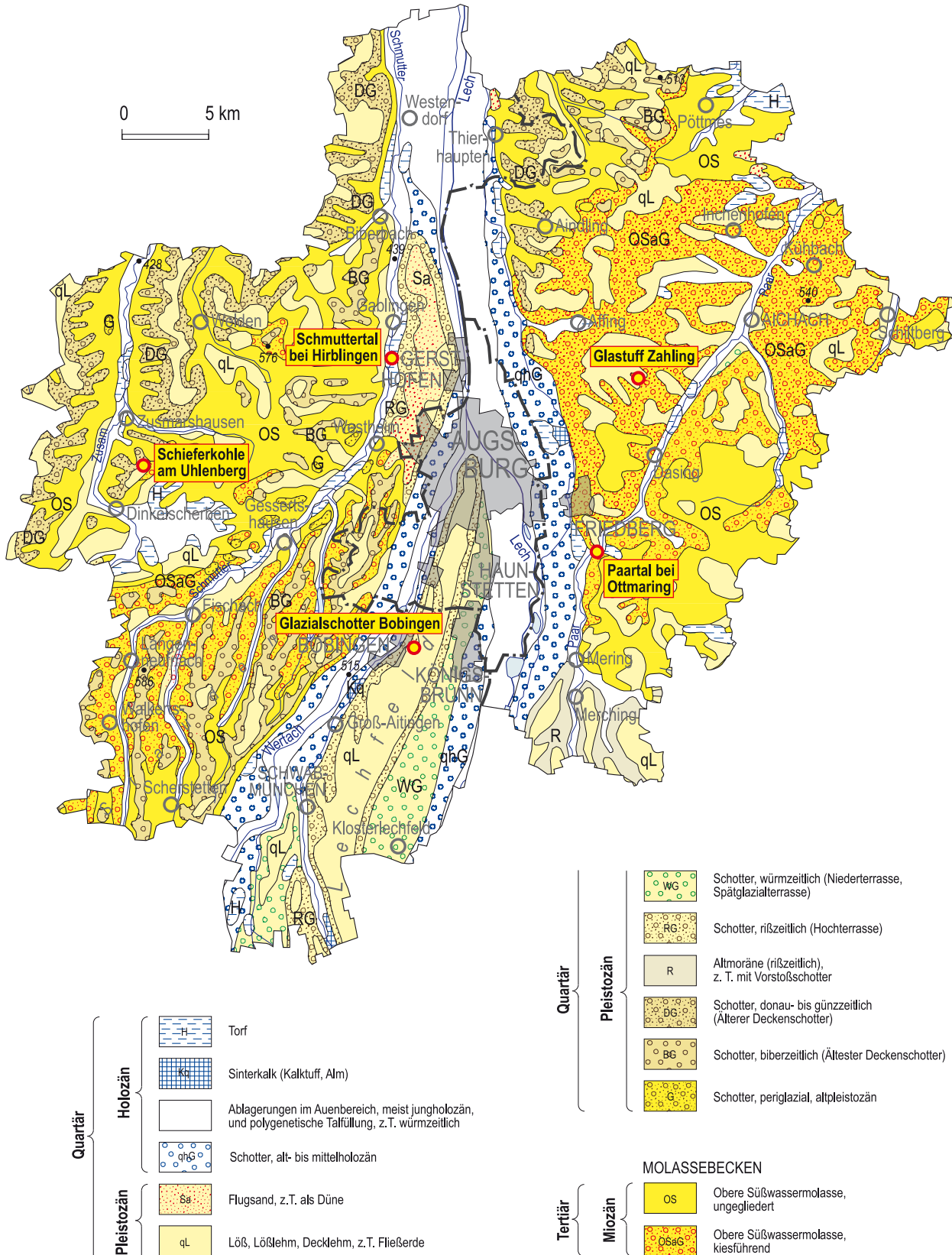
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: PRIETO et al. (2009)
JERZ et al. (1983)
LÖSCHER (1976)



Graue Flusssedimente und Paläoböden sind überlagert von bräunlichen, schräggeschichteten Flusssanden. Darüber folgen ältestpleistozäne Schotter mit lehmigen Verwitterungsbildungen.



Geotope in Schwaben



3.4 Augsburg und Aichach-Friedberg

Eine sanft gewellte, über weite Teile ackerbaulich genutzte Landschaft des Donau-Isar-Hügellandes (Tertiärhügelland) prägt den zentralen Bereich des im Nordosten Schwabens gelegenen Landkreises Aichach-Friedberg. Auf den Hügeln und an steileren Hängen stocken zumeist Fichtenwälder.

In nordöstlicher Richtung durchschneidet ihn das Paartal. Das nördlich davon gelegene Gebiet im Raum Pöttmes geht über in die Donaumooslandschaft, wo größere Flächen von Niedermoor eingenommen werden. Im Nordwesten befindet sich mit der Aindlinger Terrassentreppe die östliche Fortsetzung der Riedellandschaft, die als Iller-Lech-Schotterplatten den nordwestlichen Teil des Landkreises Augsburg einnimmt. Die südlichen Randbereiche des Kreises Aichach-Friedberg bis nach Mering erreicht die Altmoränenlandschaft des Fürstenfeldbrucker Hügellandes, wo in der Rißeiszeit Schotter und Moränen des Isar-Loisachgletschers abgelagert wurden.

Über die riß- und würmeiszeitlichen Schmelzwasserablagerungen der breiten Lech-Wertach-Ebene ist der Landkreis Aichach-Friedberg mit dem westlich davon gelegenen Landkreis Augsburg verbunden. Historisch betrachtet bilden die beiden Hauptflüsse des Gebietes, Lech und Wertach, die Grenze zwischen dem ehemals alemannischen Siedlungsraum im

Westen und dem überwiegend bajuwarischen im Osten.

Die waldreiche Deckenschotterlandschaft der Iller-Lech-Schotterplatten beherrscht das Landschaftsbild des westlichen und nördlichen Landkreises Augsburg. Hochlagen dieser meist annähernd Süd-Nord gerichteten Riedellandschaft bestehen vorwiegend aus Schmelzwasserschottern der Ur-Iller aus der Zeit des ältesten Pleistozäns und werden von Molassesedimenten unterlagert. Unterteilt wird das Gebiet in die Zusam-Platte, die Stauffenberg-Terrassentreppe, das Dinkelscherbener Becken und die Staudenplatte. Die Flüsschen Schmutter und Zusam durchschneiden es als Hauptentwässerungssystem.

In ihrem mittleren Bereich liegen die Geländehöhen beider Landkreise zwischen 470 und 520 m. Die südlichen Gebiete erreichen Höhenlagen von durchschnittlich 560 m ü. NN, örtlich, wie bei Scherstetten, sogar mehr als 600 m. Der tiefste Punkt des Gebietes und zugleich des Regierungsbezirkes liegt nordöstlich von Pöttmes bei knapp 390 m im Donaumoos.

Die im Tertiärhügelland östlich des Lechs und an den Flanken der Schotterriedel der Aindlinger Terrassentreppe und der Iller-Lech-Schotterplatten zutage tretenden Gesteine, im Wesentlichen Schotter, Kiessande, Sande,

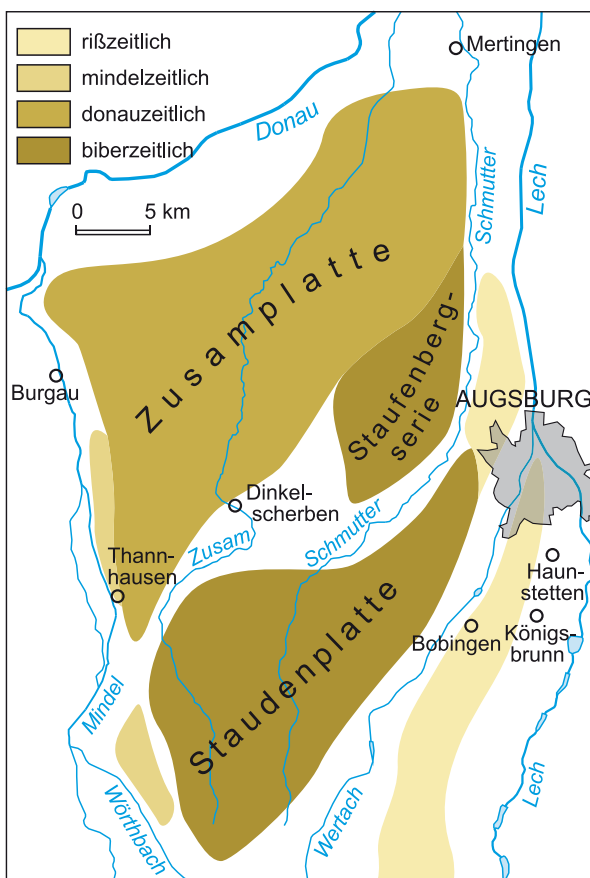


An den Hängen über den Flusstälern wurden bevorzugt Siedlungen wie das Straßendorf Grünenbaint westlich der Zusam angelegt.

Geotope in Schwaben

Schluffe und Tone, gehören zur Oberen Süßwassermolasse. Zum Ende der Tertiärzeit wurde wohl kaum noch zusätzliches Material abgelagert, es setzten bereits Hebung und Erosion ein. Die heute so charakteristische Morphologie des Tertiärhügellandes mit sanften Hügeln und Tälern ist das Ergebnis von Erosionsvorgängen etwa der letzten 10 Millionen Jahre, in denen sich schließlich das heutige Entwässerungssystem herausbildete.

In vielen Kies-, Sand- und Tongruben sind heute die damals abgelagerten Lockergesteine aufgeschlossen und dienen der heimischen Wirtschaft als Rohstoffbasis. Vor allem bei Überschwemmungsereignissen wurden z. B. die Mergel der Oberen Süßwassermolasse abgesetzt, die häufig relativ hohe Karbonatgehalte besitzen. Man baute sie deshalb früher in Mergelgruben und an Feldrainen ab und brachte sie zusammen mit Stallmist als Dünger auf magere Felder aus.



Unterschiedlich alte Schotterkörper prägen die Landschaft zwischen Mindel und Lech.

Vom reichen tierischen und pflanzlichen Leben in der Tertiärzeit zeugen Fossilfunde. Sie geben Hinweise auf ein wärmeres, subtropisches Klima, in dem sich mittlerweile ausgestorbene exotische Tier- und Pflanzenarten heimisch fühlten. Stellvertretend seien nur einige Funde von Großtieren wie Elefanten in Neul, Nashörnern bei Breitenbrunn, Markt Rettenbach oder Altusried, Affen bei Stätzing oder Schildkröten bei Dinkelscherben genannt. Auch Reste der Flora blieben erhalten, wenn sie schnell von Feinmaterial zugedeckt und auf diese Weise für Jahrtausende konserviert wurden. So findet man gelegentlich wie bei Hilpoldsberg und Pfaffenzell Blattabdrücke der tertiärzeitlichen Arten von Ulme, Buche oder Ahorn, aber auch von Wärme liebenden Platanen oder Lorbeer- gewächsen.

Spuren der zwei großen, überregionalen Katastrophen, welche die relativ gleichmäßige Entwicklung der Tertiärlandschaft in Süd- deutschland unterbrechen, sind heute nur noch an wenigen Stellen aufgeschlossen. In den Sandgruben von Ziemetshausen, Häder, Pfaffenzell, Griesbeckerzell und Gallenbach sowie in der Tongrube Unterneul fand man einen relativ dünnen Horizont mit kantigen Malm- kalkblöcken und -brocken. Er markiert die Landoberfläche zum Zeitpunkt des Einschlags des großen Meteoriten im Ries.

Erdgeschichtlich gesehen nur wenig später wurden ungeheure Asche- und Tuffmengen von gewaltigen Vulkaneruptionen vermutlich im Karpatenraum vom Wind auch in die schwäbische Tertiärlandschaft eingetragen und als mehrere Meter mächtige Glastuffe abgelagert. Wind und Wasser trugen den größten Teil des leichten Materials wieder ab oder schwemmten es in Mulden und Senken zusammen. In Zahling wurde ein Aschepaket mit fünf Metern Mächtigkeit gefunden. Groß- teils verwitterten die vulkanischen Sedimente und wurden zu Bentonit umgewandelt, einem industrietechnisch begehrten Tonerdesilikat, das vor allem im Raum Dasing verbreitet ist.

Die ältesten Tertiärsedimente des Gebietes finden sich mit Mittel- bis Feinsanden der unter- bis mittelmiozänen Fluvialen Unteren Serie am Nordrand des Landkreises Aichach-Fried-

berg sowie in der Nordhälfte des Landkreises Augsburg. Die darauf folgenden mittelmiozänen Ablagerungen der Geröllsandserie sowie der Nördlichen Vollsotter im Osten des Lechtals nehmen die Gebiete südlich davon ein. In dieses Sedimentpaket sind sowohl der Brockhorizont mit Reuterschen Blöcken als Zeugnis des Ries-Impaktes als auch wenige Zehnermeter darüber die erwähnten Vulkanaschen eingelagert. Sandige bis tonige Ablagerungen der jüngsten tertiären Schichten, der mittel- bis obermiozänen Oberen Serie, treten beispielsweise bei Schwabegg oder Hofhegenberg ganz im Süden der beiden Landkreise auf.

Vor allem westlich des Lechs wird das heutige Landschaftsbild wesentlich von den Ablagerungen des Quartärs geprägt. Unterschiedlich alte übereinander liegende oder ineinander eingeschachtelte Schotterkörper nehmen dort einen weiten Raum ein. Diese so genannten Deckenschotter (z. T. auch als Hoch- oder Deckschotter bezeichnet) der älteren quartären Kaltzeiten (Biber-, Donau-, Günz- und Mindel-Kaltzeit) im Bereich der Iller-Lech-Schotterplatten wie auch der Aindlinger Terrassentreppe sind meist von mächtigen Löß- und Lößlehm-schichten verhüllt, sodass ihre z. T. tiefgründig verwitterten, stellenweise zu Nagelfluh verbackenen Schotter nur an steileren Hangflanken zutage treten. Auch die flachwellige Altmoränen-Landschaft nördlich von Mering sowie die rißzeitliche Augsburger und Langweider Hoch-

terrasse weisen im Gegensatz zu den jüngeren Schotterfüllungen des Lech- und Wertachtales eine Löß- oder Lößlehmüberdeckung auf.

Einen besonderen Natur- und Lebensraum stellen die so genannten „Stauden“ dar, die weitgehend mit dem südlichen Teil des „Naturparks Augsburg - westliche Wälder“ identisch sind. Der Begriff steht für die mittelalterliche Niederwaldnutzung, durch die der Hochwald stark geschädigt wurde.

Schmelzwässerströme der jüngeren Eiszeiten präparierten die einzelnen Riedel der Staudenplatte aus einer ehemals vermutlich geschlossenen, ältestpleistozänen Schotterebene heraus, die damals zumindest von Markt Wald bis zum Albrand reichte. Die Staudenplatte besitzt heute ein eigenes Gewässernetz und liegt mit ihrem höchsten Punkt von 655 m in der Nähe von Markt Wald bis mehr als 80 m über den umliegenden Talräumen der Wertach im Osten und der Flossach im Westen.

Zu den Bildungen der jüngsten geologischen Vergangenheit, des Holozäns, zählen die Flussschotter, Hochflut- und Auensedimente, welche die engeren Talräume der Flüsse erfüllen. Dort finden sich wie im Lech-, Paar- und Schmuttertal, im Roßmoos bei Inchenhofen sowie im Donaumoos auch Moorbildungen, die stellenweise mit Kalkausfällungen, dem so genannten Alm vergesellschaftet sein können.

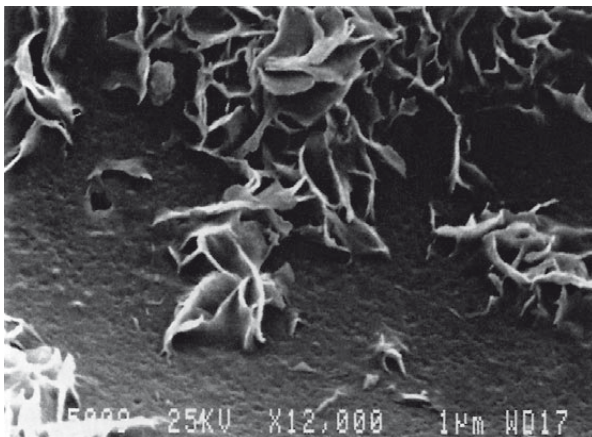


Typische Landschaft der Stauden bei Mickhausen (Kirche St. Wolfgang rechts im Bild) mit asymmetrischer Talbildung. Auf dem bewaldeten Höhenrücken stehen stark verwitterte altpleistozäne Deckenschotter ehemaliger Ur-Illerläufe an.

Vulkane gesucht!

Als eine unmittelbare Folge der Entstehung der Alpen senkte sich während des Tertiärs auch das bayerische Alpenvorland ab. In dem entstandenen Becken, das sich in der Folge mit dem Abtragungsschutt des jungen, aufsteigenden Gebirges füllte, fand man teilweise mehrere Meter mächtige Ablagerungen vulkanischer Aschen und Tuffe. Diese wurden im Zeitraum vor circa 14 bis 15 Millionen Jahren in gewaltigen Mengen von Vulkanen gefördert und vom Wind ins Molassebecken eingetragen. Geochemische Untersuchungen derartiger Tuffe aus dem Raum Augsburg ergaben einen rhyolithischen Chemismus. Die vulkanischen Ablagerungen sind heute vielfach zu Bentonit umgewandelt.

Die Lage der zugehörigen Vulkanschlote wird kontrovers diskutiert. So werden aus dem Kanton Schaffhausen Tuffhorizonte beschrieben, die aufgrund petrographischer Befunde dem Hegau-Vulkanismus in der Schwäbischen Alb zugeordnet werden können. Man interpretiert sie als windverblasene Aschefahnen aus einem Eruptionszentrum im Hohentwiel.



Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme eines Glas-tuffpartikels, auf dessen Oberfläche sich Montmorillonite bilden (Foto: ULBIG 1999)

Als Quelle für die Tuffe des bayerischen Molassebeckens sieht man derzeit eher einen Vulkanismus am Ostrand des Pannonischen Beckens im heutigen Ungarn. Die erforderliche Transportweite der in die Luft geschleuderten Asche nach Schwaben müsste dann circa 450 km betragen haben. Andere Wissenschaftler vermuten einen Vulkanismus im Bereich des Bodensees innerhalb der Oberen Süßwassermolasse, ohne dass es dafür bereits konkrete Hinweise gibt.



Ein Bentonitaufschluss in einer Ziegeleigrube südlich von Dasing zeigt das für Bentonite typische, polyedrische Zerbröckeln an der Oberfläche.

Glastuff Zahling

Geotop-Nr.: 771A007
Landkreis: Aichach-Friedberg
Gemeinde: Obergriesbach
TK 25: 7532 Aichach
Lage: R: 4428643, H: 5366008
Naturraum: Donau-Isar-Hügelland
Gestein: Tuff/Tuffit (Mittelmiozän)

Beschreibung:

In einer künstlich geschaffenen Böschung hinter einer Scheune auf dem Firmengelände der Firma Riemensperger in Zahling ist in einer circa zwei Metern hohen Böschung ein Glastuff aufgeschlossen. Bei dieser Lokalität handelt es sich um den derzeit größten dauerhaften Aufschluß dieser vulkanischen Ablagerungen in der schwäbischen Vorlandmolasse. Die Gesamtmächtigkeit der Lage beträgt hier circa sechs Meter.

Innerhalb des Tuffpaketes ist sowohl eine Bankung als auch eine leichte Gradierung, also eine stetige Abnahme der Korngrößen, erkennbar. Diese Strukturen weisen auf eine Sedimentation hin, bei der zuerst grobe, dann feine Komponenten abgelagert wurden. Stellenweise findet man im Tuff rundliche, verfüllte Strukturen mit Durchmesser zwischen 1 und 5 mm, die sich farblich vom umgebenden Material unterscheiden. Derartige Bildungen können auf eine teilweise Verklumpung von Ascheteilchen bereits beim Abregnen zurückgeführt oder als Grab- und Fluchtgänge von im Boden lebenden Tieren interpretiert werden.



Tuffaufschluss im Hanganriss bei Zahling



Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: SCHMID (2002)

Spuren der Ur-Iller – die Aindlinger Terrassentreppe

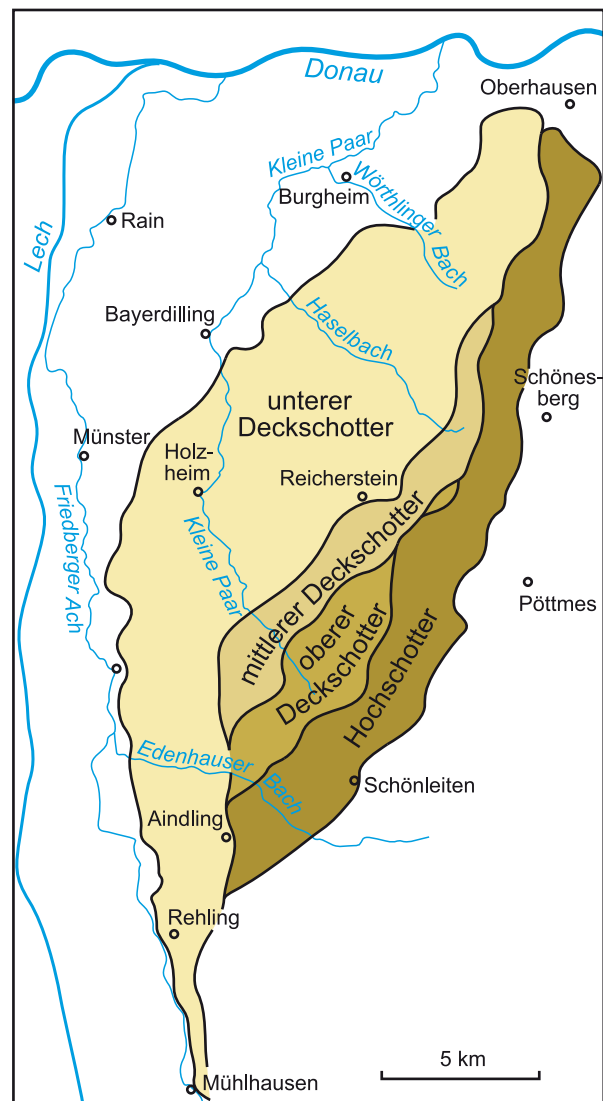
Von den Endmoränenwällen der quartären Vergletscherungen des Alpenvorlandes wurde Gesteinsmaterial durch Gletscherschmelzwässer über Flusssysteme nach Norden verfrachtet. Dabei benutzte z. B. die Iller ursprünglich ein Urstromtal, das aus dem Raum Kempten nach Nordnordosten über Markt Wald und die Gegend von Aindling nördlich von Augsburg bis zur Donau westlich Neuburg verlief. Sein Hochufer lag etwa auf der Linie Mühlhausen–Affing. Südöstlich davon dehnte sich damals noch das Tertiärhügelland aus. SCHEUENPFLUG (1991) prägte für dieses Hochgebiet den Begriff Augsburger Alt-Wasserscheide. Etwa am Ende der Donaukaltzeit, vor circa 1 Million Jahren, hatte die Iller ihr Urstromtal bereits wieder verlassen und ihr Bett in den Raum nördlich von Thierhaupten verlegt. In der folgenden Zeit nahm sie ihren Verlauf über Mindel-, Günz- und Rotthal immer weiter nach Westen, bis sie letztendlich ihren heutigen Weg fand.

Reste der in den ehemaligen Flussbetten abgelagerten Kiese und Sande findet man heute auf den Höhenrücken zwischen Aindling und der Donau. Dabei lassen sich zusammen mit den periglazialen Niveaus und der Hochterrasse bis zu neun unterschiedlich alte Terrassenglieder unterscheiden. Dass diese altpleistozänen Ablagerungen in der heutigen



Unterschiedliche Schotterterrassen findet man vor allem im Ostteil der Aindlinger Terrassentreppe.

Hügellandschaft relativ hoch liegen, ist das Ergebnis von andauernder Erosion bei gleichzeitiger Hebung des Untergrundes. So befinden sich die ältesten Schotter der Ur-Iller in der höchsten Position, während die der jeweils nächst jüngeren Eiszeit morphologisch tiefer liegen. Diese im Laufe der Zeit auf unterschiedlichen Höhenniveaus zurückgelassenen ältest- bis mittelpleistozänen Flussterrassen hat man mit dem Begriff „Aindlinger Terrassentreppe“ belegt.



Die älteste Schotterfläche der Aindlinger Terrassentreppe liegt im Osten (Hochschotter) während sich nach Nordwesten immer jüngere Schotterflächen anschließen.

Schmuttertal bei Hirblingen

Geotop-Nr.: 772R001
Landkreis: Augsburg
Gemeinde: Hirblingen
TK 25: 7530 Gablingen
Lage: R: 4413176, H: 5367099
Naturraum: Lech-Wertach-Ebenen
Gestein: Hochschotter (Mittelpleistozän)
Sand der Oberen Süßwassermolasse (Unter- bis Mittelmiozän)

Beschreibung:

Im Laufe ihrer jüngeren Geschichte hat sich die Schmutter in den Molasse-Untergrund eingeschnitten. Östlich des Flusslaufes ist die Langweider Hochterrasse gut zu erkennen. Besonders deutlich ausgeprägt sind Terrassenstufen nördlich von Hirblingen, wo der Fluss in einer nach Osten gerichteten Schleife über eine Länge von circa 400 Meter an seinem Ostufer eine markante Terrasse geschaffen hat. Durch die Erosion am Prallhang wurde die Form zusätzlich versteilt.

Die Terrasse besteht im unteren Bereich aus Feinsanden der Oberen Süßwassermolasse, die nach oben von rißeiszeitlichen Schottern überlagert werden. Daher findet man auf der Hochfläche über dem Schmuttertal teilweise geröllreiche Braunerden und Parabraunerden als Bodenbildungen. Die Hangleite zum Tal besteht dagegen aus geringmächtigen Pararendzinen bis Braunerden aus sandigen Tertiärsedimenten. Den Talboden selbst bilden aufgrund hoher Grundwasserstände Gleye aus lehmigen bis tonigen Talsedimenten.

Als Trockenstandort besitzen die Terrassenabhängige besondere Bedeutung für den Artenschutz. Daher ist der Bereich als Naturdenkmal geschützt.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: SCHÄFER (1957)



Bei den steilen Hangkanten der Terrassen nahe Hirblingen handelt es sich um einen alten Prallhang der Schmutter.



Als es in Bayern kälter wurde – das Ältestpleistozän

Eine Besonderheit im Schwäbischen Voralpenland sind die Ablagerungen älterer Kaltzeiten des Quartärs. Während die weitreichenden Gletschervorstöße der jüngeren Eiszeiten an vielen Stellen die Spuren älterer Kaltzeiten ausgelöscht haben, sind in der Iller-Lech-Schotterplatte deutlich ältere eiszeitliche Schotter und Terrassenreste erhalten geblieben. Dazu gehören die biberzeitlichen Schotter der Staudenplatte und die donauzeitlichen Schotter der Zusamplatte, die in das Ältestpleistozän vor circa 2,6 bis 1 Millionen Jahren vor heute gestellt werden. Die vier jüngeren, von Albrecht Penck eingeführten Eiszeiten Günz, Mindel, Riß und Würm werden dagegen dem Zeitraum bis vor etwa 1 Million Jahren (Alt-, Mittel- und Jungpleistozän) zugeordnet.

In Bayern sind aus dem Ältestpleistozän bisher keine zweifelsfreien biber- oder donauzeitlichen Moränenablagerungen, sondern lediglich kaltzeitliche Flussschotter gefunden worden. Man vermutet daher, dass die Vergletscherungen während dieser älteren Eiszeiten nicht so

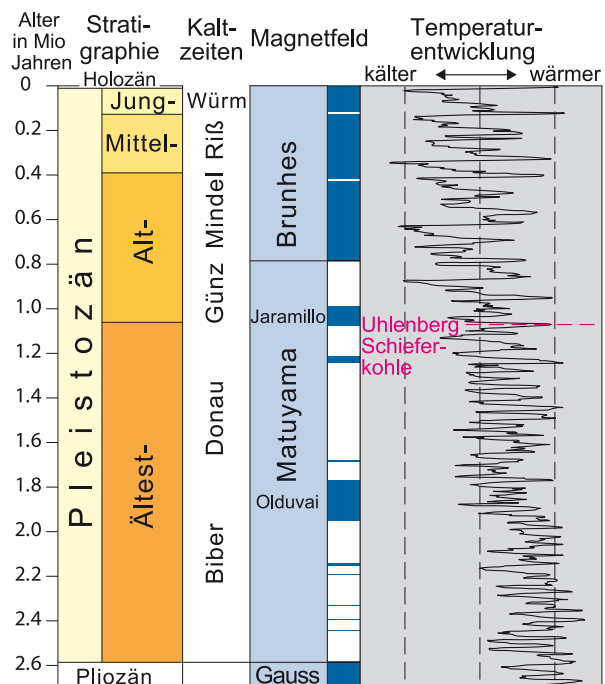
weit in das Vorland reichten, sondern sich auf die Alpen beschränkten.

Eine Ursache liegt möglicherweise in der Klimageschichte des Quartärs. Die Entwicklung der globalen mittleren Temperatur für das Ältestpleistozän ist gekennzeichnet durch häufige, relativ regelmäßige Wechsel zwischen kalten und warmen Phasen. Mit dem Übergang zum Altpleistozän werden die Temperaturschwankungen stärker und unregelmäßiger; ab hier sind die großen Vorlandvergletscherungen der Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeiten nachweisbar.

Wie die Schwankungen der Temperaturkurve zeigen, gab es aber auch im Ältestpleistozän wärmere Phasen. Selten sind Ablagerungen aus diesen Warmzeiten erhalten, wie z.B. am Uhlenberg bei Dinkelscherben oder am Schellenberg bei Lauterbrunn. Solche Aufschlüsse sind wichtige Dokumente für die Klimageschichte mit überregionaler Bedeutung.



Das von Lorenz Scheuenpflug (im Bild) entdeckte „Uhlenberg“-Profil dokumentiert mit seinem Schieferkohle-Horizont und aufgrund von Pollen- und Fossiluntersuchungen einen Klimawechsel zu milderen, wärmeren Bedingungen während des Ältestpleistozäns (Foto: G. DOPPLER).



Entwicklung der mittleren Temperaturen im Quartär mit Stratigraphie und Umpolungen des Erdmagnetfeldes. Der mittlere Temperaturverlauf wurde anhand von Sauerstoffisotopen in marinen Ablagerungen rekonstruiert (verändert nach GIBBARD et al. 2007).

Schieferkohle am Uhlenberg

Geotop-Nr.: 772A007
Landkreis: Augsburg
Gemeinde: Dinkelscherben
TK: 7629 Dinkelscherben
Lage: R: 4397216, H: 5360075
Naturraum: Iller-Lech-Schotterplatten
Gestein: Löß, Lößlehm (Jungpleistozän)
 Schieferkohle, Auensedimente,
 Ältere Deckenschotter
 (Ältestpleistozän)
 Sand der Oberen Süßwassermolasse (Unter- bis Mittelmiozän)



Schwarz sticht der Schieferkohle-Horizont aus den lehmigen Sedimenten heraus.

Beschreibung:

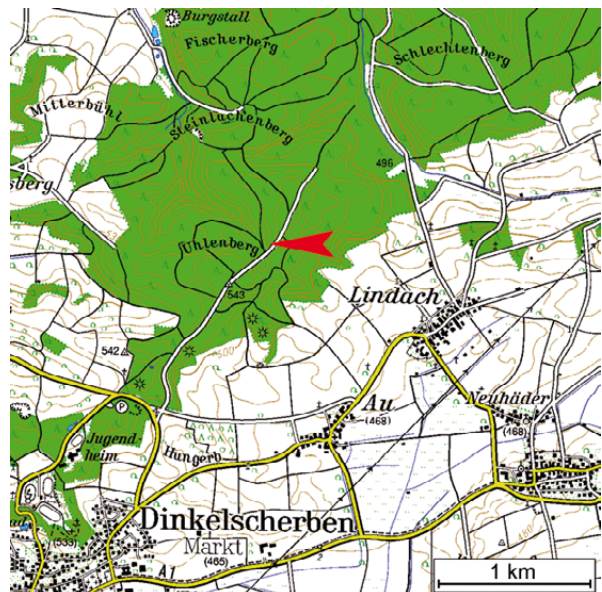
Die aufgelassene Kiesgrube am Uhlenberg, nordöstlich Dinkelscherben, ist ein wichtiger Aufschluss von überregionaler Bedeutung für das „Eiszeitalter“ im nördlichen Voralpenland.



Schieferkohlen sind Torfe, die durch überlagernde Sedimente oder Gletschereis zusammengepresst wurden.

Derzeit nicht aufgeschlossen sind miozäne Sande der Oberen Süßwassermolasse, welche die Basis des Profils bilden. Darüber liegen donauzeitliche Ältere Deckenschotter der Zusanplatte. Ungeschichtete, tonig-schluffige, etwa 2,5 Meter mächtige Auensedimente folgen im Hangenden. In diese ältestpleistozänen Auensedimente eingeschaltet ist die Schieferkohle: eine bis zu 50 cm mächtige grau-schwarze Lage aus blättrig gepresstem Torf mit zahlreichen Holzresten. Die oberen Meter des Profils werden von Hangablagerungen und Fließerdunen aus dem Alt- bis Jungpleistozän gebildet.

Der Torf entstand in einer Flusslandschaft mit Altwasserarmen, die zunehmend versumpften. In den Auensedimenten und der Schieferkohle wurden Pollen sowie weitere pflanzliche und tierische Fossilien gefunden, die zeigen, dass zur Zeit der Torfbildung ein Wechsel von feucht-kühlem zu mild-warmem Klima stattfand – der Schieferkohle-Horizont dokumentiert also eine ältestpleistozäne Warmzeit.



Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: DOPPLER & JERZ (1995)
 ELLWANGER et al. (1994)
 SCHEDLER (1979)
 SCHEUENPFLUG (1979)
 FILZER & SCHEUENPFLUG (1970)

Löß und Lößlehm – Zeugen der Eiszeiten

Löß ist weltweit das Lockersediment der Quartärzeit mit der weitesten Verbreitung auf dem Festland. Er besteht hauptsächlich aus Quarzkörnern, daneben auch Karbonatpartikeln, untergeordnet Mergel- bzw. Tonkomponenten, kann aber je nach Herkunftsgebiet auch andere Mineralfragmente enthalten. Das Material wurde im Vorfeld von Gletschern vor allem aus vegetationsarmen Flusstälern und frisch geschütteten Schotterfluren ausgeblasen, verfrachtet und als äolisches Sediment wieder abgelagert. Löß- und Lößlehmschichten erreichen im bayerischen Tertiärhügelland meist nur wenige Meter Mächtigkeit, höhere Mächtigkeiten findet man auf älteren quartern Schotterflächen und ost-exponierten Hängen wie z. B. auf der Aindlinger Terrassentreppe.

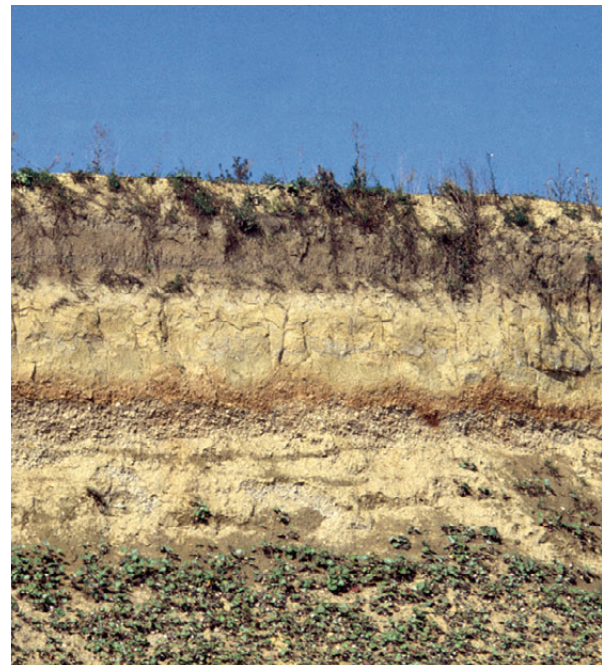
In Bayern unterscheidet man entsprechend ihrem Verwitterungsgrad bei den Lößablagerungen unterschiedliche Bildungsbereiche. So liegt der Raum Augsburg in einem Gebiet, in dem während und nach der Ablagerung mäßiger Niederschlag herrschte. Deshalb ist der Löß leicht verlehmt und zeigt aufgrund

von Staunässeeinwirkung gleyartige Eigenschaften, die typisch sind für Bodenentwicklungen unter besonderem Einfluss des Grundwassers. Aber auch innerhalb eines Lößprofils sind häufig verschiedenartige Ausbildungen der einzelnen Horizonte festzustellen, die Hinweise auf ihr Alter und die Entstehungsbedingungen ermöglichen.

