

Geotope in Niederbayern



Bayerisches Geologisches Landesamt

GEOTOPE IN NIEDERBAYERN

von

Gertrud Keim, Stefan Glaser und Ulrich Lagally

Herausgeber und Verlag:
Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstr. 128, D-80797 München
eine Behörde im Geschäftsbereich des Bayerischen Staatsministeriums
für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz

ISSN 0945-1765

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einzelaufnahme
Gertrud Keim, Stefan Glaser und Ulrich Lagally
Geotope in Niederbayern
ISSN 0945-1765

Anschriften der Verfasser:
Dr. Gertrud Keim: Schollstaße 2, 82131 Gauting
Dr. Stefan Glaser, Dr. Ulrich Lagally: Bayerisches Geologisches Landesamt,
Heßstraße 128, D-80797 München

Vordere Umschlagseite: Der „Wachsende Felsen“ bei Usterling im Landkreis
Dingolfing-Landau ist die größte Steinerne Rinne Bayerns.

Hintere Umschlagseite: Am Großen Pfahl bei Viechtach im Landkreis Regen tritt die Quarz-
füllung der 150 Kilometer langen Störungszone im Grundgebirge
Ostbayerns besonders markant zu Tage.

Alle Rechte vorbehalten
© Bayerisches Geologisches Landesamt 2004

Digitale Bildbearbeitung, Grafik: Anna-Maria Feldtkeller (Bayer. Geol. Landesamt)
Satz, Layout, Grafik: Robert Reichel (Bayer. Geol. Landesamt)
Druck: Copyprint München

ISSN 0945-1765

Printed in Germany
Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstr. 128, D-80797 München, Germany

Tel: 089 / 9214-2600
Fax: 089 / 9214-2647
E-mail: poststelle@gla.bayern.de
Internet: www.geologie.bayern.de

INHALT

Vorwort	4
Einleitung	5
1 Geotope – Grundlage eines sanften Geo-Tourismus	6
2 Naturraum Niederbayern	10
2.1 Geographischer Überblick und naturräumliche Gliederung	10
2.2 Erdgeschichtliche Entwicklung der niederbayerischen Landschaften	14
2.3 Geologische Gliederung und Gesteine	16
Kristallines Grundgebirge	16
Deckgebirge	26
3 Geotope in Niederbayern – ein kurzer Überblick	40
3.1 Bisheriger Stand der Erfassung	40
3.2 Deggendorf	44
3.3 Freyung-Grafenau	56
3.4 Kelheim	70
3.5 Landshut	86
3.6 Passau	98
3.7 Regen	114
3.8 Rottal-Inn	130
3.9 Straubing-Bogen	144
3.10 Dingolfing-Landau	156
4 Literatur	166

VORWORT

Unsere bayerische Heimat ist reich an Geotopen. Sie erhöhen die Attraktivität einer Region für heimatkundlich orientierte Bürger und an Geologie und Erdgeschichte interessierte Touristen. Die Ziele des Geotopschutzes sind in der Öffentlichkeit nur unzureichend bekannt. Selbst die ortsansässige Bevölkerung kennt die bedeutendsten Geotope ihrer näheren Heimat oft nicht. Interesse für das geologische Naturerbe ist jedoch eine wesentliche Voraussetzung für seinen Schutz. Nur was man kennt, schätzt und schützt man auch.

Um die Bedeutung für unsere „steingewordene Erdgeschichte“ der breiten Bevölkerung näher zu bringen, hat das Bayerische Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz 2002 das Projekt „Bayerns schönste Geotope“ gestartet. Erläuterungstafeln, Hinweisschilder und gedruckte Kurzinformationen sowie Beiträge im Internet vermitteln die Aufgaben und Ziele des modernen Geotopschutzes auf verständliche und anschauliche Weise. Unser Ziel ist, bis 2008 in allen bayerischen Regierungsbezirken insgesamt 100 wichtige Geotope der Öffentlichkeit zu präsentieren.

Das Vorhaben ist ein wichtiger Schritt zur Erhaltung unseres Naturerbes; es fördert aber auch Heimatbewusstsein und naturnahen „sanften“ Tourismus. Jeder mit dem Gütesiegel „Bayerns schönste Geotope“ ausgezeichnete Geotopstandort weckt damit Lust auf Natur und lässt Geologie hautnah erleben.

Grundlage dieses bisher einzigartigen Vorhabens ist der GEOTOPKATASTER BAYERN, der seit 1985 vom Bayerischen Geologischen Landesamt aufgebaut wird. In dieser Datenbank sind inzwischen weit über 3000 Einzelgeotope erfasst. Ein Grossteil der Daten steht Interessierten auch im Internet unter www.geotope.bayern.de zur Verfügung.

Der vorliegende Band „Geotope in Niederbayern“ führt in das kristalline Grundgebirge des Bayerischen Waldes und sein vorgelagertes Tertiärhügelland. Anhand von ausgewählten Geotopen wird die Entwicklung Bayerns in den vergangenen Jahrtausenden verdeutlicht. Die Veröffentlichung ist der vierte Band in der Reihe „Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz“ des Bayerischen Geologischen Landesamts.



Dr. Werner Schnappauf
Bayerischer Staatsminister für Umwelt, Gesundheit
und Verbraucherschutz



Emilia Müller
Staatssekretärin im Bayerischen Staatsministerium
für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz

EINLEITUNG

Geotope sind Dokumente der Erdgeschichte und der Evolution, natürliche Forschungslabors, Elemente unserer Landschaften, Grundlage von Biotopen. Diese Blätter im Buch der Erdgeschichte als Teil unseres Naturerbes besitzen daher für die Erforschung des Planeten Erde und der ihn gestaltenden Vorgänge, aber auch für unsere Bemühungen um eine vielfältige, artenreiche und gesunde Umwelt einen besonderen Wert. Es ist daher völlig klar, dass wichtige Geotope auf Dauer erhalten werden müssen.

Diese Erkenntnis ist so alt wie die Naturschutzbewegung selbst. Doch trotz der Bemühungen zum Schutz von besonderen erdgeschichtlichen Bildungen bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts erfolgten rechtliche Unterschutzstellungen in der Vergangenheit nicht immer aus fachlichen Erwägungen. Ausschlaggebend war mehr die Schönheit oder Eigenart, weniger die Aussagekraft und damit der fachliche Wert der Objekte.

Sinnvolle Schutzmaßnahmen für Geotope bedürfen vor allem einer fachlich fundierten Grundlage. Deshalb sollen im GEOTOPKATASTER BAYERN des Bayerischen Geologischen Landesamt künftig alle wichtigen Geotope in Bayern erfasst sein. Eine Übersichtserhebung ist bereits durchgeführt; zusätzlich wurden viele Anregungen aufgenommen, die in den nächsten Jahren überprüft werden.

Mit dem bisherigen Aufbau des Geotopkatasters konnte ein wichtiges, viel beachtetes Teilziel erreicht werden. Die Verbesserung der Geotop-Datenbasis ist jedoch eine Zukunfts- und ebenso eine Daueraufgabe. Denn das Informationsnetz muss noch enger geknüpft werden, um wirklich alle wichtigen Geotope in Bayern zu kennen. Gleichzeitig ist aber eine ständige Aktualisierung des Datenbestand unerlässlich.

Seit Beginn der Arbeiten fließen die Ergebnisse aus der Geotoperfassung in die Naturschutzarbeit in Bayern ein. Darüber hinaus werden die Belange des Geotopschutzes auch in alle raumbedeutsamen Verwaltungsverfahren, an denen das Geologische Landesamt beteiligt ist, eingebracht. Somit kann auf einen Erhalt der wichtigsten Objekte hingewirkt werden.

Um die Arbeitsergebnisse besser umsetzen zu können, bedurfte es einer Konkretisierung der Ziele und des Rechtsrahmens des Geotop-

schutzes. Mit der Fortschreibung 2003 des Landesentwicklungsprogrammes Bayern ist der erste Schritt hierzu bereits erfolgt. Dies war vor allem auch im Sinne einer Nutzung von Geotopen für einen sanften „Geo-Tourismus“ erforderlich geworden. Denn immer mehr setzt sich die Erkenntnis durch, dass Geotope als die wesentliche Grundlage der seit einigen Jahren sich etablierenden Geoparks zu sehen sind und deshalb besonderer Beachtung und Pflege durch lokale Paten und die Bevölkerung vor Ort bedürfen.

Bereits von Anfang an verfolgte das Bayerische Geologische Landesamt das Ziel, die Ergebnisse seiner Tätigkeiten zum Geotopschutz auch der interessierten Öffentlichkeit auf anschauliche Weise zu vermitteln. Deshalb wurden seit 1993 zusammenfassende Darstellungen über die wesentlichen geologischen Besonderheiten einzelner Regierungsbezirke veröffentlicht. Ebenso wie seine Vorgänger kann aber auch der Band „Geotope in Niederbayern“ nur einen Überblick über den geologischen Bau, die erdgeschichtliche Entwicklung und einige wichtige wie auch typische Geotope der Region liefern. Doch trotz aller Kürze soll er den Anstoß geben, unser geologisches Naturerbe besser kennen zu lernen, zu genießen und auf Dauer zu bewahren.



Prof. Dr. Hubert Schmid
Präsident des
Bayerischen Geologischen Landesamtes

1 GEOTOPE – GRUNDLAGE EINES SANFTEN GEO-TOURISMUS

Ihre Beliebtheit als Urlaubsland verdanken weite Teile Bayerns der Schönheit und Vielfalt ihrer Landschaften. Bizarre Felsen, kühle Quellen, geheimnisvolle Höhlen und andere herausragende Teile der unbelebten Natur zogen von jeher das Interesse der Menschen auf sich. Dichter und Maler widmeten sich ihnen ebenso wie Naturforscher. So verwundert es nicht, dass die Erhaltung dieses Naturerbes vor knapp 200 Jahren am Anfang des Naturschutzgedankens stand (ZILONKOWSKY 1989). Trotzdem kennen bis heute viele Menschen die geologischen Grundlagen und Zusammenhänge, die unsere Landschaften prägten, nicht. Man kann sie am besten an den Objekten in der freien Natur, den Geotopen, erkennen. Denn diese natürlichen Forschungslabors sind am besten geeignet, Einheimischen wie Touristen die erdgeschichtliche Entwicklung und die Ursachen für die Schönheit unserer Landschaften begreiflich zu machen.

Geowissenschaftler beklagten seit langem den zunehmenden Verlust von wichtigen Dokumenten der Erdgeschichte (FREYBERG 1951). Um welche Objekte es sich dabei aber handelt, wurde erst vor wenigen Jahren festgelegt. Eine Arbeitsgruppe des Bund-Länder-Ausschusses Bodenforschung schuf mit einer Arbeitsanleitung für den Geotopschutz in Deutschland die Definitionen für Geotope und die fachlichen Grundlagen (AD-HOC-AG GEOTOPSCHUTZ 1996):

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.

Nach dieser sehr weit gefassten Definition stellt streng genommen die gesamte Erdoberfläche ein Mosaik von Geotopen dar. 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 schutzwürdig sind. Diese wurden wie folgt definiert:

Schutzwürdig sind diejenigen Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. 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.

Die Definitionen sind anthropozentrisch angelegt, das heißt, Geotope besitzen von sich aus nicht automatisch einen besonderen Wert. Sie erhalten ihn vielmehr dadurch, dass der Mensch sie als etwas Besonderes wahrnimmt. Die Bedeu-



Der linke Altarflügel in der Kirche von Usterling, der um 1520 entstanden ist, zeigt die Taufe Christi vor der Steinernen Rinne.

tung von Geotopen kann in ihrer Schönheit, Eigenart oder Seltenheit liegen, oder anders ausgedrückt: es bereitet Menschen Freude, diese Objekte zu erleben. Durch einen Schutz möchte man das gemeinsame Naturerbe für zukünftige Generationen erhalten. Diesem Gedanken folgend verfügte KÖNIG LUDWIG I. von Bayern schon im Jahr 1840 die Erhaltung der Weltenburger Enge bei Kelheim. Mit diesem ersten Schutzgebiet in Bayern sollten die romantischen Felspartien erhalten werden, die durch Kalksteinabbau bedroht waren.

Weniger offensichtlich als bei markanten Landschaftsformen, aber nicht weniger wichtig ist eine weitere Eigenschaft von Geotopen: Sie sind unschätzbare Informationsspeicher für Geschichte und Heimatkunde sowie insbesondere für die geowissenschaftliche Forschung und Lehre. Eine große Zahl von Gesteinsfreilegungen, sogenannten Aufschlüssen, wird regelmäßig von jeder neuen Studentengeneration besucht. Viele Gesteine geben immer noch große Rätsel auf und werden mit immer neueren Methoden untersucht. Gehen die entsprechenden Aufschlüsse aber verloren, wird meist ein Dokument unwiederbringlich zerstört: Ein Fenster der Erdgeschichte wird für immer geschlossen. Sofern kein geeignetes Vergleichsobjekt vorhanden ist, kann die gemachte Beobachtung oder Messung nicht mehr reproduziert werden. Wenn zudem durch an anderer Stelle gewonnene Erkenntnisse Zweifel an der ursprünglichen Aussage aufkommen, ist eine eindeutige Klärung des Sachverhalts nicht mehr möglich.

Die Begriffe Schönheit, Eigenart oder Seltenheit findet man im bayerischen Naturschutzgesetz. Sie treffen häufig auch auf Geotope zu, jedoch ist ein automatischer Schutz, wie er für einige Biotoptypen gesetzlich verankert ist, für Geotope nicht sinnvoll. Denn Geotope sind niemals identisch, wie dies bei Tier- und Pflanzenarten der Fall ist. Ein rechtlicher Schutz wird daher, sofern der Geotop die entsprechende Bedeutung aufweist, erst nach Prüfung des Einzelfalls durch die Naturschutzbehörden erlassen.

„Nur was man kennt, schätzt und schützt man auch.“ Aus dieser Grundüberlegung heraus hat das Bayerische Geologische Landesamt bereits 1985 begonnen, die wichtigen Geotope Bayerns

zu erfassen und im GEOTOPKATASTER BAYERN zu registrieren. Fast 2700 Geotope sind hierin mittlerweile digital katalogisiert und bewertet. Weiterhin liegen Informationen von ca. 3700 Höhlen vor, die von privaten bayerischen Höhlenvereinen für Zwecke des Geotopschutzes weitergegeben wurden. In Niederbayern befinden sich 341 der erfassten Geotope und 140 Höhlen. Einen Anspruch auf Vollständigkeit kann der GEOTOPKATASTER BAYERN trotzdem noch nicht erheben: Etwa 2200 Geotope sind derzeit noch zur Neuaufnahme vorgeschlagen.

Ein verstärktes staatliches Engagement muss sich zwangsläufig auf eine Auswahl von Geotopen beschränken. Bei der zu betreuenden Landesfläche von über 70.000 Quadratkilometern können für die große Mehrzahl der Geotope die nötigen Schutz- und Pflegemaßnahmen nicht zentral vom Geologischen Landesamt veranlasst oder gar durchgeführt werden: Die Geotope müssen regional betreut werden. Dies setzt jedoch voraus, dass das hierfür nötige Wissen und Bewusstsein in der Öffentlichkeit vorhanden ist. Das Bayerische Geologische Landesamt betreibt daher seit langem intensive Öffentlichkeitsarbeit zum Geotopschutz. Die Broschüren „Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern“ (LAGALLY et al. 1993), „Geotope in Oberfranken“ (EICHHORN et al. 1999) und „Geotope in Mittelfranken“ (GLASER et al. 2001) richten sich an den geowissenschaftlich interessierten Laien und haben breites Interesse gefunden. Seit dem Jahr 2000 ist die Mehrzahl der erfassten Geotope Bayerns auch für die Öffentlichkeit über das Internet unter www.geotope.bayern.de recherchierbar. Durch Klicken auf eine Bayernkarte oder über eine Stichwortsuche erhält der Benutzer Auskunft über die Geotope seiner Heimat oder an seinem Urlaubsort. Zu jedem Geotop kann ein „Steckbrief“ mit kurzer Beschreibung, Foto und Kartenausschnitten abgerufen werden.

„Geologie erleben!“ lautet das Motto des Projekts „Bayerns schönste Geotope“, das der Bayerische Staatsminister für Landesentwicklung und Umweltfragen, Dr. Werner Schnappauf, im Jahr 2002 am Großen Pfahl bei Viechtach gestartet hat. Das Vorhaben hat zum Ziel, in den kommenden Jahren die wichtigsten Geotope Bayerns auszuzeichnen und mit Schautafeln zu versehen (BRANDT et al. 2003). Auf diese Weise

soll nicht nur das Bewusstsein für den Geotopschutz in der Öffentlichkeit geschärft, sondern auch ein Beitrag zum sanften Geo-Tourismus geleistet werden, der weder große Investitionen erfordert, noch landschaftsverbrauchende Baumaßnahmen mit sich bringt. Das in den letzten Jahren zunehmende Interesse der Allgemeinheit an Geotopen hat inzwischen schon eine erfreuliche Anzahl von lokalen Initiativen hervorgebracht. In vielen Fällen haben Gemeinden „Patenschaften“ für einzelne Geotope übernommen und kümmern sich nun laufend um die Pflege „ihrer“ Geotope.



„Geologie erleben!“ ist das Motto des Projekts „Bayerns schönste Geotope“.

Für viele Menschen spielt bei der Entscheidung für ein Urlaubsziel die Landschaft am Urlaubsort eine wichtige Rolle. Je attraktiver eine Landschaft, desto mehr Interesse weckt sie. Häufig sind gerade die Geotope das Typische oder Kuriose der jeweiligen Region. Auch wenn sie bisweilen nicht in wissenschaftlichem Sinne interessant sind, so besitzen sie doch oft heimatkundliche Bedeutung. Als Beispiel seien der Nationalpark Bayerischer Wald und die Naturparks

in Ostbayern genannt. Die wilde felsige Landschaft des Hinteren Bayerischen Waldes war sicherlich der Hauptgrund dafür, Teile dieses Gebietes zum Nationalpark zu erklären. Denn in der Landschaft liegt die Besonderheit der Region, die auch die besondere Anziehungskraft für den Tourismus begründet.



Die Attraktivität von Landschaften und ihren erdgeschichtlichen Dokumenten macht sich eine Initiative zu Nutze, die seit einigen Jahren rasant an Bedeutung gewinnt. Nicht nur in Deutschland, sondern europa- und seit kurzem auch weltweit werden sogenannte „GeoParks“ eingerichtet. Initiiert von lokalen Akteuren, Bildungs- und Tourismuseinrichtungen in Gebieten, die reich an markanten Geotopen, Lehrpfaden, Museen usw. sind, sollen sie verstärkt einen sanften Geo-Tourismus fördern. Bei diesen räumlich genau definierten Bereichen handelt es sich nicht um neue Schutzgebiete, sondern um ein Bündnis mit dem Ziel, Zusammenhänge des empfindlichen Systems Erde zu verdeutlichen und damit das Verantwortungsbewusstsein für die Natur im eigenen Lebensumfeld zu stärken.

„In Nationalen GeoParks wird die Bedeutung geologischer und geomorphologischer Prozesse für die räumliche Verteilung natürlicher Ressourcen, aber auch für die Landnutzung, die Oberflächengestalt sowie die Wirtschafts- und Kulturgeschichte nach innen und außen bewusst und „erlebbar“ gemacht.“ (MATTIG et al. 2003). Ziele des Natur- und Umweltschutzes sollen sich in ihnen mit der Förderung regionaler Wirtschaftsentwicklung sozialverträglich verbinden. Durch Präsentation, Erhaltung und nachhaltige Nutzung des geologischen Erbes sollen Nationale Geo-

Parks zur Verwirklichung der Ziele der Agenda 21 und des „World Summit for Sustainable Development“ beitragen.

GeoParks sind damit das jüngste Instrument, mit dem gleichzeitig das erdgeschichtliche Naturerbe erhalten, sanfter Geo-Tourismus gefördert und Umweltbildung erreicht werden soll. Damit werden die bisherigen Initiativen zum Schutz und zur Erschließung des touristischen Potenzials gebündelt. Eine wesentliche Grundlage für das Erreichen des Zieles liefern die Geotope. Sollen sie erfolgreich zur Attraktivität einer Region beitragen, ist es daher wichtig, sie in ein stimmiges Gesamtkonzept einzubinden.



Mit der Eröffnung der ersten Schautafel am Großen Pfahl bei Viechtach wurde das Projekt „Bayerns schönste Geotope“ der Öffentlichkeit vorgestellt.

Auch die Buchberger Leite und der Wachsender Felsen von Usterling gehören zu den schönsten Geotopen Bayerns



2 NATURRAUM NIEDERBAYERN

2.1 Geographischer Überblick und naturräumliche Gliederung

Der Regierungsbezirk Niederbayern nimmt den östlichen Mittelteil Bayerns ein. Er grenzt im Nordosten an Tschechien, im Südosten an Österreich und innerhalb Bayerns im Norden an den Regierungsbezirk Oberpfalz, im Westen und Süden an Oberbayern. Mit ca. 10.330 km² umfasst Niederbayern knapp 15% der Fläche Bayerns. In dem Gebiet leben ca. 1,2 Millionen Menschen, was knapp 10% der bayerischen Bevölkerung entspricht. Administrativ gliedert sich Niederbayern in die neun Landkreise Deggendorf, Freyung-Grafenau, Kelheim, Landshut, Passau, Regen, Rottal-Inn, Straubing und Dingolfing-Landau sowie in die drei kreisfreien Städte Landshut, Passau und Straubing.

Sanfte Hügellandschaften mit weiten Tälern einerseits und überwiegend bewaldete Mittelgebirge andererseits prägen die niederbayerischen Landschaften. Der Große Arber mit 1458 m und der Große Rachel mit 1453 m sind nicht nur die höchsten Berge Niederbayerns, sondern auch die höchsten Punkte Bayerns außerhalb der Alpen. Bäche und Flüsse aus beinahe dem gesamten Bezirk streben der Donau zu, die bei 280 m nach Österreich überwechelt. Nur entlang der Grenze nach Tschechien liegen einige kleine Gebiete, deren Wasser der Moldau und damit letztlich der Nordsee zufließt.

Die Eigenheiten der Landschaften und Naturräume spiegeln den geologischen Aufbau eines Gebietes wieder. Daher kann die naturräumliche Gliederung Deutschlands nach MEYNEN & SCHMIDTHÜSEN (1953-1959) in leicht abgewandelter Weise auch als Grundlage der Naturschutzarbeit und des Geotopschutzes dienen.

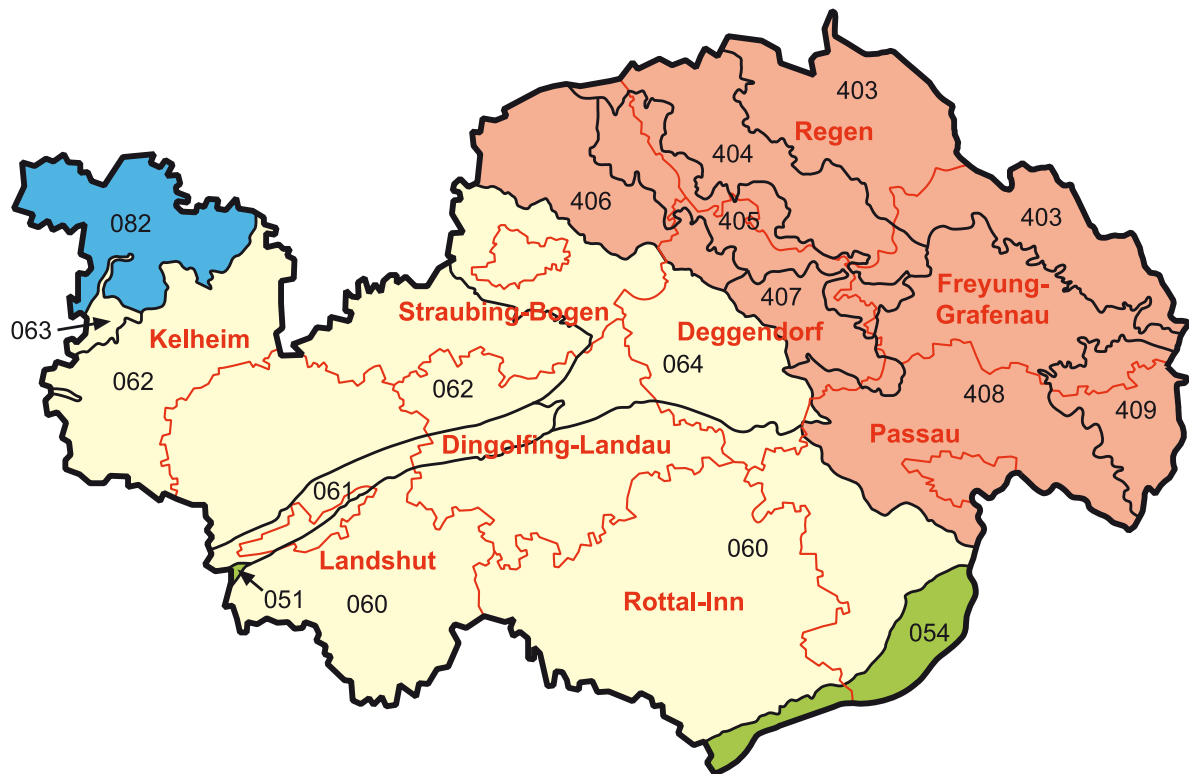
Niederbayern hat Anteil an vier naturräumlichen Haupteinheiten mit sehr unterschiedlichem landschaftlichem Charakter. Der **Bayerische Wald** im Nordosten wird durch das kristalline Grundgebirge geprägt, während im **Unterbayerischen Hügelland** im Süden die Sedimente der wesentlich jüngeren Molasse an der Oberfläche anstehen. Die Grenzlinie zwischen diesen beiden Einheiten verläuft etwa am Nordrand des Donautales. Der markante Anstieg zum Bayerischen

Wald ist bedingt durch den Donaurandbruch, eine bedeutende Verwerfungszone, an der die nordöstliche Scholle gegenüber der südwestlichen um 1 bis 2 km angehoben ist. Ein kleiner Teil von Niederbayern im westlichsten Abschnitt der Region wird vom mesozoischen Deckgebirge geprägt und gehört zur **Frankenalb**. Fast das gesamte Inntal und ein Stück des Isartals werden zu den **Inn-Isar-Schotterplatten** gerechnet.

Die Mittelgebirgslandschaft des **Bayerischen Waldes** liegt großteils in Höhen zwischen 500 und 1000 m. Mit etwa 900 bis 1600 mm Niederschlag pro Jahr liegt hier eine der niederschlagsreichsten Regionen Bayerns. Wald bedeckt einen Großteil der Fläche. Der Rest wird vor allem als Wiesen genutzt, Äcker sind vergleichsweise selten.

Im Falkensteiner Vorwald (406) und im Lallinger Winkel (407) steigt das Gelände in mehreren un-deutlichen Stufen von der Donauebene nach Norden an. Hier dokumentierte sich das Wechselspiel von Heraushebung und Abtragung des Bayerischen Waldes. Die Gebiete werden von metamorphen und magmatischen sowie mylonitischen Gesteinen entlang des Donaurandbruchs geprägt. Mehrere weite Täler, die mit Tertiärsedimenten gefüllt sind, greifen hier in das Grundgebirge ein.

Im Norden schließt sich der Vordere Bayerische Wald (405) an. Der breite Gebirgskamm, der überwiegend aus metamorphen Gesteinen aufgebaut wird, fällt nach Norden zur Regensenke (404) ab. Für die Entstehung der Senke sind die oft leichter verwitternden Gesteine entlang der bedeutenden Störungszone des Pfahls verantwortlich. Dessen Quarzgänge ragen dagegen oft als Härtlinge aus der Landschaft. Entwässert wird das Gebiet vom Fluss Regen, der einen weiten Umweg nach Nordwesten um den Vorderen Bayerischen Wald macht, bevor er die Donau erreicht. Nordöstlich der Regensenke schließt sich der Hintere Bayerische Wald (403) an. Der hier gelegene Hauptkamm des Gebirges verläuft etwa entlang der Grenze nach Tschechien und wird hauptsächlich von Gneisen und einzelnen Granit-



Inn-Isar-Schotterplatten

- 051 Münchner Ebene
- 054 Unteres Inntal

Unterbayerisches Hügelland

- 060 Isar-Inn-Hügelland
- 061 Unteres Isartal
- 062 Donau-Isar-Hügelland
- 063 Donaumoos
- 064 Dungau

Fränkische Alb (Frankenalb)

- 082 Südliche Frankenalb

Oberpfälzer und Bayerischer Wald

- 403 Hinterer Bayerischer Wald
- 404 Regensenke
- 405 Vorderer Bayerischer Wald
- 406 Falkensteiner Vorwald
- 407 Lallinger Winkel
- 408 Passauer Abteilland und Neuburger Wald
- 409 Wegscheider Hochfläche

massiven aufgebaut. Das Passauer Abteiland und der Neuburger Wald (408) sowie die Wegscheider Hochfläche (409) bilden den Ostteil des Bayerischen Waldes. Die Donau hat sich hier in einem tiefen engen Tal in das Grundgebirge eingeschnitten. Auch geologisch unterscheidet sich das Gebiet vom Rest des Bayerischen Waldes. Häufiger als andernorts sind hier die Gneise Marmore, Kalksilikatgesteine und Metabasite zwischengelagert. Auch die Graphitgneise und -schiefer stellen eine Besonderheit des Gebietes dar. Hinzu kommen die ausgedehnten Granitmassive von Hauzenberg und Fürstenstein.

Das **Unterbayerische Hügelland**, das in Niederbayern den Großteil des südlich der Donau gelegenen Gebietes einnimmt, wird vorwiegend landwirtschaftlich genutzt. Hier finden sich fruchtbare Lössböden, die sich sehr gut für Äcker mit verschiedenen Kulturen eignen. Wälder bedecken vor allem die Kuppenlagen des hügeligen Gebietes, das vorwiegend zwischen 300 und 500 m liegt. Es fallen durchschnittlich etwa 600-900 mm Niederschlag pro Jahr.

Das Isartal teilt das Hügelland in zwei große Teile: Nordwestlich liegt das Donau-Isar-Hügelland (062), südöstlich das Isar-Inn-Hügelland (060). Beide Gebiete werden von den Lockergesteinen



Das Hügelland südlich der Donau wird überwiegend landwirtschaftlich genutzt.

geprägt, die im Tertiär im Molassebecken am Nordrand der entstehenden Alpen abgelagert wurden. Die überwiegend unverfestigten Kiese, Sande und Tone, die das Becken heute erfüllen, können relativ leicht abgetragen werden. Sie geben der Landschaft dadurch ihr typisches Aussehen mit weichen, flachwelligen Geländeformen.



An klaren Tagen kann man vom Gipfel des Dreisesselbergs – über die bewaldeten Kuppen des Bayerischen Waldes und das tief gelegene Tertiärhügelland hinweg – die Alpen sehen.

Die Täler des Unterbayerischen Hügellandes sind hauptsächlich von quartären Sedimenten geprägt. Ganz im Westen hat Niederbayern noch einen Anteil am Donaumoos (063). Das Untere Isartal (061) durchzieht das Gebiet mit durchschnittlich 5 km Breite. Besonders markant sind aber die weiten Ebenen des Dungaues (064). Prägend für diese Gebiete sind vor allem eiszeitliche und nacheiszeitliche Schotterterrassen. Auf diesen liegen oft mächtige windverfrachtete Sedimente wie Flugsand und Löß. Auch feinkörnige Auenablagerungen und Moorbildungen sind keine Seltenheit.

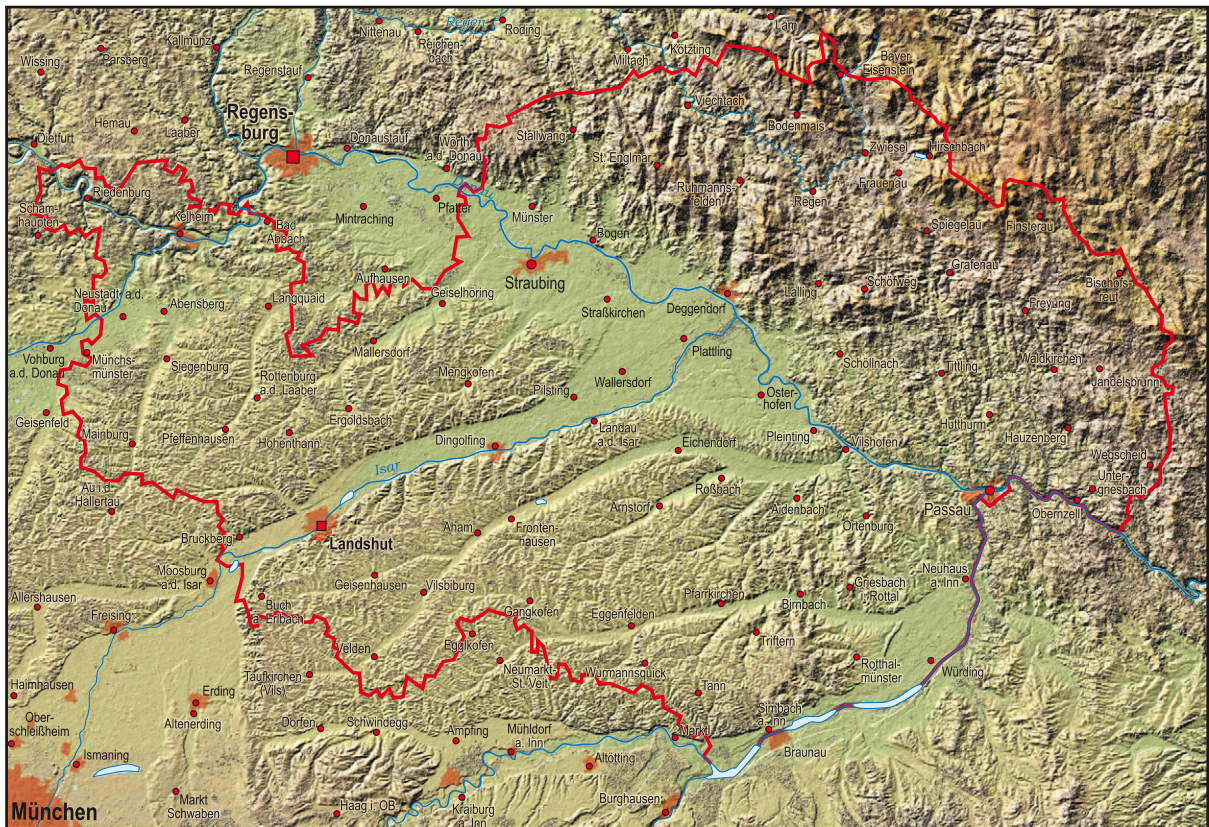
Den selben geologischen Untergrund haben auch jene Talbereiche in Niederbayern, die zu den **Inn-Isar-Schotterplatten** gerechnet werden. Hierzu gehört vor allem das bis zu 9 km breite Untere Inntal (054) im Südosten Nieder-

bayerns sowie oberhalb von Landshut ein kleiner Teil der Münchner Ebene (051).

Einen völlig anderen Aufbau, der sich auch in der Landschaft widerspiegelt, zeigt dagegen die **Fränkische Alb**. Ein kleiner Teil der Südlichen Frankenalb (082) liegt im Nordteil des Landkreises Kelheim. Gesteine der Jura- und Kreidezeit prägen dieses Gebiet. Die hohe Verwitterungsbeständigkeit der Kalkgesteine des Malm wird entlang der steilen felsigen Täler des Donaudurchbruchs und der unteren Altmühl offenbar. Eine weitere Besonderheit dieses Gesteins ist seine Verkarstungsfähigkeit. Der Wasserarmut auf den Hochflächen stehen starke Quellen entlang der Täler gegenüber. Über den Jura-Gesteinen sind vor allem östlich von Kelheim auch kreidezeitliche Sedimente erhalten geblieben.



Trockene Hänge mit Wacholderheiden sind typisch für die Südliche Frankenalb.



Im digitalen Höhenmodell zeichnen sich die landschaftlichen Unterschiede der Naturräume deutlich ab (aus: RABUS & KNÖPFLE 2003, Datengrundlage: Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V. (DLR)).

2.2 Erdgeschichtliche Entwicklung der niederbayerischen Landschaften

Die in Niederbayern aufgeschlossenen Gesteine decken einen langen Zeitraum der Erdgeschichte ab. Bis über 600 Millionen Jahre alt sind die Ausgangsgesteine für die metamorphen Folgen des kristallinen Grundgebirges. Die im Präkambrium und im älteren Paläozoikum gebildeten Gesteine wurden vor mehr als 300 Millionen Jahren während einer Gebirgsbildungsphase deformiert und metamorph verändert. Es entstand das sogenannte Variszische Gebirge. Der Bayerische Wald ist Teil der „moldanubischen Zone“ dieses variszischen Grundgebirges. Gneise und Granite sowie durch starke Deformation geprägte Gesteine dominieren in diesem Gebiet.

Während der variszischen Gebirgsbildung entstanden tief in der Erdkruste auch Gesteinschmelzen. Diese Magmen drangen vor 350 bis 300 Millionen Jahren in die meist bereits metamorphen Gesteinsfolgen ein und erstarrten zu Dioriten, Granodioriten und Graniten. Neben den großen Tiefengesteinskörpern (Plutonen) dokumentieren zahlreiche Gesteins- und Mineralgänge diese Phase mit erhöhter magmatischer Aktivität.

Im Laufe der Erdgeschichte wurden Teile des Variszischen Gebirges immer wieder tektonisch angehoben und erosiv abgetragen, so dass heute die großenteils hochmetamorphen Gesteinseinheiten des Gebirges im Bayerischen Wald an der Oberfläche anstehen. Besonders markante Störungszonen sind der Donaurandbruch und die Pfahlzone, die sich parallel in Nordwest-Südost Richtung durch ganz Niederbayern verfolgen lassen. Im Bereich der Störungszonen wurden die ursprünglichen Gesteine zerrieben und verändert.

Nach dem Ende der variszischen Gebirgsbildung war Niederbayern ein Teil des sogenannten Vindelizischen Landes und als Hochgebiet der Abtragung ausgesetzt. In Perm und Trias wurden hier nur örtlich Gesteine abgelagert. Diese sind zwar nirgends an der Oberfläche aufgeschlossen, jedoch an wenigen Stellen unter dem Molassebecken erbohrt.

Zur Zeit des oberen Jura wurde das Vindelizische Land schließlich wieder vom Meer überflutet. In einem flachen Meer mit Riffgürteln und Lagunen-

becken lagerten sich Karbonatgesteine ab. Sie treten im Raum Kelheim landschaftsprägend in Erscheinung. Aber auch entlang des Donaurandbruches finden sich einzelne tektonische Schollen mit Gesteinen aus der Jurazeit.

Weite Teile Niederbayerns waren während der Unterkreide Festland und damit der Erosion ausgesetzt. Sedimente finden sich meist nur in Senken und Hohlräumen der verkarsteten Malmkalkoberfläche. Gesteine, die vom Meeresvorstoß in der Oberkreide zeugen, sind vor allem östlich von Kelheim verbreitet.

Der Zeitabschnitt des Tertiärs hat dagegen zahlreiche Ablagerungen hinterlassen. Vor dem Nordrand des sich heraushebenden Alpenkörpers hatte sich ein Trog ausgebildet. Dieser nahm den Abtragungsschutt aus den Alpen, aber auch Material aus der Grundgebirgsregion auf. Als jüngste Schichten treten an der Oberfläche des Molassebeckens Sedimente aus dem Jungtertiär zu Tage. Die größte Verbreitung zeigen Ablagerungen aus Flüssen und Seen, vor allem im südöstlichen Bereich sind aber auch die darunter liegenden Meeres- und Brackwasserablagerungen, die vom letzten Meeresvorstoß nach Bayern zeugen, freigelegt. Tertiäre Sedimente finden sich außerdem am Rand des sich hebenden Grundgebirges in ehemals tief eingeschnittenen Flussrinnen. Die Lockergesteine des Tertiärs prägen vor allem das hügelige Gebiet südlich der Donau.

Aber nicht nur in Form von Ablagerungen ist die Zeit des Tertiärs dokumentiert, sondern auch in den nicht mehr überdeckten Gebieten des Varizikums hat dieser Zeitabschnitt seine Spuren hinterlassen. Subtropisches bis tropisches Klima bewirkte eine tiefgründige Verwitterung der Gesteine.

Während der nachfolgenden Kaltzeiten war der weitaus größte Teil Niederbayerns eisfrei und gehörte zum Periglazialraum zwischen den eisbedeckten Alpen und den skandinavischen Eisschilden in Norddeutschland. Auf leicht geneigten Flächen bildeten sich Fliesserdunen aus, die tiefgründig verwitterten Gesteine wurden teilweise umgelagert. Die Freistellung von Felsgebilden – vor allem in den Hochlagen des Bayerischen

Waldes – geht auf diese Vorgänge zurück. Wind blies feinkörniges Material aus und setzte es an anderen Stellen als mächtige Sanddünen und Lößdecken wieder ab. Nur in den höchsten Bereichen des Bayerischen Waldes konnten sich lokal Gletscher ausbilden, von deren Existenz Kare, Karseen und Moränenwälle zeugen.

Das heutige Landschaftsbild formten schließlich Flüsse. Den markanten Durchbruchstätern durch die Festgesteine des Malm und des Grundgebirges stehen breite Täler im Bereich der tertiären Lockergesteine gegenüber, in denen Schotterterrassen entstanden.

Geologische Übersicht von Bayern



2.3 Geologische Gliederung und Gesteine

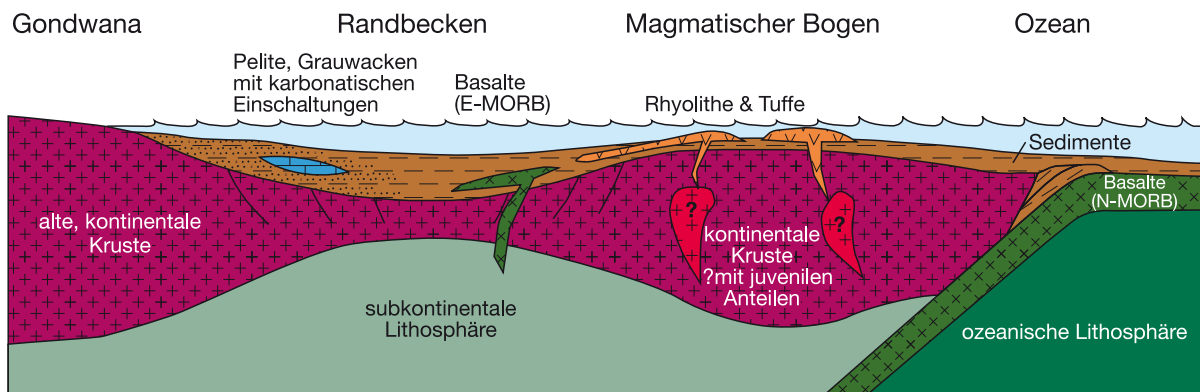
Kristallines Grundgebirge

Als kristallines Grundgebirge bezeichnet man in Bayern Gesteine des ehemaligen **Variszischen Gebirges**, das vor über 300 Millionen Jahren entstand. Man findet es im Bayerischen Wald – wie im Oberpfälzer Wald, im Fichtelgebirge und auch in Böhmen – an der Erdoberfläche. Im restlichen Bayern bildet es den Sockel der überlagernden jüngeren Gesteinsabfolgen. Die Gesteine wurden ursprünglich im Jungpräkambrum und im Erdaltertum gebildet und bei der Gebirgsbildung unter dem Einfluss von Druck und Temperatur umgewandelt; heute liegen sie als Gneise und andere metamorphe Gesteine vor. Dazu kommen sogenannte Intrusivgesteine wie z.B. Granite und Diorite, die aus später in diese metamorphen Serien eingedrungenen Gesteinschmelzen auskristallisiert sind.

Die Vorgänge bei der Entstehung des Variszischen Gebirges werden heute im Sinne der Plattentektonik interpretiert. Die Lithosphäre – die äußere starre Schale der Erde – ist in einzelne Platten geteilt. Jede Platte besteht aus einem oberen Anteil, der Kruste, und einem unteren Anteil, der schon zum Erdmantel gehört. Die Lithosphärenplatten umfassen dabei sowohl ozeanische wie kontinentale Bereiche, wobei das kieselsäurereiche (= saure) Krustenmaterial der Kontinente leichter ist als das kieselsäurearme (= basische) der Ozeane. Die Platten bewegen sich relativ zueinander und driften dabei auf einer teilweise aufgeschmolzenen plastischen Schicht des Erdmantels, der Asthenosphäre. Dort, wo sich Plat-

ten auseinander bewegen, dringt an der Trennnaht basaltische Lava an die Oberfläche und bildet neue ozeanische Kruste. Von den Festlandsbereichen auf den Kontinenten werden die Abtragungsprodukte der Verwitterung über Flußsysteme in die Ozeane verfrachtet. Sande, Tone und Grauwacken lagern sich im Küsten-, Schelf- oder tieferen Ozeanbeckenbereich ab.

So wie auseinanderdriftende Platten ein Ozeanbecken entstehen lassen, führt der umgekehrte Vorgang, die Kollision zweier Platten, zum Verschlucken des Ozeanbodens. Diesen Vorgang bezeichnet man als Subduktion. Durch sie werden Teile der an der Erdoberfläche gebildeten Sedimente und Vulkanite in tiefere Krustenbereiche versenkt, gelangen unter höhere Druck- und Temperaturbedingungen und werden demzufolge metamorph umgewandelt. Zum Teil schmelzen sie auch auf. Die dabei entstehenden Magmen können entlang von Bruchstrukturen oder Schwächezonen wieder in höhere Krustenstockwerke eindringen. Wenn das Magma bis zur Erdoberfläche aufsteigt, bildet sich ein Vulkan. Erstarrt die Schmelze bereits in der Tiefe, entsteht je nach Zusammensetzung z.B. ein Granit. Am Rand der Platte, unter die subduziert wird, bildet sich ein magmatischer Inselbogen mit sauren bis intermediären Laven. Häufig dünnt sich dabei hinter der Vulkankette die Kruste aus und es entsteht ein Randbecken. Dieses nimmt den Schutt vom Festland und vulkanisches Material auf, örtlich werden auch Kalke abgelagert. Wenn am Rand einer Kontinentalplatte eine Subduktionszone liegt, spricht man von einem aktiven Kontinentalrand.

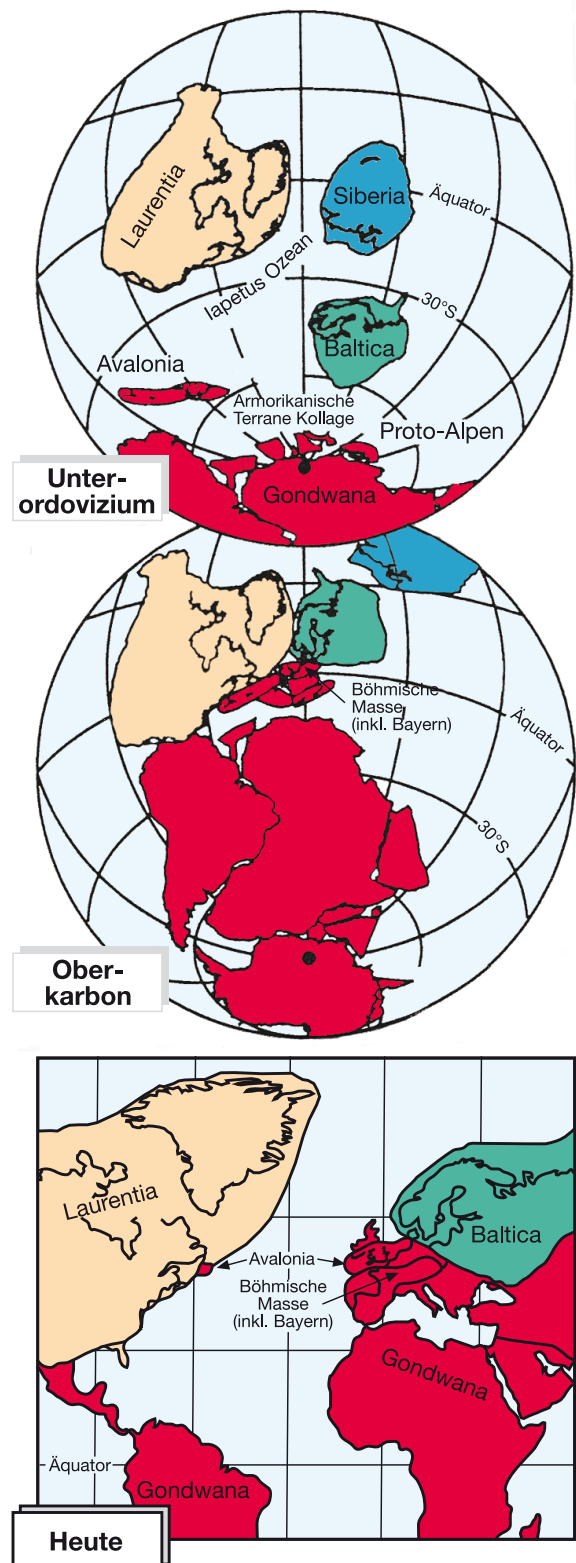


Modell für den Sedimentationsraum der Gesteine im Passauer Wald (aus TEIPEL 2003).

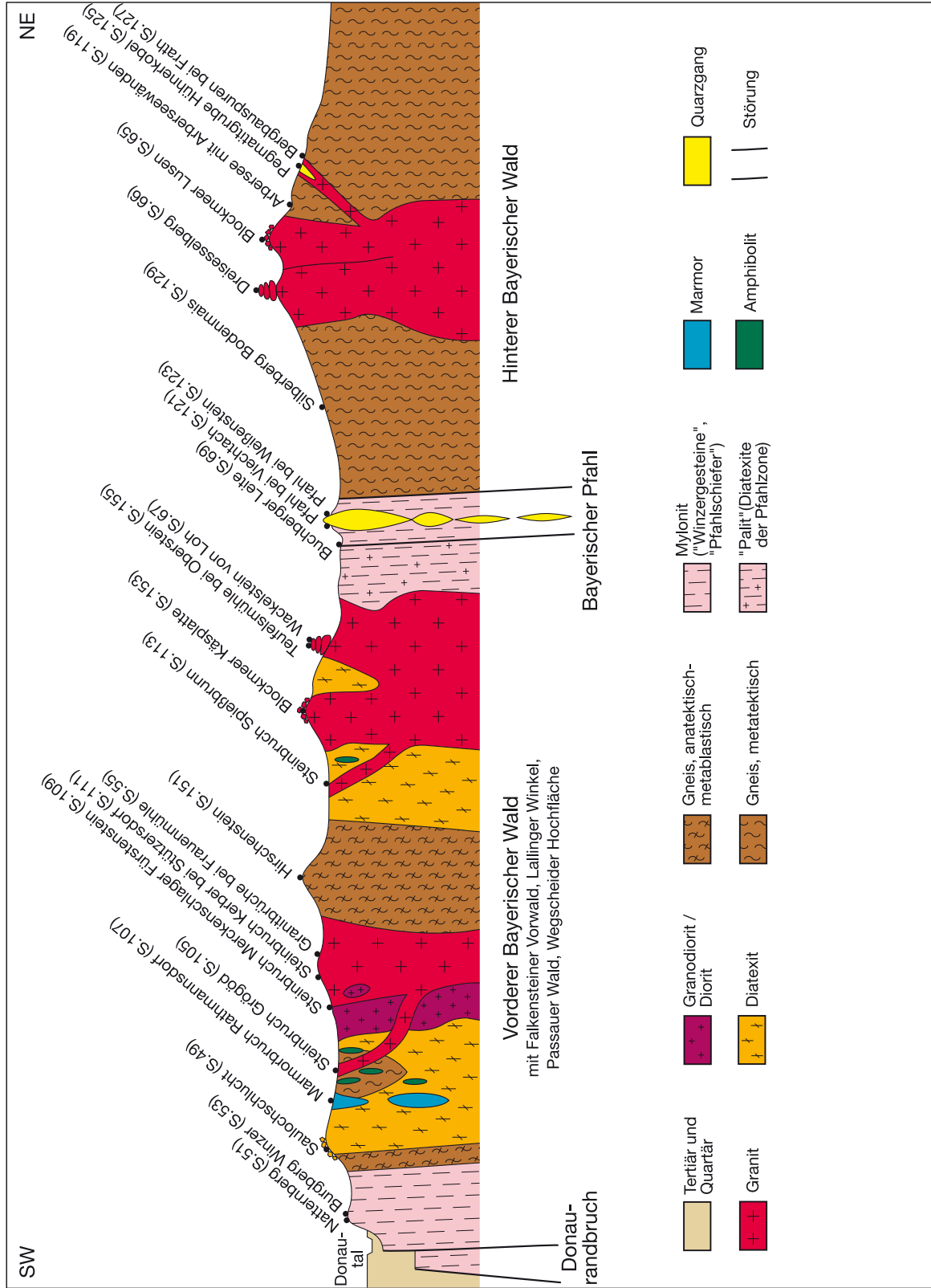
Ein Teil des Bayerischen Waldes könnte im ausgehenden Präkambrium vor ca. 550 Millionen Jahren am Nordrand des sogenannten Gondwana-Kontinents („Urafrika“) gelegen haben, an dem sich eine Subduktionszone und ein magmatischer Bogen ausgebildet hatten. Das Ausgangsmaterial für die heute vorliegenden metamorphen Einheiten waren Tone, Sande und Grauwacken mit Einschaltungen von Kalken sowie sauren und basischen Vulkaniten. Radiometrische Altersbestimmungen ergaben für helle Gneise bei Passau, die aus Vulkaniten hervorgegangen sind, Alter von etwa 550 Millionen Jahren (TEIPEL 2003). Ehemalige Magmatite aus dem Bereich des Hinteren Bayerischen Waldes wurden auf 480 Millionen Jahre datiert. Ihre Zusammensetzung lässt auf eine Entstehung im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes schließen.

Teile des Gebietes wurden im Altpaläozoikum subduziert, also in die Erdkruste versenkt und dabei wahrscheinlich metamorph umgewandelt. Im Devon und Karbon entstand das Variszische Gebirge durch die Kollision des Südkontinentes Gondwana mit den Kontinentblöcken Laurentia und Baltica. Durch die Plattenbewegungen mit Subduktion kamen dabei Krustenbereiche und damit Gesteine zusammen, die ursprünglich an weit voneinander entfernten Stellen entstanden waren. Kleinere Kontinentblöcke („Mikrokontinente“), die zwischen den großen Kontinentmassen lagen, wurden bei dieser Kollision teils subduziert, teils deformiert oder an die großen Kontinentblöcke „angeschweißt“.

Für den Bayerischen Wald nimmt man an, dass er zu solch einem Mikrokontinent gehört. Dieser Bereich wird zur so genannten **moldanubischen Zone** des Variszikums gerechnet. Bei der Kollision zwischen kontinentalen Platten wurden die Blöcke übereinander gestapelt und tief in den Erdmantel gedrückt. Die dort herrschenden Drücke und Temperaturen bewirkten eine Umwandlung („Metamorphose“) der Gesteine, teilweise kam es sogar zur Aufschmelzung („Anatexis“). Aus tieferen Stockwerken stiegen Schmelzen in die darüberliegenden Bereiche auf und kristallisierten hier wieder aus. Da die kontinentale Kruste aber relativ leicht ist, begann sich der Stapel nach dem Ende der Kollision langsam zu heben.



Frühere und heutige Lage der Kontinente (nach TAIT et al. 1997, 2000)



Schematischer Schnitt durch den Bayerischen Wald in Niederbayern mit den im Text erwähnten Geotopen

Metamorphe Gesteine

Die Gesteine des Moldanubikums wurden bei der variszischen Gebirgsbildung metamorph geprägt und deformiert. In Teilbereichen sind Belege für ältere, prävariszische Metamorphosen erhalten geblieben. Infolge der Metamorphosen lassen sich die ursprünglichen Ablagerungsbedingungen und das Alter der Einheiten heute nur schwer rekonstruieren. Geochronologische Datierungen sowie Vergleiche mit ähnlichen, aber weniger hoch metamorphen Einheiten, für die eine Altersbestimmung möglich war, lassen aber eine Entstehung der Sedimente im Jungpräkambrium und Altpaläozoikum plausibel erscheinen.

Die jüngste Phase der variszischen Metamorphose im Karbon endete vor etwa 320 Millionen Jahren. Mit einer durchgreifenden Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose wurden zu dieser Zeit die Gesteine so stark überprägt, dass die Spuren älterer Ereignisse weitgehend ausgelöscht sind. Die Druck-Temperatur-Bedingungen lagen im Bereich 3 bis 5 kbar und 650 bis 840°C. Nur in tektonisch geschonten Bereichen findet man noch Hinweise auf vorangegangene Mitteldruck- und Hochdruckmetamorphosen. Eine variszische granulitfazielle Metamorphose („Mitteldruckereignis“) ist im Passauer Wald mit Alterswerten um 340 Millionen Jahre datiert. Im Zuge der Gebirgsbildungsereignisse kamen Gesteine nebeneinander zu liegen, die ursprünglich an weit von einander entfernten Positionen entstanden. Gesteine, die sich nach der Metamorphose gleichen, können aus unterschiedlich alten Sedimenten hervorgegangen sein.

Der metamorphe Anteil des kristallinen Grundgebirges besteht im Moldanubikum überwiegend aus Paragneisen. Mit **Paragneis** bezeichnet man Gneise, die aus sedimentären Folgen entstanden sind, im Gegensatz zu **Orthogneisen**, die man von magmatischen Gesteinen herleitet. Im Moldanubikum gibt es Areale mit relativ eintönigen Abfolgen. Für diese Bereiche wurde in der Literatur früher der Begriff „Monotone Gruppe“ verwendet. Sie bestehen aus ehemaligen Tonsteinen, Grauwacken und sandig-tonigen Wechsellagerungen, die sich in ihrer chemischen Zusammensetzung nur wenig unterscheiden. Diese Gesteine prägen den Hinteren und Vorderen Bayerischen Wald. Charakteristisch sind ehema-

lige Mergelzwischenlagen, die jetzt als Kalksilikatgesteine vorliegen. Vereinzelt treten Einschaltungen von ehemaligen basischen und sauren Magmatiten auf, für die man eine teilweise vulkanische Herkunft annimmt. Die Sedimentfolgen wurden vermutlich im Schelfbereich bzw. an einem passiven Kontinentalrand abgelagert.

Daneben existieren – vor allem im Passauer Wald – vielfältigere lithologische Abfolgen, die sogenannte „Bunte Gruppe“. Hier treten neben Paragneisen gehäuft auch andere Gesteine wie Amphibolite, sehr helle Orthogneise, Kalksilikatgneise, Marmore und Graphitschiefer auf. Ausgangsmaterial hierfür waren basische und saure Vulkanite, Mergel, Karbonte und kohlenstoffreiche Sedimente. Ablagerungsbereich dieser vulkano-sedimentären Wechselfolge könnte ein aktiver Kontinentalrand mit Inselbogen gewesen sein. Die Gebiete mit bunten lithologischen Abfolgen besitzen keine scharfen Grenzen zu den umgebenden monotonen Paragneisfolgen, sondern gehen scheinbar nahtlos in diese über.

Für das heutige Erscheinungsbild der metamorphen Gesteine sind außer dem Ausgangsmaterial und den Druck-Temperatur-Bedingungen der Metamorphose noch weitere Gegebenheiten ausschlaggebend. Die metamorphe Prägung ging beispielsweise mit einer Deformation der Gesteine einher, die dabei mehr oder weniger intensiv geschiefert und verfaltet wurden.

Eine wichtige Rolle spielten auch Fluide. Diese wässrigen Lösungen sorgen bei Mineralumwandlungen für den Stoffaustausch und können z.B. durch Zufuhr oder Abfuhr chemischer Bestandteile die Zusammensetzung der Gesteine verändern. Auch für den Vorgang der Aufschmelzung sind Fluide nötig. Aufschmelzungsvorgänge waren bei der Entstehung der meisten metamorphen Gesteine im Bayerischen Wald beteiligt.

In der Nomenklatur der metamorphen Gesteine gibt es eine große Vielfalt an Bezeichnungen und Fachbegriffe. Die wichtigsten, die im weiteren Text benutzt werden, sollen kurz erläutert werden:

Generell wird der Vorgang der Aufschmelzung als **Anatexis** bezeichnet, die daraus hervorgehenden Gesteine heißen **Anatexite**. Hochmetamor-

phie Gesteine, in denen es teilweise zu Schmelzbildung kam, leiten zu den Anatexiten über. Bei der **Metatexis** kommt es zu einer Teilaufschmelzung, wobei sich helle, quarz- oder feldspatreiche Adern oder Lagen zwischen noch erhaltenen dunklen Anteilen entwickeln. Die im Hinteren Bayerischen Wald verbreiteten Gneise sind oft metatektisch. Bei einer weitergehenden Aufschmelzung spricht man von **Diatexis**. Dabei werden auch die dunklen Minerale mobilisiert und neukristallisiert. Das ursprünglich vorhandene Gefüge wird aufgelöst, bis schließlich ein homogenes Gestein entsteht. **Diatexite** sind vor allem im Passauer Wald, aber auch im Vorderen Bayerischen Wald verbreitet. Ein Sammelbegriff für Gesteine, die in unterschiedlichem Grad von Aufschmelzung betroffen waren, ist **Migmatit**.

Ein charakteristisches Gestein im Vorderen Bayerischen Wald ist der sogenannte „Perlgneis“ oder **Metablastit**. In diesem Gneis kam es zur Mineral sprossung (Metablastese) hauptsächlich von Plagioklaskristallen, die heute wie rundliche Perlen den Gneis durchziehen.

Metamorphe Gesteine können aber auch durch den Mineralbestand charakterisiert werden. Dabei stellen die aufgeführten Minerale nicht unbedingt den Hauptbestandteil im Gestein. Als Gneise werden metamorphe Gesteine bezeichnet, die wesentliche Anteile von Quarz und Feldspat enthalten. Der im Hinteren Bayerischen Wald häufige Cordierit-Sillimanit-Gneis besteht hauptsächlich aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit. Hinzu kommen, mengenmäßig untergeordnet, Cordierit und Sillimanit, deren Existenz Rückschlüsse auf Druck- und Temperaturbedingungen bei der Metamorphose zulässt. Der „Perlgneis“ (metablastischer Biotit-Plagioklas-Gneis) besteht vorwiegend aus Quarz, Plagioklas und Biotit.

Soll das Ausgangsgestein des nun vorliegenden Metamorphits betont werden, benutzt man die Vorsilbe **Meta-**. Beispielsweise werden Amphibolite, die aus basischen Magmatiten entstanden, häufig auch als **Metabasit** bezeichnet.

Variszische Intrusivgesteine

Das heute zu Tage tretende Grundgebirge im Bayerischen Wald besteht aus einem Mosaik metamorpher und magmatischer Gesteine. Große Gebiete werden von variszischen Graniten eingenommen, die aus kieselsäurereichen Schmelzen entstanden sind. Daneben treten aber auch Diorite und Granodiorite auf, die auf basische bis intermediäre Magmen zurückgehen.

Die Schmelzen drangen in der Spätphase der variszischen Gebirgsbildung sowie nach der metamorphen Überprägung in die vorhandenen Gesteinsserien ein und erstarrten in mehreren Kilometern Tiefe zu Intrusivgesteinen. Die granitischen Magmen entstanden meist durch Aufschmelzung von Paragneisen in der Erdkruste, während bei der Genese der basischeren Magmen auch Aufschmelzungsprodukte aus dem Erdmantel beteiligt waren. Aus radiometrischen Altersdatierungen weiß man, dass die Granite im Bayerischen Wald hauptsächlich vor 330 bis 310 Millionen Jahren im Karbon entstanden sind. Die Diorite sind meist etwas älter.

Die magmatischen Gesteine findet man heute an der Erdoberfläche teils als gang- oder stockartige Körper, teils bilden sie große zusammenhängende Intrusivgebiete. Häufig lassen sich in den einzelnen Intrusivmassiven mehrere, zeitlich versetzte Intrusionen nachweisen. Die einzelnen Granite unterscheiden sich in Aussehen und Zusammensetzung. Besonders auffällig sind Granite, die ein porphyrisches Gefüge aufweisen, sogenannte „Kristallgranite“. Sie führen große Kalifeldspateinsprenglinge in einer gleichkörnigen Grundmasse. Während Granite im gesamten Bereich des Bayerischen Waldes vertreten sind, kommen Diorite vorwiegend südlich des Pfahls zu Tage.

Das größte Areal nimmt das Intrusivgebiet von Fürstenstein ein, das im Wesentlichen aus porphyrischem Saldenburger Granit, fein- bis mittelkörnigem Tittlinger Granit sowie Diorit besteht. Das Intrusivgebiet von Hauzenberg wird durch Hauzenberger Granit I (feinkörniger Zweiglimmergranit), Hauzenberger Granit II (mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit) und Hauzenberger Granodiorit aufgebaut. Weitere wichtige Granitmassive südlich des Pfahls sind das Mettener Massiv bei Deggendorf, das Kaußinger Massiv

GEOTOPE IN NIEDERBAYERN

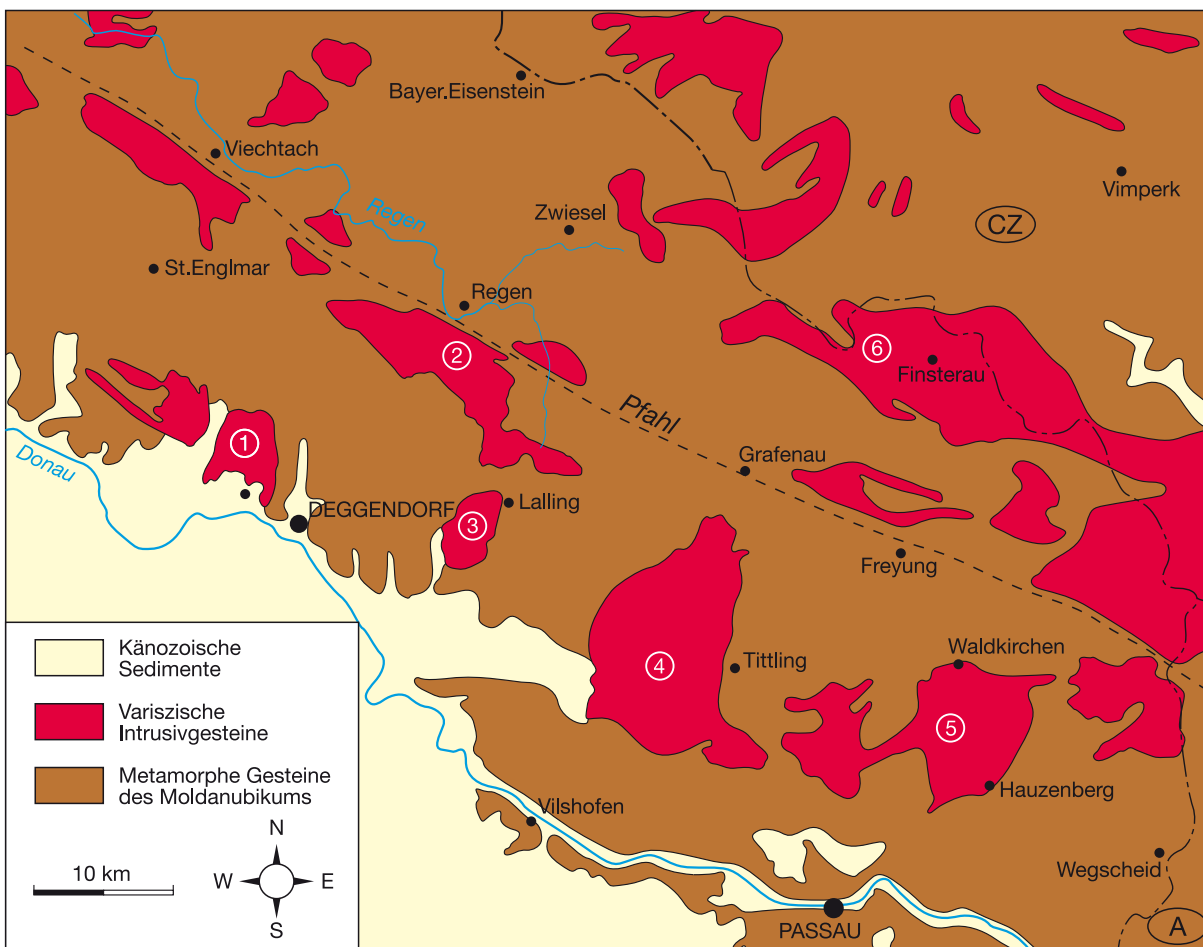
bei Lalling sowie die Granite der Pfahlzone mit Patersdorf-Prünster Granit und Rinchnacher Granit. Die wichtigsten Intrusivmassive im Hinteren Bayerischen Wald sind das Finsterauer Massiv mit dem Älteren und Jüngeren Finsterauer Kristallgranit und das Dreisessel-Massiv, unter anderem mit Dreisesselgranit und Steinberggranit.

Den Abschluss des variszischen Magmatismus bildeten spät- bis postvariszische Ganggesteine wie z.B. Aplite, Pegmatite und Porphyrite, die sowohl die Intrusivkörper als auch die metamorphen Nebengesteine durchschlagen.

Aplite sind helle, feinkörnige Ganggesteine, die überwiegend aus Quarz und Feldspat bestehen. Sie finden sich mit Gangbreiten im Millimeter-

bis Meter-Bereich im Umfeld nahezu aller Granite.

Pegmatite dagegen sind grob- bis riesenkörnig. Sie bestehen – wie Granit – hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und Glimmer und sind aus Resten magmatischer Gesteinsschmelzen entstanden. Bei der Erstarrung eines Granitkörpers reichern sich in der Restschmelze sowohl Wasser als auch Elemente an, die wegen relativ kleiner oder großer Ionenradien nicht in die Minerale eines Granits eingebaut werden. Aus diesen inkompatiblen Elementen wie z.B. Lithium, Beryllium, Bor oder Phosphor bilden sich oft seltene und schöne Minerale. Der Wasserreichtum der Schmelze führt zu besonderen Wachstumsbedingungen, so dass bei der Auskristallisation bevorzugt große Kristalle entstehen. Teilweise



- | | | |
|------------------------------------|---------------------------|--------------|
| 1 Metten | 3 Kaußing | 5 Hauzenberg |
| 2 Patersdorf / Prünst u. Rinchnach | 4 Tittling / Fürstenstein | 6 Finsterau |

Übersicht über die Intrusivgebiete des Bayerischen Waldes (nach LEHRBERGER & HECHT 1997)

sind die Pegmatite zonar ausgebildet mit einem Quarzkern im Zentrum. Verbreitet sind die Pegmatite in Niederbayern vor allem im Hinteren Bayerischen Wald.



Geringmächtige Aplite durchziehen dunklen Diorit im Steinbruch Merckenschlager bei Fürstenstein.

Als jüngste magmatische Bildungen haben die **Porphyritgänge** sowohl die Granitmassive als auch deren Gneisrahmen häufig senkrecht durchschlagen. Anders als Aplite und Pegmatite stehen sie nicht in genetischen Zusammenhang mit den Granitschmelzen, es handelt sich vielmehr um subvulkanische Gänge. Porphyrite zeigen eine saure bis intermediäre chemische Zusammensetzung (rhyolitisch bis andesitisch). In einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse liegen als Mineraleinsprenglinge z.B. heller Plagioklas oder/und dunkle nadelförmige Hornblenden („Nadeldiorit“). Verbreitet sind Porphyritgänge vor allem im östlichen Teil des Bayerischen Waldes.



Heller Hauzenberger Granit wird im Steinbruch Eitzing bei Oberfrauenwald von einem ca. 2 m mächtigen dunklen Porphyritgang durchschlagen.

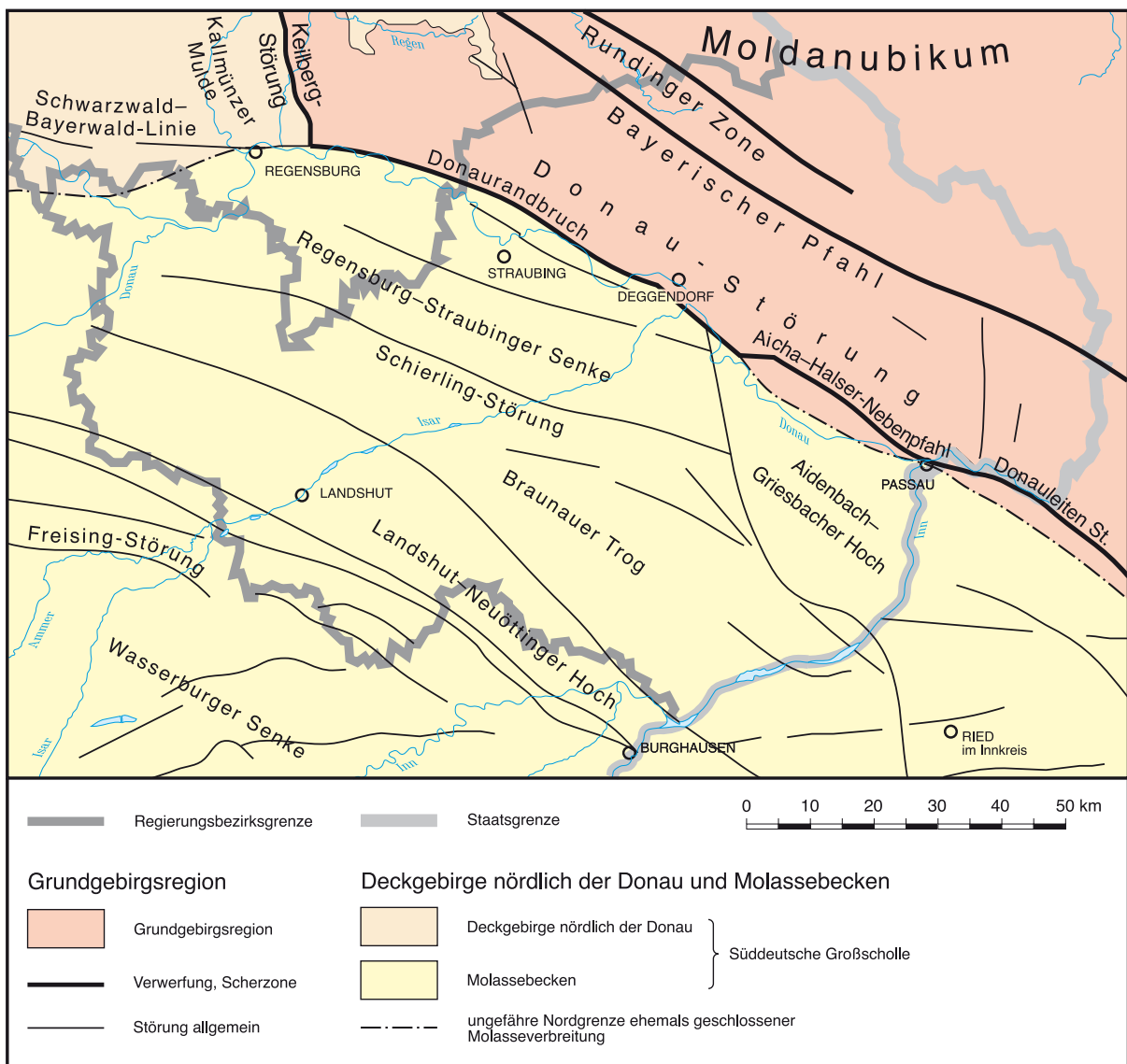
Gesteine der Störungszonen

Im Bereich alter Schwächezonen kam es im Bayerischen Wald wiederholt zu Bewegungen, die in den dort ursprünglich vorliegenden Gesteinen Veränderungen bewirkten. Die auffallende Störungszone des Bayerischen Pfahls, die sich quer durch das ostbayerische Grundgebirge von Nabburg über Viechtach bis weit ins österreichische Mühlviertel verfolgen lässt, trennt den Vorderen Bayerischen Wald mit dem Passauer Wald vom Hinteren Bayerischen Wald. Entlang dieser Scherzone findet man sogenannte **Mylonite** und **Kataklasite**. Die Hauptbewegungen fanden im Oberkarbon und Perm statt, aber auch danach war diese Schwächezone in der Erdkruste mehrfach aktiv.

