

Geotope in Oberfranken



Bayerisches Geologisches Landesamt



Geotopschutz
in Bayern

**ERDWISSENSCHAFTLICHE BEITRÄGE
ZUM NATURSCHUTZ BAND 2**

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

von

Roland Eichhorn, Stefan Glaser, Ulrich Lagally und Johann Rohrmüller

2. Auflage 2003

Herausgeber und Verlag:

Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstr. 128, D-80797 München

eine Behörde im Geschäftsbereich des Bayerischen Staatsministeriums
für Landesentwicklung und Umweltfragen

ISSN 0945-1765

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einzelaufnahme
Eichhorn Roland, Glaser Stefan, Lagally Ulrich und Rohrmüller Johann:
Geotope in Oberfranken
ISSN 0945-1765

Vordere Umschlagseite: Detail aus einem Felsturm der „Drei Brüder“ im Fichtelgebirge (Lkr. Wunsiedel i. F.)
Hintere Umschlagseite: Photomontage aus polierter Marmorplatte des Steinbruchs Horwagen (Lkr. Hof) und dem Felslabyrinth Luisenburg (Lkr. Wunsiedel i.F.)
Topographische Karten: Rasterdaten des Bayerischen  Landesvermessungsamts. Wiedergabe mit Genehmigung Nr. 6/94. Verwendete topographische Kartenausschnitte im Maßstab 1:25 000.

Alle Rechte vorbehalten
© Bayerisches Geologisches Landesamt 2003
2. Auflage 2003

Digitale Bildüberarbeitung: Sandra Brandt (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

Internet: www.geologie.bayern.de **E-mail:** poststelle@gla.bayern.de
Telefon: (089) 9214-2600 **Fax:** (089) 9214-2647

INHALT

Vorwort	4
Einleitung	5
1 Erfassung und Bewertung von Geotopen	6
2 Schutz und Pflege von Geotopen	10
3 Naturraum Oberfranken	12
3.1 Geographischer Überblick und naturräumliche Gliederung	12
3.2 Erdgeschichtliche Entwicklung der oberfränkischen Landschaften	16
3.3 Geologische Gliederung und Schichtfolge	19
4 Geotope in Oberfranken – Ein kurzer Überblick	34
4.1 Allgemeine Ergebnisse der Ersterfassung	34
4.2 Bamberg	39
4.3 Bayreuth	51
4.4 Coburg	63
4.5 Forchheim	77
4.6 Hof	89
4.7 Kronach	105
4.8 Kulmbach	121
4.9 Lichtenfels	135
4.10 Wunsiedel	151
Literatur	166

VORWORT

Der Schutz besonderer Dokumente der Erdgeschichte hat in den letzten Jahren in Deutschland an Aktualität gewonnen. Ausgelöst durch aufsehenerregende Rettungsaktionen von weltweit einmaligen Geotopen wie der Fossilfundstelle in Messel ist der Geotopschutz wieder mehr in das Bewußtsein der Menschen gerückt. Die Erkenntnis, daß erdgeschichtliche Bildungen unschätzbare Einblicke in den Aufbau des Planeten Erde und die Entstehung des Lebens auf ihm, aber auch in die Entwicklung des Universums bieten, ist heute weiter verbreitet denn je. In zunehmendem Maß wird auch anerkannt, daß die wichtigsten Stellen, an denen derartige Erkenntnisse gewonnen werden können, auf Dauer erhalten werden müssen.

Die ersten Ansätze für einen amtlichen und offiziellen Geotopschutz in Bayern reichen zurück bis in das Jahr 1840, als König Ludwig I. die "Weltenburger Enge" unter Schutz stellen ließ, um diese markante Landschaftsform vor einer Zerstörung durch Gesteinsabbau zu bewahren. In der Folgezeit wurden landesweit viele wichtige Geotope als Naturdenkmale geschützt. Dennoch dauerte es insgesamt noch mehr als 140 Jahre, bis eine breite, fachlich fundierte Grundlage für den Erhalt von erdgeschichtlich wichtigen Objekten geschaffen wurde.

Ohne fundierte Grundlagen kommt der amtliche Geotopschutz nicht mehr aus. Daher nimmt sich das Bayerische Geologische Landesamt als zuständige Fachbehörde seit 1985 intensiv der systematischen Inventarisierung von Geotopen

in einem Geotopkataster an. In diesem laufend aktualisierten und ergänzten Kataster werden Daten über wichtige Aufschlüsse von Gesteinen sowie Fossil- und Mineralfundpunkte, Oberflächenformen, Quellen, Höhlen und andere erdgeschichtlich interessante Objekte aus ganz Bayern gesammelt. Die Ergebnisse fließen in die aktuelle Naturschutzarbeit ein.

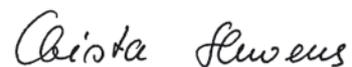
Das Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen mißt dem Geotopschutz als erdgeschichtlichem Zweig des Naturschutzes hohe Bedeutung bei. Seit 1990 unterstützt es die Arbeiten des Geologischen Landesamtes intensiv durch Sondermittel. Für das Jahr 1999 hat es "Geotope in Bayern" als Thema für den Jahreskalender ausgewählt. In ihm werden die wesentlichen Inhalte, Aufgaben und Ziele des Geotopschutzes anhand von Beispielen aus ganz Bayern dargestellt.

Erste Ergebnisse der Geotoperfassung in Oberbayern wurden 1993 in der Reihe "Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz" vom Geologischen Landesamt veröffentlicht. Der nunmehr vorgelegte Band "Geotope in Oberfranken" setzt die Reihe fort. Er gibt eine Darstellung der naturräumlichen Verhältnisse und einen Überblick über die wichtigsten Geotope dieses nordostbayerischen Raumes. Damit soll er dazu beitragen, das Bewußtsein für die Bedeutung des Geotopschutzes weiter zu schärfen und so die Bewahrung der wichtigsten Dokumente der Erdgeschichte zu fördern.



Dr. WERNER SCHNAPPAUF

Bayerischer Staatsminister
für Landesentwicklung und
Umweltfragen



CHRISTA STEWENS

Staatssekretärin im Bayerischen
Staatsministerium für Landes-
entwicklung und Umweltfragen

EINLEITUNG

Die Sorge um wertvolle Bildungen der unbelebten Natur hat im Naturschutz den gleichen Stellenwert wie der Schutz von Tieren, Pflanzen und ihren Lebensräumen. Die "Geotope" gewähren uns Einblicke in die Entstehung und den Aufbau der Erde und der Landschaftsformen, in die Entwicklung des Lebens auf der Erde und auch in die Geschichte der Gewinnung von Bodenschätzen durch den Menschen. Zerstörte Geotope können meist auch mit größtem Aufwand nicht wieder hergestellt oder ersetzt werden. Die Erhaltung wichtiger Geotope, die gleichzeitig oft auch als Biotope von Bedeutung sind, liegt daher im besonderen Interesse des Naturschutzes.

Das Bayerische Geologische Landesamt hat als zuständige Fachbehörde in den letzten Jahren im Auftrag und mit Mitteln des Staatsministeriums für Landesentwicklung und Umweltfragen eine Erstaufnahme der wichtigsten Geotope Bayerns durchgeführt. Mit dem Geotopkataster Bayern, der auch digital vorliegt, steht mittlerweile ein leistungsfähiges Instrument für den geowissenschaftlichen Naturschutz zur Verfügung.

Die bisherige Arbeit ist jedoch nur ein erster Schritt auf den Weg zur vollständigen Kenntnis aller wichtigen Geotope Bayerns, die letztlich für eine fachlich fundierte Bewertung jedes einzelnen Geotopes erforderlich ist. Um langfristig das Ziel einer flächendeckenden Inventarisierung umzusetzen, müssen die Erfassungsarbeiten in Zukunft weiter intensiviert werden.

Wie der erste Band der Reihe "Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz" kann auch diese vorliegende Schrift keine umfassende Darstellung der Geotope eines Regierungsbezirkes sein. Es mußte vielmehr aus der Vielzahl der bereits bekannten und inventarisierten Objekte in Oberfranken eine Auswahl getroffen werden, die einen Überblick über die wesentlichen erdgeschichtlichen Bildungen ermöglicht. Die Schrift soll einerseits über wichtige Geotope dieses geologisch gesehen besonders vielfältigen Gebietes in Bayern informieren, andererseits aber alle, die an der Natur, speziell an erdwissenschaftlichen Bildungen interessiert sind, anregen, ihr Wissen über die Erdgeschichte zu vermehren und weiterzugeben.



Prof. Dr. HUBERT SCHMID

Präsident des
Bayerischen
Geologischen
Landesamtes

1 ERFASSUNG UND BEWERTUNG VON GEOTOPEN

Die wichtigste Grundvoraussetzung für einen ausgewogenen und wirkungsvollen Schutz von Geotopen ist die Kenntnis der geeigneten Objekte und ihrer Bedeutung. Zu diesem Zweck katalogisiert das Bayerische Geologische Landesamt (GLA) seit 1985 im Auftrag des Staatsministeriums für Landesentwicklung und Umweltfragen zahlreiche erdwissenschaftlich wichtige Einzelobjekte und Schutzgebiete, um eine Grundlage für die Bewertung und Erhaltung von bedeutenden Geotopen zu erzielen. In einer ersten Erfassung wurden zunächst in allen sieben Regierungsbezirken Bayerns die bekanntesten Objekte aufgenommen. Das Spektrum umfaßte unterschiedliche Gesteinsaufschlüsse, Landschaftsformen, Quellen, Höhlen und mit "geohistorischen" Objekten auch frühere Abbaustellen mineralischer Rohstoffe. Bis 1993 war eine übersichtsmäßige Ersterfassung für alle Regierungsbezirke Bayerns abgeschlossen. Insgesamt stehen derzeit Daten von mehr als 3200 Geotopen zur Verfügung, die im Geotopkataster Bayern - einer modernen Datenbank im Rahmen des Bayerischen Bodeninformationssystems BISBY - gespeichert, gepflegt und ausgewertet werden.

Die Ergebnisse dieser Ersterfassung für den Regierungsbezirk Oberbayern und die methodischen Grundlagen wurden in einer zusammenfassenden Darstellung "Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern - Ergebnisse einer Ersterfassung" (LAGALLY et al. 1993) veröffentlicht.

Beim modernen Geotopschutz handelt es sich um eine relativ junge Disziplin innerhalb der Geowissenschaften, die jedoch nur eine seit Beginn der Naturschutzbewegung im 19. Jahrhundert bestehende Aufgabe wieder aufgreift und versucht, sie mit einer erweiterten fachlichen Basis und modernen Methoden schnell, effektiv und umfassend zu lösen. Zunächst lagen aber weder in Bayern noch in anderen Ländern ausreichende Erfahrungen vor. Die grundlegenden Definitionen und Vorgehensweisen mußten erst erarbeitet werden. So fehlten beispielsweise allgemein anerkannte Definitionen der Begriffe wie „Geotop“ und „Geotopschutz“. Es mußte festgelegt werden, welche Informationen über jedes einzelne Objekt benötigt werden, um auch über die Grenzen der Bundesländer hinweg Geotope vergleichen zu können.

Zu den jeweiligen Kriterien mußten Begriffslisten erarbeitet oder auf die Belange des Geotopschutzes angepaßt werden. Ein Bewertungsalgorithmus sollte einen objektiven Vergleich der einzelnen Geotope ermöglichen. Die bereits unter Naturschutz stehenden Objekte mußten anhand der neuen Definitionen, Kriterien und Begriffslisten detailliert erfaßt oder überarbeitet und bewertet werden.

Um die grundsätzlichen methodischen Fragen des Geotopschutzes zu klären, aber auch um ein einheitliches Vorgehen in den Bundesländern zu gewährleisten, haben die staatlichen Geologischen Dienste der Bundesrepublik Deutschland im Jahre 1992 eine Arbeitsgruppe mit der Schaffung der entsprechenden Grundlagen beauftragt. Die Koordinierung der Arbeiten hatte sich nicht nur aus den unterschiedlich weit fortgeschrittenen Geotopschutz-Aktivitäten einzelner Bundesländern ergeben (z.B. MEIBURG 1979, ALBERS et al. 1982, SCHÖTTLE 1984), sondern auch aus der Tätigkeit der "Arbeitsgemeinschaft Geotopschutz in deutschsprachigen Ländern" (GRUBE & WIEDENBEIN 1992). Es hatte sich gezeigt, daß Geotopschutz als recht dehnbarer Begriff verstanden wurde und deshalb grundsätzliche Festlegungen zum Vorgehen im Geotopschutz dringend erforderlich waren.

Die aus der Arbeitsgruppe der Staatlichen Geologischen Dienste hervorgegangene, vom Bund/Länder-Ausschuß Bodenforschung eingesetzte Ad-hoc-Arbeitsgruppe Geotopschutz legte 1995 ihren Abschlußbericht vor (AD-HOC-AG GEOTOP-SCHUTZ 1996, LAGALLY et al. 1997). Er enthält Definitionen der grundlegenden Arbeitsbegriffe und eine ausführliche Auflistung der in Deutschland vorkommenden wichtigsten Geotope. Für die praktische Arbeit zur Erfassung von Geotopen sowie für ihre fachliche Bewertung wurden Vorschläge unterbreitet. Darüber hinaus wurden fachspezifische Anleitungen für Unterschutzstellungs-, Erhaltungs- und Pflegemaßnahmen gegeben.

Nach der Definition der AD-HOC-AG GEOTOP-SCHUTZ (1996), die inzwischen allgemein anerkannt ist, sind

"Geotope erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwick-

lung der Erde und des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien sowie einzelne Naturschöpfungen und natürliche Landschaftsteile.

Schutzwürdig sind diejenigen Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Für Wissenschaft, Forschung und Leh-

re 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."

Als Basis für die Registrierung der Geotope war es nötig, die Vielzahl von unterschiedlichen Ob-

jekten nach klaren Regeln zu klassifizieren. In Bayern werden fünf Geotoptypen (Aufschlüsse, Formen, Quellen, Höhlen und Geohistorische Objekte) verwendet. Diesen Geotoptypen wurden insgesamt über 100 verschiedene Geotop-Subtypen zugeordnet, die in Bayern bisher definiert und erfaßt wurden.

Der rechtliche Vollzug des Geotopschutzes erfolgt in Bayern im Rahmen des Naturschutzgesetzes. Die in Art. 1 des Bayerischen Naturschutzgesetzes verankerten Ziele, nämlich solche Landschaftsteile zu erhalten, die sich durch ihre Schönheit, Eigenart, Seltenheit oder ihren Erholungswert auszeichnen, erscheint selbstverständlich und leicht nachvollziehbar. Bei einer näheren Betrachtung erweisen sich die Begriffe "Schönheit", "Seltenheit" oder "Eigenart" jedoch auf Geotope schwer anwendbar. Die sehr allgemein gehaltene Definition für "Geotop" bewirkt, daß grundsätzlich jeder Teil der unbelebten Natur als Geotop bezeichnet werden kann. Es ist jedoch weder sinnvoll noch durchführbar, jeden Vertreter jedes Geotop-Subtyps zu katalogisieren (jeden Findling, jede Doline, jede Karsthöhle usw.). Denn wie die Biotopkartierung hat auch die Erfassung von Geotopen das Ziel, aus der Ge-



GEOTOPKATASTER BAYERN

Opferwanne bei Karches



Geotop-Nummer: 472 R 006 (Alte Nr.:472A004)

Objekt-ID: 5937 AG 0001

Biotop-Nr.: nicht als Biotop ausgewiesen

Gemeinde: Gemeindefreies Gebiet (472451)

Landkreis/Stadt: Bayreuth

Flurkarte: NO,091,09

Planungsregion: Oberfranken-Ost (5)

Regierungsbezirk: Oberfranken

TK25-Blatt: 5937 Fichtelberg

Koordinaten: rechts: 4488255 hoch: 5545463
digital erfaßt; Fehler 10 - 100 m (12, Meridian kor.)

Geländehöhe: 745 m
aus der Karte abgelesen (Pflanzen); Fehler 10 - 100 m

Naturraum: Hohes Fichtelgebirge

Geol. Raumeinheit: Fichtelgebirge

Geologie: Feinkörniger Granit (variszisch)

Geotoptyp: Felsblock

Art des Aufschlusses: Block

Petrographie: Granit

Dateneinsicht: Referat GLA

Erschließung: anfahrbar

Größe: L: 3 m B: 2 m H: 0,5 m F: 6 m²

Zustand: nicht rekultiviert/renaturiert, nicht verstimmt/verfüllt/zugewachsen

Schutzstatus: Naturdenkmal (ND)

Kurzbeschreibung/Bemerkungen:
Bei dem als "Opferwanne" bezeichnetem Granitblock ist nicht klar, ob die Hohlform natürlichen Ursprungs ist oder evtl. fuer prae-historische Rituale nachbearbeitet worden war.

Literatur: Keine Literatur zu diesem Objekt in der Datenbank vorhanden.

Referenz: Keine Angaben vorhanden.

Eigentümer: Freistaat Bayern

Erfasser: Bayer. Geol. Landesamt

Bearbeiter: Lagally, Eichhorn, Glaser (BayGLA).

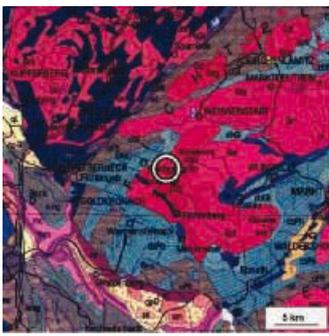
Bewertung: (Stand: 31.12.1996)

Geowiss. Bedeutung:	bedeutend (2-4 Fachbereiche)	2
(Begründung: Geomorphologie - Geschichte/Archaeologie -)		
Regionalgeol. Bedeutung	lokal bedeutend	1
Öffentliche Bedeutung	heimatkundlich/touristisch	1
Erhaltungszustand	nicht beeinträchtigt	3
Häufigkeit in einer Region	selten (< 4 gl. Geotope)	3
Verbreitung in Regionen	gering verbreitet (nur 1 geol. Region)	3

Geowiss. Wert	wertvoll	(geringwertig, bedeutend, wertvoll, bes. wertvoll)	13
Gefährdung:	nicht gefährdet; Geotop ist ND, geschützter LB oder BD,		0
Vergleichs-Geotope:	sind nicht vorhanden oder nicht ausreichend geschützt,		0
Handlungsbedarf	keiner	(keiner, erhaltungswert, schutzwürdig, bes. schutzwürdig)	13




Rasterdaten des Bayerischen Landesvermessungsamtes
Wiedergabe mit Genehmigung Nr. 6/94



Bayerisches Geologisches Landesamt
 Heßstraße 128; D-80797 München Tel.: 089/1213-2600 Fax: 089/1213-2647 email: poststelle@glb.bayern.de

Beispiel für die Darstellung eines Geotops als Abfrage-Ergebnis der Datenbank „Geotopkataster Bayern“

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

samtmenge die wichtigen Objekte zu separieren und zu inventarisieren. Welches Objekt ist aber nun wichtig genug, in den Datenbestand des Geotopkatasters Bayern aufgenommen zu werden und damit überhaupt in den Entscheidungsprozess über mögliche Unterschutzstellungsmaßnahmen zu gelangen?

- Es handelt sich um einen seltenen Vertreter (z.B. die tonigen Gesteine des Lias Epsilon sind an sich weit verbreitet, dauerhafte Aufschlüsse dieses Gesteins sind jedoch eine Seltenheit).
- Das Objekt ist in der Fachliteratur hinreichend beschrieben und noch erhalten (viele "klassi-



Farbenprächtige Herbststimmung an der Ehrenbürg westlich von Wiesenthau (Landkreis Forchheim)

In den Datenbestand des Geotopkatasters werden nur jene Objekte aufgenommen, die mindestens eine der folgenden Bedingungen erfüllen:

- Die charakteristischen Eigenschaften des jeweiligen Geotop-Subtyps sind an dem Objekt besonders typisch ausgeprägt.
- Das Objekt beinhaltet ein besonderes Gestein oder befindet sich in einer außergewöhnlichen geologischen oder landschaftlichen Position.
- Es handelt sich um einen besonders "großen" Vertreter (z.B. besonders stark schüttende Quelle, besonders tiefe Doline usw.).

sche" Aufschlüsse, sind mittlerweile vollkommen verschwunden).

- Es handelt sich um ein Objekt der unbelebten Natur, das bereits einen Schutzstatus nach dem bayerischen Naturschutzgesetz aufweist.

Der Geotopkataster Bayern enthält zu jedem Objekt Informationen in Form von Sachdaten, Fotos, Skizzen und Literatur-Angaben. Die Verwaltung und Auswertung der Daten erfolgt mit einer Datenbank, deren Datenfelder mit Schlüssel Listen hinterlegt sind (z.B. Liste der Gemeinden in Bayern).

Diese Schlüssellisten ermöglichen ein rasches und fehlerfreies Ausfüllen der betreffenden Felder. Die Datenbank enthält außerdem Bezüge auf digital vorliegende Fotos und Kartenausschnitte von Topographischen und Geologischen Karten. Die Fotos und Kartenausschnitte können auf diese Weise zusammen mit den schriftlichen Informationen schnell recherchiert und dargestellt werden.

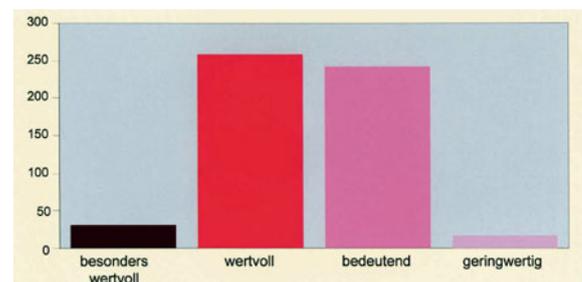
Recherchen erfolgen in Textverarbeitungsprogrammen oder Geographischen Informationssystemen. Sie ermöglichen beliebige Abfragen wie beispielsweise: "Suche alle Felsblöcke aus Fichtelgebirgsgranit im Landkreis Bayreuth, die als Naturdenkmal ausgewiesen sind". Die Abfrage-Ergebnisse werden dann in übersichtlicher Form auf einem DIN A4 Blatt zusammen mit einem Foto und den Kartenausschnitten dargestellt. Der Einsatz Geographischer Informationssysteme erleichtert insbesondere die Bearbeitung der überwiegend raumbezogenen Fragestellungen wie etwa die Suche nach allen Objekten in einer Gemeinde bzw. entlang einer Trasse. Mit den in der Datenbank enthaltenen Informationen kann sich im allgemeinen auch ein Sachbearbeiter, der ein Objekt nicht aus eigener Anschauung kennt, einen klaren Eindruck von der Beschaffenheit und der Bedeutung eines Geotops verschaffen. Dies ist bei der großen Zahl von Anfragen, die den Geotopkataster Bayern mittlerweile erreichen, absolut unerlässlich.

Für den Sachbearbeiter ist der geowissenschaftliche Wert eines Objekts von zentraler Bedeutung. Dieser wird mit Hilfe eines Punktesystems und eines automatisierten Bewertungsalgorithmus ermittelt, um die Auswahl von besonders wertvollen Geotopen und die Aussonderung von geringwertigen Objekten zu ermöglichen.

Die Ermittlung des geowissenschaftlichen Wertes erfolgt anhand eines festgelegten Schemas. Hierbei werden zunächst vier Bewertungskriterien (Allgemeine geowissenschaftliche Bedeutung, Regionalgeologische Bedeutung, Öffentliche Bedeutung und Erhaltungszustand) durch einen erfahrenen Sachbearbeiter beschrieben. Die Allgemeine geowissenschaftliche Bedeutung ist um so höher, je mehr geowissenschaftliche Teildisziplinen von dem jeweiligen Objekt berührt werden. Die Regionalgeologische Bedeutung ist um so höher,

je größer das Gebiet ist, für das ein Objekt eine Bedeutung besitzt. Die Öffentliche Bedeutung ist am höchsten, wenn es sich um wissenschaftliche Referenzobjekte oder Typlokalitäten handelt. Um so besser der Erhaltungszustand eines Objektes ist, um so höher wird dieses auch bewertet. Zwei weitere Bewertungskriterien werden automatisch auf Grundlage des gesamten Datenbestandes ermittelt: die Häufigkeit in der Geologischen Region und die Verbreitung in anderen Geologischen Regionen. Je seltener ein Objekt in seiner Region vorkommt und je weniger weit verbreitet gleichartige Objekte sind, um so höher sind die Punktzahlen in diesen beiden Kriterien.

Die Aufsummierung der einzelnen Punktzahlen aus den sechs verschiedenen Kriterien führt schließlich zum geowissenschaftlichen Wert des Objektes.



Aufschlüsselung der in Oberfranken erfaßten Geotope nach ihrem geowissenschaftlichen Wert

Es ist zunächst nicht erforderlich alle Objekte mit hohem geowissenschaftlichem Wert (d.h. wertvolle und besonders wertvolle Objekte) unter Schutz zu stellen, solange keine Gefährdung vorliegt. Auch der aktive Abbau von Rohstoffen (z.B. in Steinbrüchen oder Sandgruben) stellt meist keine Gefährdung dar, sondern schafft im Gegenteil oft die besten und aussagekräftigsten Aufschlüsse eines Gesteins. Ist jedoch ein Objekt mit hohem geowissenschaftlichem Wert gefährdet (z.B. durch Verfüllung) und stehen keine vergleichbaren Objekte als Ersatz zur Verfügung, so ergibt sich ein Handlungsbedarf. Das Bayerische Geologische Landesamt vertritt in diesen Fällen die Interessen des Geotopsschutzes gegenüber den Eigentümern und anderen Nutzungsansprüchen.

2 SCHUTZ UND PFLEGE VON GEOTOPEN

Der behördliche Naturschutz in Bayern wurde in den letzten Jahrzehnten überwiegend von Themenstellungen des Arten- und Biotopschutzes geprägt. Geowissenschaftlich interessante Naturschöpfungen fanden dagegen vergleichsweise wenig Beachtung. Geotope als Teil des erdgeschichtlichen Naturerbes können durch verschiedenartige Einflüsse wie Baumaßnahmen, Verwitterung, Bewuchs usw. in ihrem Bestand gefährdet sein. Fast immer sind sie unersetzlich und auch mit großem Aufwand nur in Einzelfällen wiederherstellbar. Es liegt daher im öffentlichen Interesse, Teile der unbelebten Natur, die von besonderem Wert für Wissenschaft, Forschung und Lehre sowie Natur- und Heimatkunde sind, zu pflegen und der Nachwelt zu erhalten. Darüberhinaus ist es ein grundlegendes Anliegen des Geotopschutzes, den Zugang zu wichtigen Geotopen offenzuhalten und Tätigkeiten, die mit dem Schutzzweck des Geotopes im Einklang stehen wie z.B. die Untersuchung und Entnahme von Gesteinsmaterial zu ermöglichen. Geowissenschaftliche Belange besitzen daher in der Regel in Geotopen Vorrang vor anderen Schutzinteressen (LAGALLY et al. 1997).

Der Geotopschutz in Deutschland erfolgt auf der Grundlage der zur Zeit bestehenden gesetzlichen Regelungen, in Bayern nach dem Bayerischen Naturschutzgesetz (BayNatSchG). Sofern eine Unterschutzstellung erforderlich ist, werden schutzwürdige Geotope als Naturdenkmal ausgewiesen; in Ausnahmefällen, v.a. bei künstlichen Gesteinsaufschlüssen, kommt auch eine Unterschutzstellung als geschützter Landschaftsbestandteil oder, bei flächenhaften Objekten, als Naturschutzgebiet in Frage (LAGALLY et al. 1993, AD-HOC-AG GEOTOPSCHUTZ 1996). Die derzeit geltenden gesetzlichen Regelungen berücksichtigen die Belange des Geotopschutzes aber nicht in ausreichendem Maße. Artikel 9 des BayNatSchG erwähnt zwar beispielhaft einige Geotoptypen, die für eine Unterschutzstellung als Naturdenkmal grundsätzlich in Frage kommen können ("charakteristische Bodenformen, Felsbildungen, erdgeschichtliche Aufschlüsse, Wanderblöcke, Gletscherspuren, Quellen, Wasserläufe, Wasserfälle"). Eine detaillierte Auflistung möglicherweise schutzwürdiger Geotoptypen fehlt jedoch bislang ebenso wie Leitlinien zum Geotopschutz oder

Rahmenregelungen für spezielle Erhaltungs- und Pflegemaßnahmen, die den Zwecken des Geotopschutzes dienen.

Dringend erforderlich ist eine klare Abgrenzung des Geotopschutzes ("unbelebte Natur") vom Biotopschutz („belebte Natur“), da letzterer eine automatische Unterschutzstellung der Biotope aufgrund des §20c des Bundesnaturschutzgesetzes (BNatSchG) und des Art.13d Bayerischen Naturschutzgesetz (BayNatSchG) bewirkt. Es widerspricht jedoch den Zielen des Geotopschutzes, bestimmte Geotoptypen pauschal gesetzlich zu schützen, weil die unterschiedlichen Objekte ein und desselben Geototyps sehr verschieden ausgeprägt sein können und damit auch ihr geowissenschaftlicher Wert sehr stark variieren kann. Vielmehr sollen aus der Gesamtheit der Geotope nur diejenigen geschützt werden, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen oder für Wissenschaft, Forschung und Lehre bzw. für Natur- und Heimatkunde von besonderem Wert sind (AD-HOC-AG GEOTOPSCHUTZ 1996). Aus geowissenschaftlicher Sicht bedürfen somit nur Geotope von besonderem Wert eines gesetzlichen Schutzes, vor allem dann, wenn sie in ihrer Existenz oder ihrer charakteristischen Ausbildung gefährdet sind und vergleichbare Objekte nicht zur Verfügung stehen. Um dem Geotopschutz auch im rechtlichen Rahmen mehr Gewicht zu verleihen, sollte daher der Geotopschutz zusätzlich im Bundesnaturschutzgesetz und in den Landesnaturschutzgesetzen - auch im Bayerischen Naturschutzgesetz - festgeschrieben werden (LOOK 1997).

Die zur Erfassung und fachspezifischen Bewertung von Geotopen, aber auch zur Beurteilung und Festlegung geeigneter Schutz- und Pflegemaßnahmen erforderlichen fundierten geologischen Kenntnisse sind bei den für die Unterschutzstellung und Pflege von Geotopen zuständigen Behörden nur in Ausnahmefällen vorhanden. Gerade für diese Grundlagenarbeit sind aber ein breit gestreutes, geowissenschaftliches Fachwissen, eine enge Zusammenarbeit unterschiedlicher geowissenschaftlicher Fachrichtungen und umfassende Kenntnisse der regionalen geologischen Gegebenheiten erforderlich. Denn nur,

wenn diese Voraussetzungen erfüllt sind, kann eine solide fachliche Grundlage für Schutz- und Pflegemaßnahmen geschaffen werden. Im erforderlichen Umfang sind diese Voraussetzungen nur am Bayerischen Geologischen Landesamt vorhanden. Daher sind Erfassung und Bewertung von schutzwürdigen Geotopen dessen originäre Aufgaben.

Wegen des breiten Spektrums potentiell schutzwürdiger Geotope kollidiert der Geotopschutz oft zwangsläufig mit anderen Nutzungsansprüchen (FIEBER 1997) wie Rohstoffbelangen oder Baumaßnahmen, oft aber auch mit anderen Naturschutzansprüchen wie dem Schutz von Lebensräumen gefährdeter Tier- oder Pflanzenarten. Um diese Konfliktfälle gering zu halten, sollte sich eine rechtliche Unterschutzstellung von Geotopen auf diejenigen Objekte beschränken, für deren Erhalt ein besonderes fachliches oder öffentliches Interesse besteht. Der Geotopschutz muß hinreichend flexibel sein, um von vornherein auch andere Nutzungs- oder Schutzansprüche berücksichtigen zu können. Daher werden vor der Einleitung von Maßnahmen, die erhebliche Einschränkungen oder Auflagen für die Nutzung des Standortes nach sich ziehen, Alternativstandorte einbezogen und Lösungen befürwortet, die einen angemessenen Interessenausgleich gewährleisten.

Dem Geologischen Landesamt als geowissenschaftlicher Fachbehörde kommt bei der Umsetzung der Ziele des Geotopschutzes eine zentrale Aufgabe zu. Im Rahmen der Beteiligung der Träger öffentlicher Belange wird es in alle relevanten Verfahren eingeschaltet (z.B. Erstellung oder Änderung von Landschafts- und Flächennutzungsplänen sowie Raumordnungsverfahren). Dem Bayerischen Geologischen Landesamt obliegt die fachliche Abwägung für oder gegen eine Unterschutzstellung eines Geotopes. Die Ergebnisse der internen Abwägung von - möglicherwei-

se gegensätzlichen - geowissenschaftlichen Belangen werden dann den für die Unterschutzstellung zuständigen Behörden als fachbehördliche Aussage vorgelegt. Sofern die fachliche geowissenschaftliche Bewertung und die Abwägung weiterer geotop-relevanter Kriterien einen entsprechenden Handlungsbedarf aufzeigen, wird

das Geologische Landesamt bestimmte **Schutz-, Pflege- und Erhaltungsmaßnahmen** vorschlagen. Diese sind zum einen erforderlich, um den Erhalt von Geotopen auf Dauer zu gewährleisten, zum anderen, um charakteristische Merkmale wiederherzustellen oder zu verdeutlichen.

Der **Schutz** von Geotopen umfaßt diejenigen Maßnahmen, die den Bestand eines Geotopes sicherstellen und einen gefahrlosen Besuch ermöglichen.

Der **Erhalt** eines Geotopes kann in erster Linie durch ein naturschutzrechtliches Unterschutzstellungsverfahren sichergestellt werden. Aber auch der Erwerb von Objekten durch öffentliche oder private Träger mit entsprechenden Auflagen oder Verpflichtungen, Paten-

schaften u.a. ist eine geeignete Möglichkeit. Als praktische Maßnahmen zur Verdeutlichung des geowissenschaftlichen Schutzzweckes kommen z.B. die Anlage von Wegen mit Ausschilderung, fachliche Erläuterungen vor Ort (Tafel, Schild) sowie die Absicherungen des Geländes in Betracht.

Pflegemaßnahmen dienen der dauerhaften Erhaltung eines Geotopes und seines geowissenschaftlichen Schutzzweckes. Häufig verlieren Geotope, vor allem Aufschlüsse von Lockergesteinen und verwitterungsempfindlichen Festgesteinen, sehr schnell ihren Aussagewert, wenn sie nicht gelegentlich fach- und sachgerecht gepflegt werden. Darunter fällt das Entfernen von Lockermaterial, aber auch von störendem Bewuchs.



Weierstaler Männchen bei Schüttersmühle

3 NATURRAUM OBERFRANKEN

3.1 Geographischer Überblick und naturräumliche Gliederung

Der Regierungsbezirk Oberfranken, im Nordosten Bayerns gelegen, grenzt im Norden an die Bundesländer Sachsen und Thüringen, im Osten an Tschechien und innerhalb Bayerns an die Regierungsbezirke Mittelfranken, Oberpfalz und Unterfranken an. Landschaftlich ist er bestimmt durch grüne Mittelgebirge und reizvolle Flußtäler, durch das Fichtelgebirge, den Frankenwald, den Fränkischen Jura und den Oberlauf des Mains.

Oberfranken umfaßt mit 7.230 km² ca. 10% der Landesfläche Bayerns. Er ist damit der kleinste der bayerischen Regierungsbezirke. Mit 1,1 Millionen Einwohnern leben heute 9,2% der bayerischen Bevölkerung in Oberfranken.

Administrativ ist Oberfranken in die neun Landkreise Bamberg, Bayreuth, Coburg, Forchheim, Hof, Kronach, Kulmbach, Lichtenfels und Wunsiedel sowie in die vier kreisfreien Städte Bamberg, Bayreuth, Coburg und Hof gegliedert. Diese vier kreisfreien Städte mit ihren unterschiedlichen Charakteren bilden die Zentren des Regierungsbezirkes. Im Südwesten, am Zusammenfluß von Main und Regnitz, liegt die erzbischöfliche Stadt Bamberg, ein Kleinod städtebaulicher Geschichte und Kultur. Die Stadt Bayreuth mit dem Sitz der Bezirksregierung im Südosten, hat durch die 1972 gegründete Universität zu einer ausgewogenen Mischung von Industrie- und Dienstleistungsbereichen gefunden. Coburg im Nordwesten des Regierungsbezirkes und erst im Jahr 1920 zu Oberfranken gekommen, wird noch heute von herzoglicher Atmosphäre geprägt. Im äußersten Nordosten Oberfrankens liegt schließlich die Stadt Hof zwischen den Naturparken Fichtelgebirge und Frankenwald.

Die Oberfränkische Landschaft wird von zwei Hauptelementen beherrscht: Im Osten liegt das Ostbayerische Grundgebirge mit Fichtelgebirge, Münchberger Hochfläche und Frankenwald und im Westen schließt sich das meist um mehrere hundert Meter tiefer liegenden Deckgebirge mit Oberpfälzischem Hügelland, Nördlicher Frankenalb, Fränkischem Keuper-Lias-Land und Teilen der Mainfränkischen Platten an (siehe Abb. „Naturräumliche Gliederung“, S.14).

Die Fränkische Linie, eine Nordwest-Südost verlaufende Störungszone, trennt beide Bereiche. An ihr kam es im Laufe der Erdgeschichte zu Vertikalbewegungen mit einer Heraushebung des Ostbayerischen Grundgebirges, wodurch sich die unterschiedlichen Höhenlagen Oberfrankens erklären.

Die tiefste Stufe von 200 bis 300 m umfaßt das Gebiet entlang von Main und Regnitz und das Coburger Land. Höhen bis fast 500 m finden sich im Steigerwald (Katzenberg 475 m) und in den östlichen Haßbergen (Lußberg 460 m). Die nördliche Frankenalb weist mit dem Staffelberg (539 m), dem Geißberg östlich von Strullendorf (585 m), der Platte bei Hohenmirsberg (614 m) und dem Preunersfelder Rangen bei Schnabelwaid (629 m) ein nach Südosten ansteigendes Gipfelniveau auf. Die höchste Erhebung, der Riegelstein südlich der Ortschaft Betzenstein, erreicht 635 m.

In einem etwa 100 m höher liegenden Niveau befinden sich die höchsten Gipfel des Frankenwaldes. Weißenstein bei Stammbach (668 m), Schwarzenstein bei Schwarzenbach a.W. (716 m), Geuserberg bei Wallenfels (708 m) und Hohe Tanne nördlich von Tschirn (721 m) zeigen eine relativ gleichbleibende Gipfelflur, die auf eine alt angelegte Einebnungsfläche verweist. Nur der Döbra-Berg bei Schwarzenbach a.W. überragt mit 795 m diese Fläche deutlich.

Die größten Höhen in Oberfranken werden im Fichtelgebirge erreicht. Sie liegen im Bereich von 800 m bis 1050 m. Kornberg (827 m) und Waldstein (877 m) im Nordteil sowie die Kösseine (939 m) im Südteil des Fichtelgebirges bleiben noch unter 1000 m, während der Ochsenkopf (1024 m) und der Schneeberg (1051 m) im Westteil des Fichtelgebirges, die 1000 m Grenze überragen.

Im Frankenwald und Fichtelgebirge verläuft die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten des Rheins, der Elbe und der Donau. Der größte Teil des Regierungsbezirkes entwässert über den Main in den Rhein. Nach der Vereinigung des Roten und Weißen Mains bei Mainleus westlich von Kulmbach nimmt der Main in seinem weiteren Ver-

lauf durch Oberfranken die Rodach, Itz und Bauernach auf. In Bamberg schließlich mündet die Regnitz in den Main, in die bereits weiter flussaufwärts bei Forchheim der Hauptfluß der Nördlichen Frankenalb, die Wiesent, und bei Eggolsheim die Aisch mündeten. Bis in das Ältestpleistozän entwässerte dieses Flußsystem nach Süden zur Donau hin. Erst mit der Heraushebung einer "Schwarzwald-Mittelfranken-Schwelle" (RUTTE 1992) kam es zur Bildung des Mainsystems und der Umkehr der Abflußrichtung dieses Gebietes.

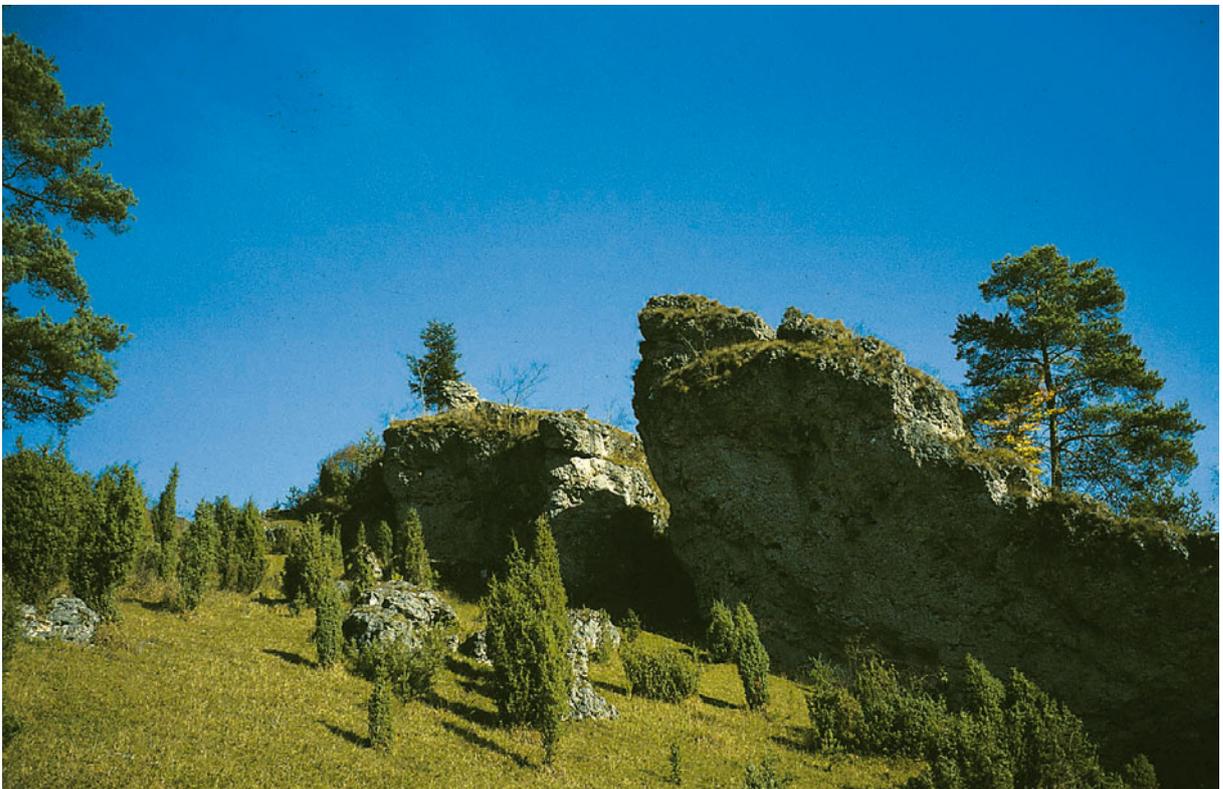
Der Nordost-Teil Oberfrankens gehört zum Einzugsgebiet der Elbe. Der Hauptfluß, die Sächsische Saale, entspringt nordwestlich von Weißenstadt im Fichtelgebirge und fließt über Hof und weiter entlang der Grenze zu Thüringen bis Lobenstein, wo sie Bayern endgültig verläßt. Ebenfalls bei Weißenstadt im Fichtelgebirge entspringt die Eger, die – nach Osten gerichtet – sich bei Schirnding mit der Rößlau vereinigt und weiter durch die Tschechische Republik der Elbe zufließt.

Ein kleiner Bereich Oberfrankens liegt südlich der Europäischen Hauptwasserscheide. Das Gebiet umfaßt den Südostteil des Landkreises Bayreuth. Fichtel- und Haidenaab entwässern es mit relativ

geringem Gefälle – im Gegensatz zu den steil eingeschnittenen Tälern des nördlich davon gelegenen Einzugsbereiches des Mains – nach Süden zur Donau hin.

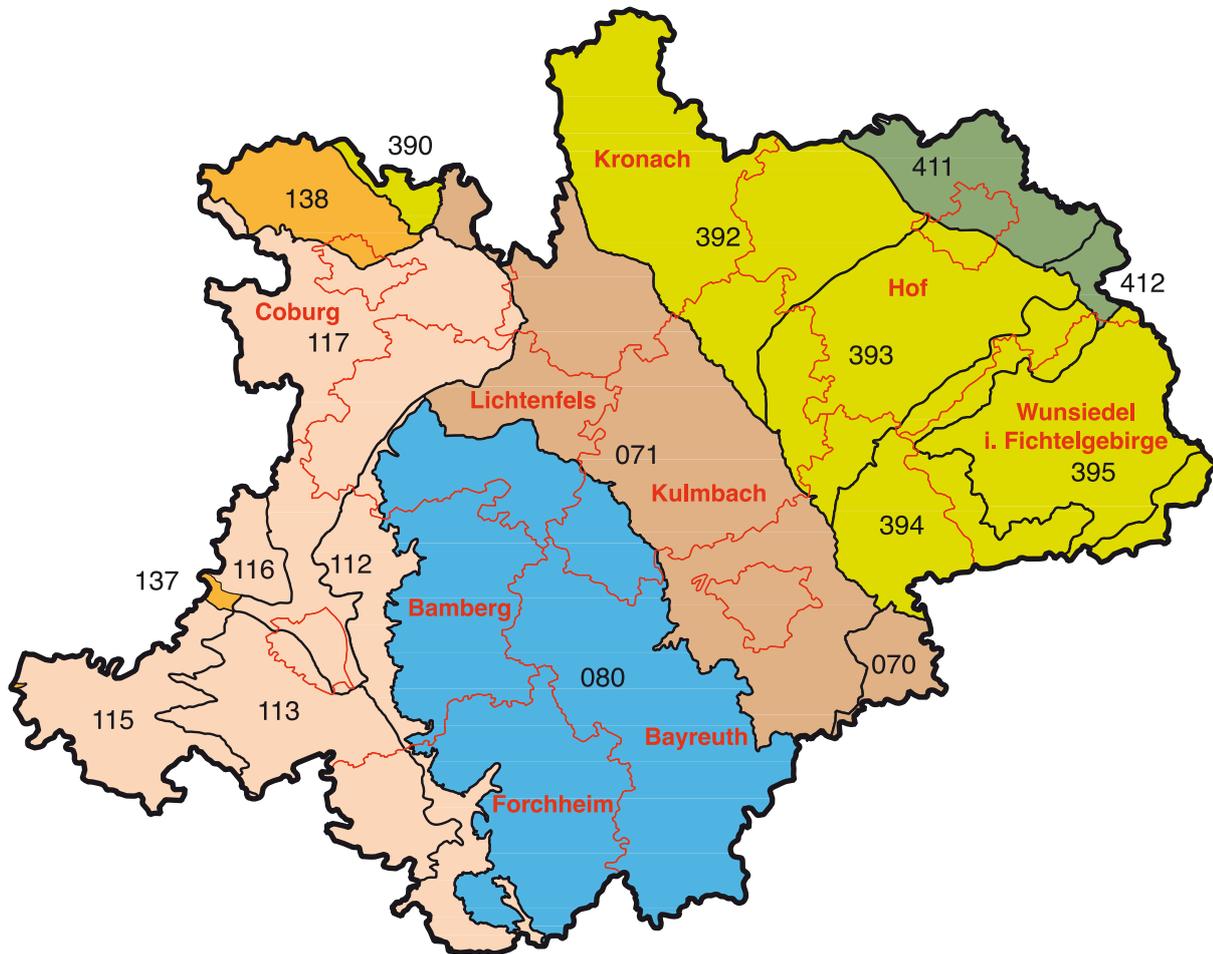
Oberfranken liegt mit 600 bis max. 1150 mm/Jahr bayernweit im Mittel der Niederschlagswerte. Vor allem das Mittelfränkische Becken, das Oberpfälzisch-Obermainische Hügelland, der Grabfeldgau und das Vogtland zeichnen sich durch geringe Niederschläge von 600 bis 700 mm/Jahr aus. In diesem verhältnismäßig kontinentalen Klima herrschen Kiefern und Buchen vor. Die höheren Niederschläge (900 bis 1150 mm/Jahr) finden sich in der Nördlichen Frankenalb, vor allem aber im Frankenwald und im Fichtelgebirge. Diese Gebiete sind überwiegend von Fichten, in den südlicheren Bereichen auch von Buchen und Kiefern bestanden. Auf den Felsböden der Frankenalb ist die charakteristische, durch Schafverbiß kurz gehaltene Wacholderheide verbreitet.