Nicht selten findet man im Löß die Gehäuse von Landschnecken (*Succinea oblonga*, *Trichia hispida*, *Pupilla muscorum*, *Columella columella*), bisweilen aber auch Reste von Mammut, wollhaarigem Nashorn, Rentier oder Nagern. Sehr selten wurden menschliche Überreste aus der Altsteinzeit gefunden.



Lößschnecken, die in der Grube der Firma Lauter bei Bobingen gefunden wurden. (Quelle: Firma Lauter)



Auf den rißeiszeitlichen Schottern der Augsburger Hochterrasse sind Bodenbildungen des Riß-/Würm-Interglazials (Bildmitte) zu erkennen. Darüber folgt würmeiszeitlicher Lößlehm, der in Basisfließerden und Tundrennassböden untergliedert werden kann.

Glazialschotter Bobingen

Geotop-Nr.: 772A013
Landkreis: Augsburg
Gemeinde: Bobingen
TK 25: 7731 Mering
Lage: R: 4414750, H: 5349435
Naturraum: Lech-Wertach-Ebenen
Gestein: Löß, Lößlehm (Jungpleistozän)
Fossiler Boden / Interglazial (Jungpleistozän), Hochterrassenschotter (Mittelpleistozän)

Beschreibung:

Am östlichen Ortsrand von Bobingen betreibt die Firma Lauter mehrere Kiesgruben. Dort werden Schmelzwasserkiese, die im Mittelpleistozän vor circa 150.000 bis 200.000 Jahren abgelagert wurden, gewonnen. Diese bilden die so genannte Augsburger Hochterrasse, die morphologisch höher liegt als die jüngeren, würmeiszeitlichen Schotter.

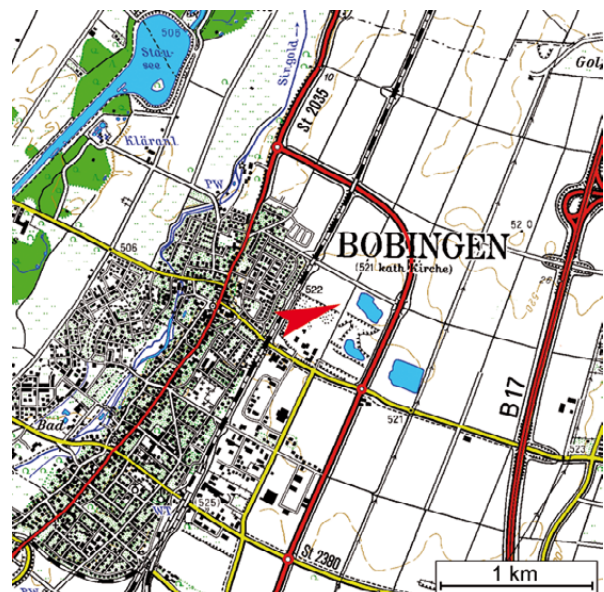
Die Schotter der Augsburger Hochterrasse liegen im Bereich der Abbaustelle auf Feinsedimenten der Oberen Süßwassermolasse und erreichen eine maximale Mächtigkeit von circa 14 Metern. Sie schließen oben ab mit einer braun gefärbten, lehmigen Lage, die als Bodenbildung während der Warmzeit zwischen der Riß- und nachfolgender Würmeiszeit entstand (Riß/Würm-Warmzeit etwa zwischen 115.000 und 125.000 Jahren vor heute).

Über den Schottern liegen in der Kiesgrube bis circa 4 m mächtige Lößlehme, die während der Würmeiszeit als Windfracht abgelagert wurden. Innerhalb dieser Lößlagen findet man gelegentlich verschiedene Lößschnecken sowie Wurzel- oder Grabgänge. In jüngster Zeit wurden in einer mit Fließerde gefüllten Einmündung an der Basis des Lößpakets auch Reste von Großsäugern (Wollnashorn, Steppenpferd, Mammut) entdeckt.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: BIBUS (1995)
AKTAS & FRECHEN (1991)
JERZ (1974a)
SCHÄFER (1957)



Nördliche Abbaumwand der Kiesgrube Lauter, wo die rißeiszeitlichen Schotter von würmeiszeitlichem Löß und Lößlehm überdeckt werden.



Der „Paardurchbruch“ – Kampf zweier Flusssysteme

Zu den besonders interessanten Abschnitten des Paartales, wo sich der Fluss in vielen Windungen und Schleifen seinen Weg zur Donau sucht, gehört der Talraum bei Ottmaring südöstlich von Augsburg. Denn westlich des Ortes verlässt der Fluss seine bislang nordwärts gerichtete Fließrichtung am östlichen Rand des Lechtales und biegt durch eine enge Pforte in der Lechleite nach Nordosten in das Tertiärhügelland. Dieser Richtungswechsel der „oberen“ Paar und ihre Vereinigung mit der „unteren“ Paar erfolgte vermutlich erst im frühen Holozän. Bis dahin war die Paar zwischen ihrer Quelle bei Kaltenberg (oder aber bei St. Ottilien bei Geltendorf) und dem Lechtal ein Zufluss des Lechs.

Eine Schotterakkumulation im Lechtal versperrte damals die Mündung der Paar in den Lech, sodass der Fluss in die Senke am östlichen Rand des Lechtales gedrängt wurde.

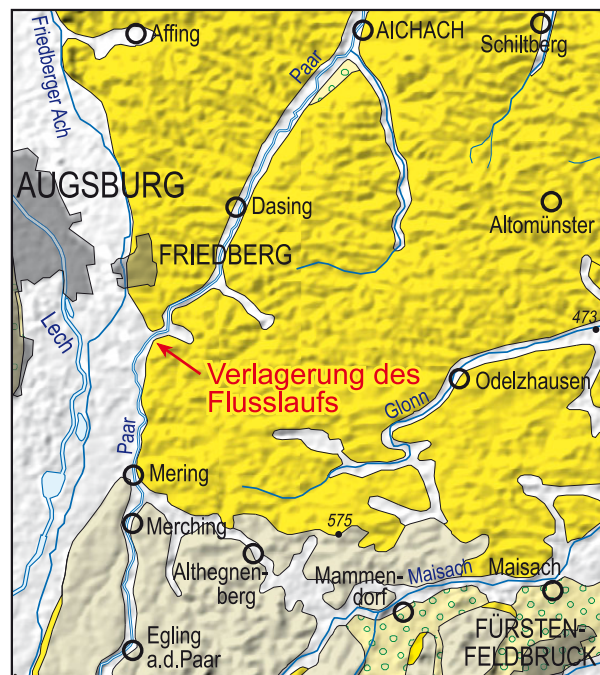
Dort vereinigte sich die „obere“ Paar für kurze Zeit mit der Friedberger Ach und floss mit dieser zusammen innerhalb des Lechtales zur Donau.

Die „untere“ Paar entsprang während des Pleistozäns im Raum Ottmaring. Sie hatte sich in dieser Zeit durch so genannte rückschreitende Erosion bereits dem Lechtalrand bei Ottmaring genähert. Ein Riegel aus Molassekies trennte damals aber noch beide Flusssysteme. Aufgrund der starken Grundwasserführung in diesen Schichten konnte die tiefer gelegene „untere“ Paar dieses Hindernis jedoch leicht beseitigen und so beide Flussgebiete zum heutigen Flusstal vereinigen.

Für die geologische Zukunft ist nicht auszuschließen, dass auch der Lech irgendwann die „Abkürzung“ der Paar zur Donau übernimmt.



Situation vor der Entstehung des Paardurchbruchs



Heutige Situation

Paartal bei Ottmaring

Geotop-Nr.: 771R002
Landkreis: Aichach-Friedberg
Gemeinde: Friedberg
TK 25: 7632 Dasing
Lage: R: 4425978, H: 5354903
Naturraum: Donau-Isar-Hügelland
Gestein: Terrassenschotter (Holozän)

Beschreibung:

Westlich von Ottmaring schneidet sich die Paar in die Molasseschichten des Tertiärhügellandes ein und bildet dort ein typisches Sohlental, das der mäandrierende Fluss durch Seitenerosion ständig erweitert hatte. Der Flussverlauf der Paar ist insoweit bemerkenswert, als die heutige Paar, die nach ihrem Eintritt ins Lechtal parallel zum Lech verläuft, nicht wie zu erwarten ihren Lauf durchs Lechtal fortsetzt. Vielmehr durchbricht sie im Bereich von Ottmaring unvermittelt den Lechtalrand, biegt nach Osten ab und fließt weiter durch das Tertiärhügelland zur Donau.

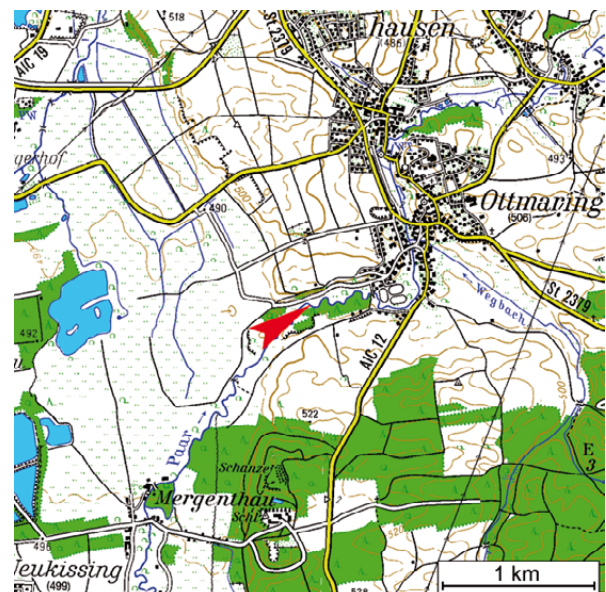
Diese Umlenkung wird am schlüssigsten als typische Flussanzapfung erklärt: Die „Untere“ Paar besaß eine niedrige Erosionsbasis und dementsprechend ein relativ starkes Gefälle. Dadurch verlagerte sie ihr Quellgebiet immer weiter flussaufwärts. Die dortigen Gewässer wie die „Obere“ Paar, deren Lauf der Quellbereich bei diesem Prozess kreuzte, wurden auf diese Weise umgelenkt und mit dem neuen Flusssystem vereinigt.



Paartal westlich von Ottmaring. Die Paar fließt aus dem quartären Lechtal (Position der Bildaufnahme) in das Tertiärhügelland (Höhenrücken am Horizont).

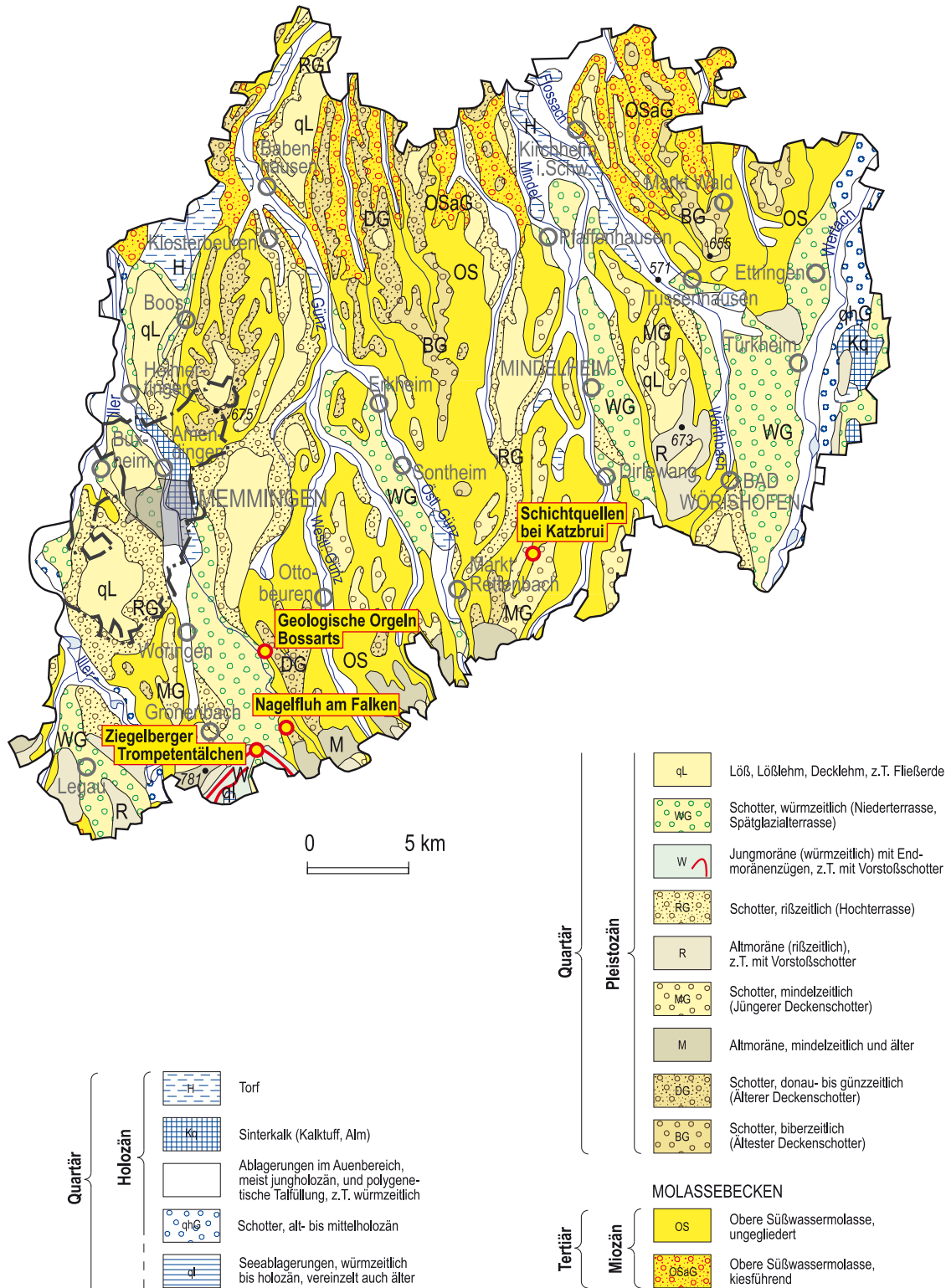


Der Boden des Paartals ist breit angelegt und weist steile Talränder auf. Es handelt sich um ein typisches Sohlental.



Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: SCHEUENPFLUG (1977)
SCHÄFER (1957)

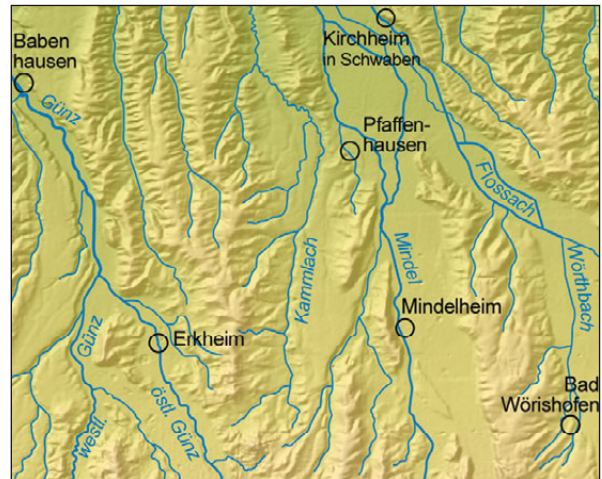
Geotope in Schwaben



3.5 Unterrallgäu und Memmingen

Mit dem Großteil seiner Fläche gehört der Landkreis Unterrallgäu mit der kreisfreien Stadt Memmingen dem Naturraum Iller-Lech-Schotterplatten an. Nur ein schmaler Streifen im Osten reicht in die Lech-Wertach-Ebenen. Der südliche und westliche Teil des Landkreises hat noch Anteil an den naturräumlichen Einheiten Riß-Aitrach-Platten und Iller-Vorberge im äußersten Südwesten sowie Unteres Illertal im Westen. Das Unterrallgäu besitzt mit der Iller im Westen und der Wertach im Osten zwei natürliche Grenzen, die ungefähr mit den Gebietsrändern übereinstimmen. Allerdings liegen zwei Gemeinden des Landkreises, Amberg und Wiedergeltingen, komplett östlich der Wertach.

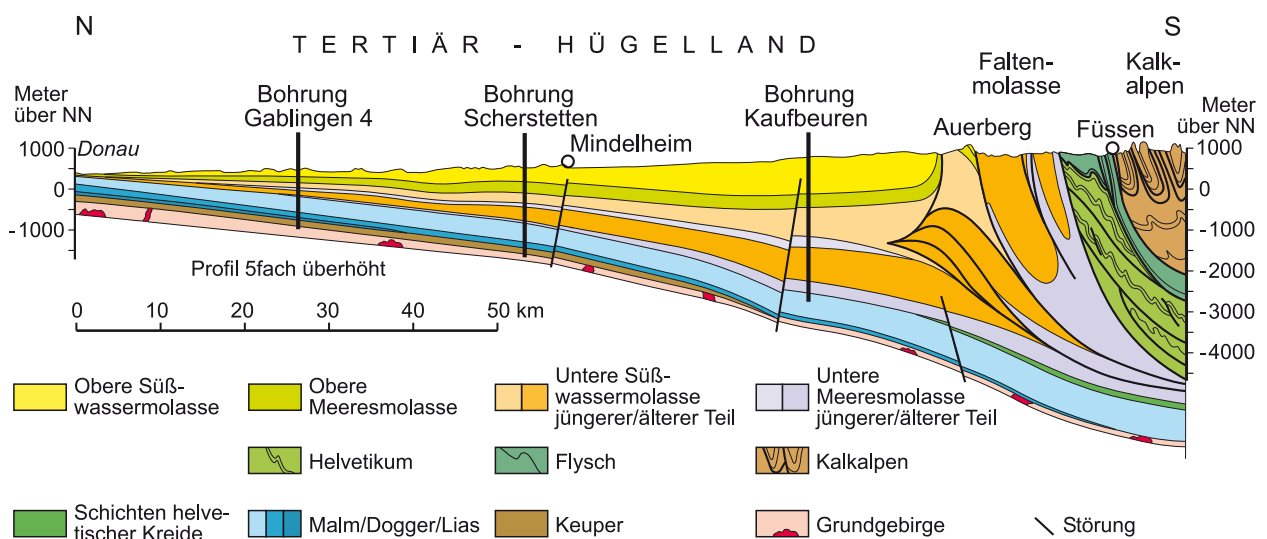
Von Norden nach Süden hin steigt das Gelände kontinuierlich an. Die Höhen liegen zwischen 512 m im Günztal bei Babenhausen am Nordrand und 845 m bei Oberwarlins im Süden. Besonders landschaftsprägend sind die zwischen Wertach- und Illertal sich von Süden nach Norden öffnenden Täler der Mindel mit Flossach, der Kammlach und der Günzläufe sowie das breite Memminger Trockental. Die zwischen den Flusstälern liegenden Höhenrücken bilden die typische „schwäbische Riedellandschaft“ mit ihrer markanten Nord-Süd-Ausrichtung.



Höhenrücken zwischen den nach Norden gerichteten Flüssen prägen die so genannte Riedellandschaft.

Der im Unterrallgäu viel verwendete Begriff „Riedel“ wurde von ALBRECHT PENCK 1899 eingeführt. Er beschrieb damit „die zwischen den Thälern befindlichen zungenförmigen Höhen“, die in Nord-Süd-Richtung verlaufen.

Als älteste anstehende Gesteine im Landkreis findet man die miozänen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse. Dabei handelt es sich vorwiegend um Mergel, Sande und Tone, im Norden auch um Kiessande und in



Durch mehrere Erdölbohrungen, die in den Jahren 1950-1955 im Unterrallgäu im Rahmen einer groß angelegten Erdölprospektion niedergebracht wurden, kennt man heute sowohl die Abfolge der einzelnen Sedimentschichten der Molasse als auch das darunterliegende Juragestein recht gut. So weiß man beispielsweise, dass bei Mittelrieden im Kammlachtal die Basis der Molasse in 1507 Metern Tiefe liegt. Die bei den Bohrungen durchteuften Gesteine gehören vorwiegend zur Oberen und Unteren Süßwassermolasse.

der Südwestecke zusätzlich um Konglomerate und Sandsteine als Ausläufer des Eschach-Berglandes. Vereinzelt treten die Gesteine an den Hängen der tief eingeschnittenen Flusstäler zutage.

Die tertiärzeitlichen Sedimente enthalten versteinerte Reste der Tier- und Pflanzenwelt aus dieser Zeit. Besonders Tongruben haben Funde von Wirbeltierfossilien geliefert. In den Ziegeleigruben von Markt Rettenbach und in der Sandgrube bei Breitenbrunn nordwestlich von Mindelheim wurden Knochenreste, Zähne und Kiefer von Elefantenvorläufern und anderen Säugetieren gefunden. Beim Bau des Kohlbergtunnels bei Erkheim barg man gut erhaltene Reste von inkohlten Hölzern, Blättern und Früchten. Die meisten Fundstellen sind inzwischen allerdings nicht mehr zugänglich.

Im Laufe des Quartärs bildete sich das heutige Landschaftsbild des Unterallgäus heraus. Zu seinem größten Teil liegt der Landkreis außerhalb des über längere Zeit unmittelbar von Gletschern bedeckten Gebietes. Deshalb ist die Landschaft nördlich der riß- und würmeiszeitlichen Endmoränenwälle vorwiegend von Schmelzwasserschottern geprägt, ein grundsätzlich durch alle Eiszeiten nordwärts strebendes Entwässerungssystem formte ihr Relief.

Die oft auf kilometerbreiten Talböden zur Donau hin abfließenden Schmelzwasserströme waren in unzählige Wasserläufe aufgeteilt, die sich ständig veränderten, immer wieder teilten



In den Feinsanden des tieferen Mittelmiozäns liegt die Sandgrube von Mohrenhausen, eine Fundstelle von Hamster- und Eichhörnchenzähnen.

und erneut vereinten. Diese Ströme führten große Mengen an Geröll mit sich und lagerten im Laufe der Zeit mächtige, geschichtete Schotterpakete ab. Die nahezu ebenen Oberflächen dieser Kieskörper sind kaum merklich nach Norden hin geneigt. Schmelzwasserschotter dieses Typs werden in zahlreichen, teilweise sehr großen Kiesgruben gewonnen, so z. B. im Memminger Trockental. Die besonders wasserdurchlässigen Schmelzwasserkiese enthalten zugleich auch ausgedehnte Grundwasservorkommen.

Auffallend sind im Kreisgebiet die Löß- und Lößlehmschichten, welche die älteren Ablagerungen überdecken. Sie wurden früher in zahlreichen Lehmgruben wie z. B. östlich von Steinheim bei Memmingen oder südlich von Markt Wald als Ziegeleirohstoff gewonnen.

Im Gebiet zwischen Plattenberg und Arlesried, bei Markt Wald sowie am Hochfirst (709 m) sind die ältesten Schotterflächen im Unterallgäu erhalten geblieben. In diese „Ältesten Deckenschotter“ des Ältestpleistozäns und die angrenzenden Hochgebiete mit Molasseablagerungen gruben sich von Eiszeit zu Eiszeit die Flusssysteme immer weiter ein. So schufen die geröllbeladenen Schmelzwässer Treppen aus altersabhängig unterschiedlich hoch liegenden Schottervorkommen.

Die „Älteren Deckenschotter“ des Ältest- und Altpleistozäns bilden im Landkreisgebiet jene charakteristischen, tafelbergartigen Höhen-



Am Prallhang der Iller bei Rothenstein sind Feinsande des Unter- und Mittelmiozäns aufgeschlossen.



Hoch über dem Talboden der Mindel thront die Mindelburg auf Jüngeren Deckenschotter bei Mindelheim.

rücken, die zwischen 50 m und mehr als 100 m über den Talebenen, den Niederterrassenfeldern der letzten Eiszeit, liegen. Fast immer sind sie bewaldet und durch kleinere Seitentäler fiederförmig gegliedert. Die „Älteren Deckenschotter“ werden im Allgemeinen der Donau- und der Günzzeit zugeschrieben. Beispielsweise steht die Kronburg bei Bad Grönenbach auf einem derartigen, relativ verwitterungsresistenten, festen Konglomerat des Älteren Deckenschotter.

Bedingt durch den weitesten Vorstoß des Illergletschers nach Norden, der vermutlich der Mindelvereisung zuzurechnen ist, ist der südlichste Teil des Landkreises vorwiegend durch Moränen dieser Eiszeit geprägt. Ein Streifen aus grobkiesigen Moränen, die stellenweise noch Wallformen erkennen lassen, zieht sich mit Unterbrechungen vom Grönenbacher Wald über Ittelsburg nach Ronsberg. Die an die Mindelmoränen nach Norden anschließenden, breiten Schotterflächen nennt man „Jüngere Deckenschotter“. Bedeutende derartige Schotterkomplexe sind das Grönenbacher Feld und die Jüngeren Deckenschotter um Mindelheim.

Die im Westen bis vier Kilometer südlich der äußersten Mindelmoränen liegenden Reißmoränen formen an der südlichen Landkreisgrenze besonders hohe Wälle. Die davorliegenden reißzeitlichen „Hochterrassenschotter“ bilden vor allem im Westen breite Schotterflächen wie

beispielsweise das Hawanger Feld und seine Fortsetzung im Günztal.

Aus der Zeit des letzten Eishöchststandes des Illervorlandgletschers vor etwa 20.000 Jahren stammen die auffälligen Würmendmoränen südlich von Bad Grönenbach wie z. B. am Ziegelberg. Davon ausgehende Niederterrassenschotter liegen als Talfüllung in den Schmelzwasserrinnen der letzten Eiszeit und sind teilweise noch von Auensedimenten und Moorbildungen aus dem Holozän überdeckt. Eine besonders große Niederterrassenfläche der Würmeiszeit stellt beispielsweise das Memminger Trockental dar.



Beim Eiszerfall am Gletscherrand entstand in den Würmendmoränen das Toteisloch südlich von Herbisried.

Auf den Spuren des Eiszeitforschers Albrecht Penck

Als Typusregion par excellence in der Eiszeitforschung gilt das Gebiet um das Memminger Trockental. Hier hat der Geograph Albrecht Penck (1858–1945) seine grundlegende Theorie der vier Eiszeiten entwickelt, die mittlerweile aufgrund jüngerer Forschungsergebnisse um weitere, ältere Eiszeiten ergänzt wurde.

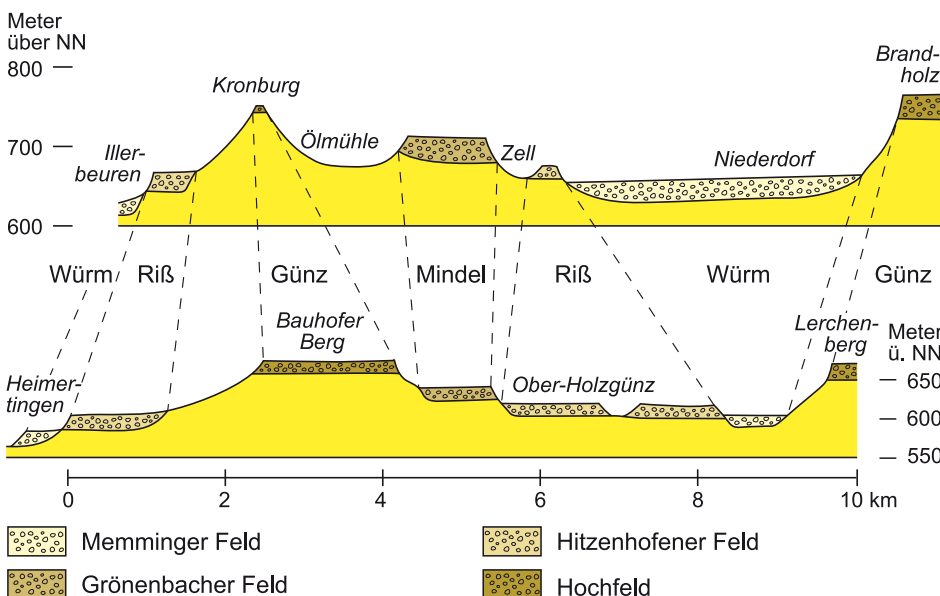
In einem Briefwechsel mit seinem Freund und Kollegen Joseph Partsch beschrieb Albrecht Penck am 12. Mai 1898 seinen Durchbruch zur Erkenntnis der Viergliedrigkeit der Eiszeit, die er vom Felsvorsprung des Falken belegen konnte. Dies ist der Standort, von dem aus Penck, in den Westen blickend, die vier Terrassenniveaus erstmals erkannte:

„...Unvergesslich wird mir der Abend sein, als ich von Obergünzburg kommend, unfern Wolfertschwenden am Rande des Memminger Trockenthales stand.... Unter mir sah ich die seit 1881 wohlbekannten Hoch- und Niederterrassen, ich selbst stand auf der Schotterdecke, deren Fortsetzung drüben am anderen Gehänge etwa in gleicher Höhe erwartet werden sollte. Statt dessen sah ich eine erheblich tiefere Hochfläche, überragt von zwei einzelnen Tafelbergen, der weithin das Land beherrschenden Kronburg um dem Hohen Rain, hinter denen die Sonne eben sank. Da wurde



Albrecht Penck 1885
(Foto: Landesamt für Umwelt und Geologie/Geologisches Archiv Freiberg)

mir mit einem Male klar, dass die Schotter auf jenen Tafelbergen keinesfalls, wie bislang angenommen, mit der tieferen Hochfläche des Schlosses Grönenbach gleichgestellt werden können. Es kamen nun unvergesslich schöne Tage... ununterbrochenen Wanderns... mit der Sicherheit, dass um Memmingen zwei verschiedene Deckenschotter vorhanden sind, die sich ähnlich zueinander verhalten wie die Hoch- und Niederterrassenschotter. Es sind demnach hier nicht bloß drei, sondern vier Schotter voneinander zu trennen; einen jeden hatte ich bis zu seinem Contacte mit Moränen verfolgen können, sodass nunmehr mit Sicherheit von vier Eiszeiten gesprochen werden durfte.“...



Die Lagerung der Quartärschotter um Memmingen

Nagelfluh am Falken

Geotop-Nr.: 778R004
Landkreis: Unterrallgäu
Gemeinde: Bad Grönenbach
TK 25: 8127 Grönenbach
Lage: R: 3595449, H: 5305486
Naturraum: Iller-Lech-Schotterplatten
Gestein: Ältere Deckenschotter (Altpleistozän)

Beschreibung:

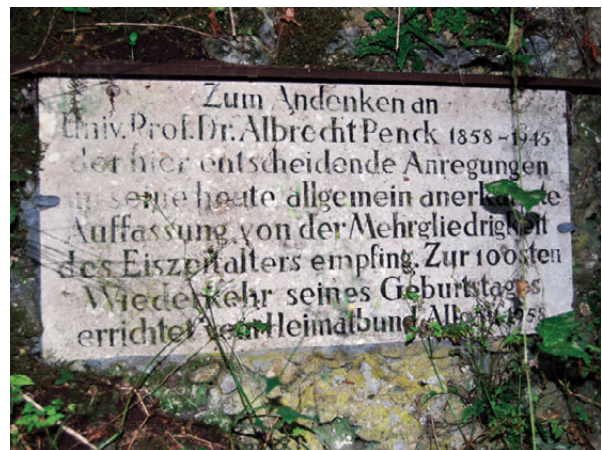
Nordöstlich von Ittelsburg führt der Penck-Weg hinauf zu einem historisch bedeutenden Aufschluss am Felssporn des Falken, der das Memminger Trockental überragt. Es ist ein schmaler, altquartärer Schotterrücken mit bewaldeter Steilkante. An seinem Hang sind im Wald Schotterlagen aufgeschlossen, welche die Schmelzwässer von den Gletschern der Günzeiszeit mitbrachten und dort ablagerten. Sie sind zu einem Konglomerat aus Geröllen mit überwiegend kalkalpinen Herkunft verfestigt. Davon machen reine Kalke und Dolomite über 90% aus, daneben treten vor allem Flysch- und andere Sandsteine mit wechselndem Kalkgehalt auf; Kristallingerölle fehlen fast ganz.

Eine Wechsellagerung von feiner- und gröberkörnigen Kiesen gibt Hinweise auf den Sedimentationsrhythmus der Schmelzwasserablagerungen. Die Gerölle sind nur wenig kantengerundet, eckige Stücke findet man häufiger als abgerundete. Dies bedeutet, dass der Kies in den Gletscherflüssen nicht weit transportiert wurde – die Gletscherstirn lag vermutlich in nächster Nähe.

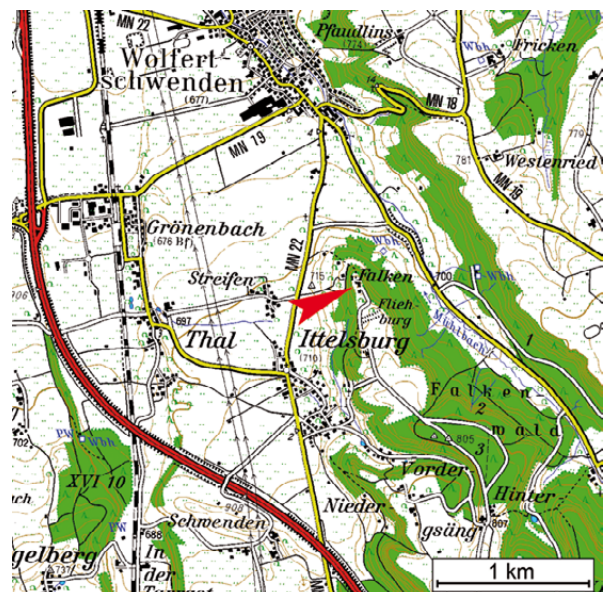
Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: STEPP (1981)
PENCK & BRÜCKNER (1909)



Nagelfluhfelsen am Falken



Gedenktafel für Albrecht Penck am Nagelfluhfelsen



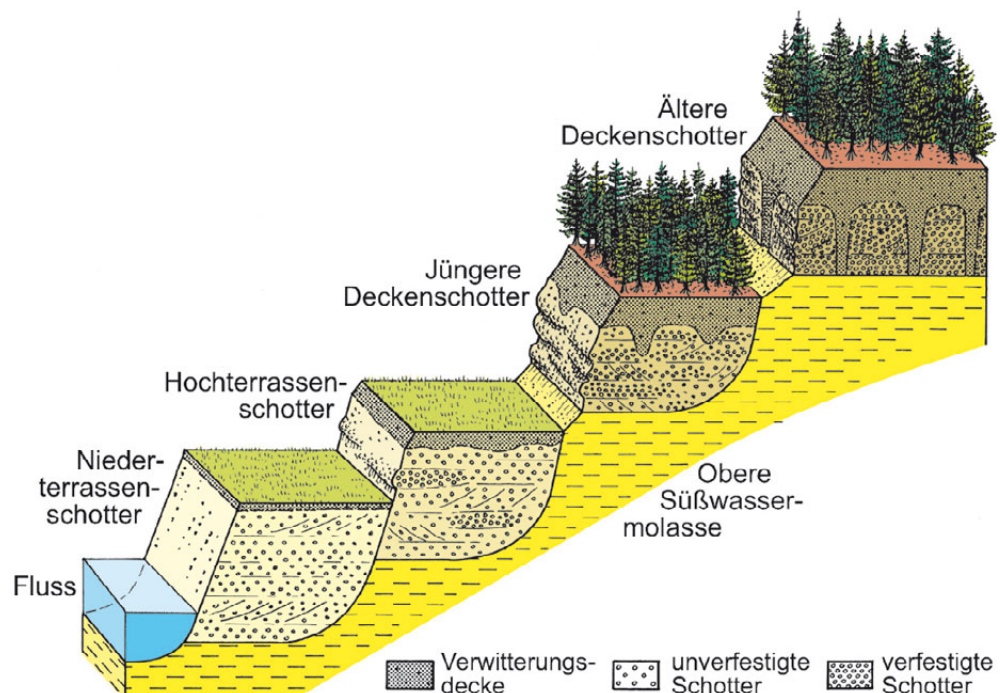
Geologische Orgeln – geheimnisvolle Zeugnisse des Vergehens

Je älter Schmelzwasserschotter sind, umso mächtiger sind in der Regel auch die Verwitterungsdecken, die sich auf ihnen entwickelt haben. So sind die tiefbraunen, lehmigen Böden auf den Älteren Deckenschottern gewöhnlich über 2,5 m dick und können lokal sogar Mächtigkeiten von mehr als 10 m erreichen. Sie sind völlig entkarbonatisiert, d. h. alle Kalk- und Dolomitgerölle wurden durch die im Boden vorhandenen Säuren aufgelöst. Dort, wo das Regenwasser bevorzugt versickert, kann die Verwitterung trichter- oder röhrenförmig tief in die noch unzersetzten, tieferen Teile der Schotterkörper hinuntergreifen. So entstandene, ursprünglich noch lehmgefüllte Verwitterungsröhren in Konglomeraten bezeichnet man als Geologische Orgeln.