Als **Kataklase** wird allgemein das Zerkleinern von Mineralen, Mineralaggregaten und Gesteinen durch tektonische Kräfte bezeichnet. Bei einem **Kataklasit** handelt es sich um ein bruchhaft verformtes Gestein. Erfolgt die Deformation unter Metamorphosebe-

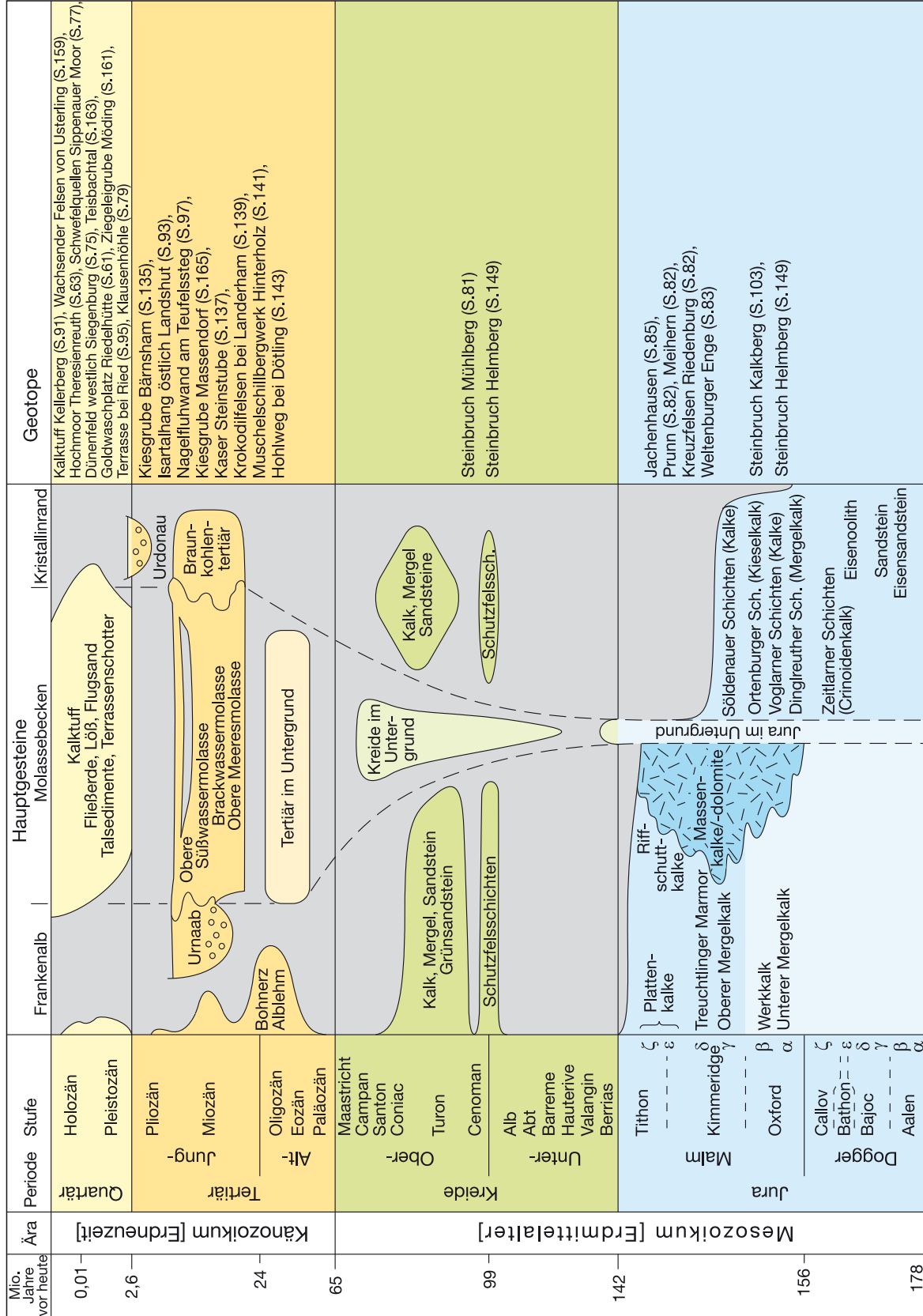
entstanden sind. Die Heraushebung und Erosion der Deckschichten begann bereits im Karbon. Ab dem Perm kam es entlang von Schwächezonen wie dem Pfahl, der Donaustörung und der Runderinger Scherzone, die alle in Nordwest-Südost-Richtung verlaufen, wiederholt zu Bewegungen. Das Gebirge wurde in Schollen zerlegt, die gegeneinander verschoben und verstellt sind. Mit Ausnahme kurzer Meeresvorstöße im Jura und in der Oberkreide blieb der Bayerische Wald seit dem Ende der variszischen Gebirgsbildung durchgehend Festland und Abtragungsgebiet.

Am Ende der Kreidezeit und im Tertiär bildeten sich Verebnungsflächen aus, die stufenweise herausgehoben und zerschnitten wurden. In warm-humidem Klima verwitterten die kristallinen Gesteine tiefgründig. Es entstanden mächtige Zersatzdecken, in der die Mineralkörner der ehemals festen Gesteine lose wie Sand nebeneinander liegen. Das lockere Material wurde im Quartär teilweise umgelagert oder abgetragen. Kompaktere Felsbereiche, häufig mit Wollsackverwitterung, blieben als imposante Felstürme und Felsburgen zurück. Felsige Kuppen und Blockströme prägen heute das Bild in den Hochlagen des Bayerischen Waldes.



Tektonische Übersichtskarte von Niederbayern (nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996)

GEOTOPE IN NIEDERBAYERN



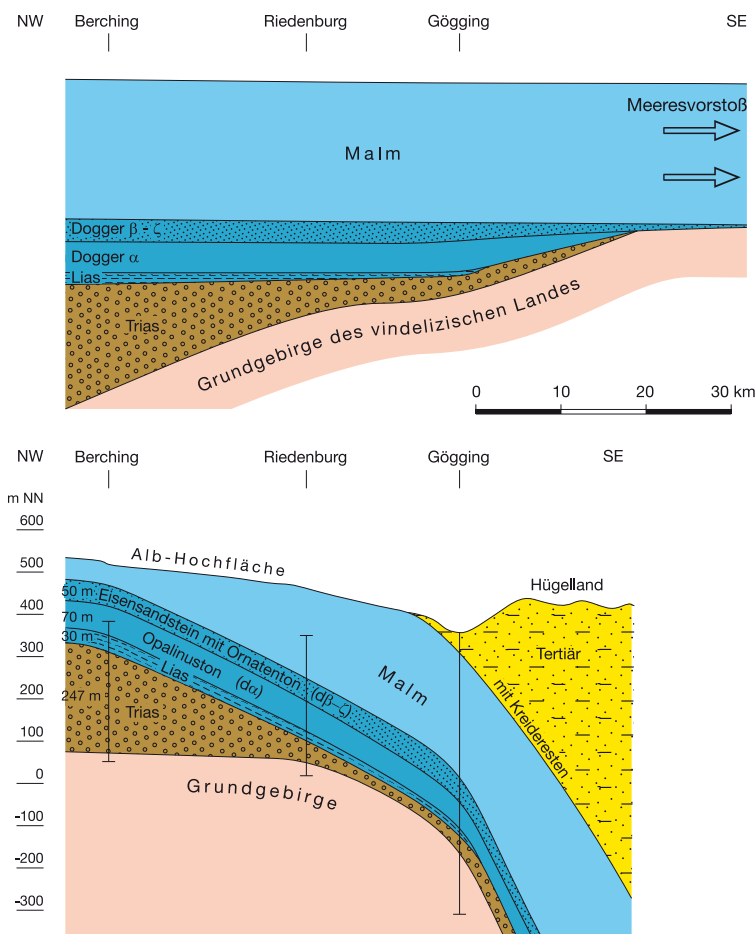
Schichtfolge des Deckgebirges in Niederbayern mit Seitenverweis zu entsprechenden Beispielgeotopen

Deckgebirge

Perm-Trias

Schon vor dem Ende der Variszischen Gebirgsbildung vor etwa 300 Millionen Jahren begann die Abtragung des Gebirges. Während die Hochgebiete allmählich wieder eingeebnet wurden, füllten sich Tröge und Senken mit dem abgetragenen Material. Tropische bis subtropische Bedingungen bewirkten die typische rötliche Färbung der „Rotliegendesedimente“. Einzelne Tiefbohrungen südlich von Landshut haben über dem kristallinen Grundgebirge solche Gesteine angetroffen.

Der Zeitraum ab dem oberen Perm bis in den Muschelkalk ist in Niederbayern auch im Untergrund durch keinerlei Gesteine belegt. In diesem Zeitabschnitt, der etwa 20 Millionen Jahre dauerte, war das Gebiet ein Teil des sogenannten „Vindelizischen Landes“ und der „Böhmischen Masse“. Dieses Festland, das sich auch nach Westen Richtung Bodensee erstreckte, war der Erosion ausgesetzt. Erst ab dem Keuper breitete sich das Meer von Nordwesten her allmählich nach Niederbayern aus und überflutete den Rand des Vindelizischen Landes. Aber nur im westlichen Niederbayern wurden in Tiefbohrungen Keupersedimente gefunden. Während der Ostteil des Gebietes im Keuper offenbar immer noch ein Festland war, reichte im Lias eine Meeresbucht schon bis Bad Birnbach.



Jura

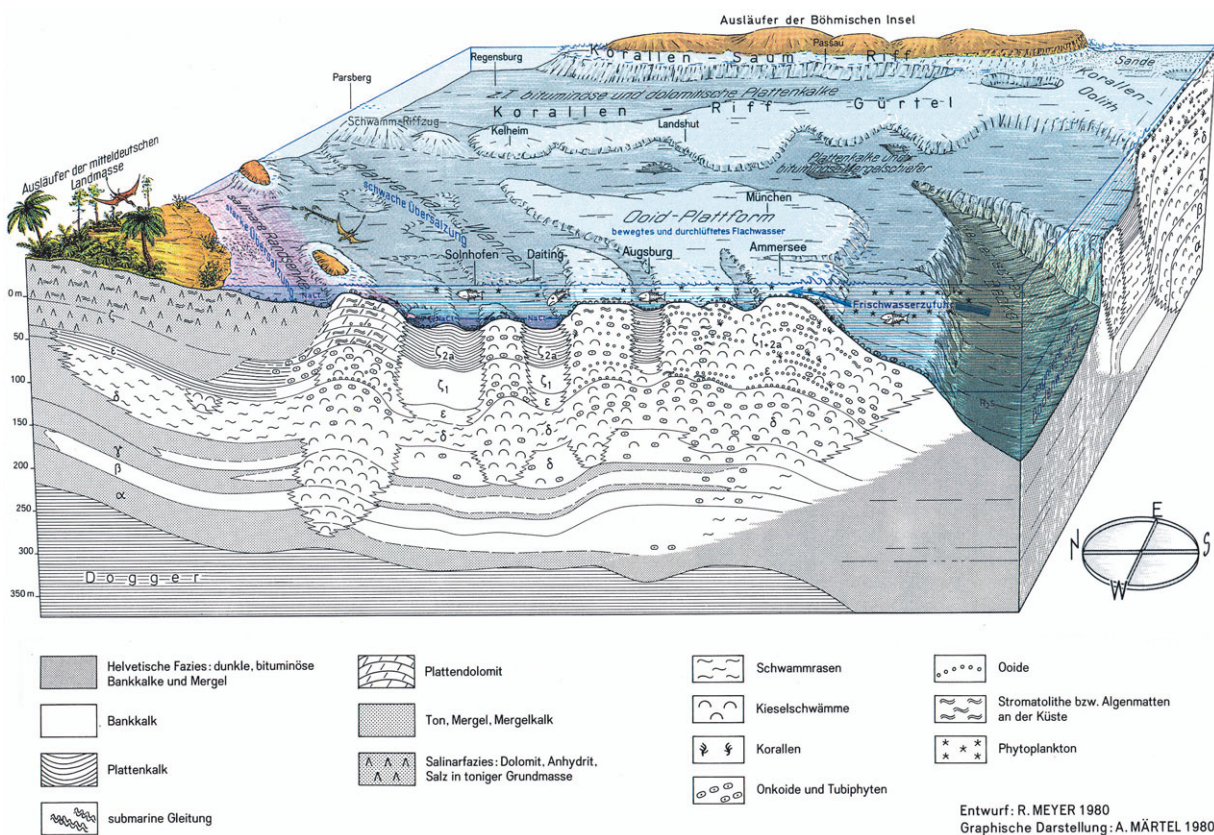
Die ältesten mesozoischen Sedimente, die in Niederbayern an der Oberfläche anstehen, entstanden im **Dogger**. Vereinzelt sind Vorkommen erhalten, die an tektonische Schollen entlang des Donaurandbruches und im Ortenburger Senkungsfeld auf dem Aidenbach-Griesbacher-Hoch gebunden sind. Sie zeigen aber jeweils nur Teile der Schichtfolge. Die Abfolgen dokumentieren das Fortschreiten der Meeresüberflutung im Laufe des Doggers im Küstenbereich der „Böhmischen Insel“ zwischen Straubing und Passau und weisen in ihrer Ausbildung auf Strandnähe hin. Die Ablagerungen des Doggers beginnen mit Eisensandsteinen und Sandsteinen. Darüber folgen Echinodermenspatkalken, als Zeitlerner Schichten bezeichnet, und Eisenoxid führende Kalke. Die Mächtigkeit der Doggersedimente erreicht bei Münter immerhin 40 m, bei Ortenburg nur noch wenige Meter. Dagegen ist der Dogger im Untergrund der Südlichen Frankenalb normal ausgebildet und wurde z.B. in der Bohrung Riedenburg mit einer Mächtigkeit von über 120 m nachgewiesen.

Die schematischen Schnitte zeigen die fortschreitende Überflutung des Vindelizischen Landes während des Mesozoikums (oben) und die heutige Situation nach dem Einsinken des Molassebeckens (unten) (nach MEYER & SCHMIDT-KALER 1994).

GEOTOPE IN NIEDERBAYERN

Im **Malm** wurde das Vindelizische Land schließlich vollständig überflutet. Nur die Böhmisches Masse blieb als Festland erhalten. Das warme flache Meer, das sich zu dieser Zeit in Süddeutschland ausdehnte, ist am ehesten mit der heutigen Bahama-Plattform zu vergleichen. Es herrschten optimale Bedingungen für die Entstehung von Kalken, Mergeln und Dolomiten.

mächtigen Ortenburger Schichten aus gebankten Kalken mit Hornsteinknollen. Den mittleren Malm repräsentieren am Kristallinrand obertägig nur noch ca. 20 m mächtige mergelige Kalke (Söldenauer Schichten), bevor die Schichtfolge endet.



Das Meer in Süddeutschland zur Zeit des oberen Malm

Auch von den Malm-sedimenten blieben am Grundgebirgsrand entlang der Donau einzelne Vorkommen in tektonischen Schollen erhalten. Nur zu Beginn des Malm zeigen die Gesteine noch eine Entstehung in Strandnähe an. Die Dinglreuther Schichten bestehen aus glaukonit-führenden Kalkmergeln, die von den gebankten Kalken der Voglarner Schichten überlagert werden. Sie erreichen Mächtigkeiten zwischen 4 m bei Ortenburg und 30 m im Westen bei Münster. Dort sind die Kalke, die reichlich Kieselschwämme führen, teilweise auch massig ausgebildet. Nächst jüngerem Schichtglied sind die bis 50 m

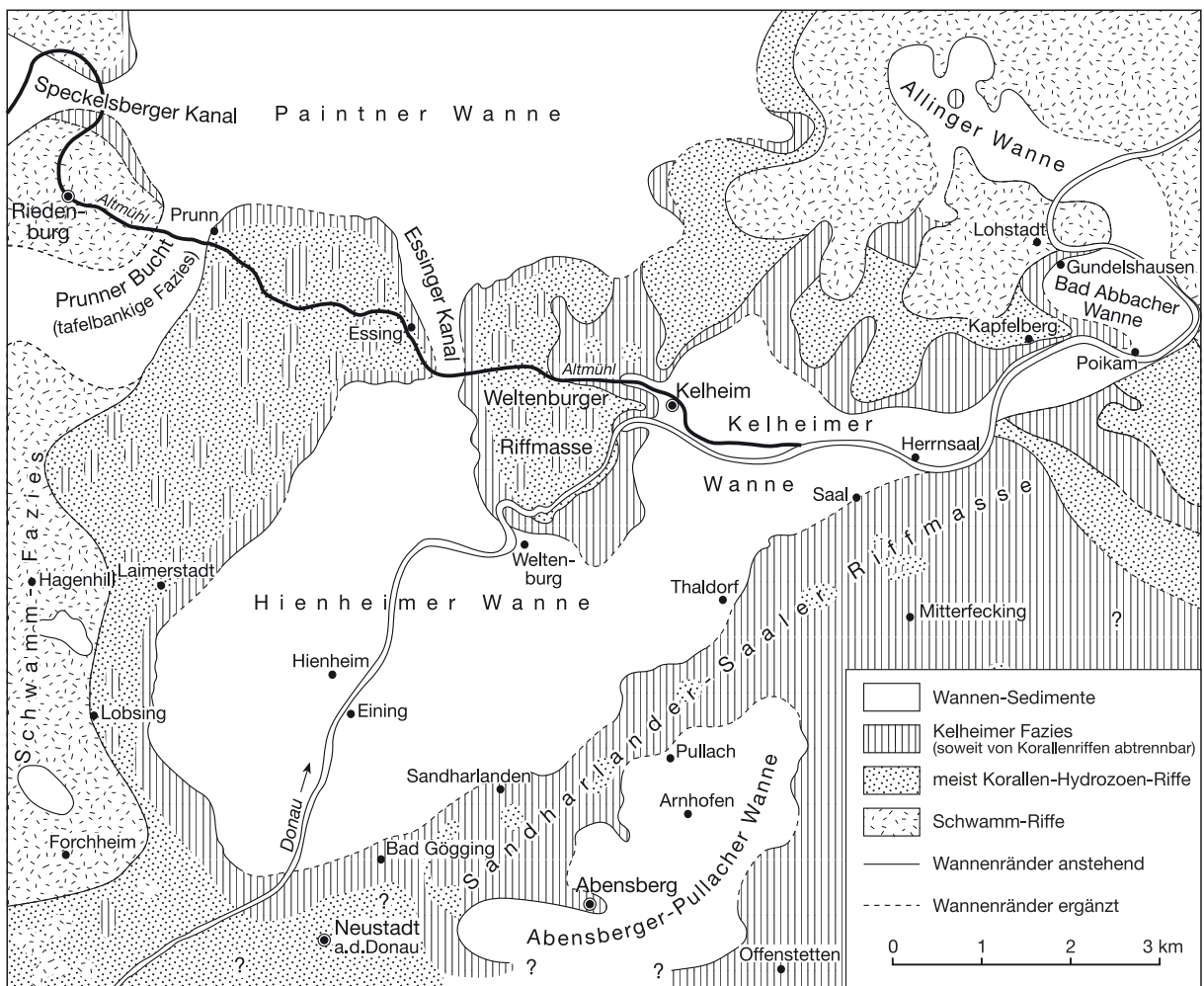
Im Gegensatz zu den sporadischen Vorkommen von Malm im übrigen Niederbayern prägen seine Karbonatgesteine die Südliche Frankenalb. Das untere Altmühltal und der Donaudurchbruch zwischen Weltenburg und Kelheim gehören zu den eindrucksvollsten Talandschaften Deutschlands. Entlang der Täler findet man markante Felsbildungen aus massivem Kalk- und Dolomitgestein sowie Karstquellen und Höhlen. Auch die wasserarmen Hochflächen mit ihren weiten Senken und zahlreichen Dolinen zeugen von der Verkarstung der Malm-Gesteine.

Die gesamte Schichtfolge ist im Bereich der Südlichen Frankenalb leicht nach Süden verkippt. Daher sind die ältesten Gesteine im Norden des Landkreises Kelheim angeschnitten. Der untere Malm mit den Kalk-Mergel-Wechselagerungen des Unteren Mergelkalks und den Kalkbankabfolgen des Werkkalks ist aber im niederbayerischen Teil des Altmühltals nicht aufgeschlossen. Als ältestes Gestein kommt an den unteren Talhängen zwischen Meihern und Riedenburg der Malm Gamma zutage. Teilweise handelt es sich um gebankte Kalke mit einzelnen Mergelhorizonten, es finden sich aber auch massige, nicht geschichtete Riffkalke.

Im Laufe des mittleren Malms nahmen die Riffe immer größere Flächen ein. Haupt-Riffbildner wa-

ren zunächst Algen und Schwämme, erst im oberen Malm kamen auch Korallen in nennenswertem Umfang hinzu. Gesteine des Malm Delta, in dem das Riffwachstum sein Maximum erreichte, prägen die Hänge des Altmühltals und Schambachtals um Riedenburg. Kompakte Riffkalke und -dolomite widerstehen der Verwitterung wesentlich besser als die gebankten Kalke, die nach wie vor zwischen den Riffzügen entstanden. Markante Felsbildungen an den Talhängen kennzeichnen daher heute die Lage der ehemaligen Riffgebiete.

Mit Beginn des oberen Malms dehnten sich die Lagunen, in denen gebankte Kalke entstanden, wieder aus. In den Kerngebieten der Riffe ging aber auch das Riffwachstum weiter. Zwischen



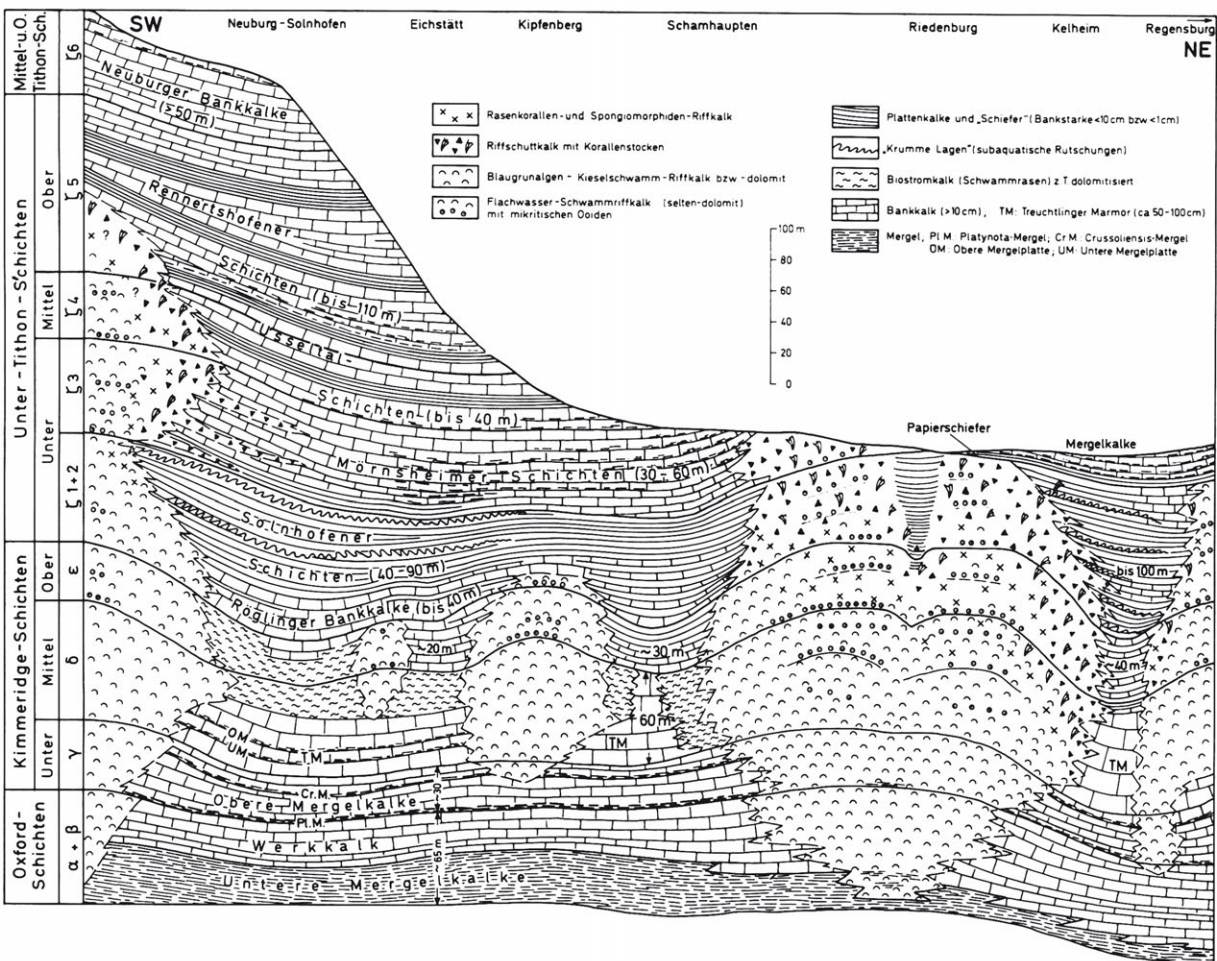
Die Verteilung der Riffe und Lagunen während des Malm Delta ist in den verschiedenen Gesteinsfazies dokumentiert (aus WEBER 1978).

GEOTOPE IN NIEDERBAYERN

den Riffen entstanden so die Plattenkalkwannen, die für den oberen Malm in Süddeutschland typisch sind. In den einzelnen Wannen, die nur teilweise über schmale Kanäle miteinander verbunden waren, herrschten recht ungleiche Bedingungen. Die Becken entstanden nicht alle zur selben Zeit und weisen auch recht unterschiedliche Gesteinsausprägungen und Fossilien auf (RÖPER & ROTHGAENGER 1998). Allen Wannen gemeinsam war aber, dass die Lebensbedingungen zumindest auf dem Meeresgrund meist sehr schlecht waren. Das weitgehende Fehlen von Bodenbewohnern ermöglichte einerseits die Überlieferung von sehr dünnbankigen Gesteinen – den Plattenkalken – und andererseits eine optimale Konservierung von Fossilien. In den niederbayerischen Plattenkalken wurden schon mehrfach spektakuläre Fossilfunde gemacht; auch ein Urvogel *Archaeopteryx* ist darunter. Teilweise sind

die Plattenkalke von knolligen, nierenförmigen oder plattigen Kieselkonkretionen (Hornstein) durchsetzt. Gebänderte Hornsteine treten z.B. in den Plattenkalken der Abensberger-Pullacher-Wanne auf.

Das untere Altmühltal zwischen Prunn und Kelheim sowie die Weltenburger Enge sind von hellen Massenkalken des oberen Malms geprägt. Diese „Plumpen Felsenkalke“ (GÜMBEL 1868, S. 693) entstanden in einem ausgedehnten Riff, in dem – im Gegensatz zu anderen Riffgebieten in der Frankenalb – auch viele Korallen gediehen. An den Hängen der Riffe lagerte sich Schutt verschiedenster Art ab. Vor allem der grobe Riffschutt wurde von zahlreichen Tierarten besiedelt. Die vielfältigen und zahlreichen Fossilien verleihen diesem „Kelheimer Kalk“ ein ganz eigenes Gepräge.



Schematischer Schnitt durch den Malm der Südlichen Frankenalb, der die verschiedenen Gesteinsausbildungen („Fazies“) zeigt (aus MEYER & SCHMIDT-KALER 1996).

Kreide

Zum Ende des Malms zog sich das Meer weitgehend aus Süddeutschland zurück. Mit Beginn der Kreidezeit lag die Küstenlinie etwa bei Landshut. Südlich davon kam es im Berrias („Purbeck“) noch zur Bildung von Dolomit-, Anhydrit- und Salzlagen, bevor sich das Meer auch hier zurückzog.

Während der gesamten Unterkreide und auch noch zu Beginn der Oberkreide war das nördliche Niederbayern ein Festland. Die starke tropische bis subtropische Verwitterung betraf gleichermaßen das zutage liegende Grundgebirge der Böhmisches Masse wie auch die Sedimente des Malms. Allerdings reagierten die Gesteine unterschiedlich auf diese Beanspruchung: Die Granite und Gneise des Grundgebirges zerfielen hauptsächlich zu kaolinit-haltigem Sand, während die Kalksteine des Malms teilweise aufgelöst wurden und stark verkarsteten. Es entstand eine Landschaft mit zahlreichen Mulden und Dolinen.

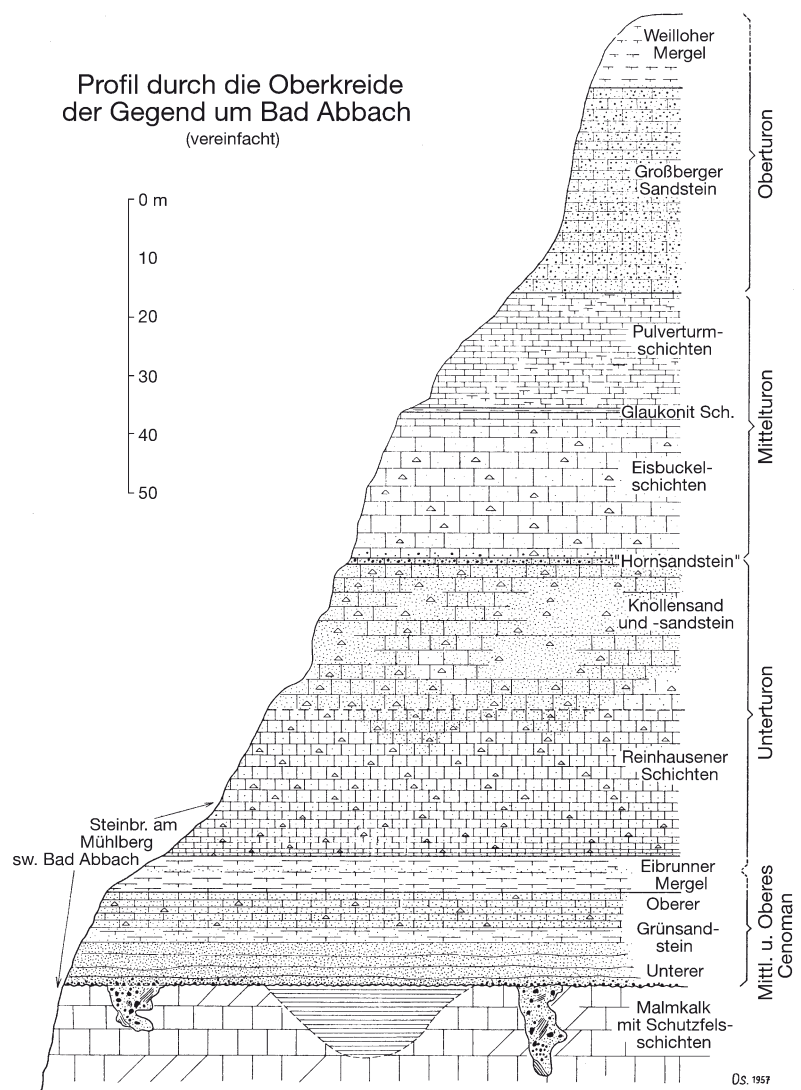
Die Verkarstung wurde unterbrochen durch eine Phase mit verstärkter Sedimentation. Kaolinit-haltige Sande und Tone – die Abtragungsprodukte des Grundgebirges – plombierten das Relief mit seinen vielen Karsthohlformen. Die sogenannten Schutzfessschichten sind zwar weit verbreitet, die einzelnen Vorkommen aber meist recht klein und heute auf die Füllung einzelner Hohlformen begrenzt. Der Großteil der Schutzfessschichten wurde wohl noch vor dem Obercenoman bei einer erneuten Erosions- und Verkarstungsphase wieder abgetragen.

Im Obercenoman stieß das Meer wieder weit nach Norden vor und bedeckte fast ganz Niederbayern mit Ausnahme des Hinteren Bayerischen Waldes. In diesem Meer lagerten sich zunächst fossilreiche

Sandsteine ab, die durch das im Meeresboden entstandene Mineral Glaukonit grünlich gefärbt sind. Diese „Regensburger Grünsandsteine“ stehen im Raum Kelheim – Bad Abbach in großer Mächtigkeit an den Hängen des Donautals an.

Im Bereich der Hochflächen nördlich und südlich der Donau finden sich auch noch jüngere Ablagerungen des Kreidemeeres. Ein Standardprofil durch die marine Oberkreide stammt aus dem Raum Bad Abbach.

Die dunklen Eibrunner Mergel markieren die Grenze zwischen Cenoman und Turon. Es folgen die kieseligen Kalksandsteine der Reinhauener Schichten, die feinkörnigen Knollen-



Standardprofil der Kreide-Schichtfolge bei Bad Abbach (nach OSCHMANN 1958)

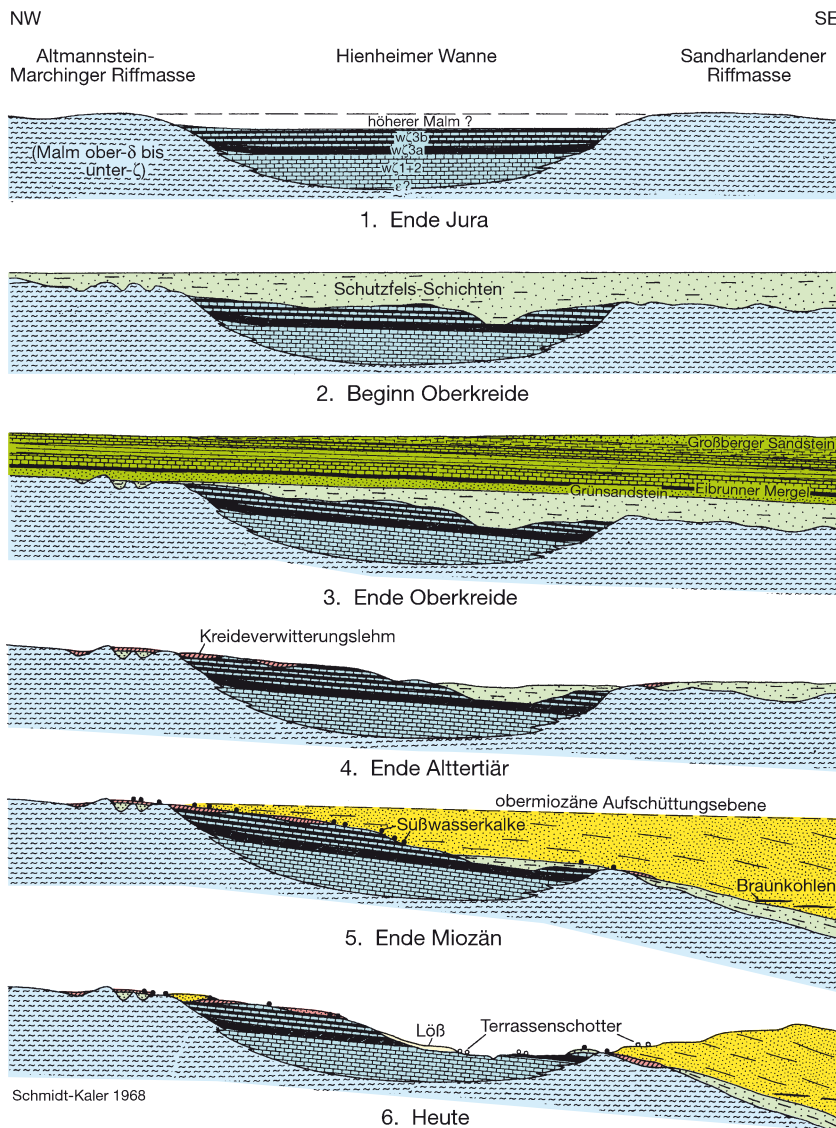
GEOTOPE IN NIEDERBAYERN

sandsteine und der grobkörnige Hornsandstein. Im Mitteljuron entstanden die sandigen und mergeligen Kalksteine der Eisbuckel- und Pulverturmschichten. Der Großberger Sandstein des Oberturons zeugt von einer weiteren Hebung und Abtragung der Grundgebirgsregion. Als jüngstes Schichtglied findet sich der Weilloher Mergel aus dem Coniac.

Die Meeresbedeckung dauerte in Niederbayern noch bis in das Campan an, die entsprechenden Sedimente sind aber nur unter der Molassebedeckung erhalten geblieben. Sie erreichen hier – vor allem in der Wasserburger Senke und im



Die Fossilführung der Regensburger Grünsandsteine ist durch relative Artenarmut, aber hohe Individuenanzahl gekennzeichnet. Besonders häufig findet man die Muschel *Exogyra columba* (Steinbrüche am Mühlberg).



Entwicklung der Landschaft im Raum Kelheim seit dem Ende des Jura (nach MEYER & SCHMIDT-KALER 1994)

Braunauer Trog – Mächtigkeiten von einigen 100 Metern. In der höchsten Oberkreide zog sich das Meer schließlich wieder aus dem Gebiet zurück.

In Ostniederbayern sind Reste mariner Oberkreidesedimente als Zeugen für die Bedeckung des Kristallins auf kleine Vorkommen in tektonischen Schollen am Donaurandbruch und im Bereich des Ortenburger Senkungsfeldes begrenzt.

Tertiär im Bereich der Südlichen Frankenalb

Seit dem Rückzug des Oberkreidemeeres war der nördliche Teil von Niederbayern wieder Festland. Im Gebiet der Südlichen Frankenalb begann im Alttertiär bei feuchtwarmem Klima eine langandauernde Abtragungsperiode, wobei die Kreidesedimente weitgehend entfernt wurden. Als Rückstand verblieben rotbraune Albverwitterungslehme mit Resten verkieselter Kreidesteine. Es kam erneut zur Verkarstung

der Malmkalke und zur Ausbildung eines Reliefs. Währenddessen entwickelte sich im Süden der Molassebecken und die flexurartige Verbiegung des Untergrunds, die zu einer leichten Schrägstellung der Jurakalke führte.

Im ausgehenden Untermiozän stieß schließlich aus dem Molassebecken wieder ein Meer gegen den Rand der Alb vor. Im Bereich des Kelheimer Albvorsprungs nordöstlich von Abensberg entstanden als Sedimente der Brackwassermolasse die Tone und Sande der Herrnwahl Tanner Schichten sowie die Schneckenkalke. Nach Rückzug des Meeres bildeten sich örtlich in Seen Süßwasserkalke aus. In der Folge wurde das Gebiet mit Tonen, Sanden und Kiesen der Oberen Süßwassermolasse mit nach Norden abnehmender Mächtigkeit eingedeckt.

Am Ende des Tertiärs begann neuerlich eine Phase der Abtragung, bei der das Relief wieder herausgeschält und die miozänen Sedimente weitgehend abgetragen wurden. In diese Zeit fiel auch die Anlage der heutigen Flussläufe.

Tertiär im Molassebecken

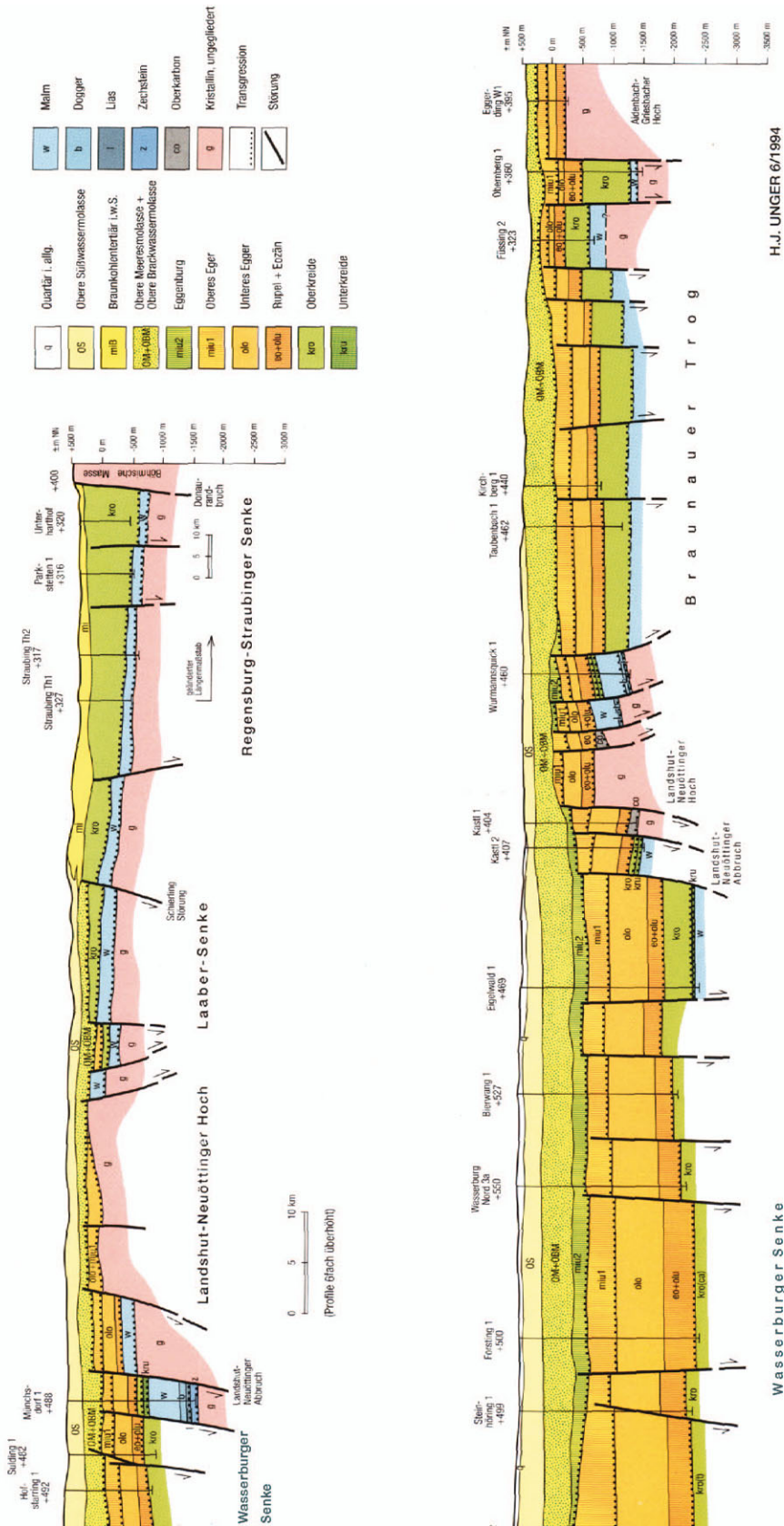
Vor den sich weiter südlich heraushebenden Alpen entstand im Eozän ein sich langsam eintiefendes Becken, das den Abtragungsschutt aus den Alpen und später auch Material aus dem nördlich gelegenen variszischen Festland aufnahm. Im Nordwesten Niederbayerns taucht die Malmkalktafel der Südlichen Frankenalb unter das Molassebecken ab. Die tertiären Sedimente keilen im Norden erosiv über Jura- und Kreidesteinen aus. In Ostniederbayern grenzt das Molassebecken dagegen am Donaurandbruch tektonisch gegen das kristalline Grundgebirge.

Im Untergrund kam es infolge wiederholter Bewegungen an Schwächezonen seit dem Jura zu einer tektonischen Verstellung der Grundgebirgsblöcke und zu einer Gliederung in Senken und Schwellen. Die tektonischen Hauptlineamente im Untergrund streichen zumeist parallel zur Pfahl- und Donaustörung in Nordwest-Südost-Richtung. Während zwischen Regensburg und Osterhofen der Bayerische Wald am Donaubruch um mehr als 1000 m gegen das Kristallin im Untergrund herausgehoben ist, springt das Grundge-

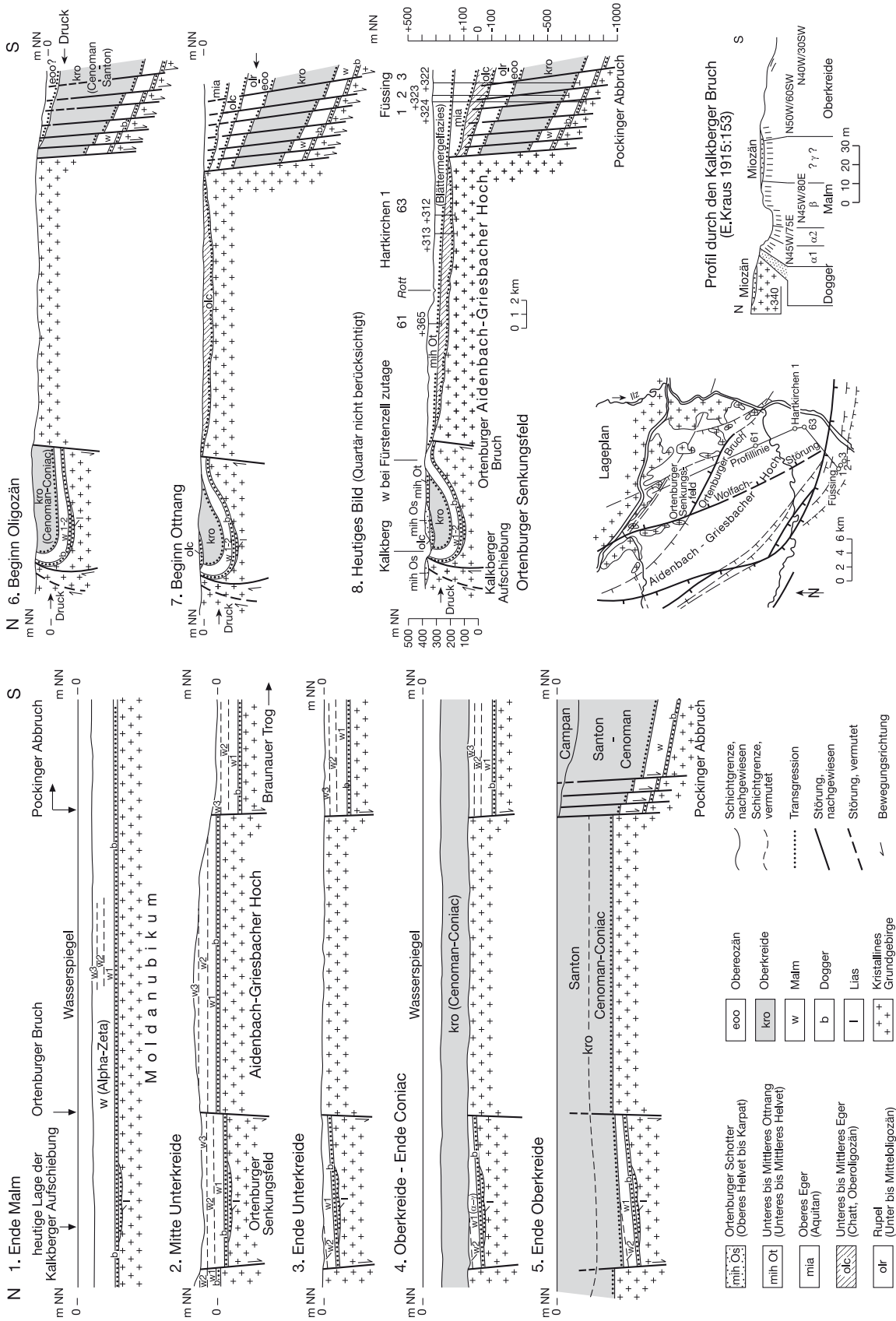
birge zwischen Osterhofen und Passau weit nach Süden vor. Im Bereich dieses sogenannten Aidenbach-Griesbacher-Hochs trägt das Kristallin nur eine geringmächtige Sedimentdecke. Eine weitere tektonische Hochzone, das Landshut-Neuöttinger Hoch, zieht im Untergrund unter Landshut hindurch. Unterschiedliche Absenkung bzw. Heraushebung der tektonischen Schollen, verbunden mit wiederholtem Wechsel zwischen Sedimentation und Erosion, führten dazu, dass dem Kristallin im Untergrund unterschiedliche mesozoische und tertiäre Deckschichten aufliegen. Eine Forschungsbohrung in Altdorf bei Landshut erbrachte in einer Malm-scholle auf dem Landshut-Neuöttinger Hoch mit 71°C in nicht einmal 800 m Tiefe die größte geothermische Anomalie Deutschlands (WROBEL et al. 2002).

Im Bereich des Molassebeckens entstand durch das Zusammenwirken von Einsinken des Beckens, Sedimenteintrag, Tektonik sowie Schwankungen des Meeresspiegels ein kompliziertes System miteinander verzahnter Sedimentkörper. Die in Niederbayern anstehenden Molassesedimente bestehen fast durchwegs aus unverfestigten, tonig-mergeligen bis sandig-kiesigen Ablagerungen. Ältere Abfolgen zwischen Obereozän und Beginn des Untermiozäns sind in Niederbayern nur aus Tiefbohrungen bekannt.

Die ältesten an der Erdoberfläche aufgeschlossenen Sedimente des Molassebeckens sind Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse, die im Ostteil des Beckens breit ausstreicht. Während der oberen Eggenburg-Zeit griff von Süden her das Meer auf das Aidenbach-Griesbacher-Hoch über. Im Flachwasser der Küste bildeten sich die fossilreichen Ortenburger Meeressande, die durch Funde von großen *Pecten*- und Austernschalen bekannt geworden sind. Zur Zeit des unteren Ottnangs entstanden in einem tiefen Meer die Mergel der Neuhofener Schichten; sie sind durch Flachwassersedimente wie Blättermergel und Glaukonitsande überlagert, wobei die beiden Sedimentausbildungen eng miteinander verzahnt sind. Die Küstenlinie verlief wieder im Bereich der hochliegenden Kristallinscholle. Schließlich zog sich das Meer aus großen Teilen des Beckens zurück. Anhand der in einzelnen Horizonten sehr fossilreichen Oncophora-Schichten (Brackwassermolasse) lässt sich das

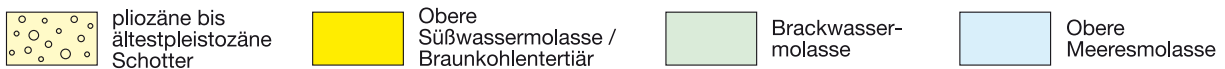
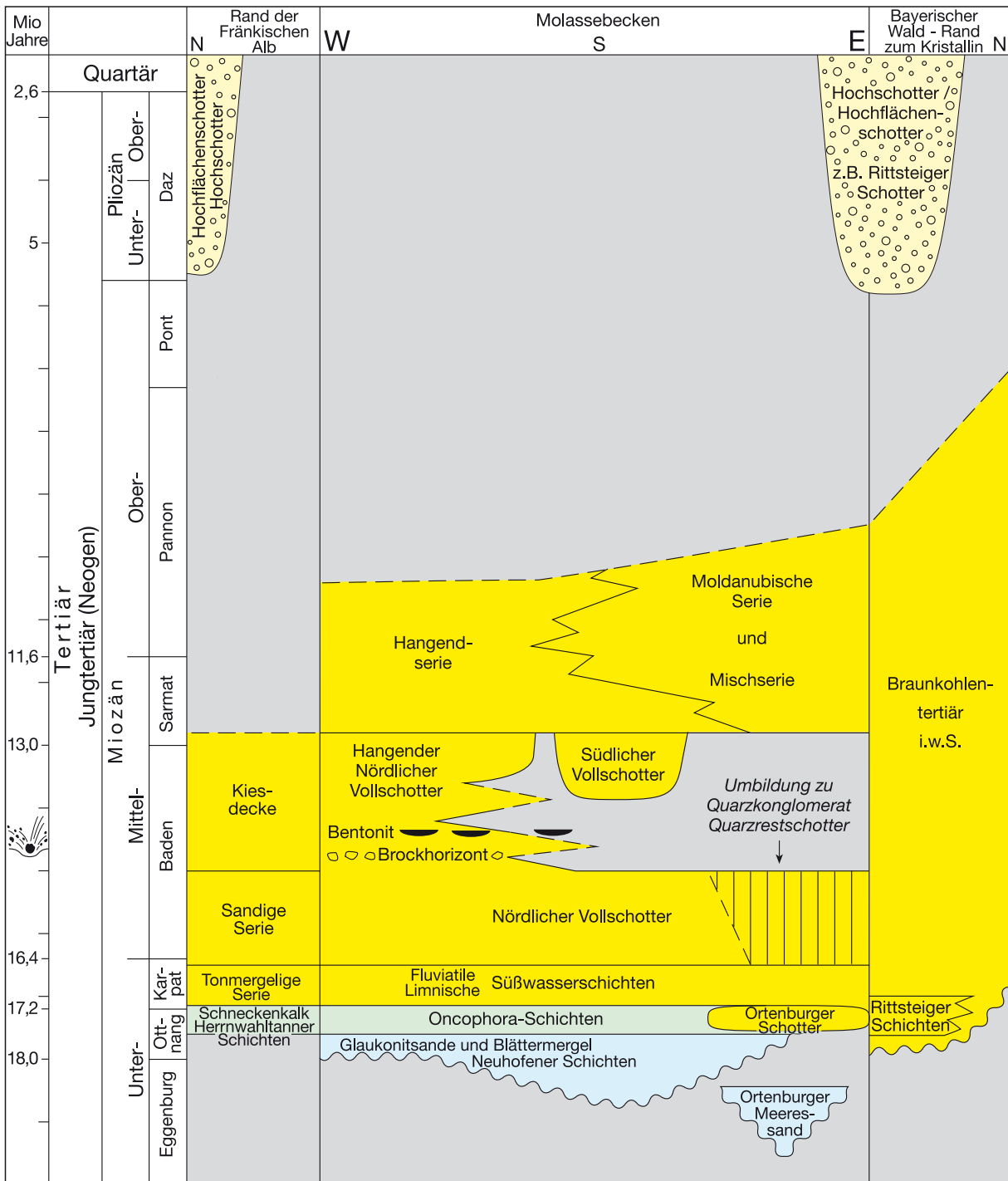


Schnitte durch die ostbayerische Molasse (aus BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996)



35 Tektonische Entwicklung und geologischer Werdegang des ostniederbayerischen Raumes vom Jura bis zum Quartär (nach UNGER & SCHWARZMEIER 1987)

GEOTOPE IN NIEDERBAYERN



Stratigraphische Gliederung des Tertiärs in Niederbayern

Aussüßen des verbliebenen Brackwasserbeckens nachvollziehen.

Parallel zu den Sedimenten der Brackwassermolasse erreichte im Nordosten der Molasse eine fluviatile Schüttung aus dem Alpenraum das Becken. Es entstand der grobkörnige Ortenburger Schotter, der als breites Band vom Raum Neuburg am Inn nach Westnordwest zieht. In Senken des nordöstlich anschließenden kristallinen Grundgebirges wurden kaolinitische Tone der Rittsteiger Schichten abgesetzt.

Die vom höheren Untermiozän bis zum Obermiozän abgelagerten Sedimente der Oberen Süßwassermolasse bestehen vorwiegend aus von verschiedenen Flusssystemen geschütteten Sanden und Kiesen, denen Stillwassersedimente (Tone, Mergel, Süßwasserkalk) eingelagert sind. Dabei verlief die Entwässerungsrichtung von Ost nach West. Infolge von Flussverlagerungen, Unterbrechungen im Sedimentationsablauf und Erosion gibt es auf engem Raum Veränderungen in der Ausbildung der Sedimente, eine detaillierte Gliederung ist daher in der Regel nicht möglich. Der Großteil der Kiese und Sande stammt aus dem Abtragungsschutt der Alpen, von Norden gelangte gleichzeitig aber auch Material des kristallinen Grundgebirges in das Becken.

Die Obere Süßwassermolasse beginnt über den Oncophora-Schichten im Karpat mit den Tonen und Mergeln der Limnischen Süßwasserschichten. Diese gehen in die sandigen und kiesigen Flussablagerungen der Fluviatilen Süßwasserschichten über. In der Baden-Zeit brachten Flüsse mit Einzugsgebiet im Alpenraum aus östlicher Richtung vorwiegend sandige Kiese zur Ablagerung. Mächtige Schotterkörper mit feinkörnigen Zwischenlagen bilden im westlichen Teil Niederbayerns die Abfolgen der Nördlichen Vollsotter. Noch vor dem Einschlag des Ries-Meteoriten kam es zu Sedimentationsunterbrechungen und Reliefbildung. Die damalige Landoberfläche wird durch den sogenannten „Brockhorizont“ aus Malmkalkauswürflingen markiert, die auf das Riesereignis zurückgeführt werden. In Niederbayern sind wiederholt solche Brocken gefunden

den worden (ULBIG 1994). Vor allem im Hangenden des Brockhorizonts liegen Bentonite, die auf Aschen eines sauren Vulkanismus zurückgeführt werden. Das in das Becken eingewehte Material war in Senken zusammenschwemmt und in Bentonit, einen Montmorillonit-reichen Ton, umgewandelt worden. Die Herkunft der Aschen ist noch ungeklärt. Verbreitet sind die Bentonite im Raum Landshut-Mainburg und Malgersdorf.

Der Ostteil der Niederbayerischen Molasse gelangte im Baden in eine Hochlage. Die kalkhaltigen Nördlichen Vollsotter wurden unter langandauernder Verwitterung zu Quarzrestschottern und Quarzkonglomeraten umgewandelt. Weiter westlich setzte sich gleichzeitig die Ablagerung der Nördlichen Vollsotter fort. Im Raum Simbach schüttete ein weiteres Flusssystem aus dem Alpenraum nach einer Erosionsphase mit Reliefbildung die Südlichen Vollsotter. Diese Kiese liegen in Erosionsrinnen, die bis zur Brackwassermolasse hinabgreifen.

Im Hangenden der verschiedenen Schotter und der Quarzkonglomerate sind die sandreichen Ablagerungen der Hangendserie verbreitet. Die Sedimente sind aus dem Alpenraum eingetragen und verzahnen sich im Nordosten des Molassebeckens mit feldspatreichen Ablagerungen der Misch- und Moldanubischen Serie, die aus der Abtragung des kristallinen Grundgebirges stammen.



Dieser „Steinschwammerl“ im Steinkartforst ist durch Abbau von Quarzrestschottern entstanden. Beim Kiesabbau wurde die harte Quarzkonglomeratbank unterhöhlt, die nun als „Pilzhut“ 3 bis 4 m über den „Stil“ aus lockeren Quarzrestschottern austragt.

Am westlichen Grundgebirgsrand, im Bereich von Regensburg, tiefte sich im älteren Miozän ein großes Flusssystem in den Untergrund ein, die sogenannte Urnaab, die Material aus Nordostbayern in den Molassetrog einbrachte. Ein Seitenarm des Urnaabsystems quert das Donautal bei Bad Abbach. Die große Rinne wurde rasch wieder mit Sedimenten aufgefüllt, dabei entstanden bei subtropischen Klimabedingungen große Braunkohlensümpfe. Am Grundgebirgsrand und in Talmulden, die weit ins Kristallin eingreifen, bildeten sich ebenfalls Braunkohlensümpfe. Die Sedimente bestehen aus einer Wechselfolge von kaolinitischen Tonen mit Sandlagen und Braunkohleflözen. Der Kaolinit entstammt der Feldspatverwitterung des Grundgebirges. Die Ablagerungen im Urnaabtal und in den Senken am Kristallinrand werden als Braunkohlentertiär zusammengefasst.

Im Obermiozän endete die Sedimentation im niederbayerischen Teil des Molassebeckens und Abtragung setzte ein. Die Entwässerungsrichtung änderte sich auf einen Abfluß nach Osten, womit die Anlage der heutigen Flusssysteme begann. Reste von Hochschottern im Bereich des Altmühltals, der Hengersberger Bucht und der Umgebung von Passau, für die pliozänes bis ältestpleistozänes Alter angenommen wird, zeigen den Lauf der Urdonau an.

Quartär

Das Zeitalter des Quartärs war durch markante Klimaveränderungen geprägt. In dieser Zeit wurde die Landschaft Niederbayerns, teilweise unter Permafrostbedingungen, umgestaltet und das heutige Bild geformt.

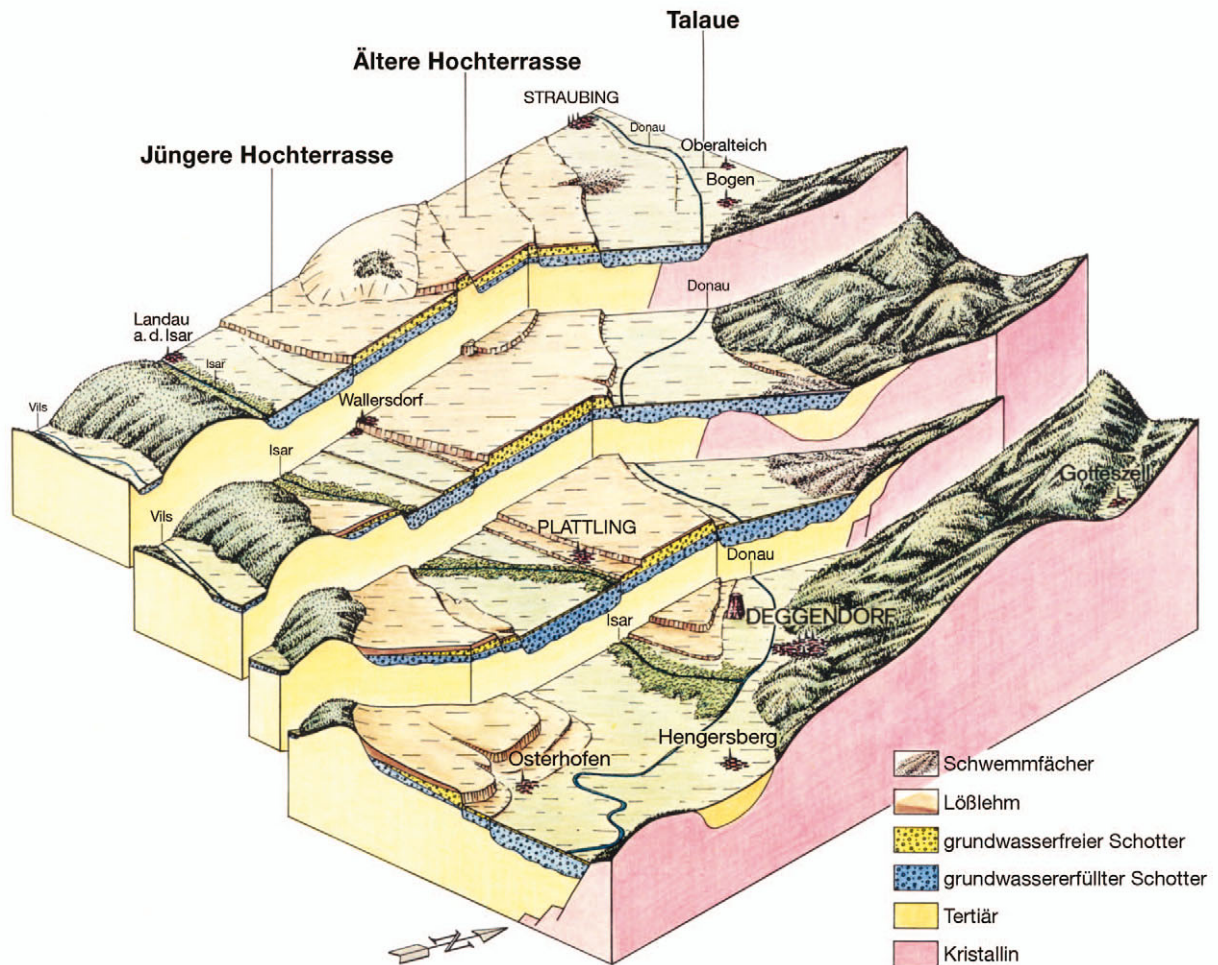
In den Hochlagen des Hinteren Bayerischen Waldes kam es während des **Pleistozäns** mehrfach zu einer lokalen Vergletscherung, deren Spuren heute noch die Landschaft prägen. An den Ursprungsstellen der Gletscher entwickelten sich Kare, die an den meisten über 1300 m herausreichenden Erhebungen zu finden sind. Die glazialen Hohlformen enthalten heute Moore und Seen. Umsäumt sind die Kare von blockreichen Moränenkränzen, wobei ein ganzes System von Moränenwällen verschiedene Stadien markiert. Wegen des kontinentalen Klimas mit geringen Nie-

derschlägen während der Hochglazialzeiten konnten sich aber nur vergleichsweise geringe Eismassen ansammeln, die Gletscher waren relativ klein. In der Würmeiszeit erreichten sie bis ca. 2 km Länge, im mittleren Pleistozän war der Gletscher im Reschwassertal immerhin 8 km lang.

Der größte Teil Niederbayerns blieb aber unvergletschert, so dass dort periglaziale Prozesse wirksam werden konnten. Der Boden war gebietsweise tiefgründig gefroren. Im Wechsel zwischen Tauen und Gefrieren kam es zur Umlagerung und zum Abtrag von Bodenmaterial. Es bildeten sich Fließerden und Wanderschuttdecken, die in Tälern oder an flachen Hanglagen wieder abgelagert wurden und heute weite Bereiche überziehen. Vor allem im Bereich des Bayerischen Waldes wurde auf diese Weise der Verwitterungsersatz verlagert und abgetragen. So kam es an exponierten Talflanken, auf Bergrücken und Gipfeln zur Freistellung von unverwitterten Partien. An diesen Felsklippen konnte Frostverwitterung wirksam werden. Entlang von Klüften wurde freiliegendes Gestein mehr oder weniger stark in Blöcke zerteilt und in Verbindung mit Bodenfließen bildeten sich Blockströme aus.

Infolge des kalten Klimas mit kräftigen Winden bei nur spärlicher Vegetationsdecke war die Winderosion besonders wirksam. Von Wind verblasenes Feinmaterial überzieht als Lößdecke weite Bereiche des Tertiär-Hügellandes, der quartären Schotterfluren, der Randlagen des Bayerischen Waldes und der Südlichen Frankenalb. Besonders mächtige Lößansammlungen konnten sich im Windschatten von Talrücken ansammeln. Ausgeblasener Sand wurde meist nur über kurze Distanzen transportiert, bevor er, teilweise in Form von Dünen, wieder abgelagert wurde wie z.B. im Donautal und im Raum Abensberg.

Bereits im Pliozän und vor allem im Pleistozän setzte eine kräftige Zertalung und Erosion ein. In der Südlichen Frankenalb schnitt die Ur-Donau von der Albhochfläche her das heutige Altmühltal in die Malmkalktafel ein. Schotterreste auf verschiedenen Niveaus dokumentieren diesen Vorgang. Die Donau floss dabei über einen langen Zeitraum in einer weiten Schleife durch die Südliche Frankenalb. Erst vor etwa 80.000 Jahren kam es zu einer Laufverlegung in das heutige Do-



Schematisches Blockbild vom Mündungsbereich der Isar in die Donau

nausal. Mit der Tieferlegung des Grundwasserspiegels wurden alte Karstsysteme reaktiviert und neue Karstwasserwege angelegt. Die Hochflächen der Südlichen Frankenalb sind typische Karsthochflächen mit unterirdischer Entwässerung.

Unterhalb von Pleinting schuf sich die Donau im Quartär ein tiefes enges Tal durch die Festgesteine des Grundgebirges. Zur Zeit des Jungtertiärs verlief das Ur-Donautal noch etwas weiter nördlich zwischen Hengersberg und Passau.

Im Bereich des Tertiär-Hügellandes mit seinen leicht erodierbaren Lockergesteinen konnten sich besonders breite Täler ausformen. Donau, Isar und Inntal durchziehen das Gebiet mit breiten Sohlentälern. Entlang der Täler entstanden in verschiedenen Höhenlagen vom Pleistozän bis ins

Holozän teilweise sehr ausgedehnte Schotterterrassen. Sie tragen meist Lößdecken und eignen sich dadurch ausgezeichnet für die landwirtschaftliche Nutzung.

Mit einer deutlichen Klimaverbesserung vor ca. 10.000 Jahren begann das **Holozän**. Der Permafrost verschwand, es wurde wärmer und die Vegetation kehrte großflächig zurück. Zu den jüngsten Bildungen zählen Hangschuttablagerungen, Schwemmfächer sowie Berggrutsche. In Flusstälern entstanden weitere Terrassen und Talauablagerungen. In Mulden und Vernässungszonen sowohl der Talniederungen des Donau- und Isartales als auch im Bayerischen Wald bildeten sich örtlich Moore. Dort, wo im Tertiär-Hügelland an wasserundurchlässigen Schichten Quellen austreten, haben sich mancherorts Kalktuffablagerungen gebildet.

3 GEOTOPE IN NIEDERBAYERN – EIN KURZER ÜBERBLICK

3.1 Bisheriger Stand der Erfassung

In seiner Endausbaustufe soll der GEOTOPKATASTER BAYERN des Bayerischen Geologischen Landesamtes Daten der wichtigsten Geotope aller Naturräume enthalten. Neben den für Forschung und Lehre bedeutsamen Aufschlüssen sind dies vor allem die typischen oder besonderen Oberflächenformen, die ja die Landschaft wesentlich prägen. Aber auch Quellen, Höhlen und geohistorische Objekte können zum Geotop-Inventar einer Region gehören.

Eine flächendeckende Kartierung Bayerns oder auch nur einzelner Regionen konnte zwar bisher nicht durchgeführt werden. Aber der vorhandene Datenbestand im GEOTOPKATASTER BAYERN gibt bereits einen sehr guten Überblick über die prägenden Geotope der bayerischen Landschaften.

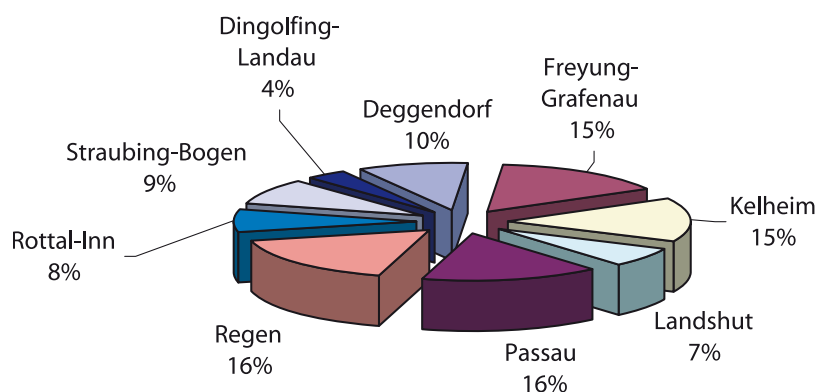
Er dient als fachliche Grundlage für die Berücksichtigung der Geotope im Naturschutz sowie in Landesplanung und Raumordnung. Aber nicht nur in der Verwaltung sondern auch bei Touristiken und wissbegierigen Bürgern hat das Interesse an Geotopen in den vergangenen Jahren deutlich zugenommen. Einzelne Geotope waren als Ausflugsziele schon immer attraktiv. Immer mehr wird aber heute erkannt, dass die Vielfalt der Geotope entscheidend zum unverwechselbaren Charakter einer Region beiträgt und somit auch einen Wirtschaftsfaktor darstellt.

In Niederbayern wurden bis zum Sommer 2004 insgesamt 341 Geotope für den GEOTOPKATASTER BAYERN erfasst. Da eine flächendeckende Kartierung noch nicht erfolgt ist, kann jedoch kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben werden. Es gehen laufend Vorschläge zur Neuaufnahme beim Geologischen Landesamt ein. Die nötige Begutachtung von Objekten, die zur Neuaufnahme vorgeschlagen sind, ist jedoch sehr zeitaufwändig und kann nur im Rahmen der vorhande-

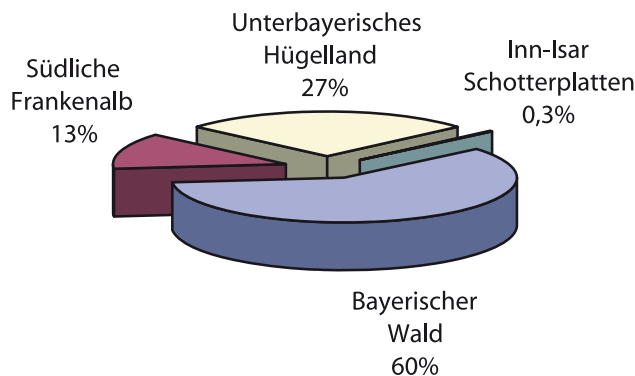
nen Möglichkeiten erfolgen. Auch bei den bereits erfassten Geotopen ist der Datenbestand aber nicht statisch. Der Zustand von Geotopen ändert sich ständig, sei es auf natürliche Weise, wie z.B. durch Verwitterung, Bewuchs usw., oder auch durch Eingriffe des Menschen, wie z.B. die Stilllegung eines Gesteinsabbaus oder andere Nutzungsänderungen.

Ergänzend zu den im GEOTOPKATASTER BAYERN erfassten Objekten wurden dem Geologischen Landesamt für die Zwecke des Geotopschutzes Daten aus privaten Höhlenkatastern zur Verfügung gestellt. Innerhalb Niederbayerns finden sich 140 Höhlen, die im Höhlenkataster Fränkische Alb erfasst sind. Diese liegen fast alle im Malm der Südlichen Frankenalb. Einzelne Höhlen liegen im kreidezeitlichen Grünsandstein und in Kalkschollen am Grundgebirgsrand.

Statistisch gesehen findet man in Niederbayern pro 30 km² ein Geotop. Allerdings ist die Verteilung aufgrund der geologischen Ausgangssituation und der menschlichen Aktivitäten der vergangenen Jahrhunderte recht ungleichmäßig. Insbesondere liegen auf dem Gebiet der kreisfreien Städte nur relativ wenige Geotope. Diese Flächen werden daher im Folgenden gemeinsam



Verteilung der Geotope auf die niederbayerischen Landkreise



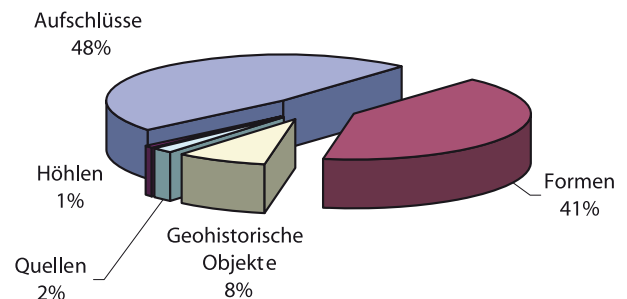
Verteilung der Geotope auf die naturräumlichen Haupteinheiten Niederbayerns

mit den jeweils umgebenden Landkreisen betrachtet. Die meisten Geotope finden sich im Landkreis Regen (58 Geotope, ein Geotop pro 17 km²). Eine ähnliche Dichte zeigt der Landkreis Freyung-Grafenau (53 Geotope, ein Geotop pro 19 km²). Beide Landkreise liegen komplett im Bayerischen Wald, der – verglichen mit dem Hügelland südlich der Donau – viel reicher an Geotopen ist. Besonders wenige Geotope weisen die Gebiete von Dingolfing-Landau (12 Geotope, ein Geotop pro 73 km²) und Landshut (23 Geotope, ein Geotop pro 61 km²) auf. Sie liegen fast ausschließlich entlang des Isartals. Im umgebenden Tertiär-Hügelland sind Geotope dagegen sehr selten, da hier dauerhafte Aufschlüsse ebenso fehlen wie markante Reliefformen.