Oberfranken hat Anteil an sechs Gruppen der naturräumlichen Haupteinheiten (siehe Karte „Naturräumliche Gliederung“, S. 14): Davon nehmen in etwa gleiche Teile die Fränkische Alb, das



Typische Wacholderheidelandschaft (durch Schafverbiß entstanden) im Kleinziegenfelder Tal

GEOTOPE IN OBERFRANKEN



Oberpfälzisch-Obermainisches Hügelland

070 Oberpfälzisches Hügelland
071 Obermainisches Hügelland

Fränkische Alb (Frankenalb)

080 Nördliche Frankenalb

Fränkisches Keuper-Lias-Land

112 Vorland der Nördlichen Frankenalb
113 Mittelfränkisches Becken
115 Steigerwald
116 Haßberge
117 Itz-Baunach-Hügelland

Mainfränkische Platten

137 Steigerwaldvorland
138 Grabfeldgau

Thüringisch-Fränkisches Mittelgebirge

390 Südliches Vorland des Thüringer Waldes
392 Nordwestl. Frankenwald (Thür. Schiefergebirge)
393 Münchberger Hochfläche
394 Hohes Fichtelgebirge
395 Selb-Wunsiedler-Hochfläche

Vogtland

411 Mittelvogtländisches Kuppenland
412 Oberes Vogtland

Überblick über die Naturräumliche Gliederung (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ 1997)

Fränkische Keuper-Lias-Land sowie das Thüringisch-Fränkische Mittelgebirge ein. Zwischen der Fränkischen Alb und dem Thüringisch-Fränkischen Mittelgebirge liegt das Oberpfälzisch-Obermainische Hügelland. Den Nordwestteil des Regierungsbezirkes erreicht noch ein kleiner Aus-

läufer der Main-Fränkischen Platten; den Nordostteil noch Einheiten des Vogtlands.

Das **Fränkische Keuper-Lias-Land** umfaßt in Oberfranken den Westteil der Landkreise Forchheim, Bamberg und Lichtenfels, nach Norden

reicht es bis Coburg und bis fast nach Kronach. Von Süden nach Norden gliedert es sich in das Vorland der Nördlichen Frankenalb (112), das Mittelfränkische Becken (113), den Steigerwald (115), die Haßberge (116) und das Itz-Baunach-Hügelland (117).

Von Nordwesten her reicht in den äußersten Zipfel Oberfrankens, an das Itz-Baunach-Hügelland anschließend, mit dem Grabfeldgau (138) der Ausläufer eines vor allem in Unterfranken verbreiteten Naturraumes, der **Mainfränkischen Platten**. Der Grabfeldgau erstreckt sich von Rodach über Coburg bis Rödental. Weiter im Südwesten reicht ein winziger Sporn des Steigerwaldvorlandes (137) bis knapp an die Stadt Bamberg,

Als markante morphologische Einheit stößt die **Nördliche Frankenalb** (080) von Süden her nach Oberfranken hinein. Sie grenzt im Westen an das Fränkische Keuper-Lias-Land, im Osten an das Oberpfälzisch-Obermainische Hügelland. In den Landkreisen Forchheim, Bayreuth, Bamberg, Lichtenfels und Kulmbach nimmt sie große Flächen ein. Der Albtrauf, der charakteristische Anstieg vom Tiefland zur Malmtafel, verläuft von Grafenberg über Ebermannstadt, Scheßlitz, Stafelstein, Lichtenfels, Burgkunstadt weiter in südöstlicher Richtung über Mainleus, Thurnau, Mistelgau nach Schnabelwaid und weiter Richtung Eschenbach in der Oberpfalz.

Östlich an die Nördliche Frankenalb und das Itz-Baunach-Hügelland schließt das **Oberpfälzisch-Obermainische Hügelland** an. Es erstreckt sich von der Grenze zu Thüringen im Norden hauptsächlich durch die Landkreise Kronach, Kulmbach und Bayreuth nach Südosten bis weit in die Oberpfalz hinein. Der größte Teil dieses Naturraumes wird in Oberfranken vom ca. 15 km breiten und 65 km langen Obermainischen Hügelland (071) eingenommen. Südöstlich daran schließt das Oberpfälzische Hügelland (070) an, das jedoch nur geringe Flächen in Oberfranken einnimmt. Die Ostbegrenzung des Naturraumes bildet die Fränkische Linie.

Das **Thüringisch-Fränkische Mittelgebirge** nimmt im Nordosten Oberfrankens einen breiten Raum ein. Die Fränkische Linie, die von Kemnath in der Oberpfalz kommend über Weidenberg, Bad Berneck, Stadtsteinach und Marktrodach in nord-

westlicher Richtung verläuft, trennt das Oberpfälzisch-Obermainische Hügelland von dem östlich angrenzenden Thüringisch-Fränkischen Mittelgebirge. Im wesentlichen umfaßt es in Oberfranken die Landkreise Wunsiedel und Hof, den Ostteil der Landkreise Bayreuth und Kulmbach sowie den Nordteil des Landkreises Kronach. Das Thüringisch-Fränkische Mittelgebirge ist von Süden nach Norden untergliedert in das hohe Fichtelgebirge (394), die Selb-Wunsiedler-Hochfläche (395), die Münchberger Hochfläche (393) und den Nordwestlichen Frankenwald (392). Mit einem kleinen Ausläufer reicht von Norden her das südliche Vorland des Thüringer Waldes (390) im Landkreis Coburg bis nach Rödental.

In einem schmalen Streifen, der über ca. 30 km von Rehau über Hof bis Lichtenberg reicht, erstreckt sich der südwestlichste Teil des **Vogtlandes**, das Mittelvogtländische Kuppenland (411) und das Obere Vogtland (412) noch nach Oberfranken hinein.

Der geomorphologische Formenschatz dieser sechs naturräumlichen Haupteinheiten verteilt sich im wesentlichen auf periglaziale, denudative und fluviatile Erscheinungsformen. Darüberhinaus sind in verkarstungsfähigen Gesteinen Karstformen wie Dolinen, Ponore, Karstquellen, Höhlen und Trockentäler anzutreffen. Typische geomorphologische Einzelformen der periglazialen d.h. der von den Eismassen der quartären Vereisung nicht bedeckten, jedoch klimatisch beeinflussten Gebiete sind Dellen, Quellmulden, asymmetrische Täler sowie vereinzelt Blockmeere. Zeugenberge, Härtlinge, Geländestufen, aber auch Rutschungen und Schuttkegel dokumentieren Hebungs- und Senkungsvorgänge; verschiedene Talformen (Mulden-, Sohlen-, Kasten-, Kerbtal), Flußmäander, Terrassen, Schwemmkegel und Umlaufberge die erosive und akkumulative Kraft des fließenden Wassers. Eiszeitliche Winde schließlich türmten Dünen und Flugsandfelder auf, wie beispielsweise im Oberpfälzisch-Obermainischen Hügelland (äolische Bildungen).

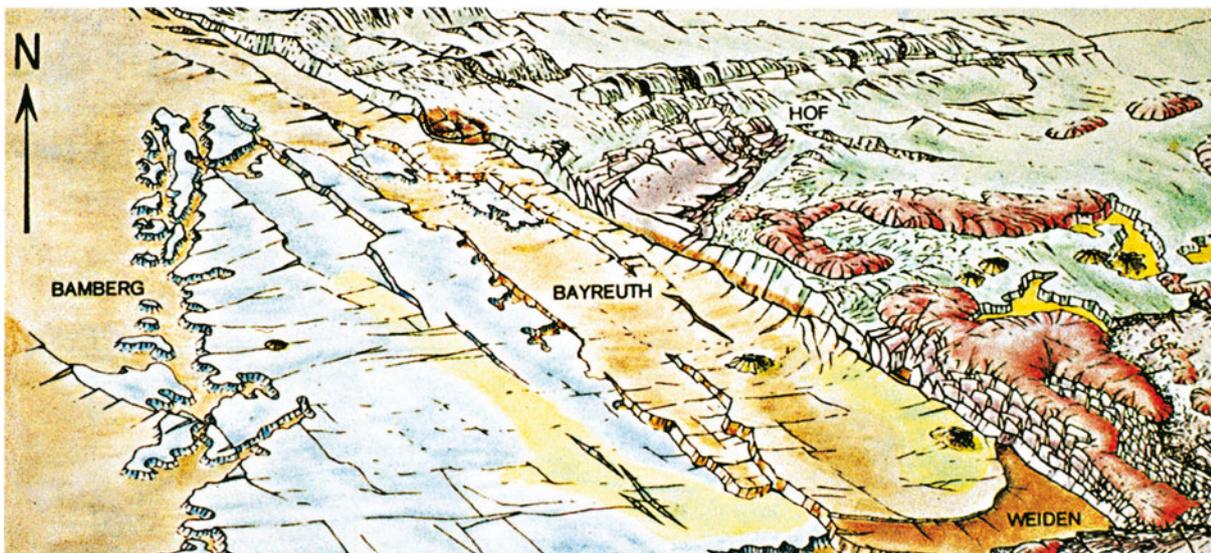
3.2 Erdgeschichtliche Entwicklung der oberfränkischen Landschaften

Der oberfränkische Raum gehört zu einem der geologisch vielfältigsten Bereiche in Mitteleuropa. Die hier vorkommenden Gesteine dokumentieren eine erdgeschichtliche Entwicklung vom obersten Präkambrium vor mehr als 600 Millionen Jahren bis zum Quartär, dem geologischen Zeitintervall, in dem wir heute leben.

Oberfranken erstreckt sich über Teile von zwei geologischen Großregionen. Der Nordosten gehört geologisch zum Grundgebirge, während der Südwesten zum Schichtstufenland bzw. Deckgebirge gerechnet wird. Die Grenze zwischen diesen beiden Großregionen verläuft entlang der Linie Weidenberg-Goldkronach-Stadtsteinach-Burggrub an einer bedeutenden Störung, der Fränkischen Linie. An dieser Verwerfung wurde die nordöstliche Scholle bis über 2000 m gegenüber der südwestlichen angehoben.

Vor mehr als 300 Millionen Jahren wurden die Gesteine des Grundgebirges in unterschiedlichem Maße verfaltet, geschiefert und zum Teil metamorph umgewandelt. Das dabei entstandene Gebirge wird als Variszikum bezeichnet. Namensgebend hierfür ist die von den Römern als "curia variscorum" bezeichnete Lokalität, an der heute die Stadt Hof an der Saale liegt.

Der Frankenwald, das Fichtelgebirge und das bayerische Vogtland gehören zur sogenannten saxothuringischen Zone des Variszischen Gebirges. Eine Besonderheit dieses Gebietes stellen die Gesteine der Münchberger Masse dar, die zwischen Bad Berneck und Kupferberg im Südwesten und Hof im Nordosten anstehen. Ein Teil dieser Gesteine ist hochdruckmetamorph in über 50 Kilometern Tiefe gebildet worden.



Deckgebirge

	Tertiäre Sedimente		Jura
	Tertiäre Vulkanite		Trias
	Kreide		Perm

Grundgebirge

	Variszische Granite
	Saxothuringikum
	Moldanubikum, Münchberger Gneismasse

Geologische Panoramakarte (nach VOLL 1960)

Die variszische Gebirgsbildung verursachte nicht nur eine Verformung der Gesteine, sondern führte zum Teil auch zur Bildung von glutflüssigen Magmen, die vor 330 bis 290 Millionen Jahren in meist schon metamorphe Gesteine als granitische Schmelzen eindringen und auskristallisierten. Diese magmatischen Aktivitäten dokumentieren sich in den weitverbreiteten Fichtelgebirgsgraniten, sowie in zahlreichen Ganggesteinen, mineralgefüllten Klüften und Gängen mit Quarz, Fluorit, Baryt und Karbonat.

Die ältesten Ablagerungen im Schichtstufenland südwestlich der Fränkischen Linie sind die häufig rot-gefärbten Sand- und Tonsteine, die vor 290 bis 245 Millionen Jahren im Perm entstanden sind (siehe Abb. „Geologische Panoramakarte“, S.16). Das sogenannte Rotliegende besteht überwiegend aus Sandsteinen und untergeordnet aus sauren Vulkaniten („Quarzporphyre“ bzw. Rhyolithe). Solche Gesteine finden sich in mehreren Gebieten entlang der Fränkischen Linie von Weidenberg im Süden bis Stockheim im Norden. Marine Ablagerungen über den Sandsteinen und Vulkaniten im Raum Stockheim und Burggrub verraten die Existenz des ehemaligen Zechsteinmeers.

Gesteine der Trias finden sich im westlichsten Teil Oberfrankens bei Bamberg und im Steigerwald, ferner im Raum Coburg und Lichtenfels sowie im Gebiet Neustadt bei Coburg über Kronach und Kulmbach bis südlich Bayreuth. Es handelt sich um eine mächtige Schichtfolge von kontinentalen und flachmarinen Sedimenten.

Charakteristisch für die Fränkische Alb sind die Ablagerungen des Jurameeres mit den landschaftsprägenden hellen Karbonatgesteinen des oberen Juras, des Malms. Die Gesteine des Mittleren Juras (Dogger) und des Unteren Juras (Lias) widerstanden der Verwitterung weniger und treten deshalb nicht so deutlich an der Oberfläche hervor.

Aus der Kreidezeit sind nur wenige Ablagerungen erhalten, da während der Unterkreide der oberfränkische Raum festländisch und damit der Erosion ausgesetzt war. Oberkreidezeitliche Sedimente finden sich nur im Gebiet um Betzenstein und Hollfeld.

Der Zeitabschnitt des Tertiärs, in dem Oberfranken durchgehend ein Festland war, ist nur spärlich anhand von Basalten und wenigen Sedimenten hauptsächlich im östlichen Fichtelgebirge belegt.

Während des Eiszeitalters, im sogenannten Pleistozän, vor mehr als 10.000 Jahren war Oberfranken nicht von Gletschern bedeckt. Es gehörte zum eisfreien Periglazialraum zwischen der eisbedeckten Alpenregion und den Ausläufern der skandinavischen Eispanzer in Mittel- und Norddeutschland.

Im Laufe der Erdgeschichte wurde das Gebiet nordöstlich der Fränkischen Linie immer wieder tektonisch gehoben und abgetragen. Wind und Wasser transportierten die Sedimentfracht dann in den tiefer gelegenen südwestlichen Bereich. Diese Hebungen und Versetzungen sind nicht allein auf die Fränkische Linie beschränkt. Es handelt sich vielmehr um eine Störungszone, die sich südwestlich daran anschließt, mit zahlreichen, ebenfalls meist Nordwest-Südost-streichenden Störungen. An diesen Verwerfungen haben abwechselnd Hebungen und Senkungen stattgefunden, so daß das Gebiet in einzelne Schollen zerlegt wurde. Dieses Gebiet wird deshalb auch als „Bruchschollenland“ bezeichnet.

Die Nördliche Frankenalb und das nördlich und westlich anschließende Fränkische Keuper-Lias-Land sind dagegen durch eine relativ ungestörte Gesteinslagerung charakterisiert. Die Schichten fallen meist mit geringer Neigung auf die „Frankenalb-Furche“ zu ein, die etwa entlang der Linie Pottenstein-Hollfeld-Staffelstein verläuft. In Folge der flachen Lagerung bildeten sich an den Ausstrichen der härteren Gesteine Schichtstufen heraus, die für die gesamte Region typisch sind („Schichtstufenland“). Die markanteste dieser Schichtstufen wird von den Karbonatgesteinen im Oberen Jura hervorgerufen.

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

Mio. Jahre vor heute	Ära	Periode	Epoche	Hauptgesteine	Geotope	Seite	
290	Paläozoikum	Perm	Ober-	Variszische Intrusivgesteine		Proterobas-Brüche NW vom Ochsenkopf	53
323		Karbon	Ober-			Eisenerz am Gleißinger Felsen Drei-Brüder-Felsen Zinngräben W Vordorfermühle Felsenlabyrinth Luisenburg	52 159 161 157
						Redwitzite (Granodiorite, Diorite, Gabbros) Ältere Granitgruppe (G1-Granite)	Redwitzite östl. v. Marktredwitz
		Devon	Unter-	Saxothuringikum		Steinachklamm bei Wildenstein Ehemaliger Steinbruch N Posseck Bahneinschnitt N Poppengrün Ehem. Schieferbruch W Ludwigstadt Oertels Dachschieferbruch im Trogenbachtal W Ludwigstadt	127 115 103 113 111
354		Devon	Ober-	Oberer Quarzit Flaserkalk Kalkknollenschiefer Diabas Diabastuff		Marmorsteinbruch Horwagen Burgruine Nordeck (Flaserkalk) Ehem. Diabasbruch am Galgenberg W Bernstein a. Wald	99 126 97
370		Devon	Mittel-	Schwärzschiefer		Ehem. Steinbruch im Flemersbachtal südl. v. Köstenberg	
391	Devon	Unter-	Tentaculitenschiefer Tentaculitenknollenkalk		Helle Kieselschieferserie		
417	Silur	Unter-	Obere Graptolithenschiefer Ockerkalk Untere Graptolithenschiefer		Obere Graptolithenschiefer Orthoceratenkalk, Diabase, Tuffe Untere Graptolithenschiefer	125	
443	Ordovizium	Ober-	Lederschiefer Hauptquarzit Griffelschiefer Phycodenschichten (-quarzit, -schiefer) Frauenbachschichten		Döbra-Sandstein Randschiefer-Serie (Diabas, Keratophyr) Leimitschiefer	101 109 55	
495	Kambrium	Ober-	Amphiolit-Hornblende-Bändergneise Granit Gabbro Hangend-Serie Tonschiefer Sandsteine Wunsiedler Marmor		Eklogit vom Weißenstein Ehem. Griffelschieferbruch nördl. v. Ebersdorf Schmutzler-Stollen östl. v. Goldkronach (Goldbergbau) Hohlweg N Leimitz	93 155	
545	Kambrium	Ober-	Lippertsgrün- u. Galgenberg-Schichten Legend-Serie Amphibolite Randamphibolit-Serie Serpentine		Steinbruch Sinatengrün (Wunsiedler Marmor) Ehemaliger Serpentin-Steinbruch in Schwarzenbach a. d. Saale	95	
650	Proterozoikum	Oberes	Wechsellagerung von tonigen und sandigen Sedimenten mit basischen und intermediären Vulkaniten Prasinit-Phyllit-Serie		Münchberger Masse (Die altermäßige Abgrenzung der einzelnen Serien ist noch nicht gesichert und dient nur zur Veranschaulichung)		

Stratigraphie des Grundgebirges mit Seitenverweis zu entsprechenden Beispielgeotopen

3.3 Geologische Gliederung und Schichtfolge

Gesteine des kristallinen Grundgebirges

Das oberfränkische Grundgebirge gehört zum Westteil der Böhmisches Masse. Es umfaßt Bereiche mit paläozoischen und untergeordnet vermutlich älteren, jungpräkambrischen Gesteinen, sowie variszische Granite, die in die älteren Gesteinskomplexe eingedrungen und auskristallisiert sind.

Die Gesteine des oberfränkischen Grundgebirges sind das Produkt zweier Gebirgsbildungen. Nach dem Ende der cadomischen Gebirgsbildung vor ca. 570 bis 540 Millionen Jahren entstanden Ozeanbecken durch sich voneinander weg bewegende Krustenplatten im Randbereich des damaligen großen Kontinentblockes Gondwana ("Urafrika"). An den Trennnähten dieser Platten drang an Spalten basaltische Lava an die Erdoberfläche. Von den damaligen Festlandbereichen wurden die Abtragungsprodukte der Verwitterung über Flußsysteme in die Ozeane verfrachtet. Sande, Tone und Kalke wurden entweder im Küsten-, im Schelf- oder tieferen Ozeanbeckenbereich abgelagert.

So wie auseinanderdriftende kontinentale Platten ein ozeanisches Becken entstehen ließen, führte der umgekehrte Vorgang, die Kollision zweier solcher Platten, zum Verschlucken des ozeanischen Beckens. Dieser Prozeß wird Subduktion genannt. Er führt dazu, daß Teile der an der Erdoberfläche gebildeten Sedimente und Vulkanite in tiefere Krustenbereiche versenkt und dort metamorph umgewandelt werden. Zum Teil werden auch Gesteine aufgeschmolzen. Es entstehen Magmen, die entlang von Bruchstrukturen oder Schwächezonen wiederum in ein höheres Krustenstockwerk abwandern können und dort je nach Zusammensetzung z.B. als Granit auskristallisieren.

Durch die Subduktionsvorgänge wurden Krustenbereiche zusammengeschoben, die vorher an ganz verschiedenen, ursprünglich weit voneinander entfernten Stellen der Erdoberfläche gebildet wurden. Das variszische Gebirge entstand durch die Kollision des Südkontinents Gondwana mit den Kontinentblöcken Laurentia und Baltica im

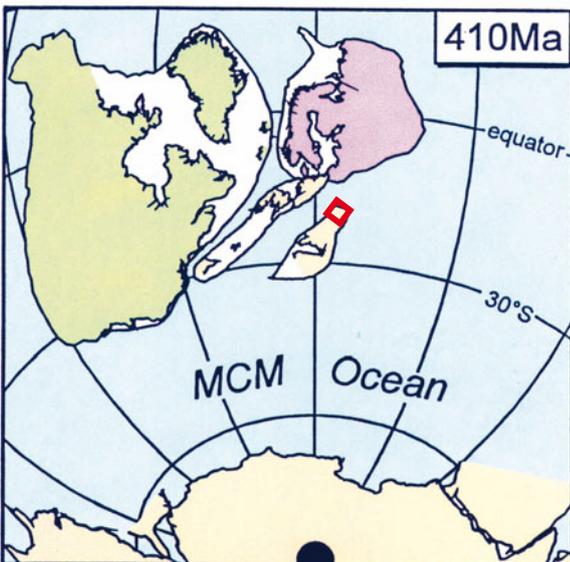
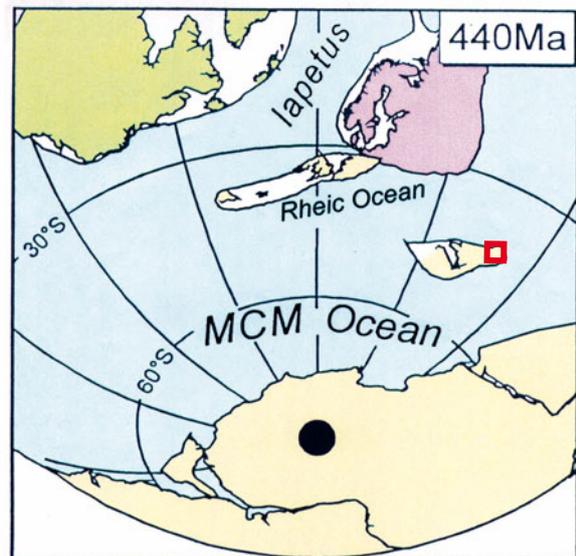
Devon und Karbon. Bei dieser Kollision wurde auch eine Anzahl kleinerer Kontinentblöcke ("Mikrokontinente"), die zwischen den vorher genannten großen Kontinentmassen lagen, erfaßt und teils subduziert, teils deformiert oder an die großen Kontinentblöcke "angeschweißt". Benennungen für solche paläozoischen Mikrokontinente mit jeweils eigener altpaläozoischer Entwicklungsgeschichte sind zum Beispiel "Avalonia" oder "Armorica" (siehe Abb. „Paläogeographische Entwicklung“ S. 20). Der Nordteil des variszischen Gebirges in Mitteleuropa, zu dem z.B. das Rheinische Schiefergebirge gehört, wird zu Avalonia gezählt. Zu Armorica gehören beispielsweise das Saxothuringikum, dessen Gesteine das oberfränkische Grundgebirge aufbauen, der zentrale Teil der Böhmisches Masse sowie die Moldanubische Region, die z.B. den Oberpfälzer Wald und den Bayerischen Wald umfaßt.

Man darf sich die Gebirgsbildung nicht einfach als Zusammenstoß zweier Kontinentalblöcke vorstellen, bei denen sich dann die Gesteine gebirgsähnlich wie Packeisshollen aufeinandertürmen. Vielmehr ist es umgekehrt:

Durch die Stapelung der Kontinentalblöcke übereinander, wird die gesamte Einheit tief in den Erdmantel hineingedrückt. Die dort herrschenden hohen Drücke und Temperaturen verändern die versenkten Gesteine — sie werden metamorph. Meist Millionen Jahre später, beginnen sich diese versenkten Anteile wieder zu heben aufgrund der Isostasie. Dieser „Auftrieb“ funktioniert ähnlich wie bei einem unter Wasser gedrückten Korken. Die versenkten Gesteine sind weniger dicht als die Umgebungsgesteine des Erdmantels und werden deswegen solange gehoben, bis ein isostatisches Gleichgewicht erreicht ist. Dieser Hebungsprozess ist im Grundgebirge Oberfrankens längst abgeschlossen, dauert jedoch in den Alpen (ein noch sehr junges Gebirge) immer noch an, mit teilweise Hebungsraten von mehreren Millimetern pro Jahr.

Das Grundgebirge in Oberfranken umfaßt mit dem Frankenwald, dem Bayerischen Vogtland und dem Fichtelgebirge Teilgebiete der Saxothuringischen Zone und mit der Münchberger Masse einen Bereich, der vermutlich der Moldanubischen Region zuzurechnen ist.

GEOTOPE IN OBERFRANKEN



Paläogeographische Entwicklung des Variszikums im frühen Paläozoikum (modifiziert nach TAIT et al. 1997): Das rote Quadrat markiert ungefähr die jeweilige Lage von Oberfranken

Saxothuringikum

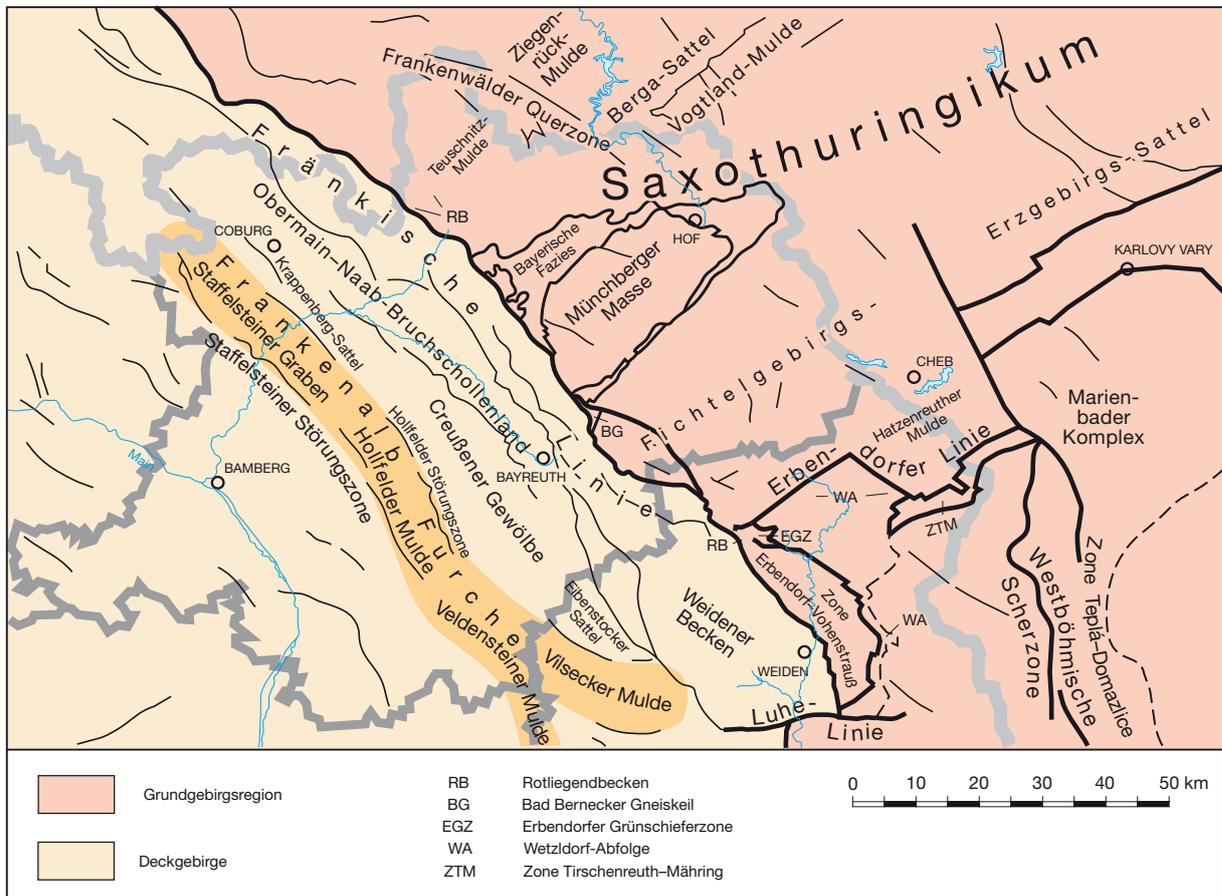
Die nicht bis nur schwach metamorphen Sedimente des Frankenwälder Paläozoikums lassen sich in mehrere Südwest-Nordost-streichende Sattel- und Muldenzonen unterteilen (z.B. Teuschnitz-Mulde und Berga-Sattel), die ihrerseits an prägnanten Nordwest-streichenden Störungszonen (z.B. Frankenwälder Querzone, Fränkische Linie) versetzt werden (siehe Abb. Tektonische Übersichtskarte, S. 21).

Die Gesteine des Saxothuringikums werden seit

WURM (1927) in zwei unterschiedliche Faziesbereiche gegliedert:

- Thüringische Fazies und
- Bayerische Fazies.

Die *Thüringische Faziesreihe* besteht aus kambrischen bis frühordovizischen Schelfablagerungen, die von spätordovizischen bis frühkarbonen, flachmarinen bis hemipelagischen Sedimenten und Intraplattenvulkaniten überlagert werden. Im Oberdevon sind untermeerische basische Vulka-



Tektonische Übersichtskarte von Oberfranken (nach: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996)

nite (Diabas, Diabastuff) weit verbreitet. Im Unterkarbon folgen noch distale (fern vom Abtragungsgebiet abgelagerte) Flyschsedimente (hauptsächlich Grauwacken, Sandsteine, Tonsteine).

Die *Bayerische Faziesreihe* tritt nur im nordwestlichen, nördlichen und nordöstlichen Randbereich der Münchberger Masse auf, und ist nach GANDL (1992, 1998) mit der thüringischen Faziesreihe lateral wie vertikal verbunden. Sie wird aus einer Abfolge von mittelkambrischen bis frühordovizischen klastischen Flachmeer-Sedimenten aufgebaut, die von einer ordovizischen Abfolge mit basischen und sauren Intraplattenvulkaniten und einigen Sandstein-Turbiditen überlagert werden. Darüber folgen im Silur und im Unterkarbon geschichtete Cherts (Lydite) und eine proximale (nahe am Abtragungsgebiet abgelagerte) Flysch-Folge. Typisch ist ein vom Mittelkambrium bis ins Unterkarbon immer wieder auftretender untermeerischer Vulkanismus. Im Unterkarbon werden

in den Sedimenten die gebirgsbildenden Bewegungen mit Gleitschollen und Rutschmassen deutlich. Es treten Schichtlücken auf; ferner existieren Flachwassersedimente (Kohlenkalk, Kalkbrekzien) (siehe Abb. „Stratigraphie des Grundgebirges“, S. 18).

Münchberger Masse

Die Münchberger Masse besteht aus vier Gesteinsserien, die im Zeitraum Devon bis Unterkarbon übereinandergeschoben wurden. Der so entstandene Deckenstapel wird von Unten nach Oben aus der Prasinit-Phyllit-Serie, der Randamphibolit-Serie, der Liegend-Serie und der Hangend-Serie aufgebaut. Man möchte meinen, daß nun die zuunterst liegende Gesteinsserie am stärksten deformiert und verändert worden ist. Paradoxerweise ist dies jedoch nicht der Fall, sondern im Gegenteil: Die am schwächsten meta-

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

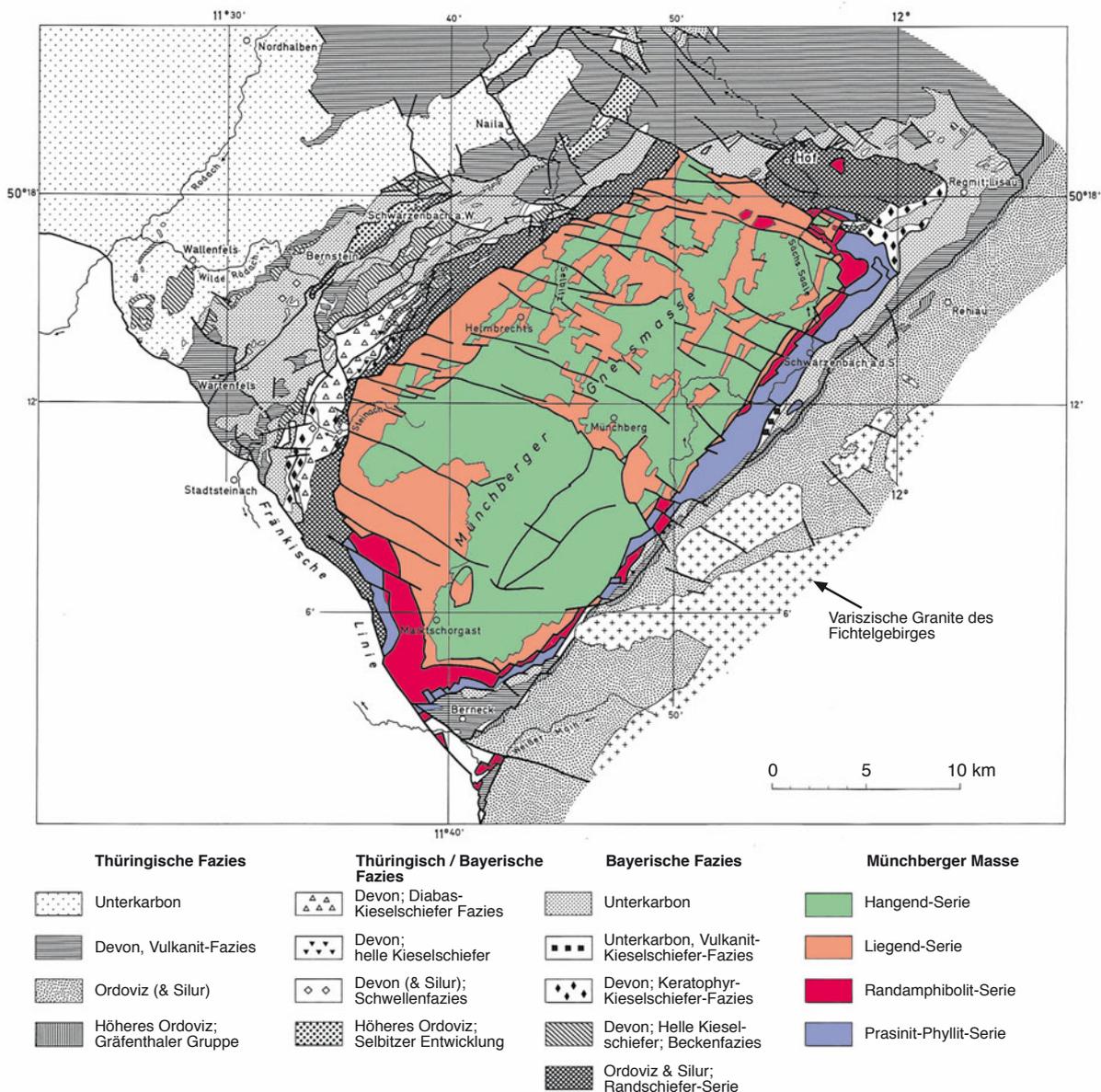
morphe Prasinit-Phyllit-Serie befindet sich im unteren Teil des Deckenstapels, die hochdruck-metamorphen Eklogite hingegen in der Hangend-Serie.

Die *Prasinit-Phyllit-Serie* besteht aus einer vulkano-sedimentären Abfolge mit basischen und intermediären Vulkaniten (Prasinite) sowie überwiegend tonigen Sedimenten (Phyllite). Mikrofossilien (Acritarchen: Planktonisch lebende Einzeller) aus Phylliten des Steinbruchs Scheruhn bei Schwar-

zenbach a.d. Saale und Sparneck belegen ein jungpräkambrisches Alter und stellen damit die ältesten Fossilien Bayerns dar.

Die *Randamphibolit-Serie* besteht aus massigen, gebänderten und schiefrigen Amphiboliten. Teilweise existieren Karbonat-Einschaltungen.

In der *Liegend-Serie* überwiegen ehemalige tonig-sandige Sedimente (Tonschiefer, Grauwacken, Sandsteine, teilweise Graphit-führend), in die zwi-



Geologische Schemaskizze der Münchberger Masse und ihrer Umrahmung

schen 525 Ma u. 480 Ma Gabbros und Granitoiden intrudiert sind.

Charakteristische Gesteine der *Hangend-Serie* sind Hornblende-Bändergneise, Amphibolite, Granatamphibolite, Eklogit-amphibolite und Eklogite mit ähnlichen Altern der magmatischen Ausgangsgesteine wie bereits aus der Liegendserie bekannt. Daneben treten auch Paragneise mit Kalksilikatgesteinen und Marmor auf. Die Eklogite erfuhren hohe Drücke von über 20 kbar und Temperatur um 620°C, d.h. sie wurden mehr als 50 km tief ins Erdinnere versenkt.

Für diese spezielle, lokal begrenzte Hochdruck-Metamorphose wird ein Alter um 395 Millionen Jahren angenommen, wohingegen die letzte regionalmetamorphe Prägung dieser Einheiten zwischen 430 und 380 Millionen Jahren erfolgte. Das Ende der metamorphen Prägung dieser Gesteine um 380 bis 370 Millionen Jahre ist mit der Heraushebung und Abkühlung unter 350° bis 300°C verbunden. Lediglich Randbereiche dieser Einheiten werden unter Umständen noch von der jungvariskischen Metamorphose beeinflusst sein (radiometrische Alterswerte um 330 bis 320 Millionen Jahre).

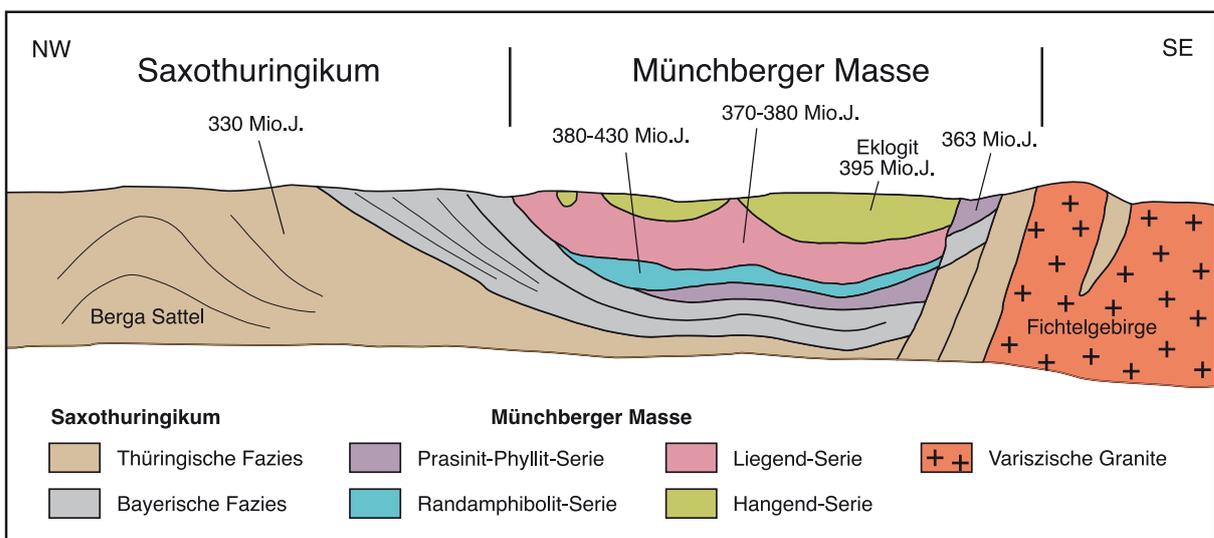
Variszische Intrusivgesteine

Große Areale des Fichtelgebirges werden durch variszische Granite eingenommen. Daneben existieren im Raum Marktredwitz intermediäre bis basische Plutonite, die sogenannten Redwitzite, die eng mit den Graniten verknüpft sind. Den Abschluß des variszischen Magmatismus im Fichtelgebirge bilden Ganggesteine (Pegmatit, Aplit, Lamprophyr, Proterobas, Gangdiabas,) sowie Gangmineralisationen mit Quarz.

Die Granite und Redwitzite sind in der Spätphase sowie nach dem Ende der metamorphen Überprägung in die Gesteinsserien des Fichtelgebirges eingedrungen. Radiometrische Altersdatierungen von Graniten weisen auf Intrusionsalter von 330 - 290 Millionen Jahren hin.

Unter dem Sammelbegriff *Redwitzit*, benannt nach der Stadt Marktredwitz, werden granodioritische, dioritische bis gabbroide Plutonite zusammengefaßt. Die Intrusion dieser Redwitzite erfolgte in der Frühphase der Granitintrusion wie Gefügebilder in Aufschlüssen zeigen. Teilweise sichtbare fließende Übergänge zwischen Redwitziten und älteren Fichtelgebirgs-Graniten sprechen für eine gleichzeitige bis zeitlich dicht aufeinander folgende Intrusion.

Die *älteren Fichtelgebirgs-Granite* weisen Intrusionsalter um 326 Millionen Jahren auf. Zu die-



NW-SE-Profil durch die Münchberger Masse und ihren geologischen Rahmen (nach FRANKE 1998) mit Metamorphosealtern

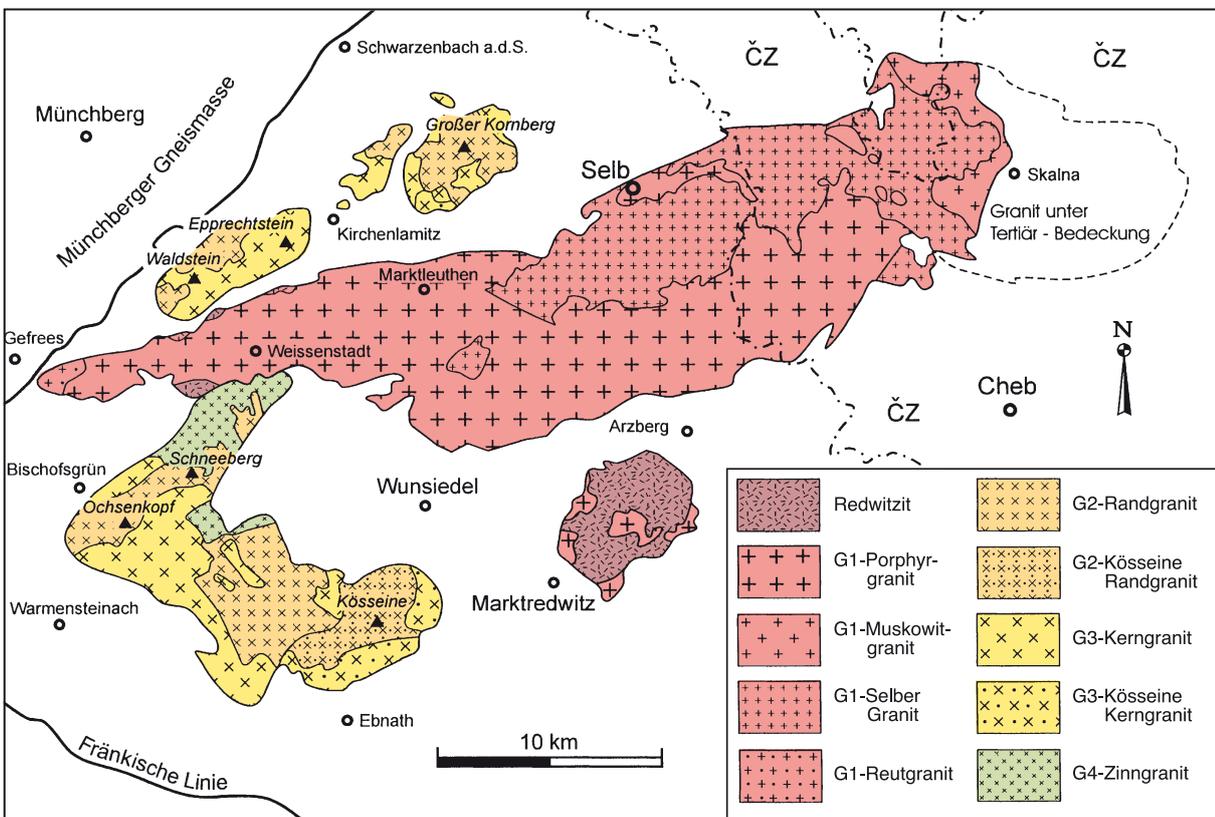
GEOTOPE IN OBERFRANKEN

sen meist mittel- bis grobkörnigen Graniten mit porphyrischen Kalifeldspateinsprenglingen gehören die sogenannten G1-Granite des Fichtelgebirges: der Weißenstadt-Marktleuthener Granit, der Reutgranit, der Selber Granit und der Holzmühlgranit. Die G1-Granite bilden den nördlichen Teil des Inneren Fichtelgebirges, erstrecken sich im Westen bis Gefrees und treten morphologisch nicht als Gipfelbildner in Erscheinung.