Die tiefgründige Zersetzung deutet darauf hin, dass diese Schotter offenbar bedeutend länger und möglicherweise mehrfach der Verwitterung ausgesetzt waren als jüngere Schmelzwasserschotter. Geologische Orgeln sind deshalb weitgehend auf Deckenschotter beschränkt, schon in den Schottern der Rißeiszeit treten im Allgemeinen nur Bodenzapfen geringerer Tiefe auf.



Grobe Konglomerate mit gelegentlichen sandigen Zwischenlagen bauen die mächtigen Lagen der Deckenschotter auf.



Geologische Orgeln Bossarts

Geotop-Nr.: 778R001
Landkreis: Unterrallgäu
Gemeinde: Wolfertschwenden
TK 25: 8027 Memmingen
Lage: R: 3594267, H: 5309222
Naturraum: Iller-Lech-Schotterplatten
Gestein: Ältere Deckenschotter (Altpleistozän)

Beschreibung:

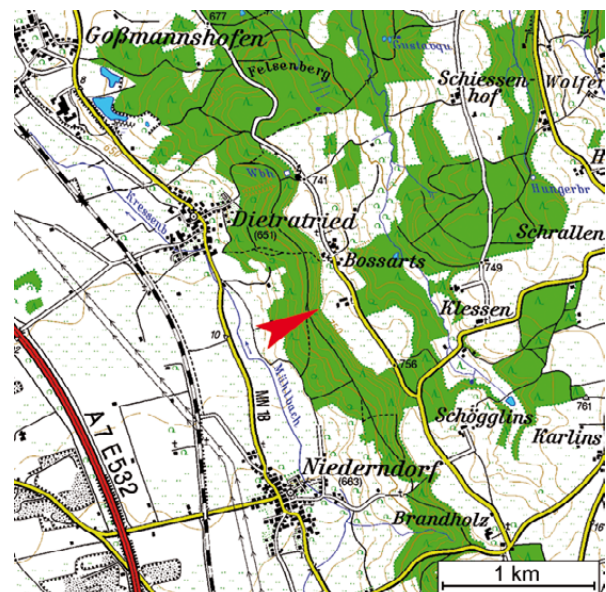
Der kleine Weiler Bossarts, auf einem Höhenrücken etwa 2,5 km nördlich von Wolfertschwenden, wurde durch seine geologischen Orgeln bekannt. Ein Wegweiser am südlichsten Hof führt über eine Kuhweide zu einem Wanderweg in den westlich gelegenen Wald. Auf Treppen kann man circa 50 m entlang tiefgründig verwitterter, eiszeitlicher Konglomerate wandern. In dieser Nagelfluh aus der Günzzeit findet man kalkalpine Gesteine wie Dolomite, Kalke, und rote Hornsteine. Schichten mit groben Komponenten wechseln mit sandigen Lagen ab.

Die Konglomerate sind von senkrechten Röhren durchsetzt: runde, glattwandige Gebilde, bis 14 m tief und teilweise noch mit Verwitterungslehm gefüllt. Wenn diese Verwitterungsschote an Steilwänden an ihrer Unterseite durch die Erosion angeschnitten werden, fließen die braunen Verwitterungslehme nach unten aus. Vielfach sind die Röhren bis zur Erdoberfläche durchgebrochen, sodass man durch eine solche aufgebrochene „Orgelpfeife“ von unten in den Himmel blicken kann. Wenn der Wind durch diese Hohlräume pfeift, beginnt ein eindrucksvolles, natürliches Orgelkonzert.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: SCHOLZ (1995)



Wenn die ursprüngliche Lehmfüllung aus der Röhre herausgefallen ist, kann man nach oben durch eine geologische Orgel schauen.

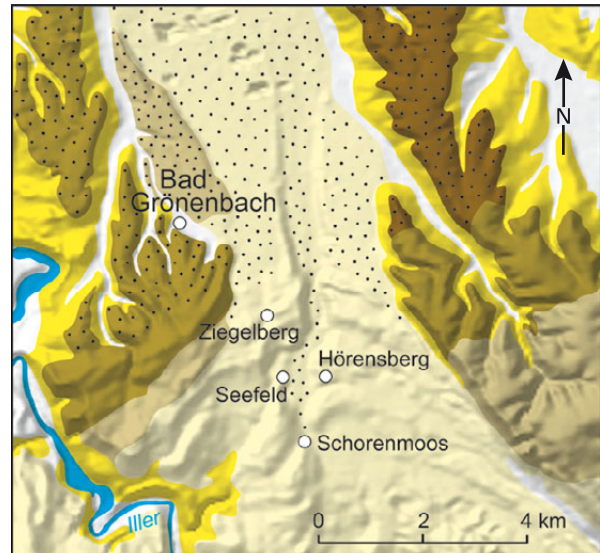










Tor zum Allgäu

Als die jüngste Eiszeit, die Würmeiszeit, ihr Maximum erreicht hatte, lag die Eiszunge ihres Vorlandgletschers im breiten Memminger Tal. An vielen Stellen der Gletscherstirn fanden Schmelzwässer ihren Weg durch die aufgeschütteten Moränenwälle. Auf der vorgelagerten Sanderfläche breiteten sie sich aus und bedeckten weite Bereiche mit ihrer Schotterfracht.

Mit dem Zurückschmelzen der Gletscherfront fielen Moränenwälle und Sanderfläche trocken, sie wurden inaktiv. Zwischen der abgetauten Eiszunge und den Endmoränen stauten sich die Schmelzwässer, sie sammelten sich in einem Staubecken, verloren an Dynamik und lagerten die mitgeführten Sande und Kiese ab. Als das Wasser schließlich bei Ziegelberg die Endmoräne durchbrach, ergoss es sich über die davor liegende Schotterfläche. Die großen Wassermengen aus dem auslaufenden See bewirkten eine ausgeprägte Tiefenerosion und ein Einschneiden in den älteren Schotterkörper. Aber schon in geringer Entfernung von der Durchbruchstelle ermöglichte die abnehmende Tiefenerosion die Ausbreitung des Abflusses, die Abflussrinne weitete sich und es entstand die typische „Trompetenform“.

Die Stelle, an der das Ziegelberger Trompetental die hohen Endmoränenwälle der Würmeiszeit durchbricht, erhielt den Namen Allgäuer



 Würmmoräne	 Niederterrassenschotter
 Reißmoräne	 Hochterrassenschotter
 Mindelmoräne	 Jüngere Deckenschotter
 Obere Süßwassermolasse	 Ältere Deckenschotter

Östlich von Ziegelberg durchbrachen die Schmelzwasserströme die würmeiszeitlichen Endmoränen und schnitten sich nördlich davon in die zuvor abgelagerten Schotter ein. Nach etwa 3 km breiteten sie sich über die gesamte Niederterrasse aus.

Tor: gleich einem Tor öffnet es eine Allgäuer Nord-Süd-Verbindung, die von Straße und Bahnlinie genutzt wird.



Knapp nördlich von „in der Tarrast“ bei Ziegelberg verengen die Würmendoränen die Schmelzwasserrinne bis auf circa 100 m.

Ziegelberger Trompetentälchen

Geotop-Nr.: 778R003
Landkreis: Unterrallgäu
Gemeinde: Bad Grönenbach
TK25: 8127 Grönenbach
Lage: R: 3594093, H: 5303899
Naturraum: Iller-Vorberge
Gestein: Niederterrassenschotter, Würmmoräne (Jungpleistozän)

Beschreibung:

Östlich von Bad Grönenbach ist das größte Trompetental des Allgäus erhalten geblieben. Auf Karten gut erkennbar weitet es sich trichterförmig – wie eine Trompete – nördlich der würmeiszeitlichen Moränenwälle auf die Schotterebene des Memminger Trockentales aus.

Ihren Ursprung hat diese Erosionsrinne im Schorenmoos. Von dort reicht sie circa 6 km nach Norden. Zunächst kreuzt sie bei den Weilern Seefeld und Hörensberg einen Wall von Moränen, der zu einem Rückzugsstadium des würmeiszeitlichen Gletschers gehört. Nordöstlich von Ziegelberg, an der zum Teil umschotterten Endmoräne des würmeiszeitlichen Gletscherhauptstandes, beginnt sich das hier 200 m breite Trockental trompetenartig zu erweitern. Durch Terrassenkanten ist es von den anfangs 30 m höher liegenden Sanderflächen abgesetzt, doch nehmen die Höhen der Seitenhänge kontinuierlich ab. Nach wenigen Kilometern, wenn sich die Sohle des „Ziegelberger Trompetentälchen“ der des Memminger Trockentals angleicht, hat sich das Trompetental auf fast 1 km geweitet.

Dass das Trompetental erhalten geblieben ist, liegt an der frühzeitigen Verlagerung des Illerlaufes nach Westen zu den tief eingeschnittenen Schmelzwasserabflüssen des Rheinvorlandgletschers.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: SCHOLZ (1995)
HABBE (1985a+b)
GRAUL et al. (1950)
TROLL (1926)



Blick von Seefeld nach Norden in das Ziegelberger Trompetentälchen



Das Benninger Ried – ältestes Naturschutzgebiet im Unterallgäu

Auf halbem Weg zwischen Memmingen und Benningen liegt das älteste Naturschutzgebiet des Landkreises, das Benninger Ried. Mit circa 22 ha weist es nur noch den Rest einer Fläche auf, die einst fast das ganze Memminger Tal erfüllte. Heute ist es von einem Gürtel extensiv genutzter Nasswiesen umgeben.

Bei dem bereits im Jahr 1939 als Naturschutzgebiet ausgewiesenen Gebiet handelt es sich um ein Kalkquellsumpf- und Kalkquellmoorgebiet. In seinem Kernbereich treten große Grundwassermengen aus dem Memminger Trockental zutage, das von Süden kommend hier ausläuft. Als Grundwasserleiter dienen mächtige, würmeiszeitliche Niederterrassenschotter. Die darunter liegenden Molasse-schichten des Tertiärs bilden eine stauende, relativ wasserundurchlässige Schicht.

Das Grundwasser ist aufgrund der Zusammensetzung des durchströmten Schotterkörpers sehr kalkreich. An den Quellaustritten wird der im kohlenstoffhaltigen Wasser gelöste Kalk durch die Abgabe von CO₂ und durch die Assimilationstätigkeit von Blaualgen und Moosen in Form von festem Kalktuff und breiig-körnigem Wiesenkalk, auch Alm genannt, ausgefällt.

Lebendiger Zeuge für die Geschichte des Memminger Tales ist die Riednelke (*Armeria*

purpurea), die hier weltweit ihren letzten nachgewiesenen Standort besitzt. Unmittelbar nachdem vor etwa 10.000 Jahren die Iller ihr neues Bett am heutigen Illerdurchbruch im Illerwinkel geschaffen hatte, besiedelte die Riednelke das trockenfallende, aber sickerwasserreiche alte Flussbett. Als unwegsamer Schutzgürtel um die freie Reichsstadt Memmingen blieb das Ried über Jahrhunderte hinweg erhalten, und die noch heute herrschenden Bedingungen bieten der Riednelke ein optimales Refugium. Auch eine reichhaltige Vogelwelt findet im Ried Brut- und Lebensmöglichkeiten. Bislang wurden 87 Arten nachgewiesen, die in der nationalen Rote Liste als gefährdet, stark gefährdet bzw. als vom Aussterben bedroht eingestuft sind.



Benninger Ried



Riednelke
(Foto: H. ANWANDER)



Das Benninger Ried von oben (Foto: H. ANWANDER)

Schichtquellen bei Katzbrui

Geotop-Nr.: 778Q002
Landkreis: Unterrallgäu
Gemeinde: Apfeltrach
TK 25: 8028 Markt Rettenbach
Lage: R: 3608472, H: 5314949
Naturraum: Iller-Lech-Schotterplatten
Gestein: Kalktuff (Holozän)
Jüngere Deckenschotter (Altpleistozän)
Mergel, Feinsand der Oberen Süßwassermolasse (Unter- bis Mittelmiozän)

Beschreibung:

Hauptsächlich wegen ihrer landschaftlich bezaubernden Lage am Katzbrui Bach gilt die in ihrer Bausubstanz bis in das 16. Jahrhundert zurückreichende Getreidemühle in Katzbrui als beliebtes Ausflugsziel. Die berühmten Quelltöpfe am Fuß des östlichen Katzbrui Riedels sind auch der Schlüssel zur Deutung des Namens „Katzbrui“. Frühe Siedler nannten die Quelltöpfe „Gatza“, ein heute noch gebräuchlicher schwäbischer Ausdruck für Schöpflöffel. Aus dem „G“ wurde im Laufe der Zeit ein „K“ und damit war der Name Katzbrui für viele nicht mehr verständlich.

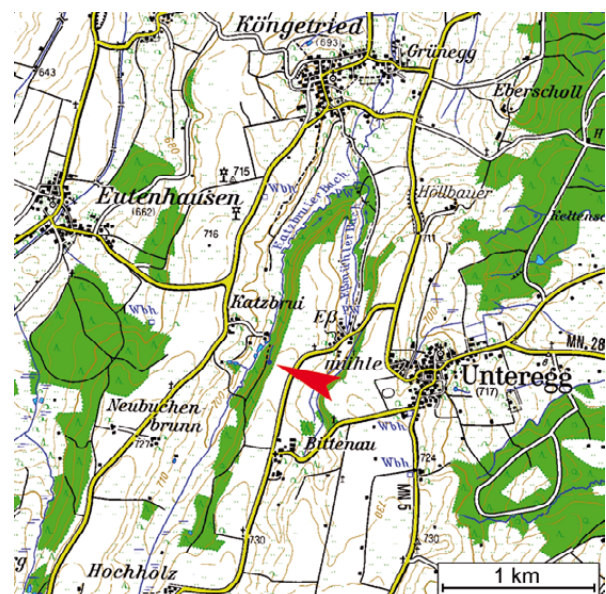
Am Hang des Riedels treten zahlreiche Quellen mit Schüttungen bis zu 17 Liter pro Sekunde aus. Sie entspringen an der Grenze von wasserdurchlässigen Deckenschottern der Mindelzeit und relativ undurchlässigen Feinsanden und Mergeln der Oberen Süßwassermolasse. Viele Quellaustritte sind gefasst und dienen der Wasserversorgung.

Das sehr kalkreiche Wasser schuf viele Kalktuffbildungen sowie eine kleine „Steinerne Rinne“. Die Quellen vereinigen sich zu einem in der Talsohle fließenden Bach. Sehr sumpfige Bereiche wie auch die zahlreichen Quellbäche selbst bilden einen willkommenen Rückzugsraum für eine besonders seltene Lebensgemeinschaft. So befindet sich in Katzbrui einer der wenigen Standorte für das Bayerische Löffelkraut (*Cochlearia bavarica*).

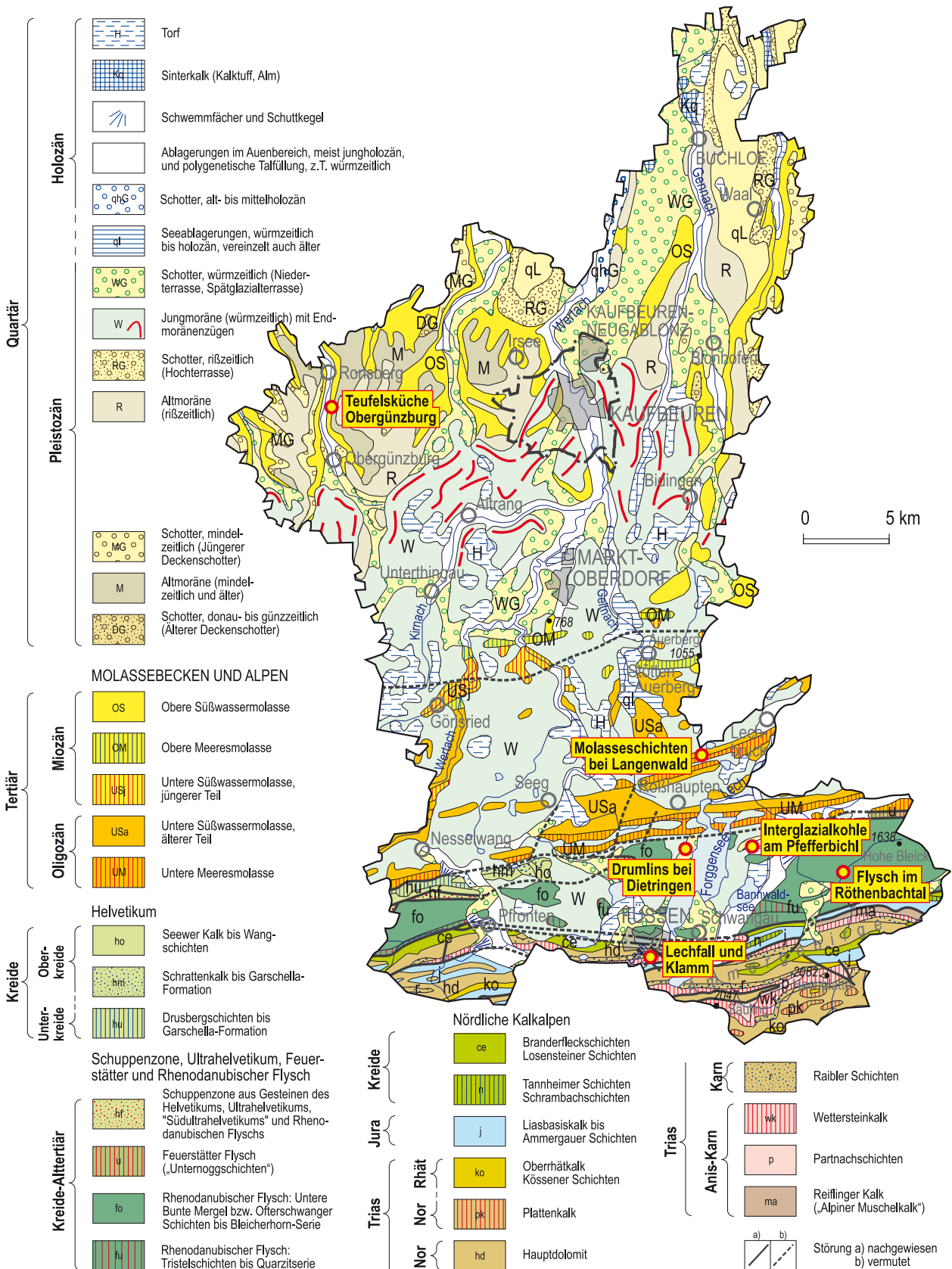
Schutzstatus: Landschaftsbestandteil
Geowiss. Bewertung: bedeutend



Kalktuffabscheidungen ließen das Bett eines Quellbaches bei Katzbrui zu einer kleinen „Steinerne Rinne“ aufwachsen.



Geotope in Schwaben



3.6 Ostallgäu und Kaufbeuren

Den südöstlichen Teil des Regierungsbezirkes Schwaben nimmt der Landkreis Ostallgäu ein. Sein alpiner Bereich östlich des Lechs gehört naturräumlich zum Ammergebirge, westlich davon zum Vilser Gebirge. Gesteine des Erdmittelalters prägen diese Gebirgslandschaft, in der mit der Hochplatte (2082 m) auch der höchste Punkt des Landkreises liegt.

Am geologisch und landschaftlich attraktiven Nordrand der Alpen befinden sich östlich von Füssen die meistbesuchten Baudenkmäler Deutschlands, die Schlösser Neuschwanstein und Hohenschwangau. Zwischen Füssen und Kaufbeuren schließen sich die Lech-Vorberge und im Westen die Iller-Vorberge an. Sedimente der Falten- und Vorlandmolasse aus dem Tertiär, größtenteils überdeckt von den Ablagerungen der pleistozänen Lech- und Iller-Gletscher, bilden hier den Untergrund.

Der Nordteil des Gebietes zählt überwiegend zu den Iller-Lech-Schotterplatten mit Ablagerungen des Tertiärs und älterer, quartärer Kaltzeiten. Dieses hügelige Gebiet wird im Raum Kaufbeuren–Buchloe von der Wertach-Ebene mit ihren weiten Schotterterrassen unterbrochen. Hier liegt nördlich von Lamerdingen auch der mit 580 m tiefstgelegene Punkt des Landkreises.



Schloss Neuschwanstein am Alpenrand bei Füssen

An seiner Ostseite begleitet der Lech als größtes Fließgewässer nur über eine kurze Strecke die Landkreisgrenze, während die Wertach vom Grüntensee bis Rieden fast das gesamte Gebiet von Süden nach Norden durchströmt. Die meisten natürlichen Wasserflächen liegen mit dem Bannwald-, Hopfen-, Alp- und Weißensee in der Gegend von Füssen.

Entsprechend seinem geologischen Untergrund und Werdegang gliedert sich das Gebiet in Einheiten, deren Gesteine von Süden nach Norden jünger werden und deren Höhenlage abnimmt. Den südlichsten und mit der Hoch-



Hoch überragt der Säuling (2047 m) die Füssener Bucht.



Felstor am Südufer des Weißensees

platte und dem Aggenstein (1985 m) höchstgelegenen Teil bilden die Nördlichen Kalkalpen. Sie bestehen vor allem aus Kalk-, Dolomit- und untergeordnet Mergelsteinen der Trias- bis Unterkreidezeit. Dabei stellen der Wettersteinkalk der Mitteltrias und der Hauptdolomit der Obertrias die wichtigsten Gipfelbildner dar. Neben interessanten Felsenformen wie beispielsweise dem Geiselstein oder einem Felstor am Südufer des Weißensees, durch das der Uferweg führt, gibt es hier auch viele typische Karsterscheinungen wie Dolinen oder Höhlen. Bekannteste Beispiele dafür sind die Krähenhöhle im Ammergebirge und die Mariengrotte über Pfronten.

Einen guten Einblick in die Gesteine und den tektonischen Aufbau des Gebirgsstockes der Ostallgäuer Kalkalpen gewährt der bekannte Aufschluss entlang des Wanderweges in der Pöllat-Schlucht. Beginnend mit einem imposanten Wasserfall unter der Marienbrücke durchquert man Hauptdolomit und Raibler Schichten bis zu jurassischen Hierlatz- und Aptychenkalksteinen am Schluchtausgang.

Manche der alpinen Gesteine besaßen zeitweise auch wirtschaftliche Bedeutung. So wurden in der Vergangenheit vereinzelte sedimentäre Eisenerzvorkommen im Wettersteinkalk wie im Säuling-Bergwerk oder in der St. Mang-Grube abgebaut. Rote bis grüngraue Liaskalke sind neben dem Wanderweg um den Alpsee westlich von Hohenschwangau aufgeschlossen, unterhalb der Hornburg bei Schwangau wurde in einem Marmorbruch bis 1960 kurzzeitig ein dunkelroter, flaseriger Mergelkalk („Adneter Fazies“) gebrochen. Diese Gesteine fanden für Dekorationszwecke Verwendung.

Gipshaltiges Gestein der Raibler Schichten hat man früher in einer Mühle am Ende der Pöllat-Schlucht verarbeitet. Größere Vorkommen dieses Gesteins wurden bei Bad Faulenbach westlich von Füssen seit dem 16. Jahrhundert abgebaut und lieferten über Jahrhunderte den Stuckgips für sakrale und profane Bauten. Auch der Name des Heilbades rührt natürlich von einer Schwefelquelle her, die in den sulfatischen Raibler Schichten entspringt.

Den Kalkhochalpen vorgelagert sind Voralpen mit Höhen zwischen 1100 und fast 1700 Metern. Sie bestehen vorwiegend aus Gesteinen des so genannten Rhenodanubischen Flyschs und des Helvetikums. Der in der Tiefsee abgelagerte, bis zu 200 m mächtige, oft auffällig dickbankige Reiselberger Sandstein, dessen Typlokalität südöstlich von Halblech liegt, ist zwar das im Ostallgäu am weitesten ver-



Harnischfläche in Bad Faulenbach, eine steil stehende Horizontalverwerfung in Hauptdolomit im Grenzbereich zu Raibler Rauhwacken. Die glatt geschliffene Gesteinsoberfläche entstand durch Aneinanderreiben zweier Gesteinsblöcke.

breitete und auch typische Schichtglied des Rhenodanubischen Flyschs. Seine Hauptmasse bilden hingegen dünnerbankige, rhythmische Wechselfolgen von Sand-, Silt-, Mergel- und Tonsteinen. Diese so genannten Turbidite entstanden aus Trübeströmen, welche turbulent in die Tiefseebereiche abgeglitten sind. Besonders schöne Aufschlüsse davon findet man in den Piesenkopfschichten im Röthenbachtal bei Halblech direkt über dem Reiselsberger Sandstein.

Ein Vertreter der in einem flachen Schelfmeer abgelagerten helvetischen Sedimente ist der Schratenkalk. Das nördlichste Vorkommen dieses Gesteins im Landkreis Ostallgäu bildet die Basis der beiden Burgruinen Eisenberg und Hohenfreyberg.

Die den Alpennordrand begleitende Faltenmolasse bildet den Übergang zum flacheren Vorland. Ihre markanten, Ost-West-verlaufenden Höhenrücken Zwieselberg, Senkelekopf und Buchberg gehören zur Murnauer Mulde, der am südlichsten gelegenen, aufgeschlossenen tektonischen Struktur der Faltenmolasse. Der markante Auerberg (1050 m) östlich von Stötten ist dagegen Teil einer nördlicheren Struktureinheit der Faltenmolasse.

Konglomerate, Sand- und Mergelsteine sind die vorherrschenden Gesteine der Faltenmolasse. Sie entstanden als Ergebnis tektonischer und erosiver Vorgänge während der Bildung der Alpen. Besonders mächtigere Konglomeratbänke der Faltenmolasse treten an vielen Stellen im Ostallgäu morphologisch deutlich in Erscheinung, so zum Beispiel am Wasserfall unterhalb der Nesselburg bei Nesselwang, vom Senkelekopf bis zum Buchberg, bei Eschenberg, in der Halblechschlucht nordwestlich der Ortschaft Halblech oder am Auerberg.

Weiter nach Norden besteht das Landkreisesgebiet aus dem für das voralpine Allgäu typischen Hügelland. Es wird aufgebaut aus weiteren, jedoch nicht mehr gefalteten Ablagerungen des Molassebeckens, der so genannten Vorlandmolasse, die von den Resten unterschiedlicher Eiszeiten überlagert sind. Dieses Hügelland erstreckt sich nach Norden bis ungefähr nach Neugablonz bei Kaufbeuren.

Die Vorlandmolasse setzt sich aus mehreren 1000 m mächtigen Sedimentgesteinen zusammen, vor allem aus Sand- und Mergelsteinen. In den obersten Lagen wurden wie in der Tongrube Hammerschmiede bei Pforzen zwischen Sanden, Mergeln und Tonen flözartige Braunkohleeinlagerungen gefunden. Ihre Untersuchung ergab, dass es sich bei diesen circa 5 Millionen Jahren alten Schichten um die jüngsten in Bayern anstehenden Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse handelt.

Die nördlichsten Gebiete des Landkreises sind ein eher flaches Terrain aus im Wesentlichen späteiszeitlichen Sedimenten wie Lößlehm und Terrassenschottern. Bei Rieden überragt die Geländekante einer Reißmoräne, die mit dem sogenannten Ridmonument-Türmchen bereits von weitem auffällt, die Ebene.

Im gesamten Landkreis findet man deutliche Spuren der Eiszeiten mit ihren verschiedenen Vereisungsphasen sowie auch Hinweise auf dazwischen liegende Warmzeiten. Eindrucksvoll hat der jüngste Vorstoß der Iller- und Lech-Gletscher die Landschaft geprägt. Er hinterließ unzählige Moränenhügel, Drumlinfelder sowie viele Konglomerat-Findlinge, die vom Eis nach Norden geschleppt wurden. Den nördlichsten findet man unweit eines Rastplatzes an der B12, kurz vor der westlichen Landkreisgrenze. Aber auch der Gletscherrückzug hinterließ vielerorts seine Spuren wie etwa Wallmoränen und Schmelzwasserrinnen östlich von Pfronten oder markante Toteislöcher.



Ridmonument-Türmchen auf der Reißmoräne bei Rieden

Vom Rhein bis zur Donau – der Rheno-danubische Flysch

Charakteristische Erscheinungsformen der Flysch-Zone sind steile Hänge mit großen Erosionsflächen und Rutschungen. Wegen ihrer Neigung zum Fließen, also zu Instabilität, hat man sie mit dem Schweizer Lokal Ausdruck „Flysch“ belegt. In Bayern weist die Gesteinsserie eine Gesamtmächtigkeit von bis zu 1500 m auf und bildete sich in der jüngeren Kreidezeit vor 130 bis 65 Millionen Jahren in einem Meeresbecken von mehreren 1000 m Tiefe. Da sich der Boden dieses Beckens ständig absenkte, blieb der Tiefseecharakter in der gesamten Sedimentabfolge erhalten.

Flyschgesteine entstehen im Wesentlichen aus untermeerischen Trübeströmen, einem Gemisch aus Wasser und Schlamm. Diese fließen unregelmäßig und in vielfacher Folge, oft ausgelöst durch Erdbeben, lawinenartig mit hoher Geschwindigkeit von Schelfbereichen über Abhänge in die Tiefsee ab. Sobald ein Trübestrom den flacheren Tiefseeboden erreicht und damit seine Geschwindigkeit



Spurenfossilien sind die übrig gebliebenen Zeugnisse von Tiefseebewohnern, die auf dem Meeresboden lebten und ihn abweideten und durchwühlten – bis der nächste Trübestrom kam und alles zuschüttete.

abnimmt, lagert sich zunächst gröberes und schwereres, darüber nach und nach immer feineres Material ab.

Derartige Sedimente bezeichnet man als Turbidite. Typisch für die Flyschzone ist ihre rhythmische Ablagerung in unzähliger Folge, ihre Ausbildung lässt oft auf sehr weite Transportwege am Tiefseegrund schließen. So zeigen heutige Beobachtungen in den Weltmeeren, dass derartige Trübeströme Entfernungen von mehreren tausend Kilometern zurücklegen können.



Sohlmarken an der Schichtunterseite zeigen die dynamischen Verhältnisse zu Beginn der Trübestrom-Ablagerung.

Flysch im Röthenbachtal

Geotop-Nr.: 777A017
Landkreis: Ostallgäu
Gemeinde: Halblech
TK 25: 8331 Bad Bayersoien
Lage: R: 4414340, H: 5275490
Naturraum: Ammergebirge
Gestein: Kalksteine, Mergel- und Tonsteine der Piesenkopfschichten (Oberkreide)



Beschreibung:

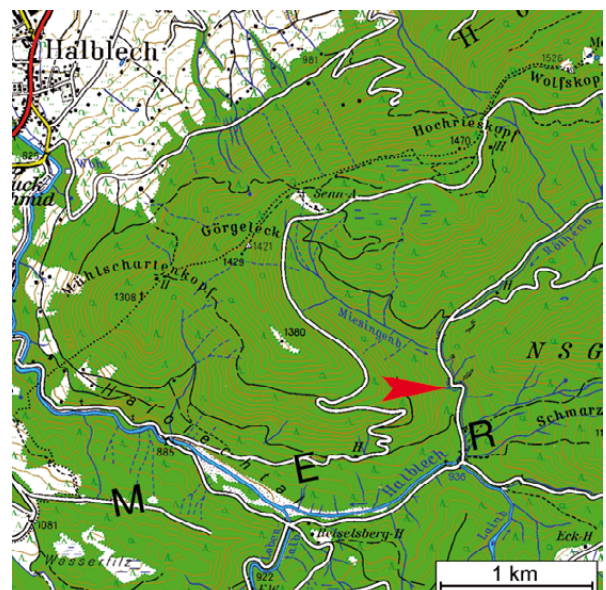
Zu dem Aufschluss am Röthenbach gelangt man am besten von Halblech aus, indem man der Fahrstraße bis zum Röthenbachtal folgt und dort in den von Norden kommenden Forstweg einbiegt. Entlang des Baches sind unzählige, bei der Gebirgsbildung steil gestellte, gebogene, dünne Gesteinsbänke von wechselnder Schichtdicke und Färbung zu sehen. Sie gehören zur so genannten Piesenkopf-Formation mit einem Alter von etwa 85 Millionen Jahren. Beispielhaft für Flyschsedimente der Alpen ist hier die vielfache, rhythmische Wiederholung von Ablagerungszyklen deutlich ausgebildet. Diese meist nur einige Dezimeter mächtigen „Turbidit-Zyklen“ bestehen überwiegend aus Kalk-, Mergel- und Tonsteinen.

Charakteristisch ist die Korngrößensortierung – die größten Körner findet man an der Basis, die feinsten am Top eines Zyklus. Für die Untergrenze der Lagen typisch sind so genannte Sohlmarken – Sedimentstrukturen in Form verschiedenartiger Wülste. Bestimmte Formen lassen dabei auf die Fließrichtung der Trübeströme schließen. Auf der Oberseite sind mitunter verschiedene Kriech- und Weidespuren von Tiefseebewohnern erhalten geblieben, die den Meeresboden zwischen den einzelnen Turbidit-Ereignissen besiedelten.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: HÖFLE & KUHNERT (1969)



Senkrecht gestellte Schichten am Ufer des Röthenbachs zeigen die typische rhythmische Abfolge von Flyschsedimenten.



Von Ur-Kräften gebogen und zerbrochen – die Faltenmolasse

Im Molassebecken nördlich der Alpen wurden ab der Wende vom Eozän zum Oligozän unter zunächst marinen Bedingungen Feinsedimente (Kalke, Mergel) und Sande abgelagert. Über diese legten sich ab dem jüngeren Oligozän fluviatile Mergel, Sande und Kiese, die von Süden und Westen aus den werdenden Alpen herangeschüttet wurden. Nach Osten verzahnen sich diese Süßwasserablagerungen zunehmend mit Brackwassersedimenten (Cyrenen-Schichten mit Kohlebildungen). Je nach Ablagerungsbedingungen, charakteristischen Sedimenten und Fossilführung unterteilt man diese bis in das Untermiozän reichenden Schichtfolgen in Untere Meeresmolasse (UMM), Untere Brackwassermolasse und Untere Süßwassermolasse (USM). Darüber folgen vom jüngeren Untermiozän bis ins Obermiozän die ebenfalls aus Mergel, Sanden und teils Kiesen aufgebauten Gesteine der Oberen Meeres- und Oberen Süßwassermolasse.

Nachdem die Sedimente zu Konglomeraten, Sand- und Mergelsteinen verfestigt waren, erfassten die ungeheuren Kräfte der alpinen Gebirgsbildung die südlichen Molasseablagerungen. Sie wurden zusammengedrückt, gefaltet und in Form tektonischer Schuppen übereinander geschoben. Dabei entstanden die tektonisch komplexen Strukturen der so genannten Faltenmolasse.