Auch wenn man die Anzahl der Geotope in den verschiedenen Naturräumen Niederbayerns vergleicht, treten die Unterschiede klar zutage. Mehr als 60% der Objekte (203 Geotope) liegen im Bayerischen Wald, der aber nur etwa 37% der Fläche des Bezirks ausmacht. Vor allem die Südliche Frankenalb, die nur 4% Niederbayerns einnimmt, ist mit 13% der Objekte (44 Geotope) überproportional vertreten. Die landschaftlichen und geologischen Besonderheiten im Altmühl- und Donautal rechtfertigen diese Gewichtung. Im Bereich des Unterbayerischen Hügellands und der Inn-Isar-Schotterplatten, die zusammen mit 59% den größten Flächenanteil des Bezirks stellen, liegen dagegen nur 94 Geotope (27%).

Insgesamt 57 unterschiedliche Geotypen wurden in Niederbayern bisher erfasst. 48% hiervon sind Aufschlüsse, die in der Mehrzahl mit

dem Geotyp „Gesteinsart“ oder „Schichtfolge“ klassifiziert sind. Es befinden sich aber auch fünf Typlokalitäten und sechs Standard- bzw. Referenzprofile darunter. Die zweite wichtige Gruppe machen mit 41% die Oberflächenformen aus. Hier dominieren die Verwitterungsbildungen und die fluviatil und gravitativ entstandenen Formen. Geohistorische Objekte bilden in Niederbayern mit 8% einen vergleichsweise großen Anteil am Geotopkataster. Hier spiegelt sich die weite Verbreitung und große Vielfalt von ehemaligen Bergbauanlagen wieder, die vor allem im Bayerischen Wald über Jahrhunderte hinweg ein wesentlicher Wirtschaftsfaktor waren. Quellen und Höhlen sind dagegen im niederbayerischen Anteil des Geotopkatasters nur untergeordnet vertreten.



Die Häufigkeit der verschiedenen Geotypen in Niederbayern

Nicht einmal die Hälfte der in Niederbayern erfassten Geotope ist auf natürliche Weise entstanden. Die Mehrzahl – insbesondere der Aufschlüsse und alle Geohistorischen Objekte – wurden erst durch menschliche Aktivitäten geschaffen. Vor allem die Gewinnung von unterschiedlichsten Bodenschätzen, von Gesteinen über Industriemineralien bis hin zu Edelmetallen, schuf eine Vielzahl von wichtigen Aufschlüssen, die uns heute Einblicke in den Aufbau der Erdkruste erlauben. Auch künstliche Böschungen an Straßen können, wenn sie nicht zu stark abgeflacht und begrünt sind, als Gesteinsfreilegung geologisch interessant und für den Geotopkataster von Bedeutung sein.

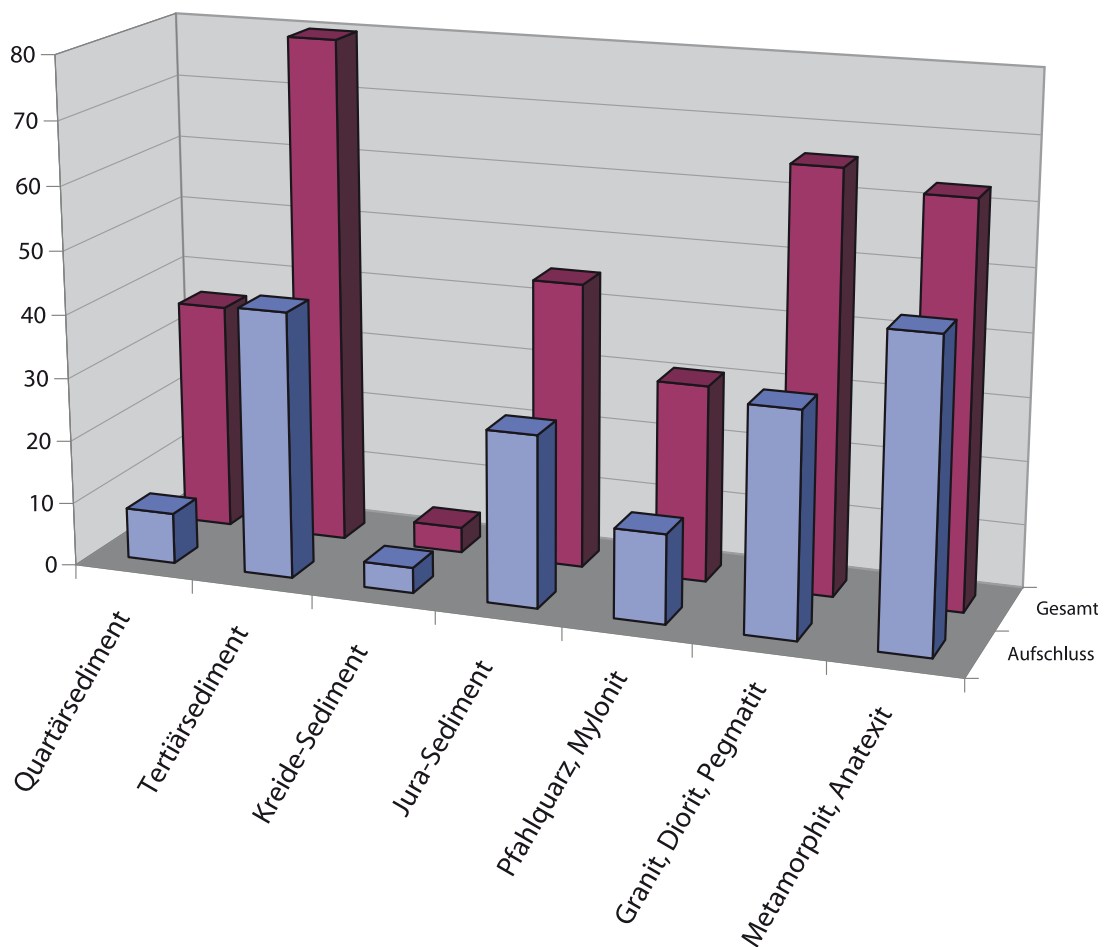
GEOTOPE IN NIEDERBAYERN

Bei den natürlich entstandenen Geotopen dominieren Felswände, -hänge, -kuppen und -blöcke als typische Formen der Verwitterung und Abtragung. Auch Prallhänge und Aufschlüsse entlang von Flusstälern sind keine Seltenheit. Und schließlich bieten 15% der erfassten Geotope überhaupt keinen Gesteinsaufschluss. In diesen Fällen genügt allein schon die Aussagekraft der markanten Geländeform für eine Aufnahme in den Geotopkataster. Es handelt sich hier vor allem um Talformen, Terrassen, Sanddünen und Dolinen sowie einzelne Bergbauspuren und Quellen.

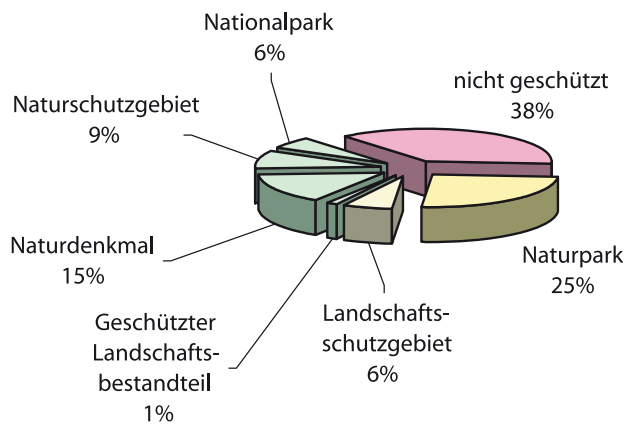
Aus geowissenschaftlicher Sicht ist Niederbayern in drei unterschiedlich große Teile zu gliedern: Südlich der Donau liegt das Tertiär-Hügelland mit ausgedehnten Flusstälern, in denen Quartärseimente lagern. Der Bayerische Wald ist geprägt

vom so genannten Grundgebirge, das schon im Erdaltertum in eine Gebirgsbildung einbezogen war. Bildungen aus der Jura- und Kreidezeit sind nur in Teilen des Landkreises Kelheim und in wenigen Einzelvorkommen entlang der Donau dokumentiert. Ältere Teile des Deckgebirges – vom Perm bis in den Mittleren Jura – fehlen in Niederbayern. Die Verteilung der Geotope auf die verschiedenen Gesteinsgruppen spiegelt den geologischen Bau des Bezirkes wieder. Die Jura-Gesteine sind – im Verhältnis zu ihrer geringen flächigen Verbreitung – allerdings deutlich überrepräsentiert, während die Tertiärsedimente unterrepräsentiert sind, obwohl sie die größte Gruppe bilden und sehr weit verbreitet sind.

Fast zwei Drittel der in Niederbayern erfassten Geotope weisen einen Schutzstatus nach dem Bayerischen Naturschutzgesetz auf. Ausreichen-



Anzahl der Geotope Niederbayerns, verteilt auf verschiedene Erdzeitalter und Gesteinsgruppen



Schutzstatus der in Niederbayern erfassten Geotope

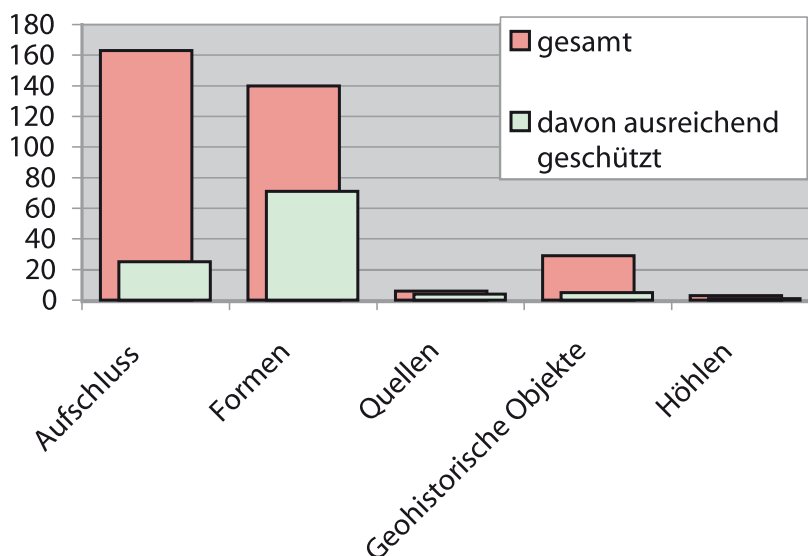
de Schutzbestimmungen besitzen vor allem jene 31 % der Geotope, die im Nationalpark oder in Naturschutzgebieten liegen oder als Naturdenkmal oder geschützter Landschaftsbestandteil ausgewiesen sind. Nicht so streng im Sinne einer Veränderung von Geotopen sind die Schutzbestimmungen in Landschaftsschutzgebieten und Naturparks. Betrachtet man den Schutzstatus der Datensätze getrennt nach Geotoptypen, so zeigt sich, dass die Oberflächenformen und Quellen vergleichsweise häufig ausreichend geschützt sind, Aufschlüsse und geohistorische Ob-

jekte dagegen relativ selten. 43 % der niederbayerischen Geotope sind auch als Biotope registriert.

Für die Hälfte der niederbayerischen Geotope ergab die geowissenschaftliche Bewertung (nach der Methode der Ad-HOC-AG GEOTOPSCHUTZ 1996) eine Einstufung als wertvoll oder besonders wertvoll. Die restlichen wurden überwiegend als bedeutend eingestuft. Geringwertige Geotope werden normalerweise nicht in den Datenbestand aufgenommen. In wenigen Fällen hat sich aber der Zustand von Geotopen im Lauf der Zeit so weit verschlechtert oder es sind gleichartige, aber aussagekräftigere neu aufgenommen worden, dass eine Bewertung als bedeutend nicht mehr gerechtfertigt ist.

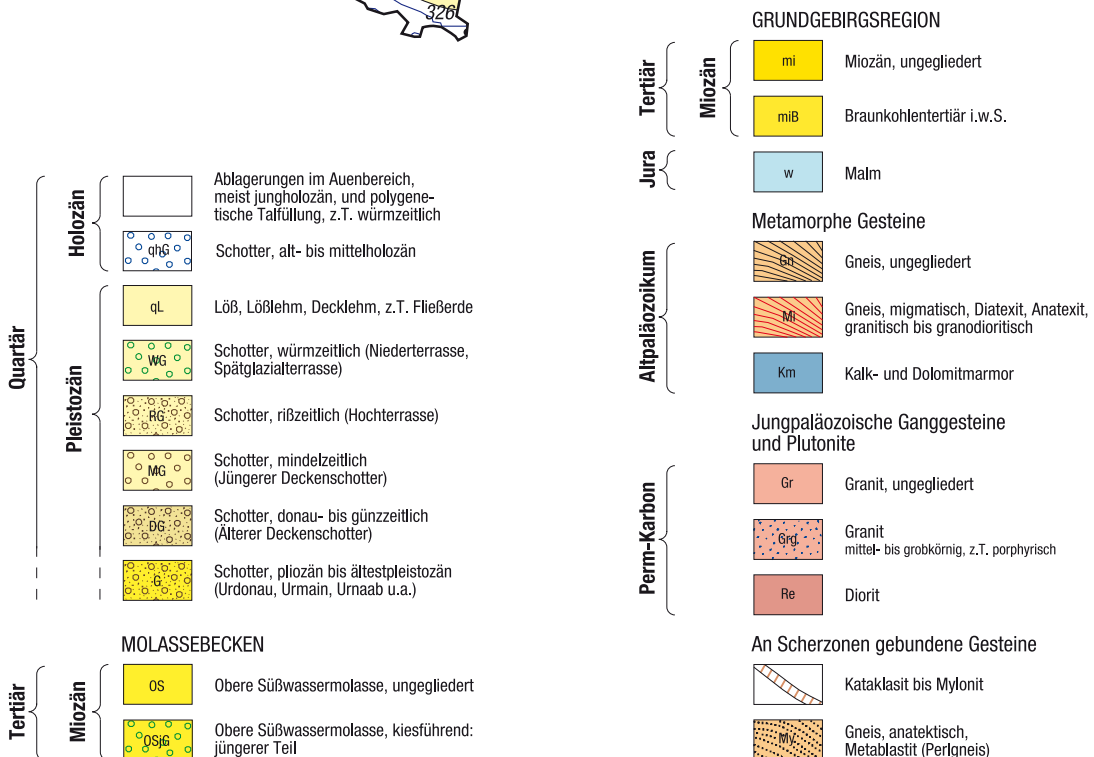
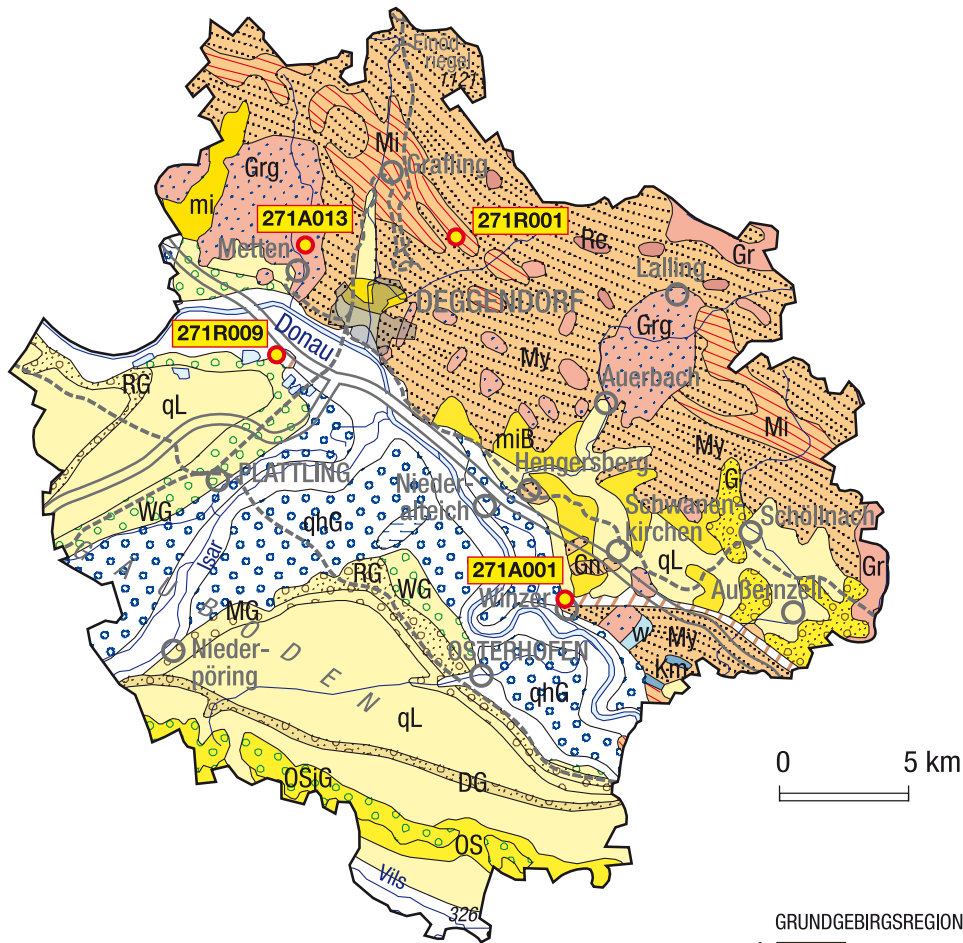


Geowissenschaftliche Bewertung der Geotope in Niederbayern



Gesamtheit und Anzahl der ausreichend geschützten Aufschlüsse, Formen, Quellen, Höhlen und geohistorischen Objekte

GEOTOPE IN NIEDERBAYERN



3.2 Deggendorf

Die Donau, die den Landkreis Deggendorf von Nordwest nach Südost durchquert, teilt das Gebiet in zwei etwa gleich große Bereiche. Markiert durch einen auffallenden morphologischen Anstieg, entspricht der nördliche Rand des Donautales im wesentlichen der Grenze zwischen zwei naturräumlichen Haupteinheiten, dem Unterbayerischen Hügelland und dem Bayerischen Wald.

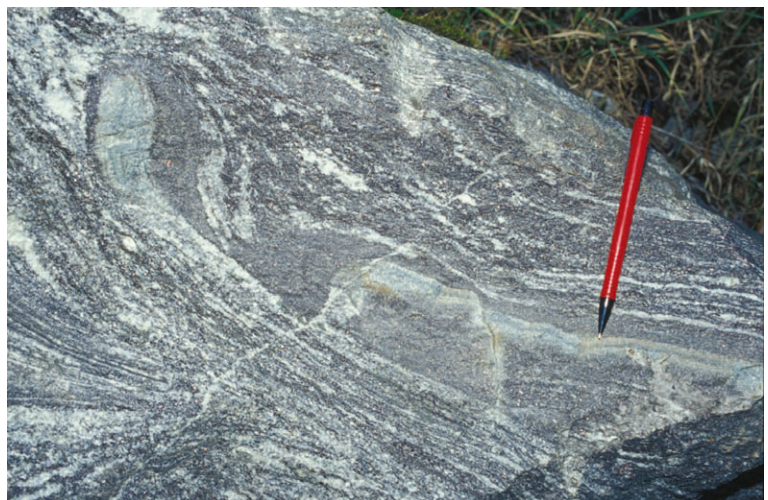
Das Unterbayerische Hügelland besteht aus dem Dugau, das sind die im Pleistozän gebildeten ebenen bis flachwelligen Terrassenlandschaften der Donau und der untersten Isar, und dem sich südlich anschließenden Isar-Inn-Hügelland. Niedrigster Punkt im Landkreis ist mit 303 m die Einöde Lenau an der Donau. Landwirtschaftlich intensiv genutzte Terrassenebenen steigen im Dugau von den heutigen Talböden zwischen 305 m und 320 m Höhe zu den ältesten quartären Flussterrassen auf 360 m Höhe an. Der bewaldete Hügelrücken aus tertiären Molassesedimenten im Süden reicht bis über 400 m Höhe hinauf und trennt das Vilstal von der Donauniederung.

Nach Nordosten schließt an das breite Donautal der Bayerische Wald an. Im Bereich der Naturräume Falkensteiner Vorwald westlich und Lallinger Winkel östlich von Deggendorf steigt die Landschaft in unscharfen Stufen gegen die Höhen des Vorderen Bayerischen Waldes an. Dabei treten die Höhenlagen um 450 m und 600 m als Reste ehemaliger Verebnungsflächen etwas stärker in Erscheinung. In das meist bewaldete Kristalline greifen mit tertiären Sedimenten verfüllte Täler ein, die ein hügelig-kuppiges Relief zeigen und oft landwirtschaftlich genutzt sind. Die höchste Erhebung im Landkreis Deggendorf und gleichzeitig im Vorderen Bayerischen Wald ist der Einödriegel (1121 m). Hänge und Kammzone des Vorderen Bayerischen Waldes an der Grenze zum Landkreis Regen mit Gipfelhöhen über 1000 m sind fast durchwegs bewaldet und relativ dünn besiedelt.

Die ältesten Gesteine im Landkreis gehören zum kristallinen Grundgebirge: metamorphe Folgen, die im

Karbon in Folge der variszischen Gebirgsbildung überprägt wurden, sowie granitische Gesteine, die spätvariszisch aus Schmelzen auskristallisiert sind. In der Folge wurde das Gebirge entlang altangelegter, mehrfach aktiver Störungszonen in Blöcke zerteilt, die zueinander verstellt und angehoben wurden, so dass man heute die ehemals tieferen Bereiche der Erdkruste an der Oberfläche findet. Entlang des Donaurandbruchs ist die nordöstliche Scholle des kristallinen Grundgebirges um 1 bis 2 km gegenüber der tief unter dem Molasseuntergrund verborgenen südöstlichen Scholle versetzt.

Das kristalline Grundgebirge besteht im Landkreis Deggendorf vorwiegend aus metamorphen Gesteinen. Verbreitet sind Paragneisabfolgen der „Monotonen Gruppe“, deren Ausgangsgesteine tonige und sandige Sedimentserien des Altpaläozoikums oder des Präkambriums waren. Im Zuge der Metamorphose kam es zu Mineralneubildung (Blastese) und Aufschmelzung (Anatexis). Die häufigsten Gesteine sind „Perlgneise“ (metablastische Biotit-Plagioklas-Gneise), es treten aber auch andere Gneistypen auf. Eingelagert in die Gneise finden sich Kalksilikatgneise. Neben den Perlgneisen sind Diatexite verbreitet. Vor allem im Bereich um Grafling treten Diatexite auf, deren ursprüngliche Strukturen in Folge einer weitgehenden Aufschmelzung fast vollständig verschwunden sind („Paragranodiorite“). Entlang des Donaurandbruchs und weiterer Stö-



Gebänderter Gneis bei Gneisting

rungszonen sind die sogenannten Winzergesteine verbreitet.

Im Südosten des Landkreises, südlich der markanten Störungszonen des Aicha-Halser-Nebenpfahls, sind in die Gneise Marmorlinsen eingeschaltet, wie sie für die Gneisfolgen der „Bunten Gruppe“ charakteristisch sind. Der Bayerische Wald springt westlich von Osterhofen weit nach Süden vor. Direkt an der Grenze zum Landkreis Passau steht bei Pleinting das kristalline Grundgebirge auch südlich der Donau an. Dieser Bereich gehört bereits zum Naturraum Passauer Abteilland und Neuburger Wald. Dort verengt sich das breite Donautal mit Eintritt in das Kristallin und bildet weiter nach Osten ein tief eingeschnittenes Kerbtal.

Neben den metamorphen Gesteinen sind auch Magmatite am Aufbau des Bayerischen Waldes im Landkreis beteiligt. Ganz im Westen liegt das Intrusivgebiet von Metten, das aus einer Reihe verschieden alter Zweiglimmergranite aufgebaut ist, zwischen Auerbach und Lalling erstreckt sich das Kaussinger Massiv und an der östlichen Landkreisgrenze ist noch der Rand des Fürstensteiner Granitmassivs angeschnitten. Neben diesen großen Massiven treten an verschiedenen Stellen gang- und stockförmige Granite auf. Zwischen Rusel und Durchfurth kommen außerdem



In Hunding gab es den einzigen Bergbau im Landkreis Deggendorf. Dort wurde mehrmals mit einer „Glanzzeit“ im 18. Jahrhundert mit großem Aufwand nahezu erfolglos nach Edelmetallen gesucht. Auslöser war die silberhaltige Bleiglanzvererzung eines Quarzganges im Perlgneis (FLURL 1792, SCHRÖCK 1996). An den Bergbau erinnert heute noch das Gemeindewappen von Hunding.

Quarzdiorite gangartig zu Tage. Früher war der Abbau von Graniten ein wichtiger Wirtschaftsfaktor der Region, heute sind fast alle Steinbrüche aufgelassen.



Kalk war in dem ansonsten fast kalkfreien Gebiet ein wichtiger Rohstoff. Der Kalkbrennofen in Flintsbach, in Art und Größe einmalig in Niederbayern, wurde um 1883 erbaut. Heute ist dort das „Kalk- und Ziegemuseum“ eingerichtet.

Die einzigen Gesteine des Erdmittelalters im Landkreis Deggendorf sind bei Flintsbach und Langenhardt zu finden. Dort liegen am Rand und innerhalb der Grundgebirgsregion Sandsteine, Eisenoolithe und verschiedene verkarstete Kalke aus Dogger und Malm. In Karstspalten lagern vereinzelt kreidezeitliche Sedimente. Das Vorkommen von Hornsteinknollen, auch als Flint bekannt, hat Flintsbach seinen Namen gegeben.

Sedimente des Tertiärs sind im Landkreis Deggendorf dagegen weit verbreitet. Von der Donau nach Norden greifen mehrere ehemals stark übertiefte Täler als Buchten in das Grundgebirge ein, die mit miozämem „Braunkohlentertiär“ ausgefüllt sind. Zumeist werden diese Täler der Tertiärzeit mit den leicht erodierbaren Sedimentfüllungen auch heute von Flüssen genutzt. Sie sind daher teilweise wieder ausgeräumt und zeichnen die ehemaligen Täler in der Landschaft nach. Im Landkreis Deggendorf sind dies der Bereich nördlich von Offenberg bis Bernried, das Kollbachtal nördlich von Deggendorf und das Tal der Hengersberger Ohe bis über Auerbach nach Norden.

Eine völlig andere Orientierung zeigt die Hengersberg-Schwanenkirchener Bucht, die von Hengersberg aus nach Ost-südost weit in das Kristallin eingreift und ebenfalls Sedimente des „Braunkohlentertiärs“ enthält. Diese mittelmiozänen Folgen werden hier von deutlich jüngeren Schottern und Kiesen überlagert, für die ein Alter von etwa 2 bis 5 Millionen Jahren angenommen wird. Der breite Einschnitt im Kristallin wurde im Pliozän wahrscheinlich von einer Ur-Donau als Tal genutzt. Miozäne Tone der Kristallinrandbuchten werden örtlich als Spezialtone und für die Dachziegelproduktion abgebaut.

Im südwestlichen Teil des Landkreises bilden Molassesedimente zwar den tieferen Untergrund, aber nur an dem Höhenzug, der das Donautal vom Vilstal trennt, stehen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse an der Oberfläche an. Es sind Schluffe und Mergel der Limnischen Süßwasserschichten, die von zum Teil tonigen Schottern, Kiesen und Sanden der Misch- und Moldanubischen Serien in wechselnder Mächtigkeit überlagert werden.

Donau und Isar werden von mehrfach gegliederten

holozänen Terrassen aus jungen Flussschottern mit sandig-lehmigen Deckschichten begleitet. Die würmzeitliche Niederterrasse ist nördlich von Plattling, im Bereich des Zusammentreffens von Isar und Donau und nordwestlich von Osterhofen erhalten. Da die Donau meist knapp am Grundgebirgsrand im Norden fließt, liegen die weiten Terrassenfluren fast ausschließlich im Süden des Flusses. An die Niederterrasse schließen sich südlich der Donau und im Isartal Hochterrassenschotter an. Wiederum im Süden angrenzend folgen weitere Terrassenstufen mit Jüngeren und Älteren Deckenschottern. Tertiäre wie quartäre Sedimente sind teils von mächtigen Deckschichten aus Löß und Lößlehm überlagert. In den höheren und exponierten Lagen des Bayerischen Waldes wurden im Lauf des Quartärs die Verwitterungsdecken abgetragen und die Felsen freigestellt. Die jüngsten Bildungen sind die Talueböden, die sich den heutigen Flüssen unmittelbar anschließen.



Der Anschnitt einer Wand im „Braunkohlentertiär“ zeigt hier 5 kohlige Lagen. In die Tone eingebettet sind zahlreiche Holzreste. Pflanzenfossilien wie Holz, Samen, Früchte und Pollen weisen auf eine Sumpfwaldvegetation unter subtropisch-feuchten Bedingungen hin (GREGOR et al. 1989).

Permafrost und seine Zeugen

Als Permafrost oder Dauerfrostboden bezeichnet man Ablagerungen der Erdoberfläche, die mit Ausnahme einer dünnen sommerlichen Auftauschicht ständig gefroren sind. Voraussetzung ist ein Klima, bei dem die Temperatur im Boden über einen langen Zeitraum unter 0°C liegt. In der nördlichen Hemisphäre mit Hauptverbreitung in Sibirien, Alaska und Kanada, nimmt Permafrost heute noch ca. 22% der Landoberfläche ein (KAHLKE 1994). In Mitteleuropa gibt es Permafrost nur noch in den höchsten Alpenregionen. Dagegen herrschte während der Eiszeiten in den gletscherfreien Gebieten Mitteleuropas zwischen dem skandinavischen Eisschild im Norden, dessen Südrand sich durch Norddeutschland zog, und der Alpenvergletscherung in höheren Lagen Permafrost. Diese Gebiete waren im jahreszeitlichen



Blockstrom am Saulochbach

Wechsel verschiedenen Prozessen der Verwitterung und Umlagerung ausgesetzt, die ihre Spuren hinterlassen haben. Besonders eindrucksvolle Zeugen sind „**Blockmeere**“ und „**Blockströme**“ an Hängen, Kämmen und Gipfeln der Mittelgebirge. Entstanden sind sie durch die Wirkung von **Frostverwitterung** (physikalische Gesteinszerteilung) und **Bodenfließen** (Materialumlagerung) infolge der häufigen Wechsel zwischen Gefrieren und Auftauen.

Jeder, der schon einmal eine Getränkeflasche im Gefrierschrank vergessen hat, kennt die sprengende Wirkung von Eis. Wenn Wasser zu Eis wird, erhöht sich das Volumen um ca. 10%. Dringt

Wasser nun entlang von Spalten und Rissen in das Gestein ein, entwickelt es beim Gefrieren eine erhebliche Sprengwirkung und bewirkt so eine Gesteinszerlegung. Felstürme und Felsklippen wurden - nach und nach - in einzelne Blöcke geteilt. Befindet sich die daraus hervorgegangene Blockanhäufung noch mehr oder weniger am Ort ihrer Bildung, spricht man von einem Blockmeer. Häufig sind die Blöcke aber in Verknüpfung mit Bodenfließen als Blockströme transportiert worden.

Zum Bodenfließen (auch Solifluktion genannt) kam es während der sommerlichen Periode, wenn der oberste Bereich der Bodenschicht über dem gefrorenen und dadurch undurchlässigen Untergrund aufgetaut war. Es bildete sich ein wasserdurchtränkter, breiiger Auftauboden, der bereits bei geringer Hangneigung (2° waren ausreichend!) ins Fließen geriet. Mit der Fließerde

wurde im Bereich des Bayerischen Waldes auch reichlich Verwitterungsmaterial jeglicher Korngröße transportiert, darunter waren auch Felsblöcke. Nach Auswaschen des Feinmaterials dieser Wanderschuttdecken blieben Anhäufungen wild übereinander getürmter Blöcke zurück.



Zur Ausbildung größerer Blöcke und damit zur Bildung von Blockmeeren und Blockströmen kam es bevorzugt in massigen Gesteinen, die ein weitständiges Kluftnetz aufweisen, wie z.B. den Graniten oder Diatexiten mit homogenen Gefügestrukturen. Gneise sind dagegen durch eine Schieferung und Bänderung meist engständiger geklüftet und zerfallen selten zu großen Blöcken.

Sauloch-Schlucht

Geotopnr.: 271R001
Landkreis: Deggendorf
Gemeinde: Deggendorf
TK 25: 7144 Lalling
Lage: R: 4574360, H: 5415300
Naturraum: Vorderer Bayerischer Wald
Gestein: Metabasit („Perlgneis“)
 Homogener Diatexit
 („Paragranodiorit“)

Beschreibung:

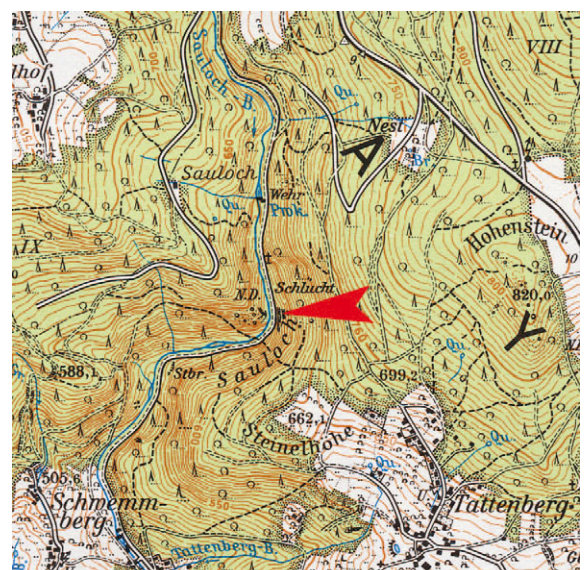
Vom Höhenzug des Vorderen Bayerischen Waldes mit Höhen bis 1100 m senkt sich die Landschaft in großen Stufen, die Reste alter Verebnungsflächen darstellen, zur Donauebene auf 300 m ab. Die direkt zur Donau entwässernden Bäche haben sich mit tiefen Kerbtälern in die Abdachung des Gebirges eingeschnitten. Besonders schön ist das Tal des Saulochbaches, der sich zwischen Rohrmünzühle und Oberglasschleife 200 m tief in den Gneisuntergrund eingegraben hat.

Im unteren Talabschnitt von Oberglasschleife nach Norden wandert man zunächst durch „Perlgneise“. Nach ca. 1,5 km gelangt man im Bereich einer Talverengung in homogene Diatexite („Paragranodiorit“). Wenig später besteht der Untergrund wieder aus Perlgneis. Zwischen den Diatexiten und dem Perlgneis gibt es keine scharfen Grenzen sondern einen allmählichen Übergang. In Felsklippen und Blöcken an den steilen Talhängen sind die Gesteine aufgeschlossen. Diese Felsen brechen an Klüften auseinander, einzelne Schollen sinken ab, kippen, zerfallen schließlich in Blöcke und überdecken die Steilhänge. Im Pleistozän sind so unter periglazialen Bedingungen Blockströme entstanden. Das eindrucksvollste Beispiel ist ein ausgedehnter, nicht bewaldeter Blockstrom aus Diatexitblöcken im Bereich der Talverengung auf der östlichen Talseite. Wegen seines homogenen Gefüges neigt dieser Diatexit ebenso wie Granit stärker zur Ausbildung von Blockströmen als der geschieferte Perlgneis.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: LIST (1967)
 DÜRR & LIST (1969)



Der große Blockstrom auf der östlichen Talflanke in der Schlucht des Saulochbaches



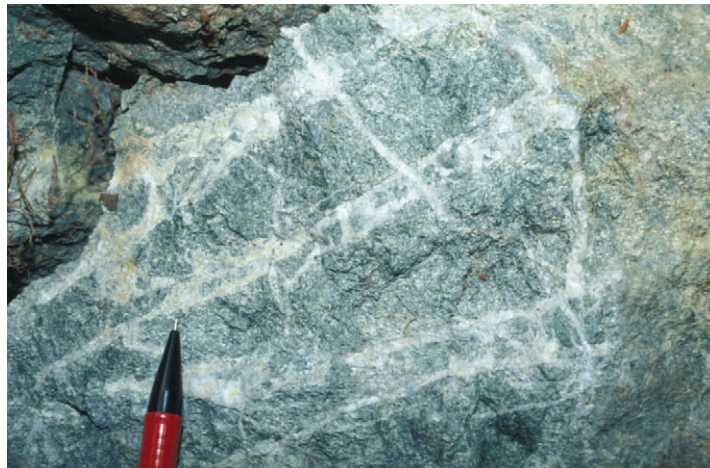
Zerschert und Zerrieben - Winzergesteine an der Donaustörung

Tektonisch stark beanspruchte Kristallingesteine von meist grünlicher bis bräunlicher Farbe und in der Regel ausgeprägter, engständiger Schieferung, sind eine Besonderheit der Donaustörung. Gut aufgeschlossen ist das Gestein in einem ehemaligen, kleinen Steinbruch am Nordwestende des Natternbergs, wo früher Wegschotter gewonnen wurde. Im Gegensatz zu den sonst vorherrschenden Gneisen höhergradiger Metamorphose kennzeichnet die Mineralzusammensetzung dieses Gestein als eines, das unter den niedermetamorphen Bedingungen der Grünschieferfazies entstanden ist. Ähnliche, stark zerbrochene und deformierte Gesteine begleiten am Südrand des Bayerischen Waldes die großen Störungszonen des Donaurandbruchs und seine Verlängerung nach Osten, die Zone des Aicha-Halser Nebenpfahls. Die besten Aufschlüsse in diesem Gesteinstyp findet man außer am Natternberg, am Bogenberg bei Bogen und am Burgberg von Winzer. Nach dem Vorkommen bei Winzer wurden Gesteine dieser Ausprägung abhängig vom Gefüge von GÜMBEL (1868) als „Winzergneis“ oder „Winzergneis“ bezeichnet und von späteren Bearbeitern als „Winzergesteine“ zusammen gefasst.

Die „Winzergesteine“ sind sogenannte Phyllonite. Der Begriff ist eine Wortvereinigung aus Mylonit und Phyllit. Im

Bereich der Störungszone wurden die Ausgangsgesteine zerbrochen, zerrieben und durch Um- und Neukristallisation von Mineralen, die sich in der Ausrichtung den tektonischen Druckverhältnissen angepasst haben, verändert. Sie sind mylonitisiert. Charakteristisch für die „Winzergesteine“ sind neugebildete Glimmer- und Chloritkristalle, die dem Gestein auf den Schieferungsflächen einen leicht seidigen Glanz verleihen. Sie ähneln im Aussehen Phylliten (niedrigmetamorphen Tonschiefern), sind aber durch rückschreitende Metamorphose (Diaphthoresis) in Bewegungszonen aus höhermetamorphen Gesteinen hervorgegangen.

Ausgangsgestein für die „Winzergesteine“ waren granitische Gesteine und die im Vorderen Bayerischen Wald weitverbreiteten metablastischen



Tektonisch stark beanspruchter „Winzergneis“ aus dem Steinbruch am Natternberg



„Winzergneis“ von der Typlokalität Winzer mit zahlreichen Feldspat-„Perlen“

Biotit-Plagioklas-Gneise, die man wegen ihrer auffällig runden Feldspateinsprenglinge auch als „Perlgneise“ bezeichnete. An der Typlokalität in Winzer erinnern die „Winzergneise“ im Aussehen noch an ihr Ausgangsgesteine, die „Perlgneise“, während am Natternberg das Gestein noch stärker zerschert ist und teilweise als sogenannter Ultramylonit vorliegt.

Natternberg

Geotopnr.: 271R009
Landkreis: Deggendorf
Gemeinde: Deggendorf
TK 25: 7143 Deggendorf
Lage: R: 4567000, H: 5410170
Naturraum: Dungau
Gestein: „Winzergesteine“ (Mylonit/Ultramylonit am Donaurandbruch)

Beschreibung:

Nähert man sich von Süden her der Stadt Deggendorf, so stößt man noch vor Erreichen der Donau auf einen markant bis zu 70 m aus der Donauebene herausragenden Berg, den Natternberg. Er besteht aus kristallinen „Winzergesteinen“ und ist ein Relikt der untersten Rumpfflächen des Bayerischen Waldes. Die Verebnungsfläche im Gipfelbereich schließt von der Höhenlage direkt an die vordersten Berge des Bayerischen Waldes an. Wegen seiner exponierten Lage war der Berg bereits in frühgeschichtlicher Zeit von Menschen besiedelt.

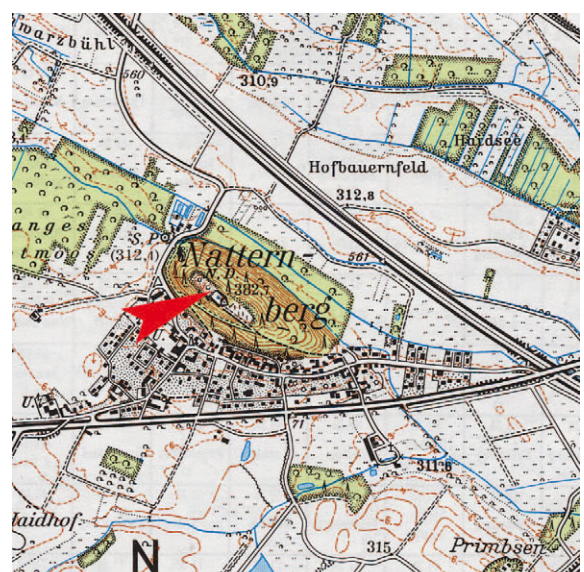
Aus Bohrungen ist bekannt, dass der eigentliche Donaurandbruch, die große Störungslinie zwischen dem weit herausgehobenen kristallinen Grundgebirge des Bayerischen Waldes und dem Molassebecken, erst südlich des Natternbergs verläuft. Der Natternberg selbst ist ein isolierter Kristallinrücken, der als Verwitterungsrest von quartären Sedimenten der Donau umgeben und dem heutigen morphologischen Rand des Bayerischen Waldes im Südwesten vorgelagert ist. Form und Ausrichtung des stromlinienförmigen Berges lassen sich durch die Flussrichtung der Donau, aber auch durch das tektonische Gefüge des Gesteins erklären. Während sich die Donau durch Tiefenerosion immer weiter einschchnitt und das umgebende Gestein abtrug, hat dieser Kristallinstock bestanden und bildete im Quartär über lange Zeit eine „Insel“ im weiten Strombett der Donau.

Am Natternberg stehen die typischen Gesteine der Donaurandstörung, mit verformten (mylonitisierten) Metablastiten und Graniten an.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: SCHREYER (1961, 1967a)
 SCHMOTZ et al. (1983)
 UNGER (1999)



Der Natternberg zeigt sowohl von Süden als auch von Norden seine markante Form.



Zurück durch den Metamorphosepfad

Bei gleicher chemischer Zusammensetzung entstehen während der Metamorphose - der Gesteinsumwandlung im festen Zustand - je nach den vorherrschenden Druck- und Temperaturbedingungen unterschiedliche Mineralvergesellschaftungen. Minerale, die nur unter ganz bestimmten Bedingungen entstehen können, dienen dem Gesteinskundler dabei als Anzeiger für bestimmte „Fazieszonen“.

Indikatormineralien sind beispielsweise Andalusit, Sillimanit und Disthen. Die drei Minerale besitzen zwar alle die gleiche chemische Zusammensetzung (Al_2SiO_5), gehören aber unterschiedlichen Stabilitätsbereichen an (siehe Abbildung). Die vor allem im Hinteren Bayerischen Wald weit verbreiteten Sillimanit-Cordierit-Gneise charakterisieren in dieser Vergesellschaftung eine Hochtemperatur-Niederdruck-Metamorphose im Bereich der sogenannten Amphibolitfazies.

Typischer Indikator für Metamorphosebedingungen der niedrigeren Grünschieferfazies ist das Mineral Chlorit. Die Winzergesteine mit Plagioklas, Quarz, Hellglimmer und Chlorit zeigen eine typische grünschieferfaziale Mineralzusammensetzung.

Wie kommt es nun, dass die Gesteine auch an der Erdoberfläche noch die Druck- und Temperaturverhältnisse einer hochgradigen Metamorphose anzeigen, wo sie doch während der

Heraushebung und Abtragung der überlagernden Schichten auch niedrigere Verhältnisse durchlaufen haben müssen?

Maßgeblich sind hierfür die Faktoren „Wasser“ und „Zeit“. Je höher der Metamorphosegrad umso weniger Wasser enthalten die Mineralien. Häufig wird das freie Wasser (Fluid) aus dem System abgeführt. Für die Mineralumwandlung eines hochmetamorphen Gesteins zu einem niedrigmetamorphen wird aber wieder Wasser benötigt. Wenn nun nicht genug Wasser vorhanden ist oder zugeführt wird, kann keine Anpassung an die geänderten Druck- und Temperaturbedingungen erfolgen. Hinzu kommt, dass diese Vorgänge außerordentlich langsam ablaufen. Wird das Gebirge nun „zu schnell“ herausgehoben und abgetragen (was immer noch in geologischen Zeiträumen von Millionen von Jahren abläuft!), werden die höheren Metamorphosebedingungen in den Mineralen konserviert.

Tektonische Deformation, wie beispielsweise Bewegungsvorgänge in einer Scherzone mit Fluiddurchsatz, begünstigen allerdings bei abnehmenden Druck- und Temperaturbedingungen die Anpassung des Gesteins an die nun herrschenden Bedingungen. Auf diese Weise wurden die Winzergneise aus den hochgradig metamorphen Perlgneisen im Bereich der Donaustörung gebildet. Sie haben eine für niedriggradige Grünschieferfazies charakteristische Mineralzusammensetzung. Die Winzergesteine sind in der Metamorphose „zurückgewandert“.

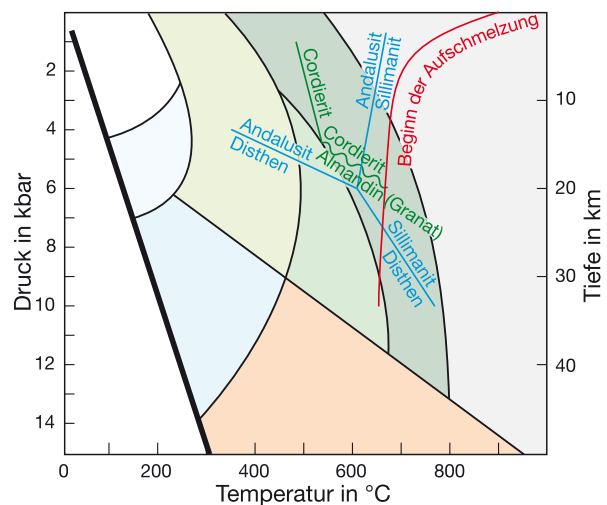
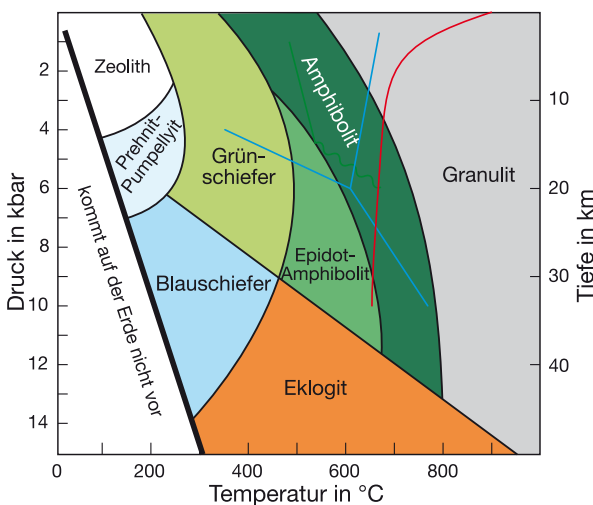


Diagramm mit den metamorphen Faziesbereichen und Stabilitätsfeldern ausgesuchter Minerale. Die Gliederung in „Faziesbereiche“ erfolgte nach den metamorphen Gesteinen, die aus basischen Magmatiten entstehen, da diese in der Mineralvergesellschaftung besonders empfindlich reagieren (Diagramme modifiziert nach WINKLER 1979, WIMMENAUER 1985, SPEARS 1993).

Aufschluss am Burgberg Winzer

Geotopnr.:	271A001
Landkreis:	Deggendorf
Gemeinde:	Winzer
TK 25:	7244 Osterhofen
Lage:	R: 4578640, H: 5399500
Naturraum:	Passauer Abteiland und Neuburger Wald
Gestein:	„Winzergesteine“ (Mylonite/Ultramylonite am Donaurandbruch)

Beschreibung:

Der Burgberg Winzer ragt am Südrand des Bayerischen Waldes als sich steil über die Donau ebene erhebender Felssporn markant in das Donaual hinein. Mit seinen kristallinen Gesteinen bildet er die südwestlichste Spitze der Grundgebirgs-Umrahmung der mit Tertiär-Sedimenten erfüllten Hengersberger Bucht. Bei Winzer läuft eine große Scherzone in das Kristallin hinein, die bei Iggenbach auf die in direkter Verlängerung des Donaurandbruchs und parallel zum Pfahl verlaufende Störungszone des Aicha-Halser-Nebpfahls trifft. Die Südgrenze des kristallinen Grundgebirges springt entlang der Linie Hengersberg-Winzer-Künzing nach Süden vor.

An der West- und Südwand des Burgbergs ist ein körniges, hellgraues bis hellgrünes Gestein mit Feldspateinsprenglingen aufgeschlossen, das als „Winzergneis“ zu den sogenannten „Winzergesteinen“ gehört. Dabei handelt es sich um tektonisch stark beanspruchte Kristallingesteine, die im Bereich einer Störungszone zerschert und deformiert wurden und nach ihrem Mineralbestand die Druck- und Temperaturbedingungen der Grünschieferfazies aufweisen. Dort sind aus ehemals hochmetamorphen Gneisen durch Mineralumwandlung niedermetamorphe Gesteine entstanden. Diesen Vorgang nennt man Diaphthorese. Der Aufschluss am Burgberg Winzer gilt als die Typlokalität für die diaphthorischen Gesteine des Gebiets entlang der Donaurandstörung.

Schutzstatus:	Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung:	wertvoll
Literatur:	GÜMBEL (1868) TROLL (1967a)



Aufschluss am Burgberg Winzer in „Winzergneis“



Granitindustrie im Bayerischen Wald

Die Steinindustrie hat im Bayerischen Wald eine lange Tradition. Etwa seit dem 11. Jahrhundert wurden viele Kirchen in Steinbauweise errichtet, zeitgleich setzte auch eine „Burgenbauwelle“ ein. Portale, Taufsteine, Weihwasserbehälter, Denkmäler etc. zeugen von der damaligen Steinmetzkunst. Wurde anfangs das benötigte Material aus Lesesteinwällen oder geeigneten freistehenden Felsen gewonnen, so konnte der Bedarf bald nicht mehr gedeckt werden. Es entstanden die ersten Steinbrüche, in denen man mit einfachen Techniken Werksteine gewann.

Die ältesten urkundlich belegten Steinbrüche wurden von der Benediktinerabtei Metten betrieben. Im Tal des Mettener Bachs entlang der Straße nach Egg und nicht weit von der Donau gelegen, versorgten sie schon seit dem Mittelalter ein großes Gebiet mit Bau- und Denkmalsteinen. Der Abbau von Granit erfolgte bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts im Wesentlichen oberflächennah. Als Werkzeuge dienten Brechstangen oder Keile. Aufquellendes Holz und ge-

Zahlreiche ganz oder weitgehend aufgelassene Steinbrüche zeugen von der aktiveren Zeit der Granitindustrie im Bayerischen Wald, beispielsweise der ehemalige Steinbruch am Teufelsstisch nahe Bischofsmais oder der Granitbruch Eitzing bei Oberfrauenwald.



frierendes Wasser waren bewährte Mittel, um den Granit zu spalten.

Die zunehmende Industrialisierung steigerte den Bedarf an Granit immens. So begann in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts der gewerblich organisierte Abbau. Zentren der Granitindustrie

waren neben Metten vor allem Fürstenstein und Hauzenberg. Eingesetzt wurde der Werkstein für Straßen-, Brücken-, Eisenbahn- und Wasserbau. Mit dem wachsenden Bedarf und dem industriellen Aufschwung ging auch eine Verbesserung der Abbaumethoden einher. Kräne, Seilwinden und Gleisfahrzeuge ermöglichten einen effizienteren Abbau bis in größere Tiefen. Die Weiterverarbeitung der gewonnenen Rohblöcke erfolgte entweder direkt im Bruch oder bruchnah in eigenen Steinhauer- und Steinmetzhütten.

1895 zählte man um Metten und Egg bereits 23 Steinbrüche und 13 Steinhauereien. Die von Johann Kerber gegründete „Granitgewerkschaft“ mit mehreren Steinbrüchen im Passauer Wald wuchs bis zur Jahrhundertwende zu einem der größten Granitbetriebe des Bayerischen Waldes und beschäftigte 1000 Arbeiter. Exportiert wurde Granit aus dem Bayerischen Wald ins gesamte Deutsche Reich und die österreichisch-ungarische Monarchie. Weitere Neuerungen wie z.B. die Einführung druckbetriebener Werkzeuge

brachten im 20. Jahrhundert eine weitere Erleichterung des Abbaus.

Heute sind die meisten Steinbrüche aufgelassen. Im Vergleich zur ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts wird nur noch in wenigen, aber meist sehr großen Brüchen Granit abgebaut.

Die Vorteile des Materials liegen im wesentlichen in der großen Haltbarkeit und der Frostsicherheit. Granit bewährt sich als Uferbefestigung und für alle anderen Bauten, die ständig Kontakt mit Wasser haben, aber auch im Straßen- und Wegebau wird er verwendet. Eines der wichtigsten Produkte ist der Pflasterstein, daneben findet auch gebrochenes Material (Schotter, Splitt) Verwendung. Bodenbeläge, Treppen- und Wandverkleidungen sind weitere Einsatzbereiche und nicht zuletzt ist Granit ein attraktiver Denkmalstein.

(Literatur: WEINELT 1984, BAUER & HELM 1997, PRAXL 1997)

Granitbrüche bei Frauenmühle

Geotopnr.:	271A013
Landkreis:	Deggendorf
Gemeinde:	Metten
TK 25:	7143 Deggendorf
Lage:	R: 4567680, H: 5414750
Naturraum:	Falkensteiner Vorwald
Gestein:	Granit („Mettener Granit“) des Mettener Massivs (variszisch)

Beschreibung:

Entlang der Straße von Metten nach Egg liegt eine Vielzahl überwiegend kleinerer Steinbrüche, die alle seit längerem aufgelassen sind. Hier wurden früher Granite des Mettener Intrusivmassivs abgebaut. Die Steinbrüche bei Frauenmühle erschließen eine mittelkörnige Granitvarietät, den sogenannten Mettener Granit.

Aufgebaut wird das Mettener Granitmassiv in seinem randlichen Teil von feinstkörnigem Lühhofer, feinkörnigem Edenstätter und dem Mettener Granit sowie in der Mitte von mittelkörnigem und grobkörnigem Zentralgranit. Während sich die einzelnen Granittypen in ihren Korngrößen unterscheiden, ist ihre mineralogische Zusammensetzung sehr einheitlich: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Hellglimmer (Muskovit) und Dunkelglimmer (Biotit). Bei allen handelt es sich um Zweiglimmergranite. Scharfe Kontakte beweisen, dass die Schmelzen nacheinander eingedrungen sind, wobei sich aber ein kompliziertes Bild der relativen Altersbeziehungen ergibt. Sowohl die zentralen, als auch die randlich liegenden Fazies-typen sind jünger als die Granite der Mettener Fazies.

Granitkörper weisen typischerweise ein Kluftsystem auf, bei dem drei Flächen senkrecht aufeinander stehen. Dieses bei der Abkühlung des Magmas entstandene System ist für die Teilbarkeit des Granits verantwortlich und wird in der Naturwerksteintechnik auch als „Gang des Granits“ bezeichnet. Im Vergleich zu Steinbrüchen in anderen Varietäten ist der Mettener Granit in der Umgebung der Schleifmühle relativ schlecht teilbar. Das führte zwar einerseits zu buckeligen Bruchflächen, ermöglichte es aber andererseits, den Granit in großen Blöcken zu gewinnen.

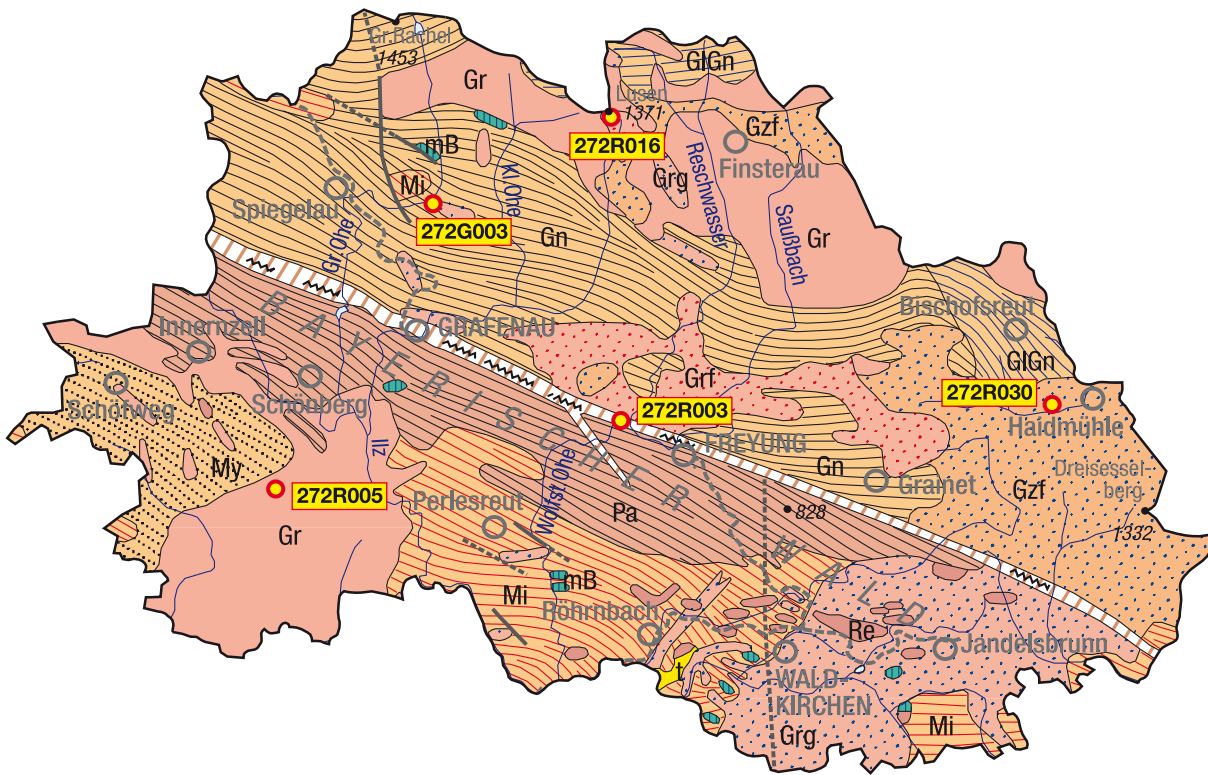
Schutzstatus:	Naturpark
Geowiss. Bewertung:	bedeutend
Literatur:	SCHREYER (1967a)



Ein Teil des ehemaligen Granitbruchs wird als Klettergarten genutzt.



GEOTOPE IN NIEDERBAYERN



- GRUNDGEBIRGSREGION**
- Tertiär**
- t Tertiär, ungegliedert
- Metamorphe Gesteine**
- GIGn Glimmerschiefer, Übergang zu Gneis, glimmerreich
 - Gn Gneis, ungegliedert
 - Mi Gneis, migmatisch, Diatexit, Anatexit, granitisch bis granodioritisch
 - mB Metabasit

- Jungpaläozoische Ganggesteine und Plutonite**
- Quarzgang
 - Gr Granit, ungegliedert
 - Gzf Zweiglimmergranit
fein- bis mittelkörnig, z.T. porphyrisch
 - Grf Granit
fein- bis mittelkörnig
 - Grg Granit
mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch
 - Re Diorit
 - Pa Diorit "Palit"
- An Scherzonen gebundene Gesteine**
- Kataklastit bis Mylonit
 - MV Gneis, anatektisch, Metablastit (Perlgneis)

3.3 Freyung-Grafenau

Der gesamte Landkreis Freyung-Grafenau liegt im Bereich des Bayerischen Waldes, wobei große Teile auf die Naturräume Hinterer Bayerischer Wald im Norden und Passauer Abteiland im Süden entfallen. Randlich sind auch noch die Wegscheider Hochfläche im Südosten sowie die Regensenke und der Vordere Bayerische Wald im Westen am Aufbau beteiligt. Ein Teil des nördlichen Landkreises zwischen Spiegelau und Finsterau gehört zum Nationalpark Bayerischer Wald.

Der Landkreis präsentiert sich als typische, reich bewaldete Mittelgebirgslandschaft, wobei die höchsten Erhebungen schon beinahe alpin wirken. Diese liegen im Hinteren Bayerischen Wald im grenznahen, von Nordwest nach Südost verlaufenden „Hauptkamm“ des Gebirges, dessen Gipfel durchwegs über 1300 m hinaufreichen. Der höchste Berg im Landkreis ist der Große Rachel, mit 1453 m zweithöchster Berg des Bayerischen Waldes. Weitere bekannte Gipfel sind der Lusen mit 1373 m, der Dreissesselberg mit 1333 m und der Bayerische Plöckenstein mit 1365 m nahe des Dreiländerecks Deutschland-Österreich-Tschechische Republik. Dem Hauptgebirgskamm sind im Naturraum Passauer Wald Rumpfflächen vorgelagert, die durch ein enges Gewässernetz in Rücken und Kuppen zerteilt sind. Ein Großteil der Landschaft liegt im Höhenbereich zwischen 600 m und 800 m. Die Wegscheider Hochfläche südlich von Waldkirchen und Jandelsbrunn ist eine Mittelgebirgslandschaft, die stellenweise bis knapp 1000 m hinaufreicht, der aber markante Höhen fehlen.

Der Großteil des Landkreises wird nach Süden und Südwesten über die Große und Kleine Ohe, Reschwasser, Saußbach und Osterbach in die Ilz entwässert, die ihr Wasser der Donau zuführt. Sein niedrigster Punkt liegt an der Mündung der Wolfsteiner Ohe in die Ilz bei Fürsteneck auf 336 m. Der Südostbereich entwässert über die Erlau in die Donau. Die Flüsse haben sich teilweise tief in den Untergrund eingegraben, so dass — wie an der Buchberger Leite oder der

Ilzleite — imposante Kerbtäler entstanden sind. Ein kleiner Teil des Landkreises entlang der Grenze zur Tschechischen Republik bei Haidmühle (Kalte Moldau) und Phillipsreuth entwässert jedoch nach Osten und Nordosten zur Moldau, die ihr Wasser über die Elbe zur Nordsee führt. Die Europäische Hauptwasserscheide teilt hier den Landkreis Freyung-Grafenau.

Anders als die naturräumliche Gliederung verläuft die geologische Einteilung des Gebietes. Die



Bewaldete Hügelrücken im Grenzgebiet zwischen Bayern und Böhmen bei Phillipsreuth

große Störungszone des Pfahls, die den Landkreis in Westnordwest-Ostsüdost-Richtung auf der gesamten Länge durchschneidet, trennt den Hinteren Bayerischen Wald vom Passauer Wald. In den Westen des Landkreises reicht südlich des Pfahls noch der Vordere Bayerische Wald hinein. Diese drei geologischen Raumeinheiten unterscheiden sich, obwohl der gesamte Bereich im kristallinen Grundgebirge des Moldanubikums liegt, in der Ausbildung der metamorphen Gesteine.

Ausgangsgestein der Hauptmasse der metamorphen Gesteine waren Sedimente, wahrscheinlich jungpräkambrischen bis altpaläozoischen Alters. Im Laufe des Paläozoikums, zuletzt während der variszischen Gebirgsbildung, haben sie eine metamorphe Überprägung erhalten. Teilweise kam es dabei zur partiellen bis vollständigen Aufschmelzung der Gesteine (Anatexis) und zur Mineralneusprossung (Metablastese). Zu den metamorphen Gesteinen treten verschiedene



Metatektischer Cordierit-Sillimanit-Gneis

jungvariszische Intrusivgesteine granitischer bis dioritischer Zusammensetzung. Intensive Bewegungen entlang von Scherzonen führten zur Ausbildung von Myloniten. Nachvariszisch kam es entlang altangelegter, mehrphasig aktiver Störungszonen zu einer Zerteilung in Blöcke, die gegeneinander verschoben wurden. Nach Abtrag der Deckschichten, bei gleichzeitiger Heraushebung des Untergrunds, stehen die Gesteine des kristallinen Grundgebirges heute an der Erdoberfläche an.

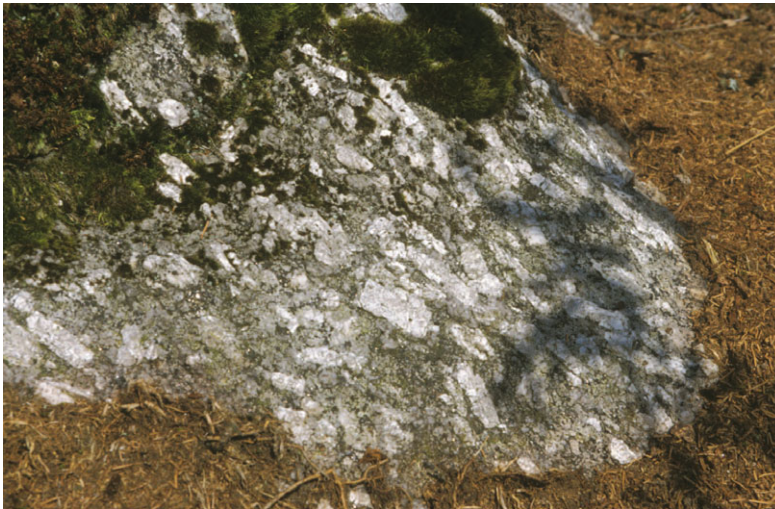
Im Bereich des Hinteren Bayerischen Waldes wird etwa die Hälfte der Fläche von metamorphen Gesteinen eingenommen. Dort sind vor allem metatektische Cordierit-Sillimanit-Gneise weit verbreitet. Daneben treten untergeordnet Biotit-Plagioklas-Gneise, Kalksilikatgesteine, Diatexite und Orthogneise auf. In der Umgebung von Bischofsreuth findet man außerdem Glimmergneise. Südlich des Pfahls, im Passauer Wald, kommen vor allem Diatexite vor, während im Anteil des Vorderen Bayerischen Waldes „Perlgneise“ (Metablastite) die metamorphen Gesteine dominieren. In allen metamorphen und magmatischen Einheiten sind Metabasite als vereinzelte Schollen weit verbreitet.

Etwa die Hälfte des Untergrundes im Landkreis Freyung-Grafenau bilden variszische Intrusivgesteine. Fast alle markanten Erhebungen, z.B. Lusen und Dreisesselberg, werden von Graniten aufgebaut. Die Hauptmasse der postmetamorphen Intrusivgebiete besteht aus großen Granitstöcken, denen Diorit- bis Granodioritintrusionen zeitlich vorausgegangen sind. Diese erscheinen mancherorts als gangförmige Körper, die auch die Gneise durchschneiden. In der Gefolgschaft der Granite treten Aplite und Pegmatitgänge auf. Die jüngsten magmatischen Bildungen sind Porphyritgänge, die sowohl die Granitmassive als auch ihren Gneisrahmen häufig senkrecht durchschlagen.

Das größte Granitgebiet des Bayerischen Waldes, das Fürstensteiner Massiv, liegt zur Hälfte im Landkreis Freyung-Grafenau im Gebiet um Saldenburg. Weite Verbreitung hat dort der grobkörnige „Saldenburger Granit“. Das Granitgebiet um Waldkirchen gehört zum Massiv von Hauzenberg-Hutthurm mit feinkörnigem „Hauzenberger Granit I“, grobkörnigem „Hauzenberger Granit II“ und Dioriten. Nördlich des Pfahls liegen große Granitmassive im Bereich von Finsterau mit „Jüngeren“ und „Älteren Finsterauer Kristallgranit“ und im Umfeld des Dreisesselberges mit beispielsweise „Dreisesselgranit“ und „Haidmühler



Wollsackverwitterte Gipfelburg am Dreisesselberg



Finsterauer Kristallgranit mit großen Kalifeldspat-Einsprenglingen

Granit“. Vor allem im Passauer Wald, einem Zentrum der Werksteinindustrie, wurden und werden Granite und Diorite abgebaut.

Zeugnis für die spät- und nachvariszischen Bewegungen entlang tektonischer Linien gibt die Pfahlzone. Direkt südlich der Pfahlzone findet man weitverbreitet die als „Palit“ bezeichneten dunklen Diatexite. Die Pfahlzone selbst und ein Nebenpfahl bei Buchberg sind durch teilweise verquarzte Mylonite und Ultramylonite, die „Pfahlschiefer“, gekennzeichnet. In Freyung-Grafenau wurden in der Kernzone nur selten Pfahlquarze ausgebildet. Anders als im Landkreis Regen mit den hoch aufragenden Quarzfelsen bildet die Pfahlzone hier teilweise eine morphologische Senke.

Seit dem Jungpaläozoikum, möglicherweise unterbrochen durch kurze Meeresvorstöße in Jura und Kreide, war das Gebiet des Bayerischen Waldes der Verwitterung und Abtragung ausgesetzt. Erst aus dem Jungtertiär sind in kleinen innerkristallinen Becken Fluss- und Stillwassersedimente erhalten, z.B. östlich von Fürsteneck. Während des Tertiärs, unter warm-humiden Klimabedingungen, kam

es zu einer tiefgründigen Verwitterung der Gneise und Granite und zur Ausbildung mächtiger Zersatzdecken. Reste dieser Decken und vereinzelte Rückstandslehme zeugen noch davon. Die Anlage von Verebnungsflächen, die heute nur noch als Relikte erhalten sind, rechnet man der Tertiär-Zeit zu.

Im Quartär kam es in Folge der Klimaverschlechterung zu verstärkter Erosion. Niederbayern lag damals im Periglazialgebiet, das heißt die Landschaft war im Wesentlichen unvergletschert. Infolge von Permafrost kam es aber zu Bodenfließen und intensiver Frostverwitterung. Tertiäre Verwitterungsdecken wurden weitgehend abgetragen und intakte Partien von Gesteinen als Felstürme, Felsburgen und Blockansammlungen freigestellt. Besonders in den Granitgebieten sind solche Bildungen weit verbreitet. Gipfelklippen und Blockströme, aber auch einzelne Wanderblöcke und Wanderschuttdecken zeugen von den Prozessen im Periglazialraum. In den Hochlagen entlang des Hauptkamms kam es auch zu einer Lokalvergletscherung, bei der Kare, Karseen und Moränen entstanden. Solche glazialen Landschaftsformen sind z.B. der Großen Rachelsee oder das Bärenriegelkar im Nationalpark Bayerischer Wald.



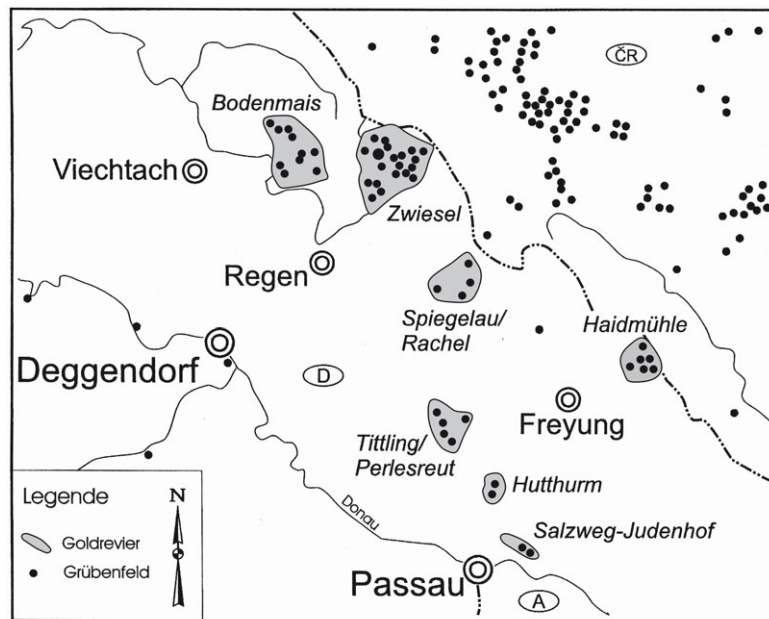
Der Rachelsee zeugt von der lokalen Vergletscherung während der Eiszeiten.

Gold im Bayerischen Wald

Gleich vorweg - reich wird man mit dem Gold aus dem Bayerischen Wald sicher nicht und ist es wohl auch früher nicht geworden, obgleich es an vielen Stellen eindeutige Spuren von ehemaliger Goldwäscherei gibt! Mehr als 50 ehemalige Goldgewinnungsstätten sind bekannt (LEHRBERGER & MARTINEK 1996, LEHRBERGER et al. 2000).

In der Lagerstättenkunde unterscheidet man zwischen primären und sekundären Goldvorkommen. Bei primären Vorkommen tritt das Erz in seiner ursprünglichen Form im Gestein auf, während bei sekundären Lagerstätten die Goldkörnchen durch Abschwemmung oder Umlagerung in den Sedimenten der Bäche angereichert wurden. Solche Vorkommen werden als „Seifen“ bezeichnet. Im Bayerischen Wald findet sich Gold in dieser Form.

Eine genaue zeitliche Einordnung der Goldgewinnung aus Flusssseifen im Bayerischen Wald ist schwierig, da es über diesen Bergbau nur sehr wenige schriftliche Unterlagen gibt und zumeist



Übersichtskarte der Goldvorkommen im Bayerischen Wald und im angrenzenden Böhmerwald (aus SAURLE et al. 2002)



Die Tröge A. Der Gießbach B. Die Seifengabel C. Die Schaufel D.