Die *jüngeren Fichtelgebirgs-Granite*, die sogenannten G2-, G3- und G4-Granite, besitzen Intrusionsalter um 306 bis 286 Millionen Jahre. Diese Granite bauen die höchsten Erhebungen im Fichtelgebirge auf mit dem Schneeberg, dem Ochsenkopf, der Kösseine, dem Kleinen und Großen Kornberg und dem Waldstein sowie dem Epprechtstein. Zu diesen Graniten gehört auch der Randgranit, ein fein- bis mittelkörniger porphyrischer Zweiglimmergranit, der Kerngranit, ein mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit, der chemisch spezialisierte Zinngranit, ein mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit sowie das Kö-

seinemassiv. Das Kösseinemassiv setzt sich zusammen aus dem Kösseine-Randgranit, einem mittelkörnigen, selten porphyrischen Biotit-Granit und dem Kösseine-Kerngranit, einem grobkörnigen Granat- und Cordierit-führenden Biotit-Granit.

An lineamentartigen, meist Nordwest- bis Nordnordwest-streichenden Bruchstrukturen treten intermediäre bis basische Lamprophyre als *postgranitische Ganggesteine* (Alter um 280 Millionen Jahren) auf, so z.B. im Bereich des Ochsenkopf-Massivs. Eine weitere Gruppe von postgranitischen Ganggesteinen bilden die Nordnordwest-streichenden Porphyrgänge in einer Zone von Göpfersgrün bis Schönwald.



Granitoide des Fichtelgebirges (nach HECHT 1998)

Schichtfolge des Deckgebirges

Permische Gesteine

Durch die variszische Gebirgsbildung wurde Mitteleuropa ein Festland mit deutlichen Reliefunterschieden. Ab dem Oberen Karbon und im Perm wurden Teile des Gebirges wieder abgetragen. In tektonisch vorgezeichneten Beckenbereichen lagerte sich der Abtragungsschutt ab. Sandsteine und Konglomerate mit zwischengeschalteten Bodenbildungen entstanden an Schuttfächern z.B. südwestlich der Fränkischen Linie, an der sich schon damals die nordöstliche Scholle zu heben begann. Örtlich entwickelten sich Sumpfwälder, deren organische Reste zu Steinkohle umgebildet wurden. In der *Rotliegend*-Zeit kam es außerdem zeitweise zu einem explosiven, sauren bis intermediären Vulkanismus, der in Oberfranken Quarzporphyre und saure Ganggesteine hinterließ.

Über Tage finden sich Sedimente des Unter-Rotliegend in Oberfranken nur im Stockheimer Becken, wo bis in die 60er Jahre Steinkohleflöze abgebaut wurden. Ober-Rotliegend ist in einem 15 km langen Gebietsstreifen entlang der Fränkischen Linie nördlich und östlich von Weidenberg (Lkr. Bayreuth) aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der Rotliegendschichten schwankt auf engem Raum sehr stark. In manchen Bohrungen sind sie sehr geringmächtig oder gar nicht vorhanden, an anderen Orten wurden hingegen mehrere hundert Meter dicke Sedimentpakete erbohrt.

Im *Zechstein* (Oberes Perm) war das ehemalige Relief des Variszischen Gebirges bereits weitgehend eingeebnet. Von Norden her drang ein flaches Meer etwa bis Bayreuth vor. Beim Meeresvorstoß wurden vereinzelt noch Konglomerate abgelagert, später überwiegend Tonsteine und Dolomite. Das flache Epikontinentalmeer wurde mehrfach vom offenen Ozean abgeschnürt, was eine verstärkte Verdunstung und Ausfällung von Salzen zur Folge hatte. Oberfranken lag jedoch im Küstenbereich, weswegen hier kein Steinsalz abgeschieden wurde wie in den Beckenbereichen Unterfrankens und Thüringens. Der etwas weniger lösliche Anhydrit ist aber auch in Oberfranken in Bohrungen nachgewiesen. Eine Besonderheit des Zechsteins bildet der Kupferschiefer, der aus einer dünnen Lage von stark bitumenhaltigem, mergeligen Tonstein besteht. Seinen Namen verdankt er dem Kupferkies, der zusammen mit anderen Sulfiden (Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit) in dieser Schicht angereichert ist.



Geologie des Stockheimer Rotliegend-Beckens (aus LÜTZNER et al. 1995)

Die Zechsteinablagerungen treten in Oberfranken nur am Rand des Stockheimer Beckens bei Burggrub und an der Thüringischen Grenze zwischen Tremersdorf und Görzdorf zutage. Die gesamte Mächtigkeit des Zechsteins beträgt nach Bohrergebnissen bis über 100 m, nimmt jedoch nach Südosten hin ab.

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

Mio. Jahre vor heute	Ära	Periode	Epoche	Stufe	Hauptgesteine	Geotope	Seite
1,8 24 65	Känozoikum	Quartär		Holozän	Fließerde, Löß, Flugsand, Talsedimente	Ellerbachschlucht bei Tiefenellern Tongrube in Gaustadt Jungfernhöhle bei Tiefenellern Dünen im Hauptsmoorwald Zoolithenhöhle bei Burggailenreuth	41
				Pleistozän			45 47 43 79
		Tertiär	Jung-	Pliozän	Sande, Tone, Schotter (v.a. im Egergraben), Basische Vulkanite	Ehemaliger Basaltbruch am Schloßberg bei Neuhaus a.d. Eger	163
				Miozän			
			Alt-	Oligozän			49
		Eozän					
				Paleozän			
99 142 159 180 206 227 242 248	Mesozoikum	Kreide	Ober-	Maastricht	Auerbacher Kellersandstein Michelfelder Schichten (Sand-, Tonstein)	"Kallmünzer" Sandsteinblöcke im Veldensteiner Forst	56
				Campan			
				Santon			
				Coniac			
				Turon			
				Cenoman			
		Unter-	Alb		Entstehung des Großer Lochsteins	57	
			Abt				
			Barreme			Mögliche Entstehung der Höhle in der Fellner Doline	85
			Hauterive			Mögliche Entstehung der Riesenburg bei Engelhardsberg	83
			Valangin				
			Berrias				
Jura	Malm	Oberer	Frankendolomit und gebankte Kalke und Dolomite	Die Klinge bei Ehrhardsmühle Dolinen bei Eichig Müllerfelsen bei Streitberg Die Steinernen Frau am Walberla Friesenquelle bei Kasendorf Straßenböschung bei Oberlangheim	141		
		Mittlerer			Obere Mergelkalke, Frankendolomit	147	
		Unterer			Werkkalk Untere Mergelkalke	81 87 133 145	
	Dogger	Oberer	geringmächtige Sand-, Ton- und Mergelschichten	Eisensandstein (Sandstein, Eisenerze, Geröllhorizonte) Opalinuston (Tonstein)	Eisenerz- Altbergbau am Kordigast	143	
		Mittlerer					
		Unterer					
Lias	Oberer	Jurensismergel Posidonienschichten	(Mergel-, Ton-, Kalksteine) (bitumenreiche Ton-, Mergel-, Kalksteine)	Mainprallhang bei Nebensdorf	139		
	Mittlerer						
	Unterer						
Keuper	Oberer	Rhättonstein	Rhätolias	Felsgruppe westl.v. Ebneith Hirtenstein bei Mistelbach Steinbruch Sauloch bei Blumenrod	149		
	Mittlerer				Blasensandstein, Burgsandstein, Feuerletten, Lehrbergschichten, Schilfsandstein	59	
	Unterer				Myophorien-, Estherienschichten, Werksandstein, Gelbkalk, Grenzadolomit	73 69 61	
Trias	Muschelkalk	Oberer	Kalk-, Mergel-, Ton-, Sandstein	Donnerloch bei Drossenhausen Ehemaliger Steinbruch Herlas Quelltöpfe im Lautertal	65		
		Mittlerer			Mergel-, Tonstein, Dolomit, Zellenkalk, Anhydrit	129 67	
		Unterer			Schaumkalkbänke, Grenzgelbkalkstein Wellenkalk, Oolithbänke	71 119	
Buntsandstein		Oberer	Röt-Folge Tonstein/Sandstein mit Gips-Karneol-, Chalcedonlagen	Straßenanschluß am Fürther Berg	75		
		Mittlerer					
		Unterer					
Perm	Zechstein	Oberer	Konglomerat, Tonstein, Kupferschiefer, Anhydrit, Dolomit, Bröckelschiefer	Straßenböschung Burggrub	116		
		Mittlerer					
		Unterer					
256 290	Paläozoikum	Perm	Rotliegend	Sand-, Tonstein, Konglomerat, Saure Vulkanite, Fanglomerat, Sand-, Tonstein	Hohlweg bei Wolfersdorf	117	
							Kar-bon

Stratigraphie des Deckgebirges mit Seitenverweis zu entsprechenden Beispielgeotopen

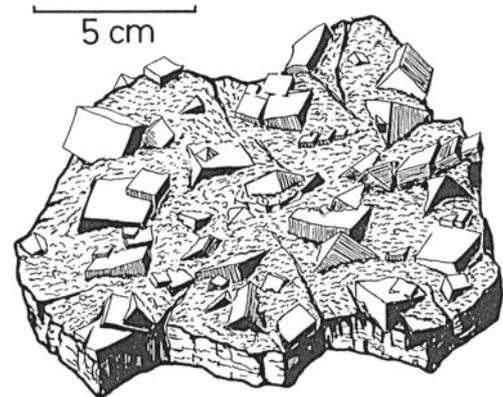
Triassische Gesteine

Die Trias ("Dreiheit") wird in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper untergliedert. Oberfranken lag in diesem Zeitraum – zu Beginn des Mesozoikums (Erdmittelalter) - am Rand des Germanischen Beckens, das einen relativ einheitlichen Sedimentationsraums darstellte. Das Becken, in dem zeitweise kontinentale, zeitweise flachmarine Verhältnisse herrschten, wurde im Süden durch den "Vindelizischen Rücken" begrenzt. Den östlichen Rand des Beckens bildete das "Böhmische Land". Durch die Heraushebung des Grundgebirges an der Fränkischen Linie ist der östliche Beckenrand heute meist bereits erodiert, während der südliche von dicken Sedimentschichten bedeckt ist und deswegen nur aufgrund von Bohrprofilen rekonstruiert werden kann.

Im *Buntsandstein* bestand ein großes, überwiegend kontinentales Becken, in das aus den umgebenden Hochgebieten meist sandige und tonige Sedimente geschüttet wurden. Die gesamte Mächtigkeit des Buntsandsteins liegt in Oberfranken zwischen 400 m bei Bayreuth und 600 m bei Coburg. Es überwiegen quarzreiche Sandsteine, die meist schräggeschichtet sind. Dies weist auf fluviatilen Transport bzw. auf sogenannte Schichtfluten (flächige Überschwemmungen nach Starkniederschlägen) hin.



Schräg- und kreuzgeschichteter Sandstein



Steinsalz-Nachkristalle (aus RUTTE 1992)

Grobkörnigere Sedimente wie das Kulmbacher Konglomerat belegen, daß Oberfranken am Rand des Sedimentationsbeckens lag und daß sich bereits im Buntsandstein das Gebiet nordöstlich der Fränkischen Linie zu heben begann. Im Bayreuther Raum belegen polymikte Schuttfächersedimente im unteren Buntsandstein die Nähe des Abtragungsgebietes und ein starkes Relief.

In die überwiegend monotone Abfolge von Sandsteinen mit ihren typischen planaren Schrägschichtungskörpern sind mehrfach Karneol-, Dolomit- und Chalcedonlagen eingeschaltet. Diese gehen auf Boden- und Krustenbildungen im ariden Millieu zurück (Ausfällung aus aufsteigendem

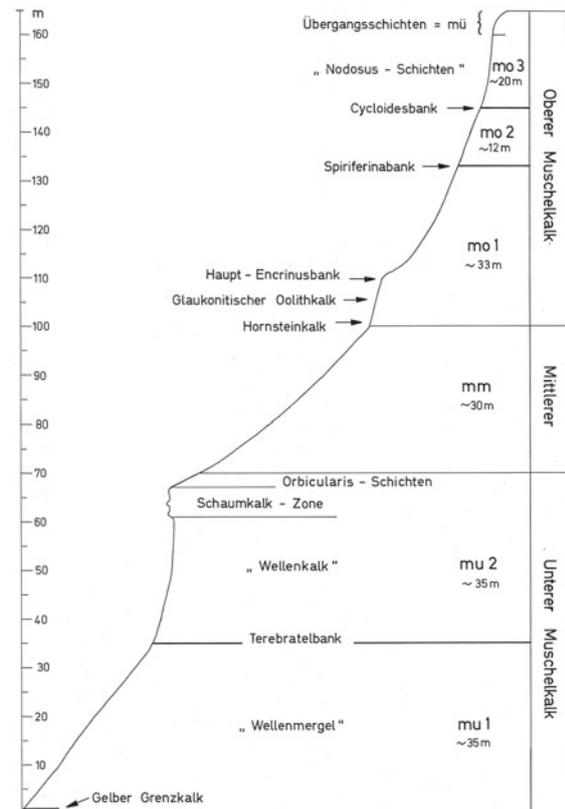
Grundwasser). Auch Windkanter, Steinsalz-Nachkristalle ("Pseudomorphosen") und Trockenrisse in Tonlagen belegen das wüstenhafte Klima. Aufgrund des lebensfeindlichen Umfelds ist der Buntsandstein auch sehr arm an Fossilien. Stratigraphisch leitende Formen fehlen weitgehend; er wird daher nur anhand von lithologischen Merkmalen in Schüttungszyklen gegliedert. Die Zyklen beginnen jeweils mit grobkörnigen Sedimenten (Konglomerate, Grobsande) und gehen zum

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

Hangenden hin zu Sand-, Silt- und Tonsteinen über. Während des Oberen Buntsandsteins, im Röt, griff das Meer wieder zeitweise auf das Germanische Becken über. Im Raum Kronach-Kulmbach-Bayreuth ist immer noch der Beckenrand mit feldspathhaltigen Sanden feststellbar. Im Coburger Raum weisen dagegen Tone und Mergel mit marinen Fossilien auf vollmarine Verhältnisse hin.

Der Buntsandstein ist in Oberfranken in einem schmalen Gebietsstreifen aufgeschlossen, der sich von der Gegend nördlich von Bayreuth über Kulmbach und Kronach nach Neustadt b. Coburg und weiter nach Thüringen fortsetzt. In zahlreichen Steinbrüchen und Sandgruben wurde und wird das Gestein als Baumaterial abgebaut.

Über dem Buntsandstein folgen die Ablagerungen des *Muschelkalks*. Während ersterer von festländischen Sedimenten geprägt war, breitete sich im Muschelkalk ein epikontinentales Randmeer im Germanischen Becken aus. Im Süden und Osten lagen immer noch das Vindelizische und das Böhmisches Land. Im Bereich von Bayreuth macht sich daher die sandige Randfazies bemerkbar, während im übrigen Gebiet flachmarine Sedimentationsbedingungen herrschten.



Verwitterungsprofil des Muschelkalks (aus EMMERT & HORSTIG 1972)



Seelilien-Stengelglieder (Crinoiden) aus einem ehemaligen Steinbruch im Tainbacher Forst

Im Unteren Muschelkalk lagerten sich überwiegend graue, wellig geschichtete Kalke und Mergel ab. Die typischen Sedimentgefüge (Rippelmarken, Priele, Strömungsmarken usw.) und die fossile Fauna lassen auf teilweise sehr flaches Wasser schließen. Einzelne Linsen und Lagen in der Schichtfolge sind sehr reich an Fossilien. Insbesondere Muscheln, Brachiopoden und Seelilien-Stengelglieder wurden entweder am Rand von Priele zusammengespült oder bildeten in Zeiten günstiger Lebensbedingungen weiträumig aushaltende Leithorizonte.

Während des Mittleren Muschelkalkes wurde das Germanische Becken mehrfach vom

offenen Ozean abgetrennt. Neben Kalken, Mergeln und Dolomiten wurden in übersalzenen lebensfeindlichen Lagunen aufgrund der Eindampfung Gips und Anhydrit ausgeschieden. Oberfranken lag jedoch am Rand des Beckens; daher kam es hier nicht, wie im benachbarten Unter- und Mittelfranken, zur Bildung von Steinsalz. Durch die Grundwasserzirkulation wurden die Gips- und Anhydritschichten meist vollständig weggelöst, sobald sie durch die Erosion in die Nähe der Erdoberfläche gelangten. Nur Residualtone, Rauhacken und Karsterscheinungen verraten noch ihre ehemalige Existenz.

Im Oberen Muschelkalk herrschten mit der Sedimentation von Kalk-, Mergel- und Tonsteinen wieder überwiegend marine Bedingungen. Meeresspiegelschwankungen sind durch die unterschiedliche Gesteinsausbildung belegt: Bei hohem Meeresspiegel wurden dünnbankige, aber teilweise sehr fossilreiche Schichten abgelagert, bei niedrigerem Meeresspiegel entstanden hingegen dicke Kalkbänke. Im obersten Muschelkalk verflachte das Meer zunehmend und fiel teilweise trocken.

Der Muschelkalk steht in Oberfranken in einem schmalen Streifen südwestlich der Fränkischen Linie zutage an. Weitere Muschelkalkvorkommen liegen nördlich von Coburg und in einzelnen Schollen entlang der Kulmbacher Störungszone. Die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalks liegt zwischen 180 und 250 m, kann aber durch die Auslaugung der Evaporite (Gips und Anhydrit) örtlich verringert worden sein.

Nach der überwiegend marinen Sedimentation im Muschelkalk nahmen im *Keuper* wieder die festländischen Einflüsse auf das Germanische Becken zu. Das sehr flache Meeresbecken wurde zeitweise vom offenen Ozean abgeschnürt. Durch Verdunstung kam es dann zur Bildung von Evaporiten (Gips, Anhydrit). Bei starkem Zufluß von Süßwasser dagegen zur Verbrackung. Große Mengen Sand wurden von den Beckenrändern her eingetragen.

Im Unteren Keuper wurden bis ca. 50 m mächtige Ton- und Sandsteinabfolgen mit dolomitischen Einschaltungen abgelagert. Die Grenze zum Mittleren Keuper bildet der maximal 5 m mächtige Grenzdolomit, der bereits auf eine Übersalzung des flachen Meeres hinweist.

Der bis über 400 m mächtige Mittlere Keuper wird in den Gipskeuper und den Sandsteinkeuper untergliedert.

Im Gipskeuper kam es durch eingeschränkten Wasseraustausch mit dem offenen Ozean mehrfach zur Ausfällung des namensgebenden Gipses bzw. Anhydrits, welche lagenweise in die bunte Abfolge von Sand-, Ton-, Mergel- und Dolomitsteinen eingeschaltet sind. Die Vielfalt der Gesteine weist auf häufig wechselnde Sedimentationsbedingungen mit mehrfachen Meeresvorstößen und -regressionen hin.

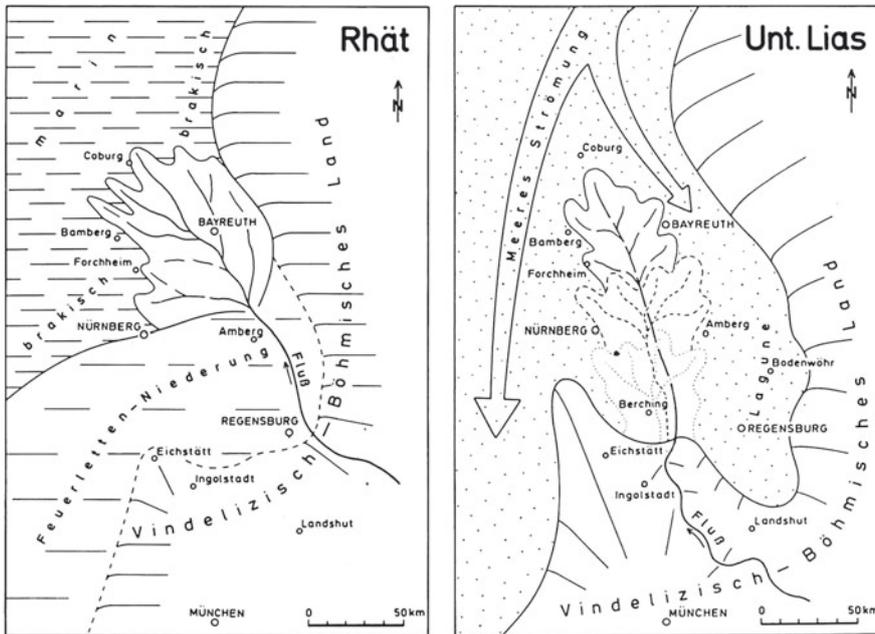
Die Schichten des Sandsteinkeupers bildeten sich dagegen vorwiegend auf einem flachen Festland. Von den Rändern her wurden große Mengen Sand in das Becken geschüttet. Die Sandsteinabfolge wird durch tonig-mergelige, teilweise gips-haltige Lagen untergliedert. Durch aufsteigendes Grundwasser kam es in der wüstenartigen Ebene örtlich zur Bildung von Dolomit- und Chalcedonkrusten. Der Sandsteinkeuper endet mit rötlichen Ton- und Mergelsteinen, die in brackisch-limnischem Milieu abgelagert wurden.

Im Oberen Keuper, dem Rhät, stieß das Meer wieder mehrfach von Norden her nach Oberfranken vor. Gleichzeitig erfolgte von Süden ein starker Sandeintrag, so daß sich im oberfränkischen Raum ein ausgedehntes Meeresdelta bildete.

Jurassische Gesteine

Der Jura begann in Oberfranken so wie der Keuper endete: mit einem Meeresdelta. Die Sandsteine des Rhät und des unteren *Lias* (*Lias* = Unterer Jura bzw. Schwarzer Jura) unterscheiden sich kaum voneinander, weswegen man hier allgemein vom Rhätolias-Sandstein spricht. Nur die tonigen Zwischenlagen mit ihrem vielfältigen Fossilinhalt (insbesondere Pflanzen) ermöglichen teilweise die Grenzziehung zwischen Keuper und Jura. Noch im Unteren Lias stieß das Meer über Oberfranken hinweg nach Südosten vor. Über marine Sandsteine legten sich nun dunkle feinkörnige Sedimente (Ton- und Mergelsteine mit einzelnen Kalk- oder Sandsteinbänken). Durch ihre Vielfalt an gut erhaltenen, marinen Fossilien sind insbesondere die bituminösen Schichten des Lias Epsilon bekannt. Ohne scharfe Grenze gehen die Mergel des obersten Lias in die Tone des unteren Dogger über.

GEOTOPE IN OBERFRANKEN



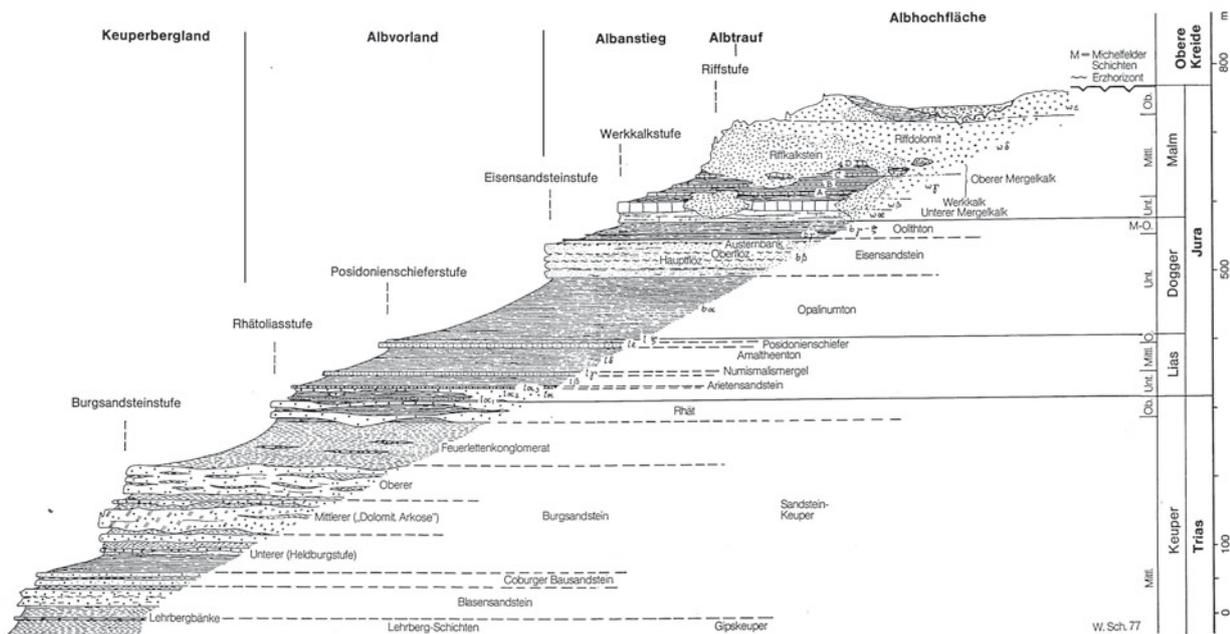
Rekonstruktion der gewaltigen Flußdeltas im Rhät und Unteren Lias (aus MEYER & SCHMIDT-KALER 1996)

Ausstrich der Rhätlias-Sandsteine hat sich eine markante Schichtstufe entwickelt. Außerhalb der Albumrandung finden sich liassische Gesteine auch östlich von Coburg, nordwestlich von Kulmbach und nördlich von Bayreuth.

Die Basis des *Dogger* (Mittlerer Jura bzw. Brauner Jura) wird von einem 60 bis 100 m mächtigen Tonsteinhorizont gebildet. Darüber folgt der 30 bis 100 m mächtige rötlichbraune Eisensandstein. Dieser gut geschichtete marine Sandstein enthält neben den charakteristischen Eisen-

erzflözen auch einzelne Tonlagen und Muschelbänke. Die Basis des darüber folgenden Mittleren Dogger wird von einem Geröllhorizont gebildet, der darauf hinweist, daß sich das Meer zum Ende des Eisensandsteins kurzzeitig aus dem Gebiet zurückgezogen hatte. Der gesamte Mitt-

erzflözen auch einzelne Tonlagen und Muschelbänke. Die Basis des darüber folgenden Mittleren Dogger wird von einem Geröllhorizont gebildet, der darauf hinweist, daß sich das Meer zum Ende des Eisensandsteins kurzzeitig aus dem Gebiet zurückgezogen hatte. Der gesamte Mitt-



Schematischer Schnitt durch das Schichtstufenland vom Keuper bis in die Kreide (aus SCHIRMER 1981)

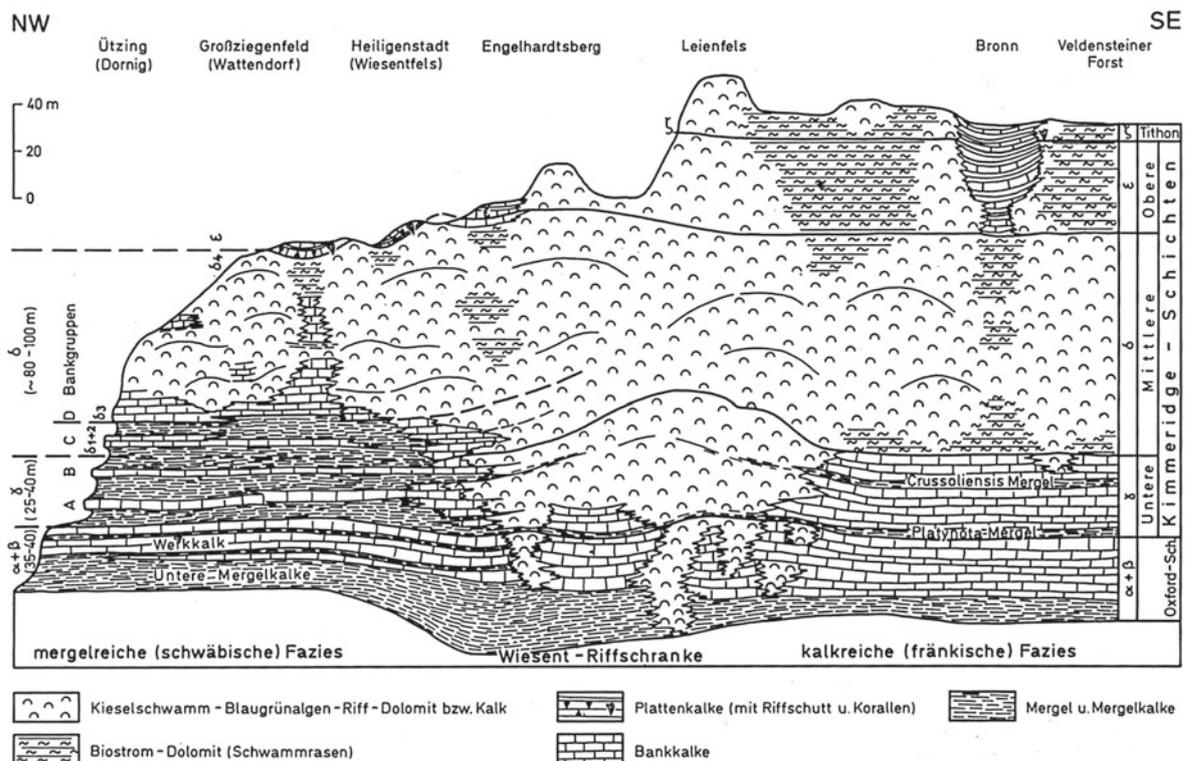
lere und Obere Dogger umfaßt eine nur maximal 30 m mächtige Schichtfolge. Sandige, tonige, mergelige und kalkige Schichten wechseln sich hierin mehrfach ab.

Der Dogger bildet den Sockel der Fränkischen Alb, in deren Umrandung er in Oberfranken überall zu finden ist. Der morphologisch harte Eisen-sandstein macht sich vielerorts durch steile Hänge bemerkbar. Kleinere Doggervorkommen außerhalb der Albumrandung finden sich nördlich von Staffelstein und zwischen Coburg, Kronach und Kulmbach.

Der *Malm* (Oberer Jura bzw. Weißer Jura) ist mit seinen widerstandsfähigen Kalken und Dolomiten eines der markantesten Schichtglieder in Oberfranken. In dieser Zeit wurde erstmals das "Vindelizische Land", das bis dahin immer von Süden her einen festländischen Einfluß (z.B. Sandschüttungen) auf den oberfränkischen Raum ausgeübt hatte, vollständig überflutet. Das flache Schelfmeer hatte neben der Verbindung zum nördlichen Meer erstmals auch einen offenen Zugang zum kalkreichen südlichen Tethys-Meer.

Der Untere Malm repräsentiert eine Wechsel-lagerung von Mergel- und Kalkschichten. Im untersten Teil überwiegen die Mergel (Untere Mergelkalke); darüber folgen die fossilreichen gebankten Werkkalke. Schwammriffe kommen im Unteren Malm nur vereinzelt vor.

Der Mittlere Malm beginnt wieder mit einer ebenfalls fossilreichen, aber überwiegend mergeligen Schichtfolge (Obere Mergelkalke). Die mergelige Gesteinsfazies in der Nördlichen Frankenalb ähnelt hier mehr jener in der Schwäbischen Alb als der in der Südlichen Frankenalb, wo zu dieser Zeit die Kalkabscheidung überwog. Während des Mittleren Malms breitete sich von der "Wiesent-Riffschranke" her die massige Gesteinsfazies immer weiter aus, bis sie gegen Ende des Mittleren Malms die geschichtete Fazies nahezu flächendeckend ersetzt hatte. Am Aufbau der massigen Gesteine sind vor allem Kieselschwämme, Blaugrünalgen und Ooide beteiligt. Meist wurden die ursprünglich als Kalke abgelagerten Gesteine diagenetisch in Dolomit umgewandelt ("Frankendolomit"). Die massigen Gesteine sind besonders standfest und widerstandsfä-



Faziesschema des Malms der Nördlichen Frankenalb (aus MEYER & SCHMIDT-KALER 1996)



Felsstürme in Tüchersfeld

hig gegen Witterungseinflüsse. Ein Großteil der markanten Felsgebilde der Fränkischen Alb wird von ihnen aufgebaut.

Gesteine des Oberen Malm sind in der Nördlichen Frankenalb, soweit sie überhaupt zur Ablagerung kamen, meist bereits wieder abgetragen. Teilweise dauerte das Wachstum der Schwammriffe bis in den Oberen Malm an. In wannenartigen Senken wurden stellenweise zwischen den Massenfaziesgebieten auch wieder geschichtete Kalk abgelagert.

Gesteine des Malm bauen die morphologisch herausragende Fränkische Alb auf, deren Nordteil in Oberfranken liegt. Im Umfeld der Alb liegen abgetrennt mehrere Zeugenberge, deren Gipfelbereiche bis in den Malm reichen (z.B. Walberla, Kordigast und Rappersberg). Ein weiteres kleines Vorkommen von Malmgesteinen liegt, an den Kulmbacher Störungszone tektonisch abgesenkt, bei Kirchleus nordwestlich von Kulmbach.

Kretazische Gesteine

Gegen Ende des Malm hob sich das gesamte Gebiet und wurde zum Festland. Während der Unterkreide herrschte über 40 Millionen Jahre lang eine intensive tropische Verwitterung und Abtragung. Abgesehen von einigen Verwitterungsbildungen sind aus dieser Zeit keine Ablagerungen erhalten. Bei den Relikten handelt es sich meist um eisenreiche Sedimente und ockerhaltige Farberden. Diese lagern in einem kleinräumigen Karstrelief, das sich auf den Karbonatgesteinen der Frankenalb entwickelt hatte. Die Karstformen ähneln jenen, die aus rezenten tropischen Karstgebieten bekannt sind.

Im Oberen Cenoman erfolgte von Süden her ein neuer Meeresvorstoß, der allerdings Oberfranken zunächst nicht erreichte. Auf der Nördlichen Frankenalb wurden in dieser Zeit noch die terrestrischen Michelfelder Schichten abgelagert. Diese bestehen hauptsächlich aus Sandsteinen, untergeordnet aus Konglomeraten und Tonen. In der Folgezeit (Turon) senkte sich das Gebiet weiter ab und das Oberkreidemeer bedeckte im Mittleren Turon das gesamte Gebiet der heutigen Nördlichen Frankenalb. Dabei wurden marine Sandsteine sedimentiert. Nach diesem kurzen Meeresvorstoß kam es erneut zur Ablagerung terrestrischer bzw. limnisch-fluviatiler Michelfelder Schichten. Im nachfolgenden Coniac erfolgte ein letzter Meeresvorstoß, der tonige, sandige und mergelige Sedimente auf der Frankenalb hinterließ. Danach zog sich, noch in der Oberkreide, das Meer aus der Nördlichen Frankenalb zurück. Örtlich sind aus dieser Zeit wiederum terrestrische Sand- und Tonablagerungen erhalten.

Die ehemals flächenhaft verbreiteten oberkretazischen Sedimente sind heute meist als isolierte Einzelvorkommen auf der Nördlichen Frankenalb erhalten, wobei sie diskordant auf dem unterkretazischen Karstrelief lagern. Nur im Raum Veldensteiner Forst/Betzenstein und um Hollfeld bedecken die kreidezeitlichen Sedimente größere zusammenhängende Gebiete. Die Erhaltung dieser Vorkommen ist ihrer tektonischen Tieflage in der Nordnordwest-Südsüdost streichenden "Hollfelder Mulde" zu verdanken (siehe Abb. „Tektonische Übersichtskarte“, S.21). Inwieweit kreidezeitliche Sedimente ehemals auch das Schichtstufenland, das Bruchschollenland und das

Grundgebirge überdeckten, ist heute nicht mehr festzustellen.

Tertiäre Gesteine

Während des gesamten Tertiärs dominierte in Oberfranken die Erosion. Ein Großteil der kreidezeitlichen Sedimente und auch Teile der älteren Gesteinsfolge wurden abgetragen. Im Alttertiär bildete sich eine Rumpffläche, deren Reste in den Hochflächen der Fränkischen Alb, des Frankenwaldes, des Bayerischen Vogtlandes und des Inneren Fichtelgebirges bis heute erhalten geblieben sind. Die Verwitterungslehme, die auf der Fränkischen Alb oft mehrere Meter mächtig sind, entstanden hauptsächlich im Tertiär.

Ab dem Oberen Oligozän wurden Teile Oberfrankens tektonisch gedehnt. Diese Dehnung führte zur Bildung des Nordost- bis Ostnordost-streichenden Egergrabens, der von Tschechien bis nach Kemnath reicht. Im südlichen Fichtelgebirge wurden in kleinräumigen Rinnen und Becken Tone, Schluffe, Sande und Kiese abgelagert. Vereinzelt sind auch Braunkohleflöze enthalten, wie z.B. bei Seußen und Schirnding. Die Tertiärsedimente können mehrere 10er Meter Mächtigkeit erreichen. Ihre Basis wird meist durch tiefgründig verwitterte Metasedimente und Granite gebildet.

Die Dehnungstektonik bewirkte außerdem vor ca. 30 bis 20 Millionen Jahren - zum ersten Mal seit dem Perm - wieder eine vulkanische Aktivität. Alkalibasaltische Magmen drangen entlang von Spalten auf und sind heute als Brekzienschlote mit wechselnden Anteilen an Basalt und Nebengestein, als Brekzienschlote mit massivem Basaltkern oder als mit massivem Basalt gefüllte Schlote im südlichen Fichtelgebirge verbreitet. Kleinere Basaltvorkommen finden sich auch um Oberleinleiter (Lkr. Bamberg), westlich von Rodach b. Coburg und bei Veitlahm (Lkr. Kulmbach).

Im oberen Tertiär tieften sich die Täler allmählich weiter ein. In einzelnen hochgelegenen Schottervorkommen auf der Fränkischen Alb und nördlich von Kulmbach ist dieser Vorgang dokumentiert. Im westlichen Oberfranken sind tertiäre Sedimente nur in Ausnahmefällen erhalten, da die Abtragung vorherrschte.

Quartäre Gesteine

Im jüngsten Teil der Erdgeschichte, dem Quartär, wurde auch die oberfränkische Landschaft, teilweise unter Permafrostbedingungen, erheblich umgestaltet. Große Gletscher, wie in den Alpen oder in Norddeutschland waren zwar nicht bis Oberfranken vorgedrungen. In den Kaltzeiten war der Boden allerdings tiefgründig gefroren. Wenn im Sommer die oberflächennahen Bodenschichten auftauten, bewegten sich wassergesättigte Lockergesteine auf leicht geneigtem Untergrund hangabwärts. Es entstanden die weit verbreiteten "eiszeitlichen Fließerden". Freiliegende Festgesteine wurden durch die Frostverwitterung gesprengt und teilweise zu Blockmeeren oder in Hangbereichen zu Blockströmen umgeformt. Während der vegetationsarmen Kaltzeiten nahm auch die Winderosion stark zu. Der abgetragene Sand wurde nach relativ kurzer Transportstrecke teilweise in Form von Dünen wieder abgelagert, während das feinere Material oft über weite Strecken transportiert und in großflächigen Lößdecken abgelagert wurde.

Die Taleintiefung, die bereits im Tertiär begonnen hatte, setzte sich im Quartär verstärkt fort. Insbesondere an den Rhein-tributären Gewässern, die gegenüber den der Donau zufließenden ein deutlich stärkeres Gefälle aufweisen, entstanden tiefe, steile Täler. Eiszeitliche Flußterrassen sind Zeugen der abgetragenen Gesteinsmassen. Aus standfesten Gesteinen wie dem Frankendolomit und dem Rhätolias-Sandstein wurden zahlreiche markante Felsgebilde herauspräpariert. Auch Teile der Granitgebiete, die im Tertiär tiefgründig verwittert waren, wurden abgetragen. Zurück blieben die typischen wollsack- und matrattenförmigen Felsformen.

Mit der deutlichen Klimaverbesserung vor ca. 10.000 Jahren endete die Zeit der Permafrostbedingungen. Seitdem entstanden die heutigen Böden. In den Flußtälern setzte sich die Erosion bzw. die Umlagerung von Lockersedimenten fort. Es bildeten sich weiterhin Terrassen, Schwemmfächer und Auenablagerungen. An und unterhalb von Hängen lagerte sich Hangschutt in unterschiedlicher Mächtigkeit ab; vereinzelt kam es auch zu Rutsch- oder Sturzvorgängen. Örtlich bildeten sich Seeablagerungen, Moore und an einigen Quellen Kalktufflager.

4 GEOTOPE IN OBERFRANKEN – EIN KURZER ÜBERBLICK

4.1 Allgemeine Ergebnisse der Ersterfassung

Der Geotopkatasters Bayern ist die bislang umfassendste Datensammlung von geowissenschaftlich schutzwürdigen Objekten in Bayern. Bei dem Datenbestand handelt es sich um einen ersten Überblick, der keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben kann. Der Datenbestand des Geotopkatasters Bayern ist nicht als statisch anzusehen, sondern verändert sich relativ schnell. Die folgenden Ausführungen sind eine Momentaufnahme des Datenbestandes für Oberfranken im Sommer 1999.

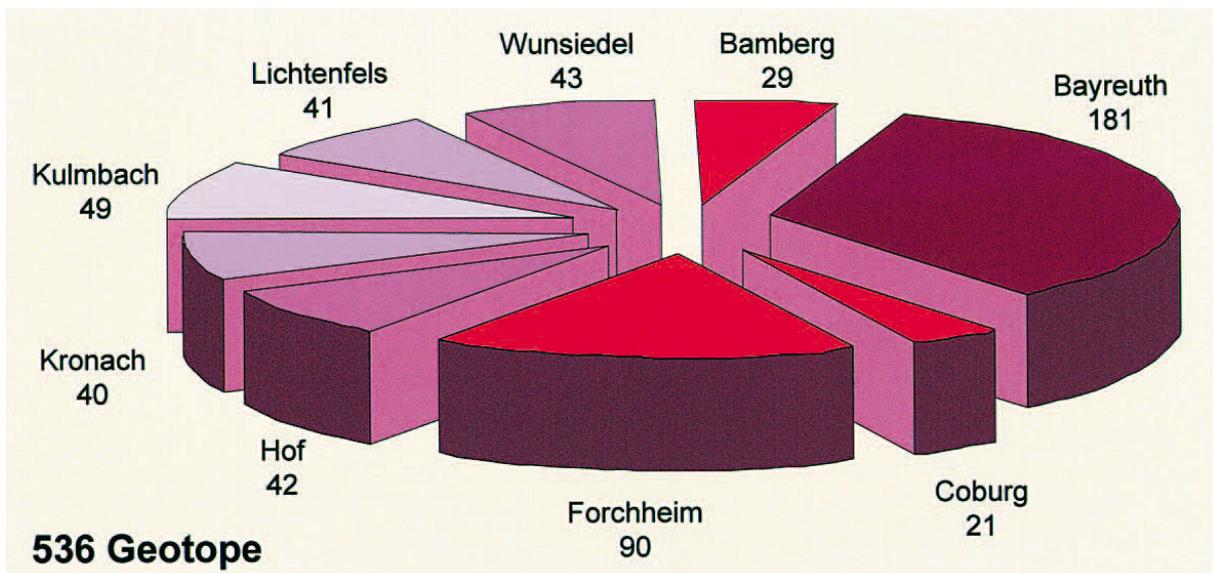
Insgesamt sind in Oberfranken 536 Geotope erfaßt; dies entspricht statistisch gesehen etwa einem Geotop pro 14 km². Die regionale Verteilung der Objekte ist allerdings sehr ungleichmäßig. Auf den Gebieten der kreisfreien Städte Bamberg, Bayreuth, Coburg und Hof liegen jeweils nur ein bis drei Geotope. Diese Gebiete werden daher im folgenden jeweils gemeinsam mit dem entsprechenden Landkreis betrachtet.

Die meisten Geotope finden sich im Raum Bayreuth (181 Geotope, ein Geotop/7,5 km²) und im Landkreis Forchheim (90 Geotope, ein Geotop/7,1 km²). Die Häufung von Geotopen in diesem Raum beruht auf den markanten Felsbildungen

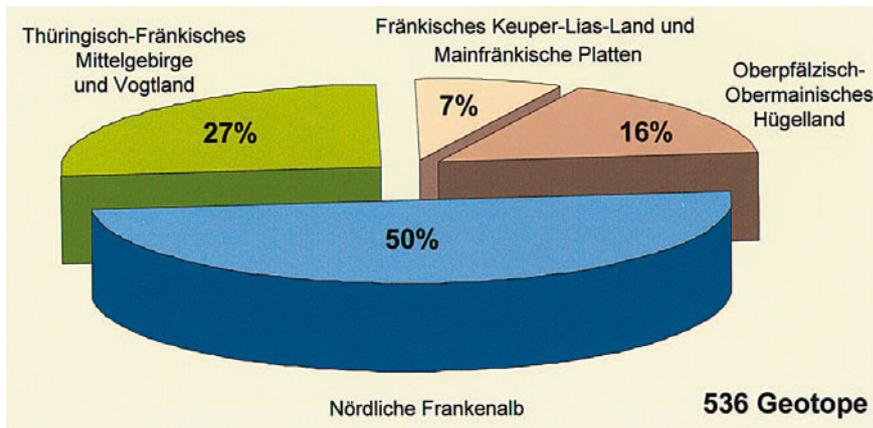
der Frankenalb, von denen 197 bereits als Naturdenkmäler ausgewiesen sind. Bei der Ersterfassung von Geotopen wurden Naturdenkmäler mit geowissenschaftlichem Inhalt grundsätzlich in den Datenbestand aufgenommen. Es verwundert daher nicht, daß die Gemeinden in der Fränkischen Schweiz (dem Zentralteil der Nördlichen Frankenalb) sehr reich an Geotopen sind. In den Gemeindegebieten von Hollfeld, Wiesenttal, Gößweinstein, Weißmain und Obertrubach liegen jeweils 16 bis 25 Geotope.