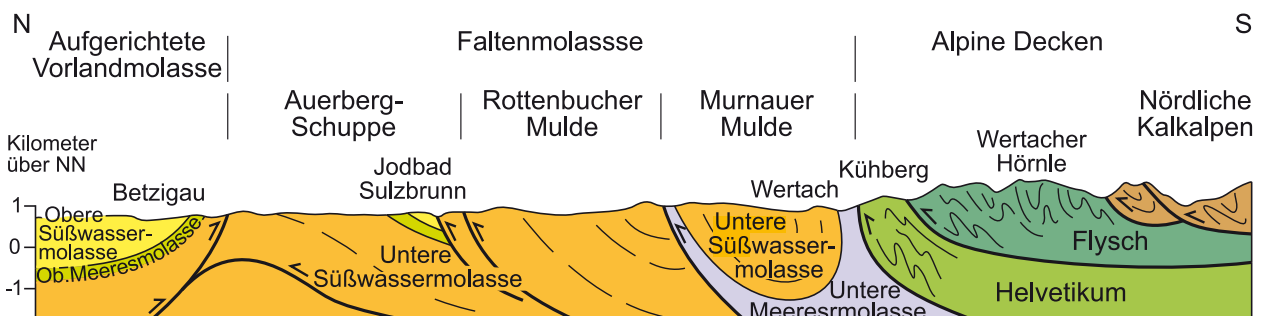
Mehrere große Strukturelemente der Faltenmolasse durchziehen das Ostallgäu von West nach Ost: im Süden die ausgeprägte Murnauer Mulde, nördlich daran anschließend die aus mehreren tektonischen Schuppen aufgebaute



Halblechdurchbruch durch den Südflügel der Murnauer Mulde bei Zwingen

Rottenbucher „Mulde“ sowie die Auerberg-Schuppe. Den westlichen Abschnitt der Murnauer Mulde bezeichnet man hier auch als Roßhauptener Mulde. Ihre steil stehenden Flanken haben die Landschaft zwischen Trauchgau, Lechbruck und Nesselwang deutlich geformt und sogar der späteren glazialen Überprägung getrotzt. An markanten Härtingsrippen aus Konglomeraten erkennt man ihren Süd- und Nordflügel.

Flüsse wie der Halblech und die Wertach drängen sich heute durch die Schichten der Faltenmolasse und haben eindrucksvolle Aufschlüsse mit steil stehenden Konglomerat-, Sandstein- oder Mergelsteinbänken geschaffen. In einem Bacheinschnitt unterhalb der Nesselburg bei Nesselwang liegt der westlichste derartige Einschnitt, in dem ein imposanter Wasserfall mehr als 20 m über eine Konglomeratbank in die Tiefe stürzt.



Geologisches Profil durch den nördlichen Alpenrand und sein Vorland im östlichen Allgäu

Molasseschichten bei Langenwald

Geotop-Nr.: 777A016
Landkreis: Ostallgäu
Gemeinde: Roßhaupten
TK 25: 8330 Roßhaupten
Lage: R: 4405260, H: 5283110
Naturraum: Lech-Vorberge
Gestein: Weißbachschichten der Unteren Süßwassermolasse (Oberoligozän)
 Bausteinschichten der Unteren Meeresmolasse (Mitteloligozän)

Beschreibung:

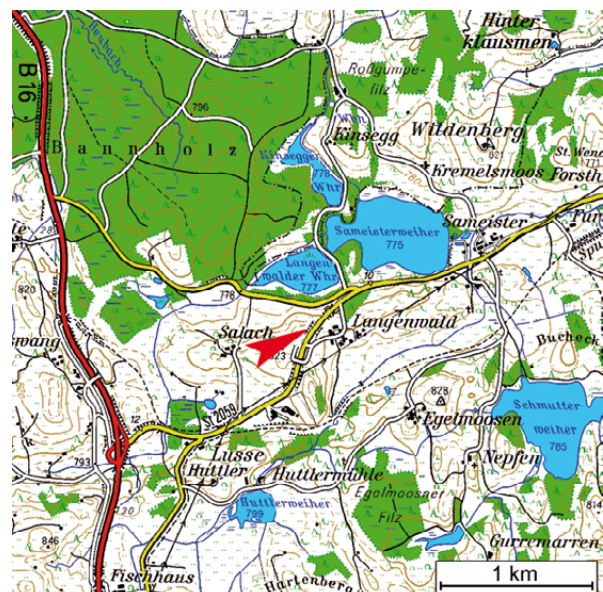
Bei Langenwald zwischen Roßhaupten und Lechbruck befinden sich an einer Straßenböschung auf einer Länge von circa 50 m grau bis rötlich gefärbte, gut geschichtete und gebankte Gesteine. Hier wurde ein Härtlingszug der Faltenmolasse angeschnitten, der den Blick auf eine typische Abfolge von Konglomeratbänken im Wechsel mit Mergeln und Sandsteinen der Baustein-Schichten im Grenzbereich zu den Weißbach-Schichten ermöglicht.

Der Aufschluss zeigt den Übergang von den Bausteinschichten der Unteren Meeresmolasse zu den Weißbachschichten der Unteren Süßwassermolasse. Die oberen, noch marinen Bausteinschichten bestehen aus einer geschlossenen Sandstein- und Konglomeratschüttung in grauer Färbung, mit Sandsteinen meist ohne Schichtfugen und Konglomeraten mit größeren Mächtigkeiten und großen Geröllen. Die unteren, fluviatil-terrestrisch abgelagerten Weißbachschichten weisen eine typische Rotfärbung auf, ihre Konglomeratbänke sind geringer mächtig.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: KUHNERT & OHM (1974)



Steilgestellte Schichtfolge von Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten im Grenzbereich von Baustein- und Weißbachschichten am Südrand der Rottenbucher Mulde



Alles alter Schotter und weiche Schmiere

In den Eiszeiten herrschte eine verstärkte Tiefen- und Seitenerosion der Bäche und Flüsse, die zu Hangunterschneidungen führten. Dadurch wurde die Hangstabilität, insbesondere die von wenig verfestigten Deckschichten, vermindert. Wenn z. B. durch Wasseraufnahme die Kohäsions- und Reibungskräfte weiter verringert wurden, erhöhte sich die Gefahr von Hangrutschungen um so mehr. Bei Überschreiten der Scherfestigkeit glitten oder rutschten die Gesteinsmassen schließlich ab.



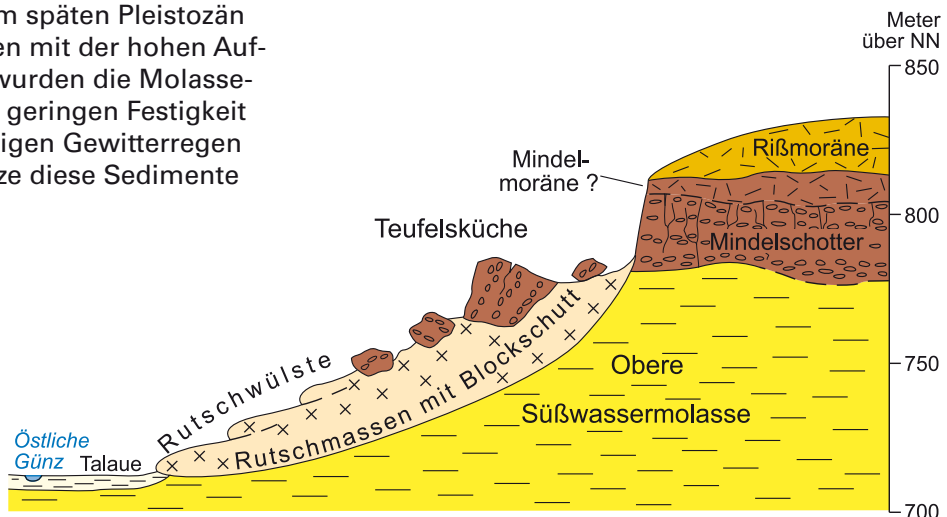
Wild übereinander gestapelte Blöcke in der Teufelsküche

Ebenso wie auch andere Flüsse des Alpenvorlandes schnitt sich die Östliche Günz tief durch die eiszeitlichen Ablagerungen hindurch in die unterlagernden Schichten der Oberen Süßwassermolasse ein. Diese Wechselfolge von Feinsanden und Mergeln bildet einen bedeutenden Wasserstauer. Daher ist die Grenze zu den überlagernden quartären Schottern ein wichtiger Quellhorizont.

Durch Erosionsvorgänge wurden die Talhänge der Östlichen Günz im späten Pleistozän übersteilt und zusammen mit der hohen Auflast durch die Schotter wurden die Molasse-sedimente mit ihrer nur geringen Festigkeit instabil. Wenn nach heftigen Gewitterregen oder der Schneeschmelze diese Sedimente

stark durchfeuchtet sind, wirken sie oft wie Schmiermittel. Dadurch werden Hangrutschungen, bei denen die Rutschmasse abgleitet, sowie Felsstürze, wo der Kontakt zum Untergrund verloren geht, begünstigt.

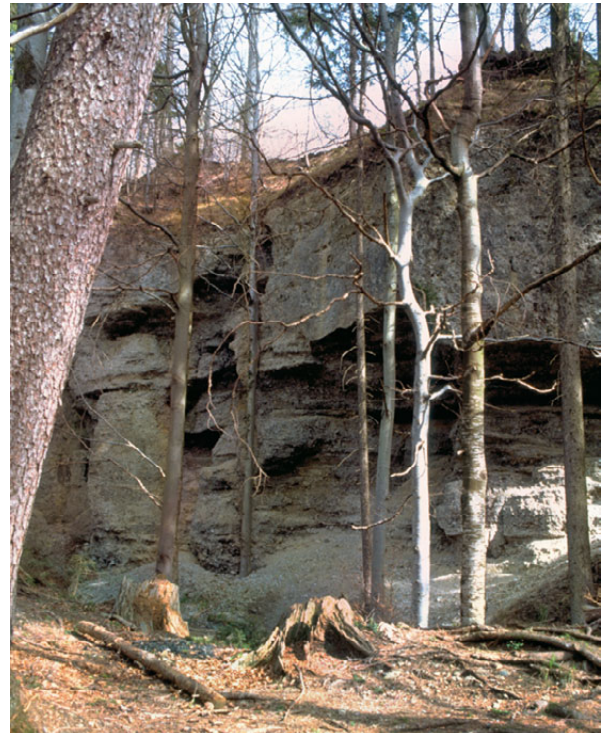
Übersteilte Hänge und die genannten Lagerungsverhältnisse führten seit Ende der letzten Kaltzeit an der Teufelsküche wie auch in anderen voralpinen Flusstälern zu mehreren größeren Rutschereignissen. Zurück blieben die für instabilen Untergrund typischen Geländeformen: Blockverhau, unruhige Hangformen, wulstartige Aufwölbungen und Buckel, die sich bis zum Hangfuß hinziehen.



Schematisches geologisches Profil zur Situation am Talhang der östlichen Günz

Teufelsküche Obergünzburg

Geotop-Nr.: 777R001
Landkreis: Ostallgäu
Gemeinde: Obergünzburg
TK 25: 8128 Obergünzburg
Lage: R: 4381560, H: 5305030
Naturraum: Iller-Lech-Schotterplatten
Gestein: Jüngere Deckenschotter (Altpleistozän)
 Mergel, Feinsand der Oberen Süßwassermolasse (Unter- bis Mittelmiozän)



Verfestigte kaltzeitliche Schotter prägen die Teufelsküche im Tal der östlichen Günz.

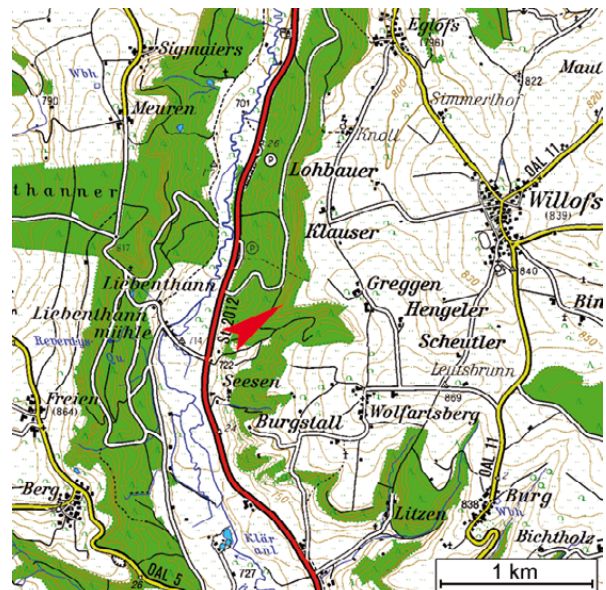
Beschreibung:

In einem bewaldeten, tiefen Geländeeinschnitt am rechten Talhang der Östlichen Günz sind Deckenschotter der Mindel-Kaltzeit angeschnitten. Sie bilden dort eine steile, zerrufte und bis zu 30 Meter hohe Felswand. Im weiteren Verlauf des Einschnitts trifft man auf riesige Konglomerat-Blöcke mit schmalen Durchgängen oder Aushöhlungen.

Als während der Mindel-Kaltzeit der Iller-Vorlandgletscher zu seiner weitesten Ausdehnung vorrückte, schütteten abfließende Schmelzwässer mächtige Kiesablagerungen in sein Vorland. Diese während des Gletscherwachstums entstandenen Schotter bezeichnet man als Vorstoßschotter. Sie wurden später, als aus zirkulierendem, kalkreichem Grundwasser Kalk abgeschieden wurde, zu Konglomeraten verfestigt.

In den folgenden Warm- und Kaltzeiten entstand das heutige Günztal. Unter den Deckenschottern sind an den unteren Talhängen bereits Mergel und Feinsande der Tertiärzeit (Obere Süßwassermolasse) angeschnitten. An Schwachstellen wie Spalten, Klüften oder unverfestigten Partien brachen bis zu hausgroße Konglomeratblöcke ab und glitten auf dem Untergrundmaterial talwärts.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: ROPPELT (1988)
 EBERL (1930)



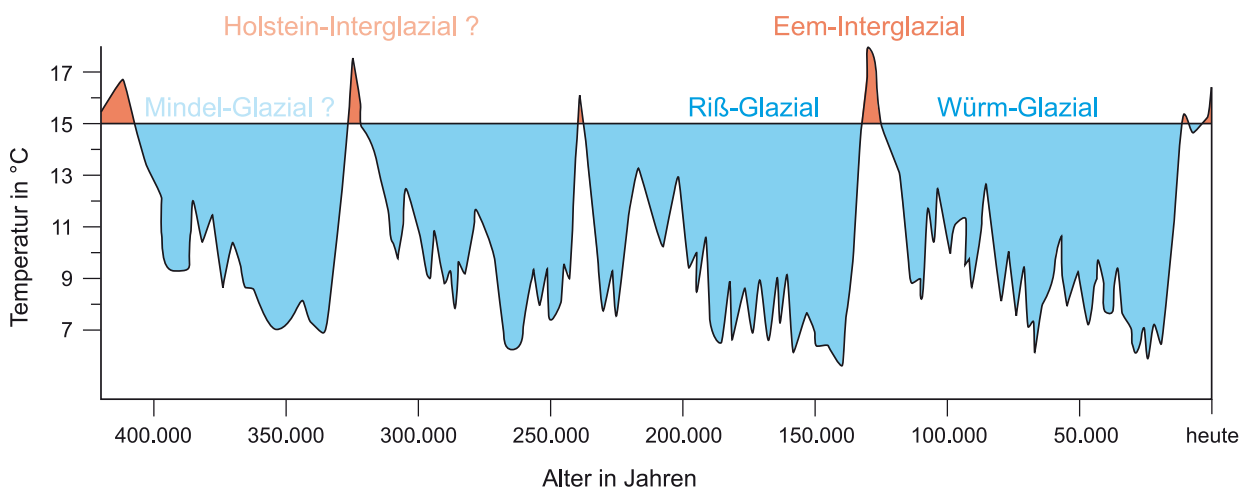
Nicht nur kalt – Warmzeiten des Eiszeitalters

Charakteristisch für das „Eiszeitalter“, das Quartär, sind seine verschiedenen Eiszeiten (Glaziale). Sie prägten mit ihren Moränen und Schotterkörpern weite Bereiche des Alpenvorlandes. Aber auch die zahlreichen klimatisch günstigeren Abschnitte dieses Zeitalters haben ihre Spuren hinterlassen.

Zeugen von wärmeren Perioden, die zwischen den großen Glazialen wie beispielsweise zwischen Riß- und Würmeiszeit herrschten, oder auch von kurzzeitigen Erwärmungen während der langen Kaltzeiten sind fossile Böden und organogene Bildungen mit pflanzlichen und tierischen Resten. Sie erlauben Hinweise auf einstige ökologische Verhältnisse und Veränderungen in den Umweltbedingungen. Manche Funde ermöglichen sogar die Bestimmung ihres absoluten Alters mit radiometrischen und anderen physikalischen Methoden.

Organische Reste sind für unterschiedliche Altersbestimmungen hervorragend geeignet. Von besonderer Bedeutung hierfür sind humose Bildungen wie Torfe, Schieferkohlen, Mudden und Seekreiden und deren Polleninhalte ebenso wie Schalenreste von Weichtieren (Mollusken) oder von Ostracoden (kleine Schalen- oder Muschelkrebse). Außergewöhnlich wertvoll für paläontologisch-stratigraphische Angaben sind die selten erhaltenen Knochen und Zähne von Klein- und Großsäugern.

Heute weiß man über die Klima- und Vegetationsgeschichte im letzten Spätglazial und in der Nacheiszeit sehr gut Bescheid. Auch für das letzte Glazial und seine Interstadiale sowie für das letzte Interglazial liegen gesicherte Ergebnisse vor. Weitaus geringer sind jedoch die Kenntnisse über die älteren Kalt- und Warmzeiten.



Klimageschichte der letzten 400.000 Jahre – Wechsel von Kalt- und Warmzeiten. Isotopenuntersuchungen an antarktischen Eiskernen und Meeresablagerungen liefern Klimadaten, die Hinweise auf weltweite, relative Temperaturänderungen in der Vergangenheit geben. Im Quartär werden länger andauernde Kaltzeiten (Eiszeiten, Glaziale) von kürzeren Warmzeiten (Interglaziale) unterbrochen. Die zeitliche Zuordnung der aus marinen Isotopenuntersuchungen bekannten Kaltzeiten zu den festländischen, eiszeitlichen Ablagerungen am Alpenrand ist bis heute nur teilweise möglich und mit zunehmendem Alter mit großen Unsicherheiten behaftet, weil die absolute Altersbestimmung bei solchen festländischen Ablagerungen nur selten möglich ist (verändert nach EPICA community members 2004 in Allianz Umweltstiftung 2007).

Interglazialkohle am Pfefferbichl

Geotop-Nr.: 777A011
Landkreis: Ostallgäu
Gemeinde: Halblech
TK 25: 8330 Roßhaupten
Lage: R: 4408920, H: 5277780
Naturraum: Lech-Vorberge
Gestein: Kiese, Sande, Torf, Seeton mit Torf, Schieferkohle (Pleistozän)
 Rißmoräne (Mittelpleistozän)

Beschreibung:

Westlich des Weilers Pfefferbichl ist in einem stark verwachsenen, circa 15 m tiefen Bach-einschnitt eine Wechsellagerung von Kiesen und Sanden, torfhaltigen Seetonen und Schieferkohle aufgeschlossen. Darunter liegen Seetone und rißeiszeitliche Moränen. Die Ablagerungen geben eine Vorstellung über die Verhältnisse während einer Warmzeit (Interglazial) vor der letzten Kaltzeit.

Die Seetone wurden in einem Stausee des Lechgletschers abgesetzt, dessen Abfluss durch eine Molasserippe im Südflügel der Murnauer Mulde behindert war. Die darüberliegende Schieferkohle besteht aus schwach inkohlten, vielfach vom Gletschereis zusammengepressten Torfen mit Holzresten, die dünn-schichtig, „schiefrig“ erscheinen und beim Trocknen an der Luft aufblättern.

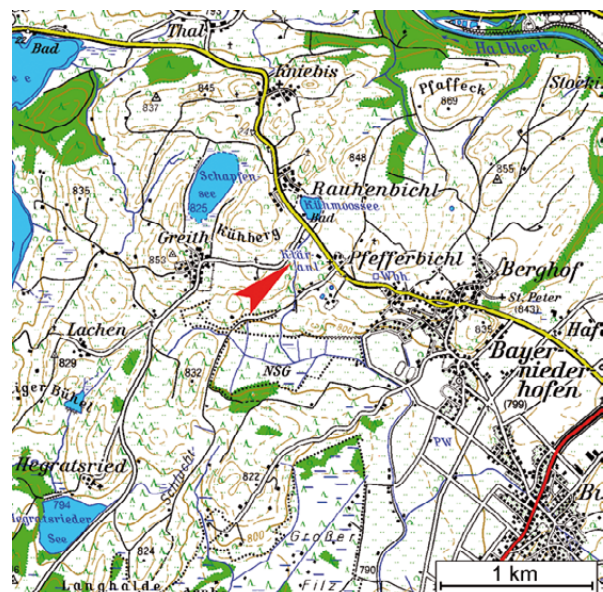
Nach Pollenanalysen entstammen die Ablagerungen verschiedenen warmzeitlichen Abschnitten, die mit einer Waldtundra und ihrem Übergang in eine waldlose Zeit zum Beginn der letzten Kaltzeit endeten. Datierungen der Schieferkohle mittels Isotopen-Untersuchung (Uran/Thorium-Methode) ergeben ein Alter von 120.000 Jahren, die Zeit der letzten eiszeitlichen Warmzeit.

Das lokal bis zu 3 bis 4 m mächtige Flöz wurde früher im Tagebau und in den 1950er bis Ende der 1960er Jahre auch untertägig abgebaut.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: JERZ (1993)
 FRENZEL (1978)
 KUHNERT & OHM (1974)



Schmales Flöz von Schieferkohle und verfallenes Stollenmundloch am Pfefferbichl



Was das Eis übrig ließ – Bildungen der Gletscherbasis

Weite Teile des Alpenvorlandes sind mit zum Teil beträchtlichen Mengen von Schutt der pleistozänen Gletscher bedeckt. Bei diesen Moränen handelt es sich um ein Gemisch von Gesteinsbruchstücken unterschiedlicher Art, Größe und Form, vorwiegend ungeschichtet und schlecht sortiert, mit Korngrößen vom kleinsten Tonblättchen bis zu riesigen Blöcken.

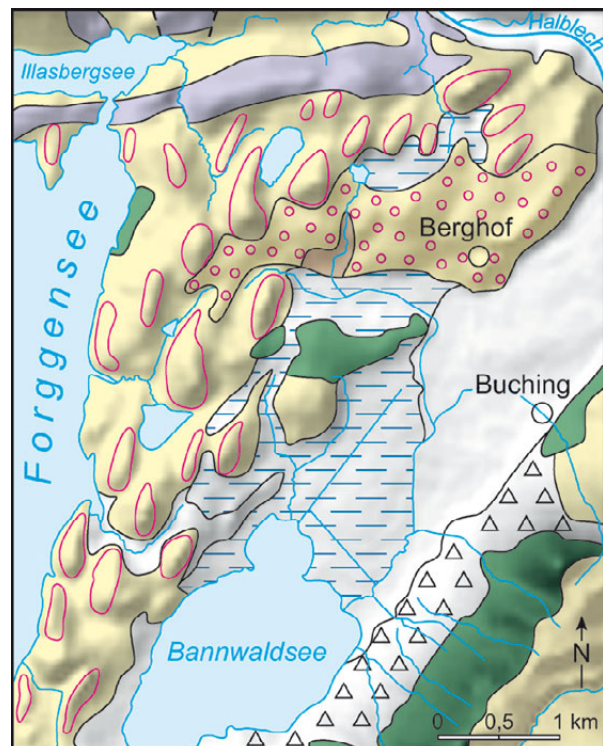
In den Gebieten, die ehemals von Eis bedeckt waren, lassen sich End- und Rückzugsmoränen mit vorwiegend stark bewegtem Relief und Bereiche mit flachwelligen bis kuppigen Grund- und Abschmelzmoränen unterscheiden.

Grundmoränen, deren Beschaffenheit vom unmittelbar anstehenden Untergrund mitbestimmt wird, bestehen im Alpenvorland überwiegend aus schluffreichem bis schluffig-tonigem, dicht gelagertem Material. Zu den Sonderformen zählen neben anderen Drumlins, die fast nur in den Jungmoränengebieten zu finden sind. Entsprechende Bildungen älterer Vergletscherungen wurden bei jüngeren Gletschervorstößen aufgearbeitet oder sind unter dem Gletscherschutt begraben.



Drumlin südlich von Dietringen

Die Bezeichnung Drumlin für diese Hügel stammt aus der gälischen Sprache und bedeutet Schildrücken. Sie sind subglazial, das heißt unter dem sich fortbewegenden Gletschereis, entstanden und haben so ihr schildförmiges Aussehen erhalten. Das Eis modellierte sie stromlinienförmig mit asymmetrischem Längsschnitt aus verdichteter schluffreicher Moräne oder aus ihrer kiesigen Unterlage, den Vorstoßschottern, heraus und überdeckte sie mit einer dünnen Schicht aus Grundmoräne. Im Allgemeinen sind sie doppelt bis dreifach so lang wie breit, ihre länglichen ovalen Rücken zeigen mit ihren Längsachsen die Hauptrichtung der Eisbewegung an.



	Talfüllung		Frühwürmschotter
	Moor		Interglazialablagerungen
	Hangablagerungen		Untere Meeresmolasse
	Drumlin		Flysch
	Würmmoräne		

Drumlinfeld östlich des Foggensees
(nach SCHOLZ & ZACHER 1983)

Drumlins bei Dietringen

Geotop-Nr.: 777R012
Landkreis: Ostallgäu
Gemeinde: Rieden am Forggensee
TK 25: 8330 Roßhaupten
Lage: R: 4404380, H: 5277260
Naturraum: Lech-Vorberge
Gestein: Vorstoßschotter, Würmmoräne (Jungpleistozän)

Beschreibung:

Zwischen Rieden und Dietringen liegen beiderseits der B16 auffällig geformte, 20 bis 30 m hohe, langgestreckte Hügel, so genannte Drumlins. Weitere von unterschiedlicher Größe, aber mit ähnlich in nordöstliche Richtung weisender Längsachse befinden sich auch etwas weiter nördlich im Raum Roßhaupten.

Diese Hügel sind jeweils circa 500 m lang und zeigen die Hauptstromrichtung des Gletscher-eises an, das sie geformt hat. Die südlichen Anstromseiten der Drumlins sind steil und stumpf, die gegenüberliegenden Seiten flacher und spitz auslaufend. Sie besitzen einen kiesigen Kern, der hier vermutlich aus Vorstoßschottern besteht und tragen einen meist geringmächtigen Überzug aus Grundmoräne.

Die Drumlins südlich von Dietringen gehören zu einem weiten Drumlinfeld, das sich von westlich des Hopfensees über die Ostseite des Forggensees bis zum Halblech ausdehnt.

Einzelnen oder in Schwärmen kommen Drumlins, die Längen von über 800 Metern, Breiten von 250 Metern und eine Höhe von 50 Metern erreichen, in allen größeren Gletschergebieten des Alpenvorlandes vor. Auffällig ist dabei die Anhäufung vor Eis-stauenden Aufragungen wie Härtlingen aus Molasseschichten oder Quartärnagelfluh.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: JERZ (1993)
 HABBE (1988a)
 KUHNERT & OHM (1974)



Grundmoränenlandschaft bei Dietringen: zwischen den stromlinienförmigen Höhenrücken liegen Verebnungsflächen, die durch feinschluffiges Grundmoränenmaterial abgedichtet sind. Auf ihnen staute sich oft die Nässe und es kam zur Bildung von Mooren.



Einschneidende Wirkungen

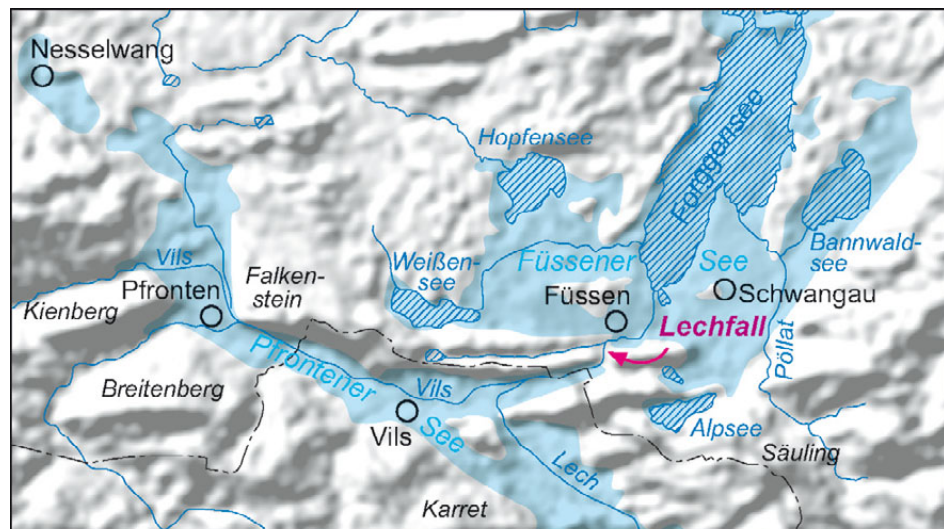
Die Geschichte des Lechfalls begann am Ende der letzten Eiszeit (Würm) vor circa 12.000 Jahren. Nach dem Rückzug des Lechgletschers und dem Abschmelzen der Eismassen bildete sich im Lech- und Vilstal ein großer See, der sich bis nach Pfronten erstreckte. Im Norden wurde er durch einen Ost-West-verlaufenden Felsriegel, den Falkensteinzug-Bergrücken, begrenzt.

Am Überlauf, beim heutigen Lechfall, fielen die Wassermassen über 100 Meter in die Tiefe und ergossen sich in den damals vorhandenen Füssener See. Erst nachdem sich der Lech einen Durchlass durch den Riegel aus Wettersteinkalk gegraben hatte, konnte das Wasser langsam nach Norden abfließen. Der „Pfrontener See“ lief aus und fiel trocken. Seitdem bahnt sich der Lech seinen Weg durch eiszeitliche Schotter. An seinem Oberlauf in Tirol bildet der Lech heute eine der letzten Wildflusslandschaften Europas.

„Steter Tropfen höhlt den Stein“, sagt ein Sprichwort. Damit ist die Fähigkeit des Wassers gemeint, allein durch die Kraft des Fließens auch größte Hindernisse aus dem Weg zu räumen – wenn es nur genügend Zeit hat. Beschleunigen lässt sich dieser Vorgang durch so genannte Erosions-„Waffen“: Flüsse führen, besonders in Gebirgen, oft große Mengen an Sand und Geröll mit sich. Wenn sie auf Gestein treffen, wirken sie wie ein Sandstrahlgebläse und tragen durch die Schleifwirkung dazu bei, dass sich Flüsse in geologisch gesehen relativ kurzen Zeiträumen auch in härtesten Fels tief einschneiden können.



Lechfall südlich von Füssen



 Füssener und Pfrontener See nach dem Würmglazial

 heutige Gewässer

Ausdehnung der nacheiszeitlichen Seen und Lage heutiger Gewässer

Lechfall und Klamm

Geotop-Nr.: 777R016
Landkreis: Ostallgäu
Gemeinde: Füssen
TK 25: 8430 Füssen
Lage: R: 4401890, H: 5270150
Naturraum: Ammergebirge
Gestein: Wettersteinkalk, -dolomit
 (Ladin)



Beschreibung:

Oberhalb der Stadtgrenze von Füssen stürzt der Lech, aus Tirol kommend, in einem breiten Wasserfall über fünf Stufen 12 m in die Tiefe. Anschließend verengt sich der Flusslauf von 52 m auf nur noch 8 m Breite und tritt in die Klamm ein, die der Lech im Lauf von Jahrtausenden in den Fels gegraben hat. Die Lechschlucht ist die einzige im gesamten bayerischen Alpenraum, durch die ein größerer Alpenfluss noch frei und von Menschenhand ungehindert fließen kann. Vermutlich nach dieser Schlucht (lat. fauces = Schlund) erhielt auch die Stadt Füssen ihren Namen.

Die Felsen, in die sich der Lech hier eingeschnitten hat, sind Wettersteinkalk und -dolomit. Sie entstanden im Oberen Ladin vor circa 230 Millionen Jahren in der Mittleren Trias unter flachmarinen Bedingungen. Äußerlich erscheint das Gestein als ein dickbankiger bis massiger, sehr reiner Kalk, der vermutlich nachträglich durch Magnesiumzufuhr in Dolomit umgewandelt wurde.

Neben seiner Bedeutung als Naturdenkmal und touristischer Anziehungspunkt hat der Lechfall auch eine wirtschaftliche Bedeutung: Bereits 1784 wurden erste Ableitungsstollen zum Betrieb von Mühlen in den Felsen gesprengt, die seit 1903 auch für die Stromgewinnung genutzt werden.

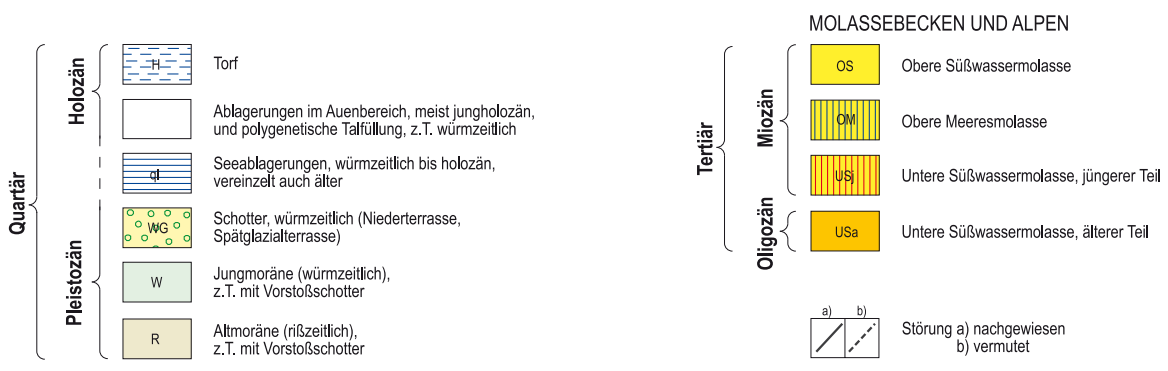
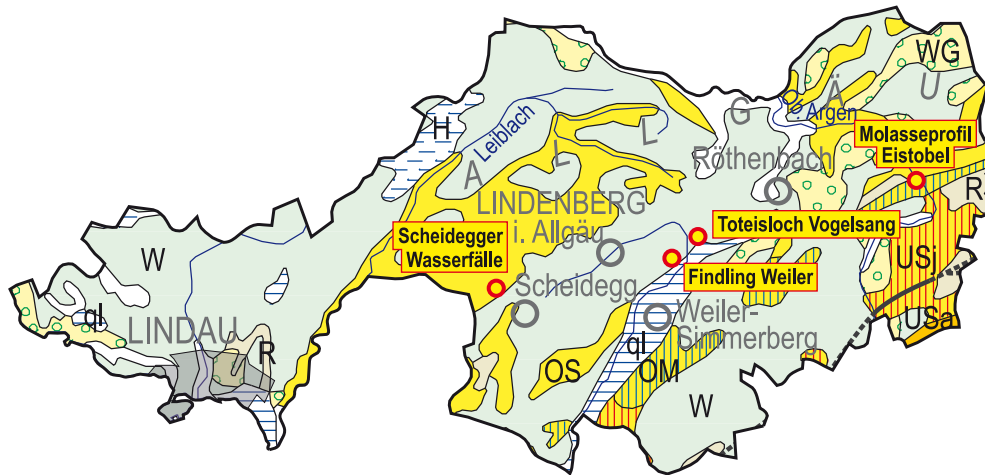
Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: PRESCHKE (2001)



Lechklamm bei Füssen



Geotope in Schwaben



3.7 Lindau (Bodensee)

Im Dreiländereck Deutschland, Österreich und Schweiz, im äußersten Südwesten Bayerns, liegt der Landkreis Lindau. Er umfasst Anteile von vier Naturräumen mit besonderem landschaftlichem Reiz. Insbesondere den Vorderen Bregenzer Wald und die Adelegg prägen Gesteine der tertiärzeitlichen Molasse, während überwiegend eiszeitliche Ablagerungen die Landschaften des Bodenseebeckens sowie des Westallgäuer Hügellands bestimmen. Den höchsten Punkt des Landkreises mit 1118 m bildet die Kalzhofener Höhe nordöstlich von Oberstaufen an der Grenze zum Landkreis Oberallgäu, das niedrigste Niveau ist mit 395 m durch den Wasserspiegel des Bodensees gegeben.