Von Georg AGRICOLA (1557) gibt es neben Beschreibungen auch graphische Darstellungen der damals aktuellen Bergbautechnik. Der Holzschnitt zeigt einen Seifenbergbau im bewaldeten Mittelgebirge (aus LEHRBERGER et al. 2000).

auch archäologische Befunde fehlen. Der Höhepunkt der Goldwäscherei lag aber wahrscheinlich im Mittelalter und der frühen Neuzeit. Danach machten Kriege und Import von Gold aus Kolonien den mühsamen Abbau der Seifenlagerstätten mit nur geringen Goldgehalten unrentabel. Die Abbaustellen befanden sich entlang von Flüssen, wo in Sand- und Kiesbänken stellenweise Schwerminerale und Gold angereichert waren. Das Gold tritt in Form kleiner Körnchen und Flitter auf, die in der Regel kleiner als 1 mm sind. Mit Hilfe von Waschtrögen wurden die goldhaltigen Ablagerungen ausgewaschen und so das Gold von den leichteren Mineralen getrennt. Das ausgewaschene Material türmte man zu Halden, den sogenannten Seifenhügeln auf. Dies führte zu typischen Geländeformen, die unter Waldbedeckung und abseits der Hochwasserareale als sogenannte Grubenfelder heute noch erhalten sind. Charakteristisch sind neben den Seifenhügeln abflusslose, trichterförmige Gruben bis 5 m Tiefe und langgestreckte Schurfgräben.

Goldwaschplatz Riedlhütte

Geotopnr.: 272G003
Landkreis: Freyung-Grafenau
Gemeinde: Sankt Oswald-Riedlhütte
TK 25: 7046 Spiegelau
Lage: R: 4603090, H: 5419870
Naturraum: Hinterer Bayerischer Wald
Gestein: Niederterrassenschotter (Jung-Pleistozän)
 Hochterrassenschotter (Mittel-Pleistozän)

Beschreibung:

Am Südrand des Großen Filzes östlich von Riedlhütte weist die Waldlandschaft entlang des Grabenwiesbaches kurz vor der Mündung in die Große Ohe ein auffallend unruhiges Relief auf. Dieses sogenannte Grubenfeld ist der Überrest einer ehemaligen, wahrscheinlich mittelalterlichen Goldgewinnung. Bei der Anlage eines geschichtlichen Wanderweges hat hier die Gemeinde St. Oswald-Riedlhütte einen Goldwaschplatz eingerichtet.

Das Gold wurde früher aus Anreicherungs-zonen, sogenannten Seifen, im Bereich von Flussab-lagerungen gewonnen. Man hat es aus dem Sand und Kies ausgewaschen.

Über die Herkunft des Goldes in den Flusssedi-menten ist wenig bekannt. Möglicherweise stammt es aus geringfügigen Goldvererzungen in den hochmetamorphen Cordierit-Gneisen der Umgebung. Allerdings wurden bislang nirgendwo Vererzungen direkt im Gestein entdeckt. Bei der Verwitterung wurde das fein verteilte Gold frei-gesetzt und mit den übrigen Mineralkörnern ab-geschwemmt. Infolge von Strömungsunterschieden im Flussbett reicherten sich an manchen Stellen Mineralkörner mit einer größeren Dichte an. Dazu gehörten auch Goldkörnchen.

Das Goldwaschen funktioniert nach dem gleichen Prinzip der Anreicherung: Im Waschvorgang werden schwere Minerale konzentriert und damit das Abtrennen der Goldbestandteile ermög-licht.

Schutzstatus: Landschaftsschutz-
gebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: HAUNER (1980)
 FEHR et al. (1997)
 LEHRBERGER et al. (2000)



Am Goldwaschplatz des geschichtlichen Wanderweges östlich von Riedlhütte kann jeder sein Glück versuchen. Reich wird man dabei aber nicht!



Moore

Moore sind im Bayerischen Wald typische Landschaftselemente. Durch Entwässerung sowie durch Torfabbau sind heute allerdings viele Moorgebiete stark beeinträchtigt oder völlig verschwunden. Moorareale sind nicht nur wichtige Rückzugsgebiete und Standorte für selten gewordene Tiere und Pflanzen, sondern üben auch eine wichtige Funktion als Wasserspeicher aus. Darüber hinaus dienen sie als wichtige geowissenschaftliche Archive. Die verbliebenen Moorgebiete erfordern daher besondere Beachtung im Naturschutz.



Die Todtenau bei Dösingerried ist eine der bedeutendsten Hochmoorflächen im Vorderen Bayerischen Wald. Die Torfbildung, die im Zentrum eine Mächtigkeit von 8,5 m erreicht, setzte vor mehr als 13.000 Jahren ein.

Niedermoore entstehen meist am Beginn einer Moorbildung in mineralstoffreichem Milieu in Verbindung mit Wasseransammlungen. Sie finden sich in abflusslosen Talmulden und Senken (Versumpfungsmoore) an Rändern von Seen und Teichen (Verlandungsmoore) oder an Quellaustritten (Quellmoore). In der Regel sind sie flach oder leicht konkav. Der Wasserhaushalt wird weitgehend von dem Gewässer (See, Grundwasser) bestimmt. Hochmoore dagegen entstehen in nährstoffarmen Milieu in niederschlagsreichen Gebieten. Häufig entwickeln sie sich nach ei-

nem Übergangsstadium (Übergangsmoore) aus Niedermoorgebieten. Durch die stetige Anhäufung von unvollständig verrottendem Pflanzenmaterial wächst ein Hochmoor langsam nach oben und ragt schließlich uhrglasförmig über das Gelände hinaus. Bestimmend für den Wasserhaushalt im Bereich eines Hochmoores ist allein das Regenwasser. Die Vegetation ist an die besonderen bodenchemischen Bedingungen angepasst und besteht zu einem großen Teil aus Bleichmoosen (*Sphagnum*-Arten). Abgestorbenes Moos im Untergrund verhält sich wie ein Schwamm, es kann große Wassermengen aufnehmen.

Ein Großteil der bayerischen Moore entstand am Ende der letzten Eiszeit oder am Beginn des Holozäns. Die Torfe, aus dem Pflanzenmaterial entstandene Ablagerungen, umfassen damit einen Zeitraum von etlichen tausend Jahren. Durchgängige Moorprofile stellen durch die Konservierung von Pflanzenpollen ein hervorragendes Archiv zur Erkundung der Klima-, Vegetations- und Besiedelungsgeschichte dar.



Baumbeständenes Hochmoor bei Haidmühle

Hochmoor Abrahamsfilz bei Theresienreuth

Geotop Nr: 272R030
Landkreis: Freyung-Grafenau
Gemeinde: Gemeindefreies Gebiet
TK 25: 7148 Bischofsreuth
Lage: R: 5408500, H: 5410400
Naturraum: Hinterer Bayerischer Wald
Gestein: Hoch-, Niedermoortorf (Holozän)

Beschreibung:

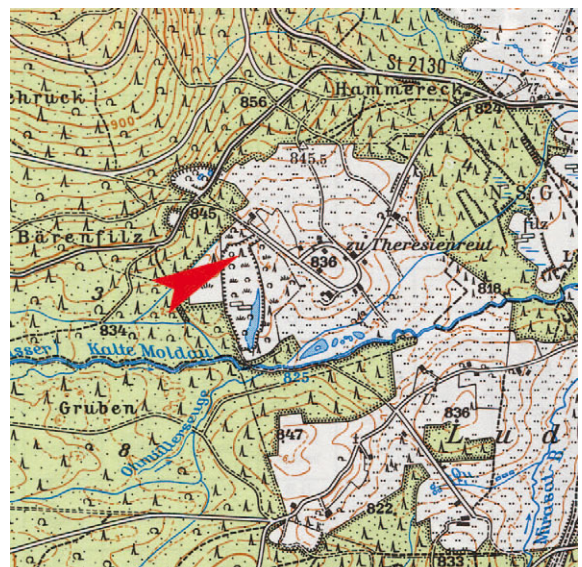
Größere Moorareale findet man im Bayerischen Wald vor allem in den niederschlagsreichen Hochlagen des ostbayerischen Grenzgebietes, wo pro Jahr etwa 1100-1200 mm Niederschlag fallen. Der Abrahamsfilz nahe Theresienreuth ist Teil eines weitverzweigten Hoch- und Übergangsmoorvorkommens zwischen der Kalten Moldau und dem südlichen Hangfuß des Eiben-Berges. Beim Abrahamsfilz handelt es sich um ein bis zu 6 m mächtiges Hochmoorareal mit einem großflächigen, aufgelassenen Torfstich im Zentrum. Während die Bereiche im Süden und Westen einen Moorwaldbestand tragen bzw. aufgeforstet sind, besteht der Ostteil des Moores aus einer weitgehend offenen Hochmoorfläche. Der Torf, ein brennbares Sediment pflanzlichen Ursprungs, entsteht durch Aufwuchs lebender Pflanzen und Übereinanderlagern des abgestorbenen Pflanzenmaterials in Mooregebieten. Wie hier wurde Torf früher häufig in kleinen bäuerlichen Handstichbetrieben als Heizmaterial abgebaut.



Das Hochmoor des Abrahamsfilz ist locker mit Birken und Fichten bewachsen.



Der dunkle Torf wurde früher als Brennstoff abgebaut.



Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: PRIEHÄUSSER (1952)
 SCHUCH et al. (1988)

„Der Lusen ein Brockengebirg“

Um das eindrucksvolle Blockmeer am Gipfel des Lusen ranken sich verschiedene Sagen und seine Entstehung wurde immer wieder diskutiert. MATHIAS FLURL, dem wir die erste geologische Beschreibung von Bayern verdanken, gibt bereits 1792 eine zutreffende Erklärung hierzu. Er schreibt in seiner „Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz“:



Trotz des wüsten Erscheinungsbildes ist das Blockmeer keineswegs eine Steinwüste. Die einzelnen Blöcke aus Granit sind stellenweise vollständig mit Flechten bewachsen.

„diese Kuppe erscheint von weitem wie eine nackte Gipswand, ganz weiß, besteht aber wenigst eine halbe Meile im Umfange aus lauter groß und kleinen Granitbrocken, welche unordentlich untereinander geworfen und einen Steinhaufen von einem ausnehmenden Umfange darstellen. Die gemeinen Leute, welche bey so besondern Naturbegebenheiten immer etwas übernatürliches träumen,



Direkt am Gipfel steht der Granit in einer durch Frostwirkung zerteilten Felsklippe noch mehr oder weniger im Verband an.

glauben, daß in diesem Berge unendliche Schätze verborgen seyn müßen, welche der Feind des menschlichen Geschlechtes durch den ungeheueren Schutt von Steinen bedeckt hält. Es giebt daher von Zeit zu Zeit einige, welche diesen Berg durchwühlen, und, wenn es ihnen endlich zu mühsam wird, selbst geistliche Kräfte und Aberglauben zu Hilfe nehmen, den bösen Mann zu zwingen, daß er ihnen seine Schätze in die Hände liefern solle. Der bescheidnere Theil hingegen schreibt diese Naturerscheinung bald einem gewaltsamen Erdbeben, und bald selbst dem Ausbruche eines Feuer speyenden Berges zu. Wenn man aber das Ganze mit einem aufmerksameren Auge betrachtet, so hat auch hier eben dieselbe Ursache Statt, welche andere Naturfor-



scher dem Bruche des Brockengebirges auf dem Harze geben. Es liegt dieselbe nämlich in der Beschaffenheit der Gebirgsmasse selbst. Der Lusen mochte vor Zeiten weit höher gewesen seyn, und nackte emporragende Felsen mögen sein erhabenes Haupt gekrönt haben, ehe die heftige Einwirkung der Luft und Witterung allenthalben Klüfte in seiner Steinmasse, und endlich einen Sturz verursachte, welcher seinen Rücken mit diesem Steinschutte bedeckt hat. Ein aufmerksames Auge kann noch gar wohl jene Stücke zusammenfinden, welche ehe zu einer und ebenderselben Masse gehörten, und miteinander zusammenhiengen. An anderen noch ziemlich großen dergleichen Granitblöcken bemerkt man, daß von Tag zu Tage neue Klüfte entstehen, welche das Zerbörsten dieser Steinmasse noch auf eben diese Weise verursachen, als es bey dem ganzen Gipfel des Berges geschehen seyn mag.“

Blockmeer am Lusen

Geotopnr.: 272R016
Landkreis: Freyung-Grafenau
Gemeinde: Neuschönau
TK 25: 7047 Finsterau
Lage: R: 5390700, H: 5423500
Naturraum: Hinterer Bayerischer Wald
Gestein: Granite des Finsterauer Massivs (variszisch)

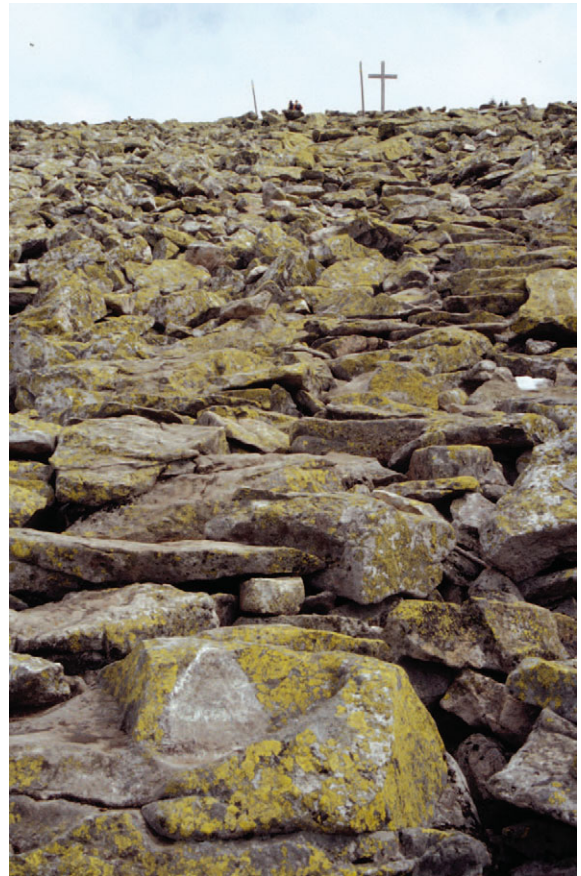
Beschreibung:

Mit 1373 m Höhe gehört der Lusen zu den höchsten Erhebungen des Bayerischen Waldes. Dieser Berg im Ostteil des Nationalparks Bayerischer Wald gilt wegen des Blockmeeres am Gipfel als eine der ungewöhnlichsten und auch bekanntesten Attraktionen.

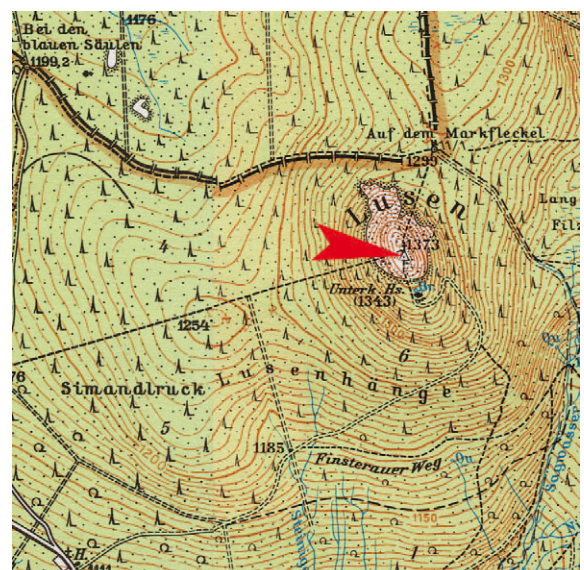
Der Lusen liegt im Bereich des Finsterauer Granitmassivs, dessen Gesteine vor etwa 330 bis 310 Millionen Jahren aus Gesteinsschmelzen entstanden, die in mehreren Kilometern Tiefe erstarrten. Weiter unten am Hang steht mit dem sogenannten „Älteren Finsterauer Kristallgranit“ ein grobkörniger Granit mit großen Kalifeldspateinsprenglingen an, während Gipfel und Ostflanke aus später eingedungenem, fein- bis mittelkörnigem Granit bestehen. Den gesamten Gipfelbereich nimmt ein großes, freiliegendes Blockmeer ein. Auf einer Fläche von mehr als 200.000 Quadratmetern türmen sich große und kleine Blöcke aus Granit wild übereinander.

Entstanden ist dieses Blockwerk vor allem während des Pleistozäns durch natürliche Sprengung und Zerlegung des anstehenden Granits. Wesentliche Ursache war die starke Frostwirkung während der Eiszeiten. Wasser konnte in kleine Risse und Klüfte des Gesteins eindringen und gefror bei Frost zu Eis. Dabei dehnte es sich aus und erweiterte so die Risse. Auf diese Art wurden Blöcke vom Untergrund abgetrennt und zerkleinert. Vor allem im Gipfelbereich sind sie an Ort und Stelle zerfallen, ohne dass größerer Transport stattfand.

Schutzstatus: Nationalpark
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: BAUBERGER (1977)



Am Gipfel des Lusen türmen sich durch Frostsprengung zerteilte Blöcke aus Granit übereinander und bilden ein Blockmeer.



Wollsäcke und Matratzen – weiche Formen im harten Gestein

„Wollsackverwitterung“ nennt man eine spezielle Art der Verwitterung von massiven Gesteinen, die vor allem in Granit, aber auch in Gneis oder Sandstein auftreten kann. Sie hat ihren Namen wegen der Erscheinungsform der dabei entstandenen Felsgebilde, die übereinander gestapelten, mit Wolle gefüllten Säcken gleichen. Derartige Blöcke und Felstürme prägen in Teilgebieten das Landschaftsbild des Bayerischen Waldes.



Aufschlusswand mit „Wollsäcken“ im Steinbruch Herrnholz. Im oberflächennahe Bereich besteht das Gestein nur noch aus in Gesteinsgrus „schwimmenden“ Granitkugeln.



Der Gipfelbereich des Dreiesselberges wird von einer Gruppe imposanter Felsburgen mit Wollsackverwitterung eingenommen.

Granite sind Gesteine, die in mehreren Kilometern Tiefe aus kieselsäurereichen Schmelzen auskristallisiert sind. Bei Abkühlung der Schmelzen hat sich ein System feinsten Risse und Spalten ausgebildet, die sehr häufig in drei Richtungen annähernd senkrecht aufeinander stehen. Dieses Kluftsystem ermöglicht es uns heute, Granit in würfel- oder quaderförmige Werksteine wie z.B. Pflastersteine zu spalten.

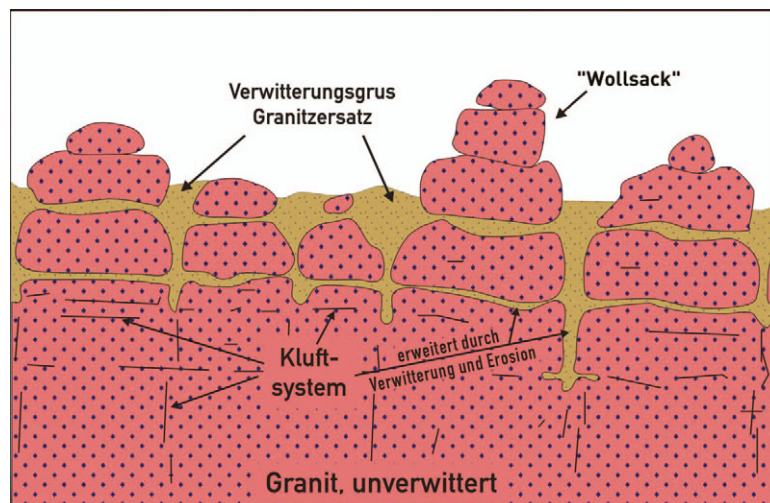
Im Laufe der Erdgeschichte gelangten die massiven Granitkörper durch Hebung des Untergrunds und Abtrag der überlagernden Deckschichten schließlich nahe an die Oberfläche und waren damit der Verwitterung ausgesetzt. Entlang

des Kluftsystems drang chemisch aggressives Wasser in das Gestein ein und begann es zu entfestigen und zu zersetzen. Dieser Vorgang lief entlang der Klüfte schneller ab als innerhalb der soliden Gesteinskörper. Denn Ecken und Kan-

ten lieferten bessere Angriffsflächen für Wasser und Säuren als Flächen. Daher entstanden aus den ursprünglich eckigen, quaderförmigen Kluftkörpern im Laufe der Verwitterung abgerundete Gesteinskörper.

Die zur Wollsackverwitterung führende Gesteinszersetzung konnte im Bayerischen Wald über einen langen Zeitraum erfolgen: ausgehend von der Kreidezeit über das

Tertiär mit feuchtwarmen Klima bis hin zur Freilegung im Quartär. Der Gesteinsverband wurde bis in einige Zehnermeter Tiefe aufgelöst. Allerdings drang die Verwitterung nicht überall gleich weit ein. In manchen Bereichen blieben die Gesteine besser erhalten, in anderen wurden sie besonders stark zersetzt. Während des Pleistozäns wurden die Bodendecke und der Gesteinszersatz abgetragen und fortgespült.



Schema der Bildung von Wollsäcken (modifiziert nach LEHRBERGER & HECHT 1997)

Wackelstein von Loh

Geotopnr: 272R005
Landkreis: Freyung-Grafenau
Gemeinde: Saldenburg
TK 25: 7245 Schöllnach
Lage: R: 4596920, H: 54075400
Naturraum: Passauer Abteiland und Neuburger Wald
Gestein: Granit („Saldenburger Granit“) des Fürstensteiner Massivs (variszisch)

Beschreibung:

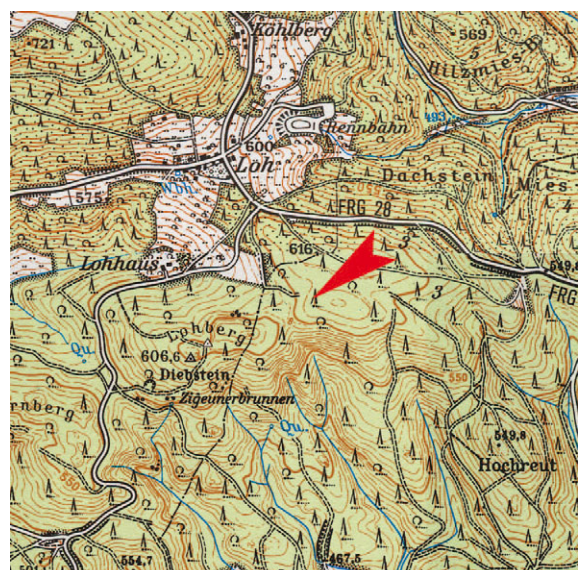
Das Waldgebiet um Thurmannsbang und Saldenburg ist reich an Felsblöcken und bizarren Felsformationen aus Granit, die der Landschaft ein besonderes, manchmal fast mystisches Gepräge geben. Eine außergewöhnliche Attraktion ist der Wackelstein von Loh, der über einen ausgeschilderten Wanderweg von der Forststraße zwischen Loh und Erlau aus besucht werden kann. Auf einer flachen Gipfelkuppe ca. 2 km südöstlich von Solla treten einige Felsen aus Saldenburger Granit mit ausgeprägter Wollsackverwitterung zu Tage. Bei dieser für Granite typischen Verwitterungsform werden Gesteinsfugen erweitert und ursprünglich quaderförmige Kluffkörper abgerundet, teilweise sogar abgetrennt. Besonders fällt ein Block mit flacher Oberseite, aber kugelig gewölbter Unterseite auf, der auf einer flachen Felsplatte ruht. Der Block mit einem Gewicht im Bereich von Zehnertonnen liegt ohne feste Verbindung mit schmaler Auflagefläche zwar sicher auf seiner Unterlage, kann aber durch menschliche Kraft zum Schaukeln gebracht werden.

Wackelsteine sind seltene Launen der Natur, über die auch künftige Generationen staunen wollen. Solche eigentümlichen „Spielzeuge“ der Natur, für deren Entstehung viele Jahrmillionen verantwortlich waren, sollten nicht durch den Menschen in kürzester Zeit zerstört werden. Daher ist der Wackelstein von Loh als Naturdenkmal ausgewiesen.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: TROLL (1964)



Zwei Ansichten des Wackelsteins von Loh. Der tonnenschwere Granitblock kann, wenn man an der richtigen Stelle ansetzt, zum Schaukeln gebracht werden.



Pfahlschiefer und Palit - Gesteine der Pfahlzone

Eine der wichtigsten Störungszonen im Westteil der Böhmisches Masse ist der Bayerische Pfahl, eine Bruchstruktur der Erdkruste, die den Bayerischen Wald in gerader Linie von Nordwesten nach Südosten durchschneidet und den Vorderen vom Hinteren Bayerischen Wald trennt. Tektonische Bewegungen, bei denen die Blöcke gegeneinander verschoben wurden, begannen wohl schon im Karbon. Die größten Bewegungen fanden im Oberkarbon und Perm, gegen Ende der variszischen Gebirgsbildung, statt. Dabei ent-



Pfahl-Mylonit mit kleinen Feldspatporphyroklasten



Feinkörniger, straff geschieferter Ultramylonit an der Buchberger Leite

standen entlang der Pfahlzone vielfältige Gesteine, deren Verformungsmerkmale unterschiedliche Bildungsbedingungen anzeigen. Man findet Gesteine, die unter hohen Drücken und Temperaturen „plastisch“ (duktil) verformt wurden. Es können aber auch Deformationen im Übergangsbereich zwischen duktil und spröde und im bruchhaften Bereich beobachtet werden. Bei all diesen Vorgängen wurden die ursprünglichen Gnei-

se und Granite durch die Bewegungen zerbrochen, zerschert und zerrieben und je nach Druck und Temperaturbedingungen umgebildet. So entstanden die sogenannten Pfahl-Mylonite. Der Begriff Mylonit, abgeleitet vom griechischen Wort für Mühle, bezeichnet tektonisch unter der Erdoberfläche zermalmte, zerriebene und durch Mineralumbildungen wieder verfestigte Gesteine. Dabei verändert sich die Korngröße. Minerale werden rekristallisiert und passen sich in der Ausrichtung den tektonischen Druckverhältnissen an. Es bildet sich eine schiefrige bis plattige Textur aus. Größere, nicht rekristallisierte Mineral Körner (Klasten) werden von der neugebildeten Grundmasse umflossen.

Der Kernbereich der Pfahlzone wird von den „**Pfahlschiefern**“, bestehend aus Myloniten und Ultramyloniten dominiert. Obwohl die Gesteine in ihrem Gefüge Sedimenten, z.B. enggeschichteten Tonsteinen, ähneln können, haben sie als tektonische Bildungen eine völlig andere Entstehungsgeschichte. Es handelt sich feinkörnige bis dichte Gesteine, die oft plattig brechen. Das ursprüngliche Ausgangsgestein ist meist nicht mehr zu erkennen. Mylonite enthalten in der Regel noch Anteile von sichtbaren Mineral- und Gesteinsrelikten (Porphyroklasten), während Ultramylonite noch stärker zerrieben sind.

Nahe der Pfahlzone, in einem mehrere Kilometer breiten Streifen südlich des Pfahls, treten dunkle inhomogene und mechanisch deformierte Gesteine auf, die magmatische und metamorphe Merkmale aufweisen. Als prägnantes äußeres Merkmal zeigen diese Gesteine vielfach augenförmige, oftmals zerbrochene Feldspateinsprenglinge und ein Parallelgefüge durch eingeregelter Minerale. Interpretiert werden sie als mylonitisierte, z.T. metablastisch überprägte und metamorph veränderte Magmatite. Neuere Datierungen belegen ein Intrusionsalter der magmatischen Ausgangsgesteine von ca. 330 bis 335 Millionen Jahren. Von vielen Bearbeitern werden sie unter dem Begriff „**Palite**“ zusammengefasst.

Buchberger Leite

Geotopnr.:	272R003
Landkreis:	Freyung-Grafenau
Gemeinde:	Hohenau
TK 25:	7147 Freyung
Lage:	R: 5391000 H: 5410300
Naturraum:	Passauer Abteiland und Neuburger Wald
Gestein:	„Palit“ (Dunkler Diatexit), „Pfahlschiefer“ (Mylonit, Ultramylonit)

Beschreibung:

Eine Wanderung durch die wildromantische Buchberger Leite mit ihren zahlreichen niedrigen Wasserfallstufen führt den Besucher auf einer Länge von fast zwei Kilometer durch den Bayerischen Pfahl.

Der Reschbach bzw. die Wolfsteiner Ohe, wie der Fluss nach der Vereinigung mit dem Saußbach heißt, hat sich westlich von Freyung tief in die Kristallingesteine des Bayerischen Waldes eingeschnitten. Im Bereich der Buchberger Leite ist in dem mehr als 100 m tiefen Tal ein Profil vom Bayerischen Pfahl bis zu einer Pfahlnebenstörung angeschnitten, wo man die verschiedenen Veränderungen der Gesteine an der tektonischen Bewegungszone nachvollziehen kann. In Folge der enormen Reibungskräfte wurden dort Granite und Gneise zerschert und unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen umgewandelt. Das dabei entstandene Gestein bezeichnet man als Mylonit. Da sich bei diesem Vorgang eine „Schieferung“ im Gestein ausbildete, tragen die Pfahl-Mylonite auch die Bezeichnung „Pfahlschiefer“. Die entlang der Wolfsteiner Ohe aufgeschlossenen Gesteine zeigen verschiedene Stadien der Mylonitisierung: von weitgehend undeformierten Ausgangsgesteinen bis hin zu völlig veränderten, straff geschieferten Ultramyloniten. Gute Aufschlüsse in Pfahl-Myloniten finden sich vor allem am Standort der Hinweistafel des Projekts „Bayerns schönste Geotope“.

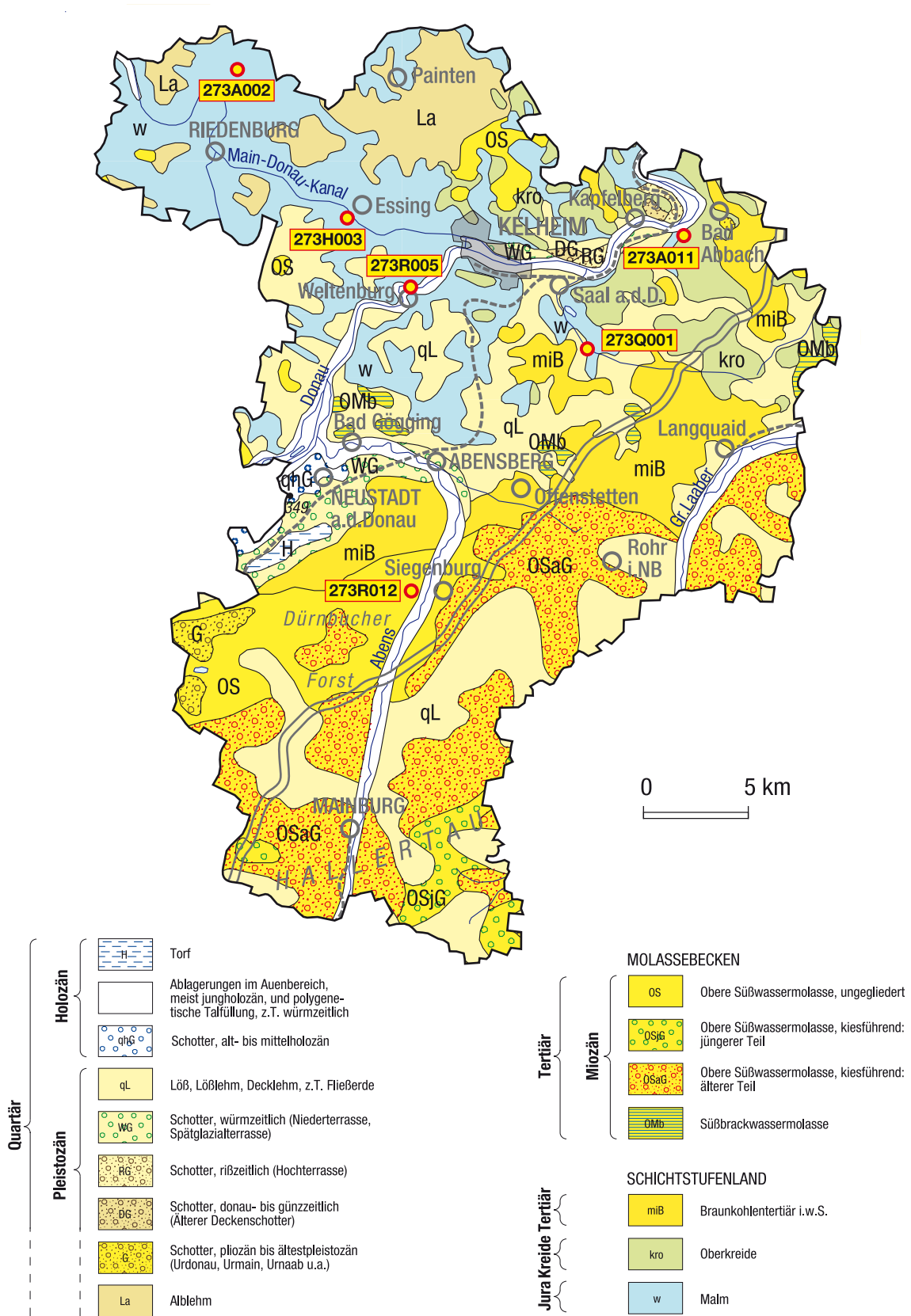
Schutzstatus:	Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung:	wertvoll
Literatur:	GÜMBEL (1868) DOLLINGER (1967) OTT (1988) LEHRBERGER et al. (2002)



Eine der schönsten Wanderungen im Passauer Wald führt durch das tief eingeschnittene Tal der Buchberger Leite.



GEOTOPE IN NIEDERBAYERN



3.4 Kelheim

In seinem geologischen Aufbau unterscheidet sich der Landkreis Kelheim erheblich vom restlichen Niederbayern. Der Nordteil des Landkreises gehört zur Südlichen Frankenalb, in der jura- und kreidezeitliche Gesteine dominieren. Das Gebiet um Neustadt an der Donau wird noch zum Naturraum Donaumoos gerechnet. Der Süden des Landkreises ist dagegen ein Teil des Donau-Isar-Hügellandes, das von Molassegesteinen geprägt wird.

Die tief eingeschnittenen Täler der Altmühl und der Donau sind die markantesten Landschaftsformen im Landkreis. Sein tiefster Punkt liegt mit 335 m unterhalb von Bad Abbach. Rund um die Täler steigt das Gelände durchweg auf über 400 m an, nördlich von Riedenburg auf über 500 m. Die höchsten Punkte des Landkreises liegen mit 565 m bei Ried und 564 m bei Otterzofen an der Nordgrenze.

Als älteste Gesteine kommen an den unteren Hängen des Altmühltals zwischen Meihern und Riedenburg Kalke des Malm Gamma zutage. Wesentlich markanter ist der meist massige Dolomit des Malm Delta. An zahlreichen Felsbildungen – vor allem rund um Riedenburg – kann man den kuppelförmigen Aufbau der Schwamm-Algen-Riffe des Jurameeres studieren.

Im Malm Delta erreichten diese Riffe ihre größte Ausdehnung. Während des darauf folgenden Malm Epsilon dehnten sich dagegen die wannenartigen Lagunen zwischen den Rifften stark aus. Einen bedeutenden Aufschluss dieser Gesteinsgrenze liefert der Burgfelsen von Meihern. Dort lagern gebankte Kalke des Malm Epsilon flach mit erosivem Kontakt über gekappten Riffkuppeln des Malm Delta. Hier ist der sogenannte Speckelsberger Kanal angeschnitten, der die Paintener Plattenkalk-Wanne mit weiter westlich gelegenen Wannen verbindet. Nach Süden hat die Paintener Wanne über den Essinger Kanal Verbindung mit der Hienheimer Wanne. An diese schließen sich wiederum die weitgehend von der Donau ausgeräumten

Wannen von Kelheim, Bad Abbach und Alling an. Weiter südlich liegt die isolierte Abensberg-Pullacher Wanne.

In den einzelnen Plattenkalkwannen des oberen Malms herrschten recht unterschiedliche Lebens- und Sedimentationsbedingungen. Meist legte sich eine dünne Lage über die vorhergehende. Manchmal kam aber der noch nicht völlig verfestigte Kalkschlamm auch ins Rutschen und es entstanden die völlig chaotischen „Krummen Lagen“. Interessant sind außerdem die „Papierschiefer“, extrem dünn geschichtete Kalksteine, die im Raum Kelheim mehrfach aufgeschlossen sind.

Die allgemein sehr dünnbankigen Kalke sind bekannt für die ausgezeichnete Fossilerhaltung. Oft kann man sogar noch Weichteile oder Strukturen in Insektenflügeln erkennen. Auch der erste Fund des Urvogels *Archaeopteryx* stammt aus einem niederbayerischen Plattenkalk. Allerdings erkannte man die Bedeutung des Fossils erst relativ spät.



„Krumme Lage“ über dünnbankigen Plattenkalke des Malm Zeta

Zwischen den Plattenkalkwannen erstreckten sich Riffzüge, die vor allem im Kelheimer Raum nicht nur von Schwämmen und Algen, sondern auch von Korallen aufgebaut wurden. Typisch sind die massigen hellen Kalkfelsen der „Plumpen Felsenkalke“, die im Altmühltal bei Essing und Prunn sowie im Donaudurchbruch zwischen Weltenburg und Kelheim die Täler säumen.



Essing liegt am Fuß massiger Riffkalk-Felsen.

An den Hängen der Riffe sammelte sich deren Schutt an und bildete wiederum den Lebensraum für zahlreiche Tiere. Aus dem Gemisch von Fossilien und Riffschutt entstanden die Kelheimer Kalke, die ein begehrter Rohstoff für die Naturstein-Industrie sind.

Nach dem Rückzug des Jurameeres im obersten Malm begann die Abtragung und Verkarstung der Gesteine. Nur vereinzelt findet man in Karsthohlformen die sogenannten Schutzfelschichten. Im oberen Cenoman breitete sich das Meer von Süden her erneut über die Frankenalb aus. Zunächst lagerte sich hierin der Regensburger Grünsandstein ab. Darüber folgten weitere marine Sedimente, die unter wechselnden Bedingungen entstanden sind. Rund um Bad Abbach ist diese Schichtfolge besonders mächtig entwickelt. Für die Erforschung und Dokumentation des Kreidemeeres ist dieses Gebiet besonders bedeutend.

Im Südteil des Landkreises überdecken Tertiärsedimente die älteren Gesteine. Gegen Ende der Kreide hatte sich das Meer wieder nach Süden zurückgezogen. Im Tertiär entstanden zunächst tiefe Täler. Im Miozän rückte das Meer wieder vor und die Küstenlinie erreichte das Gebiet. Zwischen Bad Gögging und Paring findet man Sedimente der Oberen Brackwassermolasse, die allerdings kaum aufgeschlossen sind. WEBER (1978) beschrieb hier die Herrenwahl Tanner Schichten.

Im Süden folgen darüber die Sedimente der Oberen Süßwassermolasse. Ihre wohl bedeutendste Fossilfundstelle liegt bei Sandelzhausen. Bei

mehreren wissenschaftlichen Grabungen wurden hier über 200 Arten nachgewiesen. Häufig sind Reste von Säugetieren – von winzigen Nagern bis zu Elefanten-artigen (FAHLBUSCH & LIEBREICH 1996).

Im Norden wurden die bestehenden Täler, die bis 100 m unter das Niveau der heutigen Donau eingetieft waren, mit Braunkohlentertiär verfüllt. Bei Bad Abbach und Kapfelberg baute man im 19. Jahrhundert die dünnen Flöze zwischen Feinse-dimenten zeitweise ab.

Besonders interessant in der jüngeren Erdgeschichte ist die Flussgeschichte im Raum Kelheim. Die Donau floss bis vor ca. 80.000 Jahren durch das Altmühltal nach Kelheim. Erst dann verlegte sie ihren Lauf bis Bad Gögging an den Südrand der Alb und benutzte ab hier das wohl schon vorher entstandene Durchbruchstal zwischen Weltenburg und Kelheim. Interessant ist auch der Verlauf der Abens, die heute bei Abensberg nach Osten abknickt und hier in die Donau mündet. Das frühere Abenstal führt nach Norden und mündet erst bei Saal in die Donau. Es wird heute von einem kleinen Bächlein benutzt, das aber aufgrund der Verkarstung meist versiegt, bevor es die Donau erreicht.

Neben Flussschottern und Auenablagerungen in den Tälern sind windverfrachtete Sedimente typische Zeugen der jüngsten Erdgeschichte. Große Sanddünenfelder finden sich beispielsweise bei Siegenburg und Abensberg. Löß und Lößlehm überdecken oft weitflächig die Landschaft und erreichen mancherorts mehrere Meter Mächtigkeit.



Regensburger Grünsandstein überlagert Schutzfelschichten in einer Doline im Malmkalk.



Die Fossilfundstelle in Sandelzhausen – hier während einer Grabung – ist derzeit nicht aufgeschlossen.

Die Gesteine des Malms waren seit dem Rückzug des Jurameeres mehrfach der Verkarstung ausgesetzt und sind es auch heute. Zahlreiche Höhlen an den Hängen der Täler sind Relikte der ehemaligen unterirdischen Entwässerungssysteme. Große Mulden und zahlreiche Dolinen auf den Hochflächen bezeugen das Vorhandensein weiterer Hohlräume im Untergrund. Das Wasser versickert hier meist rasch und kommt erst an einer der großen Karstquellen wieder zu Tage. Auch südlich der Donau – am sogenannten Kelheimer Albvorsprung – verschwinden Bäche vollständig in

den Untergrund, sobald sie den Malm erreichen, beispielsweise der Hopfenbach.

Nach Süden tauchen die Malmgesteine unter das Molassebecken ab. Auch hier hat sich ein weiträumiges Karst-Entwässerungssystem herausgebildet. Der Hauptteil seines Wassers, das sich sehr langsam bewegt und oft schon seit Jahrtausenden im Untergrund weilt, steigt im Raum Bad Gögging, Abensberg, Saal und Bad Abbach zur Oberfläche auf. Dieses meist Schwefelwasserstoff-haltige Wasser war Ursache für die Errichtung der Badebetriebe.

Bei der Verwitterung der Malmgesteine unter tropischen Bedingungen während der Kreide und des Tertiärs entstanden mächtige Decklehmschichten. Hierin finden sich oft Bohnerze. Diese leicht zu gewinnenden Eisenerze waren über Jahrtausende hinweg immer wieder das Ziel von



Gebänderte Hornsteinknolle im Malm Zeta Plattenkalk am Linsberg bei Abensberg



Dolinen auf der Albhochfläche

kleinen Abbauen. Hunderte von Schürfgruben auf den Hochflächen rund um Kelheim zeugen von der harten Arbeit.

Ein anderes Material war bereits in der Steinzeit begehrt: Bei Arnhofen wurden Hornsteine gewonnen, die bei der Verwitterung der Plattenkalke der Abensberg-Pullacher-Wanne angereichert worden waren. In engen, mehrere Meter tiefen Schächten wurde das begehrte Rohmaterial gewonnen. Arnhofen gilt als ein Produktionszentrum von neolithischen Hornsteingeräten und –Waffen (BINSTEINER & ENGELHARDT 1988).

Sandstürme bei Abensberg

Wie kommt es zur Bildung von Dünen? Grundvoraussetzung dafür sind Sand und Wind. Es muss zunächst genug trockener Sand vorhanden sein, der transportiert werden kann. Nasser Sand haftet viel stärker zusammen und wird daher vom Wind nur schwer aufgenommen. Außerdem müssen stetig relativ starke Winde herrschen, die in der Lage sind, Sedimentkörner in Sandkorngröße zu transportieren. Dabei werden die Körner aber nicht kontinuierlich im Luftstrom getragen, sondern bewegen sich hüpfend vorwärts. Hindernisse, wie beispielsweise Felsen, Vegetation, aber auch das Relief, führen zu Unregelmäßigkeiten und Verwirbelungen des Luftstroms. Im Windschatten bilden sich Sandablagerungen, die schließlich zu einer Düne wachsen können. Abhängig von der verfügbaren Sandmenge, der Richtung, Dauer und Stärke des Windes und den örtlichen Gegebenheiten kann eine Vielzahl von Dünenformen entstehen.

Während der Eiszeiten herrschte in den nicht vergletscherten Gebieten Bayerns ein Klima, das den heutigen Tundren- und Kaltsteppengebieten

entspricht: es war trocken und kalt mit teils heftigen Winden. Bei den niedrigen Temperaturen konnten nur wenige Pflanzen gedeihen, so dass der Boden insbesondere in Flusstälern oder auf Schotterfluren meist kaum durch Vegetation stabilisiert war. Daher konnte lockeres Feinmaterial ausgeblasen werden, wobei Sand in der Regel nur über kürzere Distanzen transportiert wurde. Das verbreitetste äolische Sediment - so heißt eine vom Wind geschaffene Ablagerung - ist der Löß. Er besteht aus feinen Partikeln und überzieht fast den gesamten Bereich des Tertiär-Hügellandes in Niederbayern. Flugsandablagerungen sind dagegen nur stellenweise verbreitet. In Südbayern finden sich Flugsanddecken und Dünenfelder überwiegend in den breiten Donau-niederungen und in wenigen Bereichen des Tertiär-Hügellandes. Einige der größten noch erhaltenen Dünenfelder südlich der Donau gibt es im Landkreis Kelheim im Umfeld der Abens- und Alt-Abenstaltung bei Siegenburg und Abensberg. Besonders gut erhalten ist das Dünenfeld im Seeholz östlich von Abensberg und das Dünenfeld im Dürnbucher Forst westlich von Siegenburg.



Dünenfeld im Seeholz bei Offenstetten. Die steilen Reliefformen deuten, wie in den Dünen bei Siegenburg, auf ein spät- bis postglaziales Alter hin (WEBER 1978).

Dünenfeld westlich von Siegenburg

Geotopnr.: 273R012
Landkreis: Kelheim
Gemeinde: Siegenburg
TK 25: 7236 Münchsmünster
Lage: R: 4487610, H: 5401990
Naturraum: Donau-Isar-Hügelland
Gestein: Flugsand, Dünen (Jung-Pleistozän)

Beschreibung:

Direkt westlich der Stadt Siegenburg am Rand des Abenstals trifft man im Osten des Dürnbucher Forstes auf ein großes Sanddünenfeld. Ein Teil des Geländes ist als Naturschutzgebiet ausgewiesen, um diese außergewöhnliche Landschaft ungestört zu erhalten.

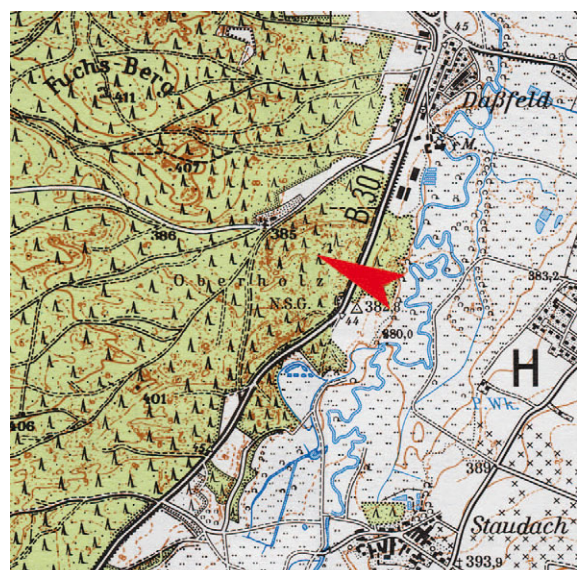
Am Ende des Pleistozäns und im frühen Holozän begünstigte ein trockenes, kaltes Klima die Bildung von Flugsanddünen. Die für den Materialtransport verantwortlichen Winde bliesen vorwiegend aus westlichen Richtungen. Am Rand des Abenstals wurde bei nachlassender Transportkraft der Sand abgelagert. Ausgangsmaterial für dieses Feld waren sandige Sedimente der Oberen Süßwassermolasse, die hier großflächig anstehen; aber auch Sand aus Flussterrassen stand zur Verfügung. Ein Großteil der Dünen ist als Strichdünen ausgebildet, die parallel zur Windrichtung in West-Ost-Richtung orientiert sind. Sie erreichen Höhen von knapp 10 m, bei Längen von über 100 m und Breiten von 20 bis 30 m. Bedingt durch kleinräumige Variationen in Richtung und Transportkraft des Windes treten neben der Hauptdünenform aber auch Querdünen und kleine, bogenförmige Sieldünen auf.

Der ursprüngliche geomorphologische Formenschatz, wie er hier vorkommt, konnte sich nur unter Waldbedeckung erhalten. Auf landwirtschaftlich genutzten Flächen wird das Relief durch Verwehung und Bewirtschaftung schnell verwischt und schließlich auf eine Ebene nivelliert.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: GRAUL (1943)
 WEBER (1978)
 JERZ (1993)



Dünen am Westrand des Abenstals bei Siegenburg



Steter Tropfen höhlt den Stein – Unterirdische Wasserwege im Malmkarst

Die Kalke und Dolomite der Südlichen Frankenalb sind durchweg intensiv verkarstet. Kohlen-saures Wasser hat entlang von Klüften und Schichtflächen das Gestein aufgelöst und so Gänge und Hohlräume geschaffen, in denen sich große Wassermengen sammeln und bewegen können. Die Gesteine sind daher wichtige Karstgrundwasserleiter. Die Verkarstung der Karbonat-gesteine des Malm begann bereits mit Trocken-fällen einzelner Bereiche im obersten Jura. Im Laufe der weiteren Erdgeschichte während Kreide, Tertiär und Quartär schritt die Verkarstung unterbrochen von Phasen, in denen sedimentiert wurde, bis heute weiter fort.

Die Frankenalb ist durch die Verkarstung geprägt. Hochflächen werden fast ausschließlich unterirdisch entwässert. Dort, wo sich Täler weit in die verkarsteten Karbonate eingeschnitten haben, kann das unterirdische Wasser an Karstquellen zu Tage treten. Im Altmühltal entspringen an mehreren Stellen knapp über dem heutigen Talniveau größere Karstquellen, z.B. in Gundlfing, Essing, Deising und Prunn. Die meisten größeren Karstquellen werden hier wie auch anderenorts, schon seit langer Zeit durch den Menschen genutzt. An vielen Quellaustritten standen beispielsweise früher Mühlen, deren Räder durch die Karstbäche betrieben wurden. Darüber hinaus dient das Karstwasser zur Wasserversorgung oder zur Fischzucht. Aufgrund dieser Nutzung sind nahezu alle

Quellen durch den Menschen mehr oder weniger verändert oder sogar vollständig überbaut. Daher ist es um so dringlicher, die verbliebenen Karstquellen in ihrem natürlichen Zustand zu erhalten bzw. keine weiteren größeren Eingriffe vorzunehmen.

Verkarstet sind aber nicht nur die Gesteine, die heute die typischen Karstlandschaften der Frankenalb bilden, sondern auch die durch jüngere Sedimente überdeckten Malmkarbonate. So ist die nach Süden unter das Molassebecken abtauchende Malmkalktafel auch in diesen nicht aufgeschlossenen Bereichen von wasserführenden Hohlräumen und Spalten durchzogen, die bei Tiefbohrungen immer wieder angeschnitten werden. Da sich mit zunehmender Tiefe die Gesteinstemperatur erhöht (im Schnitt um 3°C pro



Quelltopf der Karstquelle Weihermühle bei Essing. Die Karstquelle hat eine mittlere Schüttung von ca. 300 l/s. Von den Quellen im unteren Altmühltal zeigt die Quelle Weihermühle den größten Unterschied zwischen Hoch- und Niedrigwasser (GLASER 1998).



Im Quelltrichter der Karstquelle Deising tummeln sich die Forellen. Die mittlere Schüttung der Quelle beträgt 350 l/s.

100 m), ist dieses Wasser wesentlich höher temperiert. Aus Tiefbohrungen gewonnenes Thermalwasser wird z.B. im Niederbayerischen Bäderdreieck im Landkreis Passau seit längerem balneologisch, also als Heilwasser, genutzt. Es gibt in Niederbayern inzwischen aber auch eine energetische Nutzung von warmen und heißen Karstwässern. So werden sowohl in Straubing als auch in Simbach öffentliche und private Großabnehmer sowie Haushalte mit geothermischer Fernwärme versorgt. Im Zuge der Forschung und des Ausbaus alternativer Energiequellen könnte der unterirdische Karst in Zukunft energetisch eine wichtige Rolle spielen.

Schwefelquellen im Sippenauer Moos

Geotopnr.: 273Q001
Landkreis: Kelheim
Gemeinde: Saal a.d. Donau
TK 25: 7137 Abensberg
Lage: R: 4496910, H: 5414570
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Torf (Holozän)

Beschreibung:

Im Feckinger Tal zwischen dem Ort Sippenau und dem Zusammenfluss von Feckinger Bach und Esperbach nördlich von Oberfecking hat sich im Holozän ein Quellmoor ausgebildet, das Sippenauer Moos. Gespeist wird das Niedermoorgebiet durch eine Vielzahl von Quellen vor allem am Südwestrand des Sippenauer Moores.

Die nördlichen und südlichen Talhänge des Feckinger Tales werden von Malmkalken der Kelheimer Fazies gebildet. Entlang einer Störungszone, an der die Malmkalktafel intensiv zerbrochen ist und damit dem Karstwasser besonders gute Transportwege bietet, treten am Südrand des Feckinger Tales, meist nur knapp über der Talsohle, ca. 20 kleine Quellen mit Schüttungen bis ca. 5 l/s aus. Als Besonderheit weisen diese Quellen teilweise einen merklichen Anteil an freiem Schwefelwasserstoff (H_2S) auf, der sich sowohl im Geruch als auch durch die charakteristischen weißlichen Bakterienrasen schwefelaktiver Organismen bemerkbar macht.

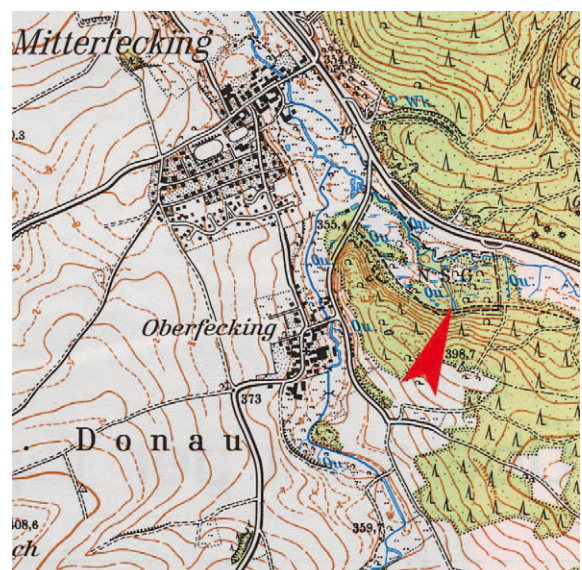
Karstwässer mit einem merklichen Gehalt an Schwefelwasserstoff treten aber nicht nur im Sippenauer Moos auf, sondern sind an mehreren Stellen im Bereich des Malmkarsts südlich der Donau bekannt. Bad Gögging und Bad Abbach verdanken ihren Kurbetrieb Quellen mit schwefelhaltigem Malmkarstwasser.



Das Sippenauer Moos



Quellaustritte von Karstwässern am südlichen Talhang. Die rechte Quelle führt merklich Schwefelwasserstoff, während an der linken Quelle nichts zu riechen ist.



Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: ABELE (1950)
 WEBER (1978)

Höhlen brauchen unseren Schutz

Höhlen üben auf den Menschen wohl schon immer eine besondere Faszination aus. Die leicht zugänglichen Höhlen der Fränkischen Alb erhalten daher reichlich Besuch von Menschen. Leider ist das den Höhlen oftmals anzusehen. Höhlen sind einzigartige Naturdenkmäler und Archive der Erdgeschichte, die leicht unwiederbringlich zerstört werden können. Deshalb sind zu ihrem Schutz einige Verhaltensregeln zu beachten:

- **Keine Fackeln oder Kerzen benutzen und kein Feuer anzünden!**
Fackeln und Kerzen sind zwar sehr romantisch, rußen aber. Der Ruß lagert sich an Decke und Wänden ab. Auch Lagerfeuer in Höhlen oder Halbhöhlen schwärzen die Decke und der Rauch kann Fledermäuse und andere Höhlenbewohner vertreiben.
- **Lass nichts zurück!**
Dass jeder seinen Müll wieder mitnimmt, sollte eine Selbstverständlichkeit sein. Abfälle, wie z.B. Batterien vergiften das Wasser. Aber auch als „stilles Örtchen“ ist eine Höhle nicht geeignet. In den Höhlen verrotten organische Abfälle sehr viel langsamer als in der freien Natur. Sie stören das ökologische Gleichgewicht.
- **Hinterlasse keine Spuren oder Markierungen!**
Neue Fußspuren verschmutzen und zerstören, daher sollte man bei Höhlenbesuchen auf eingetretenen Pfaden bleiben. Auch Farbmarkierungen, Beschriftungen oder Zeichnungen haben an den Höhlenwänden oder gar auf Tropfsteinen nichts zu suchen. Sie stören das Bild und verändern unwiederbringlich die natürliche Schönheit der Höhlen.
- **Nimm nichts mit und beschädige nichts!**
Keine „Schatzsuche“ oder wilde Grabungen in den Höhlensedimenten durchführen. Nur in ungestörtem Zustand haben die Ablagerungen und Bildungen eine wissenschaftliche Aussage-

kraft und können unsere Kenntnisse über Höhlengenese oder Klima, Flora, Fauna und Archäologie erweitern. Grabungen sind grundsätzlich genehmigungspflichtig.

Während sich das Wachstum von Tropfsteinen in Jahrtausenden bemisst, sind sie in einer Sekunde abgeschlagen und zerstört. Ihre Schönheit entfalten sie aber nur unbeschädigt in der natürlichen Umgebung und nicht in einer Vitrine, wo sie ihren Reiz verlieren.

- **Fledermäuse nicht stören!**
Fledermäuse benötigen den ungestörten Winterschlaf zum Überleben. Daher sollten Fledermausquartiere keinesfalls während der Zeit des Winterschlafs (Oktober bis April) besucht werden!

Aber neben den Gefahren für die Höhle gibt es natürlich auch Gefahren für den Höhlengänger. Auch hier sind Unwissen, Unerfahrenheit und Unachtsamkeit die Hauptursache für Zwischenfälle oder gar Unfälle. Für einen sicheren Besuch von Höhlen muss man sich daher mit den Gefahren auseinandersetzen. Als oberstes Gebot gilt: Ausreichend Beleuchtung mit sich führen - daher bei einem Besuch immer mindestens zwei unabhängige Lampen mitnehmen! Für einen gefahrlosen Besuch empfiehlt sich das zur Schauhöhle ausgebauten Große Schulerloch im Altmühltal.



Innenansicht der eindrucksvollen Halle der Oberen Klause

Klausenhöhlen

Geotopnr.: 273H003
Landkreis: Kelheim
Gemeinde: Essing
TK 25: 7036 Riedenburg
Lage: R: 4484260, H: 5421920
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Massenkalk (Malm)

Beschreibung:

Gegenüber der Ortschaft Essing am Südwesthang des Altmühltales liegen die berühmten Klausenhöhlen. Etagenartig folgen Höhlen und Halbhöhlen übereinander und durchlöchern auf verschiedenen Niveaus den Felshang aus massigem Malmkalk.

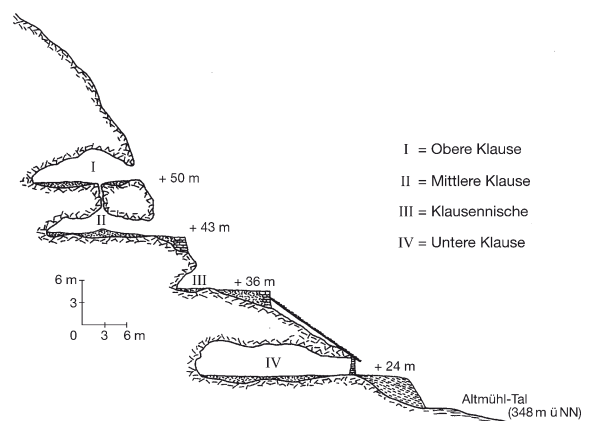
Die Klausenhöhlen gehören zu den bedeutendsten eiszeitlichen Fundstellen Bayerns. Mehrere archäologische Grabungskampagnen ergaben neben eiszeitlichen Tierfunden auch Hinterlassenschaften von Steinzeitmenschen. Die ältesten Funde werden einer frühen Phase der Würm-Kaltzeit zugeordnet. Das entspricht der mittleren Altsteinzeit (ca. 125.000 bis 40.000 Jahre vor heute). Damals lebten Menschen des Typs „Neandertaler“ in der Südlichen Frankenalb. Aber auch Gegenstände, teilweise kunstvoll verziert, aus der jüngeren Altsteinzeit (ca. 40.000 bis 10.000 Jahre vor heute) und der Jungsteinzeit (ca. 8.000 bis 4.200 Jahre vor heute) wurden in den Klausenhöhlen gefunden.

Die kleine Halle der Unteren Klause wurde im 19. Jahrhundert ausgeräumt und mit der oberhalb liegenden Klausennische als Schänke und Biergarten genutzt. Beim Ausbau für diese Nutzung wurden Höhlensedimente unachtsam entfernt und dadurch wertvolles Fundgut zerstört. Im nächsten Stockwerk liegt die Mittlere Klause, eine Halle von etwa 18 x 20 m mit zwei Eingängen. Nur wenig daneben kommt man durch einen „Hintereingang“ (kleine Kletterstufe) in die imposante Halle der Oberen Klause. Auf etwa der gleichen Höhe weiter westlich gelangt man zum Portal der Westlichen Klause. Hier schließt sich an den Vorraum noch ein etwa 70 m langer, vielfach gewundener Gang an.

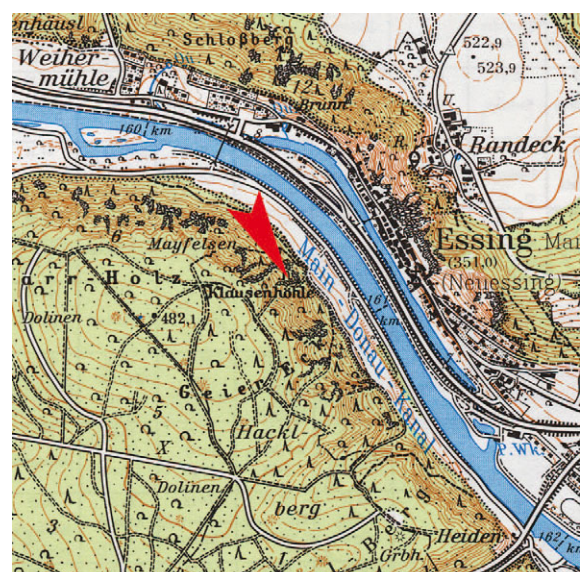
Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: MEYER & SCHMIDT-KALER (1994)



Fenster aus der Halle der Mittleren Klause



Schnitt durch die Klausenhöhlen bei Essing (aus MEYER & SCHMIDT-KALER 1994, nach OBERMAIER & FRAUNHOLZ 1927)



Vom Strand zur Pinakothek – Regensburger Grünsandstein

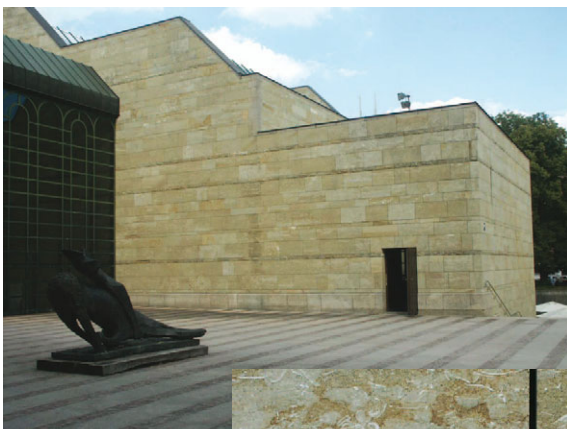
Der kompakte Untere Grünsandstein, lokal auch als Bausandstein bezeichnet, ist ein fein- bis mittelkörniger Sandstein aus karbonatisch gebundenen Quarz- und Glaukonitkörnern. Für die grünliche Färbung des Gesteins ist der Glaukonit, ein eisenhaltiges Schichtsilikat, verantwortlich. Verbreitet ist dieser Sandstein aus der Kreide vor allem bei Regensburg, Kelheim und Bad Abbach.

Wegen seiner ansprechenden Färbung und Zeichnung war er als Baustein nicht nur in der näheren Umgebung beliebt, sondern wurde auch gehandelt. Schon die Römer nutzen den Unteren Grünsandstein als Baumaterial für ihre Bauwerke. Die Baumeister des Mittelalters schätzten ihn als wertvollen Baustein, wie z. B. die Steinerne Brücke und der Dom in Regensburg oder der Passauer Dom beweisen.

Der technische Aufschwung im 19. Jahrhundert führte zu einem hohen Bedarf an Bausteinen. König Ludwig I. benutzte sie mit Vorliebe bei seinen Bauten. Daher entstand im Regensburger Grünsandstein eine Vielzahl an Steinbrüchen, oft an Abbaustellen, die schon seit



Massiger Unterer Grünsandstein mit Abbauspuren aus dem Steinbruch am Mühlberg. Seit 1878 bis Anfang des 2. Weltkrieges wurde dort „Bausandstein“ gewonnen.



Fossilreicher Grünsandstein als Fassadenverkleidung an der Neuen Pinakothek in München.



alters her den örtlichen Bedarf deckten. Infolge verbesserter Transportmöglichkeiten durch Verschiffung auf der Donau und durch die Eisenbahn fand der Grünsandstein damals weite Verbreitung. Bekannte Bauwerke mit Quadersteinen oder Fassadenplatten aus Regensburger Grünsandstein sind zum Beispiel die Alte und Neue Pinakothek sowie die Residenz in München. Natürlich ist der Stein auch in der nächsten Umgebung verbaut. Er fand Verwendung z.B. am Kloster Weltenburg, an der Treppe der Befreiungshalle Kelheim oder am Schlossturm von Bad Abbach (RIEGER 1954, STREIT 1984).

Die Steinbrüche im Regensburger Grünsandstein sind fast alle seit langer Zeit aufgelassen. Für Baumaßnahmen an der Neuen Pinakothek in München wurden in jüngerer Zeit nur noch im Steinbruch Ihrlerstein bei Kelheim Steine für Fassadenplatten gewonnen. Aber auch dieser Bruch ist inzwischen stillgelegt.

Alte Steinbrüche am Mühlberg

Geotopnr.: 273A011
Landkreis: Kelheim
Gemeinde: Bad Abbach
TK 25: 7038 Bad Abbach
Lage: R: 4501550, H: 5420630
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Regensburger Grünsandstein, Eibrunner Mergel, Reinhausener Schichten (Cenoman-Turon)

Beschreibung:

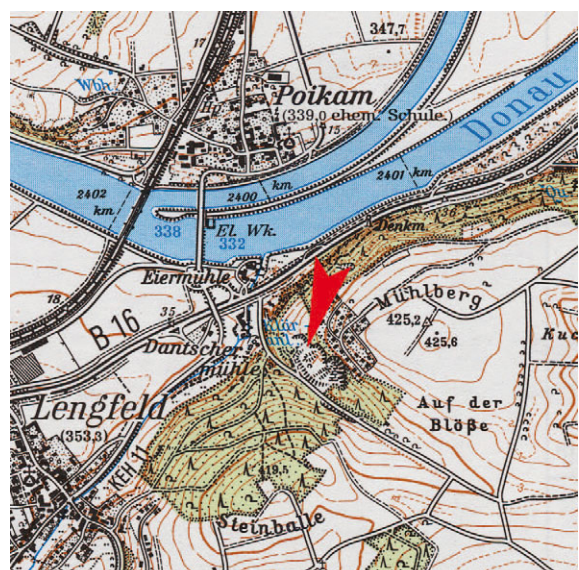
Oberhalb der Dantschermühle an den Südwestabhängen des Mühlbergs liegen drei seit langem aufgelassene Steinbrüche, die ehemals das umfassendste Oberkreide-Profil im Landkreis erschlossen. Auch wenn die Steinbrüche heute verfallen und stark zugewachsen sind, erlauben sie doch einen guten Einblick in die Schichtfolge. Ursprünglich waren auch die unterlagernden Massenkalk des Jura aufgeschlossen. Die Ablagerungen des Oberkreidemeeres setzen mit einem geringmächtigen Transgressionskonglomerat ein, das aber nicht mehr zu sehen ist. Darüber folgt mit einer Mächtigkeit von 7 bis 8 m der glaukonitreiche „Untere Grünsandstein“, der als Baustein abgebaut wurde. Die leicht zugänglichen Wände im vorderen Steinbruch bestehen aus diesen massigen bis dickbankigen, grünlichen Kalksandsteinen und zeigen noch Bearbeitungsspuren des Abbaus.

Weiter hinten sind die darüber folgenden Schichten aufgeschlossen. Über ca. 3 m glaukonitischen Sandmergeln liegt die ca. 6 m mächtige Folge des „Oberen Grünsandsteins“ aus hellen, dünnbankigen Kalksandsteinen mit mergeligen Zwischenschichten. Den flacheren Hang über den Steinbruchwänden bildet Eibrunner Mergel, an der Oberkante des östlichsten Bruchs sind die Reinhausener Schichten angeschnitten, schwach sandige, gebankte Kieselkalk mit Hornsteinen. Beide Schichtglieder sind allerdings nicht zugänglich.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: OSCHMANN (1958)
 WEISS (1981)
 MEYER & SCHMIDT-KALER (1983)



Der deutlich gebankte Obere Grünsandstein zeigt im Aufschluss oft unregelmäßige, knollige Schicht- und Bruchflächen. Die Knollen entstehen durch partielle Kieselsäureanreicherungen. Die Bezeichnung „Grünsandstein“ ist hier etwas irreführend, denn das Gestein ist weder richtig grün noch deutlich sandig.



Massenkalk – Riffe im Jurameer

Während der Zeit des oberen Jura erstreckte sich über weite Teile Süddeutschlands ein flaches tropisches Schelfmeer. Das nächste Festland mit der „Mitteldeutschen Schwelle“ im Norden und der „Böhmischen Insel“ im Osten lag so weit entfernt, dass von dort nur wenig Feinmaterial in das Schelfmeer im Bereich der heutigen Südlichen Frankenalb gelangte. Nach Süden zu hatte das Schelfmeer direkten Anschluss zum offenen, tiefen Tethys-Ozean, dem „Mittelmeer“ des Erdmittelalters.

Trocken-heißes Klima und kalkreiches Tiefenwasser der Tethys ermöglichten auf dem Europäischen Schelf die Bildung heller Mergel und Kalk. Es entwickelte sich eine Karbonatplattform auf der durch die Besiedelung mit riffbildenden Organismen teilweise mächtige Riffzüge wuchsen. Hier siedelten vor allem Schwämme und

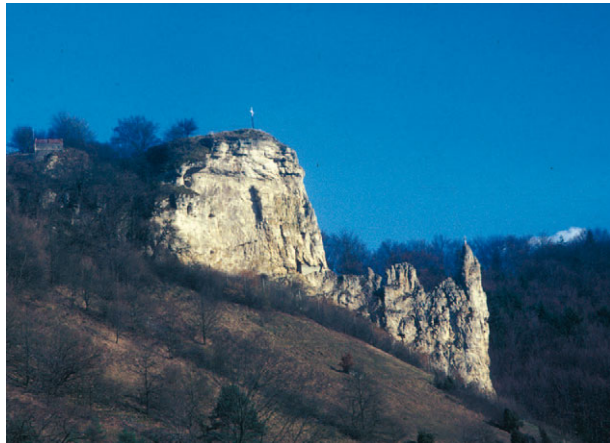


Schloss Prunn thront auf einem Massenkalksockel hoch über dem Altmühltal. Der ehemalige Riffkalk wurde durch Erosion der benachbarten weicheren Kalksteinpartien freipräpariert.

Kalkalgen, im Kelheimer Raum ab dem oberen Malm aber auch Korallen. Die Riffareale erhoben sich bis mehrere Zehnermeter über den Meeresboden, in Lagunen zwischen den Riffen entstanden geschichtete Platten- und Bankkalk. Zur Zeit des Malm Delta waren die Riffe am weitesten verbreitet.

Nach der Ablagerung wandelten sich die ehemaligen Riffkörper in Massenkalk und -dolomite um. Häufig wurden sie dabei zuckerkörnig rekristallisiert, wobei ihr Fossilinhalt und der ursprüngliche Internbau weitgehend verloren gingen. Die ehemaligen Riffkörper sind besonders widerstandsfähig gegen Erosion und wurden in der

jüngsten Erdgeschichte aus ihrer Umgebung herauspräpariert. Sie prägen mit ihren massigen Felstürmen und imposanten Felshängen, die an den Talflanken herausragen, wesentlich das Landschaftsbild der Fränkischen Alb.



Am Burgfelsen oberhalb von Meihern, dem Flügelsberg, lagern diskordant über einer gekappten Dolomitekuppel aus dem Malm Delta gebankte Kalke des Malm Epsilon.

Zum Schutz dieses charakteristischen Landschaftsgebiets entstand 1840 im Bereich der Weltenburger Enge das erste Naturschutzgebiet Bayerns. König Ludwig I. schätzte zwar den Kalk der Kelheimer Gegend als Baustein, es war ihm aber genauso wichtig, die einmaligen Felsen vor einem Abbau zu bewahren und den Cañon der Donau naturbelassen zu bewahren. Daher stellte er das Gebiet unter Schutz. Am Anfang des Naturschutzes in Bayern stand somit gewissermaßen der Geotopschutz.



Der Kreuzfelsen bei Riedenburg an der Einmündung des Schambachtales ist Teil einer dolomitisierten Riffkuppe aus dem mittleren Malm mit bis zu 40° steilen Riffhängen.

Weltenburger Enge

Geotopnr.: 273R005
Landkreis: Kelheim
Gemeinde: Kelheim
TK 25: 7036 Riedenburg
Lage: R: 4486880, H: 5418080
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Massenkalk (Malm)

Beschreibung:

Die landschaftlich großartige Weltenburger Enge zwischen Weltenburg im Süden und Kelheim im Nordosten ist eine der schönsten und bekanntesten Natur-Sehenswürdigkeiten Bayerns. Das enge Flusstal zeigt einen Querschnitt durch die Weltenburger Riffmasse zwischen der Hienheimer Wanne im Süden und der Kelheimer Wanne im Nordosten. In diesen Wannens lagern leichter erodierbare Plattenkalke.

In der steilwandigen Weltenburger Enge, die an ihrer engsten Stelle an der „Langen Wand“ nur 70 m breit ist, zwängt sich die Donau durch harte, massige Kalke des Oberjura. Durch den Fluss glatt geschliffene Kalkwände, die fast senkrecht ins Wasser abfallen, begrenzen beidseitig das Flussbett der Donau. Das Tal wurde aber nicht durch die Donau selbst geschaffen, sondern von einem südlich der Donau gelegenen kleinen Flösschen am Südrand der Alb. Dieser Nebenfluss hatte sich im ausgehenden Tertiär und älteren Pleistozän nach Abtrag der miozänen Sedimentdecken kontinuierlich gegen das Aufsteigen der Juratafel in die Malmkalke eingeschnitten. Erst im Zuge einer Laufverlagerung bei Neuburg hat die Donau ihren Lauf an den Südrand der Frankenalb verlegt und zwängt sich nun seit mehr als 80.000 Jahren durch das Nadelöhr der Weltenburger Enge. Im ursprünglichen Tal der Donau, wo sich der Fluss in einem breiten Bett in die Frankenalb eingeschnitten hatte, fließt heute die Altmühl oder es liegt trocken (Wellheimer Trokental).