Deutlich weniger Geotope sind in den Keupergebieten erfaßt. Im Raum Coburg sind es nur 21 Geotope (ein Geotop/31 km²) und im Raum Bamberg 29 Geotope (ein Geotop/42 km²).

Auch wenn man Oberfranken nicht nach seinen Verwaltungseinheiten, sondern nach der naturräumlichen Gliederung betrachtet, zeigen sich ähnlich markante Unterschiede: Die Felsbildungen der Nördlichen Frankenalb dominieren den oberfränkischen Anteil des Geotopkatasters so stark, daß 50% aller erfassten Objekte in diesem Naturraum liegen, obwohl er nur 17% der Regierungsbezirksfläche einnimmt. Die restlichen Geotope verteilen sich in etwa gleichen Anteilen auf



Anzahl der Geotope in den Oberfränkischen Landkreisen



Anzahl der Geotope in den Naturräumlichen Haupteinheiten Oberfrankens

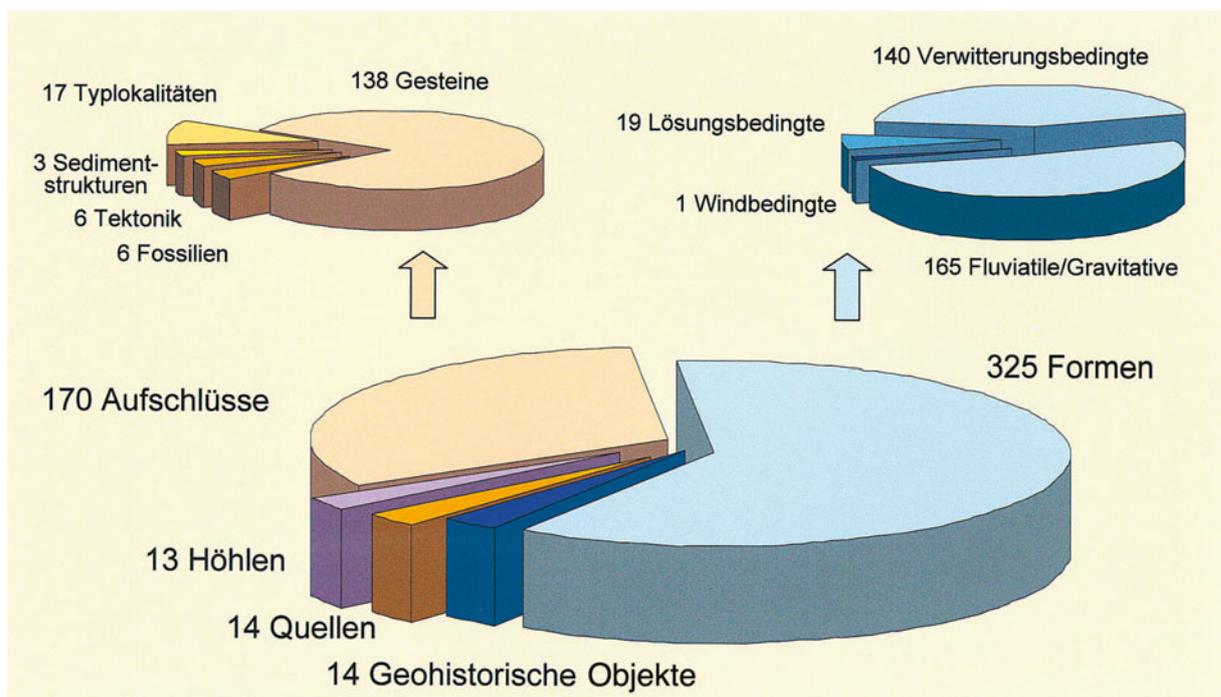
das Grundgebirge (Thüringisch-Fränkisches Mittelgebirge und Vogtland mit Fichtelgebirge, Frankenwald und Münchberger Masse) und die restlichen Deckgebirgsregionen (Oberpfälzisch-Obermainisches Hügelland und Fränkisches Keuper-Lias-Land).

Bei den 72 verschiedenen Geotop-Subtypen in Oberfranken dominieren mit 61% die Formen, wobei die bereits erwähnten Felsgebilde den Hauptanteil ausmachen. Von den insgesamt 325 Formen sind 262 als Felswand/-hang, Felsturm/-nadel, Felsburg oder Felsgruppe klassifiziert. Auf-

schlüsse sind mit ca. 32% am Datenbestand beteiligt. Als Geotoptyp sind bei den Aufschlüssen am häufigsten "Gesteinsart" und "Schichtfolge" genannt. Die restlichen Geotope sind mit jeweils ca. 2,5% als Quellen (v.a. Schicht- und Verengungsquellen), als Höhlen (v.a. horizontale Karsthöhlen) und als Geohistorische Objekte (v.a. Stollen und Schächte) erfaßt.

Nur etwa 29% der in Oberfranken erfaßten Geotope wurden auf künstliche Weise geschaffen, meist aufgrund von Rohstoffabbau (v.a. Steinbrüche, Sand-, Ton-, und Kiesgruben). Die Dominanz der auf natürliche Weise entstandenen Objekte ist wieder durch die Vielzahl der erfaßten Felsbildungen begründet.

Oberfranken ist geologisch gesehen ein ausgesprochen vielfältiges Gebiet in dem Gesteine aller Erdzeitalter sich finden lassen. Betrachtet man

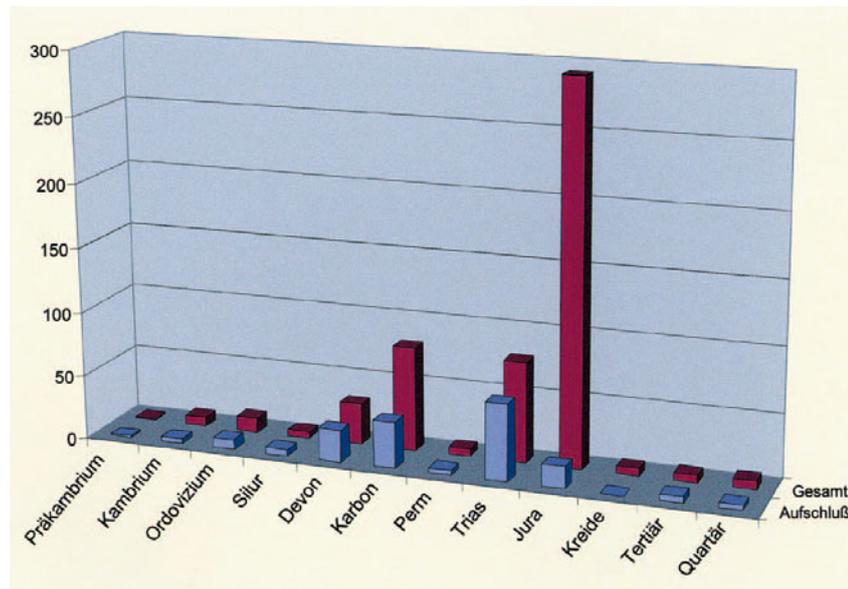


Die Häufigkeit der verschiedenen Geotoptypen in Oberfranken

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

den gesamten Datenbestand, so dominieren mit beinahe 55% die Geotope in jurassischen Gesteinen, in weitem Abstand gefolgt von jenen in triassischen Gesteinen (14%) und karbonen Gesteinen (16%). Die restlichen Erdzeitalter sind relativ gleichmäßig vertreten. Abgesehen von den jurassischen Geotopen, die aufgrund der zahlreichen Felsbildungen im Malm überrepräsentiert sind, entspricht die Häufigkeit der Geotope durchwegs in etwa jener der Gesteine. Betrachtet man nur die Aufschlüsse, so ergibt sich eine relativ gleichmäßige Verteilung der Geotope in den Erdzeitaltern. Die jurassischen Aufschlüsse sind mit 10% eher leicht unterrepräsentiert; am häufigsten sind mit 35% triassische Aufschlüsse als Geotop erfaßt.

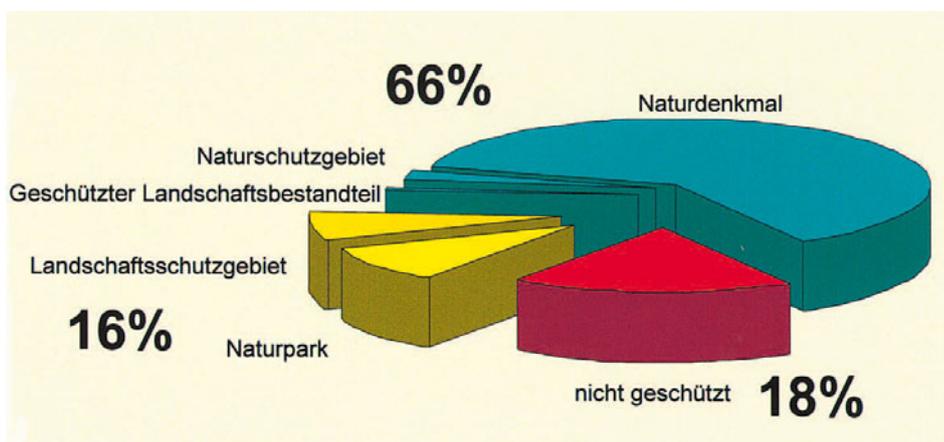
Über 80% der bisher erfaßten Geotope weist bereits einen Schutzstatus nach dem Bayerischen Naturschutzgesetz auf: Etwa 66% sind als Naturdenkmal oder geschützter Landschaftsbestandteil ausgewiesen oder liegen in einem Naturschutzgebiet. Weitere 16% befinden sich in Landschaftsschutzgebieten oder Naturparks. Nur etwa 18% der Geotope sind bisher nicht geschützt. Der große Anteil bereits geschützter Objekte ist darin begründet, daß es ein vordringliches Ziel der Erstaufnahme von Geotopen war,



Verteilung der Geotope Oberfrankens auf die verschiedenen Erdzeitalter

alle wesentlichen und bereits unter Schutz stehenden Objekte mit geowissenschaftlichem Inhalt zu erfassen. Beim weiteren Ausbau des Datenbestandes wird der Anteil der geschützten Objekte voraussichtlich abnehmen. Erwähnenswert ist auch, daß etwa 40% der Geotope gleichzeitig auch wertvolle Biotope darstellen.

Wenn ein Geotop als Naturdenkmal oder Landschaftsbestandteil ausgewiesen ist oder in einem Naturschutzgebiet liegt, so wird er im allgemeinen als ausreichend geschützt angesehen. Allerdings sind die verschiedenen Geotoptypen nicht zu gleichen Anteilen geschützt. Während die Formen zu beinahe

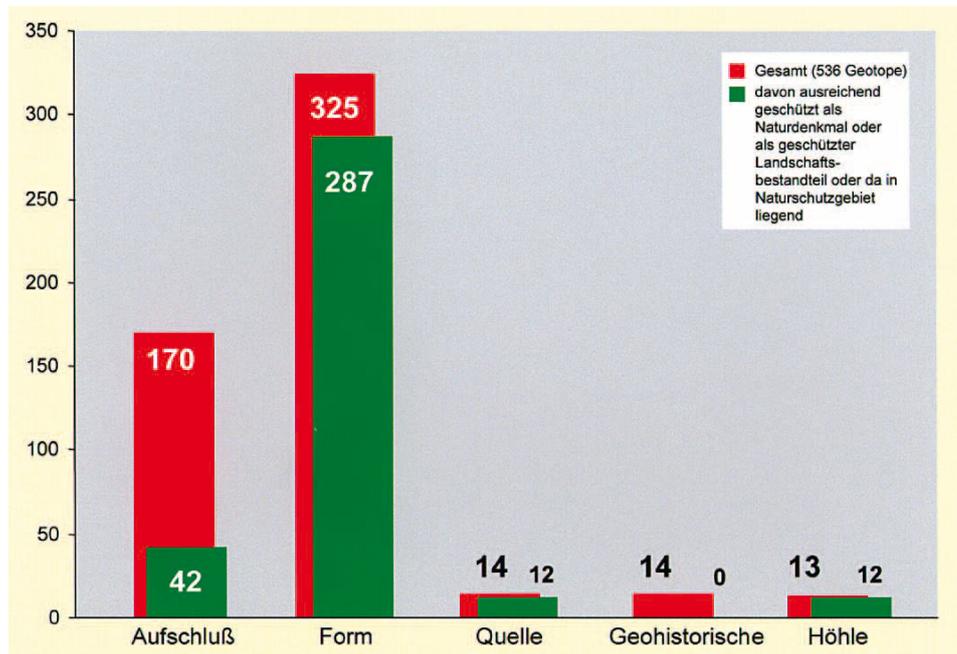


Schutzstatus der in Oberfranken erfaßten Geotope

zu beinahe 90% einen ausreichenden Schutzstatus aufweisen, trifft das selbe nur auf knapp 25% der Aufschlüsse zu! Diese auffällige Diskrepanz weist klar auf die immer noch vorhandenen Defizite im geowissenschaftlich orientierten Naturschutz hin. Auch bei der Verteilung der ausrei-

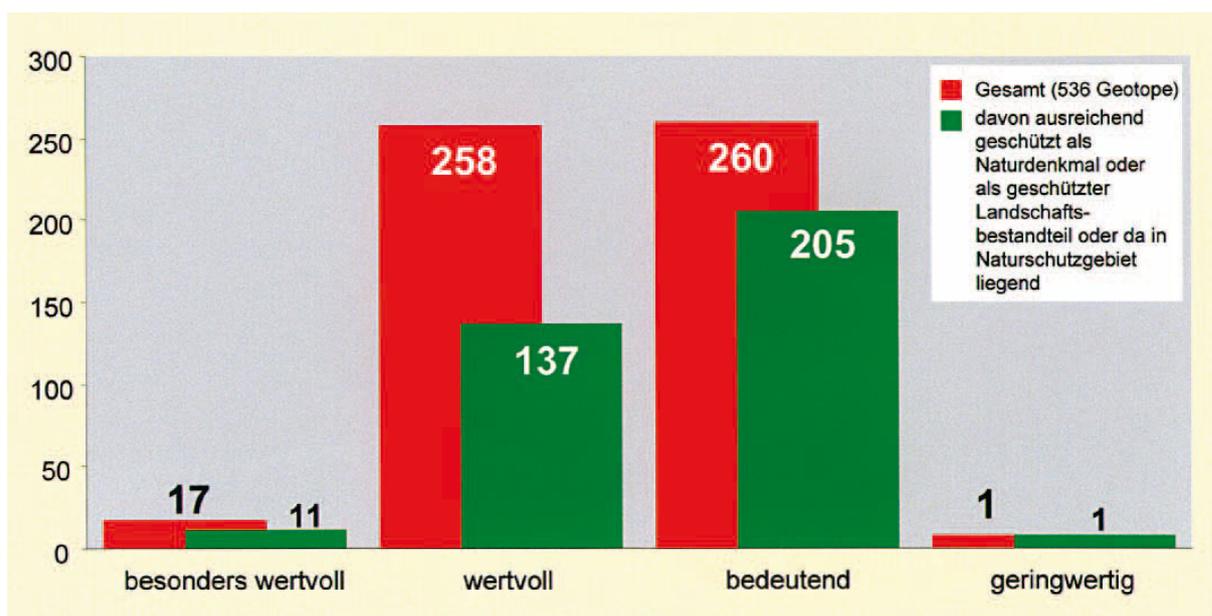
chend geschützten Geotope auf die verschiedenen Erdzeitalter fallen einerseits Lücken und andererseits die Dominanz der geschützten Geotope (meist Felsen) im Jura auf. Die wenigen bisher erfaßten Quellen und Höhlen stehen zu 86% bzw. 92% unter ausreichendem Schutz, was aber nur darauf beruht, daß von diesen Geotypen bisher bevorzugt die geschützten Objekte erfaßt wurden. Für die Geohistorischen Objekte kommt häufig nicht das Naturschutzgesetz, sondern das Denkmalschutzgesetz in Betracht.

Aus geowissenschaftlicher Sicht sind etwa ein Drittel der in Oberfranken erfaßten Geotope als wertvoll oder besonders wertvoll einzustufen, wo-



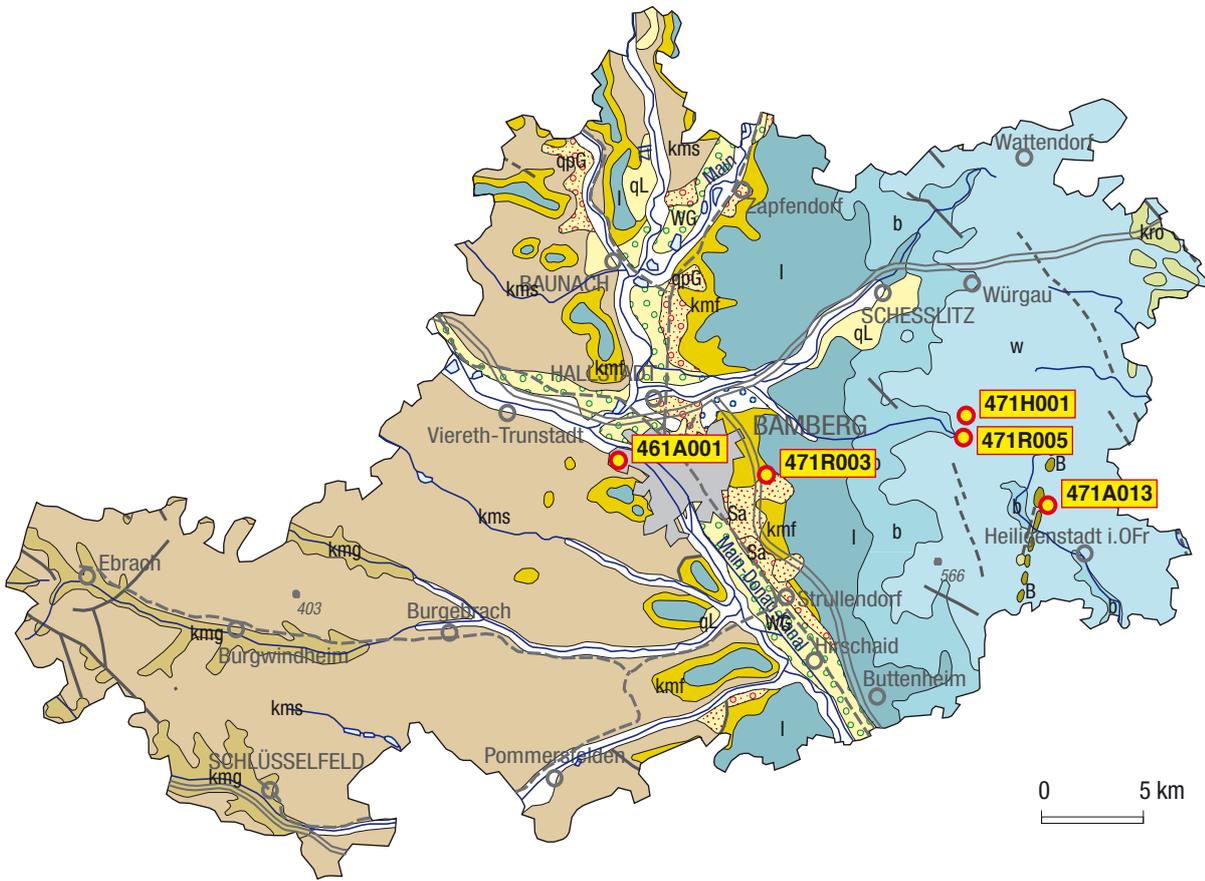
Aufschlüsse, Formen, Quellen, Höhlen und Geohistorische Objekte: Gesamtzahl und Anteil der ausreichend geschützten Geotope

bei es sich zu 53% um Aufschlüsse handelt. Nur etwa die Hälfte der wertvollen und besonders wertvollen Geotope steht bereits unter ausreichendem Schutz nach dem Bayerischen Naturschutzgesetz.



Geowissenschaftliche Bewertung der Geotope: Gesamtzahl und Anteil der ausreichend geschützten Geotope

GEOTOPE IN OBERFRANKEN



Quartär	Pleistozän	Holozän		Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich
		Sa		Flugsand, z.T. als Düne vorwiegend Mittelsand
		WG		Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)
		qL		Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde
		qpG		Terrassenschotter und -sand, ungliedert
Kreide Tertiär	Miozän-Oligozän	B		Basalt
		kro		Oberkreide (Präobercenoman bis Campan)
Jura		w		Malm (Weißer Jura)
		b		Dogger (Brauner Jura)
		l		Lias (Schwarzer Jura) und Oberer Keuper (Rhät)
Trias	Keuper	kmf		Feuerletten (Knollenmergel)
		kms		Sandsteinkeuper (ohne Feuerletten)
		kmg		Gipskeuper

4.2 Bamberg

Das Gebiet von Stadt und Landkreis Bamberg hat, von West nach Ost, Anteil an den naturräumlichen Einheiten Vorland des Steigerwalds, Steigerwald, Haßberge, Itz-Baunach-Hügelland, Mittelfränkisches Becken, Vorland der Nördlichen Frankenalb und Nördliche Frankenalb. Die höchsten Erhebungen liegen am Westrand der Frankenalb östlich von Melkendorf mit 596 m. Im Steigerwald liegt der höchste Punkt am Katzenberg westlich von Buch in rund 470 m. Der Main tritt bei Unterleiterbach in 242 m auf das nördliche Landkreisgebiet über, nimmt bei Baunach rechts Itz und Baunach, bei Bamberg links die Regnitz auf und verläßt kurz darauf den Landkreis bei Staffelbach.

Als älteste geologische Einheiten streichen in den Talungen im Raum Ebrach, in den Tälern der Reichen Ebrach oberhalb Elsendorf, der Mittel-Ebrach oberhalb Mönchsambach, der Rauhen Ebrach oberhalb Schönbrunn und im Lautertal graue und rote, gipshaltige Tonsteine und graubraune Feinsandsteine des tieferen Teils des Mittleren Keupers (Gipskeuper) aus.

Der Sandsteinkeuper (höherer Mittlerer Keuper), der weitgehend das Gebiet westlich der Flüsse Main und Regnitz einnimmt, besteht aus fein- bis grobkörnigen, hell- bis braungrauen Sandsteinen mit eingeschalteten roten und grünen, teils gipshaltigen Tonsteinlagen. Nach Süden hin nimmt der Sandanteil in den Schichten zu.

Der Obere Keuper (Rhät) umgibt in schmalen Bändern isolierte Liasvorkommen westlich der Linie Itz-Main-Regnitz und zieht sich im Frankenalbvorland etwa entlang der Linie Unterleiterbach – Memmelsdorf – Wernsdorf – Hirschaid hin. Er setzt sich aus dunkelgrauen, auch violetten Tonsteinen sowie fein- bis grobkörnigen, gelbbraunen Sandsteinen zusammen.

Der untere Abschnitt des Jura, der Lias, krönt die Höhen zwischen Itz, Baunach und Lauter, westlich von Kemmern und nimmt große Flächen im Frankenalbvorland östlich des Rhäausstrichs bis etwa zur Linie Schweisdorf – Scheßlitz – Litzendorf – Buttenheim ein. Es handelt sich um eine Wechselfolge aus grauen, graubraunen, gelblich verwitternden Mergeln mit Kalksteinbänken und -knollen sowie graublauen bis dunkelgrauen, teils bituminösen Tonsteinen.

Der mittlere Juraabschnitt, der Dogger, bildet in einem bis 3 km breiten Ausstrich den Sockel der

Frankenalb. Er zieht tief in die Täler von Leitenbach, Ellernbach, Ziegenbach und Schoppenbach hinein. Ab Heiligenstadt tritt er im Leinleitertal zutage. Der Dogger besteht, von unten nach oben, aus dunkelgrauen Tonsteinen, gelbbraunen Sandsteinen mit Eisenflözhorizonten und grauen bis rotbraunen Ton- und Mergelsteinen mit Kalksteinbänken.

Der Malm, die obere Juraabfolge, baut die Albhochfläche im östlichen Landkreisgebiet auf. Die Verwitterungsbeständigkeit der hellgrauen Bankkalke mit Zwischenmergeln (Werkkalke), der Massenkalk sowie der blaugrauen bis bräunlichen Dolomite hat zur Entstehung des markanten Albanstiegs geführt.

Während der Unterkreide war das Landkreisgebiet Festland und unterlag der Verwitterung, Abtragung und Verkarstung. Von den Ablagerungen während der Oberkreide sind nur noch Reste bei Neudorf, westlich Wattendorf, südlich Steinfeld, im Raum Stadelhofen-Eichenhüll und bei Heiligenstadt erhalten. Es sind fein- bis grobkörnige, weiße bis rotbraune Sandsteine und Sande sowie gelbe bis rotbraune Tone. Der Erzhorizont an der Basis der Kreidesedimente fand sich öfter in Karsthohlformen im Raum Kübelstein-Königsfeld-Herzogenreuth.

Im gesamten Tertiär und Quartär war das Gebiet ein Festland und damit der Abtragung ausgesetzt. So entstand im Tertiär die hochgelegene Rumpffläche der Alb mit ihren Verwitterungsbildungen (Albüberdeckung, Kieselrelikte) und Streuschottern (z.B. mit Lydit aus dem Frankenwald). Im Oligozän sind südlich und östlich von Oberleiter in kleinen Schloten und Spalten basaltische Magmen aufgedrungen.

Im Quartär erfolgte die Tieferlegung der Entwässerung. Main, Itz, Baunach und Regnitz mit ihren Zuflüssen setzten Sande und Schotter ab. In den Kaltzeiten, vor allem der Würmkaltzeit, wurden westlich Bamberg zwischen Main und Aurach sowie südlich und östlich Scheßlitz in größeren Vorkommen ansehnliche Lößmassen abgelagert. Flugsand wurde südlich Erlach und insbesondere vor dem Juraausstrich östlich Bamberg angeweht. In Tälern unterhalb des Malmausstrichs hat sich häufig Kalktuff ausgeschieden.

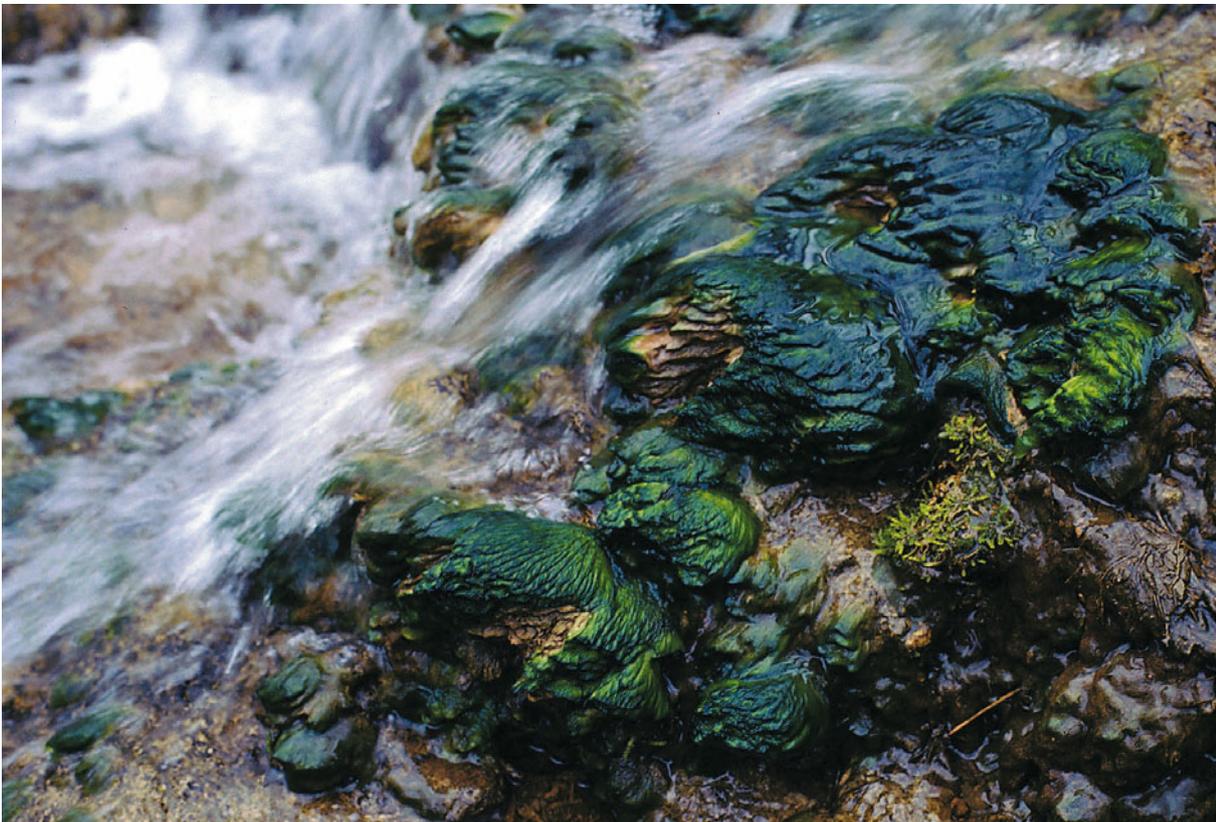
Kalktuff – das jüngste Gestein

Dort, wo kalkreiches Grundwasser an der Erdoberfläche austritt, kommt es häufig zur Bildung von Kalktuff. Gleichsam vor unseren Augen entsteht hier laufend neues Gestein. Die biologische Aktivität von Algen und Moosen erleichtert und beschleunigt die Kalkausfällung. Die Kalkkrusten können so bis zu mehrere Millimeter pro Jahr wachsen. Pflanzen und Tierreste versteinern hier in kürzester Zeit. Diese gut erhaltenen Fossilien liefern Informationen über die Flora und Fauna der letzten Jahrtausende, in Einzelfällen sogar bis zurück in die letzte Eiszeit.

Am Albrand und in der Wiesentalb sind an vielen Stellen die geologischen Voraussetzungen für die Bildung von Kalktuffen gegeben. Die stark wasserdurchlässigen Kalke und Dolomite des Oberen und Mittleren Malms liefern die nötigen Kalziumionen im Grundwasser. An den wasserstau-

enden Tonen und Mergeln des Unteren Malms oder des unterlagernden Doggers treten zahllose Quellen aus. Durch Druckentlastung, Temperaturanstieg, biologische Aktivität und Gasaustausch kommt es hier zur Ausfällung von Kalziumkarbonat.

Bis vor einigen Jahrzehnten wurde der poröse Kalktuff in kleinen Mengen als billiger und leicht zu bearbeitender Baustein gewonnen. Heute besitzen Sinterbildungen an manchen Orten als Touristenattraktion eine gewisse wirtschaftliche Bedeutung. Die touristische Erschließung sollte sich jedoch auf wenige, schonend angelegte Wege beschränken. Keinesfalls darf dem natürlichen Wachstum der Kalktuffe künstlich nachgeholfen werden. Derlei Versuche von übereifrigen "Naturfreunden" beeinträchtigen die natürlichen Vorgänge ebenso wie rücksichtslose Besucher, die die Tuffbildungen als Weg durch den sonst sumpfigen Wald mißbrauchen.



Algen und Moose bewirken eine verstärkte Kalktuff-Ausfällung (Ellerbachschlucht bei Tiefenellern)

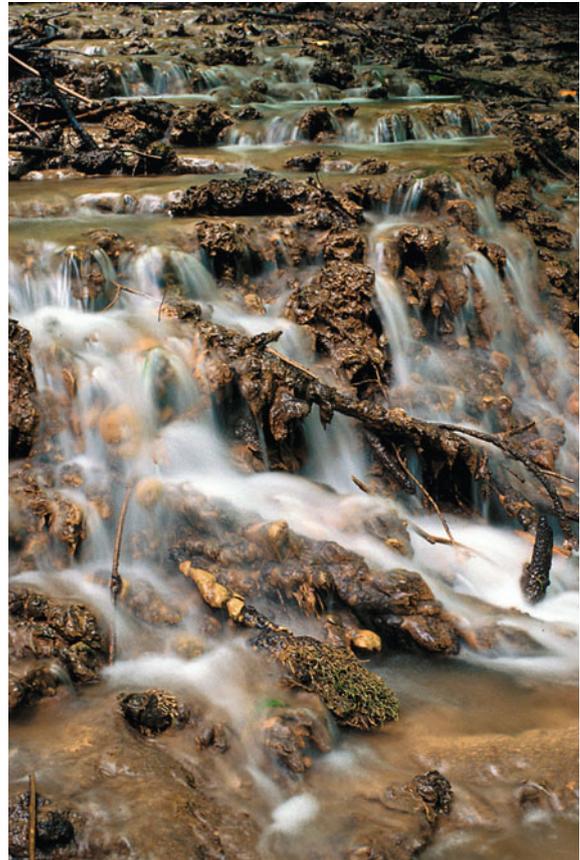
Ellerbachschlucht bei Tiefenellern

Geotopnr.: 471R005
Landkreis: Bamberg
Gemeinde: Litzendorf
TK 25: 6032 Scheßlitz
Lage: R: 4434100, H: 5531400
Naturraum: Nördliche Frankenalb (080)
Gestein: Kalktuff (Holozän)
 Untere Mergelkalke (Malm α)

Beschreibung:

Der Ort Tiefenellern ist an drei Seiten vom Steilanstieg zur Hochebene der Fränkischen Alb umgeben. Im oberen Teil wird dieser Steilhang von den Mergeln, Kalken und Dolomiten des Unteren und Mittleren Malms gebildet. Über den wenig wasserdurchlässigen Mergeln des Unteren Malms treten zahlreiche Quellen aus. Das Quellwasser enthält gelösten Kalk aus den Gesteinen, die im Untergrund durchströmt wurden. Der Kalk wird unterhalb der Quellen an Algen und Moosen als Kalktuff (lokal auch "Dauch" genannt) wieder abgeschieden und bildet dabei Sinterterrassen und Kaskaden.

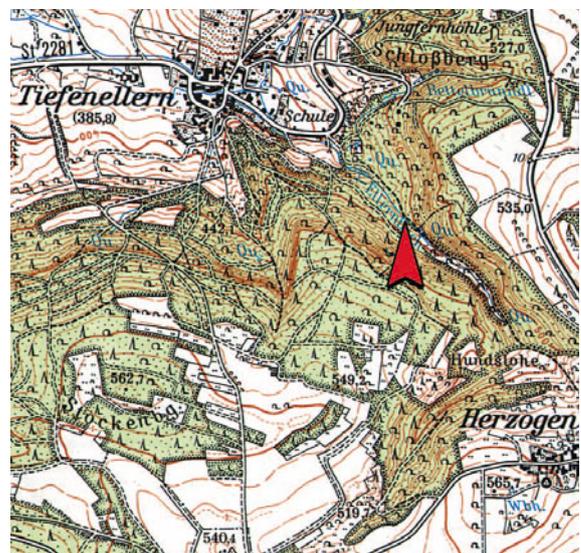
Die Tuffbildungen am oberen Ellerbach sind nicht nur besonders mächtig, sondern auch in ihrer Form besonders schön entwickelt. Die versteinerten Schneckenschalenreste, die in den Tiefenellerner Tuffsteinen bestimmt wurden, gehören allesamt zu Arten, die auch heute noch in der Region vorkommen. Man muß daher annehmen, daß die Tuffbildung hier im Gegensatz zu anderen großen Tufflagern erst nach dem Ende der letzten Eiszeit einsetzte.



Kaskaden und Sinterterrassen in der Ellerbachschlucht

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: PETZOLDT (1955)
 ANTONIADIS et al. (1972)
 KIESSLING (1993)



Sanddünen aus einer nicht allzufernen Vergangenheit

Während der quartären Kaltzeiten herrschte in den eisfreien Gebieten Bayerns Trockenheit und damit verbunden Vegetationsarmut. Besonders an den Schotterflächen der großen Flußtäler setzte starke Winderosion ein. Die vorherrschenden Winde aus Süd bis West nahmen Schluff und Sand auf und bewirkten eine Sortierung nach Korngröße und Material. Die schwereren Sandkörner wurden meist schon wenige Kilometer vom Ursprungsort wieder abgelagert und zu Dünen angehäuft. Diese bestehen zum überwiegenden Teil aus Quarzkörnern. Die kleineren und leichteren Teilchen (meist Schichtsilikate) wurden über

weite Strecken verweht und als Lößschleier oder -decken abgelagert.

Die Entstehung der Sanddünen endete erst mit der Klimaverbesserung im frühen Postglazial vor etwa 10000 Jahren. In einzelnen Fällen wurde die Winderosion durch Klimaschwankungen und ausgedehnte Rodungen in der Bronze- und Eisenzeit (ca. 2000 - 4000 Jahre vor heute) reaktiviert. Noch immer zeichnen sich die Flugsandgebiete durch eine geringe Bodenbildung und eine spezielle Vegetation aus (Kiefernwälder und Sandrasen). Dünengebiete sind bedeutende Klimazeugen und verdienen als solche besondere Beachtung.



Windkanter aus kreidezeitlichen Sandstein

Dünen im Hauptsmoorwald

Geotopnr.: 471R003
Landkreis: Bamberg
Gemeinde: gemeindefreies Gebiet
TK 25: 6031 Bamberg Nord,
6131 Bamberg Süd
Lage: R: 4425100, H: 5529800
Naturraum: Itz-Baunach-Hügelland (117)
Gestein: Flugsand

Beschreibung:

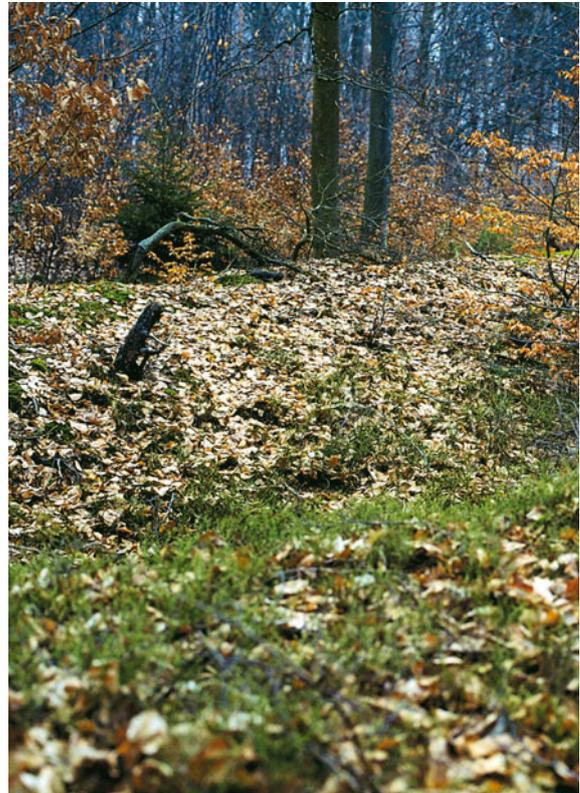
Östlich von Bamberg liegt im Hauptsmoorwald ein über zwei Kilometer breites Sanddünenengebiet. Die Dünen sind meist 1 - 4 m hoch, maximal erreichen sie 8 m. Oft bilden die Dünen langgestreckte wallartige Züge, die entweder in Windrichtung (ca. SW - NE) oder quer zur Windrichtung verlaufen. Es kommen aber auch sichelförmige Dünen vor. Die rippelige Schichtung der Flugsande kann bis zu 34° einfallen. Die heutigen Böschungswinkel der Dünen betragen dagegen durchschnittlich nur etwa 10°. Ein Großteil der Sandkörner weist Durchmesser unter 1 mm auf, es kommen aber auch Feinkiesel bis 5 mm Durchmesser vor. Derart große Körner konnten nur von Winden in Orkanstärke transportiert werden!

Es wird angenommen, daß die Dünen in der ausgehenden Würmeiszeit und der frühen Nacheiszeit entstanden sind (ca. 10000 - 12000 Jahre vor heute). Die damalige Vegetationsarmut ermöglichte die Ausblasung von Sandkörnern aus den Terrassensanden der Regnitz und von verwittertem Keupersandstein. Die vorherrschende Windrichtung aus SW bis SSW transportierte den Sand einige Kilometer weit bis zu seiner heutigen Position. Sobald die klimatischen Bedingungen es zuließen, besiedelten anspruchslose Pflanzen die Dünen und beendeten dadurch die Windverwehungen.

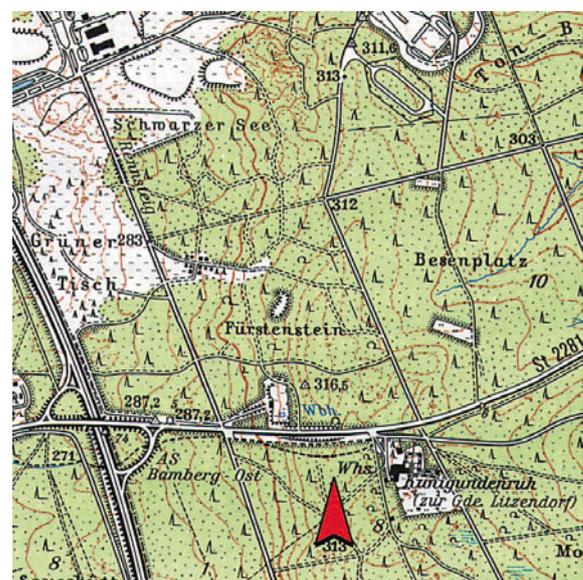
Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet

Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: KRONBERGER (1957)
 KOSCHEL (1970)
 LANG (1970)
 JERZ (1993)



Wallartige, zirka 1 m hohe Düne im Hauptsmoorwald



Fließerde und Löß – periglaziale Bodenbildungen

Oberfranken gehörte während der Eiszeiten zu den eisfreien Gebieten. Das heißt, daß weder die Alpengletscher aus dem Süden noch die skandinavischen Gletscher aus dem Norden das Gebiet erreichten. Trotzdem prägten die Eiszeiten das Landschaftsbild und eiszeitliche Sedimente bilden häufig die oberste Bodenschicht.

Das kalte Klima und die Vegetationsarmut führten dazu, daß die entblößten Bodenschichten vom Wind abgetragen und verweht werden konnten. Die größeren Komponenten setzten sich relativ schnell als Sanddünen ab. Die feinen Komponenten wurden weit verweht und als Lößdecken bevorzugt hinter Hindernissen wieder abgelagert. Bodenbildungen zwischen den Lößschichten zeugen von vorübergehend günstigeren Klimabe-

dingungen und ermöglichen Altersdatierungen. Durch die allmähliche Entkalkung des Löß entstehen Lößlehm und die bizarren "Lößkindl".

Der eiszeitliche Permafrost – zusammen mit den häufigen Frost/Tau-Wechseln im Sommer – führte dazu, daß die Bodenschichten sogar auf relativ flach geneigten Hängen (ab 1 - 2° Hangneigung) immer wieder ins Rutschen kamen. Der wassergesättigte Auftauboden über dem gefrorenen Untergrund wurde zu eiszeitlicher Fließerde verknietet.

Aufschlüsse von eiszeitlichen Lockergesteinen und Bodenbildungen verfallen und verwachsen meist schnell. Eine langfristige Erhaltung ist in den seltensten Fällen möglich. Um so wichtiger ist eine genaue wissenschaftliche Dokumentation der aufgeschlossenen Schichten.



Eiszeitliche Fließerde in einer Buntsandsteingrube bei Görschnitz



Lößkindl (aus STREIT & WEINELT 1971)

Tongrube in Gaustadt

Geotopnr.: 461A001
Landkreis: Bamberg
Gemeinde: Bamberg
TK 25: 6031 Bamberg Nord
Lage: R: 4417700, H: 5530200
Naturraum: Mittelfränkisches Becken (113)
Gestein: Löß, Fließerde, Paläoboden

Beschreibung:

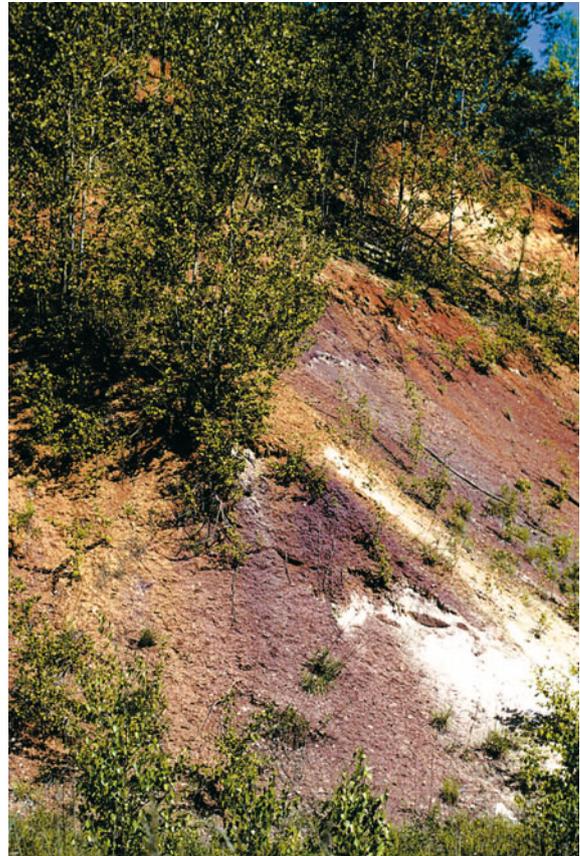
Seit Jahrzehnten werden bei Gaustadt westlich von Bamberg Lehmgruben betrieben, die den Rohstoff für die örtliche Ziegelei liefern. Über anstehendem Burgsandstein liegt eine bunte Abfolge von quartären Lockersedimenten.

Die Schichtfolge wurde seit den 50er Jahren mehrfach untersucht. Alle Autoren beschreiben eine komplizierte Abfolge von Lössen, Fließerden und Bodenbildungen. Angesichts der rasch wechselnden Aufschlußverhältnisse und fehlenden absoluten Altersbestimmungen sind die tieferen Teile des Profils noch nicht sicher zeitlich einzuordnen. Sicher ist, daß würmeiszeitliche, riß-würm-interglaziale und rißbeiszeitliche Bildungen vorhanden sind. Eiskeile und Fließerdebildungen belegen jeweils die Kaltzeiten, während Bodenbildungen auf Warmzeiten oder Interstadiale zurückgehen. Teile der Tongruben in Gaustadt wurden als Landschaftsbestandteil naturschutzrechtlich gesichert; eine Wiederverfüllung ist nicht vorgesehen. Auf diese Weise bleibt das Profil auch in Zukunft für wissenschaftliche Untersuchungen mit modernen Methoden zugänglich. Es ist jedoch erforderlich, in den wissenschaftlich wichtigen Bereichen in regelmäßigen Abständen den Aufwuchs zu entfernen und den Aufschluß oberflächlich aufzuschürfen, um seine Aussagekraft auf Dauer zu erhalten.