Die ältesten Gesteinsschichten, die man im Landkreisgebiet an der Erdoberfläche findet, sind in der Tertiärzeit entstandene Sedimente des Molassebeckens. Aus dem während der Gebirgsbildung in großen Mengen angelieferten Abtragungsschutt entstand ein bis zu fast 5000 m mächtiges Schichtpaket. Seine Sedimente sind geprägt von einem zweimaligen Vordringen und Zurückweichen eines Meeres, das erst vor circa 17 Millionen Jahren endgültig aus dem Gebiet verschwand.

Vor circa 34 Millionen Jahren begann mit der Sedimentation meist toniger Sedimente, die aber im Landkreis Lindau nur aus Bohrungen

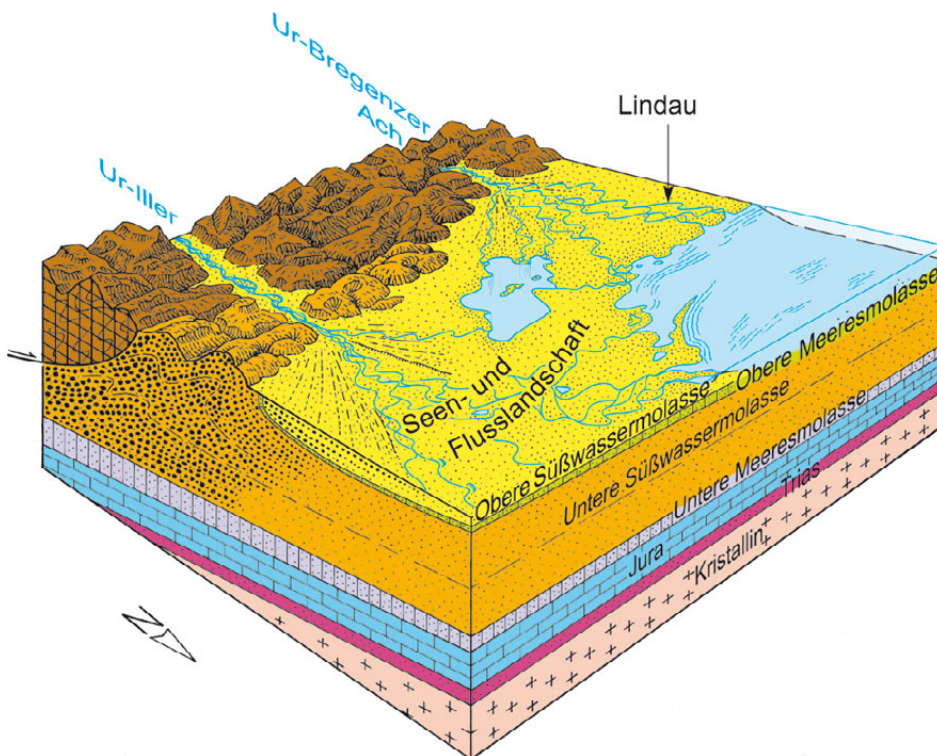
bekannt sind, die Schichtenfolge der Unteren Meeresmolasse. Als sich vor circa 30 Millionen Jahren das Meer erstmals aus dem Allgäu und westlichen Oberbayern zurückzog, setzten sich die festländischen Ablagerungsbedingungen der Unteren Süßwassermolasse durch. Flüsse aus den sich hebenden Alpen brachten reichlich Abtragungsmaterial mit, das als Weißach-, Steigbach-, Kojen- und Hauchenbergsschichten im Vorland liegen blieb. Alle diese Schichten sind nach Orten im südwestlichen Allgäu oder direkt anschließenden Vorarlberg benannt, d. h. in der Umgebung des Landkreises Lindau liegen die Typlokalitäten dieser Gesteinsserien.

Mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet nach Norden nehmen die Korngrößen dieser Gesteine ab und die Unterteilung in die genannten Schichten lässt sich nur noch schwer verfolgen. Wegen ihres hohen Feldspatanteils bezeichnet man die in diesem Bereich von Westen aus der Schweiz herantransportierten, zeitlichen Äquivalente der Steigbach- und Kojenschichten auch als „Granitische Molasse“

Vor circa 19 bis 20 Millionen Jahren griff das Meer erneut auf das Gebiet des heutigen Landkreises Lindau über und es kam zur Ablagerung der Gesteine der Oberen Meeresmolasse. Ihre Schichten bestehen aus Sandsteinen und Mergeln, die vor allem beiderseits der Oberen Argen südlich von Isny zahlreiche



Eine von Drumlins geprägte Grundmoränenlandschaft im Westen und Höhenrücken von aufgestellten Molasseschichten im Osten sind charakteristisch für den am Ostende des Bodensees liegenden Landkreis Lindau (Bodensee).



Nach dem Rückzug des Meeres vor 17 Millionen Jahren wurde der von Flüssen aus den Alpen heraustransportierte Schutt in Form großer festländischer Schuttfächer abgelagert. Es entstanden die Gesteine der Oberen Süßwassermolasse, die heute die Höhen im Südostteil des Landkreises bilden (nach SCHOLZ 1995).

Konglomeratbänke aufweisen. Eine Besonderheit stellen Konglomeratlagen dar, die bereichsweise Austernschalen enthalten und daher eine Entstehung in Strandnähe aufzeigen. Schichten der Oberen Meeresmolasse sind beispielsweise am Enschenstein südwestlich von Untertrogen oder im Ellhofer Tobel aufgeschlossen. Örtlich machte das flache Meer auch einer Sumpflandschaft Platz, aus der sich kleine Vorkommen von Kohle entwickelten. Man kann sie heute beispielsweise im Kesselbach-Tobel bei Scheffau südwestlich von Weiler nahe der Grenze zur über der Oberen Meeresmolasse folgenden Oberen Süßwassermolasse finden.

Als das Meer vor etwa 17 Millionen Jahren auch aus dem heutigen Landkreisgebiet endgültig verschwand, kam es zur Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse. Sie besteht hauptsächlich aus Sandsteinen, Mergeln und aus Konglomeraten, die man im Voralpenbereich als „Nagelfluh“ bezeichnet. Durch ihre Härte machen sie sich in der Landschaft häufig als

Höhenrücken und Geländeriptionen wie beispielsweise im Raum Scheidegg oder im nordöstlichen Landkreisgebiet südlich von Isny bemerkbar.

Die Sedimentschüttungen aus den sich hebenden Alpen in das voralpine Molassebecken erhielt der Landkreis vor allem auf zwei Lieferpfaden: Die Ur-Iller, die westlich ihres heutigen Flusslaufes das Gebirge verließ, schüttete einen riesigen Schwemmfächer, den Hochgrat-Adelegg-Fächer, auf. Westlich davon schuf die Ur-Bregenzer Ach den kleineren Pfänder-Fächer. Außer Sandsteinen und Mergeln

wurden vor allem in den liefergebietsnäheren Bereichen dieser Fächer mächtige Konglomerate abgelagert, die heute beispielsweise die markanten Gipfel der Nagelfluhkette bilden.

Im Beckeninneren transportierten Flüsse während der Zeit der Unteren Süßwassermolasse das Sedimentmaterial nach Osten weiter in den Bereich des heutigen östlichen Oberbayern, wo die Meeresüberdeckung bis zum Beginn der Oberen Süßwassermolasse, die im gesamten bayerischen Molassebecken auftritt, andauerte. In der Oberen Süßwassermolasse kehrte sich die Richtung der Flüsse im Molassebecken um, sie flossen jetzt nach Westen. Hauptsächlich setzten sie Sande, Mergel und Tone, im Bereich von Hochgrat- und Pfänder-Fächer aber auch Kiesschüttungen ab, die man heute zu Konglomerat verfestigt an vielen Stellen im nordwestlichen Teil des Landkreises findet.

Der von der alpinen Tektonik erfasste Bereich der Molasse, die Faltenmolasse, prägt das Gebiet des Landkreises im Südosten. Nach Nord-

westen schließt die ungefaltete Molasse an, die an ihrem Kontakt zur Faltenmolasse steil aufgerichtet ist. Einen sehr guten Überblick über diesen tektonischen Bau erhält man in Profilen von der Unteren Süßwassermolasse über die Obere Meeresmolasse bis zur Oberen Süßwassermolasse, die im Kesselbachtobel bei Scheffau oder im Eistobel bei Grünenbach aufgeschlossen sind.

Weitflächig überdeckt werden die Schichten der Molasse von Ablagerungen der quartären Eiszeiten. Relikte älterer Vereisungen findet man im Landkreisgebiet allerdings nur in sehr geringem Maße. So kommen Ablagerungen der Rißeiszeit beispielsweise im Bösenreutiner Tobel, im Motzacher Tobel und im Hammer-Tobel nordwestlich von Lindau unter den Würmmoränen zum Vorschein. Dabei handelt es sich um ehemalige sandige Seesedimente und Schotter, die zu Konglomeraten verfestigt sind, und um Moränen wie südlich von Scheidegg und am Sulzberg. Die Sande und Konglomerate enthalten zuweilen Pflanzenreste, die auf wärmere Phasen während des Quartärs hinweisen.

Großflächig beherrschen aber Moränen und Schmelzwassersedimente des jungpleistozänen Rheingletschers bzw. seiner Teilarme

das Landkreisgebiet. Vorstöße und anschließendes Rückschmelzen der Eismassen prägen die heutige Morphologie der Landschaft wesentlich. In den ehemaligen Gletscherbecken sind schluffreiche Grundmoränen verbreitet, daneben gibt es aber auch Moränenwälle, die auf einen Stillstand bzw. ein erneutes Vorrücken des Gletschers hinweisen.

Insbesondere in der Gegend von Lindau sind Drumlins weit verbreitet. Diese Hügel wurden unter der Eisbedeckung geformt und lassen mit ihrer langgestreckten Form die ehemalige Fließrichtung des Gletschers erkennen. Sie zeigen, dass sich die Eismassen nördlich von Lindau fächerförmig in das Vorland ausgebreitet hatten. Aus zwei Moränenhügeln besteht dagegen die Insel, auf der die Stadt Lindau liegt.

Darüber hinaus ist der Landkreis reich an weiteren Glazialbildungen wie Toteiskesseln, Schmelzwasserrinnen, Findlingen oder gekritzten Geschieben. Eine Besonderheit kann man nördlich von Scheffau direkt neben der Straße besichtigen: Dort ist ein Gletschertopf mit einer Tiefe von 2,5 m und einem Durchmesser von 1,4 m erhalten, den Schmelzwässer mit Hilfe von eingeschwemmtem Geröll während der Würmeiszeit schufen.



Fächerförmig angeordnete, stromlinienförmige Drumlins beherrschen das Gebiet nördlich von Lindau (Bodensee).

Wo die Alpen enden – die Südrandstörung

Ungefaltete Vorlandmolasse und Faltenmolasse grenzen an einer komplex entstandenen Störungszone aneinander. Diese markiert an der Erdoberfläche die Grenze, bis zu der die Gesteine der heutigen Faltenmolasse vor den von Süden heranrückenden alpinen Decken wie in einer „Knautschzone“ deformiert wurden. Sie wurden gefaltet, zerbrochen und überschoben und bilden heute im Allgäu von Süden nach Norden die zwei Schuppen der Steineberg-„Mulde“ sowie die Hornmulde, die Salmaser Schuppe und die Hauchenberg-schuppe.

Aber auch nördlich der so genannten Südrandstörung zwischen Falten- und Vorlandmolasse wurden die Molasseschichten noch tektonisch erfasst, jedoch nur aufgebogen. Dort spricht man daher von der „Aufgerichteten Molasse“. Da ihre Gesteinsabfolge verschieden verwitterungsresistente Gesteine enthält, darunter harte Konglomerate, tritt sie zuweilen auch morphologisch deutlich in Erscheinung. Beispiele sind die Höhenrücken von Kapf und Riedholzer Kugel südlich von Maierhöfen, weiter im Südwesten gehört auch der Pfänder dazu.

An der Erdoberfläche fällt die Grenzstörung zwischen Falten- und Vorlandmolasse steil nach Nordnordwesten ein und wird nach der Tiefe zu flacher. Man bezeichnet sie als eine „listrische“ (griechisch: Schaufel), also schaufelförmige Störung. Aus Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen weiß man heute, dass die durch den Anschlag der alpinen Decken bewirkte tektonische Deformation der

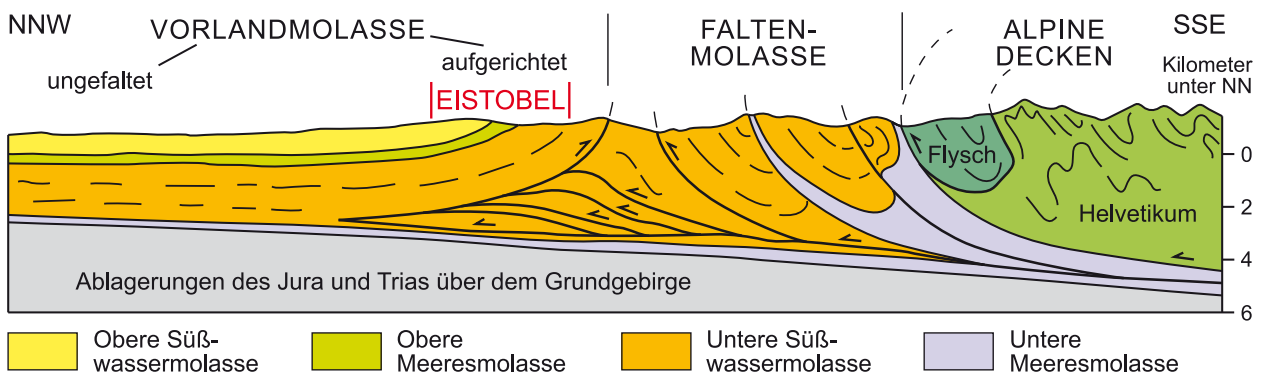


Aufgrund unterschiedlichen Erosionsverhaltens der Molasseschichten schuf die Obere Argen breite Durchgänge ...



... und Engstellen mit Wasserfällen.

Faltenmolasse in der Tiefe weiter nach Norden reicht, als es die Störung an der Oberfläche vermuten lässt.



Geologisches Profil durch den nördlichen Alpenrand und sein Vorland im Bereich des Eistobels (nach SCHOLZ 1995)

Molasseprofil Eistobel

Geotop-Nr.: 776R001
Landkreis: Lindau (Bodensee)
Gemeinde: Grünenbach
TK 25: 8326 Isny im Allgäu-Süd
Koordinaten: R: 3577765, H: 5277691
Naturraum: Adelegg
Gestein: Konglomerat, Sand-, Ton- und Mergelstein der Unteren Süßwasser-, Oberen Meeres- bis Oberen Süßwassermolasse (Oberoligozän bis Mittelmiozän)



Beschreibung:

Im etwa drei Kilometer langen Eistobel, der seinen Namen wegen der bizarren Eisbildungen im Winter erhielt, ist eines der wichtigsten Molasseprofile aufgeschlossen. Die Schichtenfolge gehört zur „Aufgerichteten Molasse“.

Am Südeingang der Schlucht bildet eine Wechsellagerung von Sand- und Mergelsteinen der Unteren Süßwassermolasse die Hänge. Charakteristisch für die dortigen Sandsteine sind gelblich-rötliche Feldspat-Bruchstücke. Nördlich daran schließt sich mit der Oberen Meeresmolasse eine Abfolge von mächtigen Konglomerat- und Sandsteinbänken an, die durch das Mineral Glaukonit grünlich erscheint. Im nördlichen Teil folgt schließlich die Obere Süßwassermolasse. Sie besteht vorwiegend aus mächtigen Mergelsteinpaketen mit häufigen Einschaltungen von kalkigen Lagen und geringen Anteilen von Sandsteinen und Konglomeraten. An einigen Stellen findet man kleine Braunkohleflöze, von denen hier früher eines, nämlich das Riedholzer Flöz, abgebaut wurde.

Durch die unterschiedliche Erosionsanfälligkeit der Gesteine entstanden im Tobel Talverengungen, Wasserfälle und Stromschnellen. Interessant sind auch die vielen Strudellöcher im Flussbett, die mit Tiefen bis zu sieben Metern und Durchmessern bis zu 20 m beachtliche Ausmaße erreichen können. An vielen Stellen kann man Kalktuffablagerungen erkennen.

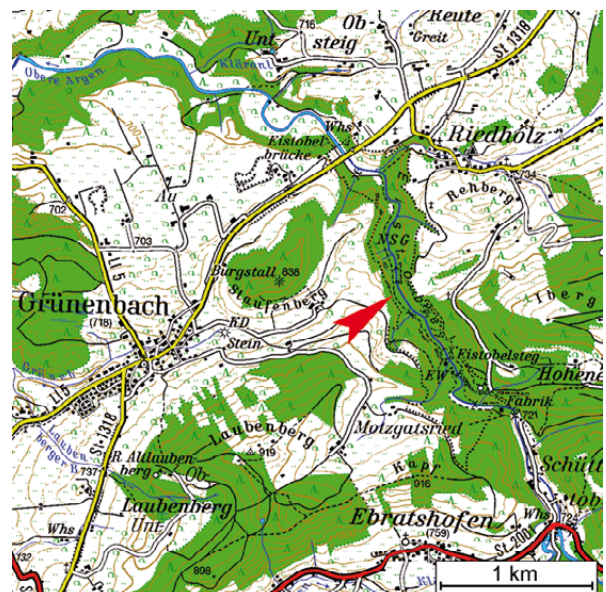
Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: LEMCKE (1988), JÜRGES (1970)
 LEMCKE & VOLLMAYR (1970)



Tief hat sich die Obere Argen in die Molasseschichten eingeschnitten.



Deutlich ist die Verkippung der Schichten zu erkennen.



Auf Safari ins Allgäu

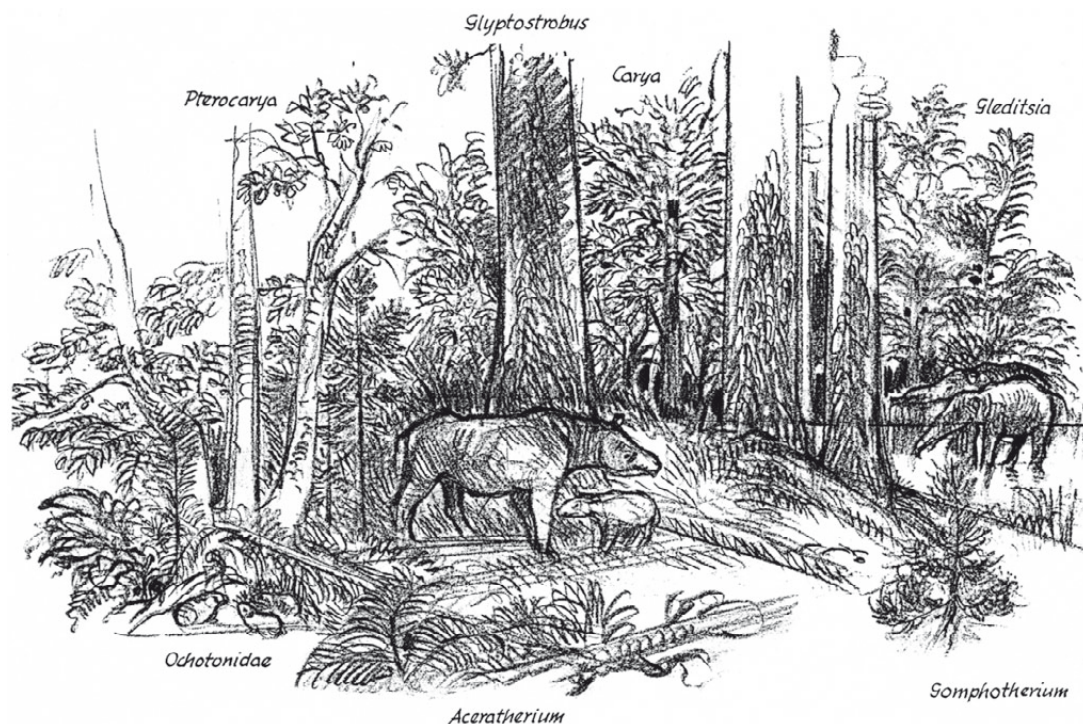
Im jüngeren Tertiär, also zur Zeit der Entstehung der Gesteine, über die heute z. B. die Scheidegger Wasserfälle stürzen, war das Klima wesentlich wärmer als heute. Versteinerungen, die unter anderem auch im Allgäu gefunden wurden, liefern Informationen über die Fauna und Flora der Oberen Süßwassermolasse. Aus Untersuchungen weiß man, dass es damals in einer Landschaft mit Flüssen und Sümpfen eine artenreiche Pflanzen- und Tierwelt gab. Verwandte der damaligen Pflanzenarten besiedeln heute wärmere Regionen.

An tierischen Fossilien wurden nicht nur verschiedene Schnecken und Muscheln gefunden, sondern auch Säugetierreste. Aus heutiger Sicht stellt sich die Tierwelt des jungtertiären Allgäus ziemlich exotisch dar. Neben Hamstern, Maulwürfen oder Erdhörnchen gab es nämlich auch Rattenhaarigel (*Galerix*), Beutelratten (*Peratherium*), Hirschferkel (*Dorcatherium*) oder katzen große Hirschverwandte (*Lagomeryx* und *Mikromeryx*). An der Leibblach wurde der Rest einer Abwurfstange eines



Als „Schneckenmumie“, bezeichnet man ein Großonkoid, bei dem ein Schneckengehäuse konzentrisch von Kalkkrusten ummantelt ist. Schneckenmumien findet man im Pfändergebiet (Foto: H. SCHOLZ).

Gabelhirsches (*Dicrocerus*) gefunden. Und auch Pfeifhasen (*Ochotonidae*), Nashornverwandte (*Aceratherium*) und Mastodonten (*Gomphoterium*) waren keine Seltenheit. Dieser primitive Elefant wäre für uns heute sicher besonders eindrucksvoll. Allerdings wäre Vorsicht geboten, wenn ein Säbelzahn tiger auftauchen würde.



Rekonstruktion eines jungtertiärzeitlichen Waldes, wie er zur Zeit der Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse ausgesehen haben könnte. Dargestellt sind Dornbaum (*Gleditsia*), Flügelnuss (*Pterocarya*), Hickory (*Carya*), Wasserfichte (*Glyptostrobus*). Auf dem Boden befinden sich Pfeifhasen (*Ochotonidae*), Nashornverwandte (*Aceratherium*) in der Mitte und Mastodonten (*Gomphoterium*) (Skizze von Udo Scholz in SCHOLZ (1993)).

Scheidegger Wasserfälle

Geotop-Nr.: 776R007
Landkreis: Lindau (Bodensee)
Gemeinde: Scheidegg
TK 25: 8425 Weiler-Simmerberg
Koordinaten: R: 3563184, H: 5272894
Naturraum: Vorderer Bregenzer Wald
Gestein: Konglomerat, Sandstein, Mergelstein der Oberen Süßwassermolasse (Unter- bis Mittelmiozän)



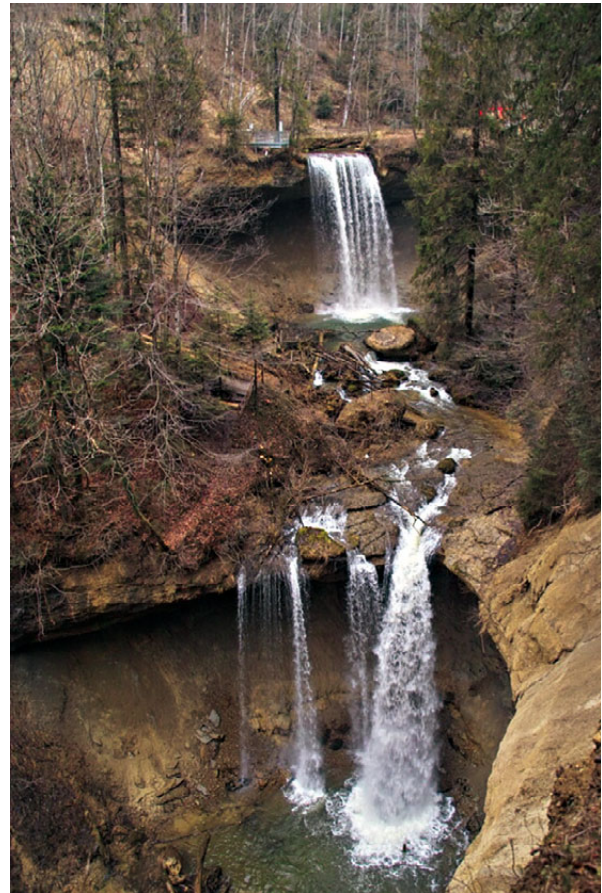
Beschreibung:

Tosend stürzt der Rickenbach nördlich von Scheidegg über zwei Stufen insgesamt 40 Meter in die Tiefe. Die Schichtstufen bestehen aus harten, widerstandsfähigen Konglomeraten, die über weicheren Sand- und Mergelsteinen liegen.

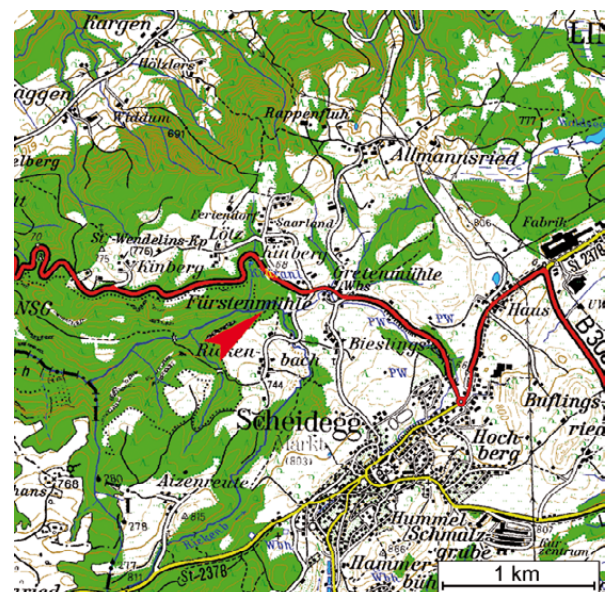
Die Gesteine gehören zur Oberen Süßwassermolasse, deren Anteil im Landkreis Lindau während der Zeit des Miozäns vor etwa 17 bis vielleicht 12 Millionen Jahren auf dem Festland abgelagert wurde. Damals führten reißende Flüsse grobes Geröll aus den sich hebenden Alpen heran, das bei nachlassender Fließgeschwindigkeit liegen blieb. In den Zeiten mit niedrigeren Fließgeschwindigkeiten setzten sich auch Sand und Schlick ab, die später zu Sand- und Mergelstein verfestigt wurden. So entstand eine Wechsellagerung von harten und weicherem Gesteinen.

Aus dem groben Schutt entstanden später die Konglomerate, Lagen von Geröllen unterschiedlicher Größe, die durch eine mörtelähnliche Masse aus feinen Gesteinsbruchstücken und Mineralen zusammengekittet wurden. Weil das Gestein so aussieht, als hätte man große Nägel so tief hineingeschlagen, dass nur noch die Köpfe heraussehen, bezeichnet man es auch als „Nagelfluh“.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: Wertvoll
Literatur: PRESCHKE (2001)
 VOLLMAYR & ZIEGLER (1976)



Über zwei Stufen aus harter Nagelfluh stürzen die Scheidegger Wasserfälle.



Wandernde Steine und ihre Spuren

Gletscher bestehen nicht nur aus Eis, sondern beinhalten auch Unmengen an Gesteinsschutt. Dieser stammt von der Talsohle und den Talflanken sowie aus Felsstürzen und Lawinen, die auf ihre Oberfläche niedergehen. Die Eismassen nehmen das Gestein mit und lagern es an ihrem Grund, an den Seiten und an der Gletscherfront als Moräne wieder ab.



Der Findling von Hochbuch bei Lindau: Dokument für Transportwege und Eisströme der Würmeiszeit im Rheingletschergebiet.

Dabei bearbeiten Schmelzwässer und Eis die Gletscherbasis in unterschiedlicher Weise. Fließendes Eis und in ihm eingeschlossene Gesteinsbruchstücke hinterlassen im Felsuntergrund Schrammen oder polieren ihn zu Gletscherschliffen. Durch die strudelförmige Bewegung von Schmelzwässern und ihrer mitgeführten Gesteinsfracht entstehen trichterförmige Aushöhlungen und Gletschermühlen.

Nicht selten bleiben nach dem Abschmelzen des Eises große, ortsfremde Felsblöcke (erratische Blöcke) liegen, deren Gestein gegenüber

mechanischer Beanspruchung und Verwitterung besonders resistent ist. Sie zeigen – ebenso wie die Moränen – an, welche Gebiete vormals von Gletschern bedeckt waren. Und sie erlauben Rückschlüsse darauf, woher das Eis kam, welche Wege es nahm und wie weit es ins Vorland vordrang.

Auch in anderen Bereichen des Alpenvorlandes zeugen Findlinge von der jüngsten Vereisung und dem Vordringen von Gletschern aus den großen Gebirgstälern (Rhein, Lech, Ammer, Isar, Inn und Salzach) nach Norden.



Hindernisse an der Gletscherbasis wie die Kojen-Schichten bei Rettenberg wurden von Eis glatt poliert.



Im Schmelzwasser mitgeführte Steine „mahlen“ sich in den Untergrund und bilden Gletschermühlen oder -töpfe wie bei Scheffau.

Findling Weiler

Geotop-Nr.: 776R002
Landkreis: Lindau (Bodensee)
Gemeinde: Lindenberg i. Allgäu
TK 25: 8325 Wangen im Allgäu-Ost
Koordinaten: R: 3569445, H: 5274058
Naturraum: Westallgäuer Hügelland
Gestein: Würmmoräne (Jungpleistozän)
 Alpiner Muschelkalk (Anis)

Beschreibung:

Im Ellhofer Moos, circa 2 km nördlich von Weiler zwischen Lindenberg und Ellhofen, liegt der wahrscheinlich größte Findling, der bisher im nördlichen Alpenvorland gefunden wurde. Ein mehrere Meter tiefes Loch in seiner Oberfläche weist darauf hin, dass der Felsblock nicht mehr seine ursprüngliche Form besitzt.

Das Vorkommen ist circa 20 m lang, 8 m breit und 4 m hoch und besteht aus zwei Teilstücken, wie durch Bohrungen nachgewiesen werden konnte. Heute ist nur noch ein kleiner Teil des ursprünglich sehr viel größeren Findlings vorhanden. Man vermutet, dass er zuvor eine Größe von 3000 bis 4000 Kubikmetern besaß.

Über 100 Jahre wurde dort Kalkstein abgebaut, denn der Findling ist das einzige Kalksteinvorkommen in weitem Umkreis. Die nächsten findet man erst in Vorarlberg weit südlich des Landkreises Lindau. Verwendet wurde das Material zu Bildhauerarbeiten, als Baustein wie beispielsweise bei der Eisenbahnbrücke bei Röthenbach und zum Kalkbrennen. Um 1900 wurde der Betrieb eingestellt. Seit 1991 ist er als Naturdenkmal geschützt.

Der Findling stammt vermutlich aus der kalkalpinen Trias der Drei Schwestern bei Vaduz/Liechtenstein aus einer Höhe von 1500 bis 2100 Metern. Er wurde vor etwa 20.000 Jahren auf der Rotach-Eiszunge des Rheingletschers in seine heutige Lage transportiert.

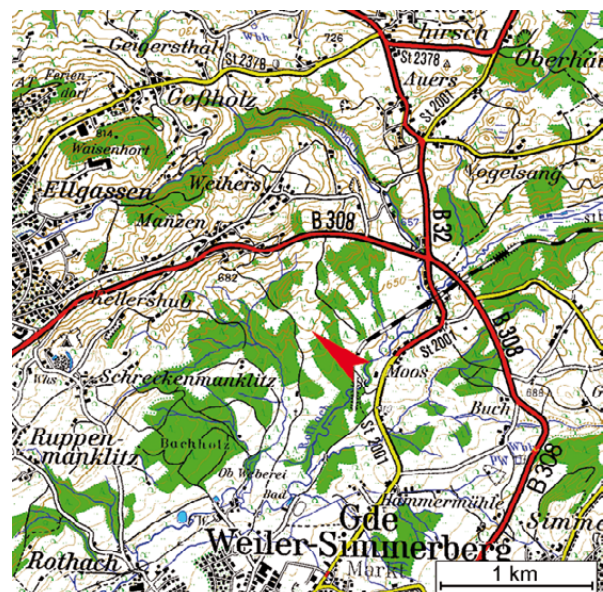
Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: SCHOLZ (1995)
 WAGNER (1957)
 ARMBRUSTER (1949)



Nur noch eine halbkreisförmige Abbauwand ist vom ehemals größten Findling Bayerns übrig geblieben.



Der Findling besteht aus hellgrauem bis weißem, geklüftetem Kalkstein.



Zerfallserscheinungen am Ende des Eises

Beim Vorrücken und Rückschmelzen der Gletscher schufen Eis und Wasser die unterschiedlichsten Formen von kleinräumiger bis landschaftsbestimmender Größenordnung. So entstanden die von überwiegend abgerundeten Landschaftselementen geprägten Grundmoränengebiete mit ihren charakteristischen Rundhöckern, Drumlins und Seebecken. Besonders in der Nähe der ehemaligen Gletscherränder findet man dagegen heute markante Erhebungen und Einsenkungen, die große Reliefunterschiede aufweisen.

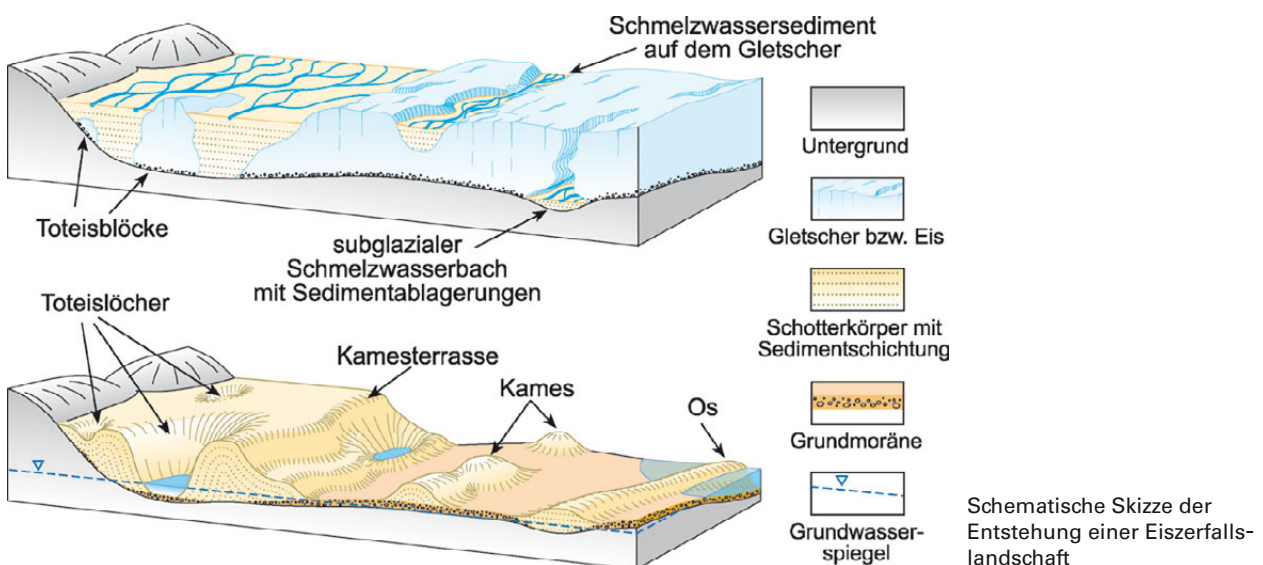
Gletscherteile, die sich vom bewegenden Eisstrom gelöst hatten, zerfielen in Blöcke unterschiedlicher Größe und blieben liegen. Dazwischen suchten sich Schmelzwasserflüsse ihren Weg und lagerten ihre Schotterfracht an den Rändern der Eisblöcke ab, füllten Rinnen im Eis mit Sand und Kies auf und überschütteten einzelne Eisblöcke auch gänzlich. Nachdem diese abgetaut waren, blieben die charakteristischen, kesselartigen „Toteislöcher“ übrig. Schotter, die sich in Gletscherspalten oder -mühlen angehäuften, sind als langgestreckte („Kames“) oder kegelförmige („Tumuli“) Ablagerungen erhalten. Zwischen Moränen und Gletschereis geschüttetes Lockermaterial bildet heute so genannte Kamesterrassen. Bahndammartige, langgestreckte Rücken aus Sand und Kies („Oser“) sind Reste von



Wallmoränen bei Buflingsried entstanden während einer Rückzugsphase des würmeiszeitlichen Rheingletschers.