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: RUTTE (1962)
 SCHÄFER (1966)
 SCHMIDT-KALER (1968)
 DOPPLER et.al (2002)



Blick auf die Weltenburger Enge von Süden



„Zartkiefer“ und „Urfeder“ aus Jachenhausen

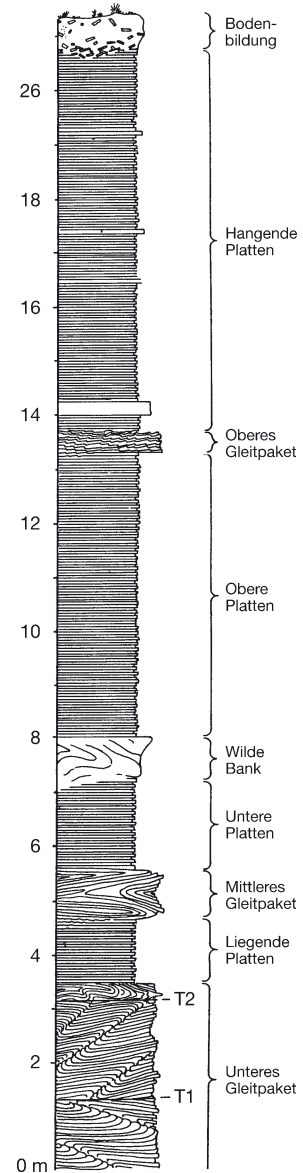
Seine Berühmtheit in der Wissenschaft verdankt der Steinbruch Jachenhausen bei Riedenburg zwei bedeutsamen Wirbeltierfunden aus der Mitte des 19. Jahrhunderts.

Im Jahr 1858 wurden im Steinbruch von Jachenhausen die fossilen Reste eines Reptils geborgen. Dieser Dinosaurier war einer der ersten, der im bayerischen Oberjura gefunden wurde. Er entspricht keineswegs den gängigen Vorstellungen, die man mit Dinosauriern als riesigen Urzeitreptilien verknüpft. Der 1861 von WAGNER als *Compsognathus longipes* („langbeiniger Zartkiefer“) wissenschaftlich beschriebene Raubsaurier war nämlich mit einer Gesamtlänge von nur 65 cm lediglich etwa katzen groß. Er gilt als der kleinste Dinosaurier der Welt. Das Originalskelett dieses Fossils befindet sich in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Geologie in München. Allerdings war die Herkunft des Fossils infolge einer widersprüchlichen Etikettierung lange Zeit umstritten. Detaillierte Untersuchungen der Gesteinsplatte und Vergleiche mit den Platten aus Jachenhausen weisen aber diesen Steinbruch mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit als Fundort aus. Der *Compsognathus* von Jachenhausen, der für die Paläontologie und Evolutionslehre eine besondere Bedeutung hat, wurde seit der Entdeckung des Fundstücks wiederholt wissenschaftlich bearbeitet. Er ist bis heute im Plattenkalk ein Einzelstück geblieben und somit viel seltener als sein wesentlich bekannterer Zeitgenosse, der *Archaeopteryx*.



Compsognathus longipes aus dem Steinbruch in Jachenhausen. Die Fossilplatte hat eine Größe von 40 auf 31 cm befindet sich im Paläontologischen Museum München (käufliche Postkarte: BAYERISCHE STAATSSAMMLUNG FÜR PALÄONTOLOGIE UND HISTORISCHE GEOLOGIE).

Dieser zweite bedeutsame Wirbeltierfund wurde ebenfalls um die Mitte des 19. Jahrhunderts gemacht. Zwei relativ unscheinbare Fossilplatten mit Knochenresten wurden 1855 gefunden und zwei Jahre später von HERMANN VON MEYER als Flugsaurier beschrieben. Erst 115 Jahre später, im Jahr 1970, hat J.H. OSTROM die wahre Natur dieses Fossils erkannt. Es handelt sich dabei um Reste, nämlich Hinterbeine und Handskelett, des berühmten *Archaeopteryx lithographica* (Der Name setzt sich aus „Urfeder“ und „in Stein geschrieben“ zusammen). Dieses fossile Wirbeltier trägt sowohl Merkmale eines Reptils wie Zähne, Knochenbau, Schwanz als auch Merkmale eines Vogels z.B. Federn, Flügel, Gabelbein. Der Fund aus dem Steinbruch von Jachenhausen ist damit der Erstfund eines „Urvogels“, wengleich die Entdeckung erst mehr als ein Jahrhundert später bekannt wurde. Das Jachenhausener Exemplar gehört zur Sammlung des Teyler-Museums in Haarlem (Niederlande). Bislang wurden insgesamt neun mehr oder weniger komplette Skelette und eine Feder des berühmtesten Fossils in den Malm-Plattenkalken der Südlichen Frankenalb gefunden.



Schematisches Profil durch die Plattenkalkabfolgen mit Krümmen Lagen (Gleitpaketen) im Steinbruch von Jachenhausen (aus MÄUSER 1984). Das Profil ist heute nicht mehr aufgeschlossen.

Ehemaliger Steinbruch Jachenhausen

Geotopnr.: 273A002
Landkreis: Kelheim
Gemeinde: Riedenburg
TK 25: 6936 Hemau
Lage: R: 4478410, H: 5429380
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Painten-Formation
 (Malm Zeta 1, 2)

Beschreibung:

Am Westrand der Paintner Plattenkalkwanne liegt zwischen den Ortschaften Otterzhofen und Jachenhausen das Areal des ehemaligen Steinbruchs von Jachenhausen. Als Plattenkalke werden Kalksteine bezeichnet, die sich in dünne, ebenflächig begrenzte Platten spalten lassen. Sie verdanken diese Eigenschaft einem nahezu fehlenden Bodenleben in dem flachmarinen Ablagerungsbecken, wodurch ein Feinschichtungsgefüge erhalten blieb. Charakteristisch für diesen Steinbruch waren die „Krummen Lagen“. Untermeerische Rutschungen stauchten Teile des noch nicht verfestigten Kalkschlammes und legten ihn in Gleitfalten.

Seit dem 19. Jahrhundert wurden in dem Steinbruch Plattenkalke aus dem Malm Zeta 1 und Zeta 2 zur Nutzung als Dachplatten abgebaut. Die Plattenkalkgewinnung erfolgte noch sporadisch bis in die 80er Jahre des 20. Jahrhunderts. Nach der Stilllegung wurde der Bruch mit Aushubmaterial verfüllt. Von den Aufschlüssen ist nur noch ein kleiner Rest erhalten geblieben, ein Profil durch die Schichtfolge ist aber leider nicht mehr aufgeschlossen. Aus geowissenschaftlicher Sicht wäre es bei bekannten und berühmten Aufschlüssen sehr wünschenswert, wenn zumindest an einer Stelle ein Profil erhalten werden könnte, um weitere Forschungen mit neuen Untersuchungsmethoden und den Vergleich mit früheren Ergebnissen zu ermöglichen. Ist eine Grube erst einmal vollständig verfüllt, ist der Aufschluss in der Regel unwiederbringlich verloren.

Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: STREIM (1961)
 MÄUSER (1983)
 MÄUSER (1984)



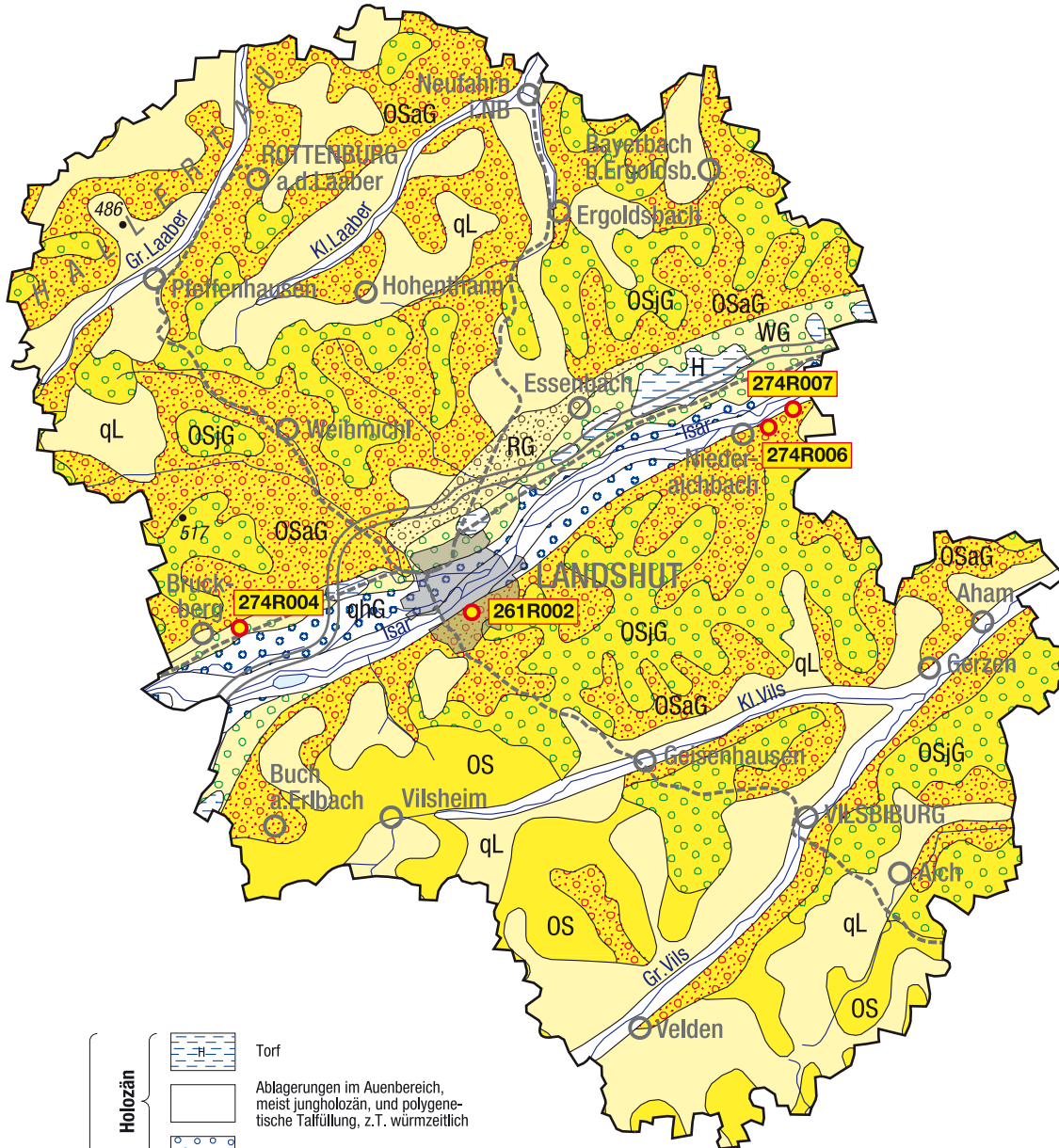
Klägliche Reste der Plattenkalkaufschlüsse im Bereich der Sammelstellen



Fossilfunde sind in den Platten ausgesprochen selten, dafür zeigen sie als Besonderheit oftmals bizarr geformte, stark verästelte Lösungskanäle.



GEOTOPE IN NIEDERBAYERN



Quartär	Holozän		Torf
			Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich
			Schotter, alt- bis mittelholozän
	Pleistozän		Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde
			Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)
			a) Schotter, ribzeitlich (Hochterrasse)

Tertiär	Miozän		Obere Süßwassermolasse, ungliedert
			Obere Süßwassermolasse, kiesführend: jüngerer Teil
			Obere Süßwassermolasse, kiesführend: älterer Teil



3.5 Landshut

Das Gebiet um Landshut wird vom breiten eiszeitlichen Tal der Isar, das zur naturräumlichen Einheit des Unteren Isartales gehört, geteilt. Es grenzt direkt an die Münchner Ebene an, die ganz im Westen noch in den Landkreis hineinragt. Das Isartal trennt das Donau-Isar-Hügelland im Norden vom Isar-Inn-Hügelland im Süden, die beide von tertiärzeitlichen Sedimenten aufgebaut werden. Eine sanftwellige, hügelige Landschaft, über weite Bereiche ackerbaulich genutzt, mit Restwaldbeständen auf Hügelrücken und steileren Hängen, charakterisiert diese Teile des Unterbayerischen Hügellandes. Nach Norden hin nimmt die Höhe der Hügelrücken ab. Die höchste Erhebung im Landkreis ist der Fuchsberg mit 520 m Höhe nahe der Grenze zum Landkreis Rottal-Inn, aber auch nördlich von Bruckberg werden noch 517 m erreicht. Südlich der Isar variieren die Geländehöhen meist zwischen 450 und 500 m, während nördlich der Isar der Großteil des Hügellandes in der Höhenlage zwischen 400 und 470 m liegt. Tief eingesenkt ist das breite Tal der Isar mit einem Talboden, der innerhalb des Landkreises von ca. 400 m auf 365 m abfällt. Der Höhenunterschied zwischen Talau und Gipfel flur beträgt bei Landshut 110 m. Etwa parallel zum Isartal, aber nicht so stark eingetieft, zerteilen auch die im Hügelland westlich von Landshut entspringenden Flüsse Große und Kleine Vils im Süden und Große und Kleine Laaber im Norden das Hügelland.



Kiesgrube in „Landshuter Schottern“ nördlich Engkofen

An der Oberfläche findet man im Bereich des Hügellandes hauptsächlich Fluss- und Stillwassersedimente der Oberen Süßwassermolasse. Es dominieren dabei die grobklastischen Ablagerungen der Nördlichen Vollschorter, auch als Landshuter Schotter bezeichnet, die das tiefste aufgeschlossene Schichtglied darstellen. Sie werden in zahlreichen Kiesgruben abgebaut.

Hauptbestandteile der Nördlichen Vollschorter sind Kies und Sand. Eingelagert finden sich aber auch feinklastische Sedimente wie Schluffe, Tone und Mergel, die auf engem Raum wechseln können. Die Mächtigkeit der Nördlichen Vollschorter beträgt im Raum Landshut bis zu 200 m. Aufgrund des Schotterspektrums werden die Nördlichen Vollschorter als Ablagerungen eines alpinen Flußsystems gedeutet. Nach oben hin treten verstärkt feinklastische und zum Teil auch mergelige oder kalkige Einschaltungen auf. Bereits vor dem Einschlag des Riesmeteoriten im Mittelmiozän gab es Sedimentationsunterbrechungen und Erosion. Die damalige Landoberfläche wird durch Malmkalkbrocken des Brockhorizonts markiert, die vereinzelt auch im Landshuter Raum gefunden wurden.

Über dem Brockhorizont finden sich lokal innerhalb der Kies- und Sandabfolgen sogenannte Bentonite, die aus Tuffen und Aschen eines sauren Vulkanismus entstanden sind. Das vulkanische Material wurde in Geländesenken zusammengeschwemmt oder blieb dort liegen. Bentonit ist ein Ton, der zum größten Teil aus dem Tonmineral Montmorillonit besteht. Dieses zeichnet sich durch gute Quellfähigkeit und besonders hohe Ionenaustauschkapazität aus und wird für zahlreiche technische Anwendungen benötigt. Bauwürdige Vorkommen finden sich beiderseits des Isartales und reichen vom Raum südlich von Landshut bis etwa Mainburg.

Überdeckt werden die Bentonite von weiteren Flussablagerungen, die zur lithostratigraphischen Einheit der Hangenden Nördlichen Vollschorter bzw. der Hangendserie gehören. Im Obermiozän folgen darüber die festländischen Sedimentserien der Mischserie und Moldanubischen Serie, die neben



Bentonit, in Niederbayern auch als Weiß- oder Bleicherde bezeichnet, wird im Raum Landshut in verschiedenen Gruben abgebaut, die aber in der Regel nur wenige Jahre aktiv sind und anschließend wieder aufgefüllt und rekultiviert werden. Obwohl nun die Bentonite für den Raum Landshut lagerstättenkundlich sehr wichtig sind, lassen sich keine „sinnvollen“ dauerhaften Geotope ausweisen. Solange der Bentonit in verschiedenen Gruben abgebaut wird, gibt es aber immer, wenn auch örtlich wechselnd, gute Aufschlüsse.

alpinen Bestandteilen reichlich Material enthalten, das vom Norden her aus dem Moldanubikum in das Molassebecken geschüttet wurde. Aufschlüsse findet man vorwiegend im Raum Vilsbiburg. Im Süden des Landkreises verzahnen sich die Einheiten mit den Ablagerungen der Hangendserie, die aus dem Alpenraum geschüttet wurden. Innerhalb der Moldanubischen Serie treten als Besonderheit im Südosten des Landkreises Feldspatsande und mächtige Tonablagerungen auf.

Die Tone kommen im Kröning, der hügeligen Landschaft zwischen der Isar und der Kleinen Vils, eingerahmt durch die Ortschaften Goldern, Adlkofen und Gerzen, lagerstättenbildend vor (SPERLING & ECKBAUER 1998). Dort befand sich bis Ende der 20er-Jahre des 20. Jahrhunderts das bedeutendste niederbayerische Hafnerzentrum. Die Tone dieses Gebietes wurden vermutlich bereits seit der Bronzezeit genutzt. In kleinen Gruben baute man kaolinitischen grauen bis dunkelgrauen Ton ab, der sich besonders gut für Töpferwaren eignet („Kröninger Hafnerware“). Das Töpferhandwerk ist heute mehr oder weniger ausgestorben. Allerdings wird bei Großbettenrain noch Ton abgebaut, der als Dachziegelzuschlag Verwendung findet.

Fossilfunde sind in den festländischen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse generell selten. Im Raum Landshut handelt es sich vorwiegend um Zufallsfunde von Großsäugern in Grobschottern, da diese als einzige beim Kiesabbau erkannt werden. Den größten Anteil haben dabei Elefantenreste der Gattungen *Gomphotherium* und *Dinotherium*, deren Funde teilweise eine zeitliche Einordnung des jeweiligen Kiesvorkommens erlauben (HEISSIG 1991). Etwas häufiger sind Einzelfunde von verkieselten Hölzern in den Schotterkörpern. Wenige Fossilfundstellen in Stillwassersedimenten z.B. bei Achldorf, Goldern und Niederaichbach haben reichere Tier- und Pflanzenreste geliefert. Diese in der Fachliteratur oft erwähnten Fundstellen existieren nicht mehr.



Tonstoß in der Tongrube Kleinbettenrain. Violettgrau: typischer Kröninger Ton (Foto: T. SPERLING)



In der aufgelassenen Lößlehmgrube bei Essenbach wurde Material für die Dachziegelproduktion abgebaut.

Das heutige Landschaftsbild bildete sich im Quartär heraus. Im Pleistozän lag der Raum Landshut im periglazialen Klimagebiet, wo vor allem die windverfrachteten Feinsedimente, die als Löß und Lößlehm vorwiegend auf nach Osten exponierten Hängen lagern, die Landschaft prägen. Charakteristisch für das Tertiär-Hügelland sind asymmetrische Talformen als Folge der Sedimentverfrachtungen.

mächtiger Lößbedeckung, finden sich vor allem zwischen Landshut und Essenbach. Die würmglazialen Schotter begleiten das Isartal in einem sich verbreiternden Band östlich von Landshut bis zur Landkreisgrenze. Als jüngste Bildungen im Landkreis kennt man Kalktuffbildungen, Schwemmfächer und Hangrutsche.

Das breite, tief eingeschnittene Isartal, das sich im Laufe des Pleistozäns geformt hat, durchzieht als ca. 4 bis 5 Kilometer breites kastenförmiges Sohlental Stadt und Landkreis Landshut. Es setzt sich morphologisch deutlich gegen das Tertiär-Hügelland ab. Weite Bereiche des flachen Talgrundes werden von spät- und postglazialen Schotterterrassen eingenommen. Schmelzwasserschotter aus den Kaltzeiten sind nur auf der nördlichen Talseite nicht vollständig ausgeräumt. Hochterrassenschotter, teilweise mit



Hinter den weiten Schotterflächen des Isartals steigt das Tertiär-Hügelland an.

Kalktuff – das jüngste Gestein

Kalktuffe können dort entstehen, wo kalkreiches Grundwasser über längere Zeiträume an der Oberfläche austritt. Druckentlastung und Erwärmung führen dazu, dass im Wasser gelöstes Kohlendioxid (CO_2) entweicht. Dieser Prozess, der vergleichbar mit dem Öffnen einer Sprudelflasche

ist, wird durch schnelles Fließen des Wassers verstärkt. Der Entzug des Kohlendioxids bewirkt, dass Calcium-



Jedes Blatt und Ästchen im Bachbett bekommt im Laufe der Zeit eine Kalkumhüllung.

umkarbonat (CaCO_3) als Quellkalk ausgeschieden wird. Kalkausscheidung durch Erwärmen des Wassers kann man übrigens auch im Haushalt als Kesselsteinbildung beobachten. Verstärkt wird der Prozess der Kalkfällung durch biologische Prozesse. Moose und Algen entziehen dem Wasser bei der Photosynthese zusätzlich CO_2 und tragen somit kräftig zur Kalkentstehung bei. Die dabei gebildeten Kalke haben eine poröse, bröckelige Struktur und werden als Kalktuff bezeichnet.

Bei der Kalkfällung werden aber nicht nur die aktiv beteiligten Moose und Algen von einer Kalkschicht überzogen, sondern auch Blätter, Äste, Samen oder Schneckengehäuse – eben alles was ins Bachbett fällt – bekommt eine Kalkumhüllung.

Dabei zeichnet der Kalk alle Strukturen genau nach und obwohl die Blattreste oder anderes organisches Material schließlich noch zersetzt werden, bleibt in der Kalkhülle der Abdruck erhalten. Man kann bei einer Fossilbildung unmittelbar zuschauen.

Je nach den Gegebenheiten bilden sich mächtige Kalktufffälle, Becken und Sinterterrassen, über die der Bach in einzelnen Kaskaden hinunter plätschert, oder in seltenen Fällen „Steinerne Rinnen“. Derartige Bildungen werden gerne von Naturfreunden besucht. Dabei hinterlassen sie zwangsläufig ihre Spuren, denn meist ist der Boden in der Umgebung weich und moorig. Wenn aber dann aus Unachtsamkeit der Kalk-

damm oder die Sinterterrassen als einzig fester Untergrund als Weg missbraucht werden, ist die natürliche Entwicklung schnell gestört, die poröse Struktur des Kalktuffs leicht zertreten. Daher sind an viel besuchten Steinernen Rinnen oder Kalktuffbildungen behutsame Erschließungsmaßnahmen, zum Beispiel der Bau eines Holzsteges, notwendig. Gleichzeitig sollte aber das natürliche Wachstum nicht beeinträchtigt werden.



Umzäunte Steinerne Rinne bei Landshut/Schönbrunn. Die empfindliche Steinerne Rinne ist hier zwar durch den hohen Lattenzaun effektiv geschützt, gleichzeitig aber für den Besucher fast „unsichtbar“ geworden. Zum Fotografieren braucht man akrobatische Fähigkeiten!

Kalktuffbildungen am Kellerberg

Geotopnr.: 274R007
Landkreis: Landshut
Gemeinde: Landshut
TK 25: 7340 Dingolfing West
Lage: R: 4525800, H: 5386270
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Kalktuff (Holozän)

Beschreibung:

Am markanten Steilhang am Südufer des Isartales sind Sedimente der Nördlichen Vollsotter (Obere Süßwassermolasse) angeschnitten. Es handelt sich meist um eine Folge von gut wasser-durchlässigen Kiesen und Sanden, die aber teilweise von wasserstauenden Mergelhorizonten durchzogen werden. Solche Mergellinsen sind durch Vernässungszonen oder Quellaustritte am Isarhang erkennbar. Am Kellerberg, nur wenige Meter über dem Hangfuß, liegt der Austritt einer solchen Schichtquelle. Entlang einer breiten Austrittszone mit einer alten Quelfassung entspringen mehrere kleine Bächlein, an denen Kalktuff ausgeschieden wird.

Auf seinem Weg durch Lößauflagen und die Kiese, Sande und Mergel der Nördlichen Vollsotter hat das Wasser karbonatische Bestandteile gelöst. Bei seinem Austritt an der Quelle wird ein Teil des gelösten Kalks unter Mitwirkung von Moosen und Algen wieder ausgeschieden. Dabei entstanden bei den bis zu 1 m mächtigen Kalktuffpolstern am Kellerberg sowohl wallartige als auch flächige Bildungen. Teilweise fließt das Wasser auch in kleinen Rinnen, aus denen sich in Zukunft eventuell Steinerne Rinnen entwickeln werden.

Es sollte für jeden Besucher eine Selbstverständlichkeit sein die zerbrechlichen Kalktuffpolster nicht zu betreten!

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: JERZ (1993)



Die Kalktuffkaskaden am Kellerberg



Jung, unruhig und mobil

Verstärkte Tiefen- und Seitenerosion von Flüssen und Bächen im Pleistozän haben zu Hangunterschneidungen und übersteilten Talhängen geführt. Dadurch ist die Hangstabilität beeinträchtigt. Wenn der Zusammenhalt und die Reibungskräfte des Gesteins z.B. durch Wasseraufnahme weiter gemindert werden, kann es schließlich zur Überschreitung der Scherfestigkeit eines Gesteinsverbandes kommen. Die Folge ist ein Abgleiten oder Abrutschen von Gesteinsmassen. Vor allem Wasser spielt bei solchen Vorgängen oft eine große Rolle.



Die unruhige Hangmorphologie zeugt von der Instabilität des Hanges. Hier steht man auf einer ehemaligen Rutschmasse.

Der Isarhang bei Landshut ist für Erdbeben nahezu prädestiniert. In der Sedimentabfolge der Nördlichen Vollsotter liegen zwischen den wasserdurchlässigen Kiesen und Sanden immer wieder wasserstauende Feinsedimente. An dem übersteilten Hang kommt es bevorzugt in Bereichen mit tonigen und mergeligen Lagen zu Bewegungen von Sedimentmassen, da die feinklastischen Sedimente zusammen mit Wasser wie ein Schmiermittel wirken. Erkennbar sind die Rutschhänge an ihren charakteristischen Hangformen. Am Ansatzpunkt des Rutsches findet man eine Abrißkante. Hangabwärts bildet die Rutschmasse staffelartig angelegte Erdwälle und Erdwülste. Bereiche mit Hangrutschungen zeichnen sich daher durch ihr unruhiges Relief aus. Bei einer Wanderung am Fuß des Isarsteilhanges sieht man, am besten in den vegetationsarmen Jahreszeiten, dass der Hang an vielen Stellen gestuft ist. Manchmal lassen sich sogar noch einzelne Rutschkörper identifizieren.



In diesem Kerbtälchen hat der Bach einen wasserstauenden Mergelhorizont freigelegt.



Nur im Bereich von Hangabbrissnischen ist ein Ausschnitt der Nördlichen Vollsotter, die den Untergrund des Isarsteilhanges stellen, aufgeschlossen.

Südlicher Isartalhang östlich von Landshut

Geotopnr.: 274R006
Landkreis: Landshut
Gemeinde: Niederaichbach
TK 25: 7340 Dingolfing West
Lage: R: 4522910, H: 5385020
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Kalktuff (Holozän), Nördliche Vollschotter (Obere Süßwassermolasse, Mittelmiozän)

Beschreibung:

Der südliche Steilhang ist das beherrschende Landschaftselement des Isartales. Er durchzieht den gesamten Landkreis und setzt sich in gleicher Weise noch weit nach Osten fort. Der Höhenunterschied zwischen der heutigen Talsohle des Isartales und der südlich folgenden Geländeoberfläche des Tertiär-Hügellandes beträgt bis zu 100 Meter. Angelegt wurde dieser Erosionssteilhang im Pleistozän. Im Gegensatz zum nördlichen Isartalhang gibt es hier im Süden aber keine kaltzeitlichen Terrassensedimente. Diese wurden während und am Ende der Würm-Kaltzeit vollständig ausgeräumt.

Der markante Steilhang liegt weitgehend in den Sedimenten der Nördlichen Vollschotter, die aber nur selten aufgeschlossen sind. Mergel- und Schluffhorizonte innerhalb von Kies- und Sandkörpern werden durch den Austritt von Schichtquellen markiert. Die Feinsedimentlagen begünstigen Hangrutsche an den steilen Talhängen. Sowohl heute wie in der Vergangenheit kommt und kam es immer wieder zu Hangbewegungen, die sich durch die unruhige Morphologie bemerkbar machen. Frische Abrissnischen bieten einen Einblick in die Schichtfolge, bis sie nach wenigen Jahren wieder verstürzt und zugewachsen sind. Bei einer Wanderung entlang des Isarsteilhanges lassen sich eine Vielzahl von Erscheinungen beobachten: Die Erosionssteilstufe, Hangrutsche, Quellen mit und ohne Kalktuffbildung, Schwemmkegel, Zerschneidung des Hanges durch Kerb- und Kerbsohlentäler und die Einmündung größerer asymmetrischer Seitentäler.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: UNGER (1991)



Der steile Isarhang ist fast überall dicht bewaldet.



Die Moospolster markieren einen Quellaustritt am Isarhang.



Ausräumen - Aufschottern - Ausräumen - Flussterrassen an Isar und Donau

Terrassentreppen entlang von Flusstälern entstehen durch einen Wechsel zwischen Aufschüttungs- und Abtragungsvorgängen. Häufige Klimawechsel während des Pleistozäns zwischen den Kaltzeiten (Glazial) und den Warmzeiten (Interglazial) bewirkten auch starke Wechsel in der

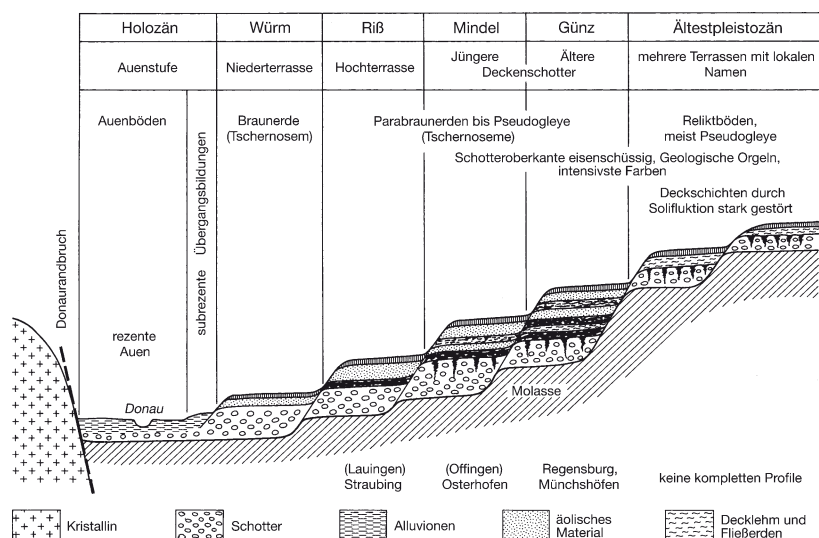


Die Isar als Vorfluter der Seitentäler steuert auch Veränderungen des Flussspiegels sowie Erosions- oder Sedimentationsabläufe der Nebenflüsse. So sind mit ihrem sukzessiven Einschneiden im Holozän beispielsweise im Aichbachtal, einem südlichen Zufluss der Isar, zwischen Wimm und Niederaichbach drei Terrassenstufen entstanden, die sich mit den Terrassen des Isartales, der sog. Altstadt-, Lerchenfeld- und Auenwaldstufe, parallelisieren lassen.

Sedimentfracht und in der Wassermenge der Flüsse. Die Flusstäler des Alpenvorlandes, deren Haupteinzugsgebiet die Alpengletscher waren, sind alle sehr stark durch diese Wechsel geprägt. Während der Kaltzeiten wurden die Schmelzwasserrinnen im Vorland der großen Gletscherzungen aufgeschottert. In den Warmzeiten dagegen erfolgte das Zerschneiden zu Terrassenlandschaften, da sich die Flüsse wieder in ihre Ablagerungen und den Untergrund eintieften. Wasserführung, Materialanlieferung und nicht zuletzt die Tektonik sind für das heutige Bild der Terrassenlandschaften

verantwortlich. Im Bereich des unteren Isartales und des Donautales haben die Flüsse im bzw. am Rand des Tertiär-Hügellandes breite Täler in die relativ leicht erodierbaren Sedimente eingeschnitten, wobei treppenartig verschieden alte Flussterrassen entstanden. Die ältesten Terrassen liegen am höchsten, die jüngeren Terrassen auf immer niedrigeren Niveaus. Je nach Alter tragen die Terrassenflächen Lößdecken und Boden-

horizonte und sind durch Permafrost und Bodenfließen beeinflusst. Die wichtigsten Schotterkörper von alt nach jung sind: Ältere Deckenschotter (Günz), Jüngere Deckenschotter (Mindel), Hochterrassenschotter (Riß), Niederterrassenschotter (Würm). Aber auch nach der Würmeiszeit im Spätglazial und Holozän sind hauptsächlich durch Klimawechsel, zuletzt auch durch Maßnahmen des Menschen wie Rodungen und Flussverbau Änderungen im Fließregime aufgetreten, die weitere Terrassen geschaffen haben. Im Raum Landshut sind keine älteren Schotterkörper als risszeitliche Hochterrassenschotter erhalten. Zusätzlich zur würmzeitlichen Niederterrasse kann man aber entlang der Isar mehrere postglaziale Terrassenstufen ausscheiden.



Schematische Darstellung der Terrassen und ihrer Deckschichten im Donauegebiet (nach FINK 1966)

Terrasse bei Ried

Geotopnr.:	274R004
Landkreis:	Landshut
Gemeinde:	Bruckberg
TK 25:	7438 Landshut West
Lage:	R: 4500730, H: 5376540
Naturraum:	Donau-Isar-Hügelland
Gestein:	Hochterrassenschotter (Mittel-Pleistozän)

Beschreibung:

Das Isartal zwischen Moosburg und Landshut wird linksseitig, also auf der Nordseite, von der rissglazialen Hochterrasse begleitet, deren Verbnungsflächen deutlich gegen das Tertiär-Hügelland abgesetzt sind. Zwischen Bruckberg und Gündlkofen ist diese Hochterrasse besonders markant ausgebildet, da die jüngere, würmzeitliche Niederterrasse ausgeräumt ist. Die Hochterrasse bildet dort gegenüber den spätwürmglazialen Terrassen mit 7 bis 8 m eine auffallend hohe Geländestufe. Bis zum heutigen Flussbett der Isar folgen weitere fünf Terrassenflächen, die verschiedenen Zeiten zugeordnet werden. Sie sind meist nach Lokaltäten entlang der Isar benannt: Die Altstadtstufe aus dem Spätglazial, die Pulling-Stufe des Alt- und Mittel-Holozäns, die Lerchenfeldstufe aus der Römerzeit, die Dichtl-Stufe aus dem Mittelalter und die Auwaldstufe aus der Zeit vor der Flussregulierung im 20. Jahrhundert.

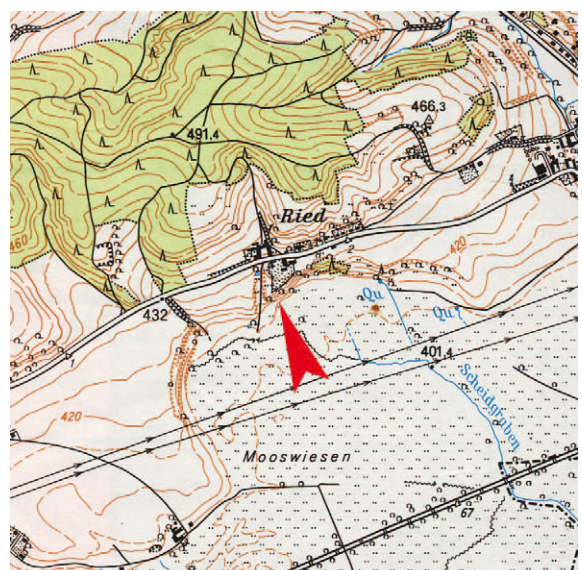
Bei der Ortschaft Ried zeichnet die Terrassenkante der Hochterrasse als Prallhang eine Mäanderschlinge eines früheren Isarlaufes nach. Die Terrassenstufe bei Ried ist die morphologisch am deutlichsten ausgeprägte Hochterrasse im gesamten Landkreis. Weiter östlich und weiter nördlich ist die Kante stark verwischt bzw. steigt nur mit geringer Neigung nach Norden an.

In der Isar sammelten sich im Mittleren und Jungpleistozän die Schmelzwässer des Isar-Loisach-Gletschers und des westlichen Inngletschers. Das Schottermaterial der Hochterrasse stammt daher hauptsächlich aus dem Gletscherschutt dieser Vorlandgletscher.

Schutzstatus:	nicht geschützt
Geowiss. Bewertung:	bedeutend
Literatur:	JERZ (1991)



Der ehemalige Isarprallhang an der Hochterrasse bei Ried



Nagelfluh – ein „Naturbeton“

Als **Konglomerate** oder „Nagelfluh“ bezeichnet man Ablagerungsgesteine aus gut gerundeten Geröllen. Der Begriff **Nagelfluh** stammt aus der Ostschweiz und bezeichnet ursprünglich die im Alpenraum weit verbreiteten eiszeitlichen Konglomerate. Inzwischen wird er aber allgemein auch auf die Konglomeratfelsen des Molassebeckens angewendet. Konglomerate können, je nach ihrer Zusammensetzung, sehr verschieden



Wie die Nagelfluhwand am Teufelsteg besteht diese Bank am Isarsteilhang östlich von Landshut aus kalkig zementierten Nördlichen Vollschottern. Der Begriff „Nagelfluh“ wurde geprägt, da die Gerölle wie Nagelköpfe aus der Gesteinsmasse herauschauen.

Beispiele für niederbayerische Konglomerate mit verschiedenen Zementen: Calcit (oben), Quarz (Mitte) und Eisen- und Manganhydroxid (unten).



und ausgesprochen „bunt“ aussehen. Sie bestehen aus den Geröllen, häufig einem Zwischen-

mittel (oder Matrix) und dem Bindemittel, dem Zement.

Die Nagelfluhfelsen in Landshut sind aus Flussschottern hervorgegangen. Ihre Gerölle haben im Schnitt Durchmesser von 6 bis 12 cm. Rund zwei Drittel bis drei Viertel bestehen aus Quarz, der Rest aus verschiedenen Gesteinen des Alpenraums. In den Zwischenräumen findet sich Sand. Das Gestein ist kalkig gebunden, d.h. der Zement besteht aus dem Mineral Calcit (Kalkspat). Sehr häufig werden Schotter durch Calcit zementiert, wenn kalkhaltiges Wasser durch den Schotterkörper zirkuliert und das Mineral ausfällt. Teilweise wurde der im Wasser gelöste Kalk von anderer Stelle aus der gleichen Ablagerung gelöst. Die Kalkausscheidung beginnt zunächst mit einem schmalen runden Kalksaum an den Korn-

kontakten der einzelnen Komponenten und verkittet diese um die Berührungsstelle. Nach und nach wächst dieser Ze-



ment. Schließlich kann er den gesamten Porenraum ausfüllen. Ähnliches kann man übrigens auch bei Wasserleitungen feststellen, die durch Kalkausscheidungen an den Innenwänden fast vollständig zuwachsen können.

Außer durch kalkiges Bindemittel können Konglomerate aber auch kieselig, das heißt durch Kieselsäure bzw. das Mineral Quarz gebunden werden. Beispiel hierfür ist das in Südostniederbayern auftretende miozäne Quarzkonglomerat. Auch durch Ausscheidung von Eisen- oder Manganhydroxiden im

Grundwasserbereich ist eine Zementierung von Schottern möglich.

Nagelfluhwand am Teufelssteg

Geotopnr.: 261R002
Landkreis: Stadt Landshut
Gemeinde: Landshut
TK 25: 7438 Landshut West
Lage: R: 4511860, H: 5377430
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Nördliche Vollschotter
 (Obere Süßwassermolasse,
 Mittelmiozän)

Beschreibung:

Der südliche Isartalhang zieht sich als imposante Steilstufe durch den gesamten Landkreis Landshut. Direkt in der Stadt Landshut, am Fußweg hinauf zur Burg durch den Hofgarten, kommen im Bereich des Teufelsstegs Konglomeratfelsen zu Tage, die als steile Felsnasen aus dem Hang herausragen.

Diese Nagelfluhfelsen gehören zu den Nördlichen Vollschottern, die wegen ihrer großen Verbreitung im Landkreis auch den Namen „Landshuter Schotter“ tragen. Allerdings liegen die Schotter, ein Gemisch aus Kies und Sand, zumeist als unverfestigte Lockergesteine vor. Als solche werden sie in verschiedenen Kiesgruben in der Umgebung abgebaut. Das Material, also Kies und Sand, besteht überwiegend aus Quarz. Hinzu treten Gerölle aus Kalk, anderen Sedimenten und Kristallinkomponenten. Diese Zusammensetzung verrät, dass die Nördlichen Vollschotter, die während des Miozäns von einem Flusssystem abgelagert wurden, aus dem Alpenraum herantransportiert wurden.

Sandige Kiese sind gut wasserdurchlässig. Im Laufe der Erdgeschichte, zwischen der Ablagerung der Schotter im Mittelmiozän und der heutigen Zeit, wurden bevorzugt in talrandnahen Lagen durch Kalkfällung die kalkhaltigen Schotter zu Nagelfluh zementiert. Diese verfestigten Abschnitte wittern durch ihre größere Standfestigkeit als Steilstufen am Hang heraus.

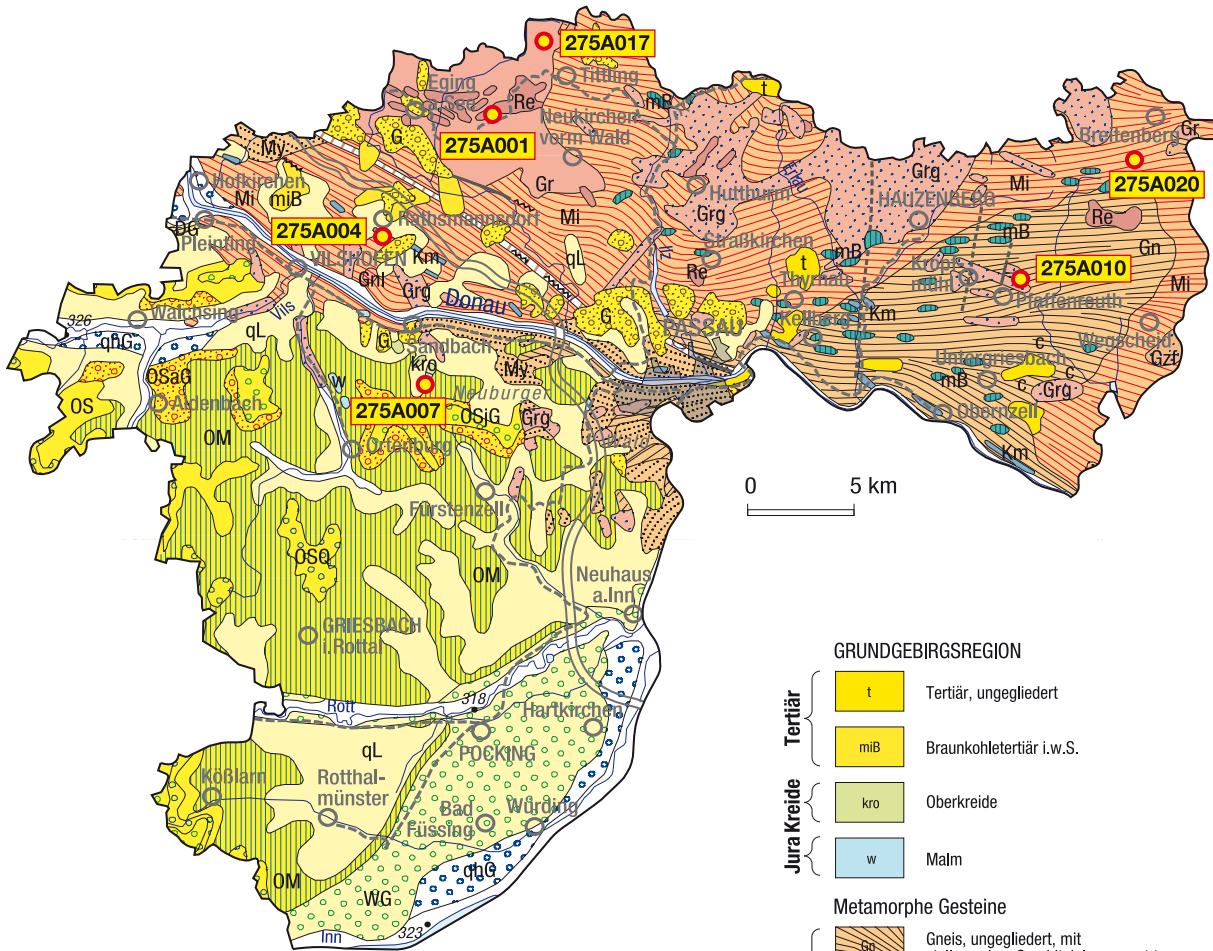
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: UNGER (1991)



Am Teufelssteg bilden die Konglomeratfelsen eine fast senkrechte Gesteinsstufe.



GEOTOPE IN NIEDERBAYERN



Quartär	Holozän	Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Tafüllung, z.T. wärmzeitlich
		Schotter, alt- bis mittelholozän
	Pleistozän	Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde
		Schotter, wärmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)
		Schotter, donau- bis günzeitlich (Älterer Deckenschotter)
		Schotter, pliozän bis ältestpleistozän (Urdonau, Urmain, Urnaab u.a.)
Tertiär	Miozän	Obere Süßwassermolasse, ungliedert
		Obere Süßwassermolasse, kiesführend: jüngerer Teil
		Obere Süßwassermolasse, kiesführend: Quarzrestschotter
		Obere Süßwassermolasse, kiesführend: älterer Teil
		Obere Meeresmolasse, im E mit Oberer Brackwassermolasse

GRUNDGEBIRGSREGION	
Tertiär	Tertiär, ungliedert
	Braunkohletertiär i.w.S.
Jura Kreide	Oberkreide
	Malm
Altpaläozoikum	Gneis, ungliedert, mit stellenweiser Graphiteinlagerung (c)
	Gneis, migmatisch, Diatexit, Anatexit, granitisch bis granodioritisch
	Kalk- und Dolomitmarmor
	Metabasis
	Leukokrater Gneis
Perm-Karbon	Quarzgang
	Granit, ungliedert
	Zweiglimmergranit fein- bis mittelkörnig, z.T. porphyrisch
	Granit mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch
	Diorit
An Scherzonen gebundene Gesteine	
Kataklastit bis Mylonit	
Gneis, anatektisch, Metablastit (Perlgneis)	

3.6 Passau

Der Landkreis Passau besteht maßgeblich aus zwei sehr verschiedenen Landschaftseinheiten: dem Tertiär-Hügelland im Südwesten und dem Bayerischen Wald im Nordosten. Zum Passauer Teil des Bayerischen Waldes gehören Teile der Naturräume Passauer Abteiland und Neuburger Wald im Zentrum des Landkreises sowie der Wegscheider Hochfläche im Osten. Das im Dunggau noch sehr breite Donautal verengt sich dort,



Blick über die bewaldeten Hügel der Wegscheider Hochfläche

wo die Donau in das Grundgebirge eintritt, zu einem steilen Kerbtal. Hier hat sich der Fluss an der Donauleite 100 bis 150 m tief in den Untergrund eingegraben. Unterhalb der Staustufe bei Jochenstein tritt auf 280 m Höhe die Donau nach Österreich über. Im Nordteil des Landkreises liegt eine flachhügelige Landschaft mit Höhen zunächst um 450 bis 550 m, die nach Nordosten ansteigt. Im bewaldeten Nordostteil, auf der Wegscheider Hochfläche, erheben sich viele kleine Einzelberge mit Gipfelhöhen zwischen 700 und 930 m jeweils um 100 bis 200 m über die Umgebung heraus. Die höchste Erhebung im Landkreis liegt bei Frauenwald mit 947 m.

Das meist landwirtschaftlich genutzte Tertiär-Hügelland umfasst Teile des Naturraumes Isar-Inn-Hügelland. Von Süden reicht ein Teil des Naturraumes Unteres Inntal in den Landkreis hinein. Die höchste Erhebung wird nördlich von Bad Griesbach im bewaldeten Steinkartforst mit 525 m erreicht. Sonst zeigt sich die Landschaft mit einem flachhügeligen Relief um etwa 400 m. Im Rottal und Inntal fallen die Talböden von 320 m auf 290 m bei Passau ab.

Die geographische Gliederung entspricht in etwa dem geologischen Bau. Nördlich der Donau und in einzelnen Fingern nach Süden ausgreifend nehmen metamorphe und magmatische Gesteine des Moldanubikums etwa 60% der Fläche des Landkreises ein. Petrographisch handelt es sich dabei um Paragneise und Diatexite der „Bunten Gruppe“, die vor allem im Passauer Wald verbreitet ist. Die Ausgangsgesteine von wahrscheinlich präkambrischem Alter haben infolge wiederholter Metamorphosen während Gebirgsbildungsphasen grundlegende Umwandlung erfahren. Charakteristisch für die „Bunte Gruppe“ ist das Auftreten von Marmoren, Kalksilikat-



Im Kohlbruch an der Donauleite treten in einem Marmorvorkommen Verwachsungen von Forsterit und Calcit auf, sogenannte Ophicalcite. Diese Bildungen wurden von GÜMBEL (1866) analog zu ähnlichen Funden in Kanada zunächst irrtümlich als Reste riffbildender Organismen interpretiert und als *Eozoön bavaricum* („Bayerisches Urtier“) beschrieben. Später erkannte GÜMBEL (1894) die anorganische Natur dieser „Pseudofossilien“.

gneisen und Graphitgneisen, die aus Kalken, Mergeln und kohlenstoffreichen Sedimenten hervorgegangen sind. Darüber hinaus sind mit den Gneisen und Diatexiten basische und saure ehemalige Vulkanite vergesellschaftet, die heute als Orthogneise und Amphibolite vorliegen. Datierungen von Orthogneisen bei Passau haben ein Alter von 550 Millionen Jahren ergeben (TEIPEL 2003).

Spätvariszisch kam es zur Intrusion von Dioriten, Granodioriten und Graniten. Verbreitet sind die Intrusionen im Passauer Raum vor allem in den Granitmassiven von Hauzenberg-Hutthurm und Fürstenstein, die jeweils etwa zur Hälfte im Landkreis liegen. Auch südlich der Donau im Bereich des Neuburger Waldes findet man Granite, wie z.B. den Granit von Neustift. Die Granitindustrie im Passauer Raum war vor allem Ende des 19. Jahrhunderts bis Mitte des 20. Jahrhunderts ein wichtiger Wirtschaftsfaktor.

Mit dem Ende der variszischen Gebirgsbildung zerbrachen die Gesteine entlang von Scherzonen. Eine solche Scherzone, der sogenannte Aicha-Halser-Nebenpfahl, zieht parallel zum Bayerischen Pfahl zwischen Aicha und Passau quer durch das kristalline Grundgebirge. Mylonite markieren ihren Verlauf. Entlang derartiger tiefgreifender Störungszonen kam es seit dem Jungpaläozoikum zu erheblichen Bewegungen.

Im weit herausgehobenen Bayerischen Wald wurden die Deckschichten abgetragen, so dass heute die tiefen Gebirgsstockwerke an der Oberfläche liegen. Südlich der Donau machten sich mehrphasige Bewegungen längs der Störungszonen im Mesozoikum und im Tertiär durch unterschiedliche Ausbildung der Sedimente und verschieden starke Erosion bemerkbar (siehe S. 35). Langanhaltende Landphasen wechselten mit marinen Sedimentationsphasen. Während es in abgesenkten Teilen (z.B. Brauner Trog), wie aus

Bohrungen bekannt ist, zu weitgehend durchgehenden Schichtfolgen kam, treten auf Hebungsbereichen Schichtlücken auf. Im Bereich des Aidenbach-Griesbacher-Hochs, einer Kristallinhochscholle unter dünner Molassebedeckung südlich der Donau, wurden in Jura und Kreide abgelagerte Schichtfolgen wieder vollständig abgetragen. Nur im Bereich des Ortenburger Senkungsfeldes sind noch Reste von Jurakalken sowie mergelige Oberkreideablagerungen erhalten. Südlich des Hochgebiets liegen die Malmkalke in mehr als 1000 m Tiefe. Im Bereich des niederbayerischen Bäderdreiecks sind durch Tiefbohrungen in Bad Füssing, Bad Griesbach und Bad Birnbach im verkarsteten Malmkalk bis zu 70°C heiße Thermalwässer erbohrt worden, die als Heilwässer genutzt werden.

Tertiäre Sedimente bilden den Untergrund des südlichen Landkreises. Die an der Oberfläche ausstreichenden Einheiten werden von Ost nach West jünger. Die Folge beginnt mit Ablagerungen der Oberen Meeresschichten. Ältestes Schichtglied sind die Ortenburger Meeressande, die im Bereich des Ortenburger Senkungsfeldes als fossilreiche Küstensande direkt auf Juragesteinen liegen. Ihre Typlokalität im Maierhofbruch ist heute verfallen. Später abgelagerte Mergel der Neuhofener Schichten treten südlich von Fürstzell zu Tage. Darüber folgen Glaukonit-sande und Blättermergel, die in einem breiten



Pecten aus den Ortenburger Meeressanden am Maierhofbruch (Sammlung C.W. v. GÜMBEL, heute im Bayerischen Geologischen Landesamt)

Gebiet zwischen Ortenburg und Griesbach und östlich von Kösslarn ausstreichen. Im Bereich der hochliegenden Kristallingebiete verlief die Küstenlinie, so dass dort als Sonderbildung eine Küstenfazies, die so genannte „Litoralfazies von Holzbach und Höch“ entstand. Es folgen die Oncophora-Schichten der Brackwassermolasse, die vorwiegend im Westteil des Landkreises zu Tage treten. Mit den Limnischen und Fluviatilen Süßwasserschichten beginnt die Folge der Oberen Süßwassermolasse. Die darüber abgelagerten Flusskiese der Nördlichen Vollsotter sind teilweise zu Quarzrestschotter und dem Quarzkonglomerat umgebildet. Dieses tritt als Härting in den Hochgebieten des Steinkartforstes und westlich von Kößlarn in Erscheinung.

Zeitgleich mit den Oncophora-Schichten entstand im Ortenburger Raum der fluviatile Ortenburger Schotter, der in einem sich verbreiternden Band aus dem Raum Neuburg/Inn nach Aldersbach zieht und in zahlreichen Kiesgruben gewonnen wird. Überdeckt wird er von Ablagerungen der Mischserie und der Moldanubischen Serie. In isolierten Senken des kristallinen Grundgebirges westlich von Passau entstanden im

Untermiozän als Stillwassersedimente die Rittsteiger Schichten. Hierin vorkommende feuerfeste Tone wurden über 200 Jahre lang abgebaut. Nördlich der Donau lagerte sich in kleinen Tertiärbecken auch Braunkohlentertiär ab. Nach einer langen Sedimentationsunterbrechung folgten als jüngste Bildungen des Tertiärs Flussablagerungen wahrscheinlich pliozänen Alters, die im Bereich von Rittsteig sowie zwischen Hengersberg und Passau als Hochschotter verbreitet sind.

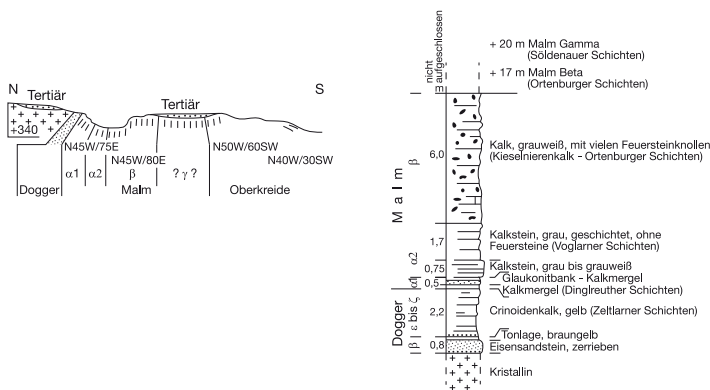
Mächtige Zersatzdecken im Bereich des kristallinen Grundgebirges dokumentieren die intensive Verwitterung im Tertiär unter warm-humiden Bedingungen. Während des Pleistozäns wurden Teile der Zersatzdecken erodiert und unverwitterte Felsenpartien freigestellt. Im Tertiär-Hügelland und im südlichen Bayerischen Wald entstanden teils mächtige äolische Lössschichten. Fließerde, Blockströme und Wanderblöcke zeugen von Bodenfließen im Permafrostbereich. Im Inntal findet man ausgeprägte Terrassenlandschaften mit würmglazialen und holozänen Schotterflächen.



„Ortenburger Schotter“ in einer Kiesgrube bei Rauscheröd

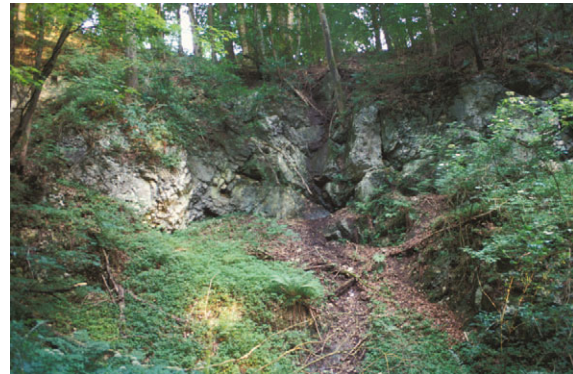
Der Letzte seiner Art – Jura und Kreide zwischen Ortenburg und Vilshofen

Südlich der Donau zwischen Vilshofen und Passau liegt unter den Molasseschichten ein tektonisches Hochgebiet, das Aidenbach-Griesbacher-Hoch. Während im übrigen Bereich des Molassebeckens die Grundgebirgsoberfläche in mehreren 100 bis über 3000 m Tiefe liegt, reicht das Kristallin hier bis an die heutige Geländeoberfläche. Auf dem Aidenbach-Griesbacher-Hoch, begrenzt durch tektonische Störungslinien, sind im sogenannten Ortenburger Senkungsfeld über dem Kristallin noch Reste eines mesozoischen Deckgebirges mit Sedimenten, vorwiegend Kalken, aus Jura und Oberkreide erhalten (siehe auch Profilserie und Ausschnitt der tektonischen Karte auf S. 35).



Profil und Schichtsäule durch den Kalkberger Bruch (nach UNGER 1984)

Kalkstein war in dem ansonsten kalkarmen Gebiet ein begehrter Rohstoff, der im 19. Jahrhundert, stellenweise sogar bis in die 30er Jahre des 20. Jahrhunderts, überall dort, wo er zu Tage trat, in kleinen Gruben abgebaut wurde. Dies schuf für die Geowissenschaftler im 19. Jahrhundert eine gute Aufschlussituation. Abbaustellen von Kalksteinen aus Jura und Oberkreide reichten sich vor allem entlang der Wolfachstörung im Wolfachtal und entlang der zum Pfahl parallel streichenden Kalkberger Linie aneinander. Die zahlreichen Gruben wurden petrographisch und faunistisch genau untersucht und die aufgefundenen Schichtglieder nach den Fossilfunden zeitlich eingeordnet (z.B. GÜMBEL 1868, v. AMMON 1875). In der Literatur sind 14 Lokalitäten mit Malmaufschlüssen und weitere 4 mit Sedimenten der Oberkreide beschrieben. Nach Stilllegung des Abbaubetriebes wurden die



Aufschlüsse im zugewachsenen Kalkberger Bruch

Gruben teilweise verfüllt, die restlichen verfielen rasch. Bereits KRAUS (1915) fand schon eine schlechtere Aufschlusslage vor. Von UNGER (1984) werden nur noch drei Brüche genannt, die, wenn auch schon stark verrutscht und zugewachsen, noch Aufschlüsse boten. Heute, am Beginn des 21. Jahrhunderts, ist der ehemalige Kalkberger Steinbruch als letzter Aufschluss verblieben. Ihm kommt daher trotz seines schlechten Zustands eine besondere Stellung als wichtiges Dokument der Erdgeschichte zu. Das Beispiel zeigt, dass auch völlig unspektakuläre Aufschlüsse mitunter einen hohen geowissenschaftlichen Wert besitzen. Daher ist es wichtig, dass bei Erstellung oder Änderung von Landschaftsplänen sowie bei Raumordnungsverfahren der Geotopschutz mit einbezogen wird (BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN 1996).



Die verschiedenen Schichten der Jurakalke im östlichen Niederbayern sind nach Ortschaften im Bereich des Ortenburger Senkungsfeldes benannt. Die Kalkeinheit mit den charakteristischen Kieselknollen aus dem Malm Beta trägt den Namen „Ortenburger Schichten“.

Ehemaliger Steinbruch bei Kalkberg

Geotopnr.:	275A007
Landkreis:	Passau
Gemeinde:	Fürstenzell
TK 25:	7445 Ortenburg
Lage:	R: 4594330, H: 5383580
Naturraum:	Passauer Abteiland und Neuburger Wald
Gestein:	Ortenburger Schichten (Malm Beta), Dinglreuther Schichten (Malm Alpha), Voglarner Schichten (Malm Alpha), Zeitlerner Schichten (Dogger Beta)

Beschreibung:

Der Kalkberger (oder Kalchberger) Steinbruch erschließt das einzige Jura-Profil südlich der Donau an der Südgrenze des Moldanubikums. Versteckt in einem Wäldchen befindet sich der Steinbruch an der Ostseite des Sandbachtals unterhalb dem Weiler Kalkberg. Er ist seit langem aufgelassen stark verfallen und zugewachsen. Daher empfiehlt sich ein Besuch vorwiegend im vegetationsarmen Winterhalbjahr.

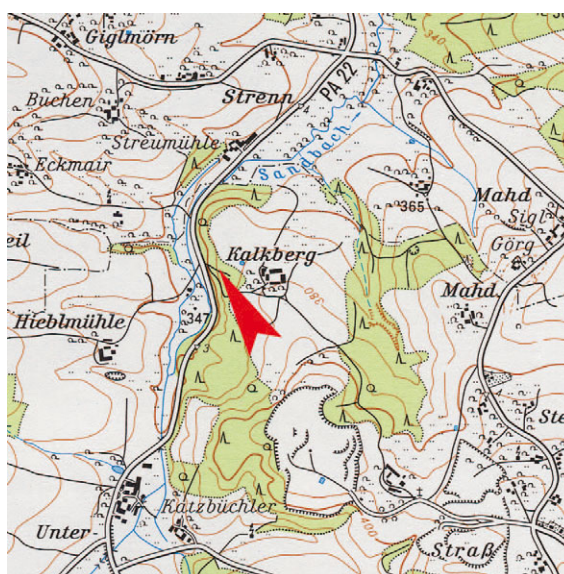
Bekannt geworden ist der Steinbruch vor allem auf Grund der Lagerungsverhältnisse der dort aufgeschlossenen Schichtfolge. Die im Norden angrenzende Störungszone der „Kalchberger Linie“, eine steile Aufschiebung, an der das Kristallingestein angehoben wurde, bewirkte eine Steilstellung bis Überkipfung der Schichten.

Am Brucheingang steht an der Nordwand ein gelblicher, spätiger Crinoidenkalk (Zeitlerner Schichten) an. An der Ostwand umfasst das Profil Kalkmergel (Dinglreuther Schichten), Kalksteine (Voglarner Schichten) und Kieselknollenkalke (Ortenburger Schichten). Im Norden des Bruchs fallen die Schichten in überkippter Lagerung steil nach Nordosten ein, während sie im Süden in normaler Abfolge nach Südwesten geneigt sind. Der Kalkberger Bruch spielt für das Verständnis der Erd- und Landschaftsgeschichte des südostbayerischen Raumes eine wichtige Rolle. Trotz der derzeit sehr schlechten Aufschlussverhältnisse ist er ein unentbehrlicher Geotop.

Schutzstatus:	nicht geschützt
Geowiss. Bewertung:	besonders wertvoll
Literatur:	GÜMBEL (1868) v. AMMON (1875) KRAUS (1915)



Schrägstehende Bank aus Kieselknollenkalcken



„Schwarzes Gold“ – Graphit im Bayerischen Wald

Die metamorphen Abfolgen im Passauer Wald (früher „Bunte Gruppe“ genannt) zeichnen sich durch eine große Vielfalt an Gesteinen aus. Charakteristisch sind unter anderem eingelagerte Marmore und Kalksilikatgesteine sowie zahlreiche Amphibolite. Als weitere Besonderheit führen die Gesteine Graphit, der in geringen Mengen weit verbreitet ist. Dieses Mineral, eine Modifikation des Kohlenstoffs, ist bei der Metamorphose aus organischen Rückständen im Sediment entstanden. Ausgangsmaterial waren stark kohlenstoffhaltige Feinsedimente.



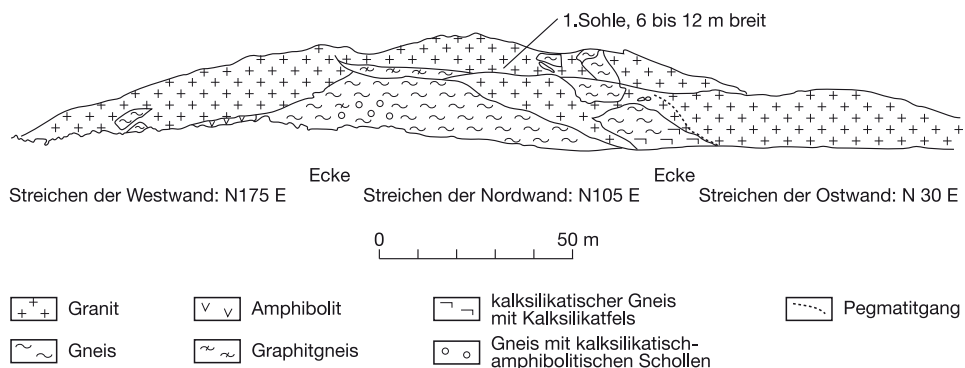
In Kropfmühl befindet sich das einzige Graphitbergwerk und Aufbereitung Deutschlands. Der Graphit wird zu mehr als 70 verschiedenen Graphitsorten verarbeitet.

Nimmt der Graphitgehalt in einem Gneis stark zu, so wird er für den Gesteinscharakter bestimmend. Typisch für Graphitgneis ist eine bröselig-schmierige Konsistenz und grünliche Verwitterungsfarbe. Im frischen Bruch fällt der metallische Glanz des Graphits auf.

Graphit tritt sowohl in den Flözen, als auch in Graphitgneisen und Marmoren in Form von 1 bis 2 Millimeter großen Kristallflocken auf. Gelegentlich ist er in Flözen bis zu 30% an gereichert

(SCHMID & WEINELT 1978). Die Mächtigkeit der abbaubwürdigen Flöze schwankt sehr stark und beträgt maximal 6 m. Infolge von Deformationen während der Gebirgsbildung sind die Vorkommen gefaltet und tektonisch zerstückelt.

Graphit – das „Schwarze Gold“ – ist ein wichtiger Rohstoff. Aufgrund seiner Eigenschaften wie hohe Wärmeleitfähigkeit und hohe Temperaturbeständigkeit findet er heute z.B. Verwendung in feuerfesten Schmelztiegeln und als Schmiermittel, in der Metallurgie und der Elektroindustrie, aber auch in Alltagsprodukten wie dem Bleistift. Bereits in prähistorischer Zeit wurde im Passauer Raum Graphit abgebaut, wie archäologische Funde von Graphit-Ton-Keramik aus der Keltenzeit zeigen. Schriftlich belegt ist die Förderung aus dem Passauer Raum erstmals 1518 (WEINELT 1987). Bis ins 19. Jahrhundert erfolgte die Graphitgewinnung vorwiegend als Nebenerwerb der Bauern in vielen Kleingruben. Trichtergrubenfelder, Pingen und Halden wie beispielsweise bei Pfaffenreuth zeugen von diesem Abbau. Sobald man mit dem Bergbau in größere Tiefe vordringen wollte, gestaltete sich die Gewinnung des Minerals wegen Wasserhaltung und Bewetterung der Gruben kostenaufwändig und schwierig. In größerem Umfang wurde nur im Graphitbergwerk bei Kropfmühl gearbeitet, wo seit 1870 Graphit gefördert und verarbeitet wird. Seit Beginn des Abbaus wurden in Kropfmühl mehr als 100 Kilometer Stollen bis in 200 m Tiefe aufgeföhren und mehr als 2,5 Millionen Tonnen Graphit gefördert. Teile der Anlage sind in einem Besucherbergwerk für jedermann zugänglich.



Verteilung der Gesteine im Steinbruch Grögöd (nach TONDAR & TROLL 1991)

Steinbruch Grögöd

Geotopnr.: 275A010
Landkreis: Passau
Gemeinde: Untergriesbach
TK 25: 7348 Wegscheid
Lage: R: 5404050 H: 5387850
Naturraum: Wegscheider Hochfläche
Gestein: Biotit-Plagioklas-Gneis
 Diatexit, Amphibolit
 Kalksilikatgestein
 Granit (variszisch)

Beschreibung:

Etwa 400 m nördlich des Weilers Grögöd am Südhang eines bewaldeten Rückens liegt der ehemalige Steinbruch Grögöd. Die hintere Steinbruchwand zeigt im unteren Teil größtenteils verfaltete Gneise der „Bunten Gruppe“, während im oberen Teil ein ca. 20 m mächtiger Granitgang variszischen Alters aufgeschlossen ist. Bruchwände und Blöcke weisen eine Vielzahl metamorpher und magmatischer Gefügemerkmale auf.

Der andalusitführende Granit enthält oft auffällige, unregelmäßig begrenzte Biotite bis 1 cm Durchmesser, die ihm ein geflecktes Aussehen verleihen. Der Gneis weist in der Regel eine ausgeprägte Lagentextur auf. In einzelnen Partien ist er weitgehend aufgeschmolzen worden und liegt als Diatexit vor. Die im Lagengneis klar erkennbare Bänderung verschwimmt und ist stellenweise völlig aufgelöst. Eingelagert in die Gneise sind Schollen aus Kalksilikatgestein, Amphibolit, Marmor und Serpentin. Außerdem tritt auf der oberen Sohle in der Nordwestecke Graphitgneis zu Tage. Die vielfältigen metamorphen Gesteine sind aus einer Folge von Sedimenten mit Grauwacken, Mergeln und Kalksteinen hervorgegangen, in die saure und basische Vulkanite eingelagert waren.

Dem Steinbruch Grögöd mit seinen vielfältigen Gesteinen kommt eine wichtige Aufschlussfunktion zu, da dort fast alle Gesteine der Region in nahezu unverwitterten Zustand zu sehen sind.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: KÖHLER et al. (1989)
 TONDAR & TROLL (1991)



Die südexponierte Rückwand zeigt Granit (hell) und Gneis (dunkel).



Faltenbilder im gebändertem Gneis



Marmor und Marmor

In der Petrographie (Gesteinskunde) werden mit dem Begriff „Marmor“ metamorphe Gesteine bezeichnet, die zu mehr als der Hälfte aus Karbonatmineralen (Kalk oder Dolomit) bestehen. Sie sind aus sedimentären Karbonatgesteinen durch Umwandlung während einer Metamorphose, also unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen, entstanden. Obwohl das Gestein nach wie vor aus den gleichen Mineralen Calcit oder Dolomit besteht, wird durch eine Sammelkristallisation, bei der größere Kristallkörper gebildet werden, die ursprüngliche Struktur völlig verändert. Es entsteht das für kristalline Marmore typische gleichkörnige Gefüge. Betrachtet man einen grobkörnigen Marmor im frischen Bruch, so erkennt man zahlreiche glänzende Kristallflächen. Dies sind die Bruch- und Spaltflächen der einzelnen Kristallkörner. Im sedimentären Kalk vorhandene Fossilien und Strukturen, die von der ursprünglichen Ablagerung zeugen, verschwinden bei der Sammelkristallisation. Aus tonigen Verunreinigungen im Ausgangsgestein entstehen während der Metamorphose Silikatminerale, aus organischen Substanzen Graphit. In den Marmorbrüchen des Passauer Waldes, die alle seit langer Zeit aufgelassen sind, wurden die Steine überwiegend zur Herstellung von Branntkalk, örtlich aber auch als Bausteine gewonnen.

Anders als in der Petrographie wird im Naturwerksteinhandel jedes polierbare Kalkgestein, egal ob sedimentär oder metamorph, als „Marmor“ bezeichnet. So ist der Begriff auch in den allgemeinen Sprachgebrauch eingegangen. Daher denken viele erst einmal an polierte Kalkplatten, die als schöne Werksteine z.B. als Bodenplatten oder für Fensterbänke Verwendung finden. Ein bekannter Werkstein ist z.B. der Treuchtlinger Marmor (oder Juramarmor), der in Steinbrüchen der Südlichen Frankenalb gewonnen wird. Sein Fossilreichtum kennzeichnet diesen Marmor aber auf dem ersten Blick als nicht-metamorphes Ablagerungsgestein. Polierfähig sind Karbonatgesteine nur, wenn sie verhältnismäßig rein und feinporig bis dicht entwickelt sind. Daher ist längst nicht jeder metamorphe Marmor polierbar und damit auch kein „Marmor“ im technischen Sinn.



Gebänderter kristalliner Marmor aus dem Steinbruch bei Rathmannsdorf mit angewitterter Oberfläche (links) und im frischen Bruch (oben).

Ehemaliger Marmorbruch südlich von Rathsmannsdorf

Geotopnr.:	275A004
Landkreis:	Passau
Gemeinde:	Windorf
TK 25:	7345 Vilshofen
Lage:	R: 4591890, H: 5390880
Naturraum:	Passauer Abteiland und Neuburger Wald
Gestein:	Marmor Diatexit (granitisch)

Beschreibung:

Im Bereich der „Bunten Gruppe“ im Passauer Wald findet man innerhalb der Gesteinsfolgen bis zu 30 m mächtige Marmorlinsen, die vor allem im 19. Jahrhundert und in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts in kleinen Steinbrüchen abgebaut wurden. Die meisten sind heute zugewachsen und weitgehend verfallen. Ein aufgelassener Steinbruch, der auch heute noch einen Einblick in die Gesteine zulässt, liegt bei Babing, ca. 1 km südlich von Rathsmannsdorf. Er ist aber nur über die obere Steinbruchsohle zugänglich, da auf der unteren Sohle ein kleiner Teich entstanden ist.

Hier sind grobspätige, grau-weiß gebänderte Marmore aufgeschlossen, die verfault und deformiert wurden. Im Kontakt zum Marmor, als Linsen und breite Bänder in diesen eingelagert, finden sich granitähnliche Gesteine, die besonders an der Nordwestwand gut erkennbar sind. Diese „Granitoide“ drangen während einer Metamorphose, bei der es zur teilweisen Aufschmelzung der silikatischen Nebengesteine kam, als Mobilisate in den Marmor ein.