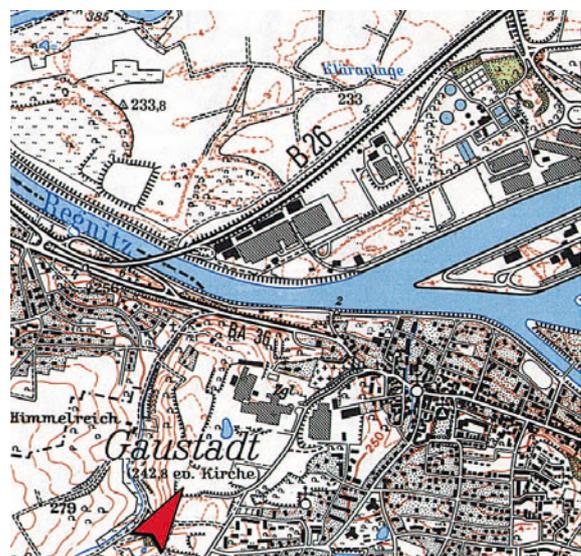
Schutzstatus: Landschaftsbestandteil

Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: BRUNNACKER (1955)
 HÖHL (1958)
 RÖSNER (1982)



Farbenspiel an der Böschung der Tongrube



Höhlensedimente – Archive der Eiszeiten

In den Kalk- und Dolomitgesteinen der Fränkischen Alb haben sich im Lauf der Erdgeschichte zahllose Karsthöhlen gebildet. Das wechselvolle Klima der Eiszeiten bewirkte in vielen Höhlen die Ablagerung von Sedimenten. In den meist lehmigen Schichten am Höhlenboden blieben oft auch die Überreste der jeweiligen Flora und Fauna erhalten. Bereits die beinahe allgegenwärtigen Reste von Kleinsäugetieren, Schneckenhäusern und Blütenpollen lassen Rückschlüsse auf das Klima bei der Sedimentablagerung zu. In einigen Fällen entstanden in Höhlen wahre Knochenlager, die eine detaillierte Rekonstruktion der eiszeitlichen Lebewelt erlauben.

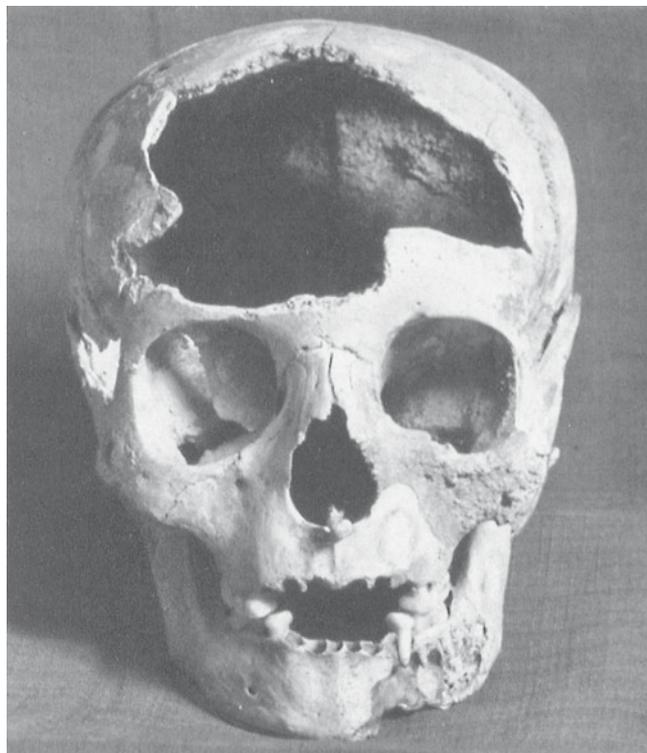
Manche Höhlen dienten den mächtigen Höhlenbären über Jahrtausende hinweg immer wieder als Überwinterungsquartier. Raubtiere wie Höhlenlöwe oder Höhlenhyäne haben Höhlen als Unterschlupf benutzt und die angenagten Knochen ihrer Beutetiere hinterlassen. Unter ehema-

ligen Eulensitzplätzen fanden sich manchmal tausende von Gewöllen mit Überresten von Nagetieren. Manche Schachthöhlen wirkten als natürliche Fallen und wurden sogar Mammuts zum Verhängnis. Auch die eiszeitlichen Menschen nutzten die Höhlen in unterschiedlicher Weise. Sie hinterließen Feuerstellen, Nahrungsreste und Werkzeuge. Aber die Höhlen dienten auch als Begräbnisstätte und für kultische Handlungen.

Ohne die Höhlensedimente der Fränkischen Alb wäre die Kenntnis der Eiszeiten in Bezug auf Klima, Flora, Fauna und die menschliche Vorgeschichte in Mitteleuropa bei weitem nicht so fortgeschritten. Vor allem eingangsnaher Sedimente sind potentielle Fundstellen, die keinesfalls von Laien durchwühlt werden sollten. Wilde Grabungen haben in der Vergangenheit oft einen nicht wiedergutzumachenden Schaden angerichtet. Die wenigen Fundstücke, die von Laien als solche erkannt werden können, zerfallen meist rasch und sind aufgrund der mangelnden Dokumentation ohnehin wertlos.



Verziertes Tongefäß (Linear-Bandkeramik) aus der Jungfernhöhle (aus KUNKEL 1958)



Schädel eines etwa 7-jährigen Mädchens (aus KUNKEL 1958) mit zerbrochener Schädeldecke, die auf einen gewaltsamen Tod hindeutet (möglicherweise in Verbindung mit Kannibalismus)

Jungfernhöhle bei Tiefenellern

Geotopnr.: 471H001
Landkreis: Bamberg
Gemeinde: Litzendorf
TK 25: 6032 Scheßlitz
Lage: R: 4434500, H: 5532000
Naturraum: Nördliche Frankenalb (080)
Gestein: Frankendolomit

Beschreibung:

Der etwa mannshohe Höhleneingang liegt im Gipfelbereich einer Riffdolomitkuppe. Früher gelangte man durch ihn ebenerdig in einen flachen Raum. Bei den Ausgrabungen in den Jahren 1952 bis 1954 wurden ca. 120 m² Sediment entnommen, so daß heute vom Eingang ein 3 m tiefer überhängender Abbruch zum Höhlenboden führt. Neben jungsteinzeitlicher Linearbandkeramik wurden Skeletteile von mindestens 38 Menschen gefunden (10 Erwachsene und 28 Kinder von 1 bis 14 Jahren). Die Fundumstände zeigen, daß die Opfer gewaltsam zu Tode kamen (zerbrochene Schädeldecken und Langknochen). Brandspuren und die chaotische Lagerung der Knochen lassen auf Kannibalismus schließen. Weitere Funde und Manipulationen an den Knochen deuten auf ein regelmäßig wiederholtes Opferritual hin. Im Namen der „Jungfer“-höhle und den mit ihr verknüpften einheimischen Sagen scheint sich noch eine vage Erinnerung an die einstigen Ereignisse bewahrt zu haben.

Bei geologisch-paläontologischen Nachgrabungen wurden unter der ‚nur‘ einige 1000 Jahre alten Kulturschicht weitere Horizonte entdeckt. Es fanden sich würmeiszeitliche Ablagerungen mit häufigen Resten von Schneehasen. Die tiefste fossilführende Schicht zeigte wieder eine Waldfauna mit zahlreichen Resten von Siebenschläfern. Diese warmzeitliche Fauna wird dem Riß-Würm-Interglazial zugeordnet (ca. 120 000 Jahre vor heute).

Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: wertvoll

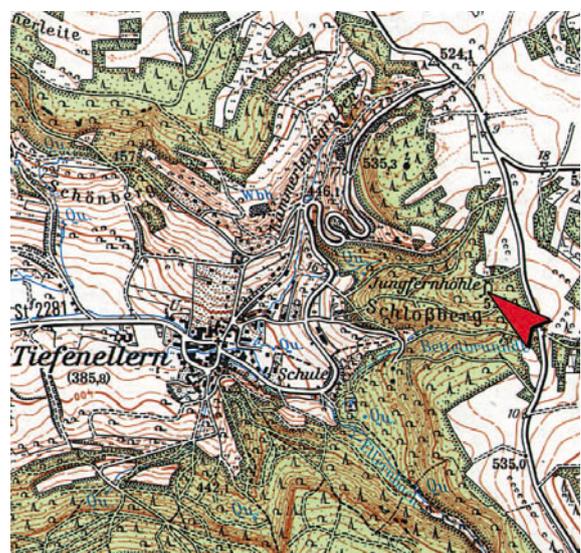
Literatur: KUNKEL (1958)
 HELLER (1960)



Blick aus dem Eingang der Jungfernhöhle bei Tiefenellern



Der Höhlenraum liegt nur knapp unter der Erdoberfläche



Vergangener Vulkanismus auf der Fränkischen Alb

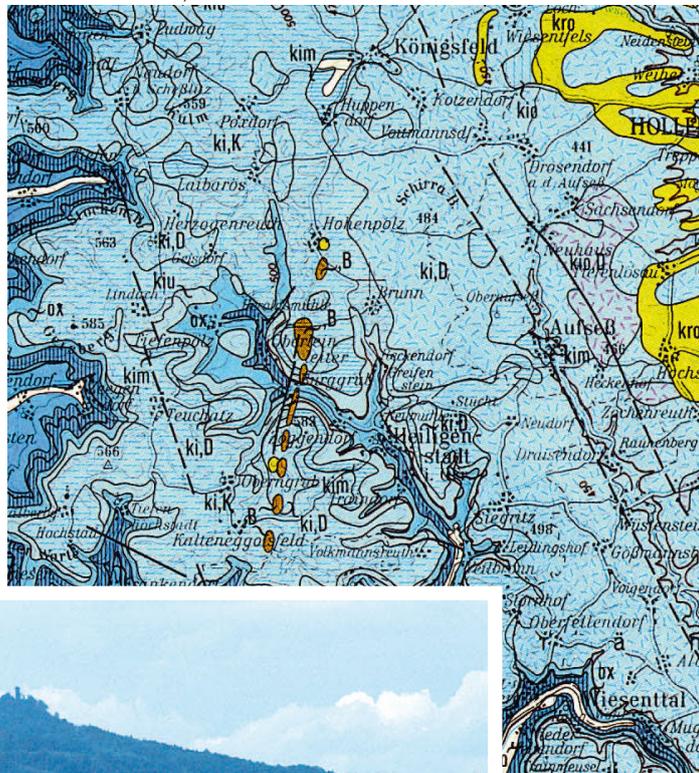
Während des Tertiärs kam es in Deutschland vielerorts zu einem - überwiegend basaltischen - Vulkanismus. Bekannt sind die großen Vulkangebiete Vogelsberg und Rhön. Auch im tektonisch angelegten Egergraben entstanden rund um Marktredwitz zahlreiche Basaltvorkommen. Im Dreieck zwischen Hofheim i. Ufr., Themar in Thüringen und Rodach b. Coburg liegt die sogenannte Heldburger Gangschar, die vor 41 bis 16 Millionen Jahren entstand. Die zahlreichen gangförmigen Basaltvorkommen dieses Gebietes streichen meist in Richtung 10° bis 15°.

In über 40 Kilometern Entfernung von der Heldburger Gangschar liegt auf der Langen Meile ein weiteres, völlig isoliertes gangförmiges Basaltvorkommen mit gleicher Streichrichtung und ähnlichem Alter. Östlich von Heiligenstadt finden sich zwischen Kaltenegglofsfeld und Höhenplötz auf einer ca. 7 km langen Linie mehrere kleine schlot- oder gangförmige Basaltkörper.

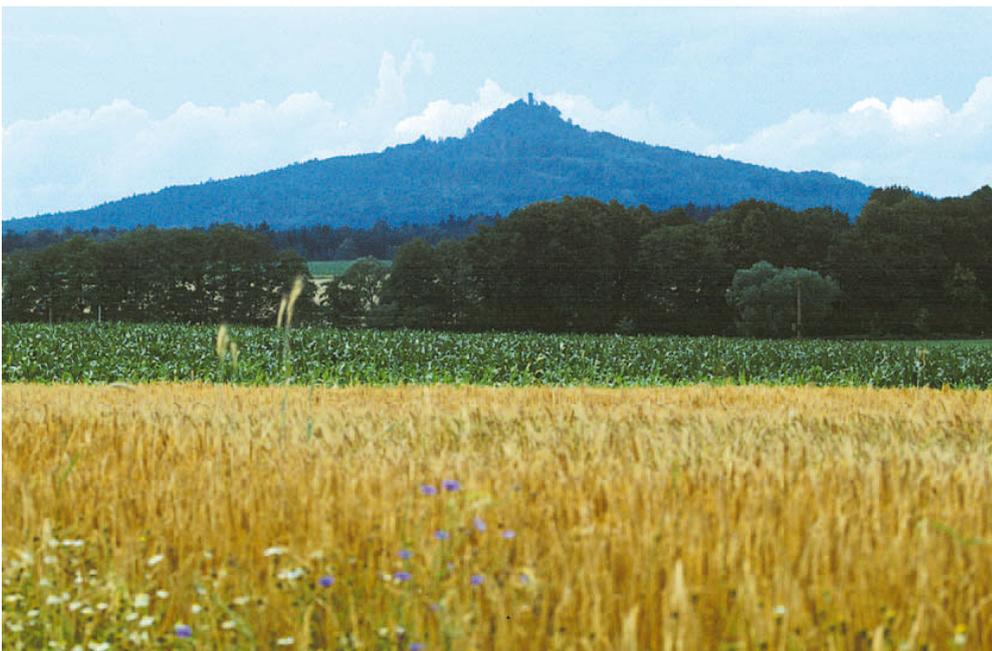
Basalt ist an sich ein verwitterungsbeständiges Gestein, das durch die Abtragung

des Umgebungsgesteins meist morphologisch in Erscheinung tritt (z.B. der Rauhe Kulm in der Oberpfalz). Über die mindestens ebenso resistenten Karbonatgesteine des Malm ragen sie jedoch nicht heraus. Natürliche Aufschlüsse fehlen daher in dem Basaltvorkommen auf der Fränkischen Alb. Die Kartierung mußte sich auf die leicht erkennbaren Lesesteine und auf geophysikalische Methoden stützen.

Basaltvorkommen bei Heiligenstadt in einem Ausschnitt aus der Geologischen Übersichtskarte 1:200 000 Bamberg (vergrößert; BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE 1994)



Der 21 Mio. Jahre alte Vulkankegel des Rauhen Kulm südlich von Kemnath (Oberpfalz)



Basaltbrüche bei Oberleinleiter

Geotopnr.: 471A013
Landkreis: Bamberg
Gemeinde: Heiligenstadt i. Ofr.
TK 25: 6132 Buttenheim
Lage: R: 4438500, H: 5527950
Naturraum: Nördliche Frankenalb (080)
Gestein: Basalt (Tertiär)

Beschreibung:

Auf der Albhochfläche ca. 1 km östlich von Oberleinleiter bzw. 1 km nördlich Burggrub liegen zwischen Feldern eng benachbart zwei kleine ehemalige Steinbrüche. Sie sind schon relativ stark verfallen und verwachsen, bilden aber die einzigen Aufschlüsse von anstehendem Basalt auf der Nördlichen Frankenalb. Die übriggebliebenen Aufschlußwände bestehen aus dichtem Basalt, der sich allein schon durch seine schwarzbraune Farbe deutlich von den hellen Karbonatgesteinen unterscheidet, die sonst für die Region typisch sind. Die Umgrenzung des schlotförmigen Basaltkörpers kann daher mit Hilfe von Lesesteinen auf den umliegenden Feldern gut erkannt werden, wenn frisch gepflügt wurde. Bei genauem Hinsehen findet man in manchen Basalt-Lesesteinen Bruchstücke von Malmkalken und anderen Gesteinen, die die ehemals glutflüssige Lava beim Aufstieg in den Schloten mitgerissen hat.

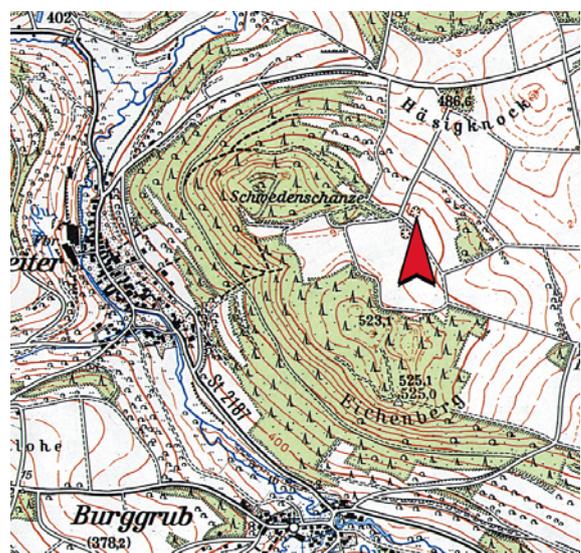
Genau genommen handelt es sich bei dem Gestein um einen Olivinnephelinit, der in einer feinkörnigen Grundmasse Einsprenglinge von Augit und Olivin enthält, welche aber nur selten über einen Millimeter Größe erreichen. Eine absolute Altersbestimmung des Gesteins hat ergeben, daß dieses vor ca. 31 Millionen Jahren, also im Oligozän, entstanden ist.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll

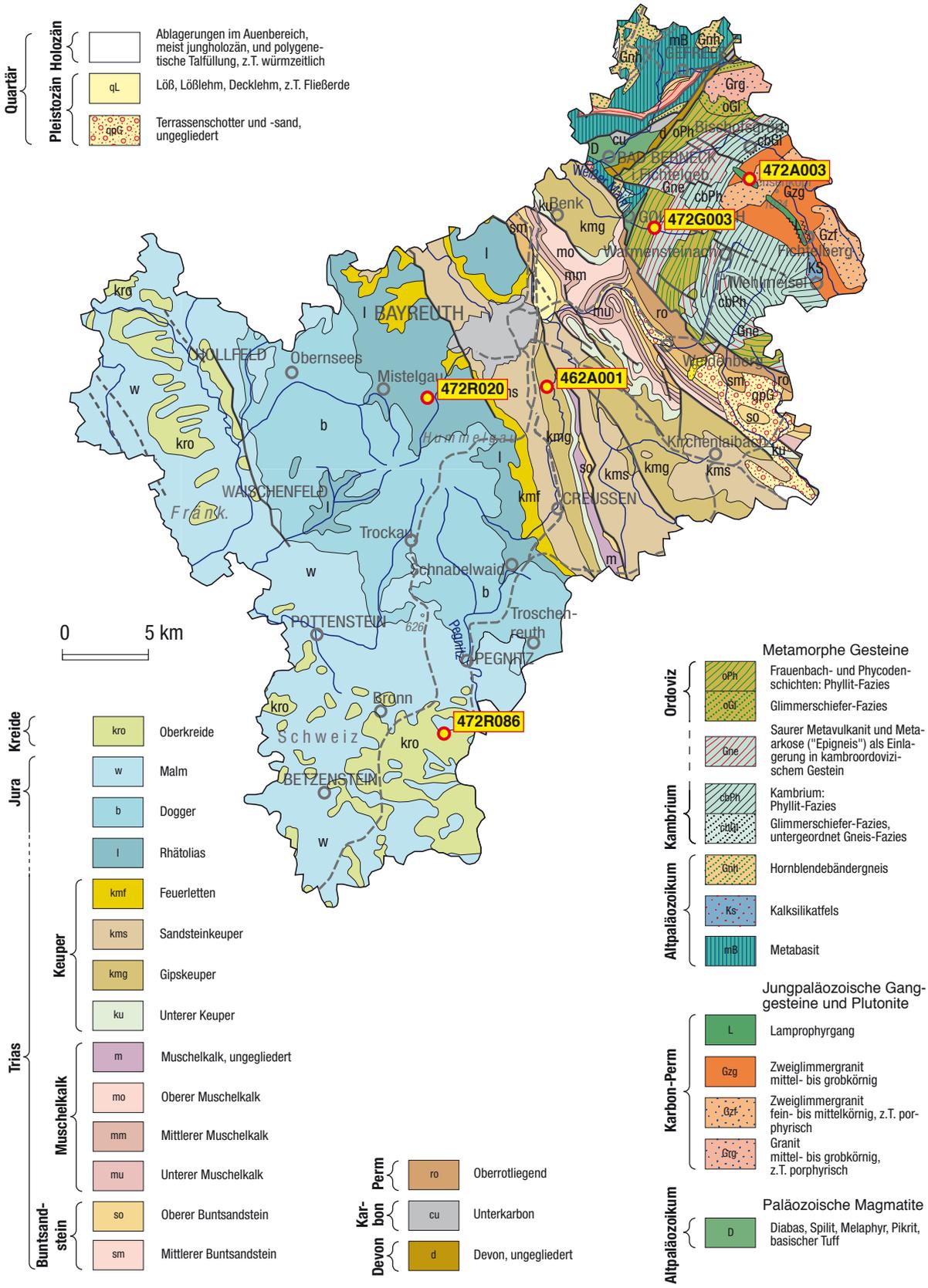
Literatur: ANTONIADIS et al. (1972)
 POHL & SOFFEL (1977)
 MEYER (1979)



Stark verwachsene Aufschlußwand des Basalts



GEOTOPE IN OBERFRANKEN



4.3 Bayreuth

Am Landkreis Bayreuth haben im wesentlichen drei verschiedene Landschaftseinheiten Anteil: das Hohe Fichtelgebirge, das Oberpfälzisch-Obermainische Hügelland und die Nördliche Frankenalb. Der nördlichste Teil des Landkreises Bayreuth, das Gebiet um Gefrees, gehört noch zur Münchberger Hochfläche.

Das Hohe Fichtelgebirge (Ochsenkopf 1024 m) und die Münchberger Hochfläche (500-600 m) gehören zum Thüringisch-Fränkischen Mittelgebirge, das im Ostteil des Landkreises Bayreuth von den tiefen, engen Tälern des Weißen Mains sowie der Steinach und deren Nebenarmen zerschnitten wird. Das Gesteinssortiment ist außerordentlich reichhaltig. Neben Tonschiefern, Sandsteinen, Konglomeraten und Grauwacken sowie vereinzelt Kalkstein- und Kieselschiefer-Vorkommen treten verschiedene vulkanische Gesteine wie Diabas (alter Basalt) und Diabastuff in den nicht bis schwach metamorphen Paläozoikum-Einheiten auf. Während der variszischen Gebirgsbildung, ungefähr vor 380 bis 300 Millionen Jahren in den Erdzeitaltern Devon und Karbon, wurden diese Gesteinsschichten zusammengeschoben, geschiefert und verfaltet. Bei diesen Prozessen gelangten die Gesteinspakete zum Teil in Tiefen von 10 bis 15 km und wurden dort metamorph umgewandelt. Die großen Granitmassen des Fichtelgebirges, wie sie z.B. am Ochsenkopf gipfelformig sind, sind erst im Karbon gegen Ende dieser tektonischen Verformungsprozesse aus den Tiefen der Erdkruste emporgedrungen. Die roten Schuttmassen des Rotliegenden von Weidenberg bestehen bereits aus dem Abtragungsschutt dieses variszischen Gebirges.

Das Oberpfälzisch-Obermainische Hügelland grenzt an das „alte“ variszische Gebirge, dessen Gesteine den Frankenwald und das Fichtelgebirge aufbauen. Ihre Höhenrücken liegen ungefähr im 500 m-Niveau, der Talkessel des Roten Mains bei Bayreuth dagegen bei rund 340 m. Die Gesteinsschichten des Hügellandes sind überwiegend im Mesozoikum abgelagert worden. Junge (tertiäre und quartäre) Sedimente sind in größerem Umfang nur in den Talbereichen erhalten geblieben, insbesondere südöstlich der Europäischen Wasserscheide, wo Naab-tributäre Gewässer mit relativ flachem Gefälle in Richtung Donau entwässern. Die Main-tributären, vorwie-

gend nach Nordwesten gerichteten Gewässer haben sich dagegen in jüngster geologischer Vergangenheit stark eingeschnitten.

Über den Rotliegend-Schichten liegen bei Bayreuth noch bis zu 55 m mächtige, tonige, sandige und dolomitische Küstensedimente des ehemaligen Zechstein-Meeres, die aber nirgends zutage anstehen, sondern nur in Bohrungen festgestellt wurden. Aufgeschlossen sind dagegen die meist rötlichen, sandigen, tonigen und konglomeratischen Ablagerungen des Buntsandsteins, vor allem rund um Weidenberg und in schmalen Linsen südöstlich und nordöstlich von Creussen. Überlagert wird der Buntsandstein von kalkigen oder dolomitischen, z. T. tonig-mergeligen, fossilreichen Sedimenten, die im Muschelkalk-See abgesetzt worden sind. Die nächst höhere Etage nimmt die Keuper-Schichtenfolge ein, eine Wechselfolge von dolomithaltigen, bunten Tonschichten und Sandsteinlagen, die weite Flächen nordwestlich und südöstlich von Bayreuth einnimmt. Nach oben gehen die Sandsteine des Oberen Keuper ohne scharfe Grenze in jene des Unteren Jura über.

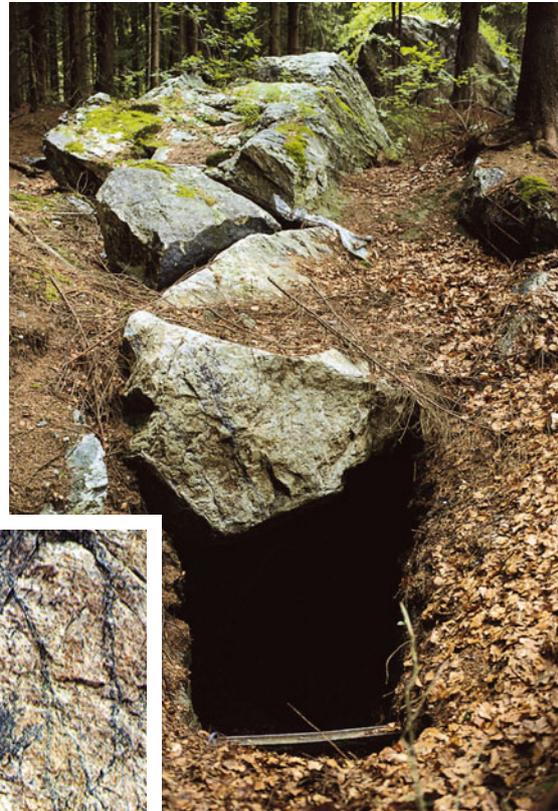
Westlich von Bayreuth beginnt in den Gesteinen des Unteren und Mittleren Jura der Anstieg zur Nördlichen Frankenalb. Es handelt sich um eine Wechselfolge von überwiegend dunklen Sand-, Ton- und Mergelsteinen. Bezeichnend für die Alb sind deren steil aufragender Rand und die Felsbildungen in den Tälern, welche dem Gebiet um Pottenstein den Beinamen „Fränkische Schweiz“ eingetragen haben. Auf der Albhochfläche sind über den Malmkalken stellenweise (insbesondere im Veldensteiner Forst) noch sandige und tonig-mergelige Ablagerungen aus der Kreidezeit erhalten geblieben.

Gesteinsserien, wie sie im Frankenwald und Fichtelgebirge anstehen, liegen auch im tieferen Untergrund der Nördlichen Frankenalb und des Oberpfälzisch-Obermainischen Hügellandes, wie beispielsweise die 1390 m tiefe Bohrung Obersees bei Mistelgau nachgewiesen hat. Andererseits bedeckten einstmals mesozoische Sedimente von Buntsandstein bis Kreide auch den Frankenwald und das Fichtelgebirge. Daher spricht man ganz allgemein von Grundgebirge und Deckgebirge.

Eisenerz am Gleißinger Felsen

Der Proterobaszug am Ochsenkopf wird im Südwesten, im Bereich Fichtelberg – Neubau, von gleichsinnig streichenden, Eisenglanz-führenden Quarzgängen begleitet.

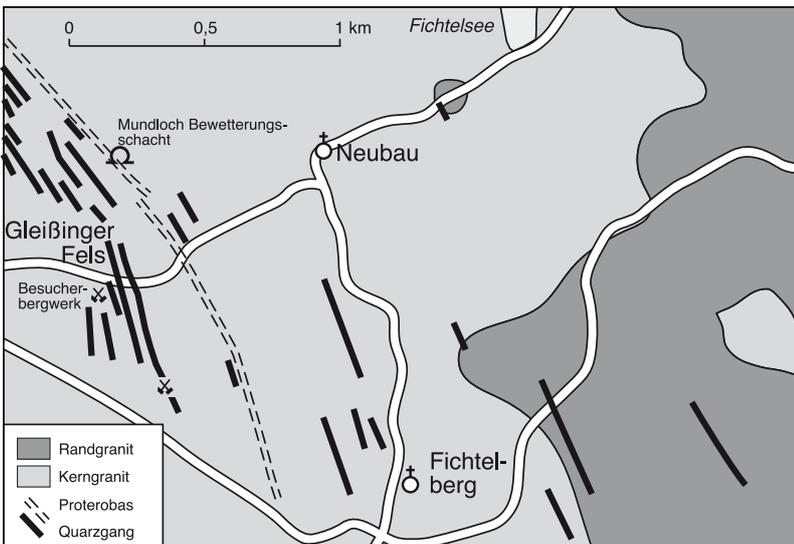
Nordwestlich von Fichtelberg finden sich in der Waldgemarkung Gleißinger Felsen mit Schürfgärten und Pingen sowie einem Schacht zahlreiche Spuren des ehemaligen Eisenerzbergbaues. In einer Nordwest bis Nordnordwest streichenden Störungszone innerhalb des Kerngranits des Fichtelgebirges tritt in diesem Gebiet eine Schar von Eisenglanz (Fe_2O_3)-führenden hydrothermalen Quarzgängen auf, die steil nach SW bis SSW einfallen. Der Eisenglanz bildet neben rosettenförmigen Kristallagregaten eine diffuse Vererzung in tektonisch mehrphasigen Quarzausscheidungen. Im Bereich der Gänge ist der umgebende Granit hydrothermal verändert mit Rotfärbung der Kalifeldspäte und Serizitisierung bzw. Vergrünung der Plagioklase. Die Vererzung kann durch Re-



Quarzgang im Bereich des Gleißinger Felsen mit Mundloch eines ungesicherten Bewetterungsschachtes im Vordergrund.



Quarzgang mit Eisenglanz-Vererzung.



Geologisches Umfeld der ehemaligen Eisenglanz-Lagerstätte Gleißinger Felsen bei Fichtelberg im Fichtelgebirge (modifiziert nach MIELKE 1998)

mobilisierung und Abscheidung in den Störungszone aus den metamorphen Rahmengesteinen des G3-Kerngranits hergeleitet werden.

Der Bergbau auf Eisenglimmer wird bereits 1478 erwähnt. Neben dem Tagebau wurde ab 1802 auch Untertage abgebaut. Erst 1939 erlosch der Bergbau endgültig. Ein Teil des Stollens bildet das heutige Besucherbergwerk. Manche Eisenbahnbrücke trägt noch heute Korrosionsschutz-Farbe, deren Grundlage Eisenglanz des Gleißinger Felsen bildet

Proterobas-Brüche nordwestlich vom Ochsenkopf

Geotopnr.: 472A003
Landkreis: Bayreuth
Gemeinde: Gemeindefreies Gebiet
TK 25: 5936 Bad Berneck
Lage: R: 4486000, H: 5544000
Naturraum: Hohes Fichtelgebirge (394)
Gestein: Basisches Ganggestein (Lamprophy; Lokalname: Proterobas)

Beschreibung:

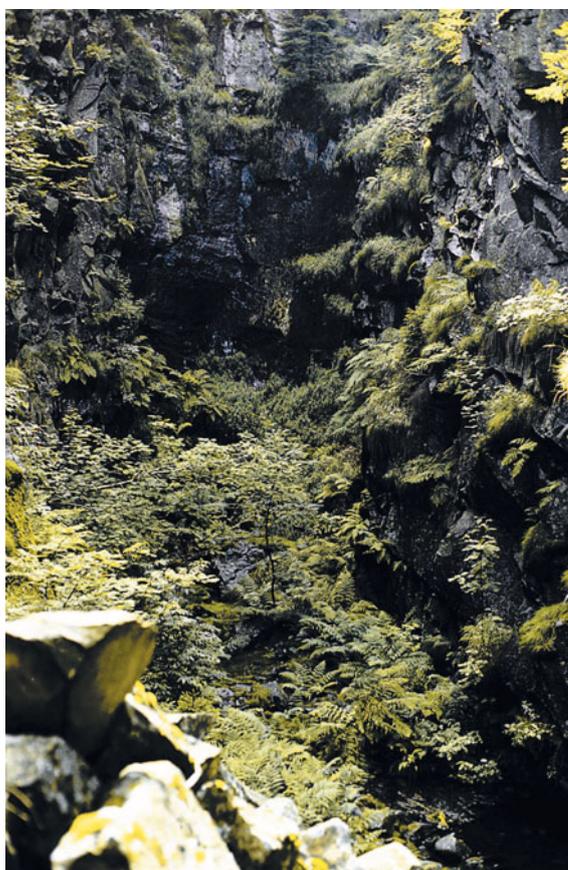
Von Mehlmiesel über den Ochsenkopf bis südlich Bischofsgrün entlangziehend tritt ein Nord-nordwest bis Nordwest streichender Proterobas-Gangzug auf. Der Name "Proterobas" wurde von GÜMBEL (1874) eingeführt. Es handelt sich um ein basisches Ganggestein, das jünger ist als der umgebende variszische Granit. Es ist im Zeitbereich Oberkarbon/Perm in Dehnungsspalten in den schon erkalteten und geklüfteten Granit eingedrungen. Die steilstehenden Gänge sind meist 5 bis 20 m mächtig. Das basische Ganggestein ist mittelkörnig und dunkelgrün bis schwarzgrün.

Die Proterobasgänge wurden in mehreren Steinbrüchen von Fichtelberg bis zur Bischofsgrüner Seite des Ochsenkopfes abgebaut. Bedingt durch die gangförmigen Vorkommen des Gesteins vollzog sich der Abbau in langgezogenen Steinbruchanlagen. Die aufgelassenen schluchtartigen Steinbrüche am Nordwest-Hang des Ochsenkopfes sind beeindruckende Relikte dieses Naturwerksteinabbaus.

Unter der Handelsbezeichnung "Grüner Porphy" wurde dieses Gestein als Werkstein für Skulpturen, Grabmäler, als Pflasterstein und zur Herstellung von technischen Steinkörpern (z.B. Walzen) verwendet. Das Vestibül des Berliner Reichstagsgebäudes besteht z.B. aus den Platten des "Proterobas".

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: GÜMBEL (1874)
 SALAMAT-BAKHCH (1975)
 STETTNER (1977)
 HERRMANN (1990)

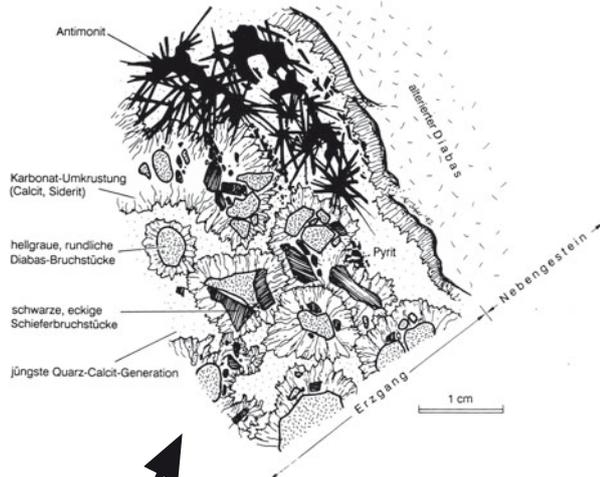


Schluchtartig eingeschnittener alter Abbau eines grünlichen, als Werkstein sehr begehrten Proterobas am Ochsenkopf

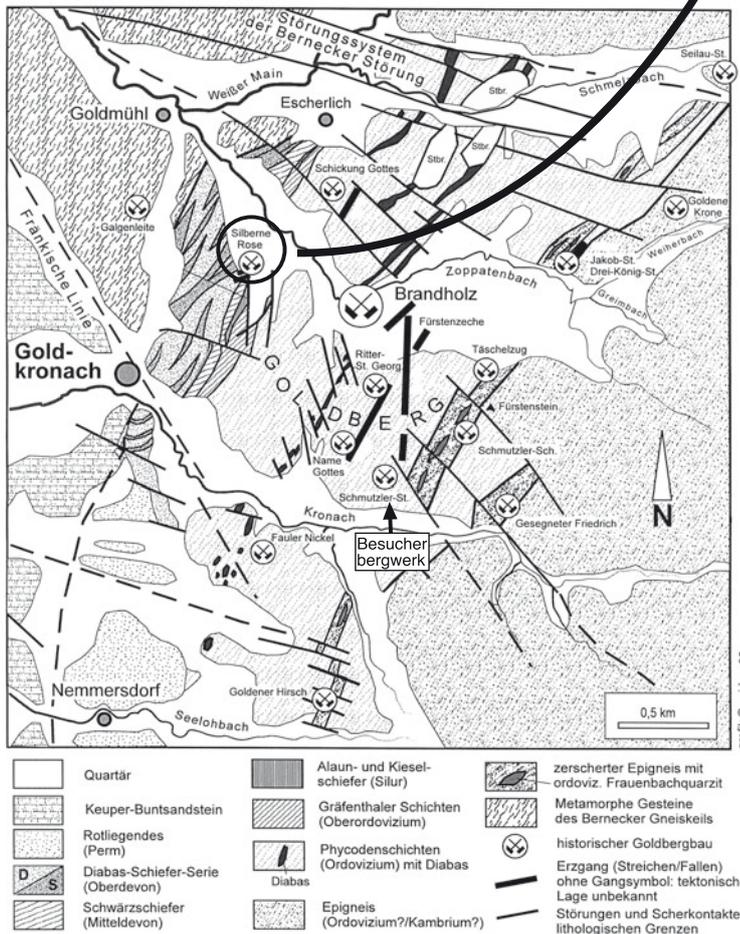


Der Goldkronach-Brandholzer Bergbau

Die Gold-Antimon-Vererzungen im Goldkronach-Brandholzer Erzrevier waren die Grundlage für einen 600jährigen Bergbau, der auf Gold und zeitweilig auf Antimon ausgerichtet war. Es existieren etwa ein Dutzend, meist nur wenige cm bis dm-mächtige Erzgänge, die je nach umgebenden Rahmengesteinen unterschiedliche Erzparagenesen und Goldgehalte aufweisen. Die ergiebigen Goldvererzungen wurden ca. 1 km östlich von Goldkronach im Zoppatenbachtal angetroffen. Die goldreichsten Erzgänge mit einem durchschnittlichen Goldgehalt von 4 g/t im Gestein zeigen Mineralassoziationen von Arsenopyrit mit Freigold, Pyrit, Antimon, Pb- und Sb-Sulfosalzen, Fahlerzen, geringen Anteilen von Galenit, Sphalerit und Wolframit sowie Quarz und verschiedene Karbonate als Gangart.



Dünnschliffzeichnung: Brekziöses Interngefüge eines Antimon-Karbonat-Quarz-Ganges im alterierten Diabas von der Silbernen Rose (IRBER & ARNOLD 1997)



Geologische Kartenskizze des Erzreviers von Goldkronach-Brandholz (IRBER & ARNOLD 1997)

Den geologischen Rahmen für die Erzgänge bilden schwach-metamorphe kambro-ordovizische bis devonische Gesteinsserien einer Randscholle des Fichtelgebirges zwischen Bernecker Störung und der Fränkischen Linie im Südwesten, die die Grenze zu den permo-mesozoischen Sedimenten des Vorlandes bildet. Bedingt durch die geotektonische Lage in einer Fichtelgebirgsrandscholle sind die Gesteine stark bruchtektonisch überprägt. Die Bildung der Erzgänge ist an Bruchstrukturen geknüpft.

Schmutzler-Stollen östlich von Goldkronach

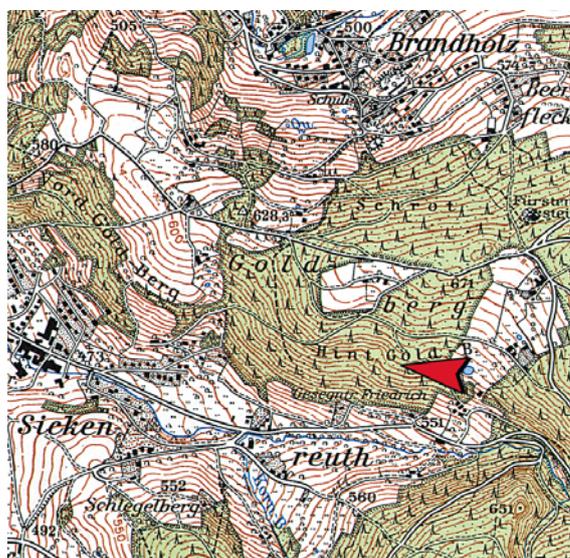
Geotopnr.: 472G003
Landkreis: Bayreuth
Gemeinde: Goldkronach
TK 25: 5936 Bad Berneck
Lage: R: 4479300, H: 5541250
Naturraum: Hohes Fichtelgebirge (374)
Gestein: Phycodenschichten (Ordoviz.)
Thüringische Fazies

Beschreibung:

Das Besucherbergwerk Schmutzlerstollen ist neben dem Stollen "Mittlerer Name Gottes" der zur Zeit einzige zugängliche Teil des ehemaligen Goldkronach-Brandholzer Bergbaureviers. Im Schmutzlerstollen wird der Vererzungstyp "Gold-Arsen-Antimon" mit Quarz als Gangart angeschnitten. Die Rahmengesteine bilden unterordovizische Phycodenschichten. Der ca. 40 m lange Hauptstollen zeigt an seiner Firste den Quarzgang mit der Gold-Arsen-Antimon-Vererzung. In den Phycodenschichten und Diabasen liegen die goldreichsten Erzgänge des Goldkronacher Reviers. Die Verwachsung von Freigold mit Arsenopyrit ist eine typische Erzparagenese in diesem Bereich. Die Erzgänge streichen Nordost – Südwest bis Nord – Süd und fallen mit ca. 70° nach Osten bis Südosten ein. Die Goldvererzung kann durch Remobilisierungen mittels zirkulierender Fluide aus den umgebenden metamorphen Sedimenten, die im Vergleich zur durchschnittlichen Erdkruste geringfügig erhöhte Goldgehalte aufweisen, hergeleitet werden.



Eingang des Schmutzlerstollens



Schutzstatus: Landschafts-
schutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: GÜMBEL (1874)
STETTNER (1977)
IRBER & ARNOLD (1997)

Relikte des tropischen Karstes im Veldensteiner Forst

Zu Beginn der Kreidezeit zog sich das Meer vorläufig aus dem Gebiet der heutigen Frankenalb zurück. Die zuvor gebildeten Kalk- und Dolomitgesteine des Malmes waren dann über 40 Millionen Jahre lang einer ausgeprägten Verkarstung in tropischem Klima ausgesetzt. Bei einem erneuten Meeresvorstoß während der Oberkreide wurden die ober- und unterirdischen Karstformen unter mächtigen Sedimentschichten verschüttet. Während dem Tertiär und Quartär setzte wieder die Abtragung ein. Diese beseitigte die Sedimentüberdeckung des Malmes weitgehend, verwischte aber oft die Spuren der alten Verkarstung. Nur dort, wo das kreidezeitliche Relief erst in jüngster geologischer Vergangenheit freigelegt wurde, sind die Karstformen noch zu erkennen. Be-

Sedimente darstellen. Dazwischen wurden Dolomitfelsen freigelegt, die jenen in heutigen tropischen Karstgebieten in verblüffender Weise ähneln. Zahlreiche Dolinen, Ponore und Karstquellen zeugen davon, daß auch die verschütteten Karsthöhlen inzwischen wieder von Grundwasser durchflossen werden. Die markantesten Fel-



„Kallmünzer“: Sandsteinblock im Veldensteiner Forst, ein Rest der kreidezeitlichen Sedimentbedeckung



Der Kleine Lochstein im Veldensteiner Forst

sonders ausgeprägt ist dies im Veldensteiner Forst der Fall. Hier finden sich auch zahlreiche Sandsteinblöcke („Kallmünzer“), die Reste der noch nicht völlig abgetragenen oberkretazischen

sen und Karstformen im Veldensteiner Forst sind bereits seit den 1920/30er Jahren aus gewissenschaftlichen Gründen als Naturdenkmäler geschützt.

Großer Lochstein

Geotopnr.: 472R086
Landkreis: Bayreuth
Gemeinde: gemeindefreies Gebiet
TK 25: 6235 Pegnitz
Lage: R: 4465870, H: 5508860
Naturraum: Nördliche Frankenalb (080)
Gestein: Frankendolomit

Beschreibung:

Der Veldensteiner Forst ist im Gegensatz zu den bekannten Tälern der Fränkischen Schweiz ein eher unscheinbares Waldgebiet. Hier finden sich jedoch zahlreiche Dolinen, Höhlen und Felsen als Zeugnisse der altkreidezeitlichen Verkarstung der Fränkischen Alb.

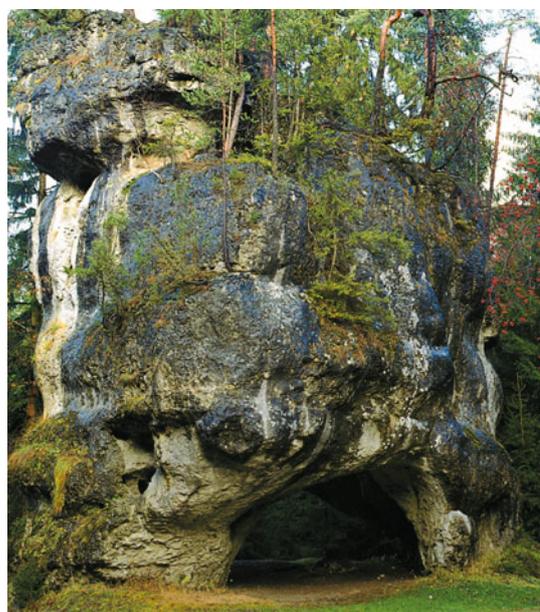
Der große Lochstein ist wohl eines der eindrucksvollsten Felsgebilde in diesem Gebiet. Es handelt sich um einen ca. 20 m hohen Felsturm mit einem Durchmesser von ca. 15 m. Der massive Dolomittfels steht frei am Grund eines ebenen Trockentals. Er wird an seiner Basis von einer geräumigen Höhle durchzogen.