Schmelzwasserflüssen in Gletschertunneln unter dem Eis und zeichnen in etwa die Richtung der Eisbewegung nach.

Derartige Eiszerfallsbildungen sind eine häufige Erscheinung im Jungmoränenbereich des nördlichen Alpenvorlandes. In Schwaben findet man sie vor allem an den Endmoränenstufen der Rotachzunge des würmeiszeitlichen Rheingletschers sowie der östlich folgenden Iller- und Lech-Wertach-Gletscher.



Toteisloch Vogelsang

Geotop-Nr.: 776R003
Landkreis: Lindau (Bodensee)
Gemeinde: Röthenbach (Allgäu)
TK 25: 8325 Wangen im Allgäu-Ost
Koordinaten: R: 3570654, H: 5275394
Naturraum: Westallgäuer Hügelland
Gestein: Würmmoräne (Jungpleistozän)

Beschreibung:

Beim Gehöft Vogelsang befindet sich eine besonders auffällige Landschaftsform. Dabei handelt es sich um eine steilwandige, abflusslose Bodeneinsenkung mit einem Durchmesser von 120 Metern. Sie weist einen stark durchnässten Boden auf, der landwirtschaftlich nicht genutzt werden kann.

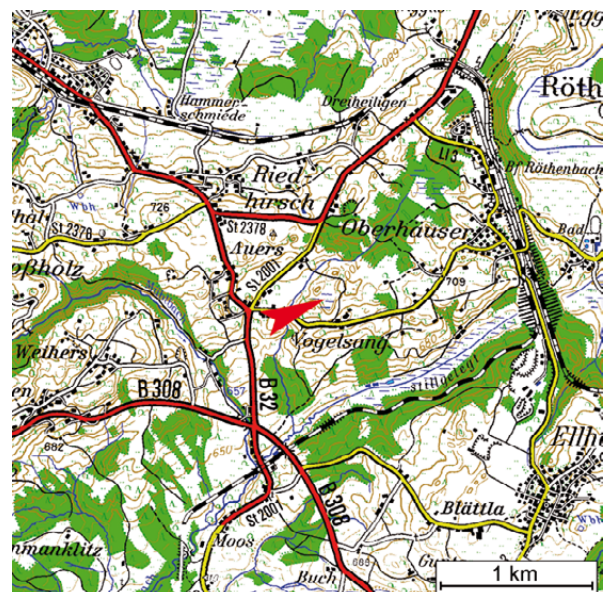
Die Einmündung ist ein so genanntes Toteisloch, das am Rand der Rotachzunge des ehemaligen Rhein-Gletschers entstand. Als am Ende der Würmeiszeit die Eismassen zerfielen, wurden Eisblöcke, die nicht mehr mit dem aktiven, „lebenden“ Gletscher in Verbindung standen, schnell mit Schotter und Moränenmaterial überdeckt. Erst lange nachdem der Gletscher abgeschmolzen war, tauten auch die eingesedimentierten Eismassen ab. Dadurch sackten die darüberliegenden Schichten nach und zeichneten den aufgelösten Eisblock als steilwandige Hohlform nach.

Das ursprünglich den Eisblock überdeckende feinschluffige Moränenmaterial wurde nach dem Abtauen des Eises am Boden der Senke angereichert. Es dichtete im Lauf der Zeit den Boden des Toteisloches ab und wirkt nun als Wasserstauer. Deshalb sind Toteislöcher häufig als Feuchtgebiete mit besonderen Floren- und Faunen-Vergesellschaftungen oder als kleine Seen erhalten.

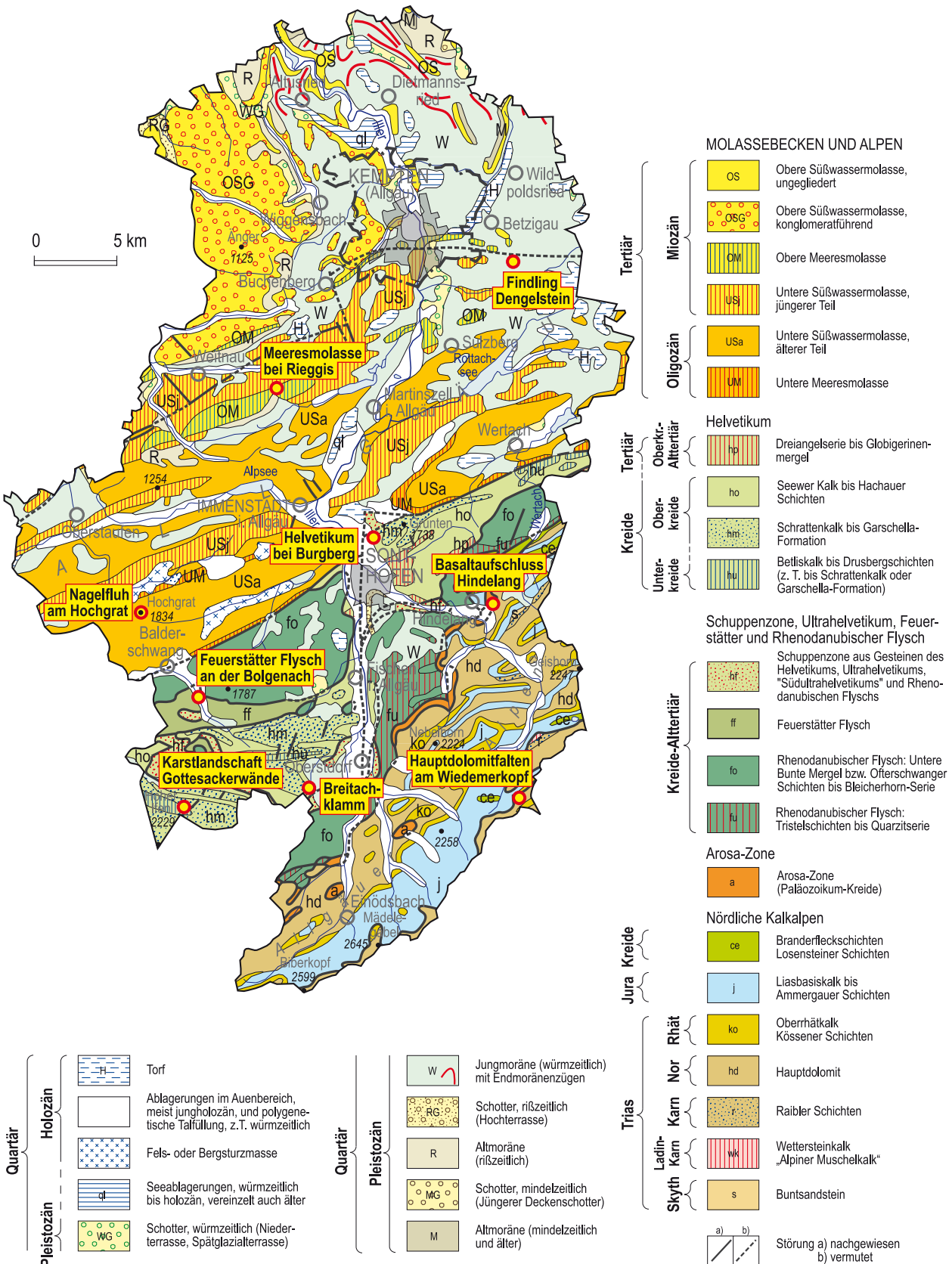
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: SCHOLZ (1995)



Im Endmoränengürtel der Rotachzunge des Rheingletschers liegt tief eingesenkt das Toteisloch bei Vogelsang, in dem sich ein ökologisch wertvolles Feuchtgebiet entwickelt hat.



Geotope in Schwaben



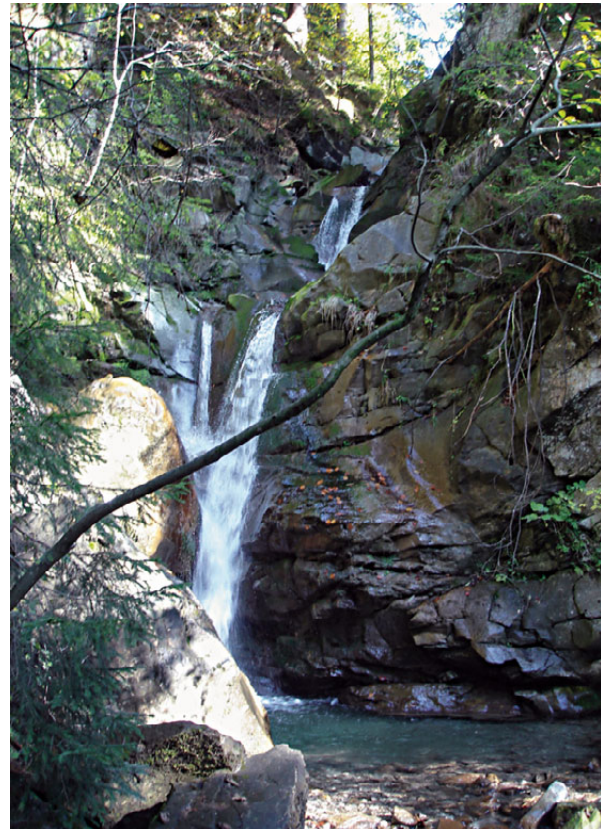
3.8 Oberallgäu und Kempten

Beiderseits der Iller nimmt der Landkreis Oberallgäu zusammen mit dem kreisfreien Gebiet der Stadt Kempten den zentralen Südtteil Schwabens ein. Das Gebiet zeichnet sich durch landschaftliche und damit auch naturräumliche, vor allem aber geologische Vielseitigkeit aus. Es reicht vom flachen Hügelland bis zum Hochgebirge und weist dort, wie kaum ein anderes Gebiet in Bayern, einen komplizierten geologischen Bau auf.

Die höchsten Erhebungen findet man im südlichen, hochalpinen Bereich, dem Naturraum Allgäuer Alpen. Dort prägen die Gipfel von Hochfrottspitze (2649 m) und Mädelegabel (2645 m), die beide im Allgäuer Hauptkamm an der Grenze zu Österreich liegen, die Hochgebirgslandschaft. Der markante Gebirgszug wird überwiegend aus Gesteinsserien des Erdmittelalters aufgebaut, die dort als tektonische Decken übereinander geschoben sind. Aufgrund der weiten Verbreitung von Gesteinsfolgen des Jura, vor allem in der Allgäu-Decke, bilden derartige Gesteine im Oberallgäu mehr Gipfel als im übrigen Alpengebiet Bayerns. Einer der bekanntesten Berge dieser Region ist das Nebelhorn (2224 m), das östlich von Oberstdorf liegt.

In Einschnitten der Allgäuer Alpen finden sich interessante morphologische Formen wie Klammern und Wasserfälle wie die „Eisenbreche“ und der Täschlefall im Ostrachtal. Sie sind das Ergebnis einer durch hohe Niveauunterschiede und Niederschläge bedingten, ausgeprägten Erosion.

Das Gebiet nordöstlich von Sonthofen rechnet man naturräumlich zum Vilser Gebirge. Viele seiner markanten Erhebungen wie der weithin sichtbare Grünten, der Giglstein, Geißrücken, die Reutter Wanne und die Nesselwanger Alpispitz bestehen aus Gesteinen des Helvetikums. In diese Schichten hat sich am Südfuß des Grünten die Starzlach mit ihrer Klamm und einem Wasserfall tief eingeschnitten. Bei Burgberg weisen die Gesteine eine auffällige Vererzung auf. Ein hier eingerichtetes Museum vermittelt Einblicke in den jahrhundertelangen Bergbau auf eisenerzhaltige Flöze.



Im Leybachtobel bei Altstädten stürzt der Leybach über mehrere Stufen aus Reiselsberger Sandstein.

Stillach, Trettach und Breitach bilden knapp nördlich von Oberstdorf das längste und bedeutendste Fließgewässer der Region, die Iller. Ihr Oberlauf beginnt auf circa 1240 m Höhe. Nach der Durchquerung Kemptens und einer letzten Aufstauung bei Fluhmühle verlässt sie bei etwa 630 m im Norden den Landkreis.

Zwischen Oberstdorf und Sonthofen bildet das Illertal den Naturraum Oberstdorfer Becken. Es trennt die Allgäuer Alpen im Osten von den Bergen des Hinteren Bregenzer Waldes im Westen ab. Der höchste Berg dort, zugleich auch Grenzberg zu Österreich, ist mit 2229 m der Hohe Ifen.

Weite Teile dieses Gebietes nimmt die tektonische Einheit des Helvetikums ein. Ein besonders beeindruckender Aufschluss eines ihrer wichtigsten Gesteine, des Schrattekalks, liegt in der begehbaren, imposanten

Breitachklamm. Am Gottesackerplateau bildet der Schrattenkalk ein weites Karstgebiet mit seinen typischen Formen. Dort gibt es auch weitläufige Höhlensysteme wie beispielsweise das Hölloch oder die Sturmannshöhle südlich von Obermaiselstein.

Nördlich an den Hinteren Bregenzer Wald schließt westlich der Iller der Vordere Bregenzer Wald an. Dieser Naturraum reicht bis zum Großen Alpsee und nach Oberstaufen und ist gegliedert in die Rhenodanubische Flyschzone, in eine weitere, als Feuerstätter Decke bezeichnete Flyscheinheit und schließlich in die Faltenmolasse.

Mit dem Reiselsberger Sandstein findet man eines der markantesten Gesteine des Rhenodanubischen Flyschs in diesem Gebiet. Er baut das Riedberghorn (1787 Meter) östlich von Balderschwang auf. Daneben befindet sich hier eine Reihe von Typlokalitäten von Flyschgesteinen, so beispielsweise die Ofterschwanger Schichten bei Ofterschwang südwestlich von Sonthofen oder die Piesenkopfschichten am Piesenkopf (1629 m). Südlich von Balderschwang liegen mit den Junghansenschichten

oder dem Feuerstätter Sandstein die Typlokalitäten von Gesteinen des Feuerstätter Flyschs.

Mitten durch Balderschwang verläuft mit der Überschiebungsbahn der Flyschzone auf die Faltenmolasse eine weitere geologische Grenze. Bei Sonthofen erreicht sie die Iller und ist östlich davon ein paar Kilometer nach Norden versetzt. Daher findet man bis Immenstadt westlich der Iller ganz andere geologische Einheiten als östlich davon.

Die bis zu 17 km breite Faltenmolasse-Zone ist geprägt von langgestreckten Bergzügen mit Höhen von 1100 m bis 1800 m im Westen und von circa 950 m bis 1300 m östlich der Iller. In diesem Bereich liegen auch mit dem Großen Alpsee und Niedersonthofener See sowie dem künstlichen Rottachsee und Grüntensee die vier größten Seen des Oberallgäus. Häufige Lagen von verwitterungsresistenten Konglomeraten bedingen vielfach eine lokal zergliederte Landschaft aus Härtlingsrippen und dazwischen liegenden Feucht- und Anmoorzonen wie beispielsweise zwischen Niedersonthofen und Eckarts.



Sandstein- und Mergelbänke der Ofterschwanger Schichten sind am Riesbergpass westlich von Obermaiselstein lehrbuchhaft aufgeschlossen. Die nach Norden gerichtete Falte, deren Schenkel abgesichert ist, gehört zu einer überkippten Sattelstruktur, die auf eine intensive tektonische Beanspruchung während der Alpenentstehung hinweist.



Hoch überragt die Allgäuer Nagelfluhkette die in unterschiedliche Mulden und Schuppen gegliederten Molasseberge des westallgäuer Alpenvorlandes.

Bis nach Niedersonthofen reichen im westlichen Landkreis die an den Vorderen Bregenzer Wald angrenzenden Iller-Vorberge, die östlich davon nahezu das ganze restliche Landkreisgebiet umfassen. Dieser Naturraum wird von Schichten der Falten- und Vorlandmolasse aufgebaut, die überwiegend mit eiszeitlichen Ablagerungen überdeckt sind. An den Prallhängen des Kollerbachs westlich von Kempten ist eine typische Schichtfolge der Oberen Süßwassermolasse zu sehen. Diskordanzen, Kalkkrusten und Fossilien geben Hinweise auf die damaligen Sedimentationsbedingungen, im Bachbett aufgeschlossene Schieferkohle ist ein Anzeichen für warmes, feuchtes Klima.

Nördlich der B12 liegt westlich der Iller der Naturraum Adelegg. Dieser Bereich der Vorlandmolasse ist weithin nicht von glazialen Ablagerungen überdeckt. Er umfasst bis etwa 1000 m hochgelegene Waldgebiete und reicht bis zur Landkreisgrenze. Seine höchste Erhebung bildet mit 1122 m der Hohe Kapf.

Mit einer deutlichen Geländekante hebt sich an der Nordostgrenze des Landkreises ein bewaldetes Hügelgebiet von der nördlich davon liegenden Ebene ab. Es gehört bereits zum Naturraum Iller-Lech-Schotterplatten. Mit einer durchschnittlichen Höhenlage von 850 m ist es nahezu gänzlich von Moränen der Riß- und Würmeiszeiten bedeckt.

Eiszeitliche Ablagerungen findet man vor allem im Großraum Kempten sowie nach Südosten in Richtung Nesselwang. Zahlreiche Moränenwälle sowie Drumlin-Felder, Eiszerfalllandschaften mit Schmelzwasserrinnen, Findlingen und Toteislöchern dokumentieren dort die jüngste Eiszeit. Nördlich davon, wo im Schillinger Wald noch Höhenlagen um 800 m erreicht werden, findet man an der Landkreisgrenze auch Moränen der nächstälteren Vereisungsphase, der Rißeiszeit. Der 790 m hohe Vogelberg schließlich markiert die Nordwest-Ecke des Landkreises und zählt schon zum Westallgäuer Hügelland.

Jura- und Triasgipfel – der Allgäuer Hauptkamm

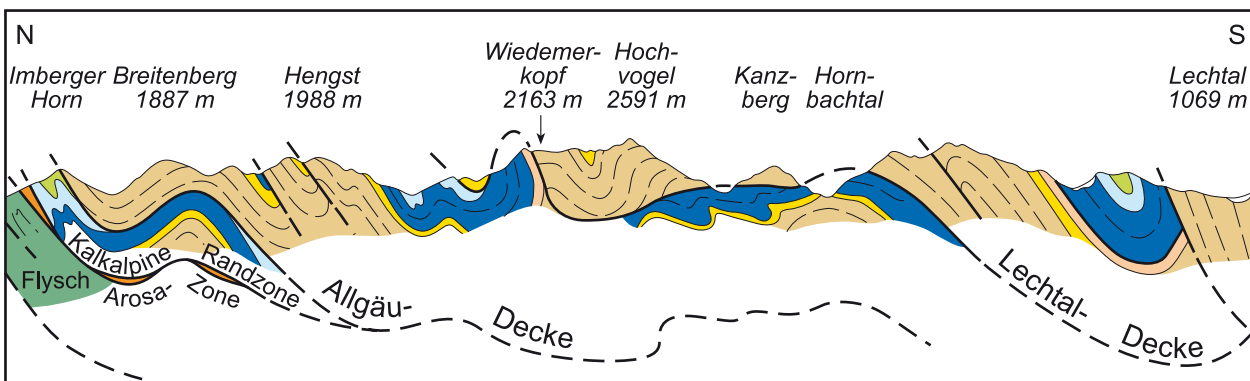
Zwischen der Untertrias und der Oberkreide entstanden weit im Süden die Gesteine, die heute als sich überlagernde tektonische Decken die Nördlichen Kalkalpen aufbauen. Sie bilden einen 30 bis 40 km breiten Gebirgsstreifen. Ihre nördliche Grenze markiert eine Überschiebungsbahn über Flyschsedimente. Im Allgäuer-Tiroler Raum unterscheidet man in den Kalkalpen mehrere tektonische Decken, wovon im Oberallgäu neben der Randschuppe allerdings nur die Lechtal- und Allgäudecke vorkommen.



Die Gipfel des Allgäuer Hauptkammes bei Oberstdorf (v. l. Rifflenkopf, Kegelkopf, Krotten- spitzen, Fürschießer).

Im Gegensatz zu Oberbayern findet man im Allgäu als Hauptgebirgsbildner neben dem Hauptdolomit sehr häufig Jura-Gesteine. Die Gipfel sind entsprechend der Flächenausdehnung der Allgäu-Decke in Nordost-Südwest-Richtung weit verbreitet, beginnend im Südwesten mit dem Kleinen Rappenkopf (2276 m) und weiter nach Nordosten bis zum Rauheck

(2384 m) mit weiteren acht Gipfeln von deutlich über 2000 m Höhe. Von dort folgen 18 Erhebungen von circa 2000 m Höhe bis zum Älpelekopf (2024 m). Die drei besonders markanten, bis über 2600 m Höhe hinaufreichenden Grenzberge aus Hauptdolomit, nämlich Biberkopf, Mädelegabel und Hochvogel, gehören dagegen zur Lechtal-Decke.



Profil durch die kalkalpinen Decken des Allgäuer Hauptkammes vom Lechtal zum Imberger Horn (nach ZACHER 1983)

Hauptdolomitfalten am Wiedemerkopf

Geotop-Nr.: 780A031
Landkreis: Oberallgäu
Gemeinde: Hindelang
TK 25: 8628 Hochvogel
Lage: R: 4380680, H: 5251420
Naturraum: Allgäuer Hochalpen
Gestein: Hauptdolomit der alpinen Trias (Nor)

Beschreibung:

Ganz in der Nähe des bekannten Hochvogels erhebt sich über dem Bärgündelsbachtal der Wiedemerkopf (2163 m). Sein Massiv besteht zum größeren Teil aus gebanktem Hauptdolomit, einem der häufigsten gipfelbildenden Gesteine der Nördlichen Kalkalpen. Dieser Dolomit wurde während der oberen Trias in einer Lagune bei geringer Wasserzirkulation und hoher Salinität gebildet. Er kann eine Mächtigkeit bis zu 2000 Metern erreichen. Gekennzeichnet ist er durch eine starke Zerklüftung, die zu einem Zerfall des Gesteins in kleine Stücke führt. Daher sind die Flanken der Hauptdolomitberge häufig mit großen Schuttfächern bedeckt.

Dem Betrachter erschließt sich die in Nordost-richtung weisende Flanke des Wiedemerkopfes mit ihrer eindrucksvollen Faltung am besten vom Prinz-Luitpold-Unterkunftshaus aus. Es liegt am Fuß des Berges oberhalb eines kleinen Gebirgssees. Der Scheitel einer nahezu liegenden Falte weist in nordwestliche Richtung und damit in die Haupttrichtung des alpidischen Deckenschubes in dieser Region.

Der Hauptdolomit am Wiedemerkopf gehört zur Lechtal-Decke, die im Bereich dieses Berges und nach Nordosten hinauf zur Bockkarscharte in tektonisch komplizierter Weise von der Allgäu-Decke getrennt ist. Bei der Gebirgsbildung tektonisch auf den Kopf gestellte Kössener Schichten markieren dabei den Grenzverlauf.

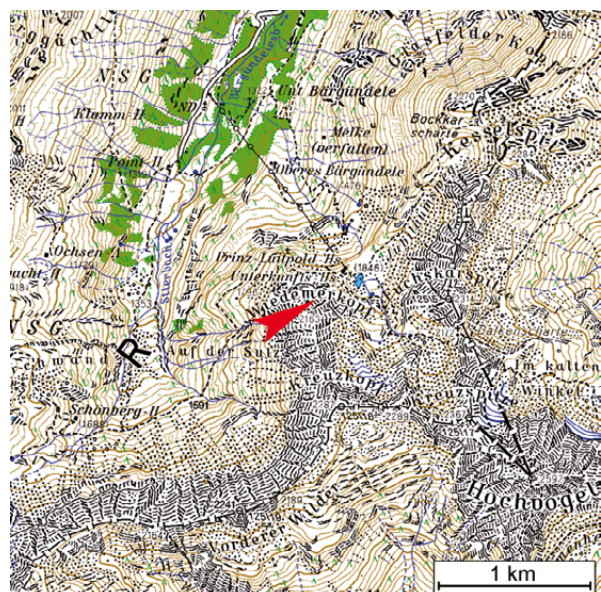
Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: TOLLMANN (1985)



Imposante liegende Falten im Hauptdolomit am Gipfel des Wiedemerkopfes



Überschiebung von geschichtetem, hellem Hauptdolomit der Lechtaldecke über dunkle Allgäuschichten der Allgäu-Decke südwestlich des Wiedemerkopfes



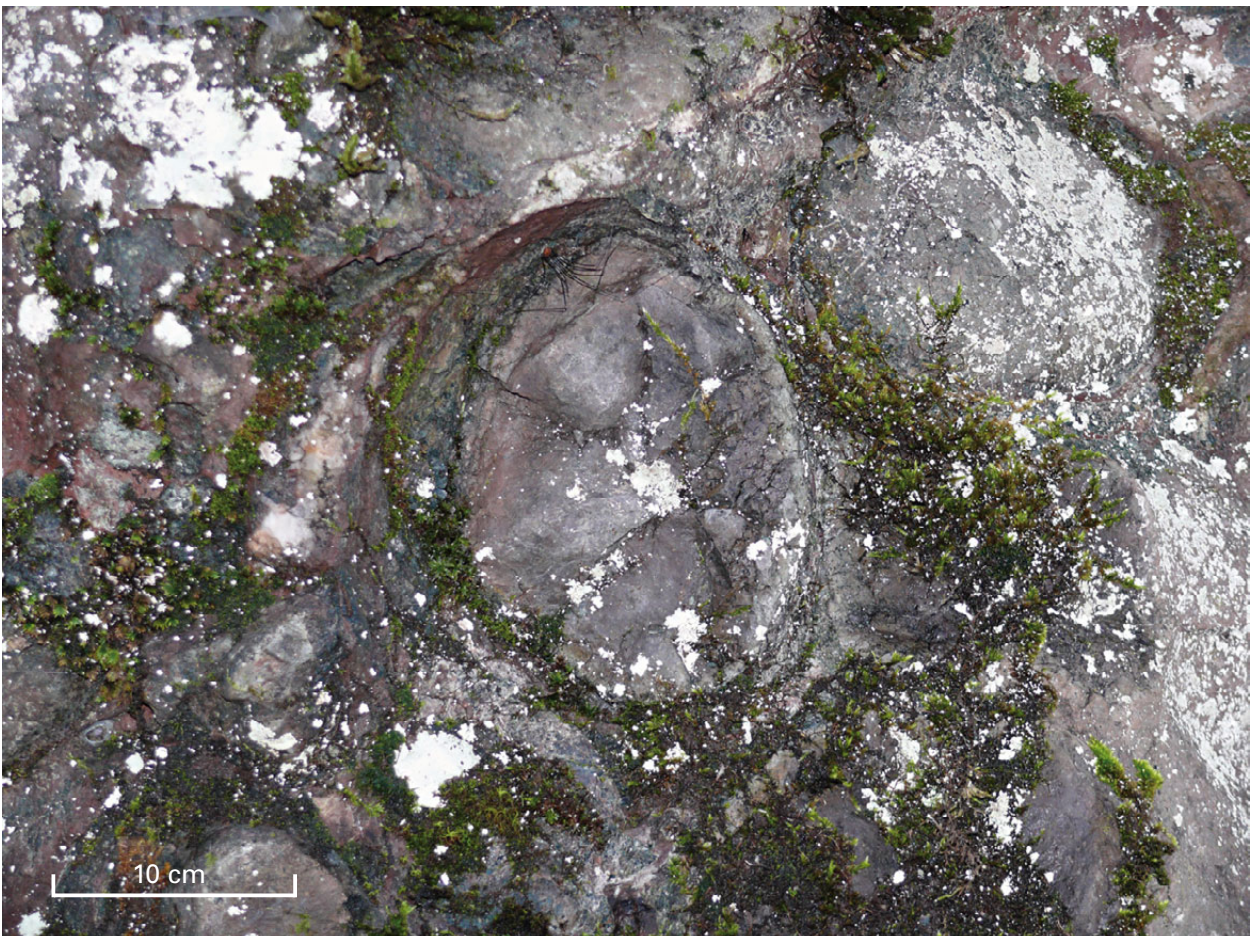
Verschuppt und ausgequetscht – die Arosa-Zone

Bei der Annäherung der afrikanischen Kontinentalplatte an die europäische kam es zu einer Einengung, welche die Faltung und Hebung der Alpen zur Folge hatte. Hierbei wurde auch die Arosa-Zone, im Allgäu nur als Schuppenzone entwickelt, nach Norden verfrachtet und von der nachfolgenden Allgäudecke auf die Gesteine des Rhenodanubischen Flysch geschoben. Derartig eingequetscht, verengt, verschuppt und komplett überwalzt, blieb zwischen Vorarlberg und dem Oberallgäu nur mehr ein schmaler Bereich mit Mächtigkeiten zwischen wenigen und mehr als 200 m erhalten.

Diese tektonische Mischzone (Mélangezone) ist extrem heterogen zusammengesetzt. Sie

besteht vor allem aus ostalpinen Mesozoikum-schollen, untergeordnet auch Kristallin, aus ozeanischen Basalt- und Sedimentfolgen des Südpenninikums, einem nördlich an die Adriatische Platte anschließenden Tiefseegebiet sowie aus kreidezeitlichen Flyschsedimenten. Im Oberallgäu kann man Vorkommen der Arosa-Zone unter anderem am westlichen Fuß des Rubihorns (Mélange) und an der Oberjoch-Straße östlich von Hindelang (Basalt) finden.

Die erste Anlage der Mélangezone erfolgte in der älteren Oberkreide an der aktiven Front der Adriatischen Platte. Weitere Ausformung erhielt sie im Alttertiär während ihres Transportes an der Basis der Nördlichen Kalkalpen in ihre heutige Position.



Typische Pillow-Strukturen, Merkmal für im Wasser ausgeflossene Lava, sind an der Straße nach Oberjoch besonders deutlich ausgebildet.

Basaltaufschluss Hindelang

Geotop-Nr.: 780A008
Landkreis: Oberallgäu
Gemeinde: Hindelang
TK 25: 8428 Hindelang
Lage: R: 4378890, H: 5264370
Naturraum: Allgäuer Hochalpen
Gestein: Basalt (Jura)

Beschreibung:

Auf der südöstlichen Seite des Wildbach-Taleinschnittes nordöstlich von Bad Oberdorf befindet sich bei einem blauen Feldkreuz ein Vorkommen von seltenen Gesteinen in den Allgäuer Alpen. In der circa 10 m hohen Felswand stehen basische Ergussgesteine einer als Arosa-Zone bezeichneten, tektonischen Einheit an. Kissenförmige Gesteinsstrukturen (Pillow-Lava) weisen auf einen Basalterguss unter Wasser hin. Im frischen Zustand weist das Gestein grau-grüne Farbe auf, verwittert ist es rot bis rotbraun gefärbt.

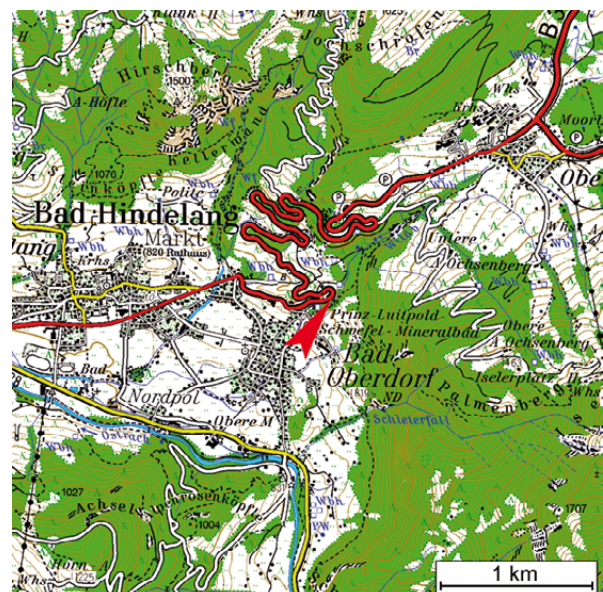
Mineralogische Untersuchungen ergaben für diesen Basalttyp einen so genannten Diabasporphyrit oder Diabaspilit, der in Zwickeln oder Klüften Anreicherungen von Zeolith-Mineralen aufweist. Die schaligen Randpartien der Pillows bestehen aus einer kalzitreichen, tonig-kieseligen, durch Eisenoxide rostbraun gefärbten Grundmasse. Sie ist reich an Sediment- und Fossilpartikeln, die am Meeresboden aufgenommen und teilweise durch die heiße Lava metamorphisiert wurden.

Basische Ergussgesteine wie diese stellen Leithorizonte der Arosa-Zone dar. Sie zeigen eine erhöhte vulkanische Aktivität und damit die Neubildung ozeanischer Kruste an. Vergleiche mit anderen derartigen Vorkommen lassen eine zeitliche Einstufung in den Mitteljura zu.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: SCHWERD (1983a)



Ein blaues Feldkreuz im Steilhang jenseits des Wildbaches markiert die Fundstelle der Basaltkissen.



Durchlöchert wie Schweizer Käse – das Gottesackerplateau

Starke Zerklüftung und geringer Tongehalt führen bei Kalksteinen wie dem Schrattekalk zur Verkarstung. Dabei dringt entlang von Spalten und Fugen im Gestein kohlen-saures Regenwasser ein, das dort Kalkstein anlösen und Hohlräume bilden kann. Aus großflächigen Kalksteinvorkommen können somit weiträumige und imposante Karstlandschaften entstehen.

Eine der großartigsten Karstlandschaften der Alpen ist das Gottesackergebiet im südlichen Allgäu. SCHOLZ (2000) beschreibt sie als „eine grauweiße, zerrissene und vegetationslose Hochfläche, die aussieht wie ein zu Stein gewordener Gletscher“. Die ursprünglichen Kalksteinflächen erscheinen durch die Erweiterung der Risse und Klüfte zu bizarren Kluftkarren völlig zerschlitzt und zerfressen. Unterschiedlichste Formen und Typen überlagern oder

durchkreuzen sich. Unzählige schmale Spalten und Löcher durchziehen den Kalk und bilden verschiedenartige Muster. Durch die Bankung des Schrattekalks kommt es dabei auch zur Herausbildung markanter Stufen.

Die Spalten reichen oft mehrere Meter in die Tiefe und erweitern sich zu größeren Löchern. Kleinere Karstschlotten, Dolinen oder tiefe, senkrechte Schachthöhlen machen das Gottesackergebiet für den Wanderer nicht ungefährlich. Und tief unter der Erdoberfläche können große Höhlensysteme wie beispielsweise das Hölloch im Mahdtal, die zur Zeit längste erkundete Höhle Deutschlands oder die weiter westlich gelegene Schneckenlochhöhle, die größte Höhle Vorarlbergs, entstehen. In ihnen sammelt sich eingedrungenes Wasser und tritt oft in Einschnitten oder am Ende von Höhlensystemen in Form von Karstquellen wieder aus.



Langgezogene Karrenfelder und metertiefe Dolinen prägen die karge Ebene des Gottesackerplateaus (Foto: S. GARNWEIDNER).