Gerade im Kontaktbereich zwischen Marmor und Silikaten kommt es im Zuge der Metamorphose durch Stoffaustausch und Mineralumkristallisation häufig zur Bildung verschiedener Kalksilikatminerale. Ein Gestein der Kontaktzone ist der sogenannte Ophicalcit, eine Verwachsung von Calcitkristallen (Calciumkarbonat) und Forsteritkristallen (Magnesiumsilikat), die im 19. Jahrhundert durch die irrtümliche Deutung als Fossilreste („*Eozoon bavaricum*“) Berühmtheit erlangte.

Schutzstatus:	nicht geschützt
Geowiss. Bewertung:	wertvoll
Literatur:	SCHREYER (1967b)



Marmorwände im ehemaligen Steinbruch Rathsmannsdorf



Das Intrusivgebiet von Fürstenstein

Mit ca. 160 km² ist das Fürstensteiner Intrusivgebiet der größte zusammenhängende Bereich magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. Es hat einen tropfenförmigen Umriss mit einer Nord-Süd-Erstreckung von etwa 17 km und einer West-Ost-Erstreckung von 12 km. Der In-

trusivkomplex besteht hauptsächlich aus Graniten, Granodioriten und Dioriten, die als Schmelzen vor 335 bis 310 Millionen Jahren in die umgebenden hochmetamorphen Gneise und Diatexite aufstiegen und in mehreren Kilometer Tiefe erstarren. Die Entwicklung des Intrusivgebietes begann mit Dioriten, die heute z.B. als dunkle Quarzdiorite (wie im Steinbruch Merckenschlager) und als auffällige Titanitfleckendiorite vorliegen. Als nächst jüngeres Gestein bildete sich der mittelkörnige Tittlinger Granit, der aufgrund seiner gleichmäßigen Ausbildung das technisch wichtigste Gestein des Massivs darstellt. Er steht in engem Verband mit den Dioriten. Den größten Anteil des Massivs nimmt aber mit mehr als 80 km² der grobkörnige Saldenburger Granit ein. Dieser „Kristallgranit“ enthält auffällig große Kalifeldspatkristalle. Im Gefolge des Saldenburger Granits

entstanden Aplite und Pegmatite, die als Gänge von Zentimeter bis Meterbreite die Granite durchsetzen. Am Nordrand und im Südteil des Intrusivgebietes treten noch weitere verschieden alte Granitvarietäten auf. Die Granite des Fürstensteiner Intrusivgebietes wurden in zahlreichen Steinbrüchen als Werksteine und zur Schotterherstellung abgebaut. Heute sind nur noch wenige Brüche in Betrieb.

Bekannte Gesteine aus dem Fürstensteiner Granitmassiv sind z.B.:

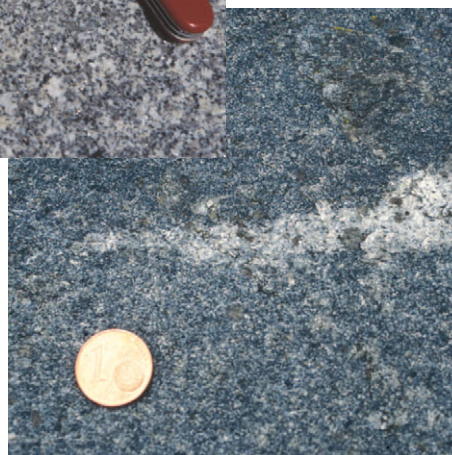
- Saldenburger Granit
- Tittlinger Granit
- Dunkler Quarzdiorit
- Titanitfleckendiorit (auch als „Englburgit“ bezeichnet)



Saldenburger Granit



Tittlinger Granit



Dunkler Quarzdiorit



Titanitfleckendiorit



trusionskomplex besteht hauptsächlich aus Graniten, Granodioriten und Dioriten, die als Schmelzen vor 335 bis 310 Millionen Jahren in die umgebenden hochmetamorphen Gneise und Diatexite aufstiegen und in mehreren Kilometer Tiefe erstarren.

Die Entwicklung des Intrusivgebietes begann mit Dioriten, die heute z.B. als dunkle Quarzdiorite (wie im Steinbruch Merckenschlager) und als auffällige Titanitfleckendiorite vorliegen. Als nächst jüngeres Gestein bildete sich der mittelkörnige Tittlinger Granit, der aufgrund seiner gleichmäßigen Ausbildung das technisch wichtigste Gestein des Massivs darstellt. Er steht in engem Verband mit den Dioriten. Den größten Anteil des Massivs nimmt aber mit mehr als 80 km² der grobkörnige Saldenburger Granit ein. Dieser „Kristallgranit“ enthält auffällig große Kalifeldspatkristalle. Im Gefolge des Saldenburger Granits

Ehemaliger Steinbruch Merckenschlager bei Fürstenstein

Geotopnr.: 275A001
Landkreis: Passau
Gemeinde: Fürstenstein
TK 25: 7245 Schöllnach
Lage: R: 4597730, H: 5397500
Naturraum: Passauer Abteilland und Neuburger Wald
Gestein: Quarzdiortit, Granit („Saldenburger“, „Tittlinger“) des Fürstensteiner Massivs (variszisch)

Beschreibung:

Der ehemalige Steinbruch Merckenschlager bei Fürstenstein, benannt nach der langjährigen Betreiberfirma, liegt etwa 1 km südlich des Ortsrands von Fürstenstein unmittelbar nördlich der Straße von Vilshofen nach Tittling. In dem weit in den Untergrund eingetieften Steinbruch sind magmatische Gesteine des Fürstensteiner Intrusivgebiets mit vielfältigen Kontakterscheinungen aufgeschlossen.

Der anstehende feinkörnige Quarzglimmerdiortit wird von zwei Arten jüngerer Granite durchsetzt. Tittlinger Granit und Saldenburger Granit, der hier aber nicht die typische Ausbildung als „Kristallgranit“ zeigt, zerlegen den Diorit in Schollen. Teilweise wurde der Diorit aber auch durch die Granitmagmen angelöst und eingeschmolzen. Wegen des Farbkontrasts zwischen dunklem Diorit und hellem Granit treten die Strukturen deutlich in Erscheinung.

Diorite, von Graniten durchbrochen, nehmen im Intrusivgebiet von Fürstenstein einen etwa 10 km langen und 2 km breiten West-Ost verlaufenden Streifen ein. Auf Grund der Verbandsverhältnisse wird vermutet, dass die Diorite zunächst als Gänge und Stöcke entlang tektonischer Linien in die Gneise eindrangen und später durch die Granite vom Nebengestein abgetrennt und in Schollen zerlegt wurden. Die Aufschlüsse hier zeigen, dass der Diorit vor der Intrusion der jüngeren Granitkörper bereits verfestigt gewesen sein muss, da sonst keine Schollen entstanden wären.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: TROLL (1964, 1967b)
 KÖHLER et al. (1989)



Der jüngere Granit (hellere Bereiche oben) durchzieht Diorit (dunklere Bereiche unten).



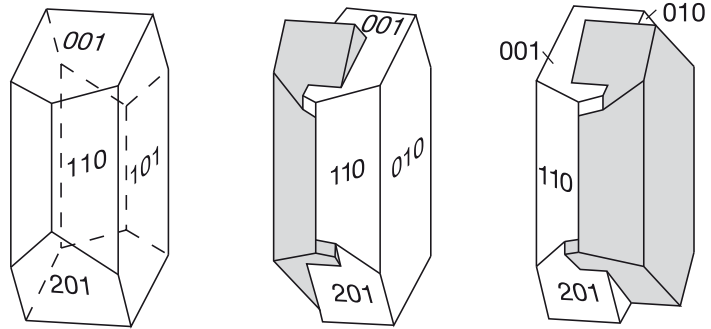
Der Farbkontrast und die geometrischen Figuren am Kontakt verleihen dem Aufschluss ein ästhetisches Erscheinungsbild.



Karlsbader Zwillinge

Auffälligstes Merkmal des Saldenburger Granits sind die langen Kalifeldspatleisten, die im ansonsten mehr oder weniger gleichkörnigen „Brei“ aus Quarz, Feldspat und Glimmer schwimmen. Ein solches Gefüge, bei dem relativ große Kristalleinsprenglinge in einer feinerkörnigen Grundmasse schwimmen, wird in der Petrographie als porphyrisches Aussehen bezeichnet. Derartige porphyrische Granite werden häufig mit den Begriff „Kristallgranit“ belegt.

Vor allem im frischen Anbruch sieht



Kristallzeichnung eines einfachen prismatischen Kalifeldspatkristalls und von Karlsbader Zwillingen (aus KLOCKMANN, RAHMDOHR & STRUNZ 1978)



Karlsbader Zwillinge im Saldenburger Granit

man oft, dass die Feldspateinsprenglinge durch eine Linie zweigeteilt sind. Häufig glänzt eine der Flächen, während die andere matt erscheint. Wie entsteht dieses Phänomen?

Manchmal kommt es beim Kristallwachstum zu einer sogenannten Zwillingsbildung. Der Zwillingskristall besteht aus zwei „gesetzmäßig“ miteinander verwachsenen Mineralindividuen gleicher Art und Ausbildung. Die Verwachsungen lassen sich durch Spiegelung an einer Ebene und/oder Drehung um eine Achse nach den Gesetzen der Symmetrie beschreiben. Kalifeldspat ist sehr häufig nach dem „Karlsbader Gesetz“ verzwillingt. Es glänzt immer nur der „Zwillingsenteil“,

bei dem die Bruchfläche mit der Ebene der besten Spaltbarkeit zusammenfällt.

Besonders schön und markant ausgebildete Zwillinge dieses Typs findet man in den porphyrischen Graniten des Böhmisches Waldes bei Karlsbad, woher der Name abgeleitet wurde. Geprägt hat diese Bezeichnung übrigens JOHANN WOLFGANG VON GOETHE. In seiner 1807 veröffentlichten „Sammlung zur Kenntnis der Gebirge von und um Karlsbad angezeigt und erläutert von Goethe“ findet sich die erste fachliche Beschreibung dieser Zwillings-

kristalle: „Die Felsen und Berge, von denen man sich in Karlsbad umgeben sieht, bestehen aus Granit, welcher feinkörnig und grobkörnig ... in mancherlei Abwechslung vorkommt. - Große Theile rhombischen Feldspathes zeigen sich auffallend in der grobkörnigen Art ... Es sind Doppelkristalle, welche aus zwei in- und übereinander greifenden Krystallen zu bestehen scheinen, ohne daß man jedoch den einen ohne den anderen einzeln denken könnte.“ (aus FEJFAR & STEININGER 1999)

Steinbruch „Kerber“ bei Stützersdorf

Geotopnr.:	275A017
Landkreis:	Passau
Gemeinde:	Tittling
TK 25:	7246 Tittling
Lage:	R: 4600500, H: 5401800
Naturraum:	Passauer Abteiland und Neuburger Wald
Gestein:	Granit („Saldenburger“, „Tittlinger“) des Fürstensteiner Massivs (variszisch)

Beschreibung:

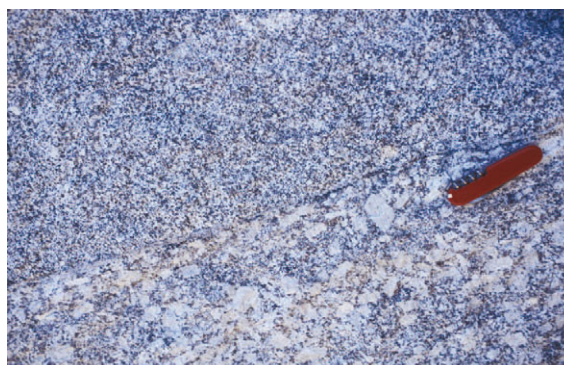
Am Fuß des Höhenberges bei Stützersdorf sind im „Kerberbruch“ die beiden Hauptgesteine des Intrusivmassivs von Fürstenstein, der mittelkörnige Tittlinger Granit und der grobkörnige Saldenburger Granit in „kaltem“ Kontakt zueinander aufgeschlossen. Der jüngere Saldenburger Granit schließt Schollen des älteren Gesteins ein.

Der Steinbruch „Kerber“, benannt nach einem früheren Besitzer, ist inzwischen aufgelassen, auf der untersten Sohle hat sich ein See gebildet. Im südlich gelegenen Steinbruch Kusserwerk Höhenberg wird weiterhin Granit gebrochen. An Blöcken und an der Wand nordwestlich des Sees können die beiden Granittypen studiert werden. Der porphyrische Saldenburger Granit hat ein besonders charakteristisches Erscheinungsbild: Kalifeldspateinsprenglinge von 3 bis 5 cm (max. bis 10 cm) Länge, 2 bis 3 cm Breite und ca. 1 cm Dicke sind in eine grobkörnige Grundmasse aus grauem Quarz, milchigweißem Plagioklas und dunklem Biotit eingebettet. In einigen Aufschlüssen erscheint die Anordnung der Kristalle regellos, dagegen kann man im Kerberbruch klar eine Verdriftung der Einsprenglinge im Magma erkennen. Am Kontakt zum Tittlinger Granit wurden die Feldspatkristalle aufgestaut und eingeregelt. Daher wird die Kontaktfläche häufig von einem auffällig hellen Saumband begleitet, in dem Kalifeldspat angereichert ist.

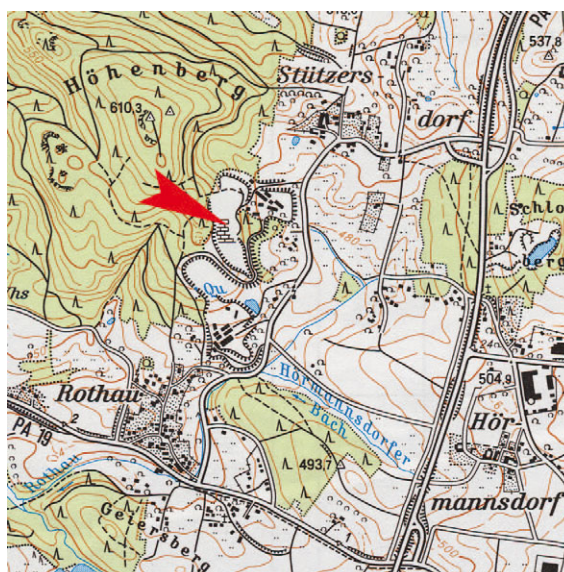
Schutzstatus:	nicht geschützt
Geowiss. Bewertung:	wertvoll
Literatur:	TROLL (1964, 1967b)



Kerberbruch bei Stützersdorf



Hier stehen die beiden Granittypen im Kontakt.



Metamorphose – zum Steinerweichen

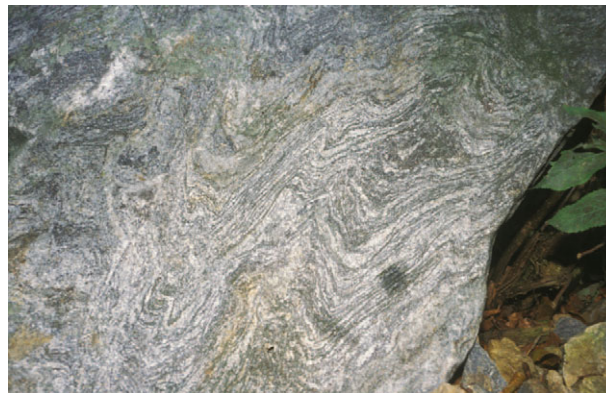
Im Bayerischen Wald findet man als am weitesten verbreitete metamorphe Gesteine Gneise und Diatexite. Die **Gneise** sind mittel- bis hochgradig metamorphe, feldspatführende Gesteine mit einer weitstündigen Schieferung. Sie weisen ein Gefüge mit mehr oder weniger parallelen Flächen auf, das durch die Einregelung plättchenförmiger und prismatischer Minerale nachgezeichnet wird. Häufig besitzen sie ein gebändertes Aussehen. Die Schieferung oder Bänderung entspricht aber im allgemeinen nicht dem ursprünglichen Verlauf einer Schichtung im Ausgangsgestein, sondern hat sich im Laufe der Metamorphose durch gerichteten Druck entwickelt. Die farbliche Bänderung entsteht infolge der Trennung der hellgefärbten Minerale Quarz und Feldspat von den dunkleren Bestandteilen.

Hohe Temperaturen in der Metamorphose können zu einer teilweisen bis völligen Aufschmelzung führen. Dieser Vorgang wird als Anatexis bezeichnet. Gesteine, die daraus hervorgegangen sind, heißen allgemein Anatexite. Grundvoraussetzung für Aufschmelzungsvorgänge ist, dass wässrige Lösungen vorhanden sind. Bei der Mineralumwandlung freiwerdendes Wasser begünstigt die Mobilisierung von Silikaten. Quarz und Feldspat werden zuerst aufge-

schmolzen, während sich dunkle Minerale wie Biotit oder Hornblende wegen ihres höheren Schmelzpunktes weniger gut lösen und erst später schmelzen. Bei einer teilweisen Aufschmelzung (Metatexis) sind in den Gesteinen daher nebeneinander neugebildete Anteile und verändertes Ausgangsmaterial vorhanden. Viele der Gneise im Bayerischen Wald weisen metatektische Gefüge auf, fließende Faltenbilder belegen die „weiche“ Konsistenz der Gesteine während der Metatexis.

Unmerklich geht die Teilaufschmelzung in das Stadium der Diatexis über, einer weitgehenden bis vollständigen Aufschmelzung. Die ehemals vorhandene Bänderung wird zunehmend aufgelöst. Es entstehen die **Diatexite**. Bei völliger Aufschmelzung verschwinden letztlich die metamorphen Gefügemerkmale. Die wiederverfestigten, aus der Schmelze auskristallisierten Gesteine werden als **Homogene Diatexite** noch zu den metamorphen Gesteinen gerechnet. Kam es aber zu einer Mobilisierung der Schmelzen mit Ein-

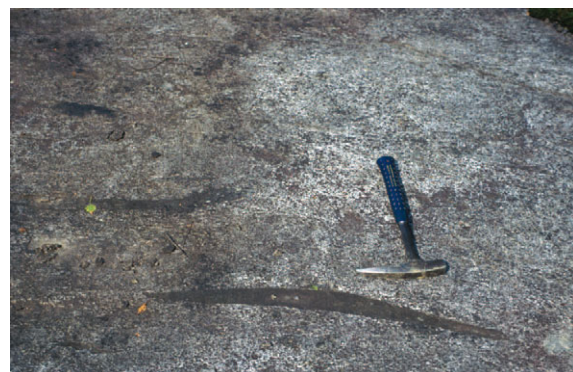
dringen ins Nebengestein, bezeichnet man sie als magmatische Gesteine (Granite, Diorite). Die Grenze ist – im wahrsten Sinne des Wortes – „fließend“.



Metatektischer Gneis bei Waldhäuser



Diatexit an einer Straßenböschung im frischen Anbruch



Amphibolitlinsen im Diatexit auf der Sohle des Steinbruchs Spießbrunn

Ehemaliger Steinbruch Spießbrunn

Geotopnr.:	275A020
Landkreis:	Passau
Gemeinde:	Breitenberg i. Lkr. Passau
TK 25:	7348 Wegscheid
Lage:	R: 5410040, H: 5394120
Naturraum:	Wegscheider Hochfläche
Gestein:	Diatexit Granit (variszisch)

Beschreibung:

Östlich der Landstraße von Jägerbild nach Thalberg, ca. 200 m nordöstlich von Spießbrunn, liegt versteckt im Wald ein aufgelassener Steinbruch. Hier wurde ein ca. 5 m mächtiger, fast horizontal lagernder Ganggranit abgebaut, der in metamorphe Gesteine eingedrungen war. Der Abbau folgte genau der Kontaktfläche zwischen den beiden Gesteinen, die nun großflächig freiliegt.

Die Rückwand des Steinbruchs besteht aus feinkörnigem Granit, die Sohlfläche bilden „Gneise“. Sie besitzen ein flaseriges Gefüge, wobei sich Lagen aus hellen und dunklen Bestandteilen in Schlieren bis hin zu regellosen Gefügen auflösen. Das inhomogene Erscheinungsbild und die Strukturen sind typisch für sogenannte Diatexite. Diese Gesteine waren in der Metamorphose so hohen Drücken und Temperaturen ausgesetzt, dass es zur weitgehenden Aufschmelzung kam. In die Diatexite eingebettet liegen linsenförmige Amphibolitschollen, die wegen ihrer dunklen Farbe auffällig herausstechen. Amphibolite bestehen hauptsächlich aus den Mineralen Plagioklas und Hornblende (Amphibol). Solche sogenannten Metabasite sind aus basischen Vulkaniten hervorgegangene metamorphe Gesteine und als Einschaltungen in den Paragneisen und Diatexiten vor allem im Passauer Wald verbreitet. Ausgangsmaterial der metamorphen Gesteine waren Grauwacken und Tone, in die vulkanische Tuffe oder Basalte eingelagert waren. Die Größe und Form der einzelnen Metabasitvorkommen reicht von faustgroßen Knollen bis zu Amphibolitkörpern mit mehreren Metern Mächtigkeit.

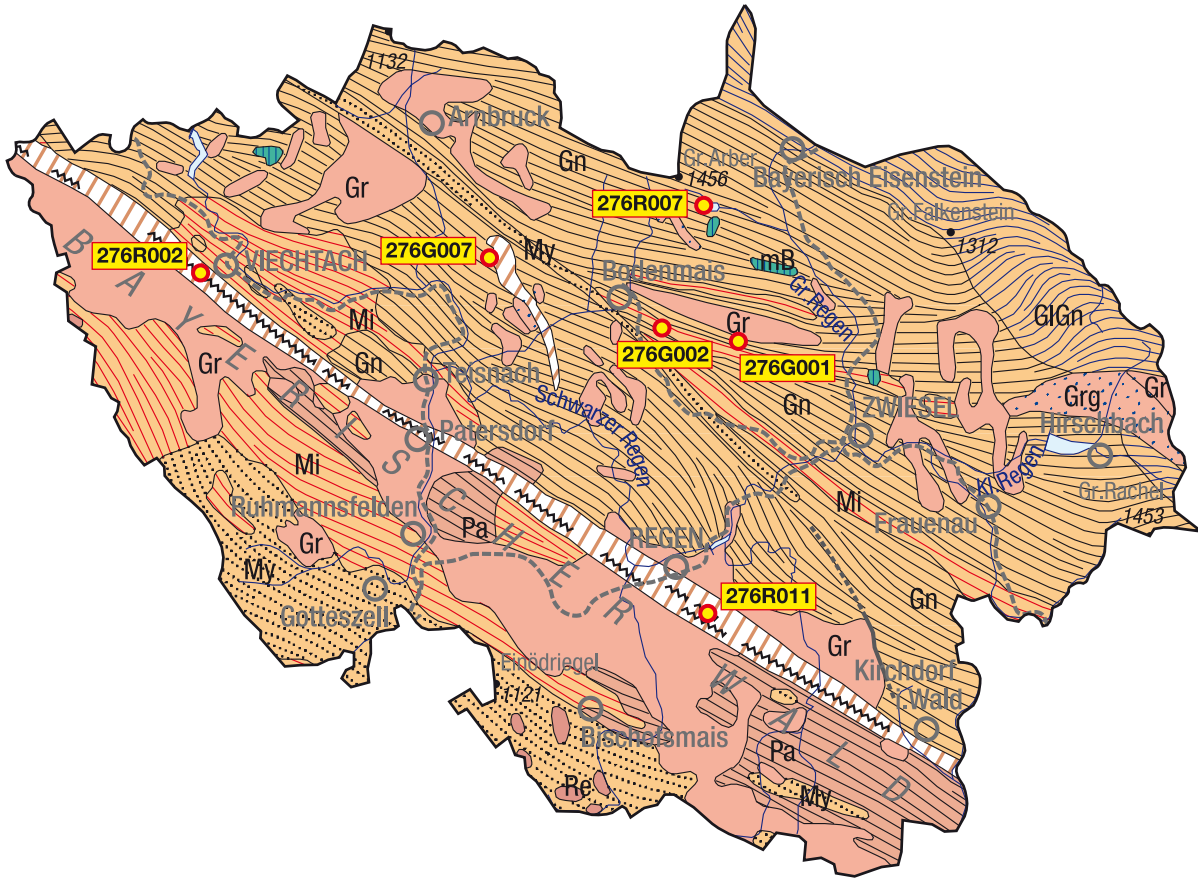
Schutzstatus:	nicht geschützt
Geowiss. Bewertung:	wertvoll
Literatur:	OTT 1992



Die Steinbruchsohle wird langsam von der Vegetation zurückerobert.



GEOTOPE IN NIEDERBAYERN



GRUNDGEBIRGSREGION

Metamorphe Gesteine

Altpaläozoikum

GfGn	Glimmerschiefer, Übergang zu Gneis, glimmerreich
Gn	Gneis, ungliedert
Mi	Gneis, migmatisch, Diatexit, Anatexit, granitisch bis granodioritisch
mB	Metabazit

Jungpaläozoische Ganggesteine und Plutonite

Perm-Karbon

Quarzgang	Quarzgang
Gr	Granit, ungliedert
Grg	Granit mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch
Re	Diorit
Pa	Diorit "Palit"

An Scherzonen gebundene Gesteine

Kataklastit bis Mylonit	Kataklastit bis Mylonit
Gneis, anatektisch, Metablastit (Perlgneis)	Gneis, anatektisch, Metablastit (Perlgneis)

3.7 Regen

Der Landkreis Regen gliedert sich in die naturräumlichen Einheiten Vorderer Bayerischer Wald, Regensenke und Hinterer Bayerischer Wald, die ihn – parallel zum Pfahl – in Nordwest-Südost-Richtung queren. An seiner Nord, Nordost- und Südwestgrenze ist er von Höhenzügen eingerahmt.

Etwa die Hälfte des Gebietes entfällt auf den weitgehend bewaldeten Hinteren Bayerischen Wald, in dem die höchsten Erhebungen liegen. Der Große Arber an der Grenze zur Oberpfalz ist mit 1456 m der höchste Gipfel im Bayerischen Wald. Östlich von Bayerisch Eisenstein verläuft, im Bereich der Grenze zur Tschechischen Republik, vom Großen Falkenstein (1312m) zum Großen Rachel (1453 m) der „Hauptkamm“ des Mittelgebirges mit Höhen durchwegs über 1000 m und Gipfelhöhen von 1100 m bis über 1400 m. Diese Hochlagen sind die Hauptquellregionen des Schwarzen Regens. Der Nordostteil des Landkreises ist Teil des Nationalparks Bayerischer Wald.

Die Grenze zur Oberpfalz bildet der Gebirgszug von Arber und Kaitersberg. Weiter südlich verläuft die Regensenke mit Tallagen zwischen 550 m und 400 m, die in Längsrichtung vom Bayerischen Pfahl mit seinen markanten Quarzfelsen durchzogen wird. Die hügelige und von Tälern zerteilte Landschaft ist nur teilweise bewaldet, weite Bereiche werden ackerbaulich genutzt. Seinen niedrigsten Punkt hat der Landkreis nördlich von Viechtach am Höllensteinsee, wo der Schwarze Regen in einer Höhe von 386 m den Landkreis nach Nordwesten verlässt.

An die Regensenke schließen im Süden bewaldete Hänge an, die zu den Kammlagen des Vorderen Bayerischen Waldes mit Hirschenstein (1095 m) und Rauher Kulm (1050 m) westlich und Einödriegel (1121 m) und Breitenauriegel (1116 m) östlich von Ruhmannsfelden hinaufführen.

Ein Großteil des Landkreises entwässert zum



Vom Teufelstisch hat man einen weiten Blick auf die bewaldeten Hügelketten und die Pfahlquarzmauer bei Weißenstein.

Schwarzen Regen, der den Landkreis über Zwiessel, Regen und Viechtach nach Nordwesten verlässt und erst am Westrand des Bayerischen Waldes nach Süden zur Donau hin abknickt. Ein kleiner Teil der Hochlagen im Osten des Landkreises führt sein Wasser der Moldau zu. Die europäische Hauptwasserscheide zwischen Schwarzem Meer (Donau) und Nordsee (Moldau/Elbe) verläuft hier durch den Landkreis.

Die Gesteine des Bayerischen Waldes bestehen aus einer Vielzahl meist hochmetamorpher Gneise, die großenteils aus ehemaligen Sedimenten („Paragneise“) hervorgegangen sind. Untergeordnet findet man auch ehemalige Magmatite („Orthogneise“). Die Gesteine sind zuletzt im Karbon, während der variszischen Gebirgsbildung, metamorph umgewandelt worden. Teilweise kam es dabei zu Mineralneusprossung („Blastese“) und Aufschmelzung („Anatexis“). Spätvariszisch (vor ca. 340 bis 310 Millionen Jahren) sind Gesteinschmelzen in die metamorphen Gesteine eingedrungen und zu Dioriten und Graniten auskristallisiert. Untergeordnet entstanden auch Pegmatite, Aplite und Quarzgänge. Nachvariszisch wurde das Gebirge in Blöcke zerteilt, die gegeneinander verschoben und verstellt wurden. Dabei wandelten sich in den Scherzonen die Gesteine teilweise zu Myloniten um. Regionale Heraushebung der Grundgebirgsblöcke, verbunden mit Abtragung der Deckgesteine, hat die tiefen Teile des Gebirges entblößt.

Die große Störungszone des Bayerischen Pfahls quert den gesamten Landkreis und entspricht der geologischen Grenze zwischen Hinterem und Vorderem Bayerischen Wald. Eine weitere Störungszone, die Rundinger Zone, verläuft etwa 10 km nördlich davon durch Arnbruck und Bodenmais. Diese großtektonischen Strukturen, an denen mehrfach Bewegungen stattgefunden haben, gliedern den Landkreis morphologisch in nordwest-südost streichende Senken und Rücken. Entlang der Störungszone liegen Gesteine als Mylonite vor. Besonders markant sind die Gesteine der Pfahlzone: Enggeschieberte „Pfahlschiefer“ begleiten gangförmige Pfahlquarzzüge, die in der jüngsten Erdgeschichte als Härtlinge in „Teufelsmauern“ freigelegt wurden und vielerorts die Landschaft überragen.



Gneis ist oft intensiv gefaltet.

Im Hinteren Bayerischen Wald sind vor allem metatektische Cordierit-Sillimanit-Gneise verbreitet, in die in geringem Umfang Kalksilikatgneise oder Amphibolite eingelagert sind. Hinzu kommen untergeordnet Diatexite und nahe dem Pfahl bei Viechtach „Perlgneise“ (Metablastite). Vereinzelt sind in den Gneisen Erze angereichert, deren bekanntestes Vorkommen am Silberberg bei Bodenmais jahrhundertlang abgebaut wurde. Auch am Rotkot bei Zwiesel und bei Drach-

selsried wurden Erze gewonnen. Nach Nordosten gehen die hochmetamorphen Gneise in Glimmergneise und Glimmerschiefer über. Außer den metamorphen Gesteinen kommen im

Bereich des Hinteren Bayerischen Wald auch Granite zu Tage. In ihrem Gefolge sind spätmagmatisch Pegmatitstöcke entstanden, die in vielen Einzelvorkommen abgebaut wurden. Sie waren für die Region von großer wirtschaftlicher Bedeutung.

Der Vordere Bayerische Wald besteht jeweils etwa zur Hälfte aus magmatischen und metamorphen Gesteinen. Perlgneise (Metablastite) findet

man vor allem entlang der Hochlagen an der Südwestgrenze, während die Diatexite zwischen Kollnburg und Ruhmannsfelden verbreitet sind. Bei Viechtach, Patersdorf und Regen treten große Granitstöcke zu Tage, die in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut wurden. Diese Granite weisen teilweise ein flaseriges Gefüge mit Einregelung der Minerale auf. Im Südosten des Landkreises stehen in einem breiten Streifen südlich des Pfahls „Palite“ – dunkle Diatexite der Pfahlzone – an.



Die „Teufelsmauer“ des Pfahls bei Viechtach



Ehemaliger Granitsteinbruch am Teufelstisch

im Raum Zwiesel noch reliktsch Rotlehme als Verwitterungsrückstände und mächtige Zersatzdecken erhalten.

Im Pleistozän wurden die Gipfel und Hügellücken durch Erosion von ihren Zersatzdecken befreit, so dass dort vielfach unverwitterter Fels ansteht und teilweise imposante Gipfelklippen aufbaut. Teilbereiche der Hochlagen, z.B. am Großen Arber und am Großen Falkenstein, waren von lokalen Gletschern bedeckt, die typische glaziale Landschaftsformen und charakteristische Moränenablagerungen hinterlassen haben. In breiteren Talabschnitten, wie z.B. in der Kühau südöstlich von Zwiesel, sind entlang der Flüsse stellenweise Schotterflächen entstanden. Die weiteste Verbreitung zeigen aber Ablagerungen, die durch periglaziale Prozesse entstanden sind. Fließerden, Wanderschuttdecken und Blockströme, die das anstehende Gestein verhüllen, findet man vielerorts. Hangschutt, Schwemmkegel, junge Talsedimente sowie Moorflächen sind Bildungen des Holozäns.

Das heutige Landschaftsbild ist vor allem durch Vorgänge in der Erdneuzeit geprägt. Mit Heraushebung des Gebirges nach Abtragung der Überdeckung waren die Gesteine während des Tertiärs über Millionen von Jahren einer intensiven Verwitterung ausgesetzt. Im gesamten Gebiet kam es zur Bildung von Zersatzdecken und zu tiefgründiger Vergrusung. In das Tertiär wird die Bildung von Verebnungsflächen gestellt, die durch spätere Blocktektonik wieder zerstückelt wurden. Auf den Resten der ehemaligen Rumpflächen sind beispielsweise



Gneissklippen des Habichtsteins

Gletscher im Bayerischen Wald

Der Mittelgebirgszug des Bayerischen Waldes lag während der pleistozänen Kaltzeiten zwischen den beiden großen europäischen Gletscherarealen, dem Skandinavischen Eisschild, dessen Südrand sich durch Norddeutschland zog, und den alpinen Gletschern, die weit ins Alpenvorland hinaus reichten. Dieser „Periglazial“-Bereich, also das Land „im Umkreis des Eises“, war zwar durch Permafrost und das kalte Klima geprägt, aber mit Ausnahme der Hochlagen unvergletschert. Nur an den höchsten Erhebungen des Hinteren Bayerischen Waldes, vor allem am Großen Falkenstein, Arber, Rachel, Lusen und am Dreisesselberg, bildeten sich aus Firnfeldern lokale Gletscher, die Schuttmaterial transportierten und Moränenwälle aufschütteten. Ähnlich wie in den alpinen Vereisungsgebieten zeugen heute die Talformen, Kare, Moränen, Toteiskessel, Gletscherschliffe und Findlingsblöcke von der mehrmaligen Vergletscherung in der Vergangenheit.

Die Ursprungsstelle eines Gletschers ist das Kar, eine nischenartige Hohlform mit steilen Rück- und Seitenwänden und einem flachen Boden. Solche Kare oder auch Kartreppen – das sind stufenartig übereinander angeordnete Karböden – finden sich an fast allen Erhebungen über 1300 m Höhe. Die eiszeitlich geschaffenen Hohl-



Die Gneisschwelle, die das hintere vom vorderen Seebecken trennt, ist an der einspringenden Halbinsel am südlichen Seeufer sichtbar. Der Fels wurde durch den darüber strömenden Gletscher geglättet.



Dieser große Findlingsblock aus Finsterauer Kristallgranit zeigt stromlinienförmige Zurundung und deutliche Kratzspuren, die im Gletschereis eingeschlossene Steine auf seiner Oberfläche hinterlassen haben. Der geschliffene Moränenblock liegt am Parkplatz Oberes Reschwassertal (Landkreis Freyung-Grafenau; Nationalpark Bayerischer Wald) unterhalb der würmeiszeitlichen Moränen und zeugt von einem älteren Gletschervorstoß.

formen enthalten heute Seen oder Moore. Bekannte Beispiele sind der Große Arbersee und der Rachelsee. An die Kare schließen sich Moränengebiete an. Durch die Gletscher transportierter Schutt formte Moränen und blieb nach dem Abschmelzen der Gletscher zurück. Die vordersten Endmoränenwälle aus der letzten Vereisung, der Würm-Kaltzeit, die vor etwa 20.000 Jahren ihren Höhepunkt erreichte, liegen in etwa 900 m Höhe. Die Endmoränenwälle der Riss-Kaltzeit reichen dagegen fast bis 800 m Höhe hinter. Eine Änderung der Talform von muldenförmigen Tälern zu engen Kerbtälern etwa bei 750 m Höhe lässt vermuten, dass die Gletscher in vorangegangenen Kaltzeiten sogar bis hierhin vorgestoßen waren.

Arbersee mit Arberseewänden

Geotopnr.:	276R007
Landkreis:	Regen
Gemeinde:	Bayerisch Eisenstein
TK 25:	6944 Bodenmais
Lage:	R: 4584200, H: 5440800
Naturraum:	Hinterer Bayerischer Wald
Gestein:	Niedermoororf (Holozän) Würm-Moräne (Jung-Pleistozän) Cordierit-Sillimanit-Gneis

Beschreibung:

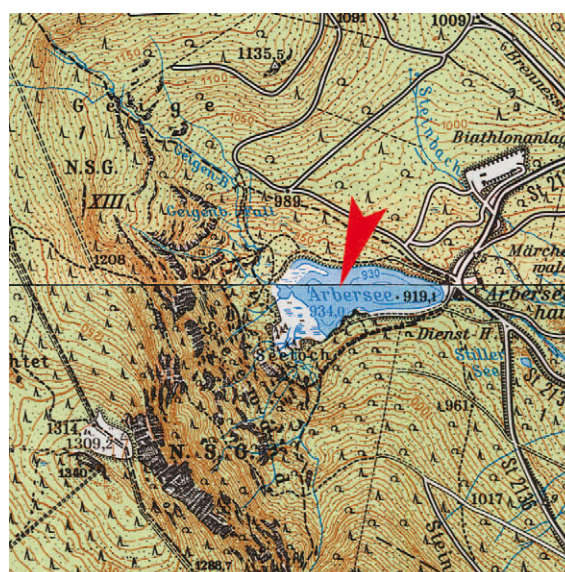
Großer Arbersee und Arberseewände bilden ein typisches Kar, das durch mehrfache Lokalvergletscherung seine heutige Form erhalten hat. Die Karrückwand bildet die knapp 400 m hohe „Seewand“, ein mit Wald und Felsen durchsetzter Steilhang, der von den Taleinschnitten des Bärnbachs und des Geigenbachs begrenzt wird. Den Karboden nimmt heute der Große Arbersee ein. Er gliedert sich in zwei Teilbecken mit 9 und 15 m Wassertiefe, die von einer Felsschwelle getrennt werden. Die Hohlform des westlichen Beckens ist durch Schleifwirkung des Gesteinsschutts am Grund des Eises geschaffen worden. In ihr lagern die nacheiszeitlichen Seesedimente auf Felsuntergrund. Das östliche Seebecken besitzt dagegen einen Untergrund aus Grundmoränenmaterial und wird im Osten durch einen Endmoränenwall abgedämmt. Der Arbersee ist also eine Kombination aus Karsee und Zungenbeckensee. In einem Teil des westlichen Beckens hat sich ein Verlandungsmoor gebildet.

Wie fast alle Seen des Bayerischen Waldes ist auch der Arbersee durch Eingriffe des Menschen verändert. So wurden der Seespiegel zu Holztriftzwecken künstlich angehoben und die schwimmenden Moorbereiche verkleinert. Zum Schutz und Erhalt der eiszeitlich geformten Mittelgebirgslandschaft wurde 1939 das Naturschutzgebiet „Großer Arbersee und Arberseewand“ ausgewiesen.

Schutzstatus:	Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung:	besonders wertvoll
Literatur:	PRIEHÄUSSER (1927) RATHSBURG (1930) BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ (1997 b) RAAB (1999)



Der Arbersee mit seinen „schwimmenden“ Moorgebieten



Pfahl zum Ersten: Nutzung und Schutz

Die markanten und landschaftlich prägenden Quarzfelsen des Pfahls gehören zu den bekanntesten geologischen Naturdenkmälern Bayerns. Gleichzeitig hat die Quarzmauer des Pfahls schon von alters her dazu verlockt, als Rohstoff genutzt zu werden. So reihten sich früher am Pfahl zahlreiche kleine Gruben und größere Steinbrüche aneinander, in denen Pfahlquarz abgebaut wurde. Die Brüche lieferten vorwiegend Material für die Herstellung von Baustoffen, unter anderem gebrochenen Quarzkies für den Straßen- und Wegebau. Nur stellenweise, z.B. bei der Burg ruine Weißenstein, waren die Quarzpartien rein genug für die Glasherstellung.

Heute sind nur noch wenige Steinbrüche am Pfahl in Betrieb. Ausgesuchtes Material aus selektivem Abbau, das bezüglich Reinheit und Hitzebeständigkeit hohen Anforderungen genügt, geht in die metallurgische Industrie. Der Quarz wird zu Reinst-Silizium und Siliziumlegierungen für die Microchipherstellung verarbeitet.

Um die markantesten Felspartien des Pfahls bei Viechtach als Dokumente der Erdgeschichte und

prägendes Landschaftselement auf Dauer zu erhalten, fasste man bereits Ende des 19. Jahrhunderts erste Gedanken zum Schutz dieses Geotops. 1939 wurden der charakteristische Quarzfelsen und seine Umgebung zum Naturschutzgebiet erklärt. Heute umfasst das Naturschutzgebiet ca. 20 Hektar, verteilt auf zwei durch den ehemaligen Steinbruch getrennte Areale. Der große Tagebau westlich von Viechtach, seit 1910 in Betrieb und mit Wandhöhen bis zu 50 m einer der größten Pfahlquarzbrüche, wurde 1992 stillgelegt. Aber auch an anderen Stellen sind die Pfahlquarzmauern heute als Naturschutzgebiet ausgewiesen, z.B. am „Antoniuspfahl“ und am „Hofpfahl“.

Der Geotop „Großer Pfahl bei Viechtach“ wird durch den Naturpark Bayerischer Wald e.V. und die Stadt Viechtach gepflegt und betreut. Als erster Geotop wurde ihm 2002 das Gütesiegel „Bayerns schönste Geotope“ verliehen. Informationstafeln entlang eines neu angelegten Wanderweges machen das Naturwunder der Öffentlichkeit zugänglich. Außerdem wurde im Alten Rathaus eine Dauerausstellung eingerichtet, die über die besonderen ökologischen Gegebenheiten sowie Tier- und Pflanzenwelt am Pfahl informiert.



Felsen des Pfahlquarzes bei Viechtach (aus C.W. GÜMBEL 1868)

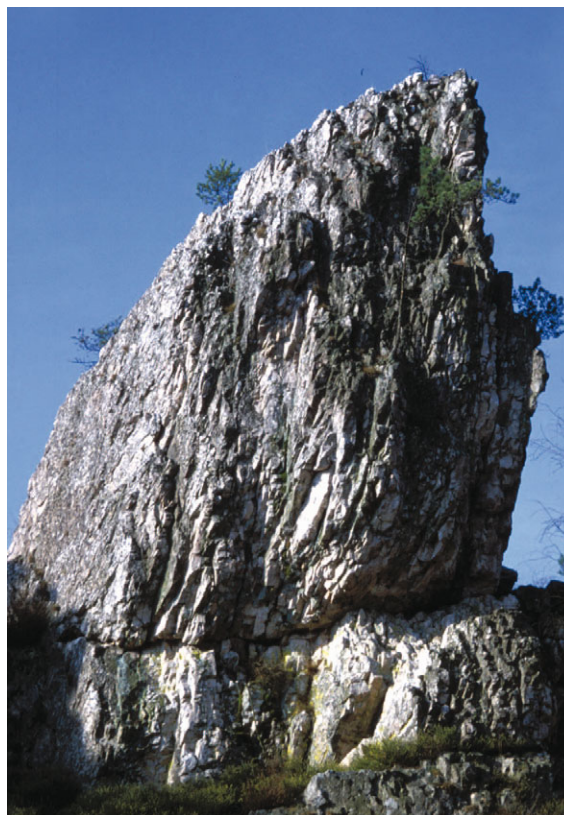
Großer Pfahl bei Viechtach

Geotopnr.: 276R002/276R018
Landkreis: Regen
Gemeinde: Viechtach
TK 25: 6943 Viechtach
Lage: R: 4563180, H: 5438600
Naturraum: Regenschenke
Gestein: Pfahlquarz (Perm/Trias)

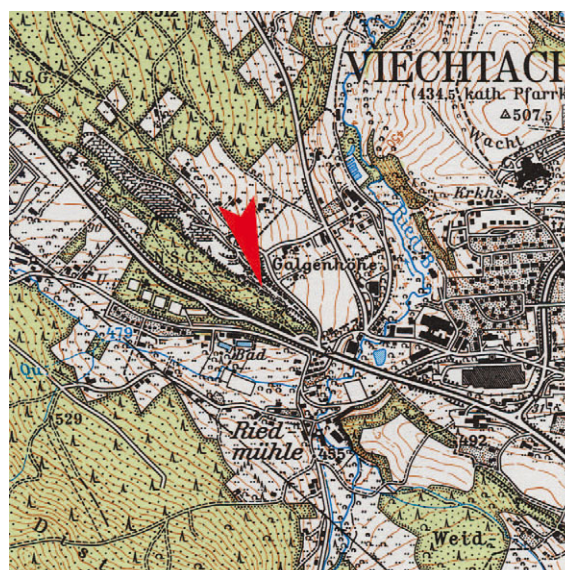
Beschreibung:

Die Störungszone des Bayerischen Pfahls, die sich auf einer Länge von 150 km von Nordwesten nach Südosten durch den gesamten Bayerischen Wald verfolgen lässt, wird an einigen Stellen durch eine weiße „Teufelsmauer“ aus Quarz nachgezeichnet. Eine der markantesten Formen des Pfahls ist die hoch aufragende Felsmauer des Großen Pfahls bei Viechtach.

An der Störungslinie des Bayerischen Pfahls fanden gegen Ende der variszischen Gebirgsbildung Bewegungen und Verschiebungen zwischen dem Vorderen und Hinteren Bayerischen Wald statt. In diese Schwächezone drangen vor ca. 250 Millionen Jahren heiße, quarzhaltige Lösungen mit Temperaturen von 200 bis 400°C ein. Aus dem umgebenden Gestein herausgelöster Quarz wurde in Spalten wieder ausgeschieden. Die charakteristischen Felsen im zentralen Teil der Pfahlzone bestehen fast nur aus milchigweißem bis hellgrauem „Pfahlquarz“. Er enthält 95 bis 98% Kieselsäure (SiO₂). Daneben findet man in geringen Mengen Kaolinit und feinschuppigen Muskovit („Sericit“) sowie Flüssigkeitseinschlüsse. Die Gesteine entlang der Störungszone, zu „Pfahlschiefer“ zerriebene Gneise und Granite, sind weicher als der Pfahlquarz. Infolge von Verwitterung und Abtragung wurde die Quarzfällung des Pfahls im Laufe von Jahrtausenden vielerorts als mauerartige Härtlingsrippe herauspräpariert.



Die hoch aufragenden Quarzfelsen des Großen Pfahls bei Viechtach



Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: HEGEMANN (1936)
 HOFMANN (1962)
 OTT (1983)

Pfahl zum Zweiten: Wie entstand die Teufelsmauer?

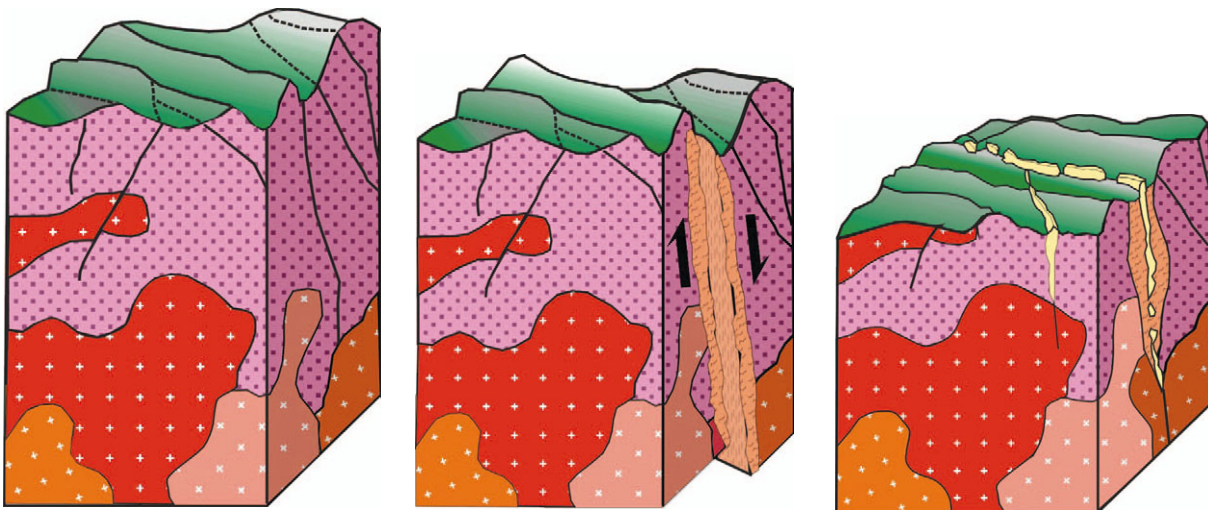
Nach Ende der varizischen Gebirgsbildung im Karbon, bei der durch Metamorphose die heute an der Oberfläche anstehenden Gneise und Diatexite entstanden und Granitkörper in den Gesteinsverband eindringen, kam es im Perm zu einer Bruchtektonik. Entlang von Schwächezonen der Erdkruste und auch später mehrfach aktiv waren, wurde das kristalline Grundgebirge in Schollen zerlegt, die gegeneinander verschoben wurden. Eine der wichtigsten Bruchzonen ist der Bayerische Pfahl, der den Bayerischen Wald in fast schnurgerader Linie durchzieht. Entlang des Pfahls fanden Bewegungen zwischen den Blöcken des Vorderen und Hinteren Bayerischen Waldes statt.

An der immer wieder aktiven Bewegungszone des Pfahls stiegen später heiße mineralisierte Wässer auf, aus denen in Bruchspalten Quarz ausgeschieden wurde. So entstanden im Oberperm und in der Untertrias die typischen Pfahl-

quarzgänge, die häufig die Kernzone der Störung markieren. Neben Quarz findet man manchmal in geringen Anteilen Galenit (Bleiglanz), Pyrit, Chalkopyrit (Kupferkies), Baryt, Fluorit (Flussspat) und andere Mineralien, welche die Deutung des Pfahlquarzes als hydrothermale Ausscheidung sichern (HEGEMANN 1936).

Der Pfahlquarz tritt vorwiegend in derben Massen von milchweißer Farbe auf. Rötliche und graue Farbvarianten werden durch geringe Gehalte an Eisenverbindungen oder Verunreinigung durch Pfahlschiefer hervorgerufen. Ein genauer Blick auf das Quarzgestein zeigt, dass dieses vielfach zerbrochen und von Rissen durchzogen ist, die durch erneute Quarzausscheidungen wieder verheilt sind: Ein sicherer Hinweis dafür, dass die Bewegungsvorgänge und die hydrothermale Mineralisation mehrphasig abgelaufen sind.

Im Zuge von Verwitterung und Abtragung wurden in der Erdneuzeit die Quarzgänge als Härtlinge aus den weichen Nebengesteinen herauspräpariert. So entstanden die landschaftsprägenden „Teufelsmauern“ und „Drachenkämme“.



Im Bereich einer aktiven Störungszone wird das Gestein wie zwischen zwei Mühlsteinen zu feinkörnigen „Pfahlschiefern“ zerrieben.

Aus dem Untergrund dringen Quarzlösungen in die Störungszone ein und bilden den Pfahlquarz.

Verwitterung und Abtragung präparieren den harten Pfahlquarz aus seinem Nebengestein heraus.

Pfahl bei Weißenstein

Geotopnr.:	276R011
Landkreis:	Regen
Gemeinde:	Regen
TK 25:	7044 Regen
Lage:	R: 4583620, H: 5424400
Naturraum:	Regensenke
Gestein:	Pfahlquarz (Perm/Trias)

Beschreibung:

Die ca. 30 Meter hohen Felszinnen des Pfahlquarzes an der Burgruine Weißenstein unweit von Regen sind die höchsten Erhebungen des Bayerischen Pfahls. Wegen ihrer geologischen Bedeutung stehen sie bereits seit 1940 unter Naturschutz.

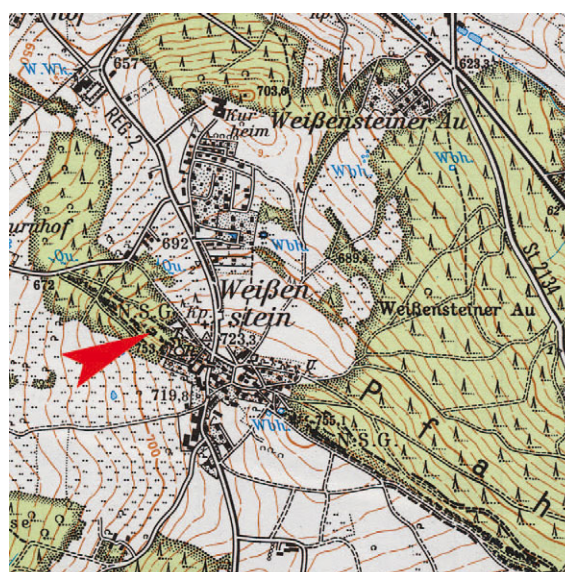
Ausschlaggebend für das heutige Erscheinungsbild des Pfahls als Härtlingsrücken waren die Klimabedingungen in der Erdneuzeit. Im Zuge der chemischen Verwitterung im feuchten und warmen Klima des Tertiärs wurden Kristallingesteine und „Pfahlschiefer“ zu sandigem Grus zersetzt, während der harte Quarz der Verwitterung besser widerstand. Im Laufe des Pleistozäns wurden bei mehrmaligem Klimawechsel die Verwitterungsprodukte abgetragen und der verquarzte Kern der Pfahlzone freigelegt.

Die einzelnen Quarzmauern entlang der Pfahlzone täuschen oftmals einen durchgehenden Quarzgang vor. Detailkartierungen haben aber eindeutig bewiesen, dass es sich um einzelne Quarzgänge in fiederartiger Anordnung handelt, die spitzwinkelig zur Hauptrichtung der Pfahlstörung verlaufen. Anordnung und Orientierung dieser Gangsysteme, sogenannte Scherspalten, weisen auf eine „Rechtsseitenverschiebung“ hin, das heißt der nordöstliche Block ist gegen den südwestlichen Block nach rechts verschoben. Die Pfahlquarzfelsen, wie sie in Weißenstein zu sehen sind, weisen meist eine intensive, engständige Klüftung auf, was den Eindruck von „Mauern“ verstärkt. Dort, wo die Pfahlquarzgänge nicht so mächtig und die Felsmauern zusammengefallen sind, markieren Blockfelder und Blockschutt den Verlauf der Quarzgänge.

Schutzstatus:	Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung:	besonders wertvoll
Literatur:	GÜMBEL (1868) PRIEHAÜSSER (1961) HOFMANN (1962)

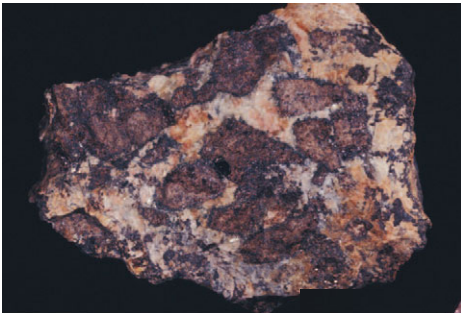


Die Burgruine Weißenstein thronet auf den höchsten Zinnen der Pfahlquarzfelsen.



Geotopschutz mit Pannen

Der Pegmatit vom Hühnerkobel ist sowohl aus geowissenschaftlicher als auch aus bergbauhistorischer Sicht ein sehr wichtiger Geotop. Bis vor wenigen Jahren entsprach der Zustand des Aufschlusses aber keinesfalls seiner Bedeutung. Die Wände der seit sehr langer Zeit aufgelasse-



Zwieselit-Butzen (braun) in Albit, Breite der Stufe 9 cm, Privatsammlung (Foto: T. SPERLING).

nen Grube waren ver-
stürzt und fast voll-
ständig zugewachsen,
vom Pegmatit war
nichts mehr zu sehen.
Im Zuge des gewachsenen Interesses am Geotourismus ist die Grube vor einigen Jahren für die Öffentlichkeit erschlossen und mit Schautafeln versehen worden. Dazu war es notwendig den Geotop wieder zugänglich zu machen. Bei der Verwirklichung dieser Maßnahme gab es leider trotz bester Absichten einige „Pannen“:

Nach Entfernung der Vegetation wurde auch Ver-
sturz- und Haldenmaterial abgebaggert, das leider zum Wegebau abtransportiert wurde und damit verloren ging. Angeschüttete Böschungen verdeckten zu-



Rosenquarz (12 cm x 9 cm), Sammlung MATHIAS v. FLURL (1756-1823) – heute Bayerisches Geologisches Landesamt (Foto: T. SPERLING).



nächst wieder die vorher freigelegten interessanten Aufschlüsse. Außerdem wurde ein Teil der Grubensohle mit Pfahlquarz aufgeschottert, der am Hühnerkobel ein Fremdgestein darstellt. Pfahlquarz ist mit dem „Pegmatit-Quarz“ trotz des gleichen Minerals nicht vergleichbar und daher als Anschauungsmaterial eher ungeeignet! Erst in einem zweiten Anlauf wurde - nun in Zusammenarbeit zwischen dem Forstamt Bodenmais und dem Bayerischen Geologischen Landesamt - die Steinbruchwand freigelegt, so dass heute die interessante Randzone des Pegmatits aufgeschlossen ist. Insbesondere zeigt die Wand Anschnitte von großen Kalifeldspatkristallen. Schutzmaßnahmen zum Erhalt und zur Sicherung des nicht zugänglichen Untertagebaus sind in der Planung. Das heutige Erscheinungsbild macht den Geotop zu einem lohnenden Wanderziel.

Der weltbekannte Aufschluss am Hühnerkobel ist zum dauerhaften Schutz in das Naturschutzgebiet Kiesau eingebunden. **Daher ist im Tagebau und seinem Umfeld das Abschlagen von Gestein und Graben nach Mineralien verboten!**



Deformierte Beryll-Kristalle in Rauchquarz, längster Kristall 8cm, Museum „Reich der Kristalle“ in München (Foto: R. HOCHLEITNER)

Das Beispiel der Maßnahmen am Hühnerkobel verdeutlicht, wie wichtig die Zusammenarbeit der ausführenden Stellen mit der Geotopschutz-Fachbehörde ist.

Denn nur mit ausreichender Fachkenntnis kann bei einer Unterschutzstellung den geowissenschaftlichen Aspekten Rechnung getragen werden und der einzigartige Charakter des Geotops erhalten bleiben.

Kalifeldspatkristalle (bis 1 m Kantenlänge) am Nordweststoß des Untertagebaus (Foto: T. SPERLING.)

Pegmatitgrube am Hühnerkobel

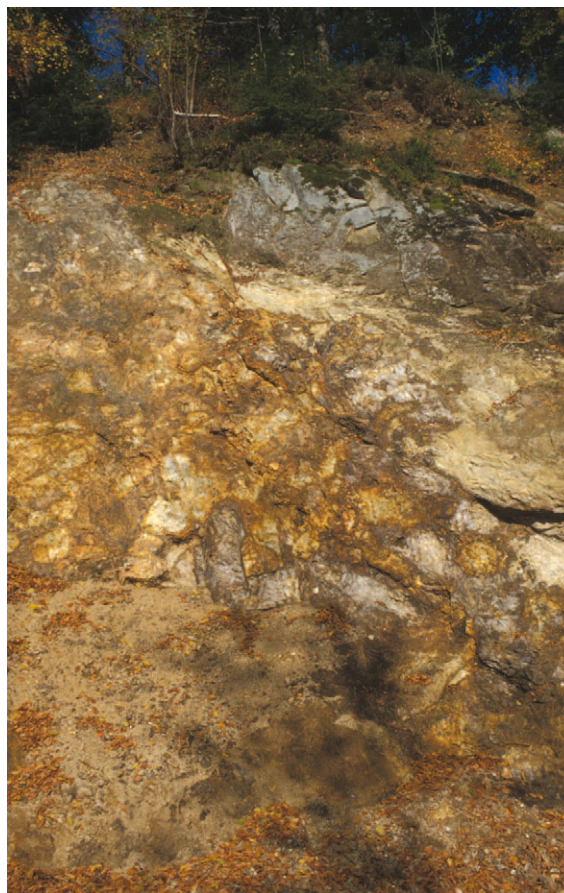
Geotop Nr: 276G001
Landkreis: Regen
Gemeinde: Zwiesel
TK 25: 6945 Zwiesel
Lage: R: 4585610, H: 5435580
Naturraum: Hinterer Bayerischer Wald
Gestein: Pegmatit (variszisch)

Beschreibung:

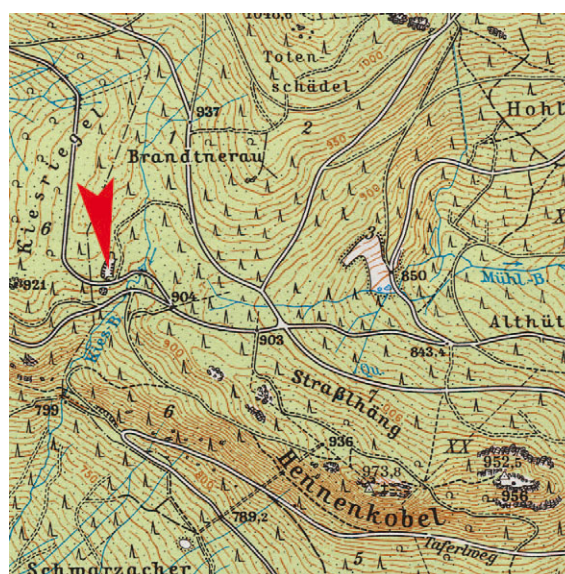
Unter Pegmatiten versteht man grob- bis riesenkörnige magmatische Gesteine, die hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und Glimmer bestehen und häufig seltene Minerale enthalten. Der Pegmatit vom Hühnerkobel ist das größte Pegmatitvorkommen im Bayerischen Wald und eine der bedeutendsten Mineralfundstellen in Ostbayern. Über einen Wanderweg von Rabenstein aus kann der ehemalige Quarzbruch, der ca. 1 km nordwestlich des Gipfels des Hennenkobels liegt, erreicht werden. Der Pegmatit hatte zentrale Bedeutung für die Glasindustrie der Region, war er doch über viele Jahre Quarzlieferant für zahlreiche Glashütten. Zwischen 1756 und 1877 wurden hier im Tage- und Untertagebau etwa 16.000 Tonnen Quarz und 250 Tonnen Feldspat gewonnen (SCHMID 1955).

Die Grube ist aber auch eine weltberühmte Mineralfundstelle. Neben Milch-, Rosen-, Rauchquarz- und Kalifeldspatkristallen (bis 1 m Kantenlänge!) fand man z.B. Albit, Muskovit, Biotit, Kalolinit, Turmalin, Beryll und Columbit. Bekannt wurde die Fundstelle wegen ihrer außergewöhnlichen Phosphatminerale. Neben primären Phosphatminerale, wie Triphylin, Zwieselit, Grafonit und Apatit, wurden zahlreiche Sekundärphosphate gefunden. Sie sind durch Umwandlung und Neubildung aus den Primärphosphaten entstanden. Für das Lithium-Eisen-Mangan-Phosphat Triphylin ist der Hühnerkobel die Typlokalität, denn es wurde in diesem Bruch erstmals bestimmt und beschrieben.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: LAUBMANN & STEINMETZ (1920)
 MASON (1942)
 MADEL et.al (1968)
 SPERLING (1996)



Die freigelegte Tagebauwand mit riesigen Feldspatkristallen



Glas im Bayerischen Wald

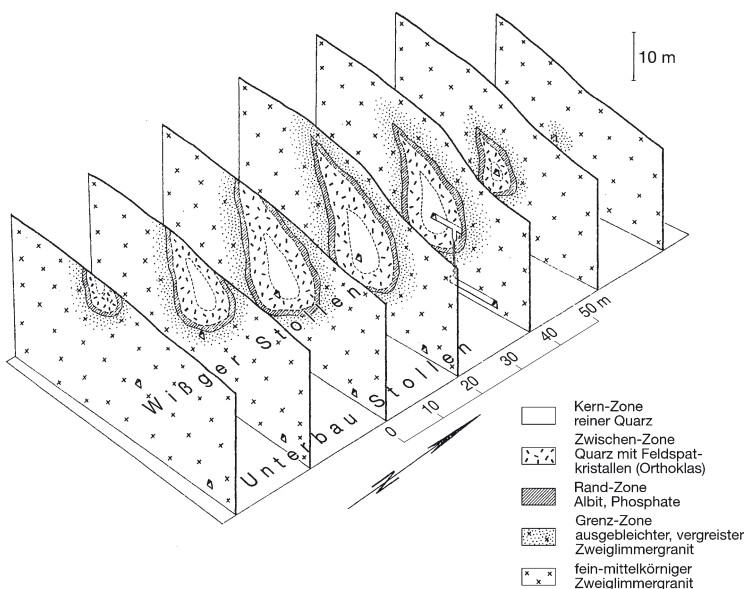
Was ist eigentlich Glas? Chemisch gesehen besteht Glas hauptsächlich aus SiO_2 , also aus dem selben Material wie Quarz. Der Unterschied zwischen Glas und Quarz liegt darin, dass die Moleküle im Quarz in ein symmetrisches Kristallgitter eingebunden sind, während sie im Glas ungeordnet (amorph) vorliegen. Einer der wichtigsten Rohstoffe für die Herstellung von Glas ist daher das Mineral Quarz.

Schon seit dem Mittelalter wird im Hinteren Bayerischen Wald Glas hergestellt. Quarz oder „Kies“, wie das Mineral früher im ostbayerischen Raum bezeichnet wurde, stammte in der Regel aus der näheren Umgebung. Besonders geeignet war der Pegmatit-Quarz, dessen Vorkommen im Bayerischen und Oberpfälzer Wald neben dem Holzreichtum sicher einer der entscheidenden Standortfaktoren für die Ansiedlung der Glashütten war. Während sich anfangs der Materialbedarf durch das Aufsammeln von Quarz-Stücken decken ließ, wurde der Rohstoff später bergmännisch gewonnen. Die Blütezeit des Pegmatit-Quarz-Bergbaus fiel ins 18. und 19. Jahrhundert, als man die bis zu mehrere Meter mächtigen, sehr reinen Quarzkerne von zonar aufgebauten Pegmatitstöcken abbaute.

Im ersten Schritt zur Glasherstellung erhitze man



Der Bergbau am Hühnerkobel im 19. Jahrhundert (aus GÜMBEL 1868)



Schematischer Schnitt durch den Pegmatitstock am Hühnerkobel (nach SCHMID 1955). Zur Quarzgewinnung wurden die Kernzone und große Teile der Zwischenzone ober- und untertägig abgebaut.

das gebrochene Material und schreckte es mit Wasser ab, um das Gestein mürb zu machen. Anschließend wurden die Quarzklumpen in Pochwerken zerkleinert und staubfein gemahlen. Das Quarzpulver versetzte man mit Kalk und Pottasche (Kaliumkarbonat), die man in Aschenbrennereien aus Holzasche gewann. Im Glasofen wurde das Gemenge in Behältnissen aus feuerfestem Ton bei Temperaturen über 1000°C geschmolzen. Durch Blasen, Pressen und Ziehen bearbeitete man die zähe Schmelze und brachte sie in die gewünschte Form. Für die Herstellung von farblosem Glas war sehr reiner Quarz notwendig. Da Pegmatit-Quarz im Gegensatz zu anderen Vorkommen wie z.B. Pfahlquarz nur sehr wenige Verunreinigungen enthält, wurde er von den Glashütten bevorzugt.

Bergbauspuren bei Frath

Geotopnr.: 276G007
Landkreis: Regen
Gemeinde: Drachselsried
TK 25: 6944 Bodenmais
Lage: R: 4575460, H: 5439140
Naturraum: Hinterer Bayerischer Wald
Gestein: Pegmatit (variszisch)

Beschreibung:

Im Hinteren Bayerischen Wald wurde an vielen Stellen der Rohstoff Quarz aus Pegmatitvorkommen gewonnen. Ein solches Abbaugebiet, das sich in mehrere Areale gliedert, liegt in den Waldhängen unterhalb der kleinen Ortschaft Frath. Hier wurden im 19. und 20. Jahrhundert sowohl im Tagebau als auch im Untertagebau die Quarzkerne mehrerer paralleler Pegmatitgänge in Cordierit-Sillimanit-Gneisen abgebaut. Der Quarz wurde im 19. Jahrhundert an die umliegenden Glashütten geliefert. In jüngerer Zeit diente der Pegmatit bei Frath als Lieferant für Straßenschotter. 1961 wurde der „Kollmer-Stollen“ stillgelegt. Die Gruben sind mit Ausnahme des als Schießplatz genutzten „großen Tagebaus“ heute weitgehend verfallen und verwachsen, so dass nur wenige Aufschlüsse existieren. Aber ein auffallend unruhiges Hangrelief, geschaffen durch Pingen, langgestreckte Schürfräben, einen verstürzten Stollen und Haldenareale, zeugt eindrucksvoll von der ehemaligen Rohstoffgewinnung.

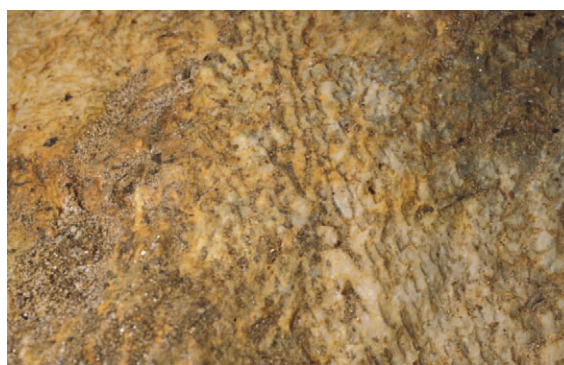
Unterhalb des markierten Wanderwegs, etwa 200 m nordöstlich von Frath, ist in einer Abbaunische ein für Pegmatite typisches Gestein, ein sogenannter „Schriftgranit“, aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um eine orientierte Verwachsung von Feldspat und Quarzkristallen. Die Hauptmasse des Gesteins stellt der Feldspat. In diesen eingelagert sind Quarzkristalle, die auf der Spaltfläche des Feldspats als dunkle Stengel, Körner und Haken erscheinen. Die Ähnlichkeit der Schnittfiguren mit Schriftzeichen hat den Namen Schriftgranit geprägt.

Achtung: Stollen nicht Betreten - Einsturzgefahr!

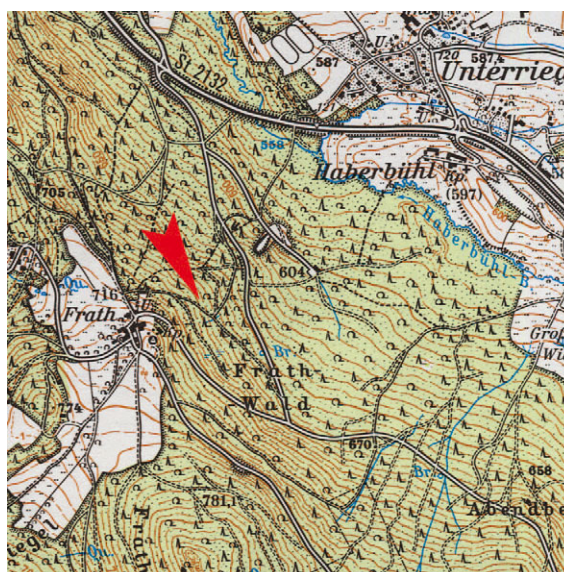
Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: SPERLING (1996)



Tiefe Gräben zeichnen den Verlauf des abgebauten Pegmatitganges nach.



„Schriftgranit“ ist eine für Pegmatite charakteristische Quarz-Feldspat-Verwachsung.



Vitriol und Polierrot – Bergbau am Silberberg

Die bedeutendste Erzlagerstätte des Bayerischen Waldes ist das Sulfiderz-Vorkommen am Silberberg bei Bodenmais. Entstanden aus stark schwefelhaltigen hydrothermalen Lösungen, bildeten sich als Erze überwiegend Schwefelverbindungen, sogenannte Sulfide. Neben den Eisensulfiden Pyrrhotin (Magnetkies) und Pyrit (Schwefelkies) finden sich z.B. das Zinksulfid Sphalerit (Zinkblende), das Bleisulfid Galenit (Bleiglanz) und das Kupfer-Eisensulfid Chalkopyrit (Kupferkies).



Gahnit-Kristalle („Kreittonit“) in Quarz (Foto: R. HOCHLEITNER)

Nach diesen Erzen wurde am Silberberg mindestens seit dem 15. Jahrhundert geschürft. Bis zur Auffassung der Grube sind fünfhundert Jahre bewegter Bergbaugeschichte belegt. Anfangs baute man vor allem Bleiglanz ab, um das darin enthaltene Silber (bis 1 Prozent) zu gewinnen. Darauf deutet auch der Name „Silberberg“ hin, der 1477 zum ersten Mal urkundlich erwähnt wurde. Mit dem Ausbleiben reicher Funde konzentrierten sich die Bergleute schon im 16. Jahrhundert auf die Eisensulfide, aus denen Vitriol (Eisen-II-Sulfat) und Polierrot (Eisenoxid Fe_2O_3) hergestellt wurde. Vitriol benötigte man zum Gerben von Leder und Färben von Textilien. Für die Produktion von Vitriol wurden die Eisensulfide geröstet, über einen langen Zeitraum an der Luft der Verwitterung ausgesetzt und schließlich gelaugt. Als



Cordierit-Kristall in Pyrrhotin (Foto: R. HOCHLEITNER)



Die Vortriebsmethode des „Feuersetzens“ hinterließ typische rundliche Hohlraumformen.

Rückstand des Verfahrens fiel Eisenoxid an, aus dem man Polierrot gewann. Zunächst fand es als Mauerfarbe Verwendung, ab 1750 wurde es als Poliermittel zum Schleifen von Spiegelglas eingesetzt. Während sich im 19. Jahrhundert Vitriol immer schwieriger absetzen ließ und auch der zwischenzeitlichen Produktion von Vitriolöl (rauchender Schwefelsäure) kein Erfolg beschieden war, stieg der Bedarf an Polierrot an. So ging man schließlich dazu über, dieses auch unabhängig von Vitriol herzustellen. Bis zum ersten Weltkrieg besaß Bodenmais das Monopol für Polierrot in Europa.

Resultat des jahrhundertelangen Bergbaus sind große Halddenareale sowie Pingen, Verhaue, Stollen und Schächte mit zusammen rund 30 km Länge, die den Silberberg geradezu durchlöchern.

Achtung: Es wird eindringlich davor gewarnt offenstehende Stollen und Schächte zu betreten. Es besteht Lebensgefahr!