Die Ähnlichkeit dieses Felsens mit Formen des tropischen Kegelkarstes ist augenfällig. Aus zahlreichen tropischen Karstgebieten sind charakteristische, von Höhlen durchzogene Felstürme bekannt (z.B. aus Süd-China, Thailand, Philippinen, Madagaskar, Kuba).

Die hohen Niederschlagsmengen und die sauren Bodenwässer der Tropen ermöglichen die Entstehung der bizarren Felsgebilde. Derartige Bedingungen herrschten vor über 100 Millionen Jahren in der heutigen Frankenalb. Danach wurde das Gebiet wieder vom Meer überflutet und mit mächtigen Sedimenten verschüttet. Die Karstformen blieben unter der Sedimentdecke konserviert, bis die rezente Erosion sie wieder ans Tageslicht brachte.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend

Literatur: CRAMER (1936)
 SPÖCKER (1950)
 KRONBERGER (1960)
 FREYBERG (1961)



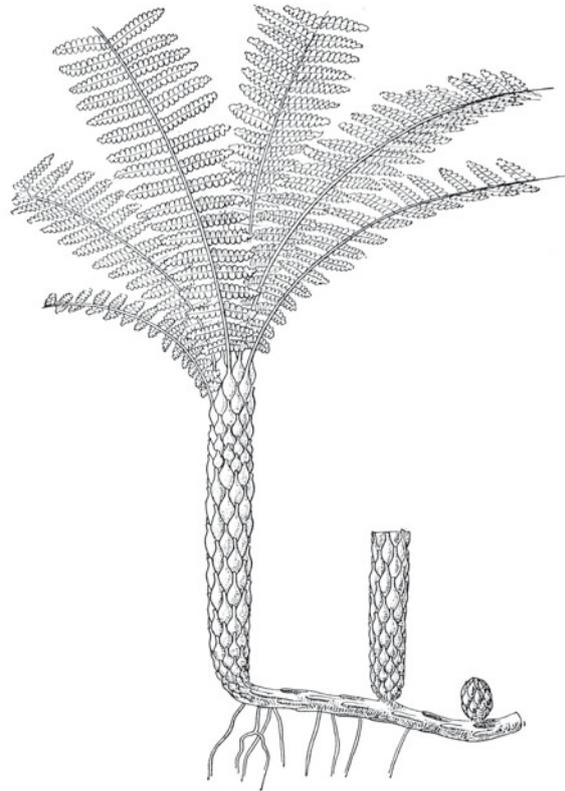
Der „Große Lochstein“ im Veldensteiner Forst



Ein sandiges Meeresdelta vor 200 Millionen Jahren

Zum Ende der Trias und zum Beginn des Juras überflutete von Nordwesten her ein Meer das heutige Süddeutschland. Im Küstengebiet, zu dem ein Großteil von Oberfranken gehörte, entstand ein ausgedehntes Flußdelta. Überschwemmungen, die auf wolkenbruchartige Regenfälle folgten, transportierten den Verwitterungsschutt aus dem ariden Festland ins Meer. Im Delta wurde vorwiegend Quarzsand abgelagert. Die Schräg- und Kreuzschichtung des Sandsteins zeugt von dem fluviatilen Transport. Bei abnehmendem Zufluß von Süßwasser in Trockenzeiten drang Meerwasser in das Delta ein. Das gemeinsame Vorkommen von terrestrischen und marinen Fossilien in dem Gestein erklärt sich aus diesen wechselnden Umweltbedingungen.

Zwischen den Sandsteinlagen kommen auch einzelne tonige Einschaltungen vor. Diese enthalten oft sehr gut erhaltene inkohlte Pflanzenreste und Wurzelböden. Zahlreiche fossile Farn- und Schachtelhalmgewächse aus diesen Lagen wurden im Raum Bayreuth seit über 150 Jahren aufgesammelt und von dort erstmals wissenschaftlich beschrieben (BRAUN 1843, GÜMBEL 1864, WEBER 1968).



Rekonstruktion des Bodenfarne *Todites princeps* (aus WEBER 1968)



Der Hirtenstein bei Mistelbach

Hirtenstein bei Mistelbach

Geotopnr.: 472R020
Landkreis: Bayreuth
Gemeinde: Mistelbach
TK 25: 6035 Bayreuth
Lage: R: 4465100, H: 5530300
Naturraum: Obermainisches Hügelland (071)
Gestein: Sandstein (Rhätolias)

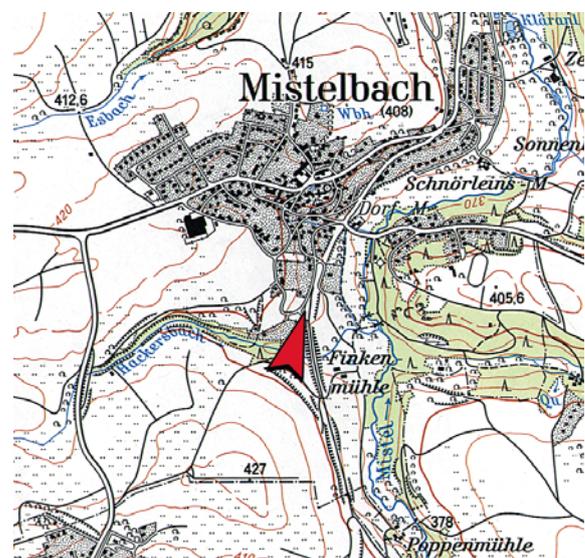
Beschreibung:

Der Hirtenstein ist ein heller Felsen von ca. 10 x 10 x 6 m, der unvermittelt aus dem leicht geneigten Talhang südlich von Mistelbach herausragt. Er besteht aus Sandsteinen des Rhätolias ("Gümbelscher Sandstein").

Diese Sandsteine sind in einzelnen Bereichen besonders verwitterungsresistent und bilden Fels­hänge und Schluchten. Die auffallend löchrige Oberfläche der Felswände zeigt jedoch, daß das Gestein dennoch von Verwitterungsprozessen erfaßt wurde. Zwischen den herausgewitterten rundlichen Vertiefungen in der Fels­oberfläche bleiben gitter- oder netzartig erhabene Gesteins­partien stehen. Diese Verwitterungsformen sind typisch für Sandsteine und werden auf Wind­erosion, Salzausblühungen und lokale Lösungs- und Fällungsreaktionen durch Porenwasser zurückgeführt.



Verwitterungsprozesse bewirken die löchrige Oberflächenstruktur des Hirtensteins



Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend

Literatur: EMMERT (1977)

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

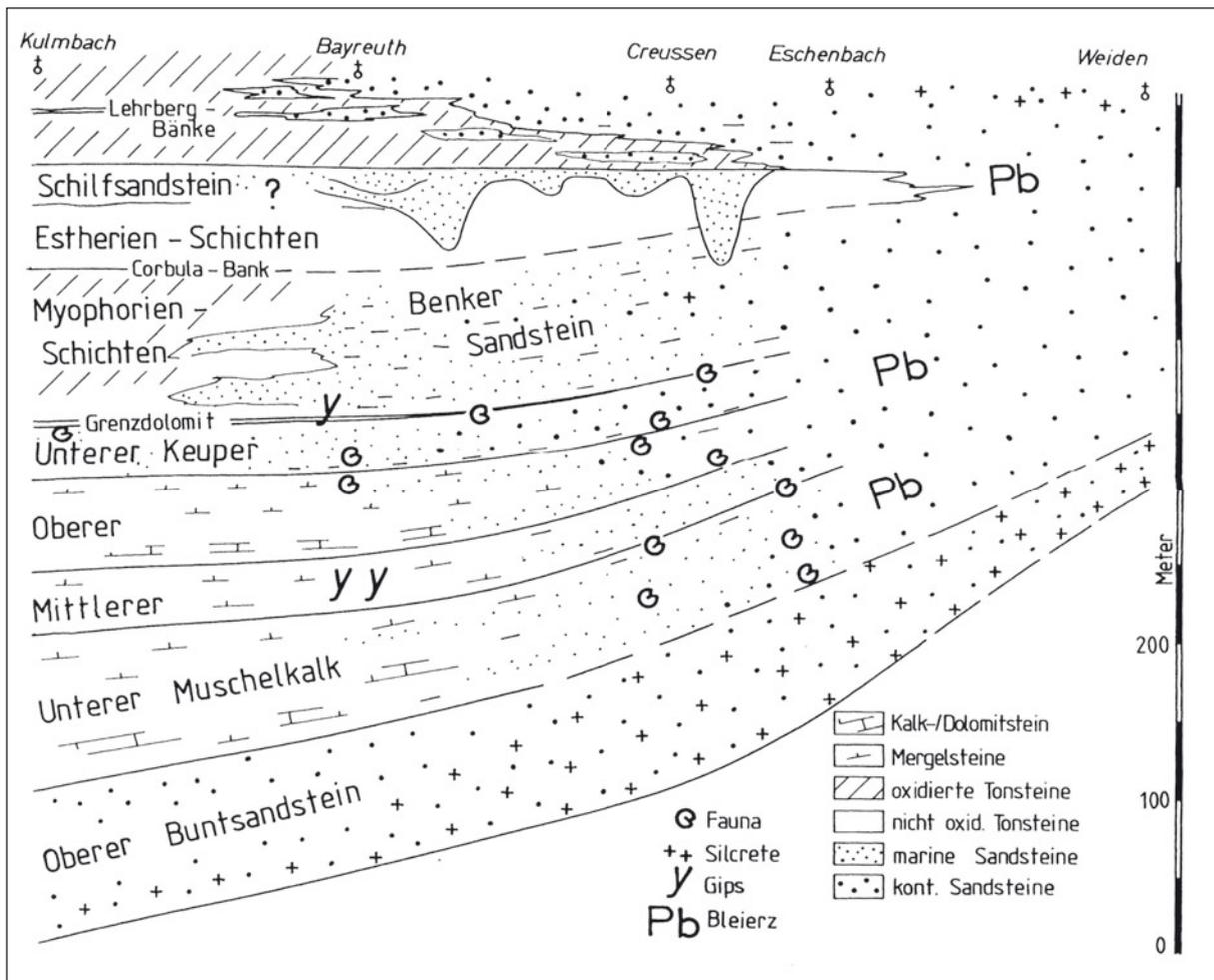
Am Rand des Keuper-Meereres

Zur Zeit des Keupers dehnte sich in weiten Teilen Deutschlands ein lagunenartiges Flachmeer aus, das zeitweise auch verlandete. Auf sandigen Untiefen wuchsen Schachtelhalme und Farne, die von primitiven amphibischen Sauriern abgeweidet wurden.

Im Südosten (etwa südöstlich der Linie Lindau – Regensburg) lag die Küstenlinie des sogenannten Vindelizischen Landes. Die Rekonstruktion dieser Paläogeographie wird durch die Analyse und den Vergleich vieler Aufschluß- und Bohrprofile möglich. Je näher man der vermuteten Küstenlinie kommt, um so sandiger und geringmächtiger werden die Keupersedimente. Zum Beckeninneren hin finden sich häufiger marine Fossilien, die Sedimente sind tonig, karbonatisch

oder sulfatisch. Die entsprechenden Minerale Gips und Anhydrit- entstehen bei der Eindampfung von Meerwasser in abgeschlossenen Lagunen.

Ein gutes Beispiel für den Fazieswechsel sind die Myophorienschichten: Westlich von Bamberg bestehen sie aus Gips, Anhydrit und Tonstein; im Raum Bayreuth sind sie tonig - sandig entwickelt und weiter südöstlich gehen sie schließlich in reinen Sandsteinen ("Benker Sandstein") über. Ganz ähnlich ist die Entwicklung der darüberliegenden Estherienschiefer. Ein geringfügig höherer Meeresspiegel bewirkte hier aber, daß im Raum Bayreuth noch marine Bedingungen herrschten und die sandige Fazies erst weiter südlich einsetzt.



Schemaprofil der Faziesverzahnung im Keuper (SCHRÖDER et al. 1998)

Keuper-Profil an der Bodenmühlwand

Geotopnr.: 462A001
Landkreis: Bayreuth
Gemeinde: Bayreuth
TK 25: 6035 Bayreuth
Lage: R: 4472380, H: 5530750
Naturraum: Obermainisches Hügelland (071)
Gestein: Estherienschiefer, Schilfsandstein (Mittlerer Keuper)

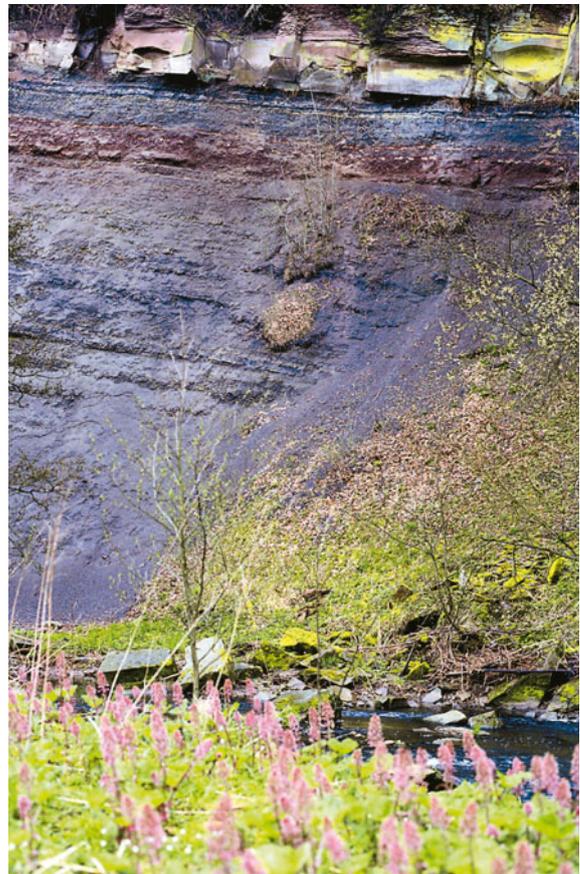
Beschreibung:

Die Bodenmühlwand ist ein ca. 30 m hoher Prallhang des Roten Mains. Die andauernde Erosion durch das Fließgewässer schaffte hier einen steilen vegetationsfreien Aufschluß. Dieser zeigt beinahe die gesamte Abfolge der Estherienschiefer (die GÜMBEL nach dieser Lokalität sogar als "Bodenmühlwandschicht" benennen wollte), die mit ca. 15° nach Westen einfallen und im obersten Hangbereich teilweise noch von Schilfsandstein überlagert werden.

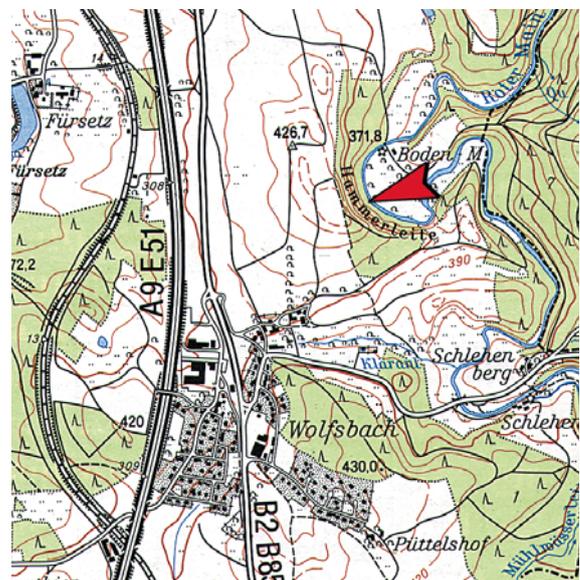
Die Bodenmühlwand ist ein Exkursionsziel ersten Ranges, das in zahlreichen wissenschaftlichen Veröffentlichungen beschrieben wurde. Sie liegt noch im Bereich der tonig-mergeligen Normalfazies der Estherienschiefer. Weiter südöstlich erfolgt der Übergang zur sandigen Randfazies. Zahlreiche Fossilien wurden hier gefunden. Neben den namensgebenden Muschelkrebsschalen (Estherien) entdeckte man auch Reste von Quastenflossern, Hai-artigen Fischen und Nothosauriern. Steinsalz-Nachkristalle, Corrensit, Schwespat und Cölestin weisen auf einen zumindest zeitweise erhöhten Salzgehalt im Meerwasser hin.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll

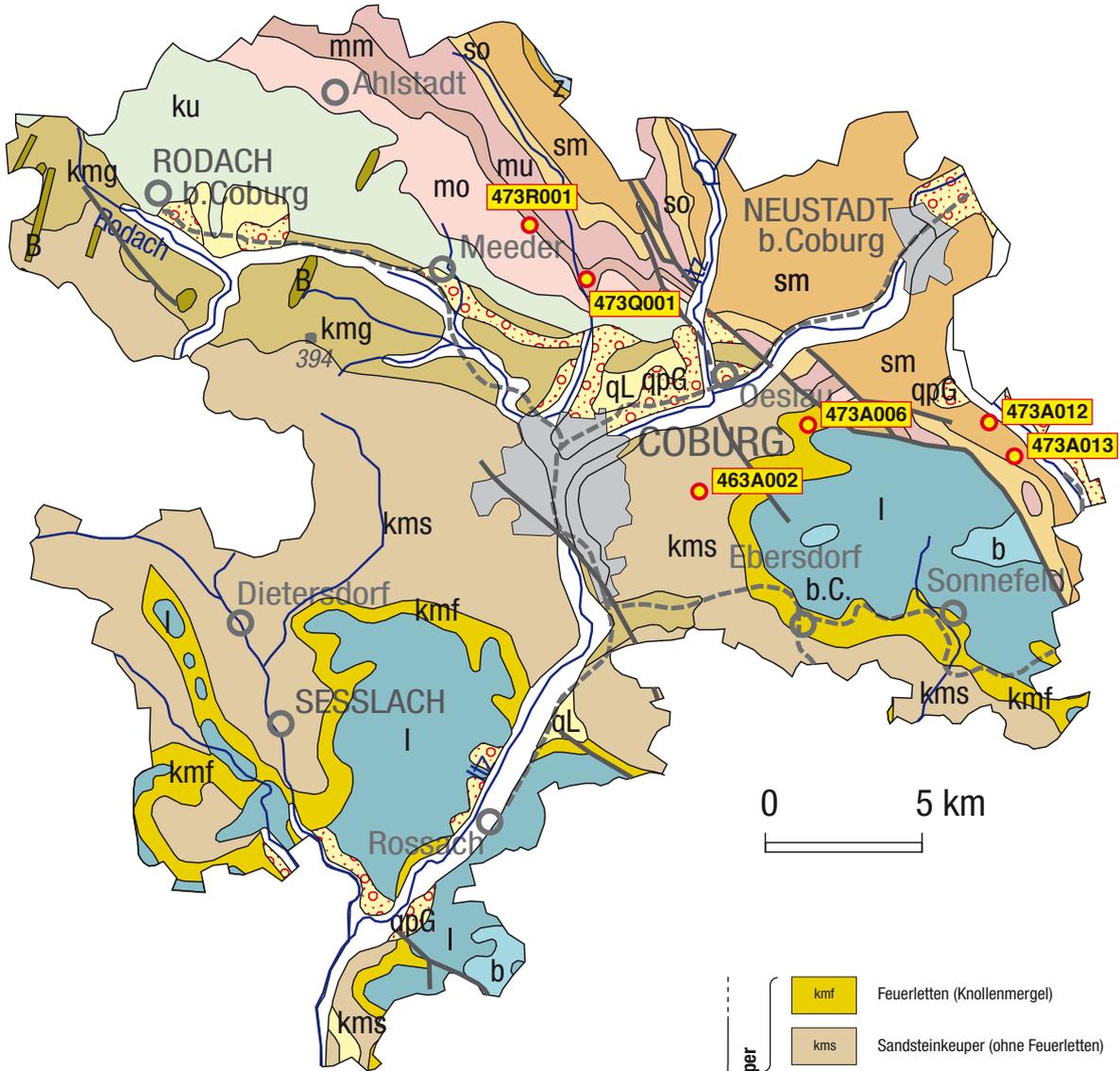
Literatur: GÜMBEL (1866)
 THÜRACH (1888)
 MERGNER (1957)
 KRONBERGER (1957)
 EMMERT (1977)
 SCHRÖDER (1978)
 LEITZ & SCHRÖDER (1985)



Der Prallhang des Roten Mains an der Hammerleite erschließt das berühmte Bodenmühlwand-Profil



GEOTOPE IN OBERFRANKEN



Quartär	Pleistozän	Holozän	Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich
			Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde
Terrassenschotter und -sand, ungliedert			
Jura Tertiär	Miozän-Oligozän	Basalt	
		Dogger (Brauner Jura)	
	Lias (Schwarzer Jura) und Oberer Keuper (Rhät)	Lias (Schwarzer Jura) und Oberer Keuper (Rhät)	

Trias	Keuper	Feuerletten (Knollenmergel)
		Sandsteinkeuper (ohne Feuerletten)
		Gipskeuper
	Muschelkalk	Unterer Keuper
		Oberer Muschelkalk
		Mittlerer Muschelkalk
	Buntsandstein	Unterer Muschelkalk
		Oberer Buntsandstein
		Mittlerer Buntsandstein
	Perm	Unterer Buntsandstein
Zechstein, mit Brückelschiefer		

4.4 Coburg

Das Gebiet von Stadt und Landkreis Coburg liegt überwiegend in den naturräumlichen Einheiten Grabfeldgau und Itz-Baunach-Hügelland. Im Nordosten hat es auch Anteil am Südlichen Vorland des Thüringer Waldes und am Obermainischen Hügelland. Die höchsten Erhebungen finden sich im Norden bei Rottenbach (Buchberg 527 m) und Neustadt b. Coburg (Muppberg 516 m). Das südwestliche, relativ tiefgelegene Landkreisgebiet, in dem der Keuper ausstreicht, wird von der ausklingenden Grabfeldmulde eingenommen. Die bedeutendste Verwerfung ist die Fortsetzung der Kulmbacher Störung, eine Aufschiebung, die in etwas gebogenem Verlauf von Südosten her über Gestungshausen, Mönchröden und Fornbach nach Eisfeld (Thüringen) zieht.

Östlich Rottenbach greift ein größeres Zechsteinvorkommen (Perm) von Thüringen her mit einem winzigen Teil auf bayerisches Gebiet über. In den Bohrungen Mittelberg und Haarbrücken wurde die Zechstein-Schichtfolge aus dolomitischen Ton- und Sandsteinen sowie Dolomiten vollständig durchteuft.

Der Buntsandstein (Trias), eine überwiegend sandige, geröllführende, rote Schichtenfolge mit Tonsteinlagen nimmt das nordöstliche Landkreisgebiet ein (Raum Rottenbach – Tiefenlauter, östlich der Linie Fornbach – Mönchröden – Gestungshausen).

Die im Westen vorgelagerten Langen Berge (Raum Grattstadt – Oberlauter) baut der relativ harte Muschelkalk auf. Weitere kleinere Vorkommen finden sich bei Fornbach – Oberwohlsbach, Mönchröden, Fechheim, Hasselberg und Gestungshausen. Die wellig-wulstigen, grauen Kalk- und Mergelsteine des Muschelkalks sind lagenweise sehr reich an Fossilien. Die Auslaugung von Sulfaten im Mittleren Muschelkalk führt örtlich zu Karsterscheinungen.

Den flächenmäßig größten Anteil am Landkreis nehmen die Gesteine des Keupers ein. Der Untere Keuper, der aus einer Wechselfolge aus grüngrauen Tonsteinen, Sandsteinen und gelbgrauen Dolomitsteinen besteht, streicht im Raum Lempertshausen – Rodach – Meeder breitflächig, nach Südosten zu bis Unterwohlsbach in einem schmalen Streifen aus. Im Südwesten vorgelagert nimmt der Gipskeuper als unterer Teil des

Mittleren Keupers einen breiten Streifen bis zur Linie Rudelsdorf – Gauerstadt – Callenberg – Oeslau ein. Die Abfolge setzt sich aus schwach gipshaltigen, grauen und roten Tonsteinen mit Steinmergelbänkchen zusammen, in die im oberen Abschnitt ein grünlicher Feinsandstein eingeschaltet ist. Etwa ein Drittel der Landkreisfläche nimmt in der Mitte und im Westen der Sandsteinkeuper, der obere Teil des Mittleren Keupers, ein. Es handelt sich um eine Wechselfolge aus grauen, grünlichen, untergeordnet bräunlichen Sandsteinen und roten und grünen, teils gipshaltigen Tonsteinen. Der früher stellenweise rege Abbau feinkörniger Sandsteine (z.B. Coburger Sandstein) ist heute zum Erliegen gekommen. Der obere Keuper (Rhät) umgibt in schmalen Streifen die Juravorkommen im östlichen und südlichen Landkreis und streicht auf den Höhen westlich Seßlach aus. Es handelt sich teilweise um eine Sandstein-Tonstein-Wechselfolge, harte Sandsteine mit quarzitischer Bindung oder auch um lose Rhätsande.

Der untere Abschnitt des Jura, der Lias, nimmt größere Flächen in den Räumen Blumenrod – Gestungshausen – Sonnenfeld – Ebersdorf und Neundorf – Witzmannsberg – Großheirath – Gleußen ein. Daneben krönt er einige Höhen westlich der Rodach unterhalb Gemünda in isolierten Hauben. Der Lias ist aus einer Wechselfolge von grauen, graubraunen bis gelbbraunen Sandsteinen, blau- bis dunkelgrauen, gelblich verwitterten Mergeln mit Kalksteinbänken und -knollen sowie graublauen bis dunkelgrauen, teils bituminösen Tonsteinen aufgebaut.

Dogger findet sich nur an drei Stellen nördlich Gestungshausen und Großgarnstadt sowie bei Herreth. An seiner Basis liegen blaugraue, zu hellgraubraunem Lehm verwitternde Ton- und Mergelsteine (Opalinuston). Der darüber folgende gelbbraune Sandstein (Doggersandstein) streicht nur auf dem Eierberg bei Herreth aus.

Die einzigen Zeugnisse aus dem Tertiär stellen Basalte in Form von Schloten (bei Ottowind und Großwalbur) und fiederförmigen Spaltenfüllungen westlich und südlich Roßfeld (Heldburger Gangschar) dar. Quartäre Alter besitzen die teils ausgedehnten Schotterfluren, die von Alster, Rodach, Sulzbach, Röden, Itz und Steinach abgelagert wurden.

Muschelkalk-Karst im Coburger Land

Eher unauffällig sind die Karsterscheinungen im Muschelkalk des Coburger Landes. Höhlen, wie sie im benachbarten Thüringen vorkommen, sind hier nicht bekannt. In Aufschlüssen zeigen die Kalke und Mergel des Oberen Muschelkalks kaum Indizien für eine Verkarstung. Trotzdem finden sich auf der aus Oberem Muschelkalk aufgebauten Hochebene zwischen Oberlauter, Mirsdorf und Grettstadt mehrere große abflußlose Senken und kleinere Dolinen. Der Name „Doline“ stammt vom slowenischen Wort „dolina“, was auf deutsch „Schüssel“ bedeutet.

Ursache für die Entstehung dieser Hohlformen ist hauptsächlich die Auslaugung des unterlagernden Mittleren Muschelkalks. Dieser enthält hier keine Steinsalzlagen, wie sie zwischen Rothenburg o.d.T. und Schweinfurt gefunden wurden, aber zumindest die ebenfalls relativ leicht lösli-

chen Sulfatgesteine Gips und Anhydrit. Diese stehen hier zwar nirgends an der Erdoberfläche an, aber Zellenkalksteine und Residualtone (Lösungsrückstände) innerhalb der Schichtfolge verraten ihre ehemalige Existenz.

Die Sulfatgesteine werden meist vollständig aufgelöst, sobald sie in größerem Umfang von Grundwasser durchflossen werden. Dadurch wird die Schichtfolge stark reduziert und es bleiben nur die weniger löslichen Karbonat- und Tongesteine zurück. Nach MORGENROTH (1972) verliert der Mittlere Muschelkalk auf diese Weise oberflächennah mehr als die Hälfte seiner Gesteinsmächtigkeit! An der Erdoberfläche macht sich dieser Vorgang mit der Bildung von Subrosionssenken (Nachsackungsmulden über ausgelaugtem Gestein) und Einsturzdolinen bemerkbar. In der Folge bilden sich Ponore und Bachschwinden sowie große Karstquellen, wodurch sich die unterirdische Auslaugung weiter verstärkt.



Große Subrosionssenke bei Drossenhausen

Donnerloch bei Drossenhausen

Geotopnr.: 473R001
Landkreis: Coburg
Gemeinde: Meeder
TK 25: 5631 Meeder
Lage: R: 4425000, H: 5577980
Naturraum: Grabfeldgau (138)
Gestein: Oberer Muschelkalk

Beschreibung:

Etwa 1,2 km östlich von Drossenhausen liegt auf freiem Feld die Doline "Donnerloch". Es handelt sich heute um eine runde trichterförmige Hohlform von ca. 15 m Durchmesser und ca. 6 m Tiefe, die von Feldgehölzen und Bäumen bewachsen ist.

Über die Entstehung des Donnerlochs berichtet Pfarrer Fatius, daß am Nachmittag des 19. Oktober 1779 plötzlich ein "in die Erde gefallenes Loch" von der Größe eines Fensters festgestellt wurde, von dem noch um 11 Uhr vormittags keiner der Vorbeigekommenen etwas wahrgenommen hatte (zitiert nach AUMANN 1966). Die Öffnung erweiterte sich in den folgenden Tagen ständig. Mittels Schnurlot wurde eine Tiefe von "96 Schuh" gemessen.

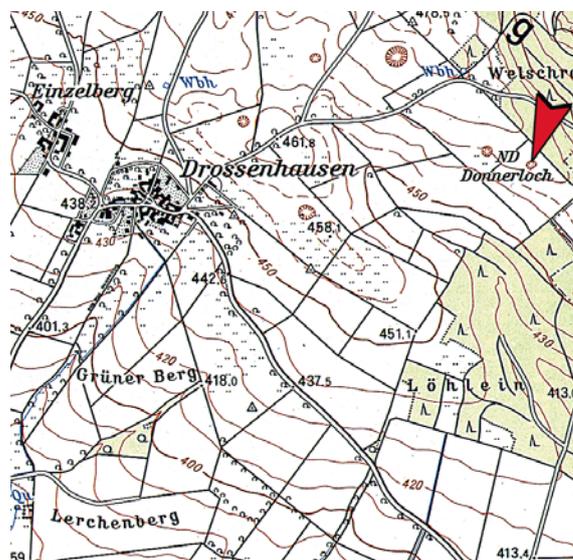
Diese Beschreibung macht deutlich, daß es sich beim Donnerloch ursprünglich um eine echte Einsturzdoline handelte, die nicht auf oberflächennahe Lösungsvorgänge zurückgeht. Zunächst entstand tief unter der Erdoberfläche ein größerer Lösungshohlraum (vermutlich durch Auslaugung von Sulfaten im Mittleren Muschelkalk). Dann wurde die Decke des Hohlraums instabil und der ursprüngliche Hohlraum verstürzte. Durch weitere Deckennachbrüche pauste sich der Hohlraum schlotartig immer weiter nach oben durch, bis er die Oberfläche erreichte.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: AUMANN (1966)



Das Donnerloch – im Jahr 1779 stürzte die Decke eines unterirdischen Hohlraumes ein und es entstand diese Einsturzdoline



Quellen aus dem Coburger Muschelkalk

Der klüftige und verkarstete Muschelkalk ist ein wichtiger Grundwasserleiter, der allerdings durch wasserstauende Ton- und Mergellagen mehrfach gegliedert wird. Kleinere Quellen sind daher in den verschiedensten stratigraphischen Positionen des Muschelkalks vorhanden. Als bedeutendste Quellhorizonte gelten aber der Mittlere Muschelkalk mit seinen ausgelagten Sulfatlagen (z.B. Quelltöpfe in Lautertal) und die Untergrenze des Muschelkalks gegen die wasserstauenden Röt-
tone.

Die Löslichkeit der Gesteine des Muschelkalks führt dazu, daß das Grundwasser relativ hart ist. An den Quellaustritten führt dies unter den entsprechenden Rahmenbedingungen zur Bildung von Kalktuffen.

Die bedeutendste dieser Ablagerungen findet sich bei Weißenbrunn v.W. im Norden des Landkreises. Vom Quellaustritt an der Untergrenze des Unteren Muschelkalks fließt das Wasser zunächst flach bis zur Abbruchkante in das Haupttal. Erst hier, wo das Gefälle zunimmt, beginnt die Tuffbildung. Die ca. 200 m lange Steilstrecke wird mit treppenartig angeordneten Sinterbecken und mit höheren, moosbewachsenen Kaskaden überwunden.



Sinterbildung bei Weißenbrunn



Bemooste Kalktuff-Kaskaden bei Weißenbrunn

Quelltöpfe im Lautertal

Geotopnr.: 473Q001
Landkreis: Coburg
Gemeinde: Lautertal
TK 25: 5631 Meeder
Lage: R: 4426900, H: 5576400
Naturraum: Grabfeldgau (138)
Gestein: Mittlerer Muschelkalk

Beschreibung:

Im Lautertal zwischen Oberlauter und Tiefenlauter liegen versteckt zwischen einem Fischzuchtbetrieb und einem Mühlenkanal die Quelltöpfe der Lauterquellen. Auf einem Areal von ca. 8 x 8 m entspringt ein Bach mit einer kräftigen Schüttung von ca. 420 Litern pro Sekunde (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT 1990), der nach wenigen Metern in den benachbarten Mühlenkanal mündet. Der Grund des Quellteichs besteht aus mehreren ca. 2 m tiefen Trichtern. Im Zentrum der Trichter kann man an der ständigen Bewegung des Schlammbodens die Wasseraustrittsstellen erahnen.

Die Quellen liegen dort, wo das Lautertal die nach Südwesten einfallenden Schichten des Mittleren Muschelkalks anschneidet. Ein Großteil des Wassers stammt vermutlich aus der nordwestlichen Fortsetzung des Muschelkalkzugs, der auch die Doline "Donnerloch" beherbergt. Nach der Wasserbilanz (Grundwasserneubildung ca. 8 Liter pro Sekunde und Quadratkilometer) muß das Einzugsgebiet allerdings über 50 km² groß sein und reicht damit vermutlich bis nach Thüringen.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll

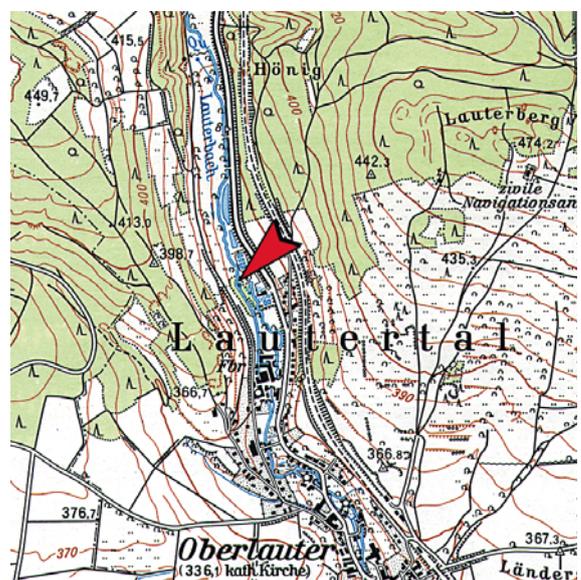
Literatur: AUMANN (1966)
 BAYERISCHES LANDESAMT
 FÜR WASSERWIRTSCHAFT
 (1990)



Die Quelltöpfe des Lauterbaches



Nahaufnahme eines Quellaustritts



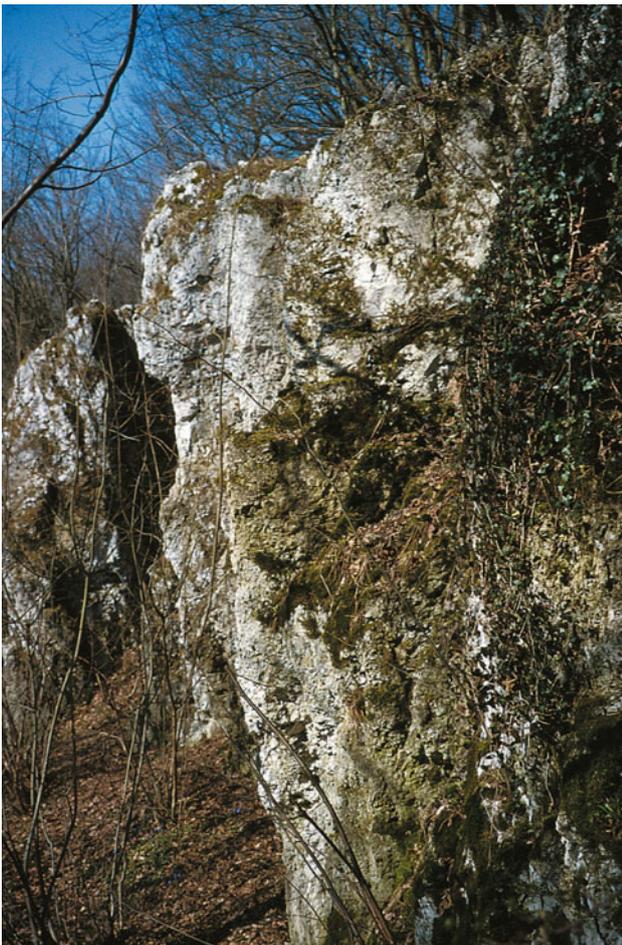
Der Dolomit im Sandstein

Steile helle Dolomittfelsen gehören im Malm der Frankenalb zum typischen Landschaftsbild. In den hügeligen Keuperlandschaften, die von leichter verwitternden Ton- und Sandsteinen geprägt werden, sind Dolomittfelsen dagegen eine Besonderheit. Im Coburger Raum zeigen Teile des Mittleren Burgsandsteins eine besondere Gesteinsausbildung: die dolomitische Arkose (die lokal als Coburger Festungssandstein bezeichnet wird).

Das harte Gestein bildet bis ca. 10 m hohe Felswände an den Schichtstufen. Es handelt sich um einen sandigen, laminierten und brekzierten Dolomit, der auch Chalcedonlagen und -knollen enthält.



Chalcedon-Knollen am Feuerfelsen



Die hellen Dolomittfelsen des Coburger Festungssandsteins heben sich markant von den Ton- und Sandsteinen des Keupers ab (Eierfelsen bei Seidmannsdorf)

Als Sedimentationsraum kann man sich eine Wüste vorstellen, in die weitgespannte Schuttfächer hineinreichten. Periodische Flüsse lieferten Sedimente und mineralreiche Wässer, die dann in abflußlosen Senken durch Verdunstung weiter konzentriert wurden. Der Dolomit wurde in einer flachen Senke am Rand der Wüste aus salzreichem Wasser ausgeschieden (in einer Playaartigen Karbonatmarsch). Die Brekzierung des Dolomits wird auf die Schrumpfung von Sedimentkrusten zurückgeführt. Der Sandanteil gelangte durch Sandstürme in die Sedimente. Knollen und Krusten von Chalcedon oder Opal im Gestein zeugen von kieselensäurehaltigen Lösungen, die im ariden Milieu bis unter die Geländeoberfläche aufstiegen und hier ihren Lösungsinhalt abschieden.

Feuerfelsen bei Rögen

Geotopnr.: 463A002
Landkreis: Coburg
Gemeinde: Coburg
TK 25: 5732 Sonnefeld
Lage: R: 4430050, H: 5569730
Naturraum: Itz-Baunach Hügelland (117)
Gestein: Mittlerer Burgsandstein

Beschreibung:

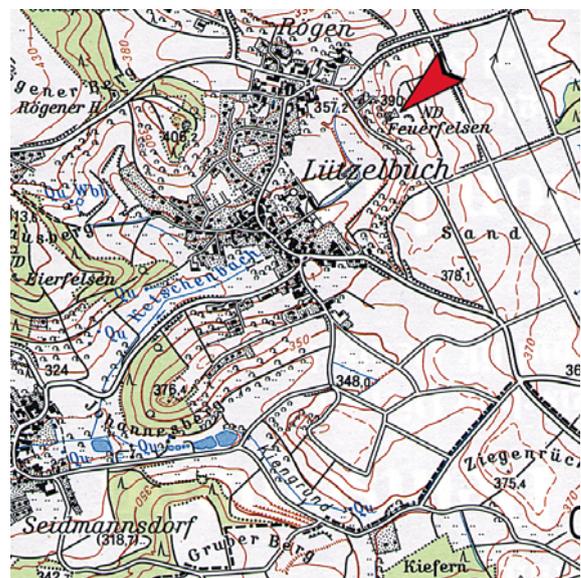
Östlich von Rögen liegt ein Hügel, aus dem im Kuppenbereich ein ca. drei Meter hoher und fünf Meter breiter Felsen herausragt. Der Felsen besteht aus der dolomitischen Arkose im Mittleren Burgsandstein. Seinen Namen erhielt der "Feuerfelsen" wegen der teilweise rot gefärbten, bis ca. 10 cm großen Chalcedonknollen, die hier aufgeschlossen sind. Neben den Knollen sind auch lagige Krusten von Chalcedon angeschnitten. Auf Klüften ist der Chalcedon teilweise zu feinem Kristallrasen umkristallisiert. Die Strukturen des Gesteins und die Silifizierungsphänomene können hier in eindrucksvoller Weise studiert werden.

Jenen Mineralienfreunden, die nun ein Stück des Felsens begehren, sei eingeschärft, daß jede Beschädigung dieses Naturdenkmals, das sich auf Privatgrund befindet, unter Strafandrohung verboten ist und bestraft wird. Man könnte ohnehin aus dem massigen Gestein selbst mit schwerem Werkzeug bestenfalls winzige Splitter herauslösen, die optisch wenig ansprechend sind.

Die heutigen Besucher des Feuerfelsens sind dafür verantwortlich, daß auch zukünftige Generationen hier den Wüstenboden der Keuperzeit studieren können.



Das Naturdenkmal „Feuerfelsen bei Rögen“



Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: AUMANN(1966)
 HAHN (1974)
 FREUDENBERGER (1996)

Der Muschelkalk im Coburger Land

Die Kulmbach-Eisfelder Störungszone ermöglicht es uns, durch deren vertikalen Versatz und die begleitenden Schichtverbiegungen ältere, ursprünglich tieferliegende Gesteine in Aufschlüssen des Coburger Landes studieren zu können, die ansonsten von jüngeren Schichten bedeckt wären. Nördlich von Tremersdorf gelangten auf diese Weise sogar die permischen Zechstein- und Rotliegendesteine an die Erdoberfläche. Darüber lagert der mächtige Buntsandstein und die Gesteinsfolge des Muschelkalks.

Der Untere Muschelkalk ist beispielsweise in Straßenböschungen westlich von Tiefenlauter und Tremersdorf aufgeschlossen. Die wellige Schichtung und die Muschelschillagen können hier studiert werden. Auch ein ehemaliger Steinbruch im Taimbacher Forst erschließt den Unteren Muschelkalk mit der Grenzgelbkalkbank. Muschelpflaster, Crinoidenkalke (Anhäufungen von Seelilienstengelgliedern) und Spurenfossilien geben hier einen Einblick in die Fauna des Muschelkalkmeeres.



Versteinerte Seelilie mit deutlich sichtbaren ringförmigen, einzelnen Stengelgliedern („Crinoiden“)



Spurenfossilien entstanden u.a. dadurch, daß einst wurmartige Tiere den Schlamm nach Nahrung durchwühlten und diese sog. „Freßröhren“ anschließend durch Sand verfüllt wurden und versteinerten.

Muschelschill – ein Friedhof in strömungsgeschützten Mulden oder hinter Riffen entstanden



Ehemaliger Steinbruch am Plestener Berg

Geotopnr.: 473A013
Landkreis: Coburg
Gemeinde: Neustadt b. Coburg
TK 25: 5732 Sonnefeld
Lage: R: 4440300 H: 5570800
Naturraum: Itz-Baunach-Hügelland (117)
Gestein: Unterer Muschelkalk

Beschreibung:

Etwa 400 m nordöstlich von Plesten liegt die flache Kuppe des Plestener Berges. Diese besteht aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks, die hier den Oberen Buntsandstein inselartig überlagern. Die Gesteinsgrenze Muschelkalk / Buntsandstein kann auf gepflügten Feldern anhand des Farbwechsels beige / rötlichbraun leicht erkannt werden.

Einen interessanten Aufschluß bietet die ca. 15 m breite und 5 m hohe Böschung eines ehemaligen Steinbruchs am Westhang der Kuppe. In den geschichteten Gesteinen des Unteren Muschelkalks ist hier eine südwestvergente Falte aufgeschlossen, die im Zusammenhang mit der Kulmbach-Eisfelder Störungszone entstanden ist. Abhängig von der Dicke der verfalteten Schichten zeigen sich Unterschiede im Faltungsstil. In dünnbankigen Gesteinen sind die Schichten spitzwinklig bis isoklinal gefaltet, während sich in den dickbankigeren Gesteinen weite Faltenbögen ausgebildet haben.