Karstlandschaft Gottesackerwände

Geotop-Nr.: 780R039
Landkreis: Oberallgäu
Gemeinde: Oberstdorf
TK 25: 8626 Hoher Ifen
Lage: R: 4359000, H: 5250500
Naturraum: Allgäuer Hochalpen
Gestein: Schrattenkalk des Helvetikum (Unterkreide)

Beschreibung:

In der Südwest-Ecke des Oberallgäus befindet sich das Naturschutzgebiet Gottesacker mit seinen nördlich vorgelagerten unteren und oberen Gottesacker-Wänden. Der Zugang in dieses entlegene Gebiet erfolgt entweder über das Starzlachtal oder über das vom Kleinwalsertal abzweigende Mahdtal.

Die weiträumige Karstlandschaft besteht im Wesentlichen aus Schrattenkalk, einem typischen Schichtglied des Helvetikums. Dabei handelt es sich um einen hell- bis mittelgrauen, fein- bis grobkörnigen, teilweise oolithischen Biogenschuttkalkstein. Sein Name rührt von seiner charakteristischen Verwitterungsform her, den regional als Schratzen bezeichneten Karren. Als solche bezeichnet man scharfkantig voneinander getrennte Grate, Rinnen oder Spalten, die kohlensäure Regen- und Schmelzwässer geschaffen haben.

Als Hauptgipfel- und Wandbildner sowie mit ausgedehnten Karrenfeldern ist der Schrattenkalk heute die wichtigste landschaftsprägende Einheit des Helvetikums. Die Nordwest-Südost-verlaufenden Felsriegel der beiden Gottesackerwände sind das Ergebnis einer tektonischen Verstellung der Gesteine: Es entstand eine nach Nordosten überkippte, mehrfache Mulden-Sattel-Struktur, die anschließend teilweise erodiert wurde.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: SCHOLZ (2000)
 WAGNER (1950)



Obere und untere Gottesackerwände (Foto: S. SIEBLITZ)



"Karren" sind eine typische Verwitterungsform der Karbonatgesteine des Gottesackerplateaus.



Kühl und feucht – Klammen und Wasserfälle

In den Alpen sind die großen Haupttäler oft aufgrund der Erosion von Gletschern gegenüber Nebentälern stärker eingetieft. Fließgewässer überwinden die Höhenunterschiede zwischen den so genannten Hängetälern und den Haupttälern oft mit Wasserfällen oder durchschneiden sie mit Klammen. Dabei spielen die unterschiedlichen Gesteine und ihre Strukturen, die vom Wasser überwunden werden müssen, eine entscheidende Rolle.

Bei der Breitachklamm ging eine Ausräumung relativ weicher Gesteine oberhalb, also im Kleinwalsertal, und unterhalb der heutigen Enge voraus. Nur der härtere und mächtigere Schratenkalk bot der Erosion Widerstand. Dieser konnte aber allmählich überwunden

werden, weil hier ein tief greifendes Störungssystem vorliegt, das den einschneidenden Kräften leichter nachgab.

In der so genannten „Eisenbreche“ in der Auelesgasse im Ostrachtal oberhalb von Hinterstein überwindet die Ostrach einen Riegel aus Hauptdolomit auf einer Länge von circa 450 m in einer 20 m breiten und 50 m tiefen Klamm. Ausschlaggebend für die Klammbildung war hier der Höhenunterschied oberhalb und unterhalb des Festgesteinriegels. Die höhere Reliefenergie in diesem Talabschnitt bewirkte die verstärkte Tiefenerosion.

Weitere bekannte Klammen gibt es im Allgäu mit der Starzlach-Klamm bei Sonthofen und der Lech-Klamm bei Füssen.



Ein ungewohnter Blick in die Breitachklamm (Foto: S. SIEBLITZ)

Klammen sind oft aufwändig mit Sicherungen begehbar gemacht und stellen Anziehungspunkte für den Fremdenverkehr dar. Hochwasser oder Bergstürze verursachen aber zuweilen gravierende Schäden. So stürzten im Herbst 1995 in der Breitachklamm Zehntausende Kubikmeter Gestein aus einer Felswand in die Klamm. Sie versperrten das Flussbett mehrere Meter hoch und stauten die Breitach zu einem See auf. Erst während der Schneeschmelze im folgenden Frühjahr brach dieser Damm und die zu Tal tosenden Wassermassen zerstörten den Klammweg völlig.

Breitachklamm

Geotop-Nr.: 780R017
Landkreis: Oberallgäu
Gemeinde: Oberstdorf
TK 25: 8627 Einödsbach
Lage: R: 4366650, H: 5252060
Naturraum: Vorderer Bregenzer Wald
Gestein: Schrattenkalk des Helvetikum (Unterkreide)



Beschreibung:

Nahezu parallel zur Bundesstrasse 19 von Oberstdorf ins Kleinwalsertal fließt die Breitach ab der Grenze zu Österreich durch eine Klamm. Zu ihrem Einstieg gelangt man von einem Wander-Parkplatz, der über eine beschilderte Zufahrt durch den Ort Weidach nach Mittwänden erreichbar ist.

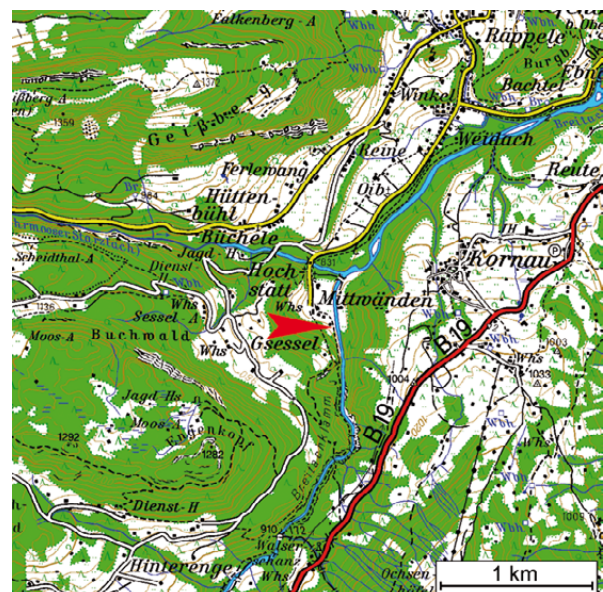
Die Breitachklamm ist eine der eindrucksvollsten Klammern der Bayerischen Alpen. Der Fluss, der das Kleinwalsertal entwässert, hat sich hier tief in Schrattenkalk eingeschnitten. Auf einer Strecke von 1,3 Kilometern überwindet er in zahlreichen Wasserfallstufen 80 Höhenmeter. Die Wände der schmalen, stellenweise nicht mehr als 2 m breiten Klamm ragen bis 87 m in die Höhe.

In der sehr kurzen Zeit seit dem Zurückweichen der würmeiszeitlichen Eismassen konnte sich die Breitach wegen des starken Gefälles tief in den Untergrund einschneiden. Es entstanden in den weicheren, leicht zu erodierenden Gesteinen oberhalb und unterhalb der Klamm Kerbtäler, im Bereich des harten Schrattenkalksattels schuf der Fluss eine Klamm – ein tiefes Engtal mit fast senkrechten Wänden. Im zentralen und beeindruckendsten Teil der Klamm – als „der Zwing“ bezeichnet – zwängt sich das tosende Wasser zwischen fast 90 m hohen Felswänden durch.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: LIEDHOLZ (1983)
 HILLER (1976)



Wo die Breitach in die Klamm eintritt, ereignete sich im Jahr 1995 ein Felssturz, der über Monate hinweg die Klamm versperrte.



Eisenerze des Helvetikums – über Jahrhunderte begehrt

Erstmals aus dem Jahr 1471 ist der Bergbau auf Eisenerz im Oberallgäu urkundlich belegt. Damals verlieh Kaiser Friedrich III. das Bergwerksregal, also das Recht zu Abbau und Verhüttung der mineralischen Bodenschätze, nach langen Auseinandersetzungen mit dem Hochstift Augsburg an den Grafen Haug zu Montfort-Rothenfels für sein Allgäuer Territorium. Schließlich einigte man sich im Jahr 1521 und schloss einen Vertrag über die Erzgruben und die Schmelze in Hindelang, wonach dem Hochstift als Grundherrn ein Drittel, den Montfortern zwei Drittel des Ertrages zufielen.

Ziel des wirtschaftlichen Interesses war zu jener Zeit das eisenerzführende Helvetikum, bestehend aus Sedimenten der Oberkreide und des Paloäogen. Typisch für diese überwiegend transgressiven Kalk-, Mergel- und Sandsteine sind Eisenvererzungen sowie Massenvorkommen von großen, schalenbildenden Einzellern (Foraminiferen). Aufgrund der Funde von Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen wurde für die Erzschiefer ein untereozänes Alter bestimmt.

Die zutage anstehenden, in nordöstlicher Richtung verlaufenden Flöze fallen steil nach Nordwesten ein. Aufgrund von zahlreichen Störungen und Vertaubungen weisen sie eine

maximale Längserstreckung von nur 250 m und 50 m zur Tiefe auf. Es wird vermutet, dass in den verschiedenen Gruben am Südhang des Grüntens östlich von Burgberg ein und dasselbe Flöz, lediglich in isolierten Vorkommen, abgebaut wurde.

Gewonnen wurde ein feinkörniges, rotes, sehr dichtes und kalkhaltiges Erz. Es weist eine oolithische Struktur auf und ist durch ein tonig-kalkiges, erzhaltiges Bindemittel verkittet. Seine Durchschnittsgehalte lagen bei circa 30% Fe. Die Mächtigkeit der Flöze betrug im Durchschnitt 1 m; im Extremfall wurden Erznesten von 2,70 m Größe gefunden.

Das Eisenerz wurde zunächst an der Starzlach unterhalb der Gruben, später auch in Sonthofen, Hindelang und Blaichach weiterverarbeitet. Daraus erzeugte Geräte und Waffen sowie Gusseisen-Produkte (Tore, Brunnen, Ofenplatten) verkaufte man bis ins schwäbische Voralpenland.

Im Jahr 1859 stellte man den Erzbergbau im Oberallgäu ein. Damit fand ein lokal bedeutender Industriezweig sein Ende. Spätere Versuche, die noch vorhandenen wahrscheinlichen Vorräte von 50.000 t zu gewinnen, kamen über Untersuchungsarbeiten nicht hinaus. Nach

heutigen Maßstäben sind sowohl der Eisengehalt als auch die Gesamtmenge des noch vorhandenen Erzes weit jenseits der Möglichkeiten für einen wirtschaftlichen Abbau.

Die „Erzgruben-Erlebniswelt am Grünten“ bietet heute Besuchern die Möglichkeit den Spuren des ehemaligen Erzbergbaus über- und untertage zu folgen.



Auf den Spuren des ehemaligen Eisenerzbergbaues am Grünten (Foto: Erzgruben-Erlebniswelt am Grünten)

Helvetikum bei Burgberg

Geotop-Nr.: 780A001
Landkreis: Oberallgäu
Gemeinde: Burgberg i. Allgäu
TK 25: 8427 Immenstadt i. Allgäu
Lage: R: 3596644, H: 5268162
Naturraum: Vilser Gebirge
Gestein: Kalk-, Mergel- und Sandstein des Helvetikums (Unter- bis Oberkreide)



Beschreibung:

Im Steinbruch am Westfuß des Grünten sind Gesteinsserien aufgeschlossenen, die zu einer komplizierten Sattelstruktur mit einer steilen Südflanke gefaltet sind. An der Nordseite dieser Struktur liegt eine Überschiebungsfläche, auf die eine Schuppenzone aus unterschiedlichen Gesteinen folgt. Der Aufschluss enthält lehrbuchhaft eine Schichtenfolge des Helvetikums vom Brisandstein bis zu den Amdener Schichten. Diese zeigt auf engem Raum eine große Vielfalt von glaukonitreichen Sandsteinen über gut geschichtete, aber auch knollige Kalksteine bis zu grauen Mergelsteinen.

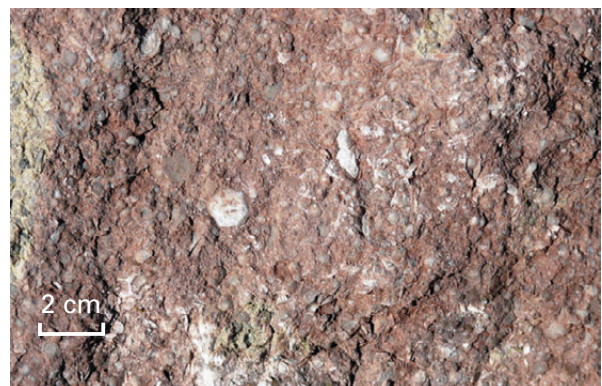
Zwei Gesteinsarten, die auch das Hauptziel der Rohstoffgewinnung waren, beherrschen die Abbauwand: grauer bis grünlicher Brisandstein im zentralen Bereich und auffällig heller Seewerkalk vorwiegend an der Südflanke. Im Kern des Sattels befindet sich der Brisandstein, ein meist dickbankiger, harter und deutlich geklüfteter Sandstein. Er ist etwa 30 m mächtig und führt stellenweise Fossilien. Darüber folgen dunkle, teils glaukonitische Sandsteine, deren Alter bis in die Älteste Oberkreide reicht. Auf dieser Serie liegt der Seewerkalk, der vor allem in seinem unteren Teil vereinzelt kleine Pyritkristalle enthält. Bei dem Gestein handelt es sich um einen sehr reinen, dichten Kalkstein mit einer Mächtigkeit bis zu 26 m. Er ist hellgrau, gut gebankt, partienweise knollig und reich an Mikrofossilien.

Achtung: Es besteht Steinschlaggefahr, daher müssen Warnhinweise strikt beachtet werden!

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: WEIDICH, SCHWERT & IMMEL (1983)



Im aufgelassenen Steinbruch sind in einer komplizierten Lagerung einige der wichtigsten Gesteine des Helvetikums aufgeschlossen.



Fast ausschließlich aus Nummuliten, Assilinen und Dyscocyclinen besteht der Nummuliten-Kalk.



Und noch eine Decke – das Ultrahelvetikum

Am äußeren Schelf und oberen Kontinentalhang der Europäischen Kontinentalplatte bestand zur Kreidezeit der Ablagerungsbereich des „Ultrahelvetikums“. Im Allgäu bezeichnet man diese Einheit nach einem typischen Schichtglied, dem Liebensteiner Kalk, auch als „Liebensteiner Decke“. Sie setzt sich aus vorwiegend feinkörnigen Mergel- und Kalksteinen mit bereichsweiser Einlagerung verschiedenartiger Umlagerungsprodukte zusammen. Im Allgäu sind sie von der ältesten Oberkreide bis ins Alttertiär dokumentiert. Sie weisen nach Norden fazielle Übergänge zu den Schelfsedimenten des Helvetikums und nach Süden zu den penninischen Tiefseeablagerungen der Allgäuer Flysche auf.

Bei Liebenstein, westlich von Bad Hindelang, liegt die Typlokalität für den Liebensteiner Kalk. Dort ist ein oft knollig-flaseriger, hell- bis grünlichgrauer, oft auch roter, sehr feinkörniger

Kalkstein aus der Oberkreide aufgeschlossen. Er ist bis etwa 30 m mächtig, weist dunkle Grabungsspuren auf und führt Fossilien wie Foraminiferen, Kieselalgen und stellenweise Reste großer Muscheln. Über dem Kalkstein liegt ein weiteres Schichtglied der Liebensteiner-Decke: die mehr als 200 m mächtigen, bis ins Mitteleozän entstandenen Mergel- bis Kalkmergelsteine der Leimernschichten.

Durch den nach Norden gerichteten Deckenschub in den Ostalpen wurden die Gesteine des Ultrahelvetikums von den sie überfahrenden Flyschdecken von ihrem Untergrund abgelöst und auf helvetische Ablagerungen überschoben. Dabei kam es zu Verschuppungen, Auswalgungen oder zur völligen Auflösung einst zusammen gehörender Schichtpakete. Über größere Abschnitte liegen daher nur tektonische Vermengungszonen (Mélangen) vor.



Liebensteiner Kalk an der Typlokalität zwischen Bad Hindelang und Sonthofen

Feuerstätter Flysch an der Bolgenach

Geotop-Nr.: 780A005
Landkreis: Oberallgäu
Gemeinde: Balderschwang
TK 25: 8526 Balderschwang
Lage: R: 4359420, H: 5257820
Naturraum: Hinterer Bregenzer Wald
Gestein: Junghansenschichten des Feuerstätter Flyschs (Oberkreide bis Alttertiär)

Beschreibung:

Vom Abzweig von der Riedbergstrasse zur Scheuen-Alm (Käsererei) zum Flussbett der Bolgenach hin ist der Aufschluss gut zu erreichen. Bei Niedrigwasser kann man sogar bis zur Aufschlusswand am Westufer des Flusses vordringen. Über eine Länge von circa 30 m sind hier etwa fünf Meter hoch dünnbankige und stark gefaltete Sedimentgesteine aufgeschlossen. Dabei handelt es sich um eine Wechselfolge von sandigen Kalken, dichten, dunklen Kalkmikriten und bräunlichgrauen sowie schwarzbraunen Tonsteinen der so genannten Junghansenschichten.

Die Ablagerungen werden dem Feuerstätter Flysch, der wie das Ultrahelvetikum eine Stellung zwischen Helvetikum und Rhodanubischem Flysch einnimmt, zugeordnet. Sie entstanden von der Oberkreide bis ins Alttertiär wohl vor allem am Kontinentalhang des Südrandes der europäischen Platte und wurden bei der Überschiebung auf das Ultrahelvetikum und Helvetikum unter den nordwärts drängenden Gesteinsmassen von Nördlichen Kalkalpen, Arosa-Zone und Rhodanubischem Flysch häufig völlig zerrissen. Dabei kam es auch zu Vermengungen mit Gesteinen des Helvetikums und des Rhodanubischen Flyschs. Zusammenhängende, einheitliche Schichtfolgen wie an der Bolgenach treten dagegen nur lokal auf.

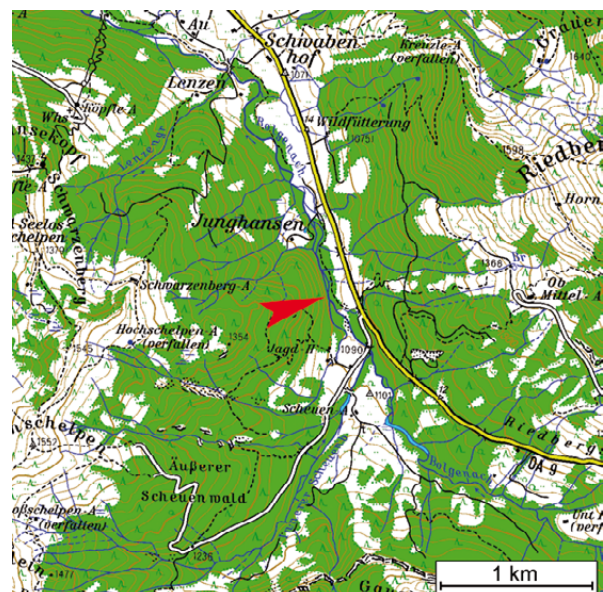
Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: LIEDHOLZ (1983)
 SCHWERD & RISCH (1983)



Wechsellagerung von Kalk- und Tonsteinen der Junghansschichten



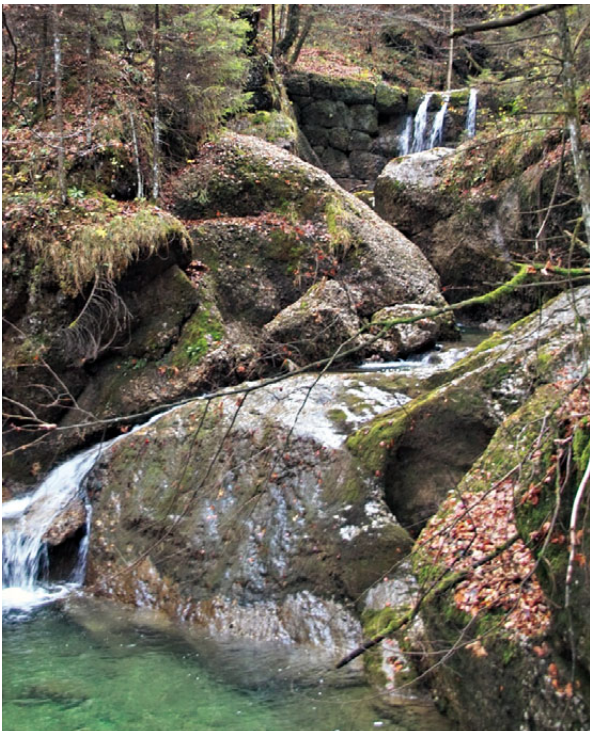
Intensive Verfaltung der Schichten kennzeichnet die Gesteine des Feuerstätter Flyschs im Oberallgäu.



Vernagelt und betoniert – die Allgäuer Nagelfluhkette

Markante Gipfel und dicke Gesteinsrippen prägen die Bergkette, die sich vom Mittagberg bei Immenstadt über den Hochgrat bis in den Bregenzer Wald erstreckt. Die aus Geröll zu Konglomerat „verbackenen“ Gesteine sehen aus, als hätte man Nägel tief in sie eingeschlagen, sodass nur noch die Köpfe herauschauen. Deshalb bezeichnete man sie auch nach einem ostschweizerischen Begriff als „Nagelfluh“.

Als sich vor etwa 30 Millionen Jahren die Alpen zu heben begannen, wurden besonders dort, wo die ehemaligen Flussläufe in das Molassebecken mündeten, grobe Schotter in großen Schwemmfächern abgelagert. Die tropischen Klimabedingungen, die damals herrschten, führten offenbar zu gewaltigen monsunartigen Sturzfluten, die immer wieder riesige Mengen von Gesteinsschutt ins Alpenvorland transportierten. Es wurden bis zu 45 m dicke Schotterbänke, in ruhigeren Zeiten auch feinere Sedimente – Sande und Mergel – abgelagert, die im tropischen Klima oft rötliche Verwitterungsfarben annahmen.



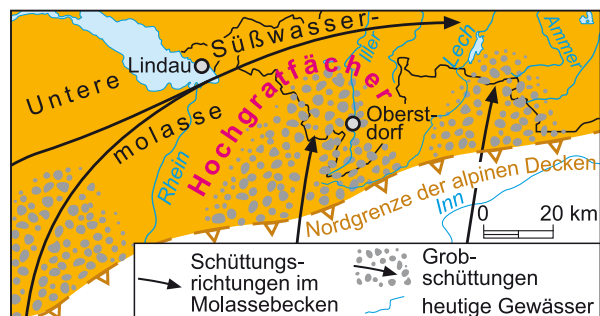
Nach dem Vorkommen am Steigbach bei Immenstadt wurden die Steigbachschichten benannt.



Hohe Gipfel aus Konglomeraten reihen sich in der Nagelfluhkette von Immenstadt bis zum Bregenzer Wald aneinander (Foto: S. GARNWEIDNER).

Der größte derartige Schwemmfächer in Bayern ist der „Hochgratfächer“, der sich vor etwa 28 Millionen Jahren zu entwickeln begann und maximal rund 1000 Quadratkilometer groß war.

Durch den Überlagerungsdruck jüngerer Sedimente und durch aus dem Grundwasser ausgeschiedenen Kalk wurden die überwiegend aus Kalksteinen bestehenden Schotter später zu Konglomeratbänken verfestigt. Die Zwickele zwischen den Geröllen wurden komplett durch diesen natürlichen „Zement“ ausgefüllt. Daher hat man das Gestein auch „Herrgotts beton“ genannt.



Größter Schwemmfächer des Alpenvorlandes – der Hochgratfächer

Nagelfluh am Hochgrat

Geotop-Nr.: 780R029
Landkreis: Oberallgäu
Gemeinde: Oberstaufen
TK 25: 8526 Balderschwang
Lage: R: 4355332, H: 5236670
Naturraum: Vorderer Bregenzer Wald
Gestein: Steigbachschichten der Unteren Süßwassermolasse (Oberoligozän)



Beschreibung:

Steil nach Süden einfallende Gesteinsschichten bilden den Gipfelbereich des Hochgrates. Aus der Abfolge unterschiedlicher Sedimente sind besonders widerstandsfähige Konglomeratbänke deutlich heraus präpariert. Diese markanten Felsrippen sind typisch für die Allgäuer Nagelfluhkette.

Bei den Felsen handelt es sich um eine Gesteinsserie der Unteren Süßwassermolasse, die Steigbachschichten. Sie sind ein in der Allgäuer Faltenmolasse sehr weit verbreitetes Schichtglied. Am Hochgrat liegen sie in so genannter Hochgrat-Fazies mit massigen, Grobgeröll führenden Konglomeraten in 25 bis 30 Bänken vor, denen Mergelsteine und wenige Sandsteine zwischengeschaltet sind. Die Geröllfraktion setzt sich zusammen aus circa 50% Kalk-, Horn- und Sandstein des Kalkalpin, 40% Dolomit teils bisher unklarer Herkunft sowie 10% Kalk- und Sandstein der Flysch-Zone.

Bemerkenswert sind im Konglomerat kaum vermutete, zahlreiche Karsterscheinungen wie Karren, Ponore und Dolinen. Sie haben ihre Ursache in der Auflösung des kalkigen Bindemittels der Konglomerat-Komponenten sowie der Kalkgerölle selbst.

Der Hochgrat befindet sich im Nordflügel der in zwei tektonische Schuppen zerlegten Steineberg-„Mulde“, der südlichsten der großen tektonischen Bauelemente der Faltenmolasse westlich der Iller.

Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: GÖPPERT et al. (2002)
 EBERHARD (1986)



Harte Nagelfluhbänke und weichere Zwischenschichten westlich des Hochgrats



"Herrgottsbronnen" nennt man im Allgäu die fest verbackenen Grobkonglomerate der Faltenmolasse.



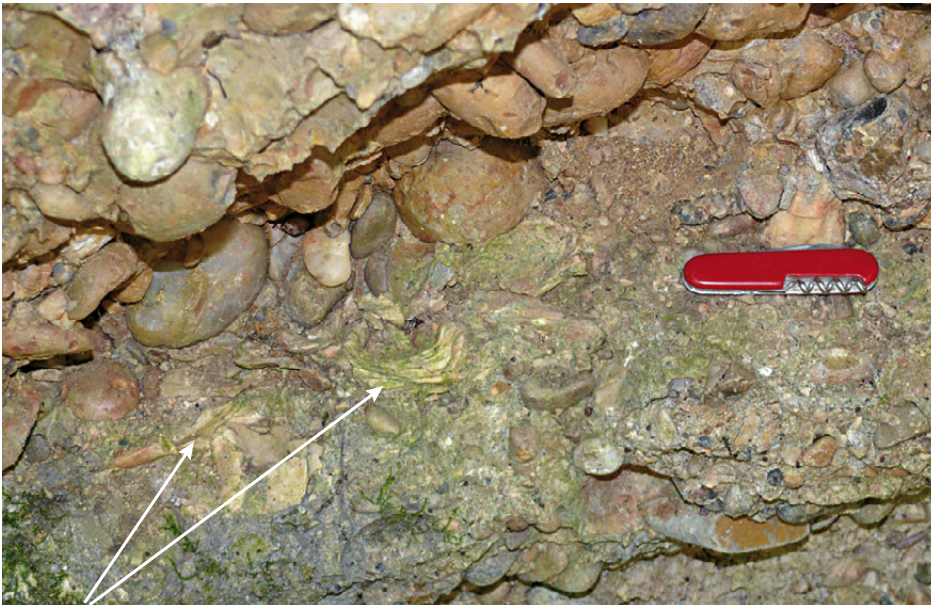
Faltig und verschuppt, aber nicht mal so alt – die Faltenmolasse

Als Folge des Schubes der Alpen nach Norden wurden die zu Konglomeraten, Mergel- und Sandsteinen verfestigten Sedimente der Molasse am Alpenrand verfaultet. Dabei entstanden mehrere Nordost-Südwest-orientierte Schuppen sowie östlich der Iller eine relativ gleichmäßige Muldenstruktur, die sich am Alpennordrand von Süd nach Nord aneinanderreihen.

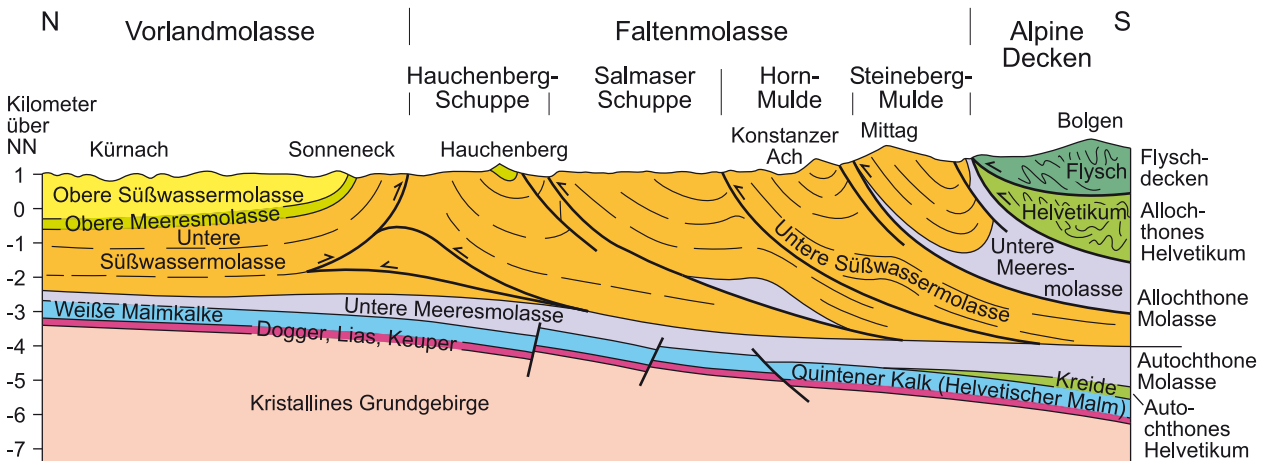
Westlich der Iller bildet die in zwei Schuppen zerlegte, so genannte Steineberg-„Mulde“ die

südlichste Struktur der Faltenmolasse. Auf der östlichen Seite endet nördlich des Grüntens die einzige echte Mulde der Faltenmolasse, die Murnauer Mulde, mit einer tektonisch eindrucksvollen Struktur. Nach Norden schließen westlich der Iller die Hornmulde und die nördlich folgende Salmaser Schuppe an. Nach Osten, jenseits der Iller, gehen Hornmulde und Salmaser Schuppe in die Großstruktur der Rottenbucher „Mulde“ über, die nach neuen Ergebnissen ebenfalls keine Mulde, sondern eine Abfolge von tektonischen Schuppen

darstellt. Mit dem typischen Vorkommen eines Austernkonglomerats in der Oberen Meeresmolasse bei Rieggis bildet die Hauchenberg-Schuppe die nördlichste Struktur der Faltenmolasse im Landkreis Oberallgäu. Nach Norden folgt auf diese die an ihrem Südrand gegen Süden aufgebogene, „aufgerichtete“ Vorlandmolasse.



Austernschalen im Konglomerat der Oberen Meeresmolasse am Hauchenberg



Geologisches Profil von der Flysch-Zone in die Vorlandmolasse im westlichen Landkreis Oberallgäu

Meeresmolasse bei Rieggis

Geotop-Nr.: 780A012
Landkreis: Oberallgäu
Gemeinde: Waltenhofen
TK 25: 8327 Buchenberg
Lage: R: 4364970, H: 5278830
Naturraum: Adelegg
Gestein: Konglomerat der Oberen Meeresmolasse (Untermiozän)

Beschreibung:

Von Niedersonthofen zum Hauchenberg fahrend gelangt man hinter Rieggis in Richtung Waltrams zu einem Aufschluss mit Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse. Er befindet sich westlich des Fahrweges an seiner höchsten Stelle hinter Buschwerk.

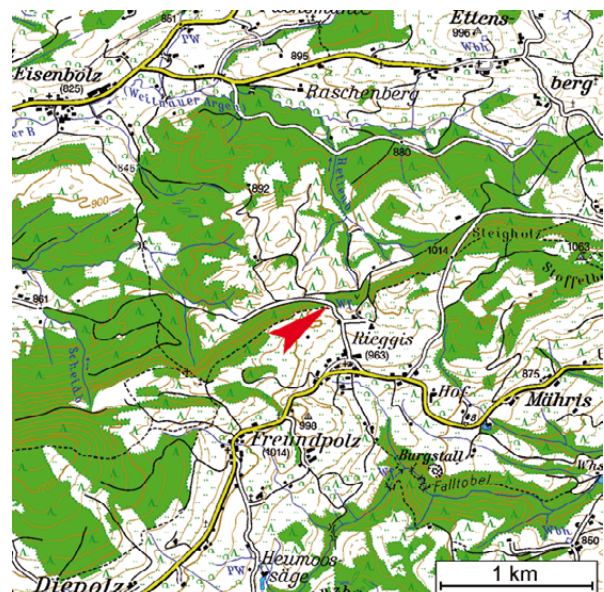
An der Böschung sieht man eine flach nach Süden geneigte Konglomeratlage, die bereichsweise eine dünne, sandige Schicht aufweist. Eine Besonderheit ist der 0,8 bis 1 m mächtige Fossilhorizont, der größtenteils aus Schalenbruchstücken von dickschaligen Austern besteht. Hier konnte eine Auster (*Crassostrea*) von beachtlicher Größe (14 x 5 cm) und mit noch geschlossenen Schalenhälften geborgen werden. Dies lässt darauf schließen, dass sich der Lebensraum der Auster in der unmittelbaren Nähe der Fundstelle, also im Brandungsbereich des Molassemeeres und im engeren Bereich eines Schüttungsdeltas, befand.

Den Kammverlauf zwischen Hauchenberg und Stoffelberg bilden bunt zusammengesetzte, fossilführende Konglomerate. Sie enthalten auch eine als „Austern-Nagelfluh“ bezeichnete Lage mit bis zu 11 Austern-führenden Bänken. Die Abfolge wird der so genannten Hauchenberg-Schuppe zugeordnet, die den nordwestlichsten Abschnitt der Faltenmolasse darstellt und die auf die Vorlandmolasse aufgeschoben wurde.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: JERZ (1974b)



Ehemalige Abbaustelle von Konglomeraten der Oberen Meeresmolasse zwischen Hauchenberg und Stoffelberg



Mit Findlingen den Gletschern auf der Spur

Während des Quartärs, also in den letzten 2,6 Millionen Jahren, führten starke Klimaschwankungen in Mitteleuropa zu einem Wechsel von Warmzeiten und Eiszeiten. In den Warmzeiten herrschten Klimaverhältnisse wie heute, in den Kaltzeiten dagegen sanken die Temperaturen stark ab und Gletscher breiteten sich bis weit ins Alpenvorland aus. Damals lagen die durchschnittlichen Jahrestemperaturen im Alpenvorland bei etwa -3 °C (heute sind es $+7\text{ °C}$ bis $+8\text{ °C}$) und es war wesentlich trockener als heute. Das letzte Glazial, die Würmeiszeit, dauerte etwa 110.000 Jahre und endete vor circa 11.500 Jahren.

Vor circa 20.000 Jahren waren die Gletscher stark angewachsen und hatten ihre größte Ausdehnung erreicht. Aus den Allgäuer Alpen drang der Illergletscher bis etwa 2,5 km südöstlich von Grönenbach vor. Das gesamte Gebiet und damit auch der Kempter Wald waren zu dieser Zeit völlig von Eis bedeckt.