Andesin-Kristalle in Pyrrhotin (Foto: R. HOCHLEITNER)

Silberberg bei Bodenmais

Geotopnr.: 276G002
Landkreis: Regen
Gemeinde: Bodenmais
TK 25: 6944 Bodenmais
Lage: R: 4582100, H: 5436300
Naturraum: Hinterer Bayerischer Wald
Gestein: Cordierit-Sillimanit-Gneis
 Sulfiderze

Beschreibung:

Eine der bekanntesten geowissenschaftlichen Sehenswürdigkeiten des Bayerischen Waldes ist der Silberberg bei Bodenmais. Der markante Doppelgipfel und das Besucherbergwerk im Barbarastollen sind viel besuchte Ausflugsziele. Zahlreiche Bergbauspuren am Silberberg zeugen von jahrhundertlangem Bergbau.

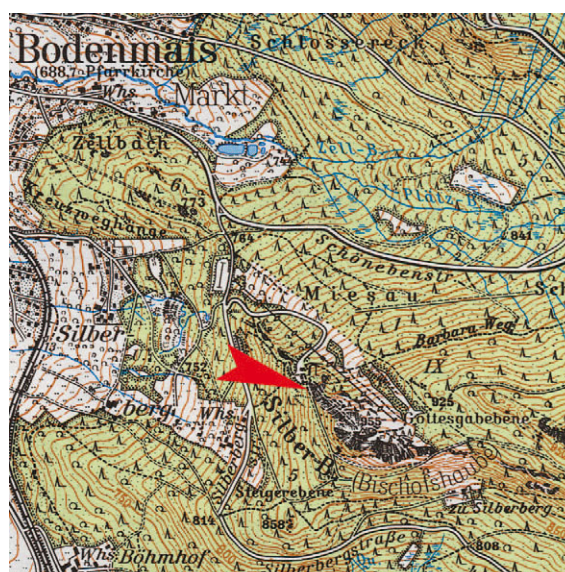
Die Lagerstätte besteht aus lagen- und linsenförmigen Erzkörpern, die perlschnurartig in die umgebenden Gneise eingeschaltet sind. Ausgangsgestein für die Gneise waren sandig-tonige Sedimente, die im Jungpräkambrium bis Altpaläozoikum in einem Meer abgelagert wurden. Durch tektonische Bewegungen öffneten sich am Meeresboden Spalten, aus denen heiße Lösungen vulkanischen Ursprungs austraten. In diesen Lösungen waren neben Schwefel verschiedene Schwermetalle wie Eisen, Zink und Blei gelöst. Beim Kontakt mit dem Meerwasser wurden die Stoffe als Sulfide ausgefällt und anschließend von Tonen und Sanden überdeckt. Die Überprägung durch die variszische Metamorphose führte zur heutigen Ausbildung der Erzkörper und umgebenden Gesteine.

Aus der Lagerstätte am Silberberg sind mehr als 80 Mineralien beschrieben. Hauptbestandteile sind Pyrrhotin und Pyrit. Mit der Grube „Des allmechtigen Gottes Gab“ wurde der Bergbau 1463 erstmals urkundlich erwähnt. Im Jahre 1952 erlosch der Bergbau am Silberberg.

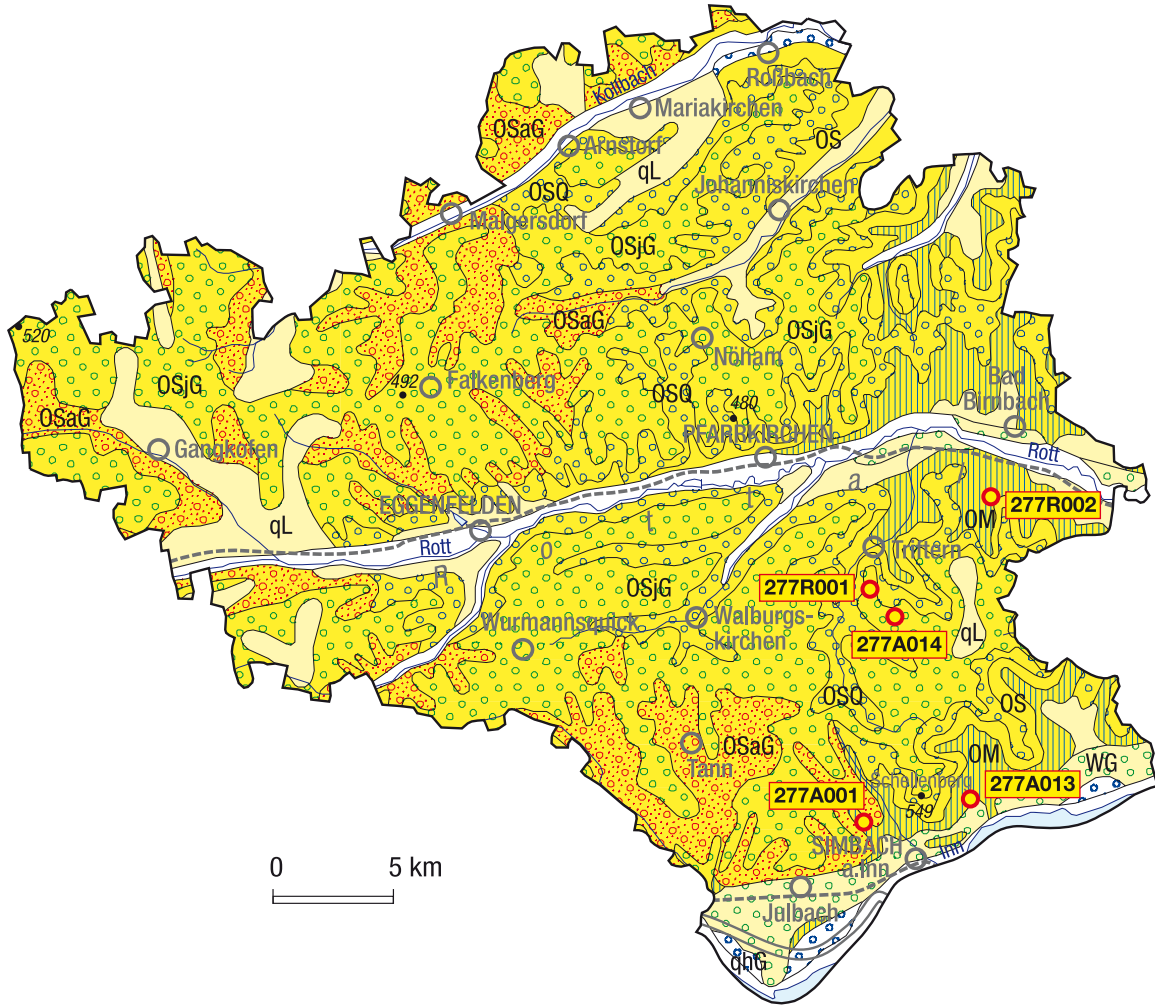
Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: FLURL (1792)
 GÜMBEL (1868)
 BLENDINGER & WOLF (1981)
 OBERMÜLLER (1993),
 GEISS (1993)



Besonders eindrucksvoll präsentieren sich die Bergbau-relikte an der Zeche „Gottes Gabe“ am Südbhang der Bischofshaube.



GEOTOPE IN NIEDERBAYERN



Quartär	Holozän		Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. wärmzeitlich
			Schotter, alt- bis mittelholozän
	Pleistozän		Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde
			Schotter, wärmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)

Tertiär	Miozän		OS	Obere Süßwassermolasse, ungliedert
			OSjG	Obere Süßwassermolasse, kiesführend: jüngerer Teil
			OSQ	Obere Süßwassermolasse, kiesführend: Quarzrestschotter
			OSaG	Obere Süßwassermolasse, kiesführend: älterer Teil
			OM	Obere Meeresmolasse, im E mit Oberer Brackwassermolasse

3.8 Rottal-Inn

Der Landkreis Rottal-Inn gehört mit dem Großteil seiner Fläche dem Naturraum Isar-Inn-Hügelland an, der durch ein stark zertaltes, kuppiges bis welliges Hügelland geprägt wird. Nur ein schmaler Streifen im Südosten liegt im Naturraum Unteres Inntal. Die Hauptflüsse im Landkreis, der Inn an der südlichen Landkreisgrenze, die Rott, die den Landkreis in etwa halbiert und der Kollbach im nördlichen Teil sind alle nach Osten orientiert und entwässern zur Donau.

Der geologische Aufbau des Landkreises wird vorwiegend durch Molassesedimente der Tertiärzeit bestimmt. Im Ostteil, um Bad Birnbach und Brombach sowie bei Simbach, kommen in den Tälern die ältesten Sedimente zu Tage. Hier stehen Glaukonitsande und Blättermergel aus dem Otnang als höchste Schichtglieder der oberen Meeresmolasse an. Eine Sonderfazies dieser Sedimente stellen die sogenannten „Brombacher Meeressande“ dar. Überlagert werden sie von den Oncophora-Schichten, Bildungen der Brackwassermolasse, die nur im ostbayerischen Teil der Molasse zu finden sind. Verbreitet sind sie vor allem um Bad Birnbach und bei Simbach sowie östlich einer Linie Simbach-Pfarrkirchen im Inntal, Rottal und entlang der Seitentäler. Die überwiegend sandigen Ablagerungen der Oncophora-Schichten dokumentieren die voranschreitende Verlandung des Brackwassermeeres.



Hanganriss in fein geschichteten Blättermergeln der oberen Meeresmolasse

Die Schichtfolge der Oberen Süßwassermolasse beginnt im Karpat mit Limnischen und Fluvialen Süßwasserschichten, die aus Mergeln, Schluffen, Tonen, Feinsanden sowie Sanden und Kiesen bestehen. Eine wichtige und bekannte Fossilfundstelle ist die Grube Rembach am Kollbach im Norden des Landkreises, die heute aber komplett verstürzt ist. Im Baden brachten Flüsse mit Einzugsgebiet im Alpenraum aus östlicher Richtung vorwiegend sandige Kiese zur Ablagerung. Die mächtigen Schotterfolgen, unterbrochen von feinklastischen Ablagerungen, bilden im westlichen Teil des Landkreises die Nördlichen Vollschotter. Innerhalb dieses Schichtpakets wurde bei Niedertrennbach am Westrand des Landkreises in einer Kiesgrube ein zertrümmerter Malmkalkblock gefunden (HEROLD 1970), vermutlich ein Zeuge des Einschlags des Riesmeteoriten. Die Kiesgrube existiert heute nicht mehr. Ebenfalls innerhalb der Nördlichen Vollschotter gibt es um Malgersdorf ein Bentonitvorkommen, das aber in Ausmaß und Qualität nicht an die Bentonite des Landshut-Mainburger Raumes heranreicht. Im Norden des Landkreises setzt sich die Folge mit dem Hangenden Nördlichen Vollschotter fort.

Etwa östlich der Linie von Simbach am Inn im Süden und Arnstorf im Norden setzte im Mittelmiozän die Sedimentation für einen langen Zeitraum aus. Die Vollschotter wurden von der Verwitterung erfasst und verändert. In diesen Bereichen liegen sie daher als Quarzrestschotter vor. Im Hangenden der Quarzrestschotter ist lokal ein

unterschiedlich mächtiger Quarzkonglomerathorizont entstanden, der sich heute im Landschaftsbild bemerkbar macht. Wo er vorhanden ist, bildet er ebene Flächen, an deren Rändern sich teilweise deutliche Geländestufen finden.

Zeitgleich zum Hangenden Nördlichen Vollschotter wurden im Süden, nach einer Sedimentationspause mit Erosion, in einer Rinne die Südlichen Vollschotter abgelagert, die nach ihrer Hauptverbreitung auch als „Peracher Schotter“ bezeichnet werden. Sie treten beispielsweise westlich von Simbach zu Tage. Dort überlagern sie mit einer Erosionsdiskor-



Zerbrochene Quarzkonglomeratplatten bei Pelkering

danz direkt *Oncophora*-Schichten und Süßwasserschichten (GRIMM 1957). Die grobklastischen Folgen und die Quarzkonglomerate sind von den feineren Sedimenten der Hangendserie überdeckt. Die aus dem Alpenraum geschütteten Sande und Kiese der Hangendserie, die in der Südhälfte des Landkreises anstehen, verzahnen sich nach Nordosten mit den Ablagerungen der Mischserie und der Moldanubischen Serie. Mit diesen Sanden, die viel Material aus dem Moldanubikum enthalten, enden im Obermiozän die Schichtfolgen der Oberen Süßwassermolasse.

Im Laufe des Quartärs hat sich das heutige Landschaftsbild herausgebildet. Das Pleistozän ist im Landkreis Rottal-Inn vorwiegend durch äolische Sedimente repräsentiert, die als Löß und Lößlehm an vielen Stellen das Tertiär-Hügelland überziehen. Die Seitentäler zu den Hauptflüssen zeigen oftmals ausgeprägt asymmetrische Talquerschnitte.

Die Täler von Rott und Kollbach sind als Sohlentäler entwickelt, in denen sich die Flüsse in weiten Mäandern bewegen. Zumeist bestehen die Talböden aus jungen sandig-schluffigen Talsedimenten des

Holozäns. Selten finden sich Reste würmeiszeitlicher Niederterrassen, meist mit undeutlich ausgeprägten Terrassenkanten. Nur im Inntal sind im Quartär größere Flächen aus Terrassenschottern entstanden. An seinem Nordrand zieht sich eine würmglaziale Schotterterrasse entlang mit einer meist deutlichen Stufe zu den jüngeren holozänen Schotterterrassen. Die Einmündungen der Seitenbäche sind durch Schwemmfächer markiert. Den Übergang von den quartären Schotterfluren des Inntals zum Tertiär-Hügelland erkennt man durch den

markanten Geländeanstieg an der nördlichen Inntalflanke.

Höchster Punkt im Landkreis ist der 549 m hohe Schellenberg nahe Simbach, der gleichzeitig auch die höchste Erhebung im Tertiär-Hügelland zwischen dem Voralpenraum und dem Bayerischen Wald bildet. Im Südosten, zwischen Simbach und Triftern, wo das Quarzkonglomerat großflächig ansteht, liegen die Geländehöhen fast durchwegs über 500 m. Diese Hochflächen sind meist bewaldet. Weiter nach Westen, zwischen der Südgrenze des Landkreises und dem Rottal, erreichen die Hügelrücken zumeist Höhen zwi-



Südliche Vollschotter an einem Prallhang am Türkenbach



Blick über die Felder und Waldflächen des Tertär-Hügellandes

schen 450 und 500 m. Nördlich des Rottals liegt die Landoberfläche etwa zwischen 400 und 470 m. Es wechseln sich landwirtschaftlich genutzte Flächen und Waldbestände ab. Kurz nach einer Staustufe bei Ering verlässt der Inn den Landkreis bei 327 m Höhe.

Von den besonderen geologischen Gegebenheiten im tieferen Untergrund profitiert Bad Birnbach. Dort wird seit Anfang der 1970er Jahre Thermalwasser aus den verkarsteten Malmkalken aus ca. 1.600 m Tiefe als Heilwasser gewonnen.



Hinter der ebenen Talsohle des Rottals steigen die Hänge des Tertiär-Hügellandes empor.

Sedimentstrukturen

Funde von Fossilien in Sedimenten geben dem Geowissenschaftler häufig genaue Informationen über den Ablagerungsraum und das Alter der Gesteine. Aber nicht alle Sedimente enthalten Fossilien. Gerade in Gesteinen, die auf dem Festland entstanden sind, wie Fluss- oder Wüstenablagerungen, fehlen oft solche Hinweise. Trotzdem lässt sich anhand verschiedener Schichtungsmerkmale, der genauen Zusammensetzung



Die Sedimentstrukturen – Wechsel zwischen Sand und Kies, Schichtung, Diskordanzen, Eisen- und Manganhydroxid ausfällungen, Entwässerungsstrukturen – zeichnen im Anschnitt abstrakte geometrische Muster an die Wände der Grube Bärnsham.

des Sediments oder mit Hilfe von Oberflächenstrukturen einzelner Partikel das Ablagerungsmilieu bestimmen. Denn jedes Transportmedium und jeder Ablagerungsraum hinterlässt charakteristische Strukturen. So können Wüstensande eindeutig von Flussanden oder Flussanden eindeutig von Meeressanden unterschieden werden.

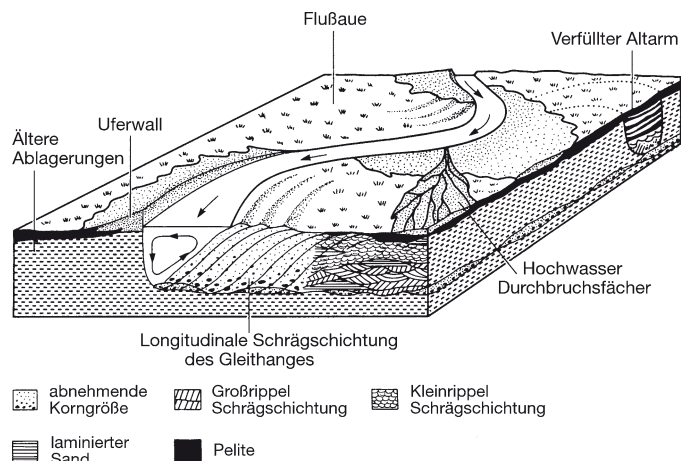
Die Analyse des Geröllbestands von Kiesablagerungen kann zum Beispiel Hinweise auf die Herkunft des Materials geben. So unterscheiden sich in der Molasse die aus dem Alpenraum geschütteten Flussschotter mit verschiedenen Kristallinkomponenten, Kalken und weiteren charakteristischen Sedimentgesteinen deutlich von den Flussschottern, die vom Norden aus der Böhmisches Masse kamen. Manchmal gibt es auch charakteristische Leitgerölle. Darunter versteht man Gesteine, die nur in einem be-

stimmten Gebiet auftreten und deren Herkunft daher völlig eindeutig ist.

Aus einer statistischen Auswertung der Schrägschichtung von Flusssedimenten kann eine generelle Schüttungsrichtung bestimmt werden. Denn auch wenn ein Fluss stark mäandriert und daher die Kies- und Sandbänke in unterschiedliche Richtungen weisen, lässt sich oftmals eine vorherrschende Richtung ermitteln.

Auf Grund solcher Untersuchungen können z.B. die Sedimente der Hangendserie als Ablagerungen in einem verzweigten Flusssystem mit Altwasserarmen und Überschwemmungsflächen interpretiert werden. Die Grube Bärnsham ist derzeit einer der wenigen Aufschlüsse in dieser Einheit. Besonders schön sind dort Entwässerungsstrukturen der sandigen Lagen zu erkennen.

Grundvoraussetzung für Untersuchungen von Sedimentstrukturen sind gute Aufschlussverhältnisse. Natürliche Anschnitte in Lockersedimenten sind aber sehr selten. Daher ist der Geowissenschaftler weitgehend auf künstliche Aufschlüsse angewiesen. Kies- und Sandgruben erlauben es, auch in nicht standfesten Sedimenten einen Einblick in die Schichtfolge zu nehmen. Solange der Abbau läuft, gibt es immer wieder frische Anschnitte. So können die Gruben wertvolle Geotope darstellen.



Flussbaue mit mäandrierendem Fluss (aus REINECK 1984).

Sand- und Kiesgrube Bärnsham

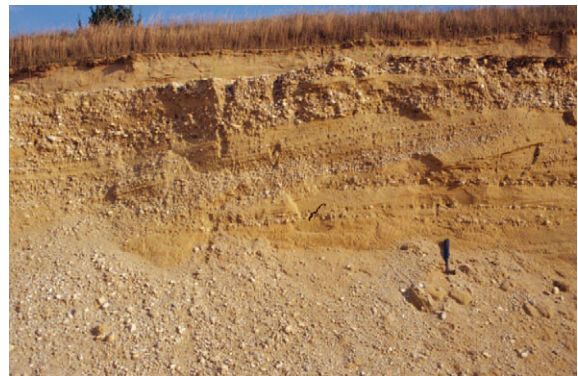
Geotopnr.: 277A014
Landkreis: Rottal-Inn
Gemeinde: Triftern
TK 25: 7644 Triftern
Lage: R: 4575440, H: 5359180
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Hangendserie (Süßwassermolasse, Mittel-/Obermiozän)

Beschreibung:

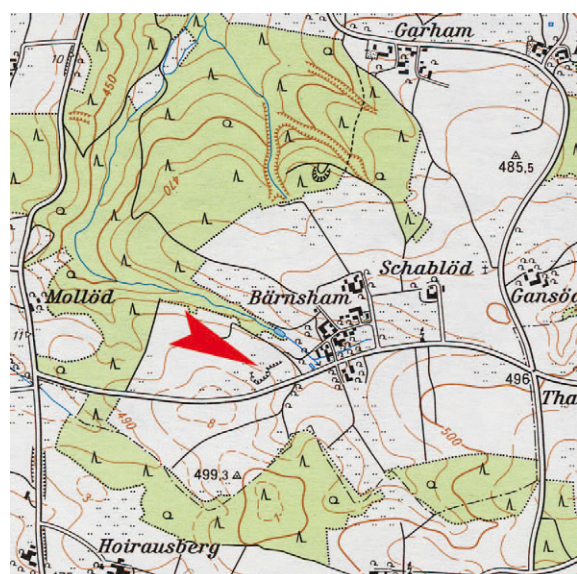
Westlich der Ortschaft Bärnsham, etwa 5 km südlich von Triftern, befindet sich auf freiem Feld in flachhügeligem Gebiet eine Sandgrube. In ihr sind Kiese und Sande der Hangendserie der Oberen Süßwassermolasse aufgeschlossen, wobei die Sande dominieren. An den Grubenwänden kann man in engräumigem Wechsel zahlreiche verschiedene Sedimentstrukturen beobachten: So gibt es Abschnitte mit horizontaler Lagerung, Erosionsdiskordanzen sowie Schrägschichtungsblätter, die in das Sediment eingetieft Rinnen füllen. In Bereichen mit viel Sand beweisen Aufwölbungen und taschenförmige Bildungen, dass das Material unter Auflast ins Fließen geraten ist und so die Sedimente deformiert wurden (Entwässerungsstrukturen). Später im Bereich des Grundwasserspiegels ausgeschiedene, gelblich-braune Eisen- und schwärzliche Manganhydroxidlagen zeichnen stellenweise die Schichtungsstrukturen nach. Oft laufen sie aber auch schräg zu den vorhandenen Schichten. Das Zusammenspiel der verschiedenen Sedimentstrukturen mit den Farbmustern der Eisen- und Manganhydroxide prägt diesen Aufschluss und schafft ein natürliches Kunstwerk.

Die Hangendserie aus dem Mittel- bis Obermiozän ist das jüngste Schichtglied der aus dem Alpenraum geschütteten Sedimente der Oberen Süßwassermolasse. Es handelt sich dabei um Ablagerungen eines mäandrierenden Flusssystems. Charakterisiert wird die Hangendserie durch rasche laterale wie vertikale Fazieswechsel zwischen Kies-, Sand- und Mergellagen, wobei die sandigen Komponenten überwiegen.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: UNGER (1978)
 UNGER (1991)



Die Hangendserie in der Sandgrube Bärnsham



Quarzrestschotter und Quarzkonglomerat



Quarzrestschotter am Stiel des „Steinschwammerls“ im Steinkartforst

Tektonische Bewegungen des Molassebeckens im Mittelmiozän (Baden) führten zu einer Heraushebung der Schichtfolge der Oberen Süßwassermolasse in Ostniederbayern. In der Folge setzte dort im Sarmat unter warmgemäßigtem bis subtropischem Klima eine intensive Verwitterung der Ablagerungen der Nördlichen Vollsotter ein. Alle verwitterbaren Gerölle, allen voran die wenigen Kalk-, aber auch Kristallingerölle wurden in Folge intensiver chemischer Verwitterung zersetzt und gelöst. Feldspäte und andere Silikate wandelten sich in das Schichtsilikat Kaolinit um. Zurück blieb ein Schotterkörper, der fast ausschließlich aus in Quarzsand und Kaolinit eingebetteten Quarzgeröllen besteht und im Gelände durch seine leuchtend weiße Farbe auffällt. Er wird als **Quarzrestschotter** bezeichnet.

Ebenfalls im Zuge von Verwitterung und Bodenbildungsprozessen ist stellenweise, als heutige Deckschicht der Quarzrest-

schotter, eine harte Konglomeratbank entstanden, das **Quarzkonglomerat**. Seine Mächtigkeit variiert zwischen 0,5 und 4 Metern, manchmal ist es auch gar nicht vorhanden. Als Härting tritt das Quarzkonglomerat als landschaftsprägendes Element hervor.

Vor der Verfestigung der Schotter war der Geröllbestand bereits auf einen Quarzrestbestand reduziert. Die Gerölle und das Zwischenmittel bestanden fast ausschließlich aus Quarz. Im Zuge der intensiven Verwitterung der Silikate wurde auch Kieselsäure (SiO_2) freigesetzt. Unter bestimmten chemischen Bedingungen beginnt sie bei Übersättigung im Sediment wieder aus zu

fallen. Im Laufe der Zeit wurden die Zwischenräume der Quarzgerölle und des Quarzsandes mit dem kieseligen Bindemittel, das die gleiche chemische Zusammensetzung wie Quarz hat, vollständig zementiert. So entstand die harte Quarzkonglomeratbank. Später wurde überlagerndes, aber nicht zementiertes Sediment abgetragen. Die Hartbank tritt dort, wo sie überhaupt gebildet wurde, immer als Deckschicht der Quarzrestschotter auf.



Ausstreichende Quarzkonglomeratbank südlich von Pelkering



Quarzkonglomerat

Blockstrom „Kaser Steinstuben“

Geotopnr.: 277R001
Landkreis: Rottal-Inn
Gemeinde: Triftern
TK 25: 7644 Triftern
Lage: R: 4574240, H: 5360300
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Quarzkonglomerat
 (Obere Süßwassermolasse,
 Mittelmiozän)

Beschreibung:

Im südöstlichen Niederbayern finden sich an verschiedenen Stellen an Talhängen, einzeln oder in größeren Ansammlungen, große Blöcke aus hartem Quarzkonglomerat. Südlich von Triftern, unweit der Straße zwischen den Orten Voglar und Osten, bilden derartige Blöcke am nach Nordwesten geneigten Hang einen Blockstrom, die „Kaser Steinstuben“. Der eindrucksvolle Blockstrom ist der größte dieser Art im Landkreis und wird als Ausflugsziel oft besucht. Er zieht sich über mehr als 100 m Länge auf 10 bis 20 m Breite hangabwärts.

Der Blockstrom beginnt unmittelbar unterhalb des anstehenden Quarzkonglomerathorizonts am Rande der Hochfläche. Durch Erosion der unterlagernden weicheren Sedimente sackte die harte Konglomeratplatte ab und zerbrach in große Stücke. Frostsprengung trug zu einer weiteren Zerlegung der Blöcke bei. Während der Kaltzeiten kam es im Bereich von Frostböden zum Bodenfließen, bei dem auch große Blöcke hangabwärts wandern konnten. Auf diese Weise bildete sich hier ein Blockstrom. Der temporäre Bach, der den Strom aus Quarzkonglomeratblöcken durchzieht, hat im Laufe des Holozäns alles Feinmaterial ausgewaschen und abtransportiert. Zurückgeblieben sind die übereinander getürmten Blöcke.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: UNGER (1984)
 GRIMM (1957, 1977)



Der Blockstrom der „Kaser Steinstuben“



Wandernde Quarzkonglomeratblöcke

Die Quarzkonglomeratplatte ist ein Härtling innerhalb der Abfolge aus losen Schottern und weicheren feinkörnigen Ablagerungen der Molasse in Südostniederbayern. Auf Grund ihrer Härte und der geringen Anfälligkeit gegenüber Verwitterung macht sie sich als markante Landschaftsform bemerkbar. Man findet sie heute in topographischen Hochlagen als meist bewaldete Verebnungsflächen. An den Talhängen bilden sich dort, wo der Konglomerathorizont ausstreicht, Steilstufen. Allerdings befindet sich die Quarzkonglomeratbank nicht immer in der ursprünglichen Lagerung. So kann der trügerische Eindruck ent-



Der Teufelsstein bei Halmstein steht völlig isoliert hochaufragend am Waldrand in Ortsnähe.



Beim „Hohlen Stein“ bei Churfürst hat sich eine große Quarzkonglomeratscholle soweit über weitere Konglomeratblöcke geschoben, dass darunter ein großer Hohlraum entstanden ist.

stehen, dass mehrere Konglomerathorizonte übereinander vorliegen.

Große Schollen, Blockansammlungen oder einzelne Blöcke aus Quarzkonglomerat treten auch weit abseits des Anstehenden in tieferen Lagen auf und prägen wesentlich das Landschaftsbild im östlichen Teil des Landkreises Rottal-Inn und im südlichen Teil des Landkreises Passau. Verantwortlich für die weite Verteilung sind unter anderem verstärkte Erosion und Bodenfließen im Pleistozän, die für eine Verfrachtung von Blöcken hangabwärts über beträchtliche Distanzen sorgten.



Bei Buchet am Steinberg sind zahlreiche Einzelblöcke aus Quarzkonglomerat über die Landschaft verteilt.

Krokodilfelsen östlich von Landerham

Geotopnr.: 277R002
Landkreis: Rottal-Inn
Gemeinde: Triftern
TK 25: 7544 Bad Birnbach
Lage: R: 4579880, H: 5364480
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Quarzkonglomerat (Obere Süßwassermolasse, Mittelmiozän)

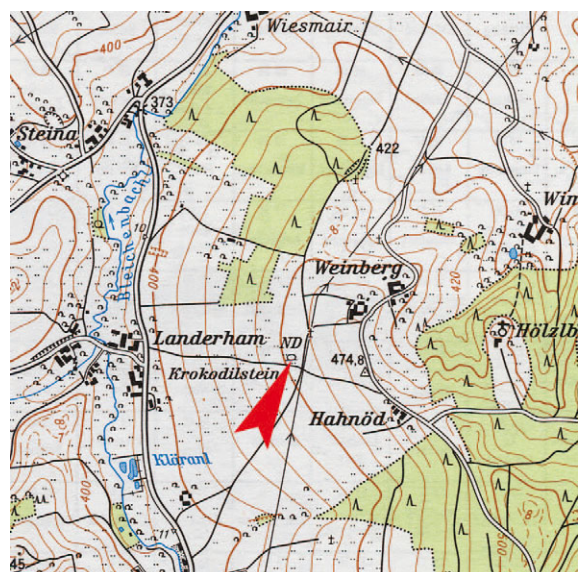
Beschreibung:

Der mittelmiozäne Quarzkonglomerathorizont ist ein wichtiges landschaftsbildendes Element im Landkreis Rottal-Inn. Er tritt aber nicht nur als anstehende Schicht in den Aufschlüssen zu Tage, einzelne Blöcke aus Quarzkonglomerat finden sich auch an vielen Stellen als Findlinge in der Landschaft. Ein Beispiel hierfür ist der „Krokodilfelsen“ (oder „Krokodilstein“) bei Landerham im Tal des Bleckenbaches – ein Quarzkonglomeratblock, der von Südosten betrachtet eine krokodilähnliche Form aufweist. Dieser mehrere Kubikmeter große Block bildet auf freiem Feld gelegen eine weithin sichtbare Landmarke.

Der Block stellt ein Relikt der ehemals weiter verbreiteten Quarzkonglomeratdecke dar und ist im Pleistozän durch Bodenfließen von seiner ursprünglich höher gelegenen Position abgeglitten. Der Quarzkonglomerathorizont ist durch VerkieSELUNG aus einem Schotterkörper hervorgegangen. Dieser ehemalige Flussschotter bestand aber nicht nur aus Kiesen, es waren auch Sandhorizonte dazwischen geschaltet. Der Krokodilfelsen zeigt nun im unteren Bereich ein typisches Konglomerat, also einen verfestigten Schotter, während der obere Teil aus kieselig verfestigtem Quarzsand besteht.



Das steinerne Krokodilmaul



Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: UNGER (1984)

Hühnerfutter aus dem Bergwerk

Als besondere geologische Bildung im ost-bayerischen Molassebecken gilt ein bis zu 50 cm mächtiger „Schillhorizont“, der überwiegend aus kalkigen Schalenresten von Muscheln besteht, und über ein Gebiet von ca. 200 km² verbreitet ist. Diese Schicht war Ziel eines der kuriosesten Bergbaue in Deutschland, dem Abbau von Mu-



Verfallenes Stollenmundloch des ehemaligen Bergwerks Pranzmühle



Stollenmundloch am ehemaligen Bergwerk Hinterholz

schelschalen als Hühnerfutter. Zwischen 1913 und 1965 wurde sie im Raum Simbach vorwiegend untertage in zahlreichen Stollen abgebaut. Die gewaschenen Kalkschalenbruchstücke dienten als Zuschlag für Hühnerfutter, um die Stabilität der kalkigen Eierschalen zu verbessern. Das Material fand aber auch als Kalkdünger in den kalkarmen Quarzschotter-Arealen Niederbayerns Verwendung.

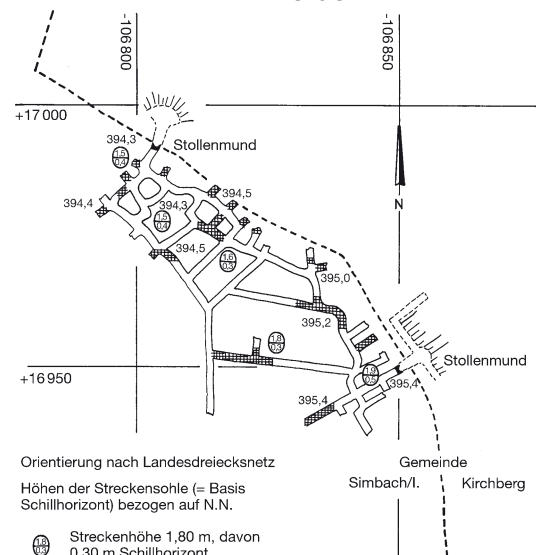
Insgesamt wurden in dem halben Jahrhundert der Bergbautätigkeit ca. 10.000 t verwertbarer Muschelschill gefördert. Die Stollenlängen aller „Hühnerfutterbergwerke“ addieren sich auf mehr als 25 km. Der Abbau erfolgte in der Regel in Kleinbetrieben, die meist nur saisonweise aktiv waren. Nur das Bergwerk bei Edmühle wurde von 1945 bis 1948 in größerem Ausmaß betrieben. Dort waren für eine tägliche Förderungsleistung von 1,5 bis 3 t Muschelschill zeitweise bis zu 70 Bergleute beschäftigt.

Zunächst wurde ein ca. 1,4 m hoher Stollen dicht oberhalb des Schillflözes durch Abräumen überlagernder Glimmersande vorgetrieben. Dann erfolgte der Abbau der durchschnittlich 30 cm

mächtigen Schicht aus Muschelschalen im Hauptstollen und an rechtwinklig davon abzweigenden, niedrigeren Rückbauen. Während der Förderstollen über den gesamten Betriebszeitraum offen blieb, verfüllte man die Rückbaue und Strecken stillgelegter Flügel vollständig mit Abraum. Bis in die 50er Jahre wurde das lockere, aber recht standfeste Sediment mit Pickel und Schaufel abgebaut. Erst in der Endphase der bergbaulichen Tätigkeit waren auch Pressluft-hämmer im Einsatz. Der Transport von Fördergut und Abraum erfolgte in der Regel mit Schub- oder Handkarren. Ein Stollenausbau war wegen der guten Standfestigkeit der Glimmersande nur selten notwendig.

Heute erinnern nur noch einige verstürzte Stollenmundlöcher und wenige Reste noch nicht verbrochener und nicht verfüllter Stollenanlagen an diesen ungewöhnlichen Rohstoffabbau in der Umgebung von Simbach.

Achtung, aus Sicherheitsgründen dürfen die verbliebenen Stollen nicht betreten werden!



Kalkmuschelschalengrube in Pranzmühle, Gem. Kirchberg b. Simbach (nach Schlußvermessung vom 16.11.1961)
Grubenplan eines kleineren „Hühnerfutterbergwerks“ (aus GRIMM 1963)

Ehemaliges Muschellschill-Bergwerk Hinterholz

Geotopnr.: 277A001/277G004
Landkreis: Rottal-Inn
Gemeinde: Simbach a. Inn
TK 25: 7743 Markt
Lage: R: 4574090, H: 5349620
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Oncophora-Schichten (Brackwassermolasse, Untermiozän)

Beschreibung:

Wenige Meter oberhalb des Antersdorfer Baches, nahe dem Weiler Hinterholz, sind Ablagerungen der untermiozänen Brackwassermolasse aufgeschlossen. Dort stehen im Bereich eines ehemaligen Tagebaus und an Stollenmundlöchern Glimmersande an. Diese Feinsande zeigen, infolge wechselnden Glimmergehalts gut sichtbar, eine Vielfalt verschiedener Schichtungsstrukturen im Millimeter-Bereich, wie sie im küstennahen Flachwasser entstehen.

Ursprünglich war hier einmal ein Profilabschnitt der Oncophora-Schichten mit Mehlsanden, dem Schillhorizont und Glimmersanden zu sehen. Der bis zu 40 cm mächtige Schillhorizont besteht weitgehend aus Schalenbruchstücken verschiedener Muscheln, wobei der Großteil von nur sehr wenigen Arten gestellt wird. Die Schicht markiert die stratigraphische Grenze zwischen Mehlsanden und Glimmersanden und stellt in Ostniederbayern einen wichtigen Leithorizont innerhalb der Brackwassermolasse dar. Besonders markant ausgeprägt ist die Anreicherung aus kalkigen Schalen mit nur wenig sandigem Bindemittel im Simbacher Raum. Die Aufschlüsse am Muschellschillbergwerk Hinterholz sind die Typlokalität des Schillhorizonts (Oncophora-Schichten). Da sowohl obertage als auch untertage die Aufschlüsse verstürzt sind, ist der eigentliche Schillhorizont derzeit nicht mehr aufgeschlossen.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: GRIMM (1963)
 SCHLICKUM & STRAUCH (1968)
 STRAUCH (1969)



Dieser Glimmersandaufschluss am Muschellschill-Bergwerk Hinterholz zeigt eine geringmächtige Schilllage innerhalb der feingeschichteten Sande, aber nicht das „bauwürdige“ Vorkommen der Muschelschalen.



Brackwassermolasse – der Niederbayerische Strand

Zum Ende des Oligozän (Untermiozän) zog sich das Meer aus großen Teilen des Molassebeckens zurück. Übrig blieben Brackwasserbecken, die über einen längeren Zeitraum aussüßten und verlandeten. In Niederbayern, im östlichen Teil des Molassebeckens, ist dieser Prozess des Übergangs vom marinen zum terrestrischen Ab-



Die Aufschlusswand am Prallhang des Türkenbachs ist Typlokalität für den Beginn der Oberen Oncophora-Schichten. Heute ist an dem dicht bewachsenen Uferhang nichts mehr zu erkennen.

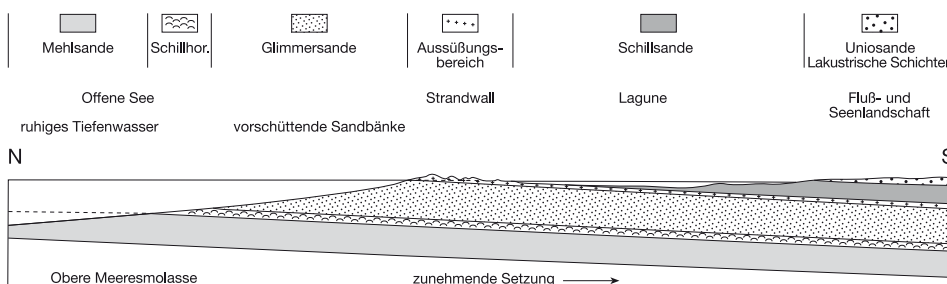
lagerungsbereich in den Sedimenten dokumentiert. Man spricht hier von der Oberen Brackwassermolasse, die eine Mächtigkeit von etwa 90 bis 120 m aufweist. Die Sedimente, helle Feinsande, gelblichgraue Glimmersande mit Feinkieslagen und Muschelschilllagen, werden nach der Muschel *Oncophora* als Oncophora-Schichten bezeichnet. Die Unteren Oncophora-Schichten (Mehlsande, Schillhorizont und Glimmersande) deutet man als Flachwassersedimente vor der Küstenlinie, während die Oberen Oncophora-Schichten (Aussüßungshorizont, Schillsande, Uniosande, Lakustrische Schichten) als Ablagerungen in Stillwasser, Lagunen und Mündungsbereichen von Flüssen hinter dem

Strandwall interpretiert werden. Das sich kontinuierlich zurückziehende Meer hat hier eine typische Abfolge von Sedimenten geschaffen, wobei einzelne Schichtglieder keinen zeitgleichen Horizont bilden, sondern zum Becken hin zunehmend jünger werden. Die verschiedenen Ablagerungsbereiche lagen gleichzeitig nebeneinander, durch den Rückzug des Brackwassermeeeres folgen sie im Sedimentstapel auch übereinander.

Die Gliederung der Oncophora-Schichten und Beschreibung der einzelnen Schichtglieder erfolgten alle an Aufschlüssen des Landkreises Rottal-Inn. Leider sind heute diese beispielhaften Typuslokalitäten, mit Ausnahme der Aufschlüsse bei Hinterholz, nicht mehr erhalten. Wegen der geringen Standfestigkeit der Sedimente verfallen Aufschlüsse rasch. Außerdem werden Sand- oder Mergelgruben nach Gebrauch häufig wieder verfüllt. Solche Aufschlüsse, natürliche wie künstliche, hätten nur Bestand, wenn sie dauerhaft schonend gepflegt würden. Pflegemaßnahmen in nicht standfesten Sedimenten sind zum Beispiel eine regelmäßige geringfügige Entnahme von Material, das Entfernen von Nachfall oder störendem Bewuchs.



Relativ frische Abbrüche am Hohlweg bei Dötling im Glimmersand zeigen Schichtungsstrukturen im Millimeterbereich.



Schematisches Querprofil (stark überhöht) durch den Ablagerungsraum der Oncophora-Schichten, der das gleichzeitige Nebeneinander der unterschiedlichen Faziesbereiche veranschaulicht. (aus SCHLICKUM & STRAUCH 1968)

Hohlweg bei Dötling

Geotopnr.:	277A013
Landkreis:	Rottal-Inn
Gemeinde:	Simbach a. Inn
TK 25:	7744 Simbach a. Inn
Lage:	R: 4578940, H: 5350780
Naturraum:	Isar-Inn-Hügelland
Gestein:	Oncophora-Schichten (Brackwassermolasse, Untermiozän)

Beschreibung:

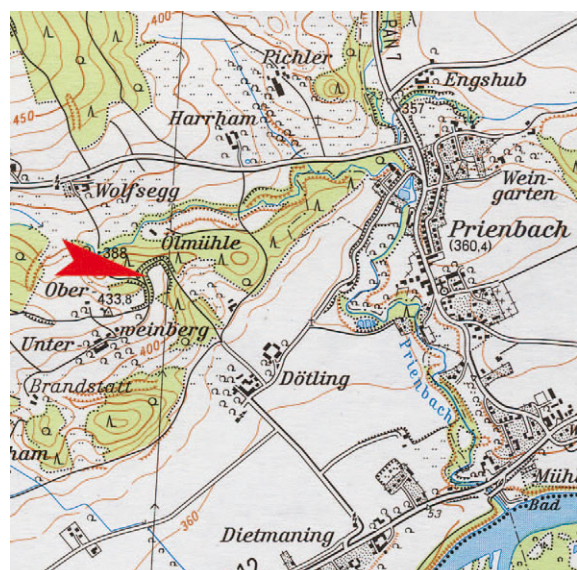
Von dem Ort Dötling bei Prienbach im Inntal zieht ein kleiner Fahrweg in nordwestlicher Richtung die Hänge ins Tertiär-Hügelland hinauf zu den Weilern Ober- und Unterweinberg. Nach etwa 400 m ist der Weg als imposanter Hohlweg bis zu 5 m in das Gelände eingeschnitten und erschließt dabei ein Profil durch die Unteren Oncophora-Schichten.

Im unteren Teil des Hohlwegs stehen die Mehlsande als Feinsande bis Grobschluffe mit einer mehlig Konsistenz an. Man vermutet für sie einen Ablagerungsraum in einem schlecht durchlüfteten, etwa 20 bis 30 m tiefen Brackwassermeer. Kurz nach einem markanten Knick des Hohlwegs nach Süden ist am westlichen Strasseneinschnitt der Schillhorizont aufgeschlossen. Dieser hier ca. 15 cm mächtige Horizont besteht weitgehend aus unregelmäßig, englagernden Muschelschalen mit Längen von ca. 1 cm. Der Schillhorizont entstand in etwa 2 bis 6 m tiefem, gut durchlüfteten Wasser, das optimale Lebensbedingungen für bestimmte Muschelarten bot und zudem die Anreicherung eingeschwemmter Schalen begünstigte. Der obere Bereich des Hohlwegs erschließt die darüber folgenden Glimmersande, die im bewegten, sehr flachen Wasser in Küstennähe abgelagert wurden. In den Feinsanden mit dünnen Schlufflagen lassen sich im Millimeterbereich unterschiedliche Schichtungsstrukturen beobachten. Entlang des Hohlwegs wandert man einerseits von älteren in jüngere Schichten und andererseits im Brackwassermeer von tieferen Ablagerungsräumen ins küstennahe Flachwasser.

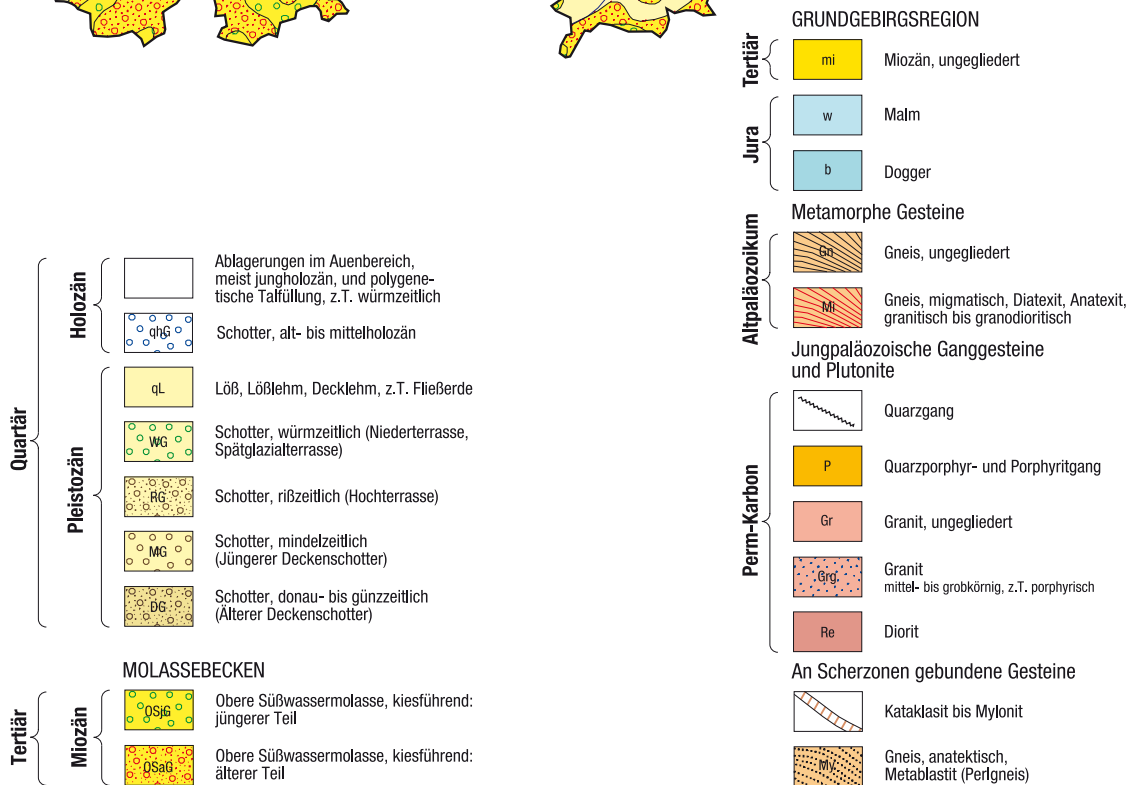
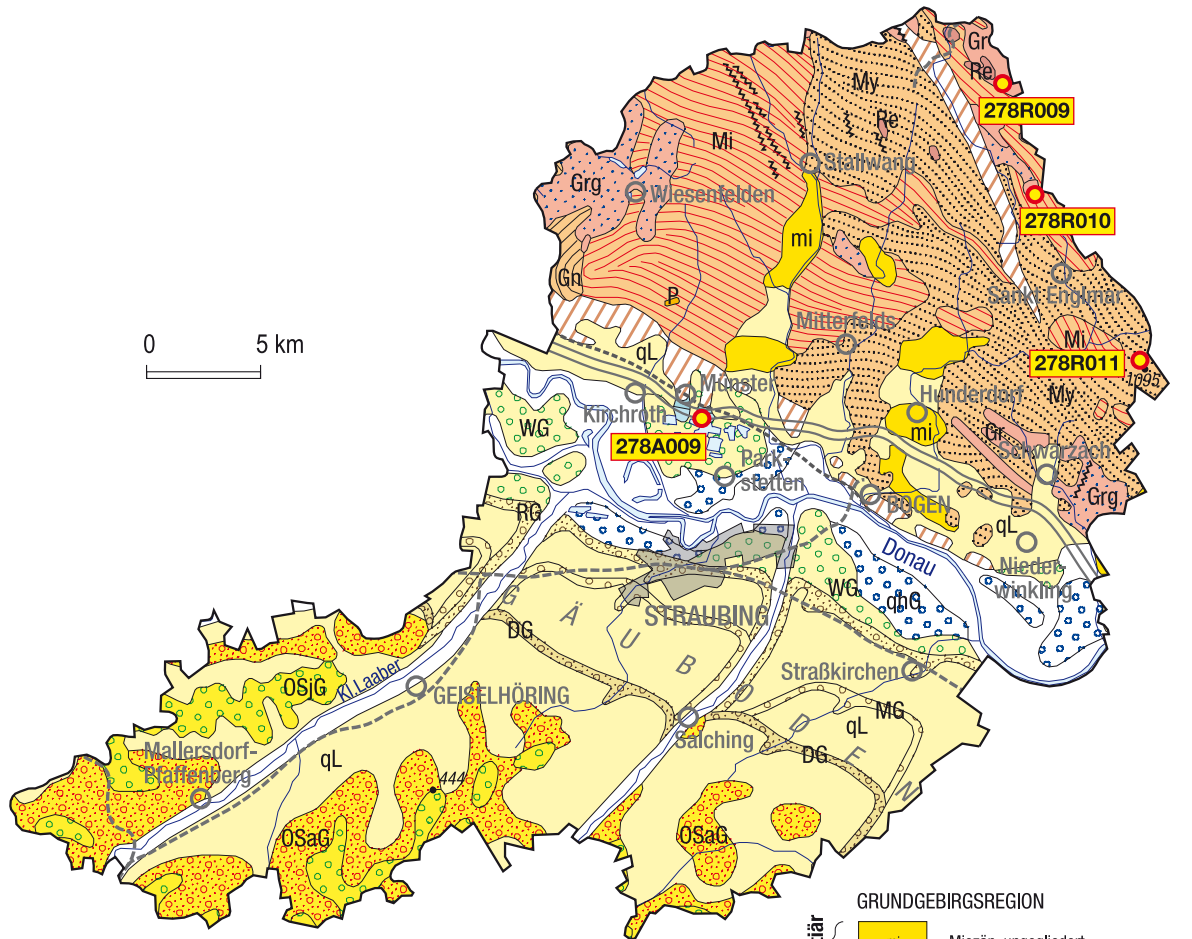
Schutzstatus:	nicht geschützt
Geowiss. Bewertung:	wertvoll
Literatur:	UNGER (1984) SCHLICKUM & STRAUCH (1968)



Der Muschelschillhorizont am Hohlweg bei Dötling



GEOTOPE IN NIEDERBAYERN



3.9 Straubing-Bogen

Der Raum Straubing-Bogen lässt sich in zwei unterschiedliche naturräumliche Haupteinheiten aufgliedern: den Bayerischen Wald und das Unterbayerische Hügelland. Sein nordöstlicher Teil gehört zum Bayerischen Wald mit dem niedrigeren Falkensteiner Vorwald, der unmittelbar am Rand der Donauebene auf Höhen zwischen 400 und 700 m ansteigt und dem Vorderen Bayerischen Wald im Gebiet um Sankt Englmar, der sich bis über 1000 m erhebt. Der höchste Gipfel im Landkreis am „Hauptkamms“ des Vorderen Bayerischen Waldes ist der Hirschenstein mit 1095 m. Im Norden bei Rattenberg erstreckt sich noch ein Teil der Regensenke in den Landkreis.

Im Südteil beginnt mit der Verebnungsfläche des breiten Donautales das Unterbayerische Hügelland. Der Dungau im Zentrum des Landkreises ist gekennzeichnet durch würmglaziale und holozäne Schotterebenen entlang der Donau und eine lößbedeckte rissglaziale Hochterrasse im Süden, die in der Landschaft durch eine deutliche Terrassenstufe markiert ist. Südwestlich davon liegt das Donau-Isar-Hügelland mit ebenen bis flachwelligen, morphologisch nur wenig voneinander abgesetzten altpleistozänen Donauterrassen mit Lößbedeckung. Daran schließen sich im Süden die Tertiärhügel mit Höhen zwischen 400 und 450 m an. Die Donau verlässt den Landkreis bei 316 m Höhe.



Hügel des Falkensteiner Vorwalds, im Vordergrund ein Altwasserarm der Donau

Im Bayerischen Wald treten metamorphe und magmatische Gesteine des Moldanubikums zu Tage, die im Laufe der variszischen Gebirgsbildung entstanden sind. Ausgangsgestein für die Paragneise waren Tone, Sande und Grauwacken aus dem Präkambrium oder Altpaläozoikum. Infolge mehrphasiger Metamorphose und tektonischer Überprägung sind verschiedene Gesteine entstanden, die teilweise ineinander übergehen und sich oft nur durch den Grad der Umwandlung unterscheiden. Mineralsprossung (Blastese) und Aufschmelzung (Anatexis) waren dabei die hauptsächlichen gesteinsbildenden Prozesse, hinzu kamen Veränderungen in Bewegungszonen (Mylonitisierung) und rückschreitende Metamorphose (Diaphthorese). Große Bereiche des nordöstlichen Landkreises werden von „Perlgneis“ (Metablastit) eingenommen, in den einzelne Kalksilikatgneisschollen eingelagert sind. Untergeordnet findet man auch Cordierit-Sillimanit-Gneis. Daneben sind vor allem im Westen und Nordosten Diatexite verbreitet, die infolge fast vollständiger Aufschmelzung teilweise ein granitähnliches Aussehen erhalten haben („Paragrano-diorite“).

Im Zuge der variszischen Gebirgsbildung drangen vor etwa 340 bis 310 Millionen Jahren Schmelzen in Gneise ein und kristallisierten zu Graniten und Dioriten aus. An den Rändern des Landkreises treten Granite zu Tage. So bildet im Osten bei Schwarzach ein Teil des Mettener Granitmassivs den Untergrund, ein weiteres Granitmassiv ist im Westen bei Wiesenfelden angeschnitten. In beiden Gebieten stehen „Kristallgranite“ mit großen Feldspateinsprenglingen an. Die Granite ganz im Norden bei Siegersdorf und verschiedene gangartige Granite zeigen dagegen ein gleichkörniges Aussehen. Ebenfalls im Norden bei Oberstein gibt es ein Quarzdioritvorkommen.

Entlang mehrfach aktiver Störungssysteme wurden magmatische und metamorphe Gesteine verändert und liegen heute als Mylonite vor. Bei



Zerscherte Gneise im Steinbruch Rattenberg

spiel hierfür sind die „Winzergesteine“ entlang des Donaurandbruchs am Südrand des Bayerischen Waldes, die den Bogenberg aufbauen. Eine weitere große Störungszone mit verschiedenen Myloniten zieht von Rattenberg in Richtung Sankt Englmar. Selten kam es an Scherzonen auch zur Ausscheidung von Quarz analog zum Pfahlquarz. Ein Vorkommen liegt bei Schloss Steinach, wo Pfahlquarz eines Nebenpfahls aufgeschlossen ist.

Nachvariszisch wurde das Gebiet in Blöcke zerlegt, die gegeneinander verschoben und herausgehoben wurden. Nach und nach kam es zur Erosion der überlagernden Deckschichten. Teile der Böhmisches Masse waren während des Mesozoikums einem Wechsel zwischen Landphasen und mariner Überdeckung unterworfen. Zeugnis hierfür geben tektonisch verstellte Schollen mit Jurakalken und fluviatilen und marinen Kreidesedimenten am Donaurandbruch bei Münster.

Im Laufe des warm-humiden Tertiärs kam es zu tiefgründiger Verwitterung des kristallinen Grundgebirges und zur Bildung mächtiger Zersatzdecken, die teilweise noch erhalten sind. Es bildeten sich Rumpfflächen, die anschließend wieder zerteilt und verstellt wurden. Am Rand des Kristallins entstanden breite Nord-Süd gerichtete Becken,

die angrenzend an das Molassebecken mit miozänen Feinsedimenten des Braunkohlentertiärs gefüllt sind. Wie Finger greifen die Steinacher, die Hunderdorfer und die Niederwinklinger Tertiärbucht tief ins kristalline Grundgebirge ein. Die Tertiärtone werden teilweise durch die Ziegelindustrie genutzt.

Ebenfalls miozänen Alters sind die Gesteine des Donau-Isar-Hügellandes im Süden des Landkreises. Dort besteht der Untergrund aus Kiesen, Sanden, Schluffen und Mergeln der Nördlichen Vollsotter und des Hangendtertiärs im Verzahnungsbereich mit dem Braunkohlentertiär.

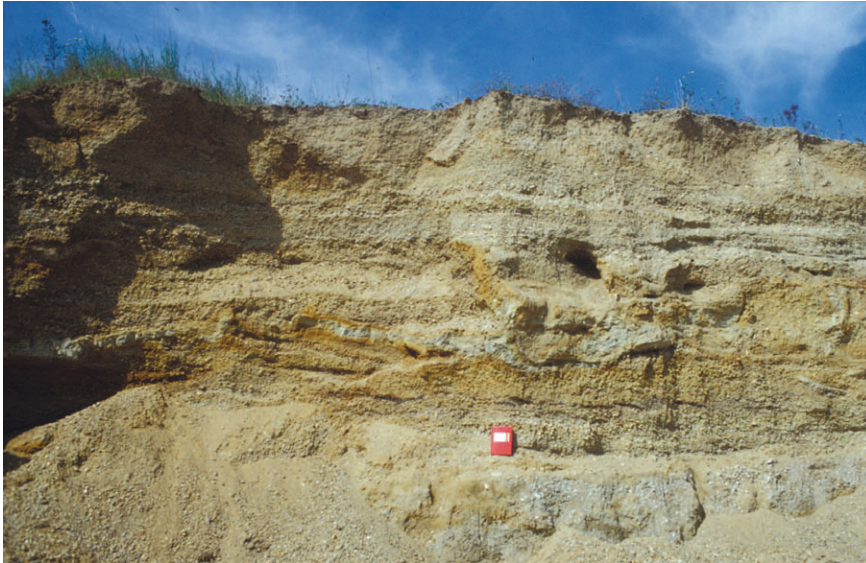
Die Bruchtektonik mit Heraushebung des Bayerischen Waldes und Verstellung einzelner Blöcke zueinander hielt vermutlich bis über das Miozän hinaus an. Lage und Form des Gewässernetzes zeugen heute noch davon. Im Bereich alter Verebnungsflächen mäandrieren die Gewässer in breiten Talmulden, an jungen, tektonisch beding-



Die Verebnungsfläche am Bogenberg ist ein Relikt des Tertiärs.

ten Geländestufen haben sie sich in Kerbtälern steil in den Untergrund eingegraben.

Während des Pleistozäns tiefte sich die Donau am Rand des kristallinen Grundgebirges mit einem breiten Tal in die Molassesedimente ein. Im



Bei Perkam sind in Kiesgruben am Rand der Donauebene pleistozäne Hochterrassenschotter aufgeschlossen.

Wechsel von Kalt- und Warmzeiten entstand ein System von Flussterrassen vom Altpleistozän bis ins Holozän, die teilweise von mächtigem Löß und Lößlehm überdeckt sind. Dieser Bereich bildet mit seinen fruchtbaren Böden den ackerbaulich intensiv genutzten „Gäuboden“. Direkt im Umfeld der Stadt Straubing wurde der Löß als Rohstoff für die Ziegel- und Dachziegelproduktion abgebaut. Ehemals im Donautal vorhandene Dünenfelder aus Flugsand sind heute

infolge von landwirtschaftlicher Nutzung und Kiesabbau fast völlig verschwunden.

Die weichen Sedimente der tertiären Randbuchten wurden im Quartär teilweise wieder ausgeräumt. Frostverwitterung, Versturz und Abgleiten von Blöcken als Folge von Bodenfließen schufen Blockstreu, Blockströme und Blockmeere. Fließerden und Hangschutt überziehen die Hänge. Jüngste Bildungen sind die jungholozänen Talauen.



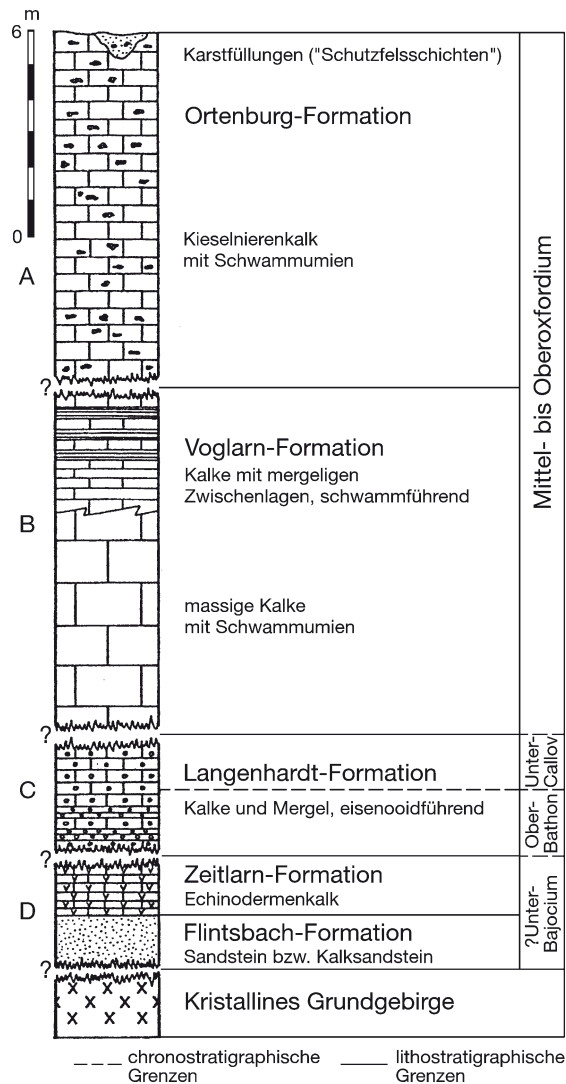
Blick vom Bogenberg auf das breite Donautal

Kreide und Jura am Donaurandbruch

Das kristalline Grundgebirge des Bayerischen Waldes ist im Bereich des Donaurandbruchs, einer großen und über lange Zeiträume wirksamen Störungszone, gegenüber dem Kristallin im Untergrund des Molassebeckens um mehrere hundert Meter herausgehoben worden. Die Störung verläuft aber nicht als ein gerader Bruch, sondern ist stellenweise staffelartig ausgebildet. In der Gegend von Münster sind an solchen Bruchstufen noch Gesteine des mesozoischen Deckgebirges erhalten. Die durch Brüche und Störungen nochmals in einzelne Teilschollen zerlegten Sedimentserien bestehen aus Jura- und Kreideschichten. Ablagerungen aus der Trias, wie sie VON AMMON (1875) am Buchberg beschrieben hat, lassen sich heute nicht nachweisen (FAY & GRÖSCHKE 1982). Die Aufschlussituation und die tektonische Zerstückelung erlauben es nicht, ein komplettes Profil der Schichten aufzunehmen. Die Abfolge der Juragesteine lässt sich nur aus Teilprofilen mit Schichtlücken zusammensetzen. Sie beginnt mit Sandsteinen und Echinodermenspatkalken des mittleren Doggers (Bajoc), darüber folgen eisenooxidführende Kalke und Mergel des Oberen Dogger. Im Steinbruch am Helmberg sind schließlich massige und gebankte Kalke aus dem Malm Alpha (Oxford) aufgeschlossen. Ein weiterer Steinbruch am Buchberg zeigt als jüngste Malmgesteine Kieselknollenkalke aus dem Malm Beta (Oxford). In Karstspalten des Malms finden sich die kreidezeitlichen Schutzfelsschichten.



Die Schutzfelsschichten aus der Kreide bestehen in der Regel aus hellen und bunten kaolinitgebundenen Quarzsanden. Hier, nahe der Basis zu Jurakalken, führen sie auch helle Kalkgerölle aus dem Jura.



Profilsäule der Juraabfolge bei Münster, zusammengesetzt aus Teilprofilen (aus GÖSCHKE 1985). Das Profilstück B wurde im Steinbruch am Helmberg aufgenommen.

Neben dem Helm- und Buchberg gibt es nördlich der Donau am Südrand des Bayerischen Waldes nur noch im Landkreis Deggendorf bei Flintsbach östlich von Osterhofen und bei Langenhardt an der Oberfläche anstehende Sedimente aus dem Mesozoikum. Diese wenigen Vorkommen von Jura und Kreide zusammen mit weiteren kleinen Aufschlüssen südlich der Donau im Landkreis Passau waren, bevor man die Möglichkeit von Tiefbohrungen zur Erkundung des Untergrundes hatte, die einzigen Mosaiksteine für die Rekonstruktion der erdgeschichtlichen Entwicklung dieses Raumes.

Ehemaliger Steinbruch am Südhang des Helmberges

Geotopnr.: 278A009
Landkreis: Straubing-Bogen
Gemeinde: Steinach
TK 25: 7041 Münster
Lage: R: 4542780, H: 5423260
Naturraum: Falkensteiner Vorwald
Gestein: Schutzfels-Schichten (Alb-Cenoman)
 Voglarn-Formation (Malm Alpha)

Beschreibung:

Am Nordrand der Donauebene, nördlich von Straubing, ragen bei Münster zwei Berge weit in die Donauebene hinein, der Buchberg und der Helmberg. Am Südrand des Helmberges, unweit der Autobahn, lässt ein aufgelassener Steinbruch den Besucher in das Innere dieses Berges blicken. Er besteht nicht wie die im Norden anschließenden Erhebungen aus kristallinen Gesteinen, sondern aus Sedimentgesteinen des Mesozoikums. In welchem Umfang Teile des Kristallins ursprünglich von Sedimenten überdeckt waren, die im Laufe der Erdgeschichte wieder vollständig abgetragen wurden, ist nicht bekannt. Nur direkt am Südrand des Kristallins gibt es Zeugen für Ablagerungen aus dem Jura.

In dem ehemaligen Steinbruch sind im Westen massige und im Osten gebankte, steil nach Südosten einfallende Kalksteine aus dem Oberjura aufgeschlossen. Die gebankten Kalke enthalten zahlreiche Fossilien. Besonders häufig sind die Gerüste von Becherschwämmen, mit etwas Glück lassen sich aber auch Reste von Ammoniten, Belemniten, Brachiopoden oder Seeigelstacheln finden.

Der Kalkstein aus dem unteren Malm ist stark verkarstet. In Spalten finden sich gelbe und rote Lehme aus dem Tertiär, die dem Steinbruch ein farbenfrohes Aussehen geben. Außerdem sind in Karstspalten Reste der Schutzfelsschichten erhalten. Diese kreidezeitlichen Sandsteine kann man in der Wand schlecht erkennen, sie liegen aber als Versturzböcke auf der Steinbruchsohle.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: v. AMMON (1875)
 TROLL (1960)
 GRÖSCHKE (1985)



Der Steinbruch am Helmberg mit Massen- und Bankkalken



Bei genauer Betrachtung lassen sich in den Kalkbänken plattige, trichterförmige und becherförmige Anschnitte von Kiesel Schwämmen (helle Bereiche) erkennen.



„Kalksilikat-Würstchen im Gneis-Teigmantel“

Ausgangsgesteine der Gneise am Hirschenstein waren Sande, Tone und Grauwacken mit Mergel-Zwischenlagen. Als das Gestein unter erhöhte Druck und Temperaturverhältnisse geriet, wurde es metamorph umgewandelt. Aus den klas-



Kalksilikatboudins am Hirschenstein

Gesteine plastisch verformt. Im Zuge der Deformation wurde eine ursprünglich durchgehende Kalksilikatlage in einzelne Platten zerlegt. Der Gneis reagierte dagegen duktil und umfloss die meist kantengerundeten starren Körper. Im Anschnitt wirkt die zerrissene Kalksilikatlage dann wie nebeneinander liegende Würstchen. Nach dem französischen Wort für „Blutwurst“ heißen diese Gefüge „Boudins“ und der Vorgang „Boudinage“.

tischen Ablagerungen wie Sand und Ton entstanden die Gneise, aus den karbonathaltigen Mergeln Kalksilikatgesteine. Letztere zeigen aber bei gleichen Druck-Temperatur-Bedingungen unter tektonischer Beanspruchung ein wesentlich spröderes Verhalten als Gneise. Man spricht hier von Kompetenzunterschied: während das kompetente Kalksilikatgestein den Druck weiterleiten kann, werden die inkompetenten



Völlig gerundete Fremdgesteinsschollen im Gneis. In dem metamorphen Gestein wurde die starr reagierende Scholle durch tektonische Bewegungen „abgerollt“.

Gneisgipfelklippen des Hirschensteins

Geotopnr.: 278R011
Landkreis: Straubing-Bogen
Gemeinde: Schwarzach
TK 25: 7043 Ruhmannsfelden
Lage: R: 4564540, H: 5425580
Naturraum: Vorderer Bayerischer Wald
Gestein: Metablastit („Perlgneis“)
 Kalksilikatgestein

Beschreibung:

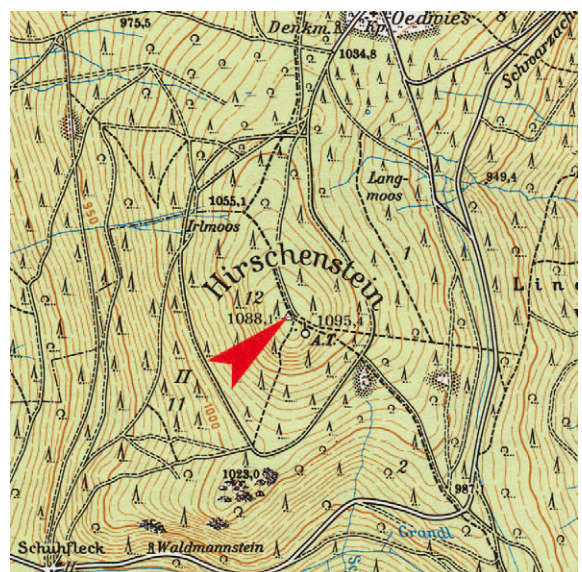
Der Gipfel des Hirschensteins, an Grenze der Landkreise Straubing-Bogen und Regen gelegen, gehört mit 1095 m Höhe zu den höchsten Erhebungen des Vorderen Bayerischen Waldes. Der beliebte Wandergipfel besteht aus einem kleinen Gipfelplateau, aus dem mehrere markante Gneis-klippen aufragen. Auf der südlichsten steht ein Aussichtsturm, der dem Besucher, entsprechende Witterung vorausgesetzt, eine ausgezeichneten Fernsicht erlaubt.

In den Klippen am Gipfel des Hirschensteins ist auf engem Raum ein großes Spektrum typischer Gneisstrukturen zu beobachten, die auch auf verwitterten Felspartien gut zu erkennen sind. Die Gesteine bestehen überwiegend aus metablastischen Biotit-Plagioklas-Gneisen. Ihr Aussehen ist geprägt von unzähligen rundlichen Plagioklas-kristallen, die als helle „Perlen“ im Gefüge regellos gewachsen sind. Diese vor allem im Vorderen Bayerischen Wald sehr häufigen Gesteine wurden früher als „Perlgneis“ bezeichnet. Auf engem Raum wechseln sich Partien mit homogenem Aussehen und Abschnitte, die einen Lagenbau aufweisen, ab. Die Gneise führen teilweise Cordierit und Granat, zwei für hochgradig metamorphe Gesteine typische Minerale. In die Gneise sind häufig Schollen von Kalksilikatgesteinen eingeschlossen, die auffallend zugerundete Querschnitte zeigen. Zudem treten Bereiche ohne „Perlen“ auf, die Faltenbilder im Millimeter bis Zentimeter-Bereich aufweisen.

Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: LIST & OTT (1982)



Gneisgipfelklippe am Hirschenstein



„Feldspat, Quarz und Glimmer - die drei vergess' ich nimmer!“

Diesen Merksatz werden viele in der Schule als „Eselsbrücke“ gelernt haben, um sich zu merken, woraus Granit besteht. Die Hauptbestandteile eines Granits sind damit genannt. Aber was ist im Granit nun was? In natürlichen Aufschlüssen im angewitterten Gestein sind die einzelnen Mineralarten meist nicht gut zu unterscheiden. Aber werfen Sie doch einmal einen Blick auf eine Bordsteinkante! In vielen Fällen besteht sie aus Granit oder Granodiorit.

Feldspat: Bei der Gruppe der Feldspäte wird nach ihrer chemischen Zusammensetzung zwischen Alkalifeldspat (Kalium-Natrium-Feldspat) und Plagioklas (Calcium-Natrium Feldspat) unterschieden. Der Alkalifeldspat bildet in vielen Graniten auffällige tafelige Kristalle mit einer typischen Verzwillingung („Karlsbader Zwillings“), die oft deutlich größer sind als die körnige Grundmasse des Granits. Granite mit solchen Großkristallen werden im Bayerischen Wald als „Kristallgranite“ bezeichnet. Sie sind auch im angewitterten Zustand leicht zu erkennen. Alkali-

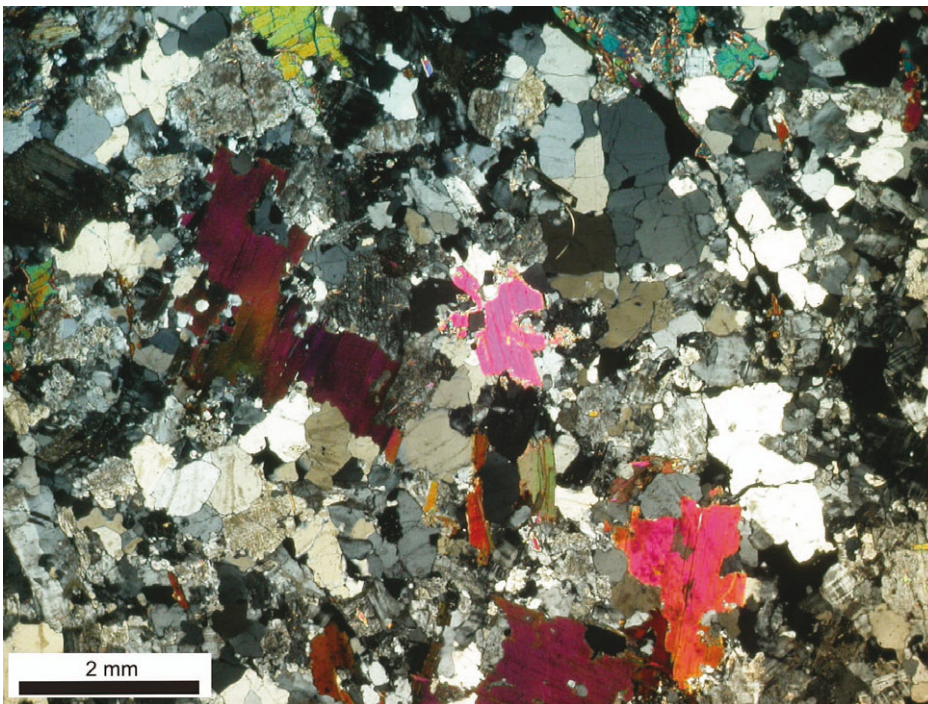
feldspat ist meist hell bis milchigweiß, er kann aber auch eine rötliche, seltener grünliche oder bläuliche Färbung annehmen und prägt damit das Aussehen des Granits. Unter dem Mikroskop zeigt er teilweise eine charakteristische Gitterstruktur. Plagioklas dagegen bildet meist milchigweiße Kristalle, ragt aber mit seiner Kristallgröße nicht aus der Grundmasse heraus. Auch er hat eine typische Verzwillingung, die nur unter dem Mikroskop zu erkennen ist.