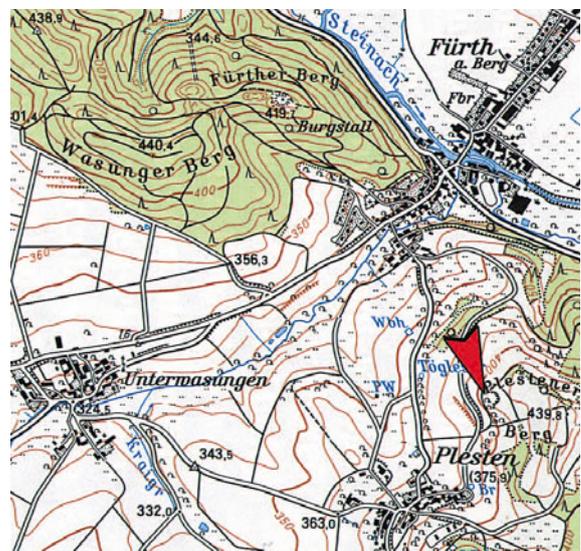
Muschelkalk-Wand am Plestener Berg



Liegende Falte im Muschelkalk

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend

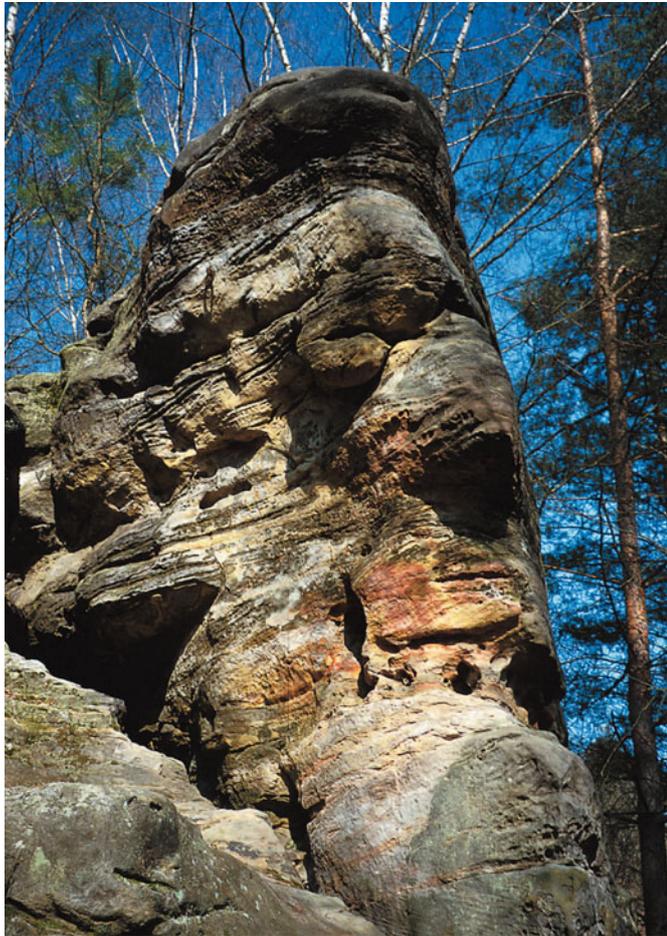
Literatur: AUMANN (1966)
 RIECH 1972)
 HAHN (1974)



Die Typusregion des Keupers

Im größten Teil des Coburger Landes bilden die Gesteine des Keupers den Untergrund. Auf relativ engem Raum kommen hier alle Elemente der Schichtfolge – gleich den Stufen einer flachgelegten Treppe – nebeneinander vor. So ist zu erklären, warum gerade hier der Keuper erstmals als eigene Gesteins-einheit definiert wurde, obwohl er doch andernorts (Nürnberger Raum, Steigerwald, Frankenhöhe usw.) eine viel größere Fläche einnimmt. Im Jahre 1822 führte Leopold v. Buch den Namen Keuper nach einer Regionalbezeichnung im Coburger Raum ein. ALBERTI (1834) stellte den Begriff gleichberechtigt neben Buntsandstein und Muschelkalk. Die drei Einheitsnamen werden seitdem mit ihrem Überbegriff Trias („Dreiheit“) international verwendet.

Die härteren Schichtglieder des Keupers treten im Gelände als Schichtstufen hervor. Hier ist zuerst der „Coburger Sandstein“ zu nennen, der in seiner Typusregion südlich von Coburg deutliche Geländestufen bedingt. Früher wurde er vorzugsweise als Baustein ab-



Felsen im Umfeld des ehemaligen Steinbruchs Sauloch bei Blumenrod

Weit geöffnete Klüfte zeigen den langsamen Zerfall der Schichtstufe an

gebaut; heute sind die Steinbrüche weitgehend verfallen.

Eine markante Schichtstufe, die häufig von senkrechten Felsen gesäumt wird, bildet die dolomi-

tische Arkose innerhalb des Mittleren Burgsandsteins („Coburger Festungssandstein“). Eine weitere Schichtstufe wird vom Rhätolias-Sandstein (im jüngsten Keuper) gebildet.

Ehemaliger Steinbruch Sauloch bei Blumenrod

Geotopnr.: 473A006
Landkreis: Coburg
Gemeinde: Rödental
TK 25: 5732 Sonnefeld
Lage: R: 4433900, H: 5571700
Naturraum: Itz-Baunach-Hügelland (117)
Gestein: Rhätolias-Sandstein

Beschreibung:

Im Wald ca. 700 m nordwestlich von Blumenrod liegt ein ca. 300 x 200 m großes ehemaliges Steinbruchgelände. Genau genommen handelt es sich nicht um einen einzelnen Steinbruch, sondern um mehrere ehemalige Abbaue, die eng beieinander liegen. Im östlichsten Teil des Geländes sind an schon stark verwachsenen Böschungen die dunklen mergeligen Tonsteine des Lias aufgeschlossen. Ansonsten birgt das Gelände den früher als Baustein geschätzten Rhätolias-Sandstein. Die schräggeschichteten Sandsteinbänke, die einzelne Einlagerungen von inkohlem Pflanzenmaterial enthalten, können an den Steinbruchwänden gut studiert werden.

Westlich und südlich des ehemaligen Abbaugeländes markieren natürliche Felsbildungen den ehemaligen Verlauf der Schichtstufe. Die Fels-hänge sind durch weit geöffnete Klüfte gegliedert. Unterhalb lagern gewaltige Felsblöcke, die sich aus dem Anstehenden gelöst haben. Die Sandsteinfelsen zeigen die typische löchrige, teilweise wabenartige Verwitterung. An einigen Steinbruchwänden sind ähnliche wabenförmige Verwitterungsformen zu sehen; daran wird die geringe Korrosionsbeständigkeit dieses Gesteins sichtbar.

Schutzstatus: keiner
Geowiss. Bewertung: bedeutend

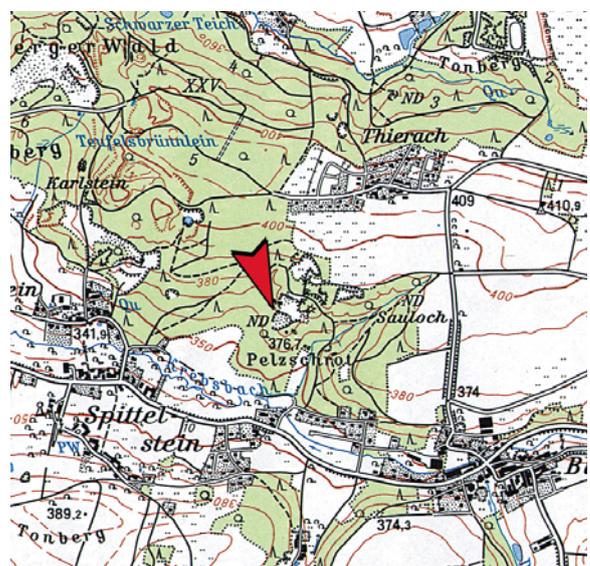
Literatur: KRUMBECK (1939)
 AUMANN (1966)
 HAHN (1974)
 SCHRÖDER (1978)



Entlang natürlicher senkrechter Klüfte spalteten und brachen Steinbrucharbeiter den Sandstein



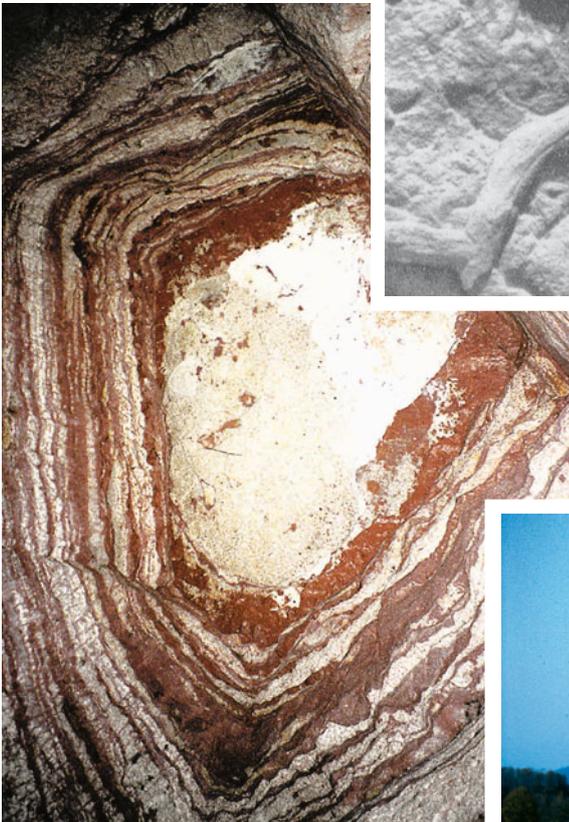
Löchrige und wabenartige Verwitterungsformen im Sandstein



Ablagerungen einer Wüste – der Buntsandstein

Während der Unteren Trias zog sich das Meer weitgehend aus Mitteleuropa zurück. Die vorausgegangene ("variszische") Gebirgsbildung hatte große Mengen von kristallinen Gesteinen an die Erdoberfläche gebracht. Die Gneise und Granite dieser Gebirge waren Hauptbestandteile des Abtragungsschutts, von dem nach einem längeren Transport vor allem der verwitterungsresistente Quarz zurückblieb.

Über weite Teile Deutschlands erstreckte sich eine flache Senke, in der der Abtragungsschutt der umliegenden Gebirge wieder abgelagert wurde. Es herrschte ein wüstenhaftes Klima; nur nach heftigen Niederschlägen wurde das flache Land von gewaltigen Flutwellen überrollt, die große Mengen von Quarzsand zurückließen.



Sandsteinschichten, die in einem Felsenkeller kuppelförmig angeschnitten wurden

Entsprechend den ungünstigen Lebensbedingungen finden sich in dem Sandstein auch nur sehr wenige Fossilien. Eine Besonderheit stellen die Fährtenfossilien von *Chirotherium* ("Handtier") dar, die stellenweise auf Schichtflächen zu finden sind.

Der verwitterungsbeständige Buntsandstein bildet um Neustadt b. Coburg eine deutliche Schichtstufe. Der Muppberg wird heute zwar rundum durch Täler begrenzt, seine markante Hochfläche weist aber auf seine ehemalige Zugehörigkeit zur Schichtstufe hin, deren einstige Ausdehnung er als Zeugenberg belegt.



Fährtenfossilien vom Typ *Chirotherium* (aus AUMANN 1966)

Der Muppberg bei Neustadt b. Coburg



Straßenaufschluß am Fürther Berg

Geotopnr.: 473A012
Landkreis: Coburg
Gemeinde: Neustadt b. Coburg
TK 25: 5732 Sonnefeld
Lage: R: 4439890, H: 5571950
Naturraum: Itz-Baunach-Hügelland (117)
Gestein: Mittlerer Buntsandstein

Beschreibung:

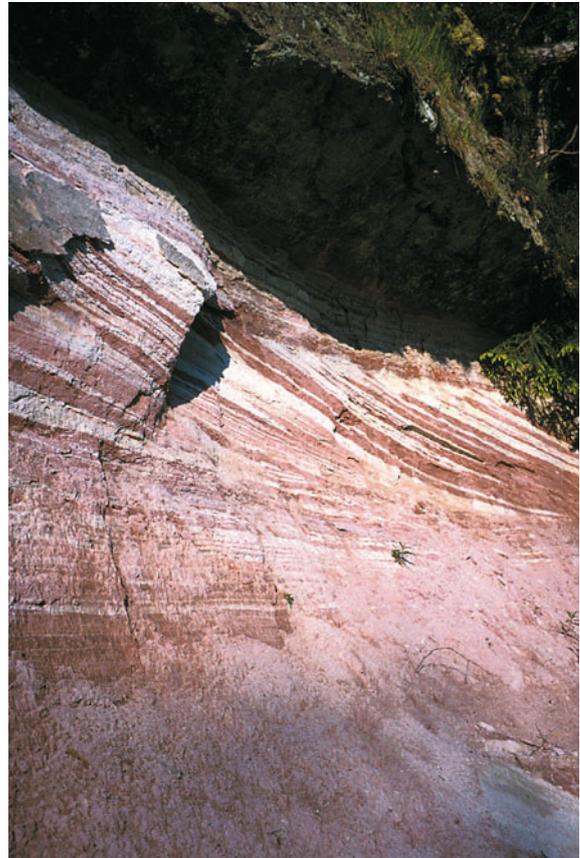
Die Böschung der Straße von Fürth am Berg nach Neustadt bei Coburg zeigt nordwestlich von Fürth schöne Aufschlüsse im Mittleren Buntsandstein. Direkt am Ortsrand liegen mehrere Felsenkeller, an deren Eingängen das Gestein ansteht. Auch im weiteren Verlauf der Straße kann der Buntsandstein studiert werden.

Die optisch eindrucksvollen Aufschlüsse zeigen "planare Schrägschichtungskörper" von jeweils etwa 1 m Mächtigkeit, die für den Buntsandstein typisch sind. Die interne Schrägschichtung in den parallel begrenzten Schichtplatten ist hier anhand von weißen, roten und grünen Bändern gut zu erkennen. Stärker zementierte (verfestigte) Sandsteinbänke ragen als schmale Felsbänder aus dem Hang, während die weniger harten Teile der Schichtfolge zu Rutschungen neigen und nur an der frischen Straßenböschung aufgeschlossen sind.

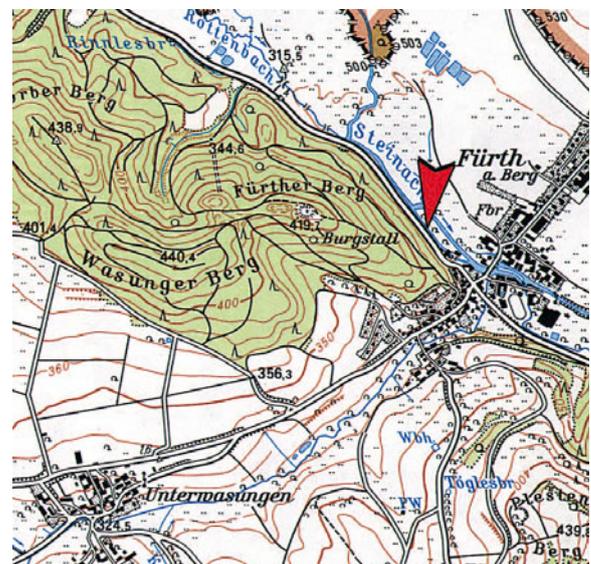
Die schrägschichteten Sedimentplatten entstanden in der Unteren Trias nach starken Regenfällen durch breit gefächerte Flüsse, die aus den umgebenden Gebirgen kommend die wüstenhafte Ebene überfluteten und ihre sandige Fracht ablagerten.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll

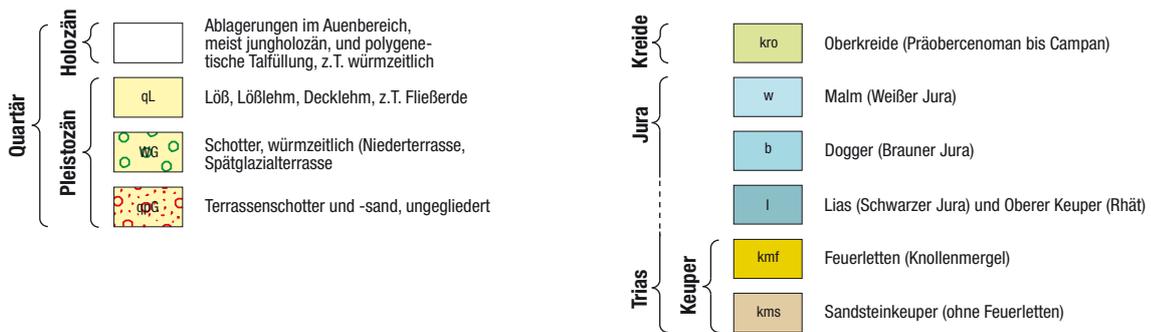
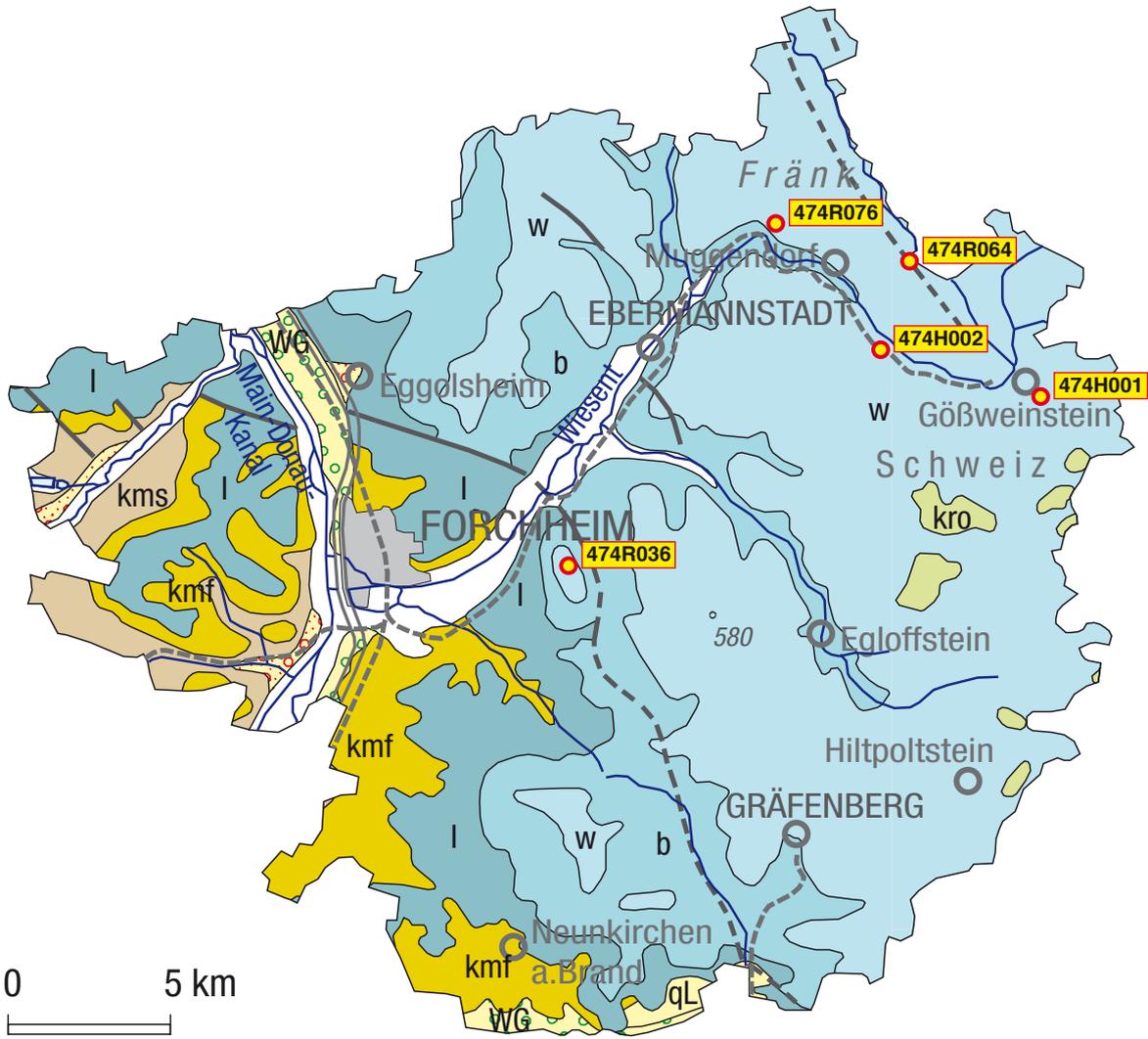
Literatur: LEITZ (1976)
 SCHRÖDER (1978)



Hier erklärt sich der Name „Buntsandstein“....



GEOTOPE IN OBERFRANKEN



4.5 Forchheim

Der Landkreis Forchheim reicht von den Höhen des Forchheimer Waldes im Westen über das untere Regnitztal bis in das Herz der Nördlichen Frankenalb im Osten. Die bewaldeten Hügel westlich von Forchheim erreichen maximale Höhen bis 381 m. Die Talsohlen von Wiesent- und Regnitztal liegen dagegen allgemein unterhalb von 300 m. Westlich der Regnitz liegt der steile Anstieg zu den Hochflächen der Fränkischen Alb (durchschnittlich 500 m). Einzelne Buckel aus Riffdolomit ragen über die Hochfläche hinaus (bis 580 m) und bilden die höchsten Erhebungen im Landkreis.

Die Gesteine im Untergrund des Forchheimer Waldes westlich von Forchheim reichen vom Burgsandstein (Mittlerer Keuper) über Obstbaumbestandene Feuerletten-Hänge hinauf bis zu den bewaldeten Sandsteinrücken des Rhät und Unterjura. Die mächtigen Feinsandsteine des untersten Jura enthalten westlich der Regnitz noch Meeresmuscheln, während sie östlich davon hauptsächlich kohlige Pflanzenhäckseln führen, d.h. die Küste des Jura-Meeres verlief zu Beginn des Jura von Nord nach Süd genau durch Forchheim.

Das Gebiet östlich der Regnitz wird vor allem von jurassischen Gesteinen aufgebaut. Im Verlauf des Anstiegs zur Albhochfläche werden immer jüngere Schichtglieder erreicht. In den Ablagerungen des Unteren Jura (Lias) mit ihren vorherrschenden dunklen Tönen (40 m Amaltheenton am Fuß der Langen Meile) dokumentiert sich das weite Vorrücken des Meeres nach Osten. Interessanterweise enthalten die dunklen Tone der Numismalis-Mergel und der Posidonien-Schiefer kalkige Einschaltungen, die im welligen Wiesensland des Albvorlandes als kleine Geländestufen hervortreten. Berühmt sind die Ammonitenplatten von Schlaifhausen am Fuß des Walberla.

Über dem Lias folgen die Schichten des Mittleren Jura (Dogger) mit dem Opalinuston und den darüber steil ansteigenden Hängen aus Doggersandstein, die den Sockel der Frankenalb bilden. Erst über der Ornatenton-Verebnung folgen die geschichteten Kalke und Mergel des Unteren Malm, die z.B. das ebene Dach der Langen Meile bilden. Hier am Nordwestrand der Alb sind (wie in der Schwäbischen Alb) mehr Mergel zwischen die Bankkalke eingeschaltet als im Rest der Frän-

kischen Alb. Albeinwärts wird das Gebiet von den meist massigen Kalken und Dolomiten des Mittleren und Oberen Malm geprägt. Entlang der Täler zeigen sich markante Felsgebilde; auf den Hochflächen zeichnen Kuppen die ehemaligen Schwammriffe nach. Die Senken zwischen den Dolomitkuppen sind mit Verwitterungslehmen gefüllt.

Im Forchheimer Raum ist der Albrand durch die Wiesent und ihre Seitentäler stark zerschnitten. Südlich der Wiesent wurden, wahrscheinlich unterstützt durch Störungen, an denen die Verwitterung besser angreifen konnte, große Zeugenberge (Walberla und Hetzleser Berg) von der Albtafel abgetrennt.

Eindrucksvoll wittern die Riffdolomite in den engen, tief eingeschnittenen Tälern der Wiesent und Trubach heraus. Die hellen Felszinnen wurden im 18. und 19. Jahrhundert zum Inbegriff der Deutschen Romantik und trugen der Landschaft den Titel "Fränkische Schweiz" ein. Höhlen, Dolinen und abflußlose Senken auf der Albhochfläche zeugen von Verkarstung des Gesteins, die meist den Klüften im Gestein folgt. Auch die vielfach geradlinig verlaufenden Täler gehen auf solche Kluftsysteme zurück.

Die Kalke und Dolomite verkarsteten bereits in der unteren Kreidezeit. Während der Oberkreide wurde das Gebiet wieder von einem Meer überflutet, dessen Sedimente die zuvor entstandenen Täler und Karsthohlformen überdeckten und verstopften. Zwischen Egloffstein und Gößweinstein finden sich Sandsteine, die Reste der ehemaligen sandigen Kreidebedeckung der Alb darstellen. Im Tertiär wurden die kreidezeitlichen Sedimente weitgehend abgetragen. Tertiäre Sedimente sind nur in wenigen Sand- und Schottervorkommen sowie in Teilen der lehmigen Albüberdeckung erhalten. Die Formung der Albhochfläche geht auf das Tertiär zurück. Die lehmige Albüberdeckung stellt den Verwitterungsrückstand der abgetragenen Gesteine dar.

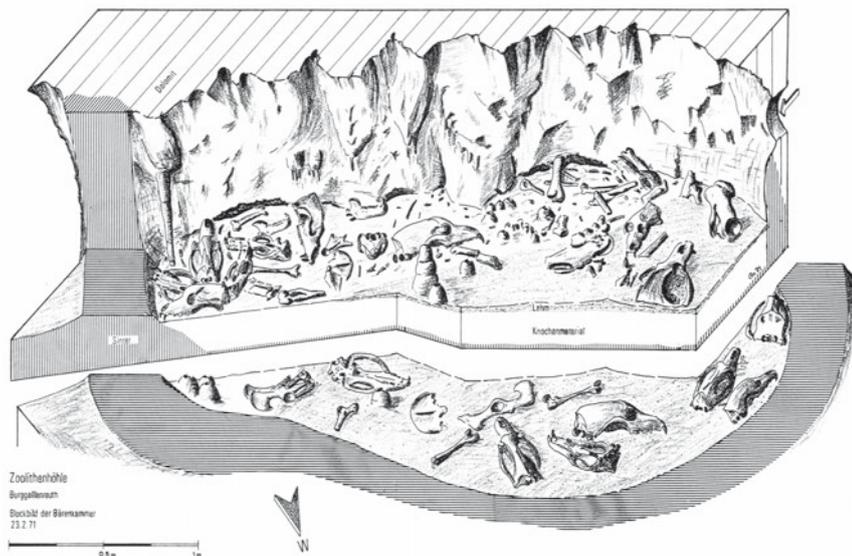
Im jüngeren Tertiär und im Quartär tieften sich schließlich die Täler ein und die Verkarstung wurde wieder verstärkt. Im Wiesent- und Regnitztal wurden im Quartär mächtige Schotter aufgeschüttet.

“Ein Friedhof unter der Erde”

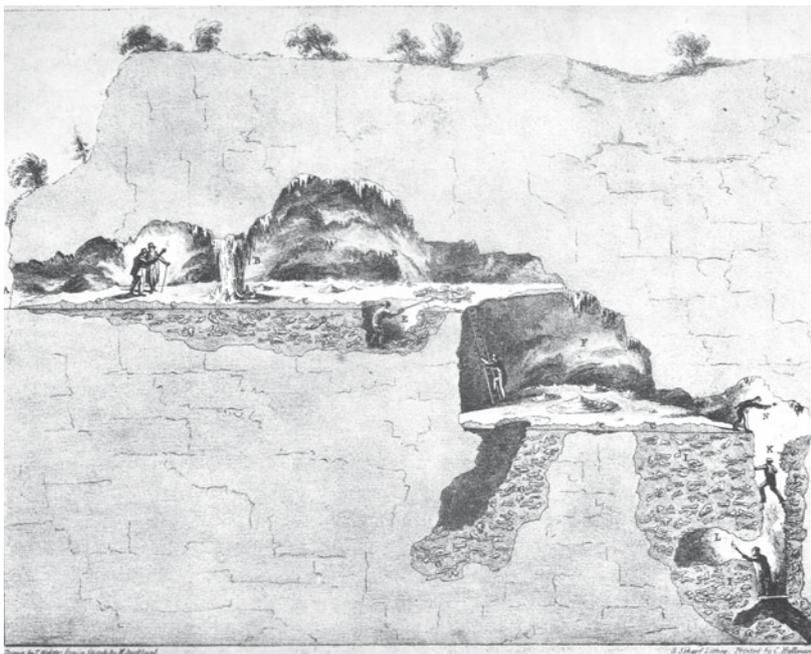
Schon vor Jahrhunderten wurden aus fränkischen Höhlen Knochenreste als „Elfenbein“ und „Einhorn“ (“Ebur Fossile”, “Unicornum Fossile”) für medizinische Zwecke gewonnen. Ab dem 18. Jahrhundert beschäftigten sich Naturforscher eingehender mit den Funden. Der Pfarrer Johann Friedrich ESPER (1774) lenkte in dieser Zeit die Aufmerksamkeit auf eine Höhle bei Burggaillenreuth: “Man geht auf lauter Gebeinen. Der Fels selbst ist mit Zähnen und Überbleibseln von Gerippen durchkneten. Sie ist in der Tat ein Kirchhof unter der Erde.” (zitiert nach HELLER 1966). Insgesamt soll es sich um die Reste von mehr als 1000 Individuen (vor allem Höhlenbären) gehandelt haben.

In der Folgezeit wurden die Funde regelrecht geplündert (“Zwei reiche Engländer sollen ganze

Wagenladungen von Knochen herausgeschafft haben”). Auch die Einsetzung eines amtlichen “Höhleninspektors” änderte nichts daran, daß die Fundstelle schon um 1830 als erloschen und verwahrlost bezeichnet wurde (was bei Rekordpreisen von bis zu 30 Gulden für einen Bärenschädel auch nicht weiter verwundert). Immerhin



Skizze der neuen Knochenfunde in der Zoolithenhöhle (aus NIGGEMEYER & SCHUBERT 1972)



Historische Skizze der Zoolithenhöhle (BUCKLAND 1823)

wurden einige Funde in Leipzig, Paris und London eingehend bearbeitet. HUNTER (1794) und ROSENMÜLLER (1795) beschrieben die Funde und führten daraufhin die neue Art *Ursus spelaeus* (Höhlenbär) ein. CUVIER (1806) und BUCKLAND (1823) sahen in den unheimlichen Knochenanhäufungen Beweise für sintflutartige Überschwemmungskatastrophen.

Um eine weitere Plünderung und Zerstörung von wissenschaftlich wertvollem Höhleninhalt zu verhindern, ist der Höhleneingang momentan verschlossen.

Zoolithenhöhle bei Burggailenreuth

Geotopnr.: 474H002
Landkreis: Forchheim
Gemeinde: Ebermannstadt
TK 25: 6233 Ebermannstadt
Lage: R: 4448440, H: 5516100
Naturraum: Nördliche Frankenalb (080)
Gestein: Frankendolomit

Beschreibung:

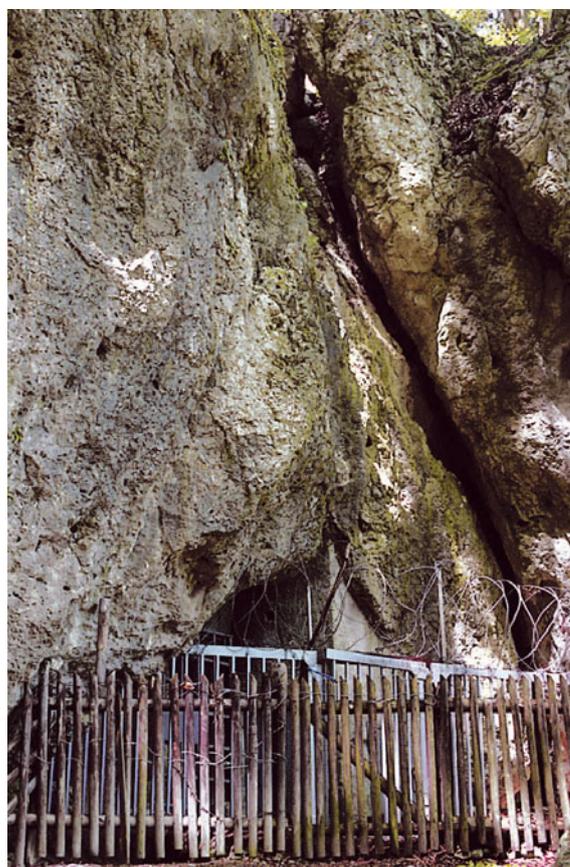
In dem felsigen Buckel westlich von Burggailenreuth liegt der verschlossene Eingang zur Zoolithenhöhle. Die ungewöhnlich reichen Knochenfunde aus dieser Höhle beschäftigen die Fachkreise seit über 200 Jahren. Eine Unzahl von Veröffentlichungen beschreibt dieses einzigartige Naturdenkmal. Die Bibliographie von HUBER (1972) umfaßte bereits mehr als 400 Titel!

Ein Großteil des historischen Fundmaterials ist zwar mittlerweile verschwunden, aber die Entdeckung von neuen Räumen (NIGGEMEYER & SCHUBERT 1972) erbrachte erneut umfangreiche Funde von Höhlenbären, aber auch Höhlenhyänen, Höhlenlöwen, Vielfraßen, Wölfen und anderen. Radiokarbon (^{14}C)-Bestimmungen an Knochen ergaben Alter um 29 000 Jahre vor heute (POLL 1972).

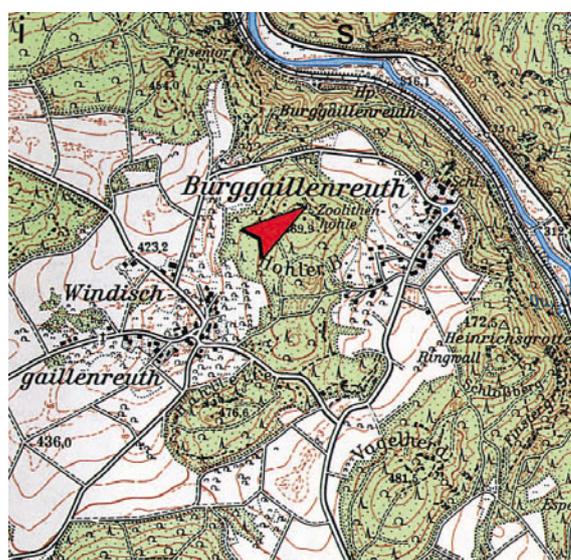
Es wird angenommen, daß die Bären die Höhle regelmäßig als Winterquartier nutzten, wobei sich jeweils höchstens einige Individuen gleichzeitig in der Höhle aufhielten. Unter der Annahme, daß durchschnittlich alle fünf Jahre ein Bär in der Höhle verendete, sammelten sich so in 5000 Jahren bereits 1000 Skelette an. Später gerieten die Sedimentmassen mit den eingelagerten Knochen in Bewegung und wurden in tiefere Höhlenteile verlagert, wobei die Knochen teilweise aus ihrem Verband gerissen wurden (GROISS 1979). Durch fließendes Wasser wurde das Sediment teilweise entfernt, so daß wahre "Knochenbrekzien" zurückblieben.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll

Literatur: HUBER (1972)



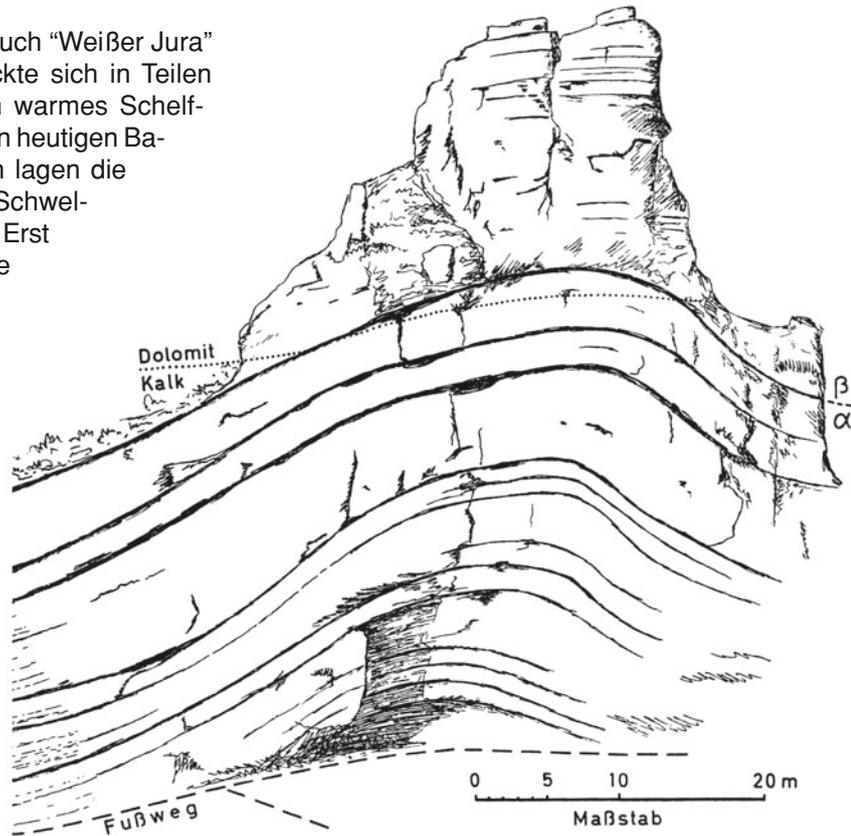
Stacheldraht und hohe Umzäunung sind leider nötig, da Unvernunft und übertriebene Sammlerleidenschaft immer wieder großen Schaden anrichtete.



Schwammriffe im Jurameer

In der Zeit des Oberen Jura (auch "Weißer Jura" oder "Malm" genannt) erstreckte sich in Teilen Süddeutschlands ein tropisch warmes Schelfmeer, etwa vergleichbar mit den heutigen Bahamas. Im Norden und Osten lagen die Küsten der "Mitteldeutschen Schwelle" und der "Böhmischen Insel". Erst südlich von München endete der Schelf mit einem steilen Abfall zur Tiefsee der Tethys (dem damaligen "Südlichen Meer"). Von den weit entfernten Inseln und Festländern wurde nur sehr wenig Sediment in das Schelfmeer geschwemmt. Die optimalen Bedingungen für kalkabscheidende Organismen bewirkten die langsame Bildung einer Karbonatplattform. Schwämme und Algen besiedelten den Meeresboden in zunehmendem Maße und bildeten vor allem im Mittleren Malm ausgedehnte Riffzüge.

Nach neueren Untersuchungen waren an der Bil-



Schemazeichnung des Müllerfelsens (aus GOTTWALD 1958)



Poröse Schwammriffstruktur am Kreuzbergfelsens bei Gößweinstein

dung der massigen (nicht geschichteten) Gesteine auch große Mengen von Karbonatsand beteiligt (KOCH et al. 1994).

Die riffbildenden Organismen siedelten vor allem am Rand der Sandplattformen. In den Lagunen zwischen den Karbonatplattformen bildeten sich geschichtete Kalke.

Durch die Erosion werden die massigen Schwammriffe wieder aus ihrer Umgebung herauspräpariert. Sie prägen das typische Landschaftsbild der Fränkischen Alb. Die massigen Felsen an den Talhängen und die Kuppen der Albhochfläche gehen auf die Schwammriffe im Jurameer zurück.

Müllerfelsen bei Streitberg

Geotopnr.:	474R076
Landkreis:	Forchheim
Gemeinde:	Markt Wiesenttal
TK 25:	6133 Muggendorf
Lage:	R: 4445050, H: 552050
Naturraum:	Nördliche Frankenalb (080)
Gestein:	Untere Mergelkalke, Frankendolomit

Beschreibung:

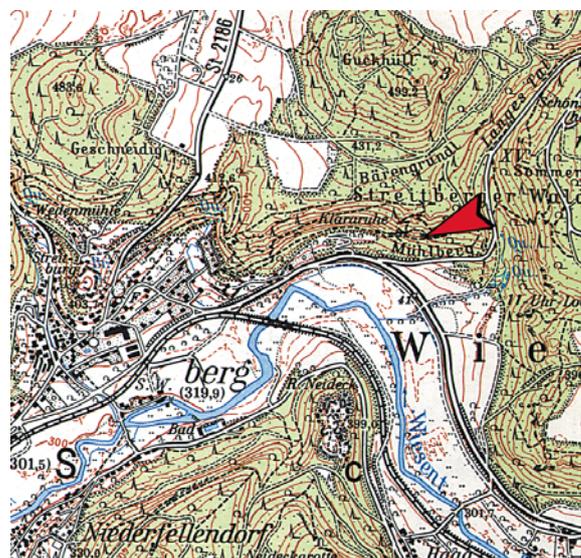
Am Müllerfelsen bei Streitberg ist der Übergang von geschichteten Kalken zu massigen Riffdolomiten besonders eindrucksvoll aufgeschlossen. Im unteren Teil der Felspartie erkennt man dickbankige Kalke (Malm Alpha). Diese erscheinen direkt unterhalb des Felsens domartig aufgewölbt. Offenbar siedelten an günstigen Stellen bereits im untersten Malm Kieselschwämme. Bei der nachfolgenden Verfestigung des Sediments wurden die Schwammstrukturen weniger kompaktiert als die umliegenden Schlammhorizonte. Allmählich bildete sich dadurch eine kleine Erhebung am Meeresgrund, die wiederum einen idealen Siedlungsraum für neue Kieselschwämme darstellte. Mit der Schichtgrenze zum Malm Beta überlagern massige Riffdolomite den gebankten Kalk. Die Riffruktur ist hauptsächlich aus Überresten von Schwämmen und Algen zusammengesetzt. Während der Diagenese (Verfestigung des Gesteins nach der Ablagerung) wurden die massigen, aber porösen Rifffgebiete im Gegensatz zu den gebankten Kalken kaum kompaktiert; aber zirkulierende Porenwässer bewirkten eine Umwandlung des Gesteins in Dolomit. Der Müllerfelsen trug durch seine lehrbuchhafte Ausprägung viel zum Verständnis der Gesteinsbildung im Malm bei und wurde mehrfach beschrieben.

Schutzstatus:	Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung:	wertvoll

Literatur:	GÜMBEL (1891)
	DORN (1932)
	GOTTWALD (1958)
	GOTTWALD (1959)



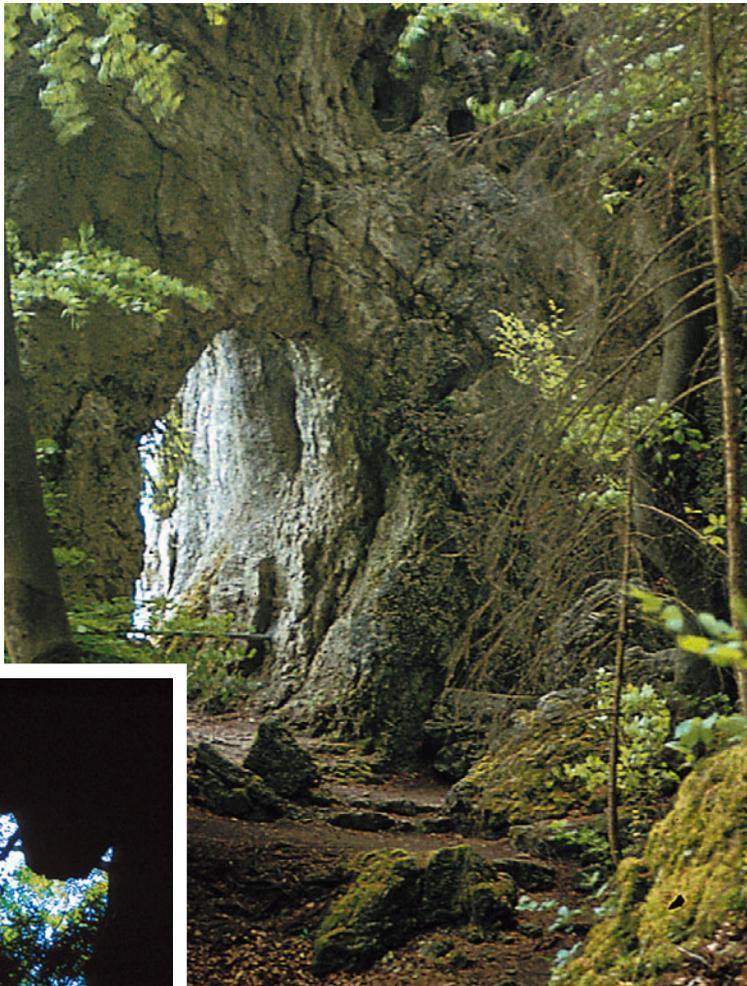
Der mittlerweile stark bewaldete Müllerfelsen



Höhlenruinen – ein charakteristisches Landschaftselement

Die topographischen Karten verzeichnen entlang der Täler der Fränkischen Schweiz zahlreiche Höhlen und Naturbrücken. Viele dieser Höhlen sind zwar recht verzweigt und geräumig, führen aber nicht sehr weit ins Berginnere. Höhlensedimente wie Schutt oder Lehm verhindern den Weiterweg.

Die Höhlen der Fränkischen Schweiz entstanden meist bereits im tropischen Karst der Unteren Kreidezeit. Später wurden die geräumigen Karsthöhlen durch Sedimente weitgehend verfüllt. Im Zuge der quartären Eintiefung der Täler schnitten Flußsysteme die verfüllten Höhlen an und räumten dabei



Naturbrücke bei Egloffstein



Das große Deckenloch der Esperhöhle bei Leutzdorf

Teile der Höhlenfüllung wieder aus, wodurch kleine (talnahe) Teile der ehemaligen Höhlensysteme wieder zugänglich wurden. Teilweise stürzten größere Räume ein, sobald die stützende Sedimentfüllung fehlte und es blieben Einsturztrichter und Naturbrücken zurück. Man spricht in diesem Fall von einer Höhlenruine.

Riesenburg bei Engelhardsberg

Geotopnr.: 474R064
Landkreis: Forchheim
Gemeinde: Markt Wiesenttal
TK 25: 6133 Muggendorf
Lage: R: 4449460, H: 5518700
Naturraum: Nördliche Frankenalb (080)
Gestein: Frankendolomit

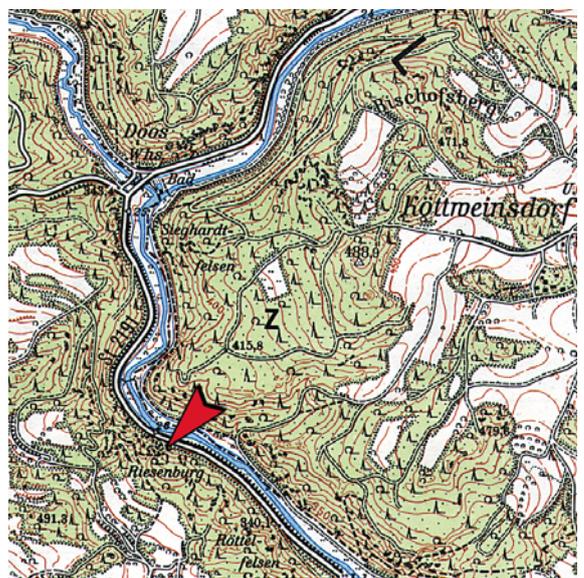
Beschreibung:

Die Riesenburg bei Engelhardsberg ist wohl eine der eindrucksvollsten unter den zahlreichen Höhlenruinen, die entlang der Täler der Fränkischen Schweiz aufgereiht liegen. Drei Felsbögen mit einer Spannweite bis 12 m zeugen als letzte Reste von einem eingestürzten Höhlendach. Über eine Lehmhalde ansteigend kann man der Höhle bergewärts etwa 20 m weit folgen. Das Naturdenkmal ist durch einen mit Treppenstufen und Geländern gesicherten Wanderweg zugänglich. Man gelangt über eine Naturbrücke zu einem Aussichtspunkt.