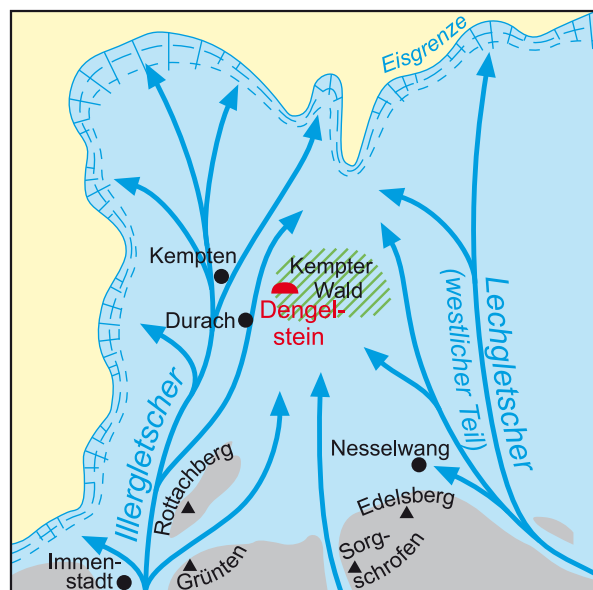


Häufig wurden auf erratischen Blöcken Feldkreuze errichtet wie auf dem Findling Hasenmahd bei Görtsried.

Zeugen dieser Eisbedeckung und der Wege, die das Eis östlich der Iller nahm, sind Findlinge aus Konglomeraten, verfestigten, groben Schottern der Faltenmolasse. Derartige Gesteine bauen unter anderem den Höhenzug des Rottachberges nördlich des Grünen auf. Er wurde vom nach Norden vordringenden Eis des Iller-Gletschers mit seiner vollen Schubkraft überfahren, wobei sich Konglomeratblöcke ablösten und vom Eis mitgenommen wurden.

Entlang des Transportweges zum Dengelstein und weit darüber hinaus finden sich viele weitere Konglomeratfindlinge unterschiedlicher Größen. Allerdings treten sie selten so gehäuft auf wie im Kempter Wald. Leider wurden dort in der Vergangenheit viele der Findlinge zerstört.

Aus dem gesamten nordalpinen Vereisungsgebiet zwischen dem Allgäu und dem Berchtesgadener Land sind viele unterschiedliche erratische Blöcke bekannt. Der größte bislang bekannte Findling liegt in der Gegend von Weiler i. Allgäu, den bisher nördlichsten in Schwaben fand man auf einer Wallmoräne südwestlich von Kraftisried im Ostallgäu.



Würmeiszeitliche Eisströme und Transportweg der Findlinge im Kempter Wald

Findling Dengelstein

Geotop-Nr.: 780R018
Landkreis: Oberallgäu
Gemeinde: Durach
TK 25: 8228 Wildpoldsried
Lage: R: 4380470, H: 5287020
Naturraum: Iller-Vorberge
Gestein: Konglomerat der Kojen-Schichten, Untere Süßwassermolasse (Untermiozän)



Der Dengelstein – Zeuge der Eiszeit und heidnische Kultstätte

Beschreibung:

Am Westrand des Kempter Waldes, südöstlich von Betzigau, liegt wenige Meter südlich eines Forstweges ein riesiger Felsblock. Dieser „Dengelstein“ genannte Block ist mit einer Höhe von über 8 m, einem Volumen von 400 bis 500 m³ und einem Gewicht von 1250 t der größte noch erhaltene Findling des Kempter Waldes.

Der „Irrblock“ stammt mit hoher Wahrscheinlichkeit aus dem Bereich Rottachberg–Immenstadt. Denn dort findet sich mit dem Konglomerat der Kojen-Schichten das Gestein, aus dem er besteht. Während der letzten Eiszeit wurde er durch den Iller-Gletscher vermutlich circa 12 km weit bis hierher in das Alpenvorland transportiert.



Grobe Nagelfluh der Kojenschichten ist das Material vieler Findlinge zwischen Iller und Lech.

Mitunter gelangten gewaltige Felsblöcke durch Frostsprengung oder durch die Kraft der Gletschereisströme auf die Eisoberfläche. Mit dem Gletscher konnten sie so weit in das Alpenvorland hinaus transportiert werden. Beim Abschmelzen wurde das gesamte mitgeführte Gesteinsmaterial, das sich auf, im und unter dem Gletscher befand, an Ort und Stelle abgesetzt.

Nicht selten dienten derartige Irrblöcke als heidnische Kult-, Gerichts- und Opferstätte. So erhielt der Dengelstein seinen Namen, weil der Sage nach der Teufel immer dann seine Sense an ihm „dengelt“, wenn schlimme Ereignisse bevorstehen. Der Findling ist seit langem als Naturdenkmal geschützt.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: SCHWERD (1983b)
 OBLINGER (1976)



4 Dank

Am Zustandekommen dieses Bandes haben wieder viele Menschen mitgewirkt. Bei ihnen allen, seien es die Datenerfasser im Gelände, die Programmierer der Datenbank, die Freiwilligen draußen „vor Ort“, die aktuelle Informationen lieferten, oder all jene, die nicht nur beim Aufbau, sondern vor allem bei der ständigen unerlässlichen Pflege des Geotopkatasters Bayern geholfen haben, möchten wir uns an dieser Stelle vielmals bedanken. Ohne ihre tatkräftige Mithilfe und ihren persönlichen Einsatz hätte das Material für diese Veröffentlichung in diesem Umfang nicht gesammelt und aufbereitet werden können.

Ein spezieller Dank gebührt erneut den Kollegen Dr. Gerhard Doppler und Dietmar Jung vom Landesamt für Umwelt für wertvolle, ergänzende Beiträge und die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Für die Bereitstellung und Genehmigung zur Verwendung von Bildmaterial gilt unser besonderer Dank Hubert Anwander/Kammeltal-Ettenbeuren, Siegfried Garnweidner/Buchenhain, Dr. Erwin Geiß/München, Prof. Dr. Herbert Scholz/Technische Universität München, Dr. Albert Ulbig/Zeilarn, dem Paläontologischen Museum/LMU München, dem Rieskratermuseum Nördlingen, dem Verlag Dr. Fritz Pfeil/München sowie der Erzgruben-Erlebniswelt am Grünten/Burgberg i. Allgäu, der Fa. Lauter/Bobingen und der E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung OHG (Nägele u. Obermiller)/Stuttgart.

Das Vorhaben wurde gefördert vom Bayerischen Staatsministerium für Umwelt und Gesundheit.

5 Literatur

- ABELE, G. (1953): Zum Quartär der Alpen und des Alpenvorlandes.- *Geologica Bavarica*, **19**: 69–82; München.
- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE GEOTOPSCHUTZ (1996): Geotopschutz in Deutschland - Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland.- *Angew. Landschaftsökologie*, **9**: 105 S.; Bonn.
- AKTAS, A. & BECKER-HAUMANN, R. (1999): Vom Impaktgestein zu Geröll - Die Weißjurafazies der Zusamplatte (bayerisches Alpenvorland).- In: BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. [Hrsg.]: *Terrestrische Quartärgeologie*: 177–194; Köln.
- AKTAS, A. & FRECHEN, M. (1991): Zur quartären Stratigraphie der südlichen Staudenplatte.- *Sonderveröffentlichungen Geol. Inst. der Univ. Köln*, **82**: 9–18; Köln
- ARMBRUSTER, R. (1949): Lindauer Oberschwäbisch-Westallgäuer Geologie und Landschaftsgeschichte.- 118 S.; Lindau.
- ARMBRUSTER (1951): *Landschaftsgeschichte von Bodensee und Hegau*.- 224 S.; Lindau.
- ARP, G. (1995): Algenflora und Fazies der miozänen Karbonate am Nordrand des Kratersees im Nördlinger Ries (Süddeutschland). - *Documenta naturae*, **90**: 1–197; München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000*.- 329 S.; München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1999): *Die Geologische Karte des Rieses 1:50 000. 2. überarbeitete Auflage*.- *Geologica Bavarica*, **104**: 7–76; München.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ [Hrsg.] (2002): *Nationalparke, Naturschutzgebiete, Landschaftsschutzgebiete und Naturparke Bayerns mit naturräumlicher Gliederung*.- Karte 1:500 000 mit Erläuterungen; Augsburg.
- BECKER-HAUMANN, R. (1995): Zur Flussgeschichte der ältestpleistozänen Iller.- *Sonderveröffentl. des Geologischen Instituts der Universität zu Köln*, **98**: 168 S.; Köln.
- BECKER-HAUMANN, R. (1998): Das älteste Pleistozän im Illergletscher-Vorland. Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Paläogeographie der Biberkaltzeit im schwäbischen Alpenvorland.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **48**: 87–101; Hannover.
- BECKER-HAUMANN, R., AKTAS, A. & BRUNNACKER, K. (2001): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Mindel-Lech-Gebietes 1:100 000.- *Geol. Bav.*, **106**: 109–228; München.
- BECKER-HAUMANN, R. (2004): Das Grönenbacher Feld bei Kempten: Neue Befunde zur Typusregion des Mindelglazials und zur Paareiszeit im Bayerischen Alpenvorland.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **54**: 20–35; Hannover.
- BIBUS, E. (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindelalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte.- *Geologica Bavarica*, **99**: 135–164; München.
- BLUNDELL, D., FREEMANN, R., MUELLER, S. (1992): *A continent revealed – The European Geotraverse*.- 231 S.; Cambridge.
- BÖHME, M., GREGOR, H.J. & HEISSIG, K. (2001): The Ries and Steinheim meteorite impacts and their effect on environmental conditions in time and space. In: BUFFETAUT, E. & KOEBERL, C. [Hrsg.]: *Geological and Biological Effects of Impact Events*: 217–235; Berlin.
- BOON, E. (1991): Die Cricetiden und Sciuriden der Oberen Süßwassermolasse von Bayrisch Schwaben und ihre stratigraphische Bedeutung.- *Diss. Univ. München*, 158 S.; München.
- BRUNNACKER, K. (1953a): Die bodenkundlichen Verhältnisse der würmeiszeitlichen Schotterfluren im Illergebiet.- *Geologica Bavarica*, **18**: 113–130; München.
- BRUNNACKER, K. (1953b): Der würmeiszeitliche Löß in Südbayern.- *Geologica Bavarica*, **19**: 258–265; München.

- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern.- *Geologica Bavarica*, **43**: 74–150; München.
- BRUNNACKER, K. (1964): Quartär.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. 2. Auflage: 230–243; München.
- BRUNNACKER, K. (1983): Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns.- *Geol. Jb.*, **F14**: 15–25; Hannover.
- CHAO, E. HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1978): Aufschlüsse im Ries-Meteoriten-Krater. Beschreibung, Fotodokumentation und Interpretation: 84 S.; München.
- DOPPLER, G. & JERZ, H. (1995): Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlands.- *Geologica Bavarica*, **99**: 7–53; München.
- DOPPLER, G. & SCHWERD, K. (1996): Faltenmolasse, Aufgerichtete Molasse und westliche Vorlandmolasse.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 4. Auflage: 150–168; München.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben.- *Geologica Bavarica*, **94**: 83–133; München.
- DORN, C. (1942): Beiträge zur Geologie des Rieses.- *Zbl. f. Miner. Geol. Paläontol. Abt. B, Beil.-Bd.*, **86**; Stuttgart.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland.- 427 S.; Augsburg.
- EBERHARD, M. (1986): Litho- und Biostratigraphie im Oberen Süßwassermolasse-Fächer der Adelegg (Südbayern).- *Jahrb. Geol. B.-A.*, **129**: 5–39; Wien.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie.- 358 S.; Stuttgart.
- EICHHORN, R., GLASER, S., LAGALLY, U. & ROHRMÜLLER, J. (1999): Geotope in Oberfranken.- *Erdwiss. Beiträge z. Natursch.*, **2**: 176 S.; München.
- EICHLER, H. & SINN, P. (1975): Zur Definition des Begriffs „Mindel“ im schwäbischen Alpenvorland.- *Neues Jahrbuch Geol. Pal. Monatshefte*, **1975**: 705–718; Stuttgart.
- ELLWANGER, D. (1980a): Rückzugsphasen des würmeiszeitlichen Illergletschers.- *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart N.F.*, **76**: 93–126, 1 geomorph. Kt.; Stuttgart.
- ELLWANGER, D. (1980b): Terrassen der Iller zwischen Memmingen und Kempten.- *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart N.F.*, **76**: 127–176, 1 geomorph. Kt.; Stuttgart.
- ELLWANGER, D., v. KÖNIGSWALD, W. & FEJFAR, O. (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen.- *Münchner Geowiss. Abh.*, **A 26**: 173–191, München.
- ENGELMANN, G. (1960): Briefe Albrecht Pencks an Joseph Partsch.- Sonderdruck aus wissenschaftl. Veröffentlichungen des Deutschen Instituts für Länderkunde, Enzyklopädie Leipzig; Potsdam.
- EPICA COMMUNITY MEMBERS (2004): Eight glacial cycles from an Antarctic ice core.- *Nature*, **429** (6992): 623–628; London.
- FESEFELDT, K. (1962): Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südliche Frankenalb).- *Erlanger geol. Abh.*, **46**: 80 S., Erlangen.
- FILZER, P. & SCHEUENPFLUG, L. (1970): Ein frühpleistozänes Pollenprofil aus dem nördlichen Alpenvorland.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **21**: 22–32, Öhringen.
- FRENZEL, B. (1978): Das Interglazial von Pfefferbichl bei Buching, Landkreis Füssen.- *Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 71/1/24* (1976), 124–126; Bonn-Bad Godesberg.
- FUCHS, B. (1953): Die obere Süßwassermolasse in Bayerisch Schwaben.- *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.*, **97**: 283–293; Stuttgart.

- GALL, H. (1969): Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries – das Gebiet des Blattes Wittislingen.- Diss. Univ. München, 156 S.; München.
- GALL, H. (1974a): Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des südöstlichen Vorries zwischen Höchstädt a.d. Donau und Donauwörth.- N. Jb. Paläontol. Abh., **145**: 58–95; Stuttgart.
- GALL, H. (1974b): Neue Daten zum Verlauf der Klifflinie der Oberen Meeresmolasse (Helvet) im südlichen Vorries.- Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14**: 81–101; München.
- GALL, H. (1975): Der III. Zyklus der Oberen Meeresmolasse (Helvet) am Südrand der Schwäbisch-Fränkischen Alb.- Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15**: 179–205; München.
- GALL, H., HÜTTNER, R. & MÜLLER, D. (1977): Geologische Karte des Rieses 1:50 000 mit Erläuterungen. Mit Beiträgen von R. DEHM, G. GRAUP, J. POHL und einem Vorwort von H. VIDAL.- Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **17**: 279–290; München.
- GERMAN, R. (1959a): Die Ablagerungen der Würmvereisung im deutschen Alpenvorland.- N. Jb. Geol. Paläontol. Mh., **10**: 469–472; Tübingen.
- GERMAN, R. (1959b): Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal.- *Geologica Bavarica*, **43**: 3–73; München.
- GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg.- 4. Aufl.: VIII + 482 S.; Stuttgart.
- GIBBARD, P.L., BOREHAM, S., COHEN, K.M. & MOSCARIELLO, A. (2007): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years.- <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/correlation/chart.html>
- GLASER, S., LAGALLY, U., SCHENK, P., EICHHORN, R. & BRANDT, S. (2001): Geotope in Mittelfranken.- *Erdwiss. Beiträge z. Natursch.*, **3**: 127 S.; München.
- GLASER, S., KEIM, G., LOTH, G., VEIT, A., BASSLER-VEIT, B. & LAGALLY, U. (2007): Geotope in der Oberpfalz.- *Erdwiss. Beiträge z. Natursch.*, **5**: 136 S.; Augsburg.
- GLASER, S., LAGALLY, U., LOTH, G., SCHMID, H. & SCHWERD, K. (2008): Geotope in Oberbayern.- *Erdwiss. Beitr. z. Natursch.*, **6**: 192 S.; Augsburg.
- GLÜCKERT, G. (1974): Mindel- und risseiszeitliche Endmoräne des Illervorlandgletschers.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **25**: 96–106; Öhringen.
- GÖPPERT, N., GOLDSCHIEDER, N. & SCHOLZ, H. (2002): Karsterscheinungen und Hydrogeologie karbonatischer Konglomerate der Faltenmolasse im Gebiet Hochgrat und Lecknertal (Bayern/Vorarlberg). - *Beitr. z. Hydr.*, **53**: 21–44; Graz.
- GRAUL, H., SCHÄFER, I. & WEIDENBACH, F. (1950): Quartärexkursion durch die Iller-Riss- und Iller-Lech-Platte, vom 3.-5. September 1950.- *Exkursionsführer – Maschinenschrift*.
- GRAUL, H. & SCHÄFER, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet.- *Geologica Bavarica*, **18**: 1–130; München.
- GRAUL, H., SCHÄFER, I. & WEIDENBACH, F. (1951): Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte.- *Geologica Bavarica*, **6**: 91–117; München.
- GREGOR, H.J. (1983): Erstnachweis der Gattung *Tacca* Forst 1776 (Taccaceae) im europäischen Alttertiär - *Documenta naturae*, **6**: 27–31; München.
- GREGOR, H.J. & FIEST, W. (1987): Das Biotop und die Nahrung des Molasse-Affen *Pliopithecus antiquus*.- *Documenta naturae*, **42**: 28–36; München.
- HABBE, K.A. (1985a): Das Späthochglazial der Würm-Eiszeit im Illergletscher-Gebiet. Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung.- *Quartär*, **35/36**: 55–68; Bonn.
- HABBE, K.A. (1985b): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25 000 der Bundesrepublik Deutschland. GMK 25 Blatt 18, 8127 Grönenbach.- 80 S., Berlin.

- HABBE, K.A. (1988): Zur Genese der Drumlins im süddeutschen Alpenvorland. Bildungsräume, Bildungszeiten, Bildungsbedingungen.- Z. f. Geomorph. N.F., **70** Suppl.: 33–50; Berlin, Stuttgart.
- HABBE, K.A. (1989): Die pleistozänen Vergletscherungen des süddeutschen Alpenvorlandes – ein Resümee.- Mitt. Geogr. Gesell. München, **74**: 27–51; München.
- HEISSIG, K. (1986): Elefanten, Nashörner und Säbelzahnkatzen. Tiere des Waldes im Jungtertiär Bayerns, 20 bis 5 Millionen Jahre vor unserer Zeit.- Katalog 23. Mineralientage München, **1986**: 58–61; München.
- HEISSIG, K. (1989): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie der Mittleren Serie der Oberen Süßwassermolasse Bayerns.- *Geologica Bavarica*, **94**: 239–257; München.
- HEISSIG, K. (1997): Mammal Faunas Intermediate between the referent Faunas of MN5 and MN6 from the upper freshwater Molasse of Bavaria.- In: AGUILAR, J., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J.: Actes du Congrès Biochrom'97 Mém. Trav. E.P.H.E. Inst. Montpellier, **21**: 537–546; Montpellier.
- HEROLD, R. (1970): Sedimentpetrographische und mineralogische Untersuchungen an pelitischen Gesteinen der Molasse Niederbayerns.- Diss. Univ. München, 132 S.; München.
- HILLER, O.K. (1976): Exkursion E: Die geomorphologische Zonenfolge der Allgäuer Alpen.- Mitt. Verband Dt. Höhlen- u. Karstforscher, **22**: 165–173; München.
- HÖFLE, H.-C. & KUHNERT, C. (1969): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8331 Bayersoien.- 122 S.; München.
- HOFMANN, F. (1958): Vulkanische Tuffhorizonte in der Oberen Süßwassermolasse des Randen und Reiat. Kanton Schaffhausen.- *Eclogae geol. Helv.*, **51**: 371–377; Basel.
- HOFMANN, F. (1965): Die stratigraphische Bedeutung der Bentonite und Tufflagen im Molasseecken.- Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., **47**: 79–90; Stuttgart.
- HOFMANN, T., MANDL, G., PERESSON, H., PESTAL, G., PISTOTNIK, J., REITNER, J., SCHARBERT, S., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.-P., KRENMAYR, H.G. [Red.] (2002): *Rocky Austria: Eine bunte Erdgeschichte von Österreich*.- 2. Aufl., 64 S.; Wien.
- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1999): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rieses 1:50 000.- *Geologica Bavarica*, **104**: 7–76; München.
- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (2003): Meteoritenkrater Nördlinger Ries.- Wanderungen in die Erdgeschichte, **10**: 144 S.; München.
- JERZ, H. (1974a): Die Deckenschotterlandschaft westlich Augsburg.- In: INQUA LÖSSKOMMISSION [Hrsg.]: Exkursionsführer durch Lößgebiete Süddeutschlands der INQUA-Lößkommission: 5 S.; München.
- JERZ, H. (1974b): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8327 Buchenberg.- 181 S.; München.
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern.- 243 S; Stuttgart.
- JERZ, H., GROTTENTHALER, W. & SCHWARZMEIER, J. (1983): Quartär.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 3. Auflage: 134–151; München.
- JERZ, H. & SCHWARZMEIER, J. (1981): Pleistozän - Periglazialer Bereich.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 142–149; München.
- JERZ, H., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINIG, H. (1975): Zur Geologie des Iller-Mindel-Gebietes.- *Geologica Bavarica*, **74**: 99–130; München.
- JERZ, H. & WAGNER, R. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7927 Amendingen.- 130 S.; München.
- JERZ, H. & ZIEGLER, J.H. (1983): Quartär und Molasse im voralpinen Westallgäu (Exkursion F am 8. April 1983).- Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F., **65**: 85–98; Stuttgart.

- JÜRGES, R.-A. (1970): Zur Geologie des Eistobels/Allgäu.- *Geologica Bavarica*, **63**: 119–139; München.
- KEILHACK, K. (1920): Das Rätsel der Lössbildung.- *Z. Dt. Geol. Ges.*, **72B**: 146–167; Berlin.
- KEIM, G., GLASER, S. & LAGALLY, U. (2004): Geotope in Niederbayern.- *Erdwiss. Beiträge z. Natursch.*, **4**: 172 S.; München.
- KOHLER, E. (1977): Der historische Erzbergbau im Iller- und Ostrachtal.- *Allgäuer Geschichtsfreund* **77**: 82–95; Kempten.
- KUHN, R. (1987): Neufund eines obermiozänen Primatenzahnes aus dem Günzburger Raum.- *Documenta naturae* **38**: 43–45; München.
- KUHNERT, C. & OHM, R.R. (1974): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8330 Roßhaupten.- 102 S.; München.
- KUHNERT, C. & ROHR, W.-M. (1975): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8230 Lechbruck.- 99 S.; München.
- LAGALLY, U., KUBE, W. & FRANK, H. (1993): Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern - Ergebnisse einer Erstaufnahme.- *Erdwiss. Beiträge z. Naturschutz*, 1. Aufl., 168 S.; München.
- LEMCKE, K. (1988): *Geologie von Bayern, 1 Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit.*- 175 S., Stuttgart.
- LEMCKE, K. & VOLLMAYR, TH. (1970): Führer zur Exkursion in die Allgäuer Faltenmolasse am 21. Juni 1970.- *Bull. Ver. Schweiz. Petrol -Geol. u. -Ing.*, **37**: 18–24; Basel.
- LIEDHOLZ, J. (1983): Helvetikum und Nördliche Flyschzone im Allgäu westlich der Iller, an der Breitach und im Balderschwanger Tal (Exkursion E am 7. April 1983).- *Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.*, **65**: 61–83; Stuttgart.
- LÖFFLER, R. (1924): *Das Ries - eine geologische Studie.*- Aus der Heimat, **37**.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte.- *Heidelberger Geogr. Arb.*, **45**: 157 S.; Heidelberg.
- LÖSCHER, M., MÜNZING, K. & TILLMANN, W. (1978): Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lechplatte und Genese ihrer Schotter im Altpleistozän.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **28**: 69–82; Öhringen.
- LUTZEIER, H. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Meeresmolasse in der Ulmer Gegend.- *N. Jb. Min. Geol. Pal.*, **56**: 117–180; Stuttgart.
- MELOSH, H.J. (1989): *Impact Cratering. A Geological Process.*- VII + 245 S.; New York.
- MEYNEN, E. & SCHMIDTHÜSEN, J. [Hrsg.] (1953-1959): *Handbuch der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands.*- 6 Lieferungen; Remagen.
- OBLINGER, H. (1976): Findlingsblöcke am Kemptner Wald.- *Ber. Naturwiss. Ver. f. Schwaben e.V.*, **79**: 29–40; Augsburg.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901-1909): *Die Alpen im Eiszeitalter.*- 3 Bde., 1199 S.; Leipzig.
- PÖSGES, G. & SCHIEBER, M. (1994): *Das Rieskrater-Museum Nördlingen.*- 112 S.; München.
- PRESCHKE, F. (2001): *Wasserfälle in Deutschland.*- 158 S.; Hannover.
- PRIETO, J., BÖHME, M., MAURER, H., HEISSIG, K. & AZIZ, H.A. (2009): Biostratigraphy and sedimentology of the Fluviale Untere Serie (Early and Middle Miocene) in the central part of the North Alpine Foreland Basin: implications for palaeoenvironment and climate.- *Int. J. Earth Sci.*, **98**: 1776–1791; Berlin.
- RATHJENS, C. (1950): Quartärgeologische Exkursion durch das Gebiet des diluvialen Iller-, Lech- und Isargletschers.- *Geologica Bavarica*, **6**: 121–124; München.
- REGIERUNG VON SCHWABEN (Hrsg.) (2006): *Das Benninger Ried - Insel der Vielfalt.*- 104 S.; Augsburg.

RITTMANN, A. (1981): Vulkane und Ihre Tätigkeit.- 3. Auflage: 442 S.; Stuttgart.

RÖGNER, K. (1980): Die pleistozänen Schotter und Moränen zwischen oberem Mindel- und Wertachtal.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **30**: 125–144; Hannover.

RÖGNER, K. (1986): Die quartären Ablagerungen beiderseits des Östlichen Günztales zwischen den Marktorten Rettenbach und Ronsberg (Bayerisch Schwaben).- *Jahresber. und Mitt. oberrhein. Geol. Verein, N.F.*, **68**: 177–188; Stuttgart.

RÖPER, M., ROTHGAENGER, M. & ROTHGAENGER, K. (2000): Die Plattenkalke von Schernfeld (Landkreis Eichstätt).- 128 S.; Eichendorf.

ROPPELT, T. (1988): Die Geologie der Umgebung von Obergünzburg im Allgäu mit sedimentpetrographischen Untersuchungen der glazialen Ablagerungen.- *Diss. Univ. München*, 109 S.; München.

ROSENDAHL, W., JUNKER, B., MEGERLE, A. & VOGT, J. (2006): Schwäbische Alb.- Wanderungen in die Erdgeschichte, **18**: 158 S.; München.

SCHÄFER, I. (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50 000.- 92 S.; München.

SCHÄFER, I. (1973): Das Grönenbacher Feld. Ein Beispiel für Wandel und Fortschritt der Eiszeitforschung seit Albrecht Penck.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **23/24**: 168–200; Öhringen.

SCHEDLER, J. (1979): Neue pollenanalytische Untersuchungen am Schieferkohlevorkommen des Uhlenberges bei Dinkelscherben (Schwaben).- *Geologica Bavarica*, **80**: 165–182; München.

SCHUEENPFLUG, L. (1977): Zur Tal- und Flußgeschichte der Paar bei Ottmaring südöstlich von Augsburg.- *Jahresbericht des Heimatvereins für den Landkreis Augsburg e.V.*, **1977**: 107–126; Augsburg.

SCHUEENPFLUG, L. (1978): Zur Flußgeschichte der Paar südöstlich Augsburg (Bayerisches Alpen-

vorland).- *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung (Fink-Festschrift)*: 579–584; Wien.

SCHUEENPFLUG, L. (1979): Der Uhlenberg in der östlichen Iller-Lech-Platte (Bayerisch Schwaben).- *Geologica Bavarica*, **80**: 159–164; München.

SCHUEENPFLUG, L. (1980): Neue Funde ortsfremder Weißjuragesteine in Horizonten der südbayerischen miozänen Oberen Süßwassermolasse um Augsburg. (Ein Beitrag zum Problem der Reuter'schen Blöcke).- *Jber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. N.F.*, **62**: 131–142; Stuttgart.

SCHUEENPFLUG, L. (1986a): Die altpleistozäne Donau in Bayerisch-Schwaben – Gesteinskunde löst ungeklärte Fragen.- *Aufschluss*, **37**: 213–224; Heidelberg.

SCHUEENPFLUG, L. (1986b): Neue Funde ortsfremder Weißjurabrocken in Augsburg.- *Berichte des Naturwiss. Vereins für Schwaben e.V.*, **90**: 31–32; München.

SCHUEENPFLUG, L. (1991): Die frühpleistozäne Augsburger Altwasserscheide am Ostrand der Iller-Lech-Platte (süddeutsches Alpenvorland, Bayern).- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **41**: 47–55; Stuttgart.

SCHLEICH, H.H. (1985): Zur Verbreitung tertiärer und quartärer Reptilien und Amphibien in Süddeutschland.- *Münchener geowiss. Abh., A 4*: 67–149; München.

SCHMID, W. (2002): Ablagerungsmilieu, Verwitterung und Paläoböden feinklastischer Sedimente der Oberen Süßwassermolasse Bayerns.- *Diss. Univ. München*, 247 S.; München.

SCHMIDT-KALER, H. & TREIBS, W. (1970): Exkursionsführer zur geologischen Übersichtskarte des Rieses 1:100 000.- 68 S.; München.

SCHNETZER, R. (1941): Ein Vorkommen diluvialer Schieferkohle am Kienberg bei Füssen am Lech.- *Ber. Reichsstelle f. Bodenforsch.*, **1941/1 u. 2**: 1–8; Wien.

- SCHOLZ, H. (1986): Das Allgäu im Hochglazial – Grönland heute, ein Vergleich.- Ber. Naturwiss. Verein Schwaben, **90**: 1–26; Augsburg.
- SCHOLZ, H. (1993): Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des Landkreises Lindau.- Mitt. Naturwiss. Verein Schwaben, **79**: 56 S.; Augsburg.
- SCHOLZ, H. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft.- 305 S.; Stuttgart.
- SCHOLZ, H. (2000): Die Helvetischen Berge in den Allgäuer Alpen.- Karst u. Höhle, **2000/2001**: 31–50; München.
- SCHOLZ, H. & SCHOLZ, U. (1981): Das Werden der Allgäuer Landschaft. Eine kleine Erdgeschichte des Allgäus.- Allgäuer Heimatbücher, **81**: 152 S.; Kempten.
- SCHOLZ, H. & ZACHER, W. (1983): Geol. Übersichtskarte 1:200 000, CC 8726 Kempten (Allgäu); Hannover.
- SCHWERD, K. (1978): Über die Bausteinschichten der Allgäuer und östlichen Vorarlberger Faltenmolasse zwischen Lech und Bregenzer Ach.- Geol. Jb., **A46**: 3–24; Hannover.
- SCHWERD, K. (1983a): Helvetikum, Ultrahelvetikum, Feuerstätter Decke, Rhenodanubischer Flysch und Arosa-Zone zwischen Burgberg und Hindelang (Exkursion G am 8. April 1983).- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F., **65**: 99–112; Stuttgart.
- SCHWERD, K. (1983b): Quartär, Molasse und Nordrand des Helvetikums zwischen Kollerbach (nordwestlich Kempten) und Grünten (Exkursion D am 7. April 1983).- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F., **65**: 45–60; Stuttgart.
- SCHWERD, K. (1983c): Quartär, Helvetikum, Feuerstätter Decke, Rhenodanubischer Flysch und Kalkapin zwischen Ostrachtal und Oberstdorf (Exkursion K am 9. April 1983).- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F., **65**: 131–141; Stuttgart.
- SCHWERD, K. (1986): Geologie des deutschen Staatsgebietes der Blätter 8423 Kressbronn am Bodensee und 8424 Lindau (Bodensee).- Geologica Bavarica, **90**: 17–90; München.
- SCHWERD, K., BADER, K., GALL, H., HÄUSSLER, H., JERZ, H., LAFORCE, W., SCHUCH, M. & WROBEL, J.-P. (1983): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8328 Nesselwang West.- 192 S.; München.
- SCHWERD, K., EBEL, R., JERZ, H. (1983): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8427 Immenstadt i. Allgäu.- 258 S.; München.
- SCHWERD, K. & RISCH, H. (1983): Zur Stratigraphie und Herkunft der Feuerstätter Decke im Oberallgäu.- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **65**: 279–290; Stuttgart.
- SIGL, W. (1964): Geologische Spezialuntersuchungen im Helvetikum und Ultrahelvetikum des Bregenzer Waldes im Bereich von Bezau, östlich der Bregenzer Achse.- Unveröff. Dipl.-Arbeit TU München.
- SELG, M. (1989): Geologie.- In: Landesarchivdirektion Baden Württemberg [Hrsg.]: Der Alb-Donau-Kreis, 11–25; Sigmaringen.
- SINN, P. (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletscher-Vorland.- Heidelberger geograph. Arb., **37**: 159 S. Heidelberg.
- SPITZELBERGER, G. (1984): Die Rieskatastrophe in ihrer Auswirkung auf die Florengeschichte Mitteleuropas.- Naturwiss. Z. f. Niederbayern, **30**: 173–177; Landshut.
- STARKE, B. (1963): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses, SW-Quadrant des Positionsblattes Heidenheim 407.- Unveröff. Dipl.-Arbeit LMU München.
- STEPHAN, W. (1952): Ein tortoner vulkanischer Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns.- Geologica Bavaria, **14**: 76–85; München.
- STEPP, R. (1981): Das Böhener Feld.- Mitt. Geogr. Ges. München, **66**: 43–68; München.

- STORZER, D. & GENTNER, W. (1970): Spaltspuren-Alter von Riesgläsern, Moldaviten und Bentoniten.- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **52**: 97–111; Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, **2**: 710 S.; Wien.
- TROLL, C. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen.- Forsch. z. dt. Lds.- u. Volkskde., **24**: 157–256; Stuttgart.
- ULBIG, A. (1994): Vergleichende Untersuchungen an Bentoniten, Tuffen und sandig-tonigen Einschaltungen in den Bentonitlagerstätten der Oberen Süßwassermolasse Bayerns.- Diss. Techn. Univ. München, 245 S.; München.
- ULBIG, A. (1999): Untersuchungen zur Entstehung der Bentonite in der bayerischen Oberen Süßwassermolasse.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **214**: 497–508; Stuttgart.
- UNGER, H.J., FIEST, W. & NIEMEYER, A. (1990): Die Bentonite der ostbayerischen Molasse und ihre Beziehungen zu den Vulkaniten des Pannonischen Beckens.- Geol. Jb., **D96**: 67–112; Hannover.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten.- 24 S., Wien.
- VOLLMAYR, TH. & ZIEGLER, J. (1976): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8425 Weiler i. Allgäu.- 76 S.; München.
- VOLLMAYR, TH. (1958): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8426 Oberstaufen.- 55 S.; München.
- WAGNER, G. (1950): Rund um Hochifen und Gottesackergebiet.- 116 S; Öhringen.
- WAGNER, G. (1957): Findling als Urkunde.- Allgäuer Heimatkalender 1957; Kempten.
- WAGNER, G. (1963): Raumbilder zur Erd- und Landschaftsgeschichte Südwestdeutschlands.- Das Bild in Forschung und Lehre, **3**: 32 S.; Stuttgart.
- WAGNER, G. (1965): Über Bestand und Entstehung typischer Riesgesteine.- Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **7**; Freiburg/Brsg.
- WEIDICH, K.F., SCHWERD, K. & IMMEL, H. (1983): Das Helvetikum-Profil im Steinbruch „An der Schanz“ bei Burgberg/Allgäu: Lithologie, Stratigraphie und Makrofauna.- Zitteliana, **10**: 555–573; München.
- WUNDERLICH, H.G. (1974): Die Bedeutung der Süddeutschen Großscholle in der Geodynamik Westeuropas.- Geol. Rundschau, **63**: 755–772; Stuttgart.
- ZACHER, W. (1983): Schnitt A – B.- Geol. Übersichtskarte 1:200 000, CC 8726 Kempten (Allgäu); Hannover.
- ZIEGLER, J.H. (1975): Alttertiäre Eisenerze am bayerischen Alpenrand.- Geol. Jb., **D10**: 239–253; Hannover.



Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz Band 7

Der Band „Geotope in Schwaben“ gibt einen Überblick über den geologischen Bau sowie die wichtigsten und schönsten Geotope dieses südbayerischen Raumes. Damit soll er dazu beitragen, das Bewusstsein für die Bedeutung dieser wertvollen Naturschätze Bayerns zu schärfen und so die dauerhafte Bewahrung der Lesezeichen der Erdgeschichte zu fördern.