Quarz: Der Quarz gehört wie die Feldspäte zu den hellen Bestandteilen des Granits. Im Gegensatz zu den Feldspäten ist Quarz aber transparent. Er wirkt daher im Vergleich zu den trüben Feldspäten eher dunkel und erscheint in grauer Farbe.

Glimmer: Bei den Glimmermineralen unterscheidet man zwischen Biotit (Dunkelglimmer) und Muskovit (Hellglimmer). Biotit ist der wichtigste dunkle Gemengteil im Granit, hat eine bräunliche bis schwarze Färbung und bildet stark glänzende, blättchenförmige Kristalle. Gleichmäßig in der Grundmasse verteilt gibt er dem Granit sein typisches gesprenkeltes Aussehen. Muskovit ist dagegen nicht in allen Graniten enthalten. Wie

der Name schon sagt, ist der Hellglimmer ein heller Gemengteil. Die hochglänzenden (und perfekt spaltbaren) Blättchen fallen durch ihr silbriges Aufblitzen besonders auf. Granite mit beiden Glimmerarten werden zur Verdeutlichung als Zweiglimmergranite bezeichnet.

Bei Granodioriten und Dioriten tritt als weiteres dunkles Gemengteil der Amphibol (Hornblende) hinzu. Die stengelsäuligen Kristalle sind matt-dunkelgrün gefärbt.



Eine wichtige Methode zur Bestimmung des Mineralbestandes ist für den Gesteinskundler die Mikroskopie. Es wird ein so genannter Gesteins-Dünnschliff hergestellt und mit Hilfe von polarisiertem Licht untersucht. Dieser Dünnschliff eines hellen, feinkörnigen Granits zeigt in regelloser Anordnung z.B. Quarz als weiße und graue „glatte“ Körnchen, ebenfalls graue Feldspatkörner, teilweise mit gitterartiger Internstruktur, und Glimmer als farbige Körnchen.

Blockmeer auf der Käsplatte

Geotopnr.:	278R010
Landkreis:	Straubing-Bogen
Gemeinde:	Sankt Englmar
TK 25:	6942 Sankt Englmar
Lage:	R: 4559140, H: 5433860
Naturraum:	Vorderer Bayerischer Wald
Gestein:	Granit (variszisch) Homogener Diatexit („Paragranodiorit“)

Beschreibung:

Die Käsplatte (979 m) liegt unweit der Ortschaft Münchshofen, etwa 4 km nördlich von Sankt Englmar. Nähert man sich dem Berg von Norden, so sticht dem Betrachter an der Flanke nahe dem Gipfel ein breites graues Band ins Auge, das sich auffällig gegen die sonst bewaldeten Hänge abhebt. Gebildet wird diese freie Fläche von einem großen, eindrucksvollen Blockmeer aus Granit, das sich kurz unter dem Gipfel beginnend in einem breiten Streifen über die Nord- und Nordwestflanke erstreckt. Das Blockmeer der Käsplatte gehört zu den größten im Vorderen Bayerischen Wald.

Die Blöcke bestehen aus fein- bis mittelkörnigem Granit mit größeren, idiomorphen Kalifeldspateinsprenglingen. Der stockartige Granit der Käsplatte ist am Kontakt zwischen einem etwas älteren, aber ebenfalls variszischen Kristallgranit im Norden und weitgehend homogenisierten Diatexiten (früher als „Paragranodiorite“ bezeichnet) aufgedrungen. Nur wenige hundert Meter weiter östlich liegt die kleine Gipfelklippe des Hanichelriegels aus wollsackverwittertem Diatexit, an die sich ein weiterer kleiner Blockstrom anschließt. Das Blockmeer der Käsplatte ist, nachdem die tertiäre Verwitterungsdecke abgetragen war, durch Spaltung und durch Zerlegung des anstehenden Granits infolge von Frostsprengung während des Pleistozäns entstanden. Die Gipfelklippe mit Wollsackverwitterung und das Blockmeer zeugen von der lang andauernden chemischen Verwitterung im Tertiär und von physikalischer Verwitterung während der Eiszeiten.

Schutzstatus:	Naturpark
Geowiss. Bewertung:	bedeutend
Literatur:	OTT (1979)



Das Blockmeer auf der Käsplatte



Die Blöcke bestehen aus Granit.



Spielplatz für den Teufel

Das Landschaftsbild im Bayerischen Wald ist an vielen Stellen durch weit über ihre Umgebung



Der Teufelsfels bei Mitterfels aus „Perlgneis“ ragt steil aus der Flanke des Mehnachtales heraus.

herausragende Felstürme oder Felsklippen, aber auch durch große Felsblöcke oder Blockansammlungen geprägt. Da man für die Entstehung solcher Felsgebilde oder die Anhäufung großer Blöcke früher keine natürliche Erklärung hatte, rankten sich häufig Legenden und Sagen um diese Bildungen. Oftmals soll der Teufel seine Finger im Spiel gehabt haben. So führen manche dieser teils steil aus der Umgebung herausragenden Felsen den „Teufel“ namensgebend in ihrer



Bezeichnung: beispielsweise die Teufelsmühle oder auch Teufelsfels bei Oberstein und der Teufelsfels bei Mitterfels im Landkreis Straubing-Bogen. Im GEOTOPKATASTER BAYERN finden sich für den niederbayerischen Teil des Bayerischen Waldes noch vier weitere Geotope, bei denen der „Teufel“ im Namen vorkommt: der Teufelstisch bei Bischofsmais, der Teufelsstein am Gaisberg bei Breitenberg, der Teufelsstein bei Tittling und das Teufelloch nordöstlich Waldhäusern.



Dieser Teufelsstein bei Tittling (Landkreis Passau) wurde der Sage nach vom Teufel als Wurfgeschoss auf einen Kirchenneubau benutzt. Sein „Handabdruck“, herausgewiterte Einschlüsse in dem diatektischen Gneis, ist heute noch zu sehen.

Teufelsmühle bei Oberstein

Geotopnr.: 278R009
Landkreis: Straubing-Bogen
Gemeinde: Rattenberg
TK 25: 6942 St. Englmar
Lage: R: 4557450, H: 5439060
Naturraum: Vorderer Bayerischer Wald
Gestein: Granit (variszisch)

Beschreibung:

Die Teufelsmühle (oder auch Teufelsfelsen) bei Oberstein ist ein Ensemble aus zwei mauerartigen Felsklippen mit ausgeprägter Wollsackverwitterung. Die Felstürme stehen etwa 600 m südöstlich des Weilers auf einem bewaldeten Rücken und sind über einen markierten Wanderweg erreichbar, der von der Straße zwischen Siegersdorf und Hubing an der Gabelung nach Oberstein abzweigt.

Im Laufe des Pleistozäns wurden die Felstürme aus Granit aus dem Gesteinsverband heraus präpariert und überragen heute die Landschaft. Ihre geologische Geschichte beginnt aber schon viel früher. Bereits bei der Abkühlung des Granits tief unter der Erdoberfläche am Ende des Paläozoikums entstand ein System aus vertikalen und horizontalen Klüften. Heraushebung und Abtragung großer Teile der überlagernden Gesteine brachten den Granit nahe an die Erdoberfläche, wo Verwitterungslösungen entlang von Klüften in den Granitkörper einsickern und so den Gesteinsverband entfestigten konnten. Die Verwitterung drang unterschiedlich tief ins Gestein vor, so dass manche Bereiche intakt blieben, während andere völlig vergrusten. Bevorzugt griff die Verwitterung an Ecken und Kanten an, was zur Abrundung der quader- oder plattenförmigen Klufkörper führte. Oberflächenwässer spülten schließlich den feinen Gesteinsgrus weg und ließen nur die kompakteren Felsgebilde im ursprünglichen Gesteinsverband zurück. Durch die rundlichen Formen erwecken sie den Eindruck übereinander gestapelter Matratzen oder mit Wolle gefüllter Säcke.

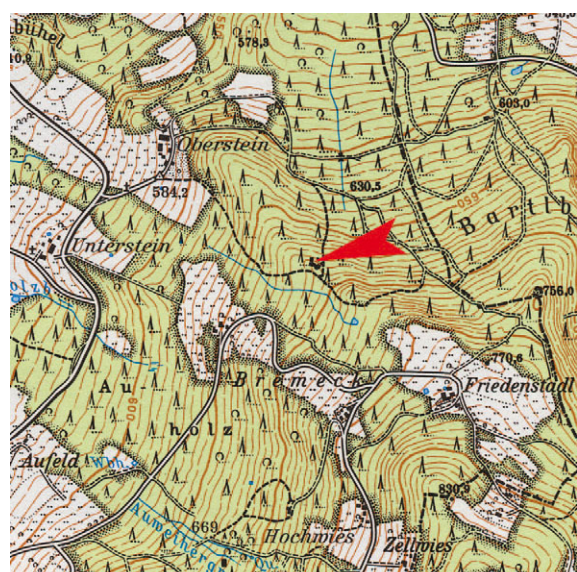
Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: OTT (1979)



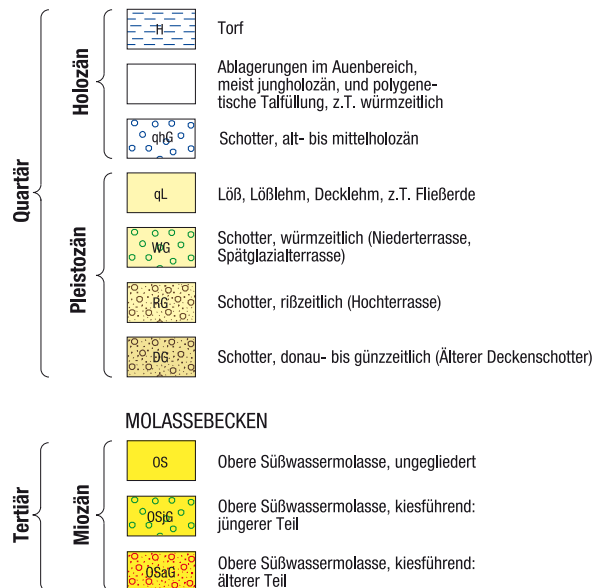
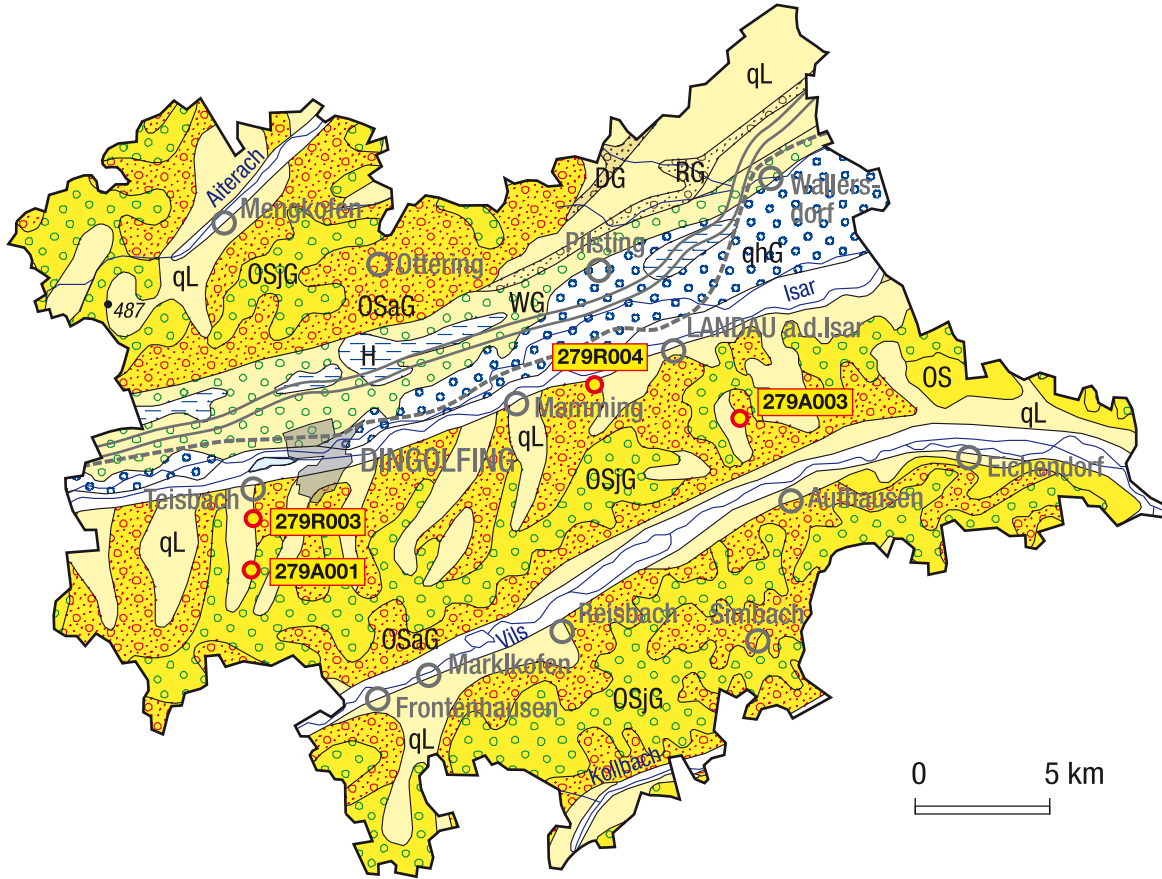
Teufelsfelsen



Dieser Pegmatitgang am Fuß der südlichen Klippe durchschlägt eine im Granit eingeschlossene Gneisscholle.



GEOTOPE IN NIEDERBAYERN



3.10 Dingolfing-Landau

Der Landkreis Dingolfing-Landau wird im wesentlichen von zwei geologischen Einheiten geprägt. Den größeren Anteil nehmen die Höhen des Tertiär-Hügellandes ein, die sich im Norden und Süden des Isartales auf Isar-Inn-Hügelland und Donau-Isar-Hügelland verteilen. Beherrschendes Landschaftselement ist aber das breite Isartal, das von pleistozänen und holozänen Terrassen begleitet wird. Im Westen des Landkreises zählt es zum Naturraum Unteres Isartal, im Osten zu den Terrassenlandschaften des Dungaus. Die Rücken südlich der Isar erreichen Höhen von knapp 500 m, nur bei Wachtlkofen südlich des Vilstales werden bis zu 508 m erreicht. Nördlich der Isar reicht die höchste Erhebung bis 486 m.

Aufgebaut wird das Tertiär-Hügelland von miozänen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse: Kiese und Sande wechselnder Mächtigkeit mit zwischengelagerten Schluffen, Mergeln, Süßwasserkalken und Tonen. Älteste Einheiten im Landkreis sind die sandig-mergeligen Bildungen der Limnischen Süßwasserschichten, die auch kleine Braunkohleflöze führen. Sie verzahnen sich nach Norden mit Ablagerungen des Braunkohlentertiärs. Zwischen Eichendorf im Vilstal sowie Zeholfing und Westerndorf im Isartal stehen die Limnischen Süßwasserschichten an. Nächste jüngere Einheit sind die engräumig gegliederten Schotterfolgen der Nördlichen Vollschotter, die im gesamten Bereich des Tertiär-Hügellandes weit verbreitet sind. Zwischengelagerte feinkörnige oder kalkig-mergelige Partien machen sich an Talhängen durch Quellaustritte und Vernässungszonen bemerkbar. Nach einer Schichtlücke folgen auf Hügelrücken als jüngste Molassebildungen die Ablagerungen von Mischserie und Moldanubischer Serie.

Im Quartär entwickelte sich das heutige Landschaftsbild. Die ausgeprägten pleistozänen Klimaschwankungen führten zu verstärktem Abtrag. Als Folge der zunehmenden Eintiefung von Isar und Donau entwickelten sich die heutigen Flusssysteme, die das Hügelland zerschneiden. Zeugen des Kaltklimas sind die durch Wind verfrachteten Deckschichten aus Löß und Lößlehm, die als dünne Lagen Teile des Hügellandes überziehen und sich besonders auf nach Osten exponierten Hängen angesammelt haben. Boden-

fließen trug zur Verfrachtung des Materials bei. Im Landkreis Dingolfing-Landau haben sich in den Seitentälern zum Isar- und Vilstal besonders markante asymmetrische Talquerschnitte entwickelt.

Flächendeckend verbreitet sind quartäre Ablagerungen im Isartal. Die Isar, die am Südrand ihres Tales entlang fließt, erreicht den Landkreis bei einer Höhe von 365 m und verläßt ihn am tiefsten Punkt bei 329 m. Eine der markantesten Geländeformen im Landkreis ist der steile Isarabhang. Nach Osten zu, etwa ab Pilsting, weitet sich das Tal trompetenartig zur Donauebene auf. Dort trifft das Isartal auf ältere Schotterkörper, die in der Regel von mächtigen Löß- und Lößlehmablagerungen überlagert sind. Zugeordnet werden sie Älteren (donau- bis günzzeitlichen) und Jüngeren (mindelzeitlichen) Deckenschottern und den rissglazialen Hochterrassen, die meist dem Donausystem angehören. Die zugehörigen Terrassen des Isarsystems sind weitgehend ausgeräumt. Am Südhang des Isartals bei Landau liegen allerdings noch mindelzeitliche Sedimente auf dem Tertiär. Die würmzeitliche Niederterrasse begleitet die Isar auf der Talnordseite durch den gesamten Landkreis. Daran schließen sich die in mehrere Terrassen gegliederten holozänen Flussablagerungen an, deren Breite ab Dingolfing nach Osten beständig zunimmt. Spätglaziale wie holozäne Terrassen sind oftmals von lehmigen Deckschichten aus Lößlehm und Überschwemmungssedimenten überzogen, auf denen sich Moore gebildet haben. Ebenfalls nacheiszeitliche Bildungen sind Schwemmkegel, Hangrutsche und Kalktuffe.

Bedingt durch die überwiegend weichen Sedimente ist die Aufschlusssituation im Landkreis insgesamt recht schlecht. Natürliche Gesteinsfreilegungen gibt es nur sehr wenige, nahezu alle guten Aufschlüsse sind künstlich angelegt. Da die Schichtfolgen aber generell leicht verfallen, sind solche Aufschlüsse nur im frischen Zustand brauchbar und existieren nur über kurze Zeiträume. Die Ausweisung schutzwürdiger Objekte ist wegen der geringen „Lebensdauer“ der Aufschlüsse problematisch. Daher sind in diesem Landkreis nur sehr wenige Aufschlüsse als Geotope aufgenommen worden.

Wallfahrt zum Wachsenden Felsen

Die ungewöhnliche Form des Wachsenden Felsens von Usterling hat bei den Menschen wohl schon immer großen Eindruck hinterlassen. Die älteste Urkunde findet sich auf dem um das Jahr 1520 entstandenen Altarbild in der Usterlinger Kirche, das die Taufe Christi durch Johannes darstellt. Wegen dieses Altarbildes, auf dem die nahegelegene Steinerne Rinne als Quelle für das Taufwasser abgebildet ist, wird die Felsbildung auch Johannisfelsen genannt. Da man dem Wasser heilende Wirkung insbesondere für Augenkrankheiten zuschrieb, war Usterling über mehrere Jahrhunderte Wallfahrtsziel.

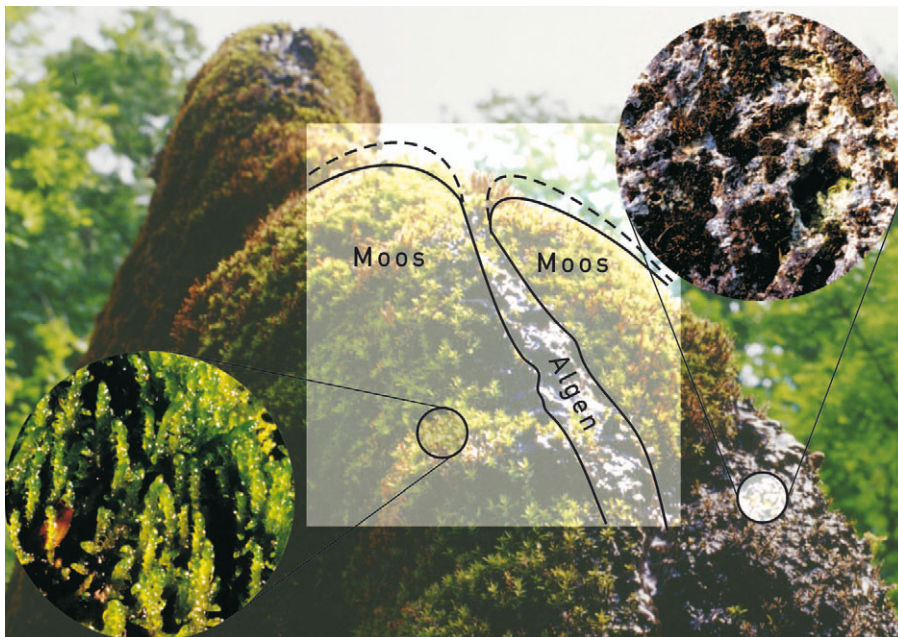
Für den Erhalt des Naturphänomens war über viele Generationen der Messdiener der Kirche in Usterling zuständig. So hatte er dafür Sorge zu tragen, dass das Gerinne von Laub und Erde frei blieb. Im Winter wurde das Wasser umgeleitet, damit an der Rinne keine Schäden durch Frostwirkung entstehen. Inzwischen hat diese Arbeiten die Naturschutzwacht des Landkreises Dingolfing-Landau übernommen.

Seit 1937 steht der eindrucksvolle Kalktuffdamm unter Naturschutz. Wenngleich die Entstehung der Rinne eine geologische Ursache hat, so erhielt sie ihr heutiges Gesicht auch mit Hilfe des Menschen. Denn ohne die erhaltende Tätigkeit



Moose und Algen tragen durch den Verbrauch von Kohlendioxid bei der Photosynthese wesentlich zur Kalkfällung bei.

und die behutsamen baulichen Eingriffe wäre der Johannisfelsen wohl bereits verfallen. Der schwere Kalktuffdamm steht auf schlechtem „Baugrund“ und droht wegen unterschiedlicher Setzung auseinander zu brechen.



Der Aufbau des Wachsenden Felsens: Außerhalb der Rinne wird der Damm beidseitig von tuffbildenden Moosen aufgebaut. Die Auskleidung des Bachbettes auf dem Scheiteldamm erfolgt dagegen durch Blau- und Grünalgen sowie Zieralgen.

Nicht überall gelingt es, das richtige Maß zu finden, einerseits ein solches Phänomen möglichst natürlich zu erhalten, andererseits aber soweit einzugreifen, dass es vor dem Verfall bewahrt wird. Während dies in Usterling in schonender Weise bislang gelungen ist, gibt es anderenorts leider auch negative Beispiele. Dort wurde durch unsachgemäße Maßnahmen wie zum Beispiel künstliche Aufmauerungen die natürliche Entwicklung einiger Steinerne Rinnen massiv gestört.

Wachsender Felsen bei Usterling („Steinerne Rinne“)

Geotopnr.: 279R004
Landkreis: Dingolfing-Landau
Gemeinde: Landau a.d.Isar
TK 25: 7341 Dingolfing Ost
Lage: R: 4547910, H: 5391830
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Kalktuff (Holozän)
 Nördliche Vollschotter
 (Obere Süßwassermolasse,
 Mittelmiozän)

Beschreibung:

Direkt bei der Ortschaft Usterling bildete sich an einem Quellaustritt an der steilen südlichen Talflanke des Isartales durch Ausfällung von Kalktuff eine sogenannte „Steinerne Rinne“. Der „Wachsende Felsen“ von Usterling ist mit fast 40 m Länge, 5 m Höhe und 1,2 m Breite die größte Steinerne Rinne Bayerns. Wie ist dieses imposante Gebilde entstanden?

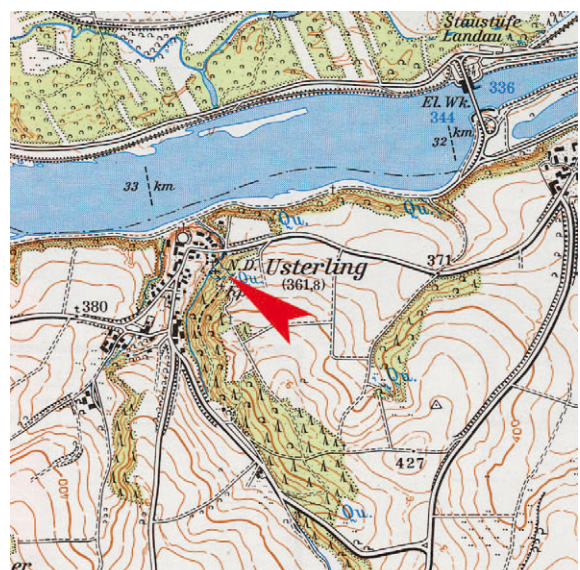
Am Isartalhang stehen hier die Nördlichen Vollschotter an. Innerhalb der Folge aus Kiesen und Sanden gibt es Mergellagen, die nur gering wasserdurchlässig sind. An so einer Schichtgrenze zwischen wasserführenden Kiesen und wasserstauenden Mergeln tritt seit langer Zeit kalkhaltiges Grundwasser aus. Unterhalb der Quelle wird der im Wasser gelöste Kalk durch Druckentlastung, Erwärmung und unter Mithilfe von Moosen und Algen als Kalktuff wieder ausgeschieden. Daher schneidet sich das Rinnsal nicht wie üblich erosiv in den Untergrund ein, sondern baut sein Bett über die Umgebung hinaus. Besonders günstige Bedingungen ließen hier nach und nach einen Damm entstehen, auf dessen Scheitel in einer Vertiefung der Quellbach fließt. Solange der Bachlauf die Rinne nicht verlässt, wächst die Steinerne Rinne weiter.

Genauere Altersangaben für den Beginn der Kalktufffällungen in Usterling gibt es noch nicht. Das Alter der Steinernen Rinne wird jedoch auf einige tausend Jahre geschätzt. Geologisch betrachtet ist der „Wachsende Fels“ damit sehr jung.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: APIAN (ca. 1579)
 STEINBERGER (1966)
 VOIGTLÄNDER (1968)



Der „Wachsende Felsen“ bei Usterling ist ein beeindruckendes geologisches Naturdenkmal und beliebtes Ausflugsziel.



... kalt und starke Winde aus westlicher Richtung

Löß und Lößlehm sind im Tertiär-Hügelland und auf den pleistozänen Schotterterrassen der Täler weit verbreitet. Diese äolischen Sedimente,



Straßenaufschluss in Landau mit Lößprofil



Lößlehm mit kleinen Kalkkonkretionen



In dieser aufgelassenen Ziegeleigrube nahe Landshut zeigen Löß und Lößlehm eine horizontale Bänderung.

das heißt durch den Wind transportierte und abgelagerte Partikel, überziehen fast flächendeckend die Landschaft. Teils bilden sie dünne, nur wenige Dezimeter mächtige Schleier, mancherorts haben sich aber auch mehrere Meter dicke Lagen aus Lößlehm angehäuft. Entstanden sind diese Decken vorwiegend in der Hochphase der Kaltzeiten. Infolge des kalten Klimas gab es kaum Vegetation, um das Bodenmaterial zu stabilisieren. Jahreszeitlich bedingte ausgeprägte Trockenzeiten begünstigten die Austrocknung des Bodens. So kam es zur Auswehung von Feinmaterial aus Flusstälern und Schotterfluren und zur Ablagerung in der nahen oder weiteren Umgebung. Vor allem im Windschatten von Erhebungen und Rücken

reicherten sich große Mengen von Löß an. Daher liegen die Sedimente bevorzugt an den nach Osten abfallenden Hängen im Lee der Westwinde. Der windverfrachtete Staub ist maßgeblich beteiligt an der Entwicklung der für diese Landschaft typischen asymmetrischen Täler.

Als Löß bezeichnet man äolische Sedimente, die hauptsächlich aus Schluff (Korn-

größen zwischen 0,002 und 0,06 Millimetern) bestehen. Die genaue Zusammensetzung des Löß hängt von den Auswehungsgebieten ab. Typisch für Südbayern sind hohe Quarz- und Calcit-Gehalte. Aus Löß entsteht durch Auflösen des Kalkanteils Lößlehm. An der Entkalkungsgrenze bilden sich häufig rundliche, bizarr geformte Kalkkonkretionen, die sogenannten „Lößkindl“. In Hanglagen sind Löß und Lößlehm oft durch Bodenfließen oder auch Verschwemmungen umgelagert worden, so dass sich vor allem am Hangfuß besonders große Mächtigkeiten bilden konnten.

Lößprofile an künstlichen oder natürlichen Anrissen sind nicht sehr langlebig und daher in der Regel nur kurze Zeit gut zu beobachten. Umso wichtiger ist eine gute Dokumentation und wissenschaftliche Bearbeitung solcher Aufschlüsse. Allerdings lässt sich in nicht verfüllten Gruben durch geringe Materialentnahme auch einfach wieder ein Profil freilegen. Das setzt aber den längerfristigen Erhalt der Gruben voraus.

Ziegeleigrube Möding

Geotopnr.: 279A003
Landkreis: Dingolfing-Landau
Gemeinde: Landau a.d. Isar
TK 25: 7342 Landau a.d. Isar
Lage: R: 4554030, H: 5389850
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Löß, Lößlehm (Pleistozän)
 Fossiler Boden (Pleistozän)

Beschreibung:

Westlich der Landstraße von Landau nach Aufhausen gibt es bei dem kleinen Ort Möding eine erst seit kurzer Zeit aufgelassene Lößlehmgrube. Über mehrere Jahrzehnte wurde hier Lößlehm für die Dachziegelproduktion abgebaut. Im Ort finden sich noch die Gebäude der ehemaligen Ziegelei Möding.

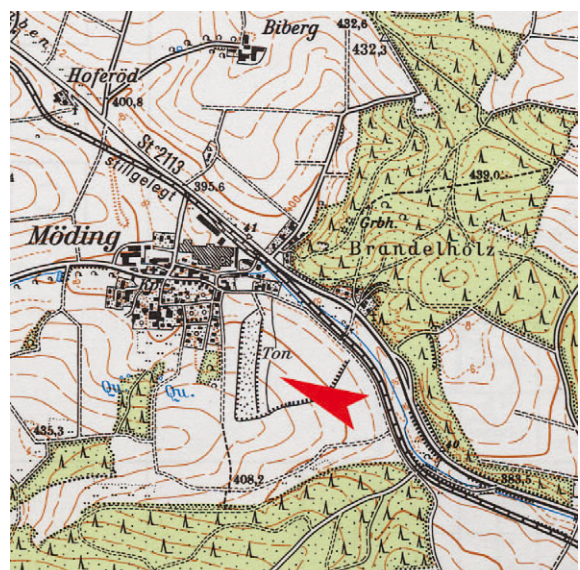
Die abgeböschte Grubenwand erschließt ein 8 bis 9 m mächtiges Profil mit Sedimenten aus der Riss- und Würm-Kaltzeit. Die unteren 4 bis 5 m entfallen auf Lößlehme, die in der Riss-Kaltzeit abgelagert wurden. Darüber folgen mit einer Schichtlücke 3 bis 4 m Löß und Lößlehm aus dem Würmglazial. Fließerden und Strukturen von Frostmusterböden innerhalb des Profils sind Zeugen des periglazialen Klimas. An der Grenze zwischen den beiden Lößeinheiten dokumentieren rotbraun gefärbte Lößlehme die Bodenbildung während der Warmzeit des Riss-Würm-Interglazials.

Leider sind die genaue Schichtfolge und die Strukturen des Lößprofils derzeit nicht mehr zu erkennen, da seit Einstellung des Abbaus die Wände verfallen sind und kein frischer Aufschluss geschaffen wurde. Die Grube in ungewöhnlich mächtigen Lößsedimenten ist trotzdem ein wichtiger Geotop, da Löß und Lößlehm im Tertiär-Hügelland zwar sehr weit verbreitet, natürliche Aufschlüsse aber selten sind. Der typische tonig-schluffige Lößlehm ist jedoch noch zu erkennen und das Profil lässt sich leicht wieder herstellen.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: BRUNNACKER (1957)
 UNGER (1983a)



Lößprofil an der ehemaligen Ziegeleigrube Möding

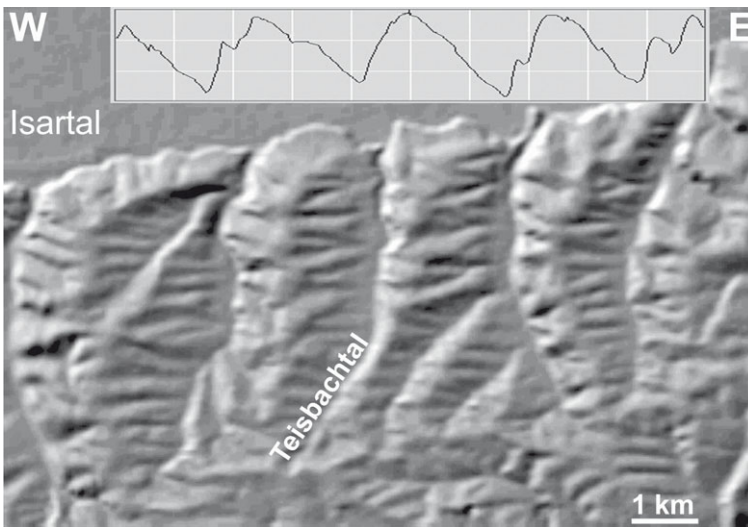


Wie entsteht ein asymmetrisches Tal?

Asymmetrische Talquerschnitte sind ein weit verbreitetes Phänomen in den bayerischen Tälern des Periglazialbereichs, also in den Gebieten, die während den Kaltzeiten nicht vergletschert waren, aber durch das kalte Klima geprägt wurden. Man findet sie nicht nur im Tertiär-Hügelland, son-

wasserundurchlässigem Untergrund talwärts. An den unteren Talhängen und auf den Talböden häufte sich das Material bis zu mehreren Metern Mächtigkeit an. Die Fließgewässer wurden damit auf die gegenüberliegenden Talflanke abgedrängt, wo sie die Hänge der Ostseite unter schnitten und dort Fließerden und anstehende Schichten erodierten. Auf Dauer entstand unter dem Einfluß des Periglazialklimas aus einer symmetrischen Talmulde ein asymmetrisches Muldental und schließlich ein asymmetrisches Sohlental.

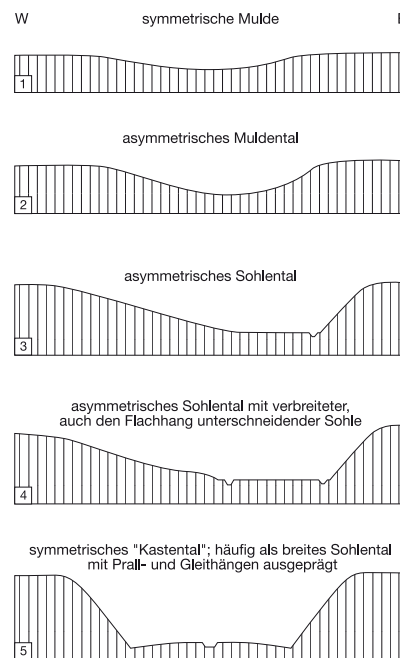
Möglicherweise reichte aber allein schon die bevorzugte Ansammlung großer Mengen feinen Lößmaterials im Windschatten auf den nach Osten exponierten Hängen aus, dass die Flüsse vorwiegend die Talhänge an der Ostseite erodierten und versteilten. Heute sind die steilen Talflanken in der Regel bewaldet, während die flachen Talhänge mit Wiesen und Feldern landwirtschaftlich genutzt werden.



Geländereief und überhöhter Schnitt im Bereich des Teisbachtals (Daten- grundlage: Bayerisches Landesvermessungsamt)

dern auch auf der Schotter- und Riedellandschaft des Alpenvorlandes, im Schichtstufenland oder in den Mainfränkischen Platten. Die asymmetrische Geometrie mit flachen, konkaven Hängen auf der westlichen Talseite und steilen, konvexen Hängen auf der östlichen ist besonders ausgeprägt bei den Nord-Süd verlaufenden Tälern. Wie entsteht so ein Talquerschnitt?

HELBIG (1965) sieht die Ursache in einem unterschiedlichen Bodenabtrag mit Bodenfließen unter kaltzeitlichen Bedingungen an den Talflanken. Die Hänge auf der Ostseite (also die nach Westen exponierten Talflanken) unterlagen einer starken Austrocknung durch Sonne und Wind, während auf den Hängen der Westseite, wo bei den vorherrschenden Westwinden Schnee angehäuft wurde, eine stärkere Durchfeuchtung das Bodenfließen, die sogenannte Solifluktion, begünstigte. Die sommerlichen Schmelzwässer durchtränkten nun auf den windabgewandten Flächen die dort angewehten Deckschichten aus Lößlehm. Aufgeweichtes Bodenmaterial bewegte sich als Fließerde auf gefrorenem und damit



Typische Abfolge von Querprofilen innerhalb eines asymmetrischen Eiszeittales im Periglazial-Bereich (aus JERZ 1993)

Teisbachtal

Geotopnr.: 279R003
Landkreis: Dingolfing-Landau
Gemeinde: Dingolfing
TK 25: 7340 Dingolfing West
Lage: R: 4534230, H: 5386450
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Nördliche Vollschotter
 (Obere Süßwassermolasse,
 Mittelmiozän)
 Löß, Lößlehm (Jung-Pleistozän)

Beschreibung:

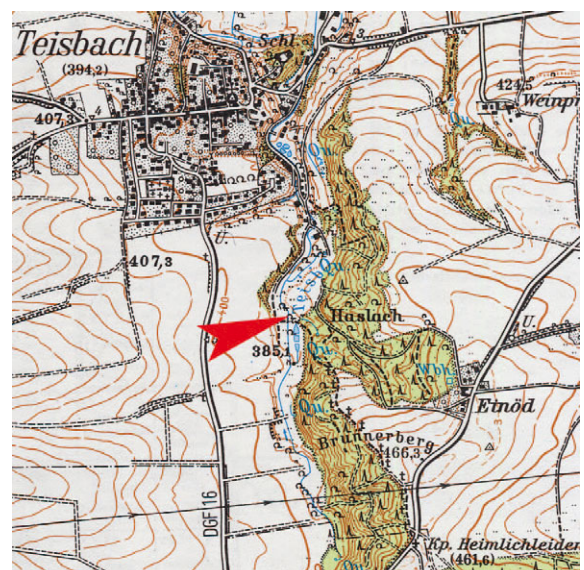
Zwischen Landshut und Dingolfing münden zahlreiche in etwa Süd-Nord verlaufende Bachtäler in das Isartal. All diesen Tälern gemeinsam ist eine ausgeprägt asymmetrische Talform. Eines dieser Bachtäler, das Teisbachtal, mündet direkt bei der Ortschaft Teisbach in die Isar. Es zeigt auf eine Länge von mehr als 5 Kilometern diese Asymmetrie, bei der die nach Westen exponierte Talflanke sehr steil abfällt, während die nach Osten ausgerichtete Flanke eine geringe Neigung aufweist. Den Talschluss am Oberlauf bildet eine flache Mulde. Auf dem bewaldeten Steilhang im Osten stehen die Kiese, Sande und Mergel der Nördlichen Vollschotter unmittelbar unter der Oberfläche an. Mehrere Quellaustritte weisen auf Mergelhorizonte hin. Der Hang auf der Westseite, an dem Löß und Lößlehm den Untergrund bilden, ist ackerbaulich genutzt.

An der Westseite des Teisbachtals zieht sich fast durchgehend eine Terrassenstufe vom Mündungstrichter im Isartal bis nach Oberteisbach. Sie erreicht im Ortsbereich annähernd 10 Meter Höhe über dem Talgrund und fällt zum Oberlauf hin auf weniger als einen Meter ab. Seit dem Spät- bis Postglazial erfolgt durch verstärkte Tiefenerosion eine Umbildung des im Früh- bis Hochglazial geschaffenen asymmetrischen Muldentales in ein Sohlental. Im untersten Abschnitt hat das Tal, als Sohlental ausgebildet, bereits wieder einen annähernd symmetrischen Talquerschnitt.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: HELBIG (1965)
 POSER & MÜLLER (1951)

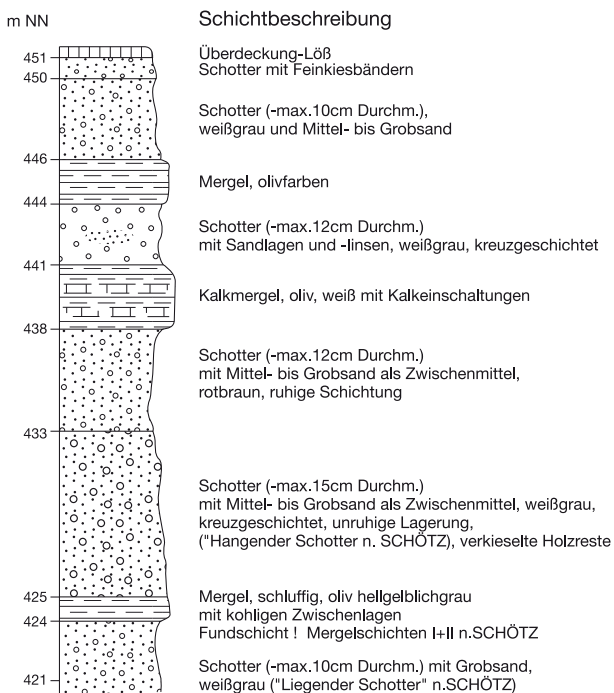


Die Terrassenstufe im untersten Abschnitt des Teisbachtals

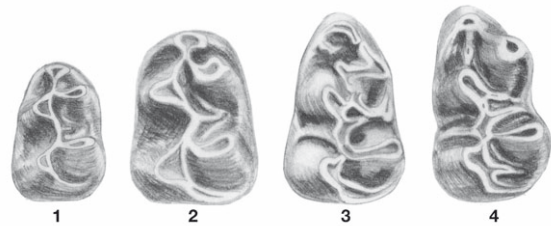


Fossilien aus Massendorf

Fundstellen in der Oberen Süßwassermolasse, die nicht nur einzelne Fossilfunde, sondern vielfältigere Reste von Tieren oder Pflanzen geliefert haben, sind relativ selten. Insgesamt sind Dokumente von Lebensformen aus dem festländischen Lebensraum in der Regel wesentlich schlechter überliefert als aus marinen Ablagerungen. Umso größere Bedeutung kommt den wenigen Lokalitäten mit Fossilinhalt zu. Eine bekannte Fossilfundstelle in mittelmiozänen Nördlichen Vollschootern ist die ehemalige Kiesgrube von Massendorf. Eine genaue wissenschaftliche Bearbeitung (GREGOR 1983, SCHÖTZ 1983, UNGER 1983b) erlaubte eine Rekonstruktion des ökologischen Umfeldes zur Zeit der Ablagerung. Die Fundschicht, eine Mergellinse, liegt innerhalb einer Serie unruhig geschichteter Sand- und Schotterlagen, den Ablagerungen eines Flusses mit zeitlich unterschiedlicher Wasserführung und wechselnden Strömungsverhältnissen. Der Mergel konnte sich in einem Bereich mit wenig Wasserbewegung entwickeln, da dort geringe Strömung das Absetzen auch feineren Materials erlaubte. Durch Verlagerung des Flusses wurde der Stillwasserbereich mit seinen Fossilresten später rasch von Schotter überdeckt und bis in unsere Zeit konserviert.



Schichtsäule der Kiesgrube Massendorf (nach UNGER 1983b).



Die „Fundschicht“, eine nahezu abgebaute Mergellinse nahe der Grubensohle, hat unter anderem diese Zähne (1-2 mm lang) von vier Hamsterarten geliefert (aus SCHÖTZ 1983).

Fossilreste von Tieren, die direkt im oder am Wasser leben wie z.B. Fische, Krokodile, Wasserschildkröten, Biber und Süßwasserschnecken zeigen die unmittelbare Nähe zu einem Gewässer an. Ursache für die Anhäufung von Kleinsäugerzähnen waren vermutlich Greifvögel und Eulen. Deren Gewölle wie auch fragmentarische Bruchstücke größerer Säuger wurden vermutlich durch Regen in das Gewässer eingespült und im Stillwasserbereich angereichert. Pflanzenreste und Kleinsäuger belegen, dass das Gewässer



Rekonstruktion eines „Hundebären“ (*Amphicyon*), der größer als ein Tiger wurde und in der Körpergestalt einem Bären ähnelte (aus FAHLBUSCH & LIEBREICH 1996).

von Wald umgeben war. Man fand z.B. Reste von Gleithörnchen, die vermutlich wie ihre heutigen Verwandten echte Waldbewohner waren. Daneben lebten Nager, Schläfer, Blindmäuse, Beuterratten und Spitzmäuse, aber auch Geckos, Chamäleons und Schlangen in dem Gebiet. Gleichzeitig existierten „exotische“ Säuger wie der ausgestorbene Hundebär. Pflanzenreste weisen auf ein Feuchtgebiet mit Ried- und Buschmoorflora hin, vergesellschaftet mit offenen Wasserflächen und niedrigkronigem Auwald. Das Klima war humid und warm-gemäßigt mit Jahresmitteltemperaturen um 14°C und einem jährlichen Niederschlag zwischen 1000 und 2000 mm.

Ehemalige Kiesgrube Massendorf

Geotop Nr: 279A001
Landkreis: Dingolfing-Landau
Gemeinde: Loiching
TK 25: 7440 Aham
Lage: R: 4534140, H: 5384540
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Nördliche Vollsotter
 (Obere Süßwassermolasse,
 Mittelmiozän)

Beschreibung:

An der östlichen steilen Talflanke des Teisbachtals nahe der Ortschaft Massendorf liegt eine seit längerem aufgelassene Kiesgrube in Nördlichen Vollsottern, die als Fossilfundstelle bekannt geworden ist.

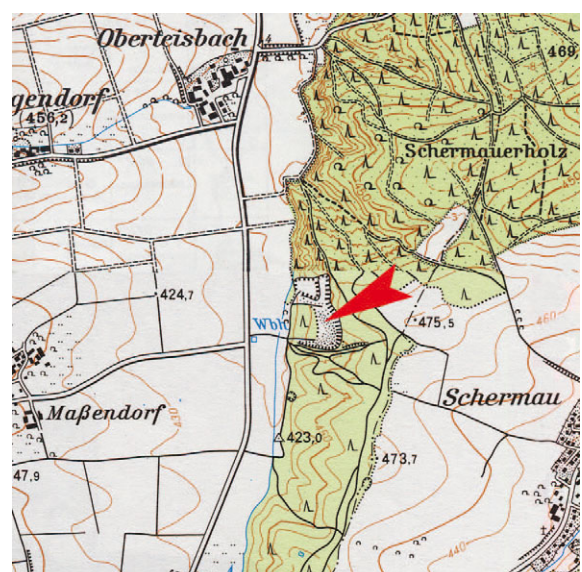
Die heutigen Grubenwände, deren untere Bereiche verstimmt sind, zeigen hauptsächlich Schotter mit typischen Sedimentstrukturen für Flussablagerungen: Rinnen, Kreuzschichtung, kleine Erosionsdiskordanzen. Auf halber Höhe wird die Grube von einem auffälligen Band aus olivgrünen bis beige Mergeln durchzogen, die in einem Stillwasserbereich entstanden sind. Ein weiterer Mergelhorizont knapp über der Grubensohle, der heute nicht mehr zu sehen ist, lieferte zahlreiche Fossilien. Aus dieser Fundschicht wurden Pflanzenreste, Mollusken und Reste diverser Kleinsäuger beschrieben, die eine genauere Alters-einstufung der Schotter erlaubten und Hinweise auf die ökologischen Gegebenheiten der damaligen Landschaft lieferten.

Kiese und Sande sind wichtige Rohstoffe, die vor allem in der Bauindustrie im Bereich Hoch- und Tiefbau, im Straßenbau oder auch in der Betonindustrie Verwendung finden. Die Nördlichen Vollsotter der Oberen Süßwassermolasse sind eine wichtige lithologische Einheit für die Kiesgewinnung. Nach ihrem Hauptverbreitungsgebiet werden sie auch als „Landshuter Schotter“ bezeichnet. Der beiderseits des Isartales weit verbreitete Schotterkörper wurde und wird in zahlreichen Gruben abgebaut.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: GREGOR (1983)
 SCHÖTZ (1983)
 UNGER (1983b)



„Landshuter Schotter“



4 LITERATUR

- ABELE, G. (1950): Die Heil- und Mineralquellen Südbayerns.– *Geologica Bavarica*, **2**: 112 S.; München.
- AD-HOC-AG GEOTOPSCHUTZ [Hrsg.] (1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland – Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland.– *Angewandte Landschaftsökologie*, **9**: 105 S.; Bonn-Bad Godesberg.
- AGRICOLA, G. (1557): Vom Bergkwerck.– XII Bücher, 491 S.; Nachdruck 1985, Essen.
- AMMON, L.V. (1875): Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau. Eine Monographie des niederbayerischen Jurabezirks mit dem Keilberger Jura. Unter besonderer Berücksichtigung seiner Beziehungen zum Frankenjura.– 200 S.; München.
- APIAN, P. (ca. 1579): Topographie von Bayern.– Herausgegeben vom Historischen Verein von Oberbayern, Oberbay. Archiv, **39**; München 1880.
- BAUBERGER, W. (1977): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7046 Spiegelau und zum Blatt Nr. 7047 Finsterau sowie zu den nördlichen Anteilen der Blätter Nr. 7146 Grafenau und Nr. 7147 Freyung.– 183 S.; München.
- BAUER, L. & HELM, W. (1997): Gewinnung, Bearbeitung und Verwendung von Hauzenberger Granit.– In: ORTMEIER, M. & HELM, W. [Hrsg.]: Granit.– Freilichtmuseum Finsterau, 43-62; Finsterau.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500 000 mit Erläuterungen.– 4. Aufl.: 329 S.; München.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ [Hrsg.] (1997a): Nationalparke, Naturschutzgebiete, Landschaftsschutzgebiete und Naturparke Bayerns mit naturräumlicher Gliederung.– Karte 1:500 000 mit Erläuterungen; München.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ [Hrsg.] (1997b): Die Naturschutzgebiete am Arber.– Aus den Naturschutzgebieten Bayerns, Schriftenreihe, **144**: 143 S.; München.
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN (1996): „Landschaftsplanung am Runden Tisch“ – Leitfaden zur Fortentwicklung des gemeindlichen Landschaftsplans als Teil des Flächennutzungsplans in Bayern.– 34 S.; München.
- BINSTEINER, A. & ENGELHARDT, B. (1988): Das neolithische Silexbergwerk von Arnhofen, Gde. Abensberg, Lkr. Kelheim.– In: RIND, M. [Hrsg.]: Feuerstein: Rohstoff der Steinzeit – Bergbau und Bearbeitungstechnik.– Katalog zur Sonderausstellung 1989 im Heimatmuseum Osterhofen, 9-16; Erlbach.
- BLENDINGER, H. & WOLF, H. (1981): Die Magnetkieslagerstätte Silberberg bei Bodenmais im Hinteren Bayerischen Wald.– *Aufschluss*, Sonderband **31**: 75-90; Heidelberg.
- BRANDT, S., EICHHORN, R., GLASER, S. & LAGALLY, U. (2003): „Bayerns 100 schönste Geotope“ – ein Beitrag Bayerns zum sanften Geo-Tourismus.– *Schriftenr. d. Dt. Geol. Ges.*, **29**: 66-70; Hannover.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern.– *Geologica Bavarica*, **34**: 95 S.; München.
- DOLLINGER, U. (1967): Die Buchberger Leite am Bayerischen Pfahl.– In: TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald.– *Geologica Bavarica*, **58**: 169-172; München.
- DOPPLER, G., FIEBIG, M. & MEYER, R.K.F. (2002): Geowissenschaftliche Landesaufnahme Planungsregion 10 Ingolstadt, Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:100 000.– 127 S.; München.
- DÜRR, S. & LIST, F.K. (1969): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7144 Lalling.– 95 S.; München.

- EICHHORN, R., GLASER, S., LAGALLY, U. & ROHRMÜLLER, J. (1999): Geotope in Oberfranken.– Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, **2**: 176 S.; München.
- FAHLBUSCH, V. & LIEBREICH, R. (1996): Hasenhirsch und Hundebär – Chronik der tertiären Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen bei Mainburg.– 40 S.; München.
- FAY, M. & GRÖSCHKE, M. (1982): Die Mitteljura-Sandsteine in Niederbayern – Lithologie, Stratigraphie, Paläogeographie.– N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **163** (1): 23-28; Stuttgart.
- FEHR, K.T., HAUNER, U. & WEBER, A. (1997): Zur Mineralogie und Bergbaugeschichte der pleistozänen Goldseifen im Rachel-Vorland, Moldanubikum/Bayerischer Wald.– Geologica Bavarica, **102**: 301-325; München.
- FEJFAR, O. & STEININGER, F. (1999): Johann Wolfgang von Goethe: „Brunnengast, Geolog und Spaziergänger“ – erdwissenschaftliche Beobachtungen in Böhmen.– In: HOPPE, A. & STEININGER, F. [Hrsg.]: Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen.– Schriften. d. Dt. Geol. Ges., **8**: 7-67; Hannover.
- FINK, J. (1966): Die Paläogeographie der Donau.– Limnologie der Donau, Lfg. **2**: 1-50; Stuttgart.
- FLURL, M. (1792): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz.– 642 S.; München.
- FREYBERG, B.v. (1951): Rettet unsere Aufschlüsse!– Geol. Bl. NO-Bayern, **1**: 74-75; Erlangen.
- GEISS, E. (1993): Erz, Polierrot und Vitriolöl aus Bodenmais.– In: LEHRBERGER, G. & PRAMMER J. [Hrsg.]: Mathias von Flurl (1756-1823) – Begründer der Mineralogie und Geologie in Bayern.– Katalog des Gäubodenmuseums Straubing, **21**: 202-213; Straubing.
- GLASER, S. (1998): Der Grundwasserhaushalt in verschiedenen Faziesbereichen des Malms der Südlichen und Mittleren Frankenalb.– GSF-Berichte, **2/98**: 135 S.; Neuherberg.
- GLASER, S., LAGALLY, U., SCHENK, P., EICHHORN, R. & BRANDT, S. (2001): Geotope in Mittelfranken.– Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, **3**: 127 S.; München.
- GRAUL, H. (1943): Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft.– Forsch. dt. Landes- u. Volkskde., **43**, Leipzig.
- GREGOR, H.-J. (1983): Die Flora aus dem Mergel I der Kiesgrube Maßendorf.– Documenta naturae, **11**: 30-47; München.
- GREGOR, H.-J., HOTTENROTT, M., KNOBLOCH, E. & PLANDEROVA, E. (1989): Neue mega- und mikrofloristische Untersuchungen in der jungtertiären Molasse Bayerns.– Geologica Bavarica, **94**: 281-369, München.
- GRIMM, W.-D. (1957): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern).– Beih. Geol. Jb., **36**: 97-199, Hannover.
- GRIMM, W.-D. (1963): Der Schillhorizont in der ostniederbayerischen Süßbrackwassermolasse und seine bergbauliche Gewinnung.– Geol. Mitt., **3** (3): 221-252; Aachen.
- GRIMM, W.-D. (1977): Das obermiozäne Quarzkonglomerat in Ostniederbayern ist kein Astroblem.– N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1977** (3): 373-384, Stuttgart.
- GRÖSCHKE, M. (1985): Stratigraphie und Ammonitenfauna der Jurarelikte zwischen Straubing und Passau (Niederbayern).– Palaeontographica, **A 191**: 67 S.; Stuttgart.
- GÜMBEL, C.W. (1866): Über das Vorkommen von *Eozoon* im ostbayerischen Urgebirge.– Sitzber. Bayer. Akad. Wiss., **1**: 25-70, München.
- GÜMBEL, C.W. (1868): Geognostische Beschreibung des Königreiches Bayern. II Abt. Das ostbayerische Grenzgebirge.– 968 S.; Gotha.

- GÜMBEL, C.W.v. (1894): Geologie von Bayern. II. Bd. Geologische Beschreibung von Bayern.– 1184 S.; Cassel.
- HAUNER (1980): Untersuchungen zur klimagesteuerten tertiären und quartären Morphogenese des Inneren Bayerischen Waldes (Rachel-Lusen) unter besonderer Berücksichtigung pleistozän kaltzeitlicher Formen und Ablagerungen.– Nationalpark Bayerischer Wald, **6**: 198 S.; Grafenau.
- HEGEMANN, F. (1936): Über die Bildungsweise des Quarzes im Bayerischen Pfahl.– Chemie der Erde, **10**: 521-538, Berlin.
- HEISSIG, K. (1991): Fossilfunde auf dem Kartenblatt Landshut 1:50 000.– In: UNGER, H.J. (1991): Geologische Karte von Bayern 1:50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7538 Landshut.– 131-138; München.
- HELBIG, K. (1965): Asymmetrische Eiszeittäler in Süddeutschland und Ostösterreich.– Mitt. Geogr. Ges. Würzburg, **14**: 108 S.; Würzburg.
- HEROLD, R. (1970): Eine Malmkalk-Trümmermasse in der Oberen Süßwassermolasse Niederbayerns.– Geologica Bavarica, **61**: 413-427; München.
- HOFMANN, R. (1962): Die Tektonik des Bayerischen Pfahls.– Geol. Rdsch., **52** (1): 332-346; Stuttgart.
- JERZ, H. (1991): Quartär.– In: UNGER, H.J.: Geologische Karte von Bayern 1:50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7538 Landshut.– 99 ff.; München.
- JERZ, H. (1993): Geologie von Bayern II - Das Eiszeitalter in Bayern.– 243 S.; Stuttgart.
- KAHLKE, H.D. (1994): Die Eiszeit.– 192 S.; Leipzig.
- KLOCKMANN, F., RAMDOHR, P. & STRUNZ, H. (1978): Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie.– 16. Auflage, 876 S.; Stuttgart.
- KÖHLER, H., PROPACH, G. & TROLL, G. (1989): Exkursion zur Geologie, Petrographie und Geochronologie des NE-bayerischen Grundgebirges.– Beih. Europ. J. Miner., **1** (2): 1-84; Stuttgart.
- KRAUS, E. (1915): Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen/Ndb.– Geogn. Jh., **28**: 91-168; München.
- LAGALLY, U., KUBE, W. & FRANK, H. (1993): Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern. Ergebnisse einer Erstaufnahme.– Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, **1**: 168 S.; München.
- LAUBMANN, H. & STEINMETZ, H. (1920): Phosphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes.– Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie, **55**: 523-586; Leipzig.
- LEHRBERGER, G., ARTMANN, C., GERETSCHLÄGER, M., ROHRBACHER M. & SAURLE, A. (2002): Exkursion zum Pfahl in der Umgebung von Grafenau und Freyung.– In: Geowissenschaften und Öffentlichkeit.– Tagungsband zur 6. Internationalen Tagung der Fachsektion Geotop der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Viechtach, 54-58; Garching.
- LEHRBERGER, G. & HECHT, L. (1997): Granit – das Höchste und das Tiefste – Zur Geologie und Mineralogie der Granite des Bayerischen Waldes.– In: ORTMEIER, M. & HELM, W. [Hrsg.]: Granit.– Freilichtmuseum Finsterau, 9-32; Finsterau.
- LEHRBERGER, G. & MARTINEK, K.-P. (1996): Metamopie Goldvererzungen und assoziierte Seifenlagerstätten im Moldnubikum des Bayerischen Waldes und des südlichen Böhmerwaldes.– In: OBERMÜLLER, T. [Hrsg.]: Mineralien und Lagerstätten des Bayerischen Waldes.– Tagungsband der Vereinigung Freunde der Mineralogie und Geologie e.V. zur Sommertagung 1996 in Kötzing, 179-197; Deggendorf.
- LEHRBERGER, G., MARTINEK, K.-P., KOCH, A., HARTMANN, U., HARTL, E. & HAUNER, U. (2000): Bodendenkmäler der mittelalterlichen und frühneuzeitlichen Goldgewinnung im Bayerischen Wald.– Vorträge des 18. Niederbayerischen Archäologentages: 225-283; Rahden/Westf.

- LIST, F.K. (1967): Geologische Exkursionen im Gebiet nördlich und östlich von Deggendorf an der Donau.– In: TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald.– *Geologica Bavarica*, **58**: 86-91; München.
- LIST, F.K. & OTT, W.-D. (1982): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7043 Ruhmannsfelden.– 55 S.; München.
- MADEL, J., PROPACH, G. & REICH, H. (1968): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6945 Zwiesel.– 88 S.; München.
- MASON, B. (1942): Some iron-manganese phosphate minerals from the pegmatite at Hühnerkobel in Bavaria.– *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **64**: 335-340; Stockholm.
- MATTIG, U., LOOK, E.-R. & RÖHLING, H.-G. [Hrsg.] (2003): Richtlinien Nationale GeoParks in Deutschland.– *Schriftenr. d. Dt. Geol. Ges.*, **30**: 34 S.; Hannover.
- MÄUSER, M. (1983): Neue Gedanken über *Compsognathus longipes* WAGNER und dessen Fundort.– *Weltenburger Akademie, Erwin Rutte-Festschrift*: 157-162; Kelheim/Weltenburg.
- MÄUSER, M. (1984): Die Malm-Zeta-Plattenkalke von Jachenhausen bei Riedenburg (Südliche Frankenalb).– *Archaeopteryx* **1984**: S. 1-12; Eichstätt.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1983): Erdgeschichte sichtbar gemacht, Ein geologischer Führer durch die Altmühlalb.– 260 S.; München.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1994): Wanderungen in die Erdgeschichte (6), Unteres Altmühltal und Weltenburger Enge.– 152 S.; München.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1996): Jura.– In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000.– 4. Aufl., 90-111; München.
- MEYNEN, E. & SCHMITHÜSEN, J. [Hrsg.] (1953-1959): Handbuch der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands.– 6 Lieferungen; Remagen.
- OBERMAIER, H. & FRAUNHOLZ, J. (1927): Der skulptierte Rengeweihestab aus der Mittleren Klausenhöhle bei Essing (Niederbayern).– *IPEK*, **4**: 1-9, Köln.
- OBERMÜLLER, T. (1993): Der Silberberg bei Bodenmais/Bayer. Wald.– *Aufschluss*, **44**: 201-224; Heidelberg.
- OSCHMANN, F. (1958): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7038 Bad Abbach.– 184 S.; München.
- OTT, W.-D. (1979): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6942 St. Englmar.– 65 S.; München.
- OTT, W.-D. (1983): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6943 Viechtach.– 71 S.; München.
- OTT, W.-D. (1988): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7147 Freyung und zum Blatt Nr. 7148 Bischofsreut.– 137 S.; München.
- OTT, W.-D. (1992): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7248/49 Jandelsbrunn.– 72 S.; München.
- POSER, H. & MÜLLER, T. (1951): Studien an asymmetrischen Tälern des Niederbayrischen Hügellandes.– *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Klasse, Biol.-phys.-chem. Abtl.* **1**: 1-32; Göttingen.
- PRAXL, P. (1997): Zur Geschichte des Granitgewerbes im Bayerischen Wald.– In: ORTMEIER, M. & HELM, W. [Hrsg.]: *Granit*.– Freilichtmuseum Finsterau, 63-84; Finsterau.
- PRIEHÄUSSER, G. (1927): Der Bayerische Wald im Eiszeitalter. I Glaziale Spuren in der Umgebung des Großen Arbersees.– *Geogn. Jh.*, **40**: 133-170; München.

- PRIEHÄUSSER, G. (1952): Über die Entwicklung von Auen und Filzen und anderen Waldvernässungen im Bayer. Wald.– Mitt. Staatsforstverw. Bayern, **27**: 5-12; München.
- PRIEHÄUSSER, G. (1961): Felsfreistellungen, Blockmeere, Blockströme und Blockstreuungen im Bayerischen Wald.– Geol. Bl. NO-Bayern, **11** (3): 123-132; Erlangen.
- RAAB, T. (1999): Würmzeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes im Arbergebiet.– Regensburger Geogr. Schriften, **32**: 327 S., Regensburg.
- RABUS, B. & KNÖPFLE, W. (2003): Erstellung von Höhenmodellen und Bewegungskarten der Erdoberfläche durch Satelliten-Radarinterferometrie.– Geologica Bavarica, **107**: 235-247; München.
- RATHSBURG, A. (1930): Neue Beiträge zur Vergletscherung des Böhmerwaldes während der Eiszeit.– Mitt. Ver. F. Erdke., Jahresheft **1929**: 1-106; Dresden.
- REINECK, H.-E. (1984): Aktuogeologie klastischer Sedimente.– 348 S.; Frankfurt/Main.
- RIEGER, G. (1954): Kelheimer Heimatbuch.– 2. Aufl., 417 S.; Kelheim.
- RÖPER, M. & ROTHGAENGER, M. (1998): Die Plattenkalke von Hienheim (Landkreis Kelheim).– 110 S.; Eichendorf.
- RUTTE, E. (1962): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7037 Kehlheim.– 243 S.; München.
- SAURLE, A., LEHRBERGER, G., KOCH, A. & HARTL, E. (2002): Goldvorkommen im Passauer Wald, Ostbayern.– In: LEHRBERGER, G. & VÖLCKER-JANSSEN, W. [Hrsg.]: Gold in Deutschland und Österreich, 174-189; Korbach.
- SCHÄFER, I. (1966): Der Talknoten von Donau und Lech. Zur Frage des Laufwechsels der Donau vom „Wellheimer Trockental“ ins „Neuburger Durchbruchstal“.– Mitt. Geogr. Ges. München, **51**: 59-111, München.
- SCHLICKUM, W. & STRAUCH, F. (1968): Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß im Bereich der Brackwassermolasse Niederbayerns.– Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., **8**: 327-391; München.
- SCHMID, H. & WEINELT, W. (1978): Lagerstätten in Bayern. Erze, Industriemineralien, Salze und Brennstoffe.– Geologica Bavarica, **77**: 160 S.; München.
- SCHMID, H. (1955): Verbandsverhältnisse der Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes (Hagendorf-Pleystein-Hühnerkobel).– Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, **88** (3): 309-404; Stuttgart.
- SCHMIDT-KALER, H. (1968): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7136 Neustadt a. d. Donau.– 167 S.; München.
- SCHMOTZ, K., GREGOR, H.-J. & UNGER, H.J. (1983): Zur Archäologie und Geologie des Gebietes Natternberg bei Deggendorf – vorläufiger Bericht.– Documenta naturae, **9**: 1-15; München.
- SCHÖTZ, M. (1983): Die Kiesgrube Maßendorf, eine miozäne Fossil-Fundstelle im Nördlichen Vollschotter Niederbayerns.– Documenta naturae, **11**: 1-29; München.
- SCHREYER, W. (1961): Aufbau, Entstehung und geologische Bedeutung des Natternberges bei Deggendorf a.d. Donau.– Geol. Bl. NO-Bayern, **11** (4): 179-189; Erlangen.
- SCHREYER, W. (1967a): Das Grundgebirge in der Umgebung von Deggendorf an der Donau.– In: TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald.– Geologica Bavarica, **58**: 86-91; München.
- SCHREYER, W. (1967b): Geologie und Petrographie der Umgebung von Vilshofen/Niederbayern.– In: TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald.– Geologica Bavarica, **58**: 114-132; München.

- SCHRÖCK, A. (1996): Der alte Bergbau in Hunding.– In: OBERMÜLLER, T. [Hrsg.]: Mineralien und Lagerstätten des Bayerischen Waldes.– Tagungsband der Vereinigung Freunde der Mineralogie und Geologie e.V. zur Sommertagung 1996 in Kötzing, 135-160, Deggendorf.
- SCHUCH, M., MEINDL, W. & LAFORCE, W. (1988): Die Moorkommen der Kartenblätter Nr. 7147 Freyung und Nr.7148 Bischofsreut.– In: OTT, W.-D. (1988): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7147 Freyung und zum Blatt Nr. 7148 Bischofsreut.– 58-94; München.
- SPEARS, F.S. (1993): Metamorphic phase equilibria and pressure – temperatur – time paths.– 799 S.; Washington.
- SPERLING, T. (1996): Pegmatit-Vorkommen im Hinteren Bayerischen Wald.– In: OBERMÜLLER, T. [Hrsg.]: Mineralien und Lagerstätten des Bayerischen Waldes.– Tagungsband der Vereinigung Freunde der Mineralogie und Geologie e.V. zur Sommertagung 1996 in Kötzing, 21-126, Deggendorf.
- SPERLING & ECKBAUER (1998): Lehme und miozäne Tone im Kröning.– In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erkundung mineralischer Rohstoffe in Bayern, Heft **3**: 27-41; München.
- STEINBERGER, A. (1966): Der „wachsende Stein“ von Usterling.– Beilage z. Amtl. Schulanz. f. d. Reg. Bez. Niederbayern, **2**: 1-16; Landshut.
- STRAUCH, F. (1969): Die Typuslokalitäten der ostniederbayerischen Oncophora-Schichten.– Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., **9**: 213-214; München.
- STREIM, W. (1961): Stratigraphie, Fazies und Lagerungsverhältnisse des Malms bei Dietfurt und Hemau (Südliche Fankenalb).– Erlanger Geol. Abh., **38**: 49 S.; Erlangen.
- STREIT, R. (1984): Sandsteine der Oberkreide.– In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Oberflächennahe mineralische Rohstoffe von Bayern.– Geologica Bavarica, **86**: 269-277; München.
- TAIT, J.A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H.C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints.– Geol. Rundsch., **86**: 585-598; Heidelberg.
- TAIT, J.A., SCHÄTZ, M., BACHTADSE, V., SOFFEL, H.C. (2000): Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes.– In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. [Hrsg.]: Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt.– Geol. Soc. London, Spec. Publ., **179**: 21-32; London.
- TEIPEL, U. (2003): Obervendischer und unterordovizischer Magmatismus im Bayerischen Wald – Geochronologische (SHRIMP), geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Metamagmatiten aus dem Westteil des Böhmisches Massivs.– Münchner Geol. Hefte, **A 33**: 98 S.; München.
- TONDAR, P. & TROLL, G. (1991): Der Steinbruch Grögöd in der Kropfmühlserie einer Bunten Gruppe im Passauer Wald.– Geologica Bavarica, **96**: 69-85; München.
- TROLL, G. (1960): Das Juravorkommen von Flintsbach und die Regensburger Straße.– Geol. Bl. NO-Bayern, **10** (1): 12-24; Erlangen.
- TROLL, G. (1964): Das Intrusivgebiet von Fürstenstein.– Geologica Bavarica, **52**: 140 S.; München.
- TROLL, G. (1967a): Die Winzergeseine am Donaurandbruch.– In: TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald.– Geologica Bavarica, **58**: 108-113; München.
- TROLL, G. (1967b): Steinbrüche im Intrusivgebiet von Fürstenstein.– in : TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald.– Geologica Bavarica, **58**: 133-144; München.
- ULBIG, A. (1994): Vergleichende Untersuchungen an Bentoniten, Tuffen und sandig-tonigen Einschaltungen in den Bentonitlagerstätten der Oberen Süßwassermolasse Bayerns.– Dissertation TU München, 245 S.; München.

GEOTOPE IN NIEDERBAYERN

- UNGER, H.J. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn.– 184 S.; München.
- UNGER, H.J. (1983a): Geologische Karte von Bayern 1:50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7342 Landau an der Isar.– 141 S.; München.
- UNGER, H.J. (1983b): Lithologie und Sedimentologie der Kiesgrube Maßendorf (Niederbayern).– *Documenta naturae*, **11**: 48-59; München.
- UNGER, H.J. (1984): Geologische Karte von Bayern 1:50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7544 Griesbach im Rottal.– 184 S.; München.
- UNGER, H.J. (1991): Geologische Karte von Bayern 1:50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7538 Landshut.– 213 S.; München.
- UNGER, H.J. (1999): Zur Geologie im Donautal.– *Documenta naturae*, **128**: 1-110; München.
- UNGER, H.J. & SCHWARZMEIER, J. (1987): Bemerkungen zum tektonischen Werdegang Südostbayerns.– *Geol. Jb.*, **A 105**: 3-23; Hannover.
- VOIGTLÄNDER, W. (1968): Der wachsende Stein von Usterling.– *Ber. Naturwiss. Ver. f. Niederbayern*, **1968**: 9-26; Landshut.
- WEBER, K. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7137 Abensberg.– 386 S.; München.
- WEINELT, W. (1984): Plutonite.– In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Oberflächennahe mineralische Rohstoffe von Bayern.– *Geologica Bavarica*, **86**: 21-75; München.
- WEINELT, W. (1987): Graphit.– In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Der Bergbau in Bayern.– *Geologica Bavarica*, **91**: 79-93; München.
- WEISS, W. (1981): G6: Regensburger Oberkreide.– In: HAGN, H.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht – Exkursionsführer zum 17. Europäischen Mikropaläontologischen Kolloquium in Oberbayern, September 1981.– *Geologica Bavarica*, **82**: 279-282; München.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine.– 382 S.; Stuttgart.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks.– 5. Aufl., 348 S.; New York.
- WROBEL, J.-P., FRITZER, T., MIKULLA, C., SCHULDES, D. & SUCKOW, A. (2002): Forschungsbohrung Altdorf bei Landshut/Niederbayern – Erkundung einer geothermischen Anomalie im Bereich des Landshut-Neuöttinger-Hochs.– *Grundwasser*, **7**: 14-24; Heidelberg.
- ZILONKOWSKY, W. (1989): Geschichte des Naturschutzes.– *Laufener Sem.beitr.*, **2**: 5-12; Laufen.

Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz Band 4

Der Band "Geotope in Niederbayern" gibt einen Überblick über die wichtigsten und schönsten Geotope dieses ostbayerischen Raumes. Damit soll er beitragen, das Bewußtsein für die Bedeutung des Geotopschutzes zu schärfen und so die Bewahrung dieser Dokumente der Erdgeschichte zu fördern.



ISSN 0945-1765