Die wildromantische Szenerie der Riesenburg machte sie bereits im 19. Jahrhundert zu einem bekannten Ausflugsziel. Damals wurde das Gebiet von einem Grafen aufgekauft, der die vorher kahlen Hänge aufforsten ließ, um die romantische Wirkung der Felsen zu erhöhen. Heute ist es dagegen in der Fränkischen Schweiz gängige Praxis, manche Felshänge durch Abholzen freizustellen, um den eiligen Besuchern schon von weitem einen Blick zu ermöglichen. Den Felsen dürften derlei Modeerscheinungen gleichgültig sein, ganz entsprechend dem Spruch, der an einen Besuch König Ludwigs I. bei der Riesenburg erinnert: "Folgend dem Windzug kommen zum Felsen die Wolken und weichen, unveränderlich steht aber der Fels in der Zeit."

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend

Literatur: GOTTWALD (1959)
 KAULICH & SCHAAF (1980)



Die Wege des unterirdischen Wassers

Auf den Hochflächen der Fränkischen Alb findet nahezu kein oberirdischer Abfluß statt, da das Wasser in dem durchlässigen Karstgestein versickert. Die wenigen Gerinne, die sich insbesondere nach Regen oder Schneeschmelze bilden, enden meist bereits nach kurzem Lauf in Dolinen. Von hier bewegt sich das Wasser auf unbekanntem Wegen zu den Karstquellen, die in den großen Tälern oder am Rand der Alb liegen. Nur wenige Höhlen ermöglichen es, den Weg des Wassers ein kurzes Stück weit zu verfolgen.

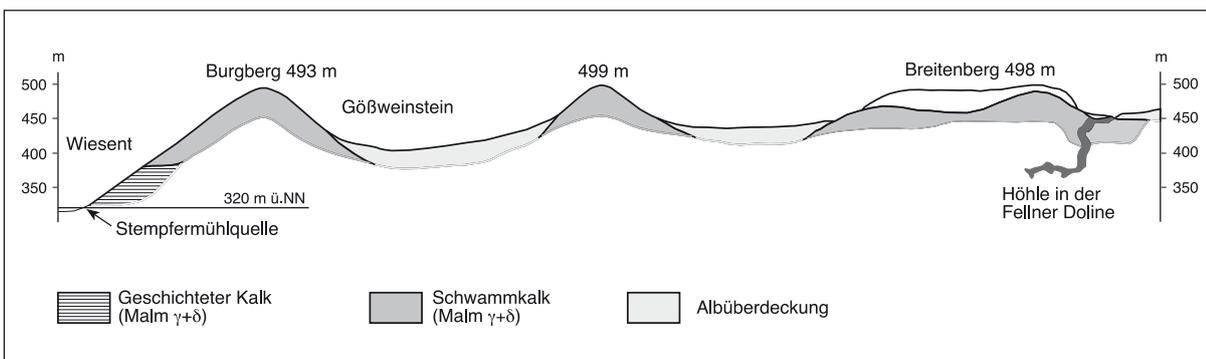
Das Trinkwasser der Region entstammt zum Großteil dem Malmkarst. Die Dynamik des Karstgrundwassers wurde daher mit Markierungsversuchen und anderen hydrogeologischen Methoden untersucht (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1995). In Teilen der Fränkischen Alb wurde eine starke Gefährdung des Grundwassers festgestellt. Diese Gefährdung ist aber nicht zu vermindern, indem die Eintrittsstellen des Wassers (die Dolinen) zugeschüttet werden, wie dies teilweise diskutiert wurde. Die unterirdische Entwässerung liegt nun einmal in der Natur des Karstes und die Dolinen sind hier ein wichtiges Landschaftselement. Der Grundwasserschutz muß hier schon vor dem Eintritt des Wassers in den Untergrund beginnen.

Dolinen entstehen ganz allgemein dort, wo der Untergrund besonders stark verkarstet ist. Das in ihnen versickernde Wasser (und mit diesem auch etwaige Schadstoffe) gelangt meist auf schnellstem Weg ins Karstgrundwasser. Obwohl diese Tatsache allgemein bekannt ist, werden immer wieder Ölkadaver, Tierkadaver und anderes in Dolinen gefunden.



Das klare Wasser der Stempfermühlquelle mündet in die trübe, hochwasserführende Wiesent

Derartige wilde Müllablagerungen gefährden das Trinkwasser und sollten umgehend den zuständigen Stellen gemeldet werden.



Schnitt durch das Gebiet um Gößweinstein (nach LEJA 1989)

Höhle in der Fellner Doline

Geotopnr.: 474H001
Landkreis: Forchheim
Gemeinde: Markt Gößweinstein
TK 25: 6234 Pottenstein
Lage: R: 4453335, H: 5514640
Naturraum: Nördliche Frankenalb (080)
Gestein: Frankendolomit, Obere Mergelkalke

Beschreibung:

Die Höhle in der Fellner Doline ist mit beinahe 100 m Tiefe die tiefste bekannte Höhle der Fränkischen Alb. In einem kleinen Trockental oberhalb von Gößweinstein liegt die 7 m tiefe Doline, welcher über einen kurzen Graben zeitweise etwas Wasser zufließt. Am Grund der Doline liegt der Eingang zu einem engen Gang, der nach 50 m die Schachtzone erreicht. Enge, kluftgebundene Schächte führen hier ca. 80 m in die Tiefe. Am Schachtgrund beginnt wieder ein etwa 50 m langer Horizontalgang, der in seinen tiefsten Teilen ein periodisches Gerinne aufweist. Ein Markierungsversuch zeigte, daß das Wasser von hier in ca. 7 Stunden die 2 km entfernte Quelle an der Stempfermühle erreicht. Der Höhenunterschied bis dorthin beträgt nur noch 44 m.

Die Erforschung der Höhle begann 1899, nachdem der Zugang durch Grabungen und Sprengungen geöffnet worden war. In der Hoffnung, eine Tropfsteinhöhle zu entdecken, wurde 1932 ein künstlicher Schacht zum damaligen Endpunkt der Höhle abgeteuft. Der Schacht ist heute zum Schutz des Grundwassers vor Verunreinigungen und zum Schutz unvorsichtiger Besucher wieder verschlossen.

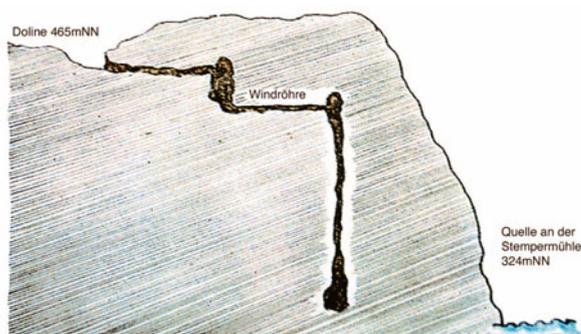
Die Fellner Doline mit der anschließenden Höhle und der hydrologischen Verbindung zur Stempfermühlquelle ist ein instruktives Beispiel für die unterirdischen Entwässerungsbahnen im Fränkischen Karst.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: EXLER (1957)
 LEJA (1989)



Fellner Doline

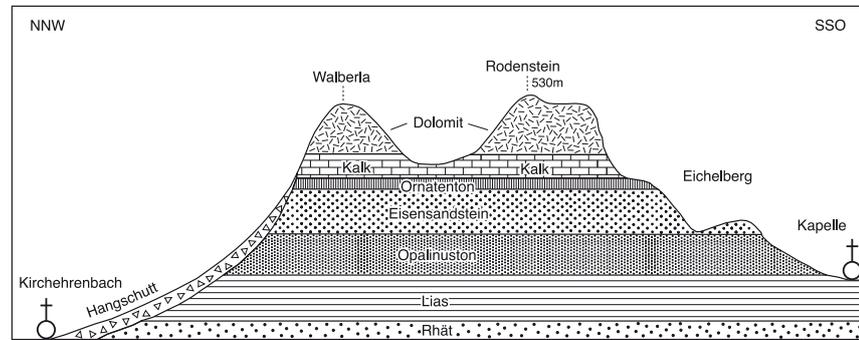


Skizze der Höhle in der Fellner Doline



Das Walberla: Ein Profil durch 60 Millionen Jahre Erdgeschichte

Abgetrennt von der Hochfläche der Fränkischen Alb ragt am Ausgang des engen Wiesentals das Walberla als Zeugenberg aus der umgebenden Ebene. Auf dem Weg von Kirchrehrenbach auf das Walberla durchquert man auf 250 Höhenmetern die Schichtfolge vom oberen Keuper über den Lias und Dogger bis in den Malm.



In Talnähe steht Rhätsandstein an, der in früheren Zeiten als Baumaterial sehr beliebt war. Darüber folgt die wechselhafte Schichtfolge des Lias. Bei Schlaifhausen streicht hier die bekannte "Dactyliocerasbank" aus. Die nur ca. 20 cm mächtige Kalksandsteinbank besteht fast vollständig aus

Ammonitengehäusen (vor allem der Art *Dactylioceras athleticum*). Durch die Verwitterung im Boden wurde das kalkhaltige Gestein teilweise weggelöst, während die Schalen der Ammoniten in einzigartiger Weise herauspräpariert wurden. Die Bank wurde durch Fossilienhändler in den letzten Jahrzehnten weitgehend abgebaut.



Das Walberla mit *Dactylioceras*bank von Schlaifhausen und *Pleuroceras spinatum* (Lias δ) in der linken oberen Ecke

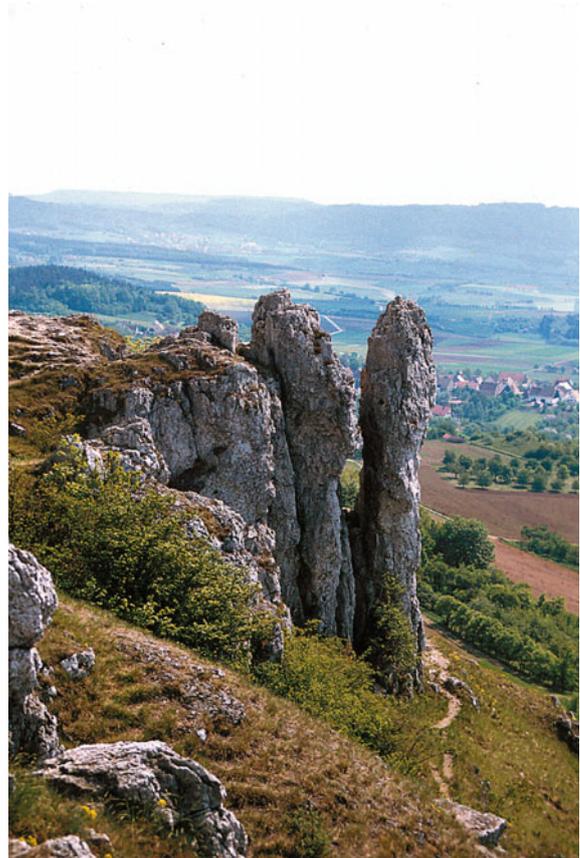
Die Steinere Frau am Walberla

Geotopnr.:	474R036
Landkreis:	Forchheim
Gemeinde:	Kirch Ehrenbach
TK 25:	6232 Forchheim
Lage:	R: 4438880, H: 5509580
Naturraum:	Vorland der Nördlichen Fran- kenalb (112)
Gestein:	Frankendolomit

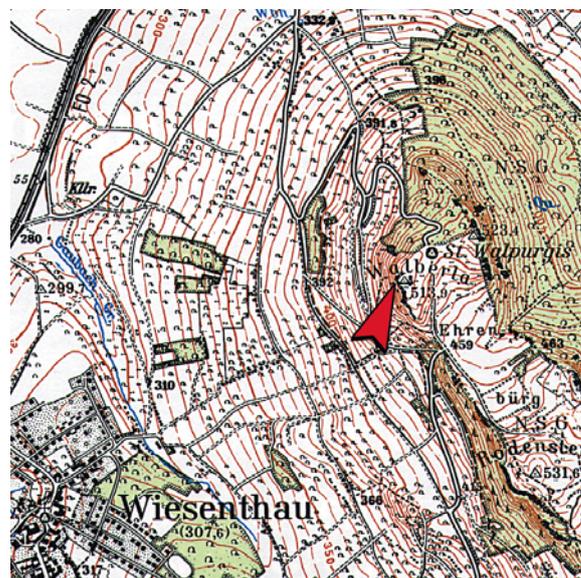
Beschreibung:

Rund um den Zeugenberg Walberla ragen bastionsartig Felswände aus Dolomit auf. Wie bei den meisten Felsen der Fränkischen Alb handelt es sich um die Überreste von massigen Schwammriffen. Diese besonders verwitterungsbeständigen und standfesten Gesteine bilden Felswände und Kuppen und schützen auch die unterlagernden weicherer Gesteine vor Abtragung. Entlang von senkrechten Klüften kann die Verwitterung in den Dolomit eingreifen, so daß einzelne Felstürme wie bei der Steinernen Frau frei am Hang stehen. Ohne die stützende Verbindung zum benachbarten Gestein öffnet sich die Kluft immer weiter und der Felsen neigt sich allmählich in Richtung Tal, bis er schließlich umstürzt und als abgerutschter Blockschutt am Hangfuß liegen bleibt.

Die Landschaft der Fränkischen Alb wird geprägt von den markanten Felsgebilden, die überall dort stehen, wo Täler die ehemaligen Riffe zerschnitten haben. Die Felsen am Walberla gehörten zu einem Riffgürtel, der vom Nördlinger Ries bis in den Raum von Bayreuth reichte. Diese "Ries-Wiesent-Riffschranke" trennte den küstennäheren Ablagerungsraum im Osten von den küstenferneren Lagunen und Riffen im Südwesten.



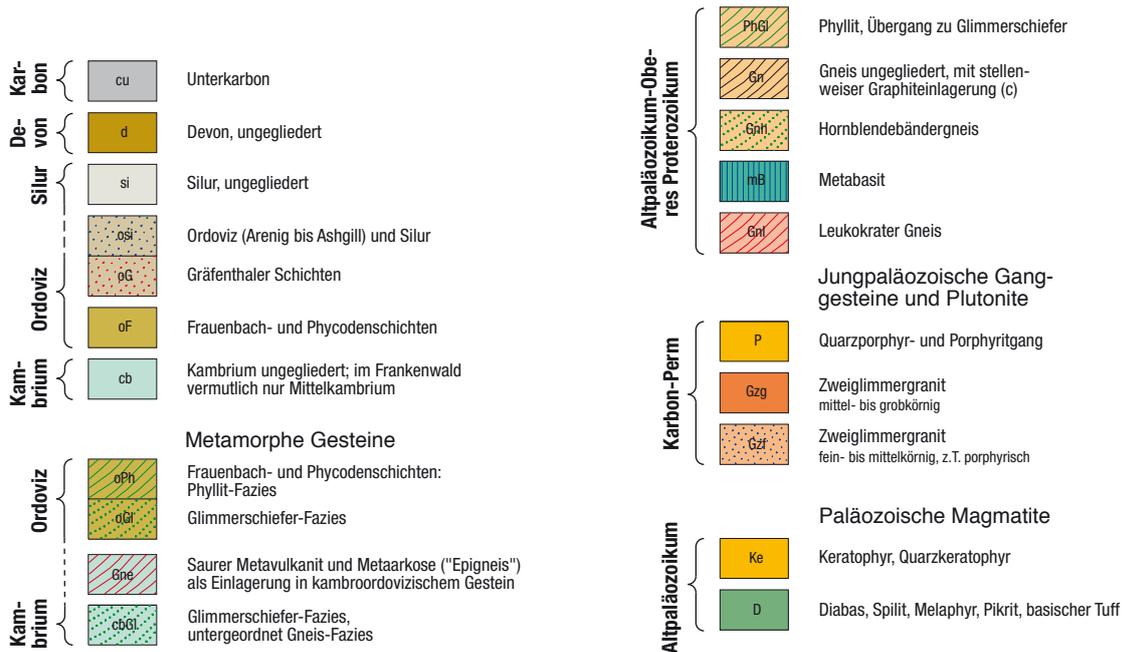
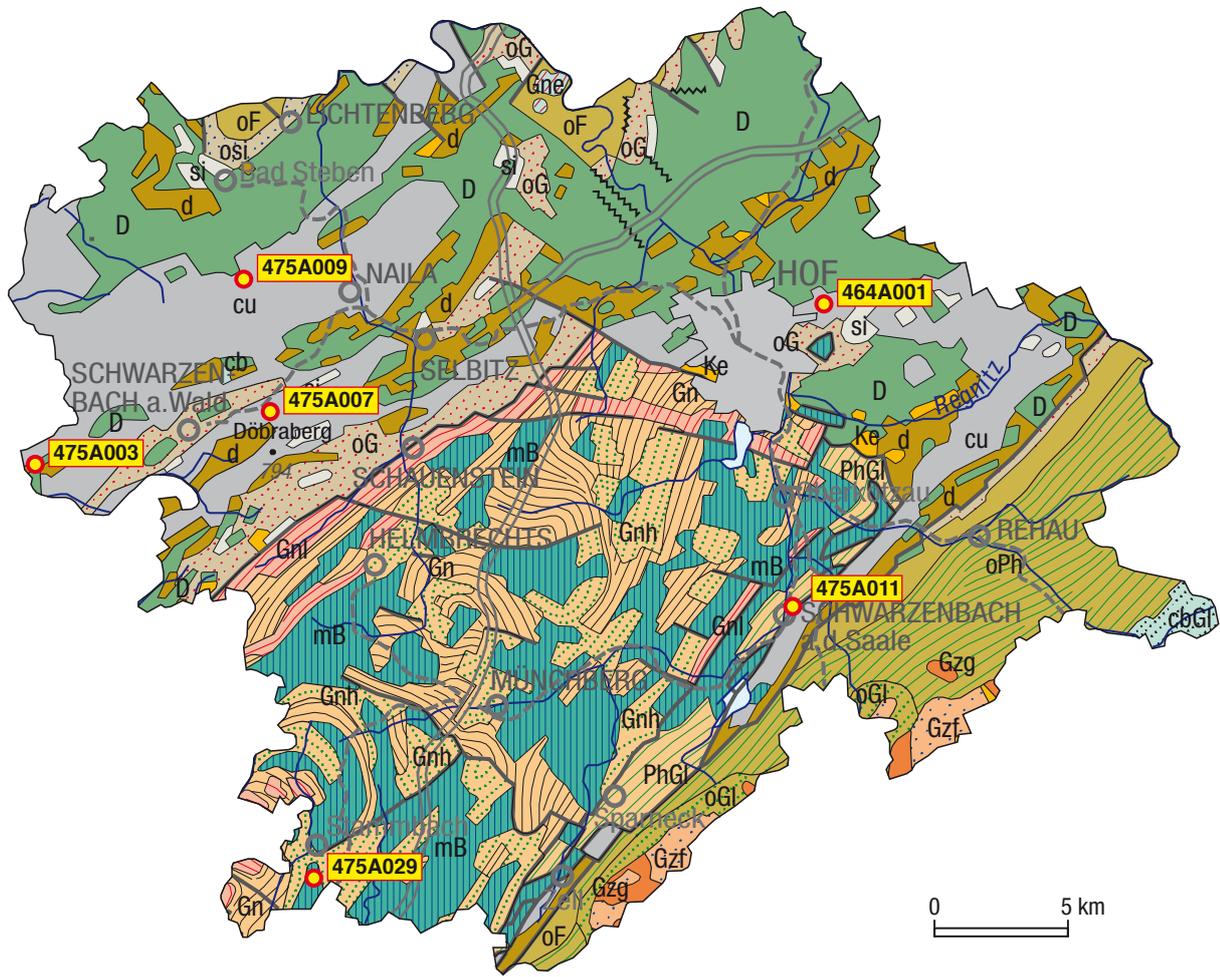
Die Steinere Frau



Schutzstatus:	Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung:	bedeutend

Literatur:	Joos (1936)
	Krumbeck (1956)
	Goetze & Meyer (1983)

GEOTOPE IN OBERFRANKEN



4.6 Hof

Der Landkreis Hof umfaßt geologische Einheiten des nordostbayerischen Grundgebirges. Der größte Teil des Landkreises wird durch die geologischen und zugleich landschaftlichen Einheiten des nordwestlichen Frankenwaldes und der Münchberger Hochfläche charakterisiert. Der nordöstliche Teil des Landkreises gehört naturräumlich zum Mittelvogtländischen Kuppenland ("bayerisches Vogtland"), der südöstliche Landkreisteil beinhaltet noch mit dem Nordoststreichenden Waldstein - Epprechtstein - Großer Kornberg - Höhenzug den Nordteil der "Hufeisenstruktur" des Hohen Fichtelgebirges. Der Frankenwaldanteil und der Nordrand des Fichtelgebirges wie auch große Teile der Münchberger Hochfläche gehören zum Einzugsgebiet der Sächsischen Saale, nur ein kleiner Anteil im Gebiet um Stammbach - Förstenreuth entwässert nach Südwesten zum Main.

Mit Ausnahme der jüngsten spättertiären bis eiszeitlichen Eintiefung des Gewässernetzes wie z.B. im Höllental, einem canyonartigen Einschnitt der Selbitz in oberdevonischen Diabasen östlich Lichtenberg, trägt die Landschaft ältere, bereits im Tertiär angelegte Züge. Der Landkreis Hof weist eine Höhenlage von 430 m am Zusammenfluß der Fränkischen Saale mit der Selbitz nordöstlich von Lichtenberg, bis 877 m am Waldstein im hohen Fichtelgebirge auf. Oft herrschen flachhügelige Rumpfflächen in verschiedenen Höhenlagen mit unterschiedlich ausgedehnten Verebnungsflächen vor. Diese Rumpfflächen sind häufig durch tiefgründige Gesteinsverwitterung gekennzeichnet, deren erhaltene Verwitterungsprofile in einem tropischen feucht-warmen Klimabereich entstanden sind.

Die Schichtenfolge des Frankenwälder Paläozoikums und der metamorphen Serien des Fichtelgebirges reichen vom Mittelkambrium bis zum Unterkarbon (Zeitraum vor etwa 550 bis 330 Millionen Jahren). Bei diesen Gesteinsabfolgen werden eine Thüringische Fazies von einer Bayerischen Fazies unterschieden. Letztere ist auf die Umrandung der Münchberger Masse beschränkt. Die oben aufliegende Scholle der Münchberger Masse wird heute als ein in größerer Krustentiefe geprägter und in jungvariszischer Zeit vor etwa 330 Millionen Jahren aufgeschobener Deckenstapel interpretiert. Die Problematik dieser Vor-

gänge macht den Raum geowissenschaftlich zu einem der interessantesten Mitteleuropas.

Die bei der variszischen Gebirgsbildung (abgeleitet vom lateinischen Namen für Hof „Curia variscorum“ und übernommen für das paläozoische Gebirge Europas) gefalteten Schichten des Frankenwälder Paläozoikums in der "Thüringischen" Fazies bauen weite Bereiche des Untergrunds des Landkreises Hof auf. Den Hauptteil der Gesteine vom Ordovizium bis zum Unterkarbon stellen Tonschiefer, Sandsteine, Quarzite und Grauwacken. Geringmächtige Kalksteine sind in den Formationen des Silurs, Devons und Unterkarbons eingeschaltet. Vulkanische Gesteine, ehemalige Basalte (Diabase), Tuffe sowie Keratophyre treten gehäuft im Oberdevon auf. Nördlich von Hof und östlich von Bad Steben dominieren Diabase und Diabastuffe des Devon.

Typisch für die Bayerische Fazies ist der Basalt-(Diabas-) und Keratophyr-Vulkanismus im Zeitabschnitt des Ordoviziums. Die ältesten Sedimente des Frankenwaldes gehören ebenfalls zur Bayerischen Fazies und sind mittelkambrischen Alters (etwa 530 Millionen Jahre). Makrofossilien sind in diesen Gesteinen meist nur in den karbonischen Partien vorhanden mit Trilobiten, Brachiopoden, Echinodermen und Hyolithen. Trilobiten sind asselähnliche Dreilappkrebse die beispielsweise am Galgenberg bei Wildenstein und bei Leimnitz zu finden sind).

Den Südwestteil des Landkreises Hof umfaßt die Münchberger Masse, deren interner Bau als "inverser Deckenstapel" anzusehen ist, d.h. die am höchsten metamorphen Gesteine lagern oben. Sie besteht aus 4 metamorphen Teildecken: Die unterste Einheit ist die Prasinit-Phyllit-Serie mit Serpentinikörpern. In dieser Einheit konnten mittels Mikrofossilien (Acritarchen) die bisher ältesten Sedimentgesteine Bayerns belegt werden. Es handelt sich dabei um präkambrische, vor 650 bis 590 Millionen Jahren abgelagerte Tone, die jetzt als Phyllite vorliegen (Aufschlüsse bei Sparneck und Schwarzenbach/Saale). Über der Prasinit-Phyllit-Serie folgt die Randamphibolit-Serie, darüber die Liegend-Serie und darüber die Hangend-Serie mit den Eklogiten (z.B. Weißenstein südlich Stammbach). Die Ausgangsgesteine der Metamorphite haben

GEOTOPE IN OBERFRANKEN



Der Hohlweg bei Leimitz ist seit mehr als 100 Jahren bekannt für seine Trilobitenfunde



Vollständiger Trilobit vom Galgenberg nördlich Wildenstein – ein Glücksfall!
(„*Parasolenopleura* sp.“; Mittelkambrium)
(Bildnachweis: Prof. J. GANDL, Würzburg)

Große und gut erhaltene „Dreilappkrebse“ zählen zu den ausgesprochenen Seltenheiten. Meist zeigen sich nur Fragmente wie hier an einem Handstück aus den Leimitzschiefen (links: Kopfschild = cranium von „*Euloma geinitzi* (BARRANDE)“; rechts: Hinterpartie = pygidium von „*Niobella innotata* (BARRANDE)“) (Bildnachweis: Prof. J. GANDL, Würzburg)



altpaläozoisches und jungpräkambrisches Alter. Sie umfassen sandig-tonige Ablagerungen und saure Vulkanite in der Liegend-Serie mit Granodiorit- und Gabbrointrusionen, vorwiegend basische Vulkanite in der Hangend-Serie und eine vulkano-sedimentäre Abfolge in der Prasinit-Phyllit-Serie. Die metamorphe Prägung erfolgte in einem Zeitraum vor ca. 370 bis 390 Millionen Jahren (Devon).

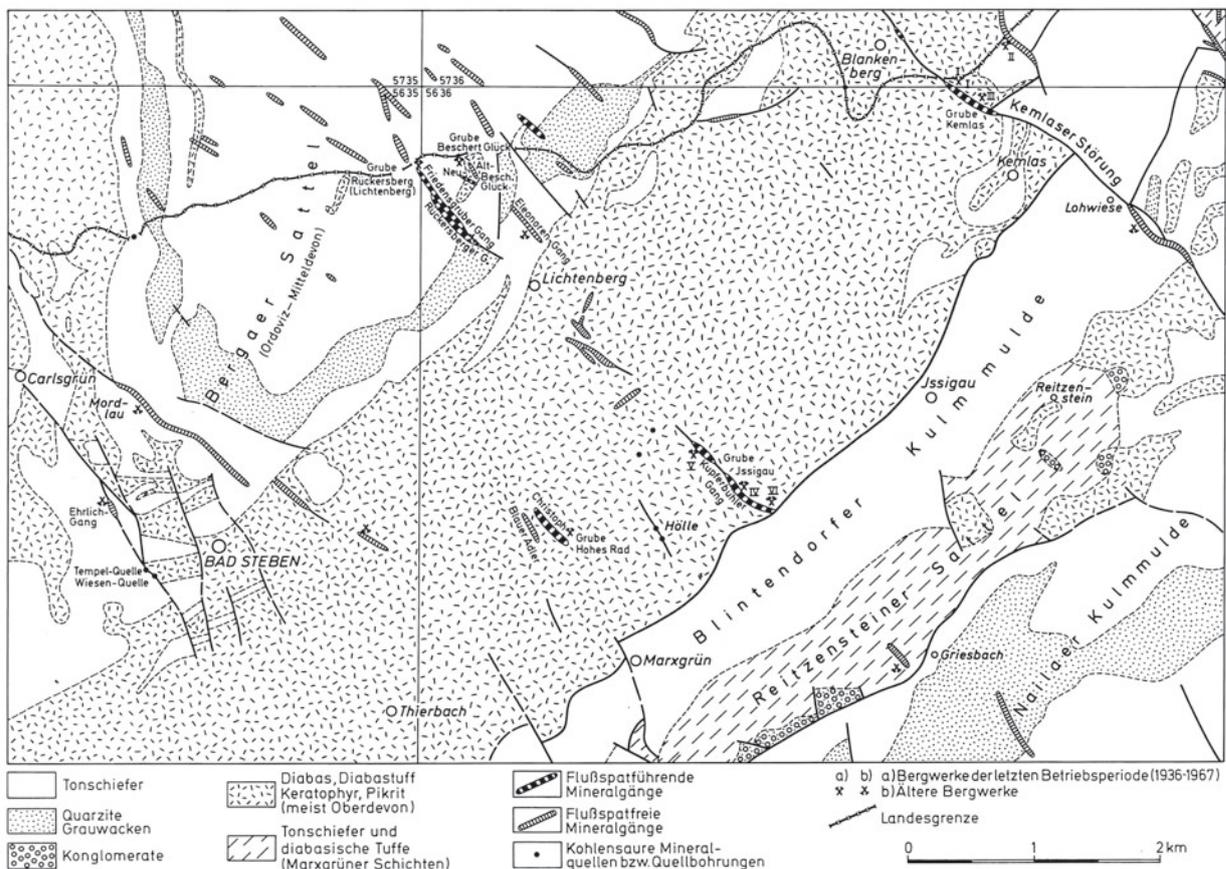
An die Münchberger Hochfläche schließt sich im Norden das bayerische Vogtland an. Diabase und Diabastuffe sind dort weit verbreitet. Daneben treten devonische Schiefer und karbonische Grauwacken und Schiefer auf.

Der Fichtelgebirgsnordrand wird durch das Waldstein (877 m) – Bergkopf (857 m) – Epprechtstein-Massiv und den Großen Kornberg (827 m) gebildet und besteht mit Randgranit und Kerngranit aus Graniten der Gruppe der "jüngeren" Fichtelgebirgsgranite.

Den Abschluß des variszischen Magmatismus bilden hauptsächlich Nordwest-streichende Lamprophyrgänge und sogenannte Gangdiabase, die im Zeitraum Oberkarbon – Perm in Dehnungsspalten eindringen und auskristallisierten. Sie treten im Raum Lippertsgrün und Haidengrün gehäuft auf.

Hydrothermale, meist Nordwest-streichende Mineralgänge mit Eisenspat, Schwespat, Flußspat und Quarz existieren gehäuft im Gebiet um Bad Steben und Lichtenberg und waren die Grundlage für einen jahrhundertlangen Erzbergbau (siehe untenstehende Abbildung).

Sedimente aus der nachvariszischen Zeit sind erst in quartären Überdeckungen mit Fließerden und -lehmen sowie Talfüllungen und Auenlehmen wieder nachzuweisen.



Geologische Übersichtskarte des Gebietes um Bad Steben, Lichtenberg und Issigau im Bereich des Südwestteils des Berga-Sattels mit den Mineralgängen und ehemaligen Bergwerken (HORSTIG 1972)



Eine Fossiltafel der unterordovizischen Leimitzschiefer bei Hof/Saale aus der ausführlichen Erstbeschreibung von BARRANDE (1868): Dargestellt sind hauptsächlich Trilobiten (asselförmige Meereskrebse, sog. Dreilappkrebse, die am Ende des Erdaltertums ausgestorben sind) und Trilobitenbruchstücke im mittleren und oberen Teil der Tafel sowie Brachiopoden ("Armfüßler", zweischalige Meerestiere) im linken unteren Teil der Tafel.

Hohlweg nördlich von Leimitz

Geotopnr.:	464A001
Landkreis:	Stadt Hof
Gemeinde:	Stadt Hof
TK 25:	5637 Hof
Lage:	R: 4496800, H: 5576700
Naturraum:	Mittelvogtländisches Kuppenland (411)
Gestein:	Leimitzschiefer (Unter-Ordoviz), Graptolithenschiefer und Lydite (Silur) <i>Bayerische Fazies</i>

Beschreibung:

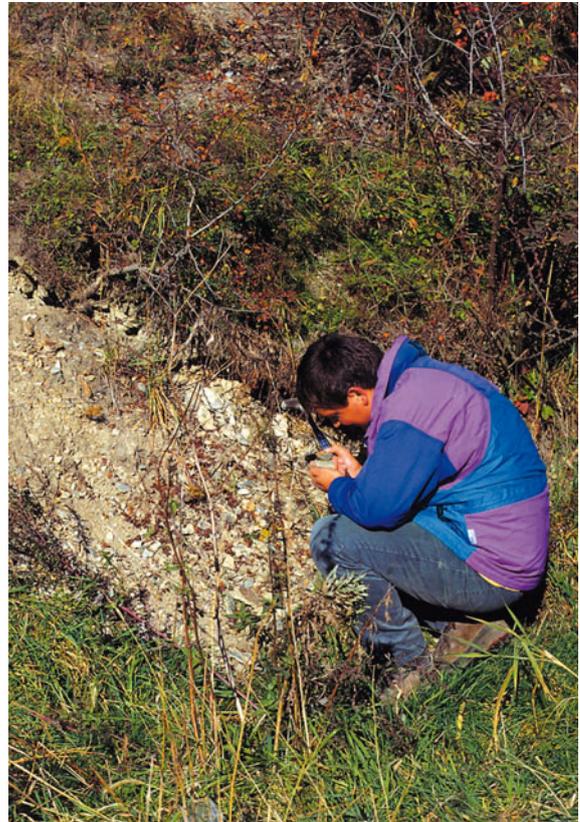
Der Hohlweg ca. 300m nördlich der Ortschaft Leimitz ist die namensgebende Typlokalität für die Leimitzschiefer der Bayerischen Fazies des unteren Ordoviziums (Zeit: Unteres Tremadoc vor ca. 500 bis 505 Millionen Jahren). Es handelt sich meist um dunkelgraue Schiefer, die in diesem Hohlweg an kleinen Schurfstellen aufgeschlossen sind. An der Erdoberfläche bleichen sie aus. Daneben treten auch gelbliche und graugüne Schiefer auf. In den Leimitzschiefern existieren Tuffitlagen. Nach ihrer Fossilführung können sie in drei Abschnitte gegliedert werden. Teilweise sind cm-mächtige Sandsteinbänkchen und feinkörnige Quarzitlagen eingeschaltet.

Weltbekannt bei Paläontologen sind diese Schiefer aufgrund ihre eigentümlichen Fossilfauna mit Trilobiten und Brachiopoden. Die erste detaillierte Beschreibung lieferte BARRANDE im Jahr 1868. Diese Schiefer wurden zusammen mit silurischen Schiefen entweder während der variszischen Überschiebungstektonik in unterkarbone Gesteine der Grauwacken-Tonschiefer-Serie eingeschuppt, oder gelangten als synsedimentäre Gleit-schollen (Olistolithe) in die unterkarbonen Gesteinsserien.

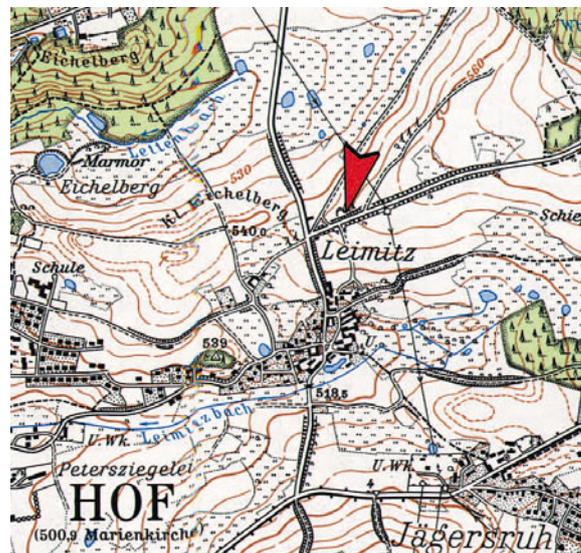
Schutzstatus: Landschaftsbestandteil

Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: BARRANDE (1868)
SDZUY (1955)
HORSTIG (1957)



Lassen Sie sich nicht täuschen — ein Trilobitenfund in den Leimitzschiefern ist äußerst selten!



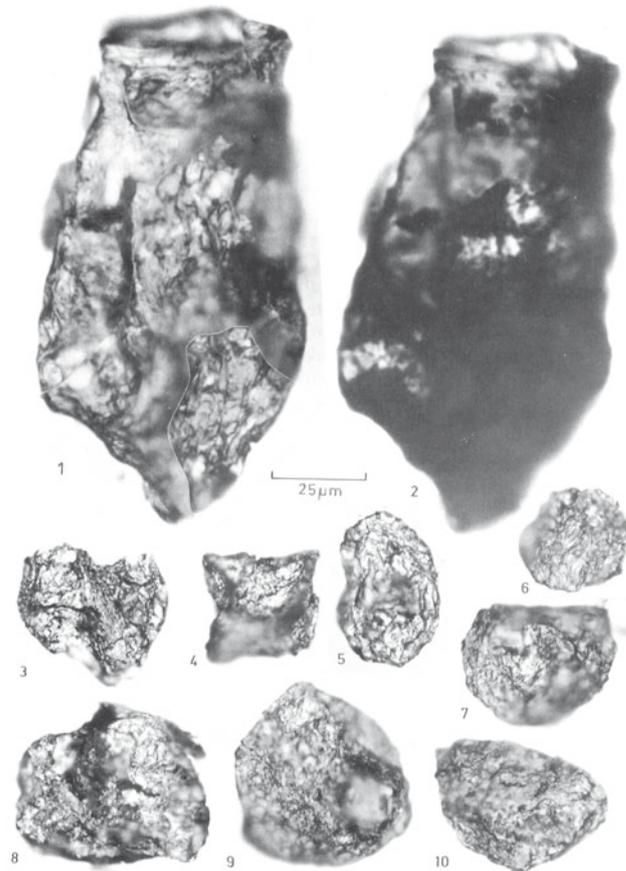
Mikroskopisch kleine Fossilien in den ältesten Sedimenten Bayerns

„Acritarchen“ nennt man winzige, nur unter dem Mikroskop noch zu erkennende, kugelige Einzeller mit einer aus organischen Material bestehenden Haut. Allerdings sind heute die dazu gehörenden Lebewesen unbekannt.

Trotz dieser sehr mager erscheinenden Beschreibung ist die Vielzahl der Formen vor allem im Präkambrium und Paläozoikum sehr gut geeig-

Karbonaten bereits aufgelöst worden ist. Der Paläontologe (speziell: Palynologe) kann dann die so freigelegten Fossilien bequem unter dem Binokular untersuchen und bestimmen.

In Phylliten aus dem Steinbruch Scheruhn konnte ein gut erhaltenes Acritarchen-Spektrum gewonnen werden (HEUSE et al. 1994). Es dominieren sphaeromorphe Formen, deren dünne Außenwand meist stark verfaltet und zerrissen ist. Von stratigraphischer Bedeutung sind jedoch die „vasenförmigen“ Mikrofossilien, die bisher nur in



Jungpräkambrische Mikrofossilien aus Phylliten der Prasinit-Phyllit-Serie am Südrand der Münchberger Masse (aus HEUSE et al. 1994):
1, 2: „Vasenförmige“ Mikrofossilien 3-10: Sphaeromorphe Acritarchen

net, ein sogenanntes biostratigraphisches Alter für die Sedimente, in denen sie gefunden wurden, zu erhalten. Als besonders hilfreich für die Untersuchungen erweist sich die organische Hülle, die selbst dann noch starken Säuren wie Fluß- oder Salzsäure Widerstand leistet, wenn das gesamte restliche Gestein aus Silikaten oder

präkambrischen Gesteinen gefunden worden sind. Die ehemals tonigen Sedimente aus dem Steinbruch Scheruhn sind also vor mehr als 545 Millionen Jahren abgelagert worden. Sie sind damit (bis jetzt) die ältesten fossilbelegten Gesteine Bayerns!

Ehemaliger Serpentin-Steinbruch Scheruhn in Schwarzenbach a. d. Saale

Geotopnr.: 475A011
Landkreis: Hof
Gemeinde: Schwarzenbach a.d. Saale
TK 25: 5737 Schwarzenbach a.d. Saale
Lage: R: 4495690, H: 5565500
Naturraum: Münchberger Hochfläche (393)
Gestein: Serpentin, Phyllit, Prasinit
Münchberger Masse

Beschreibung:

Aus diesem Aufschuß stammen die ältesten Gesteine Bayerns, die mit Mikrofossilien belegt sind. Diese Phyllite, die durch teilweises Auffüllen leider mittlerweile nicht mehr zugänglich, stammen aus der präkambrischen Periode des unteren Vendiums (Zeitraum zwischen 650 und 545 Millionen Jahren).

Der nicht mehr im Abbau befindliche Steinbruch Scheruhn am nordöstlichen Ortsausgang von Schwarzenbach a.d. Saale, an der Straße nach Rehau, zeigte vor der teilweisen Auffüllung einen charakteristischen Abschnitt für den südöstlichen Randbereich der Münchberger Masse, der sogenannten Prasinit-Phyllit-Serie. Teilweise vertalkte Serpentine und Prasinite, die zum Teil Stilpnomelan (Glimmerähnliches Schichtsilikat) führen, sowie Phyllite waren aufgeschlossen. Die komplexen tektonischen Verhältnisse im Randbereich der Münchberger Masse mit Störungszonen und Verschuppungen waren erschlossen.

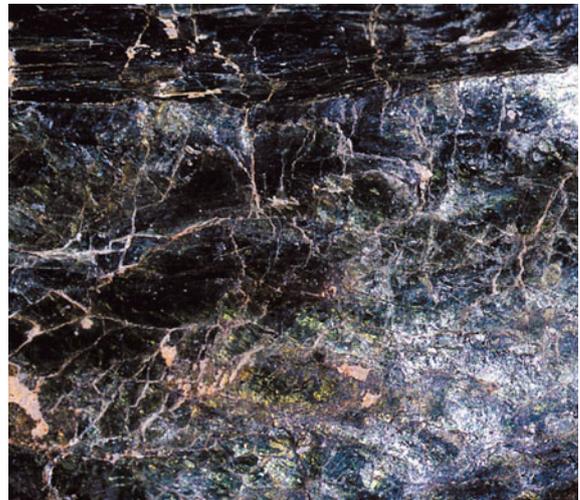
Durch die Auffüllung von Teilbereichen ist ein in Bayern einzigartiger Aufschluß mit oberproterozoischen Phyllitschuppen in Serpentiniten zerstört worden.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll

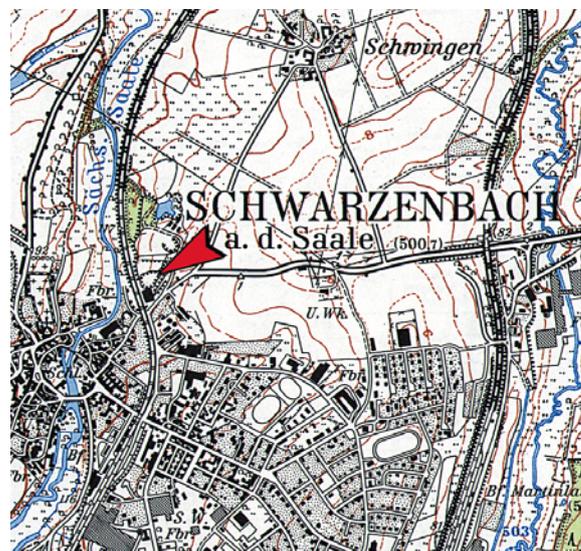
Literatur: EMMERT & STETTNER (1968)
 REITZ & HÖLL (1988)
 HEUSE et al. (1994)



Serpentin — Steinbruch Schwarzenbach a. d. Saale

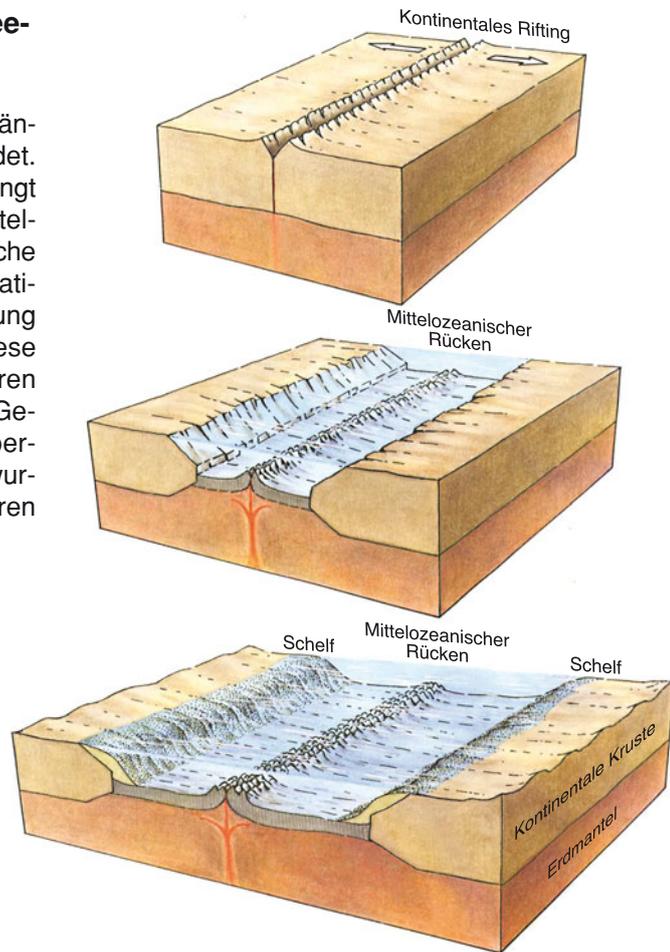


Die eigentümlich glänzende Oberfläche rührt von der Kristallstruktur her — dicht beieinander liegende eingerollte Mineralfasern verraten sich im Wort „Serpentin“ (lat.: serpens = Schlange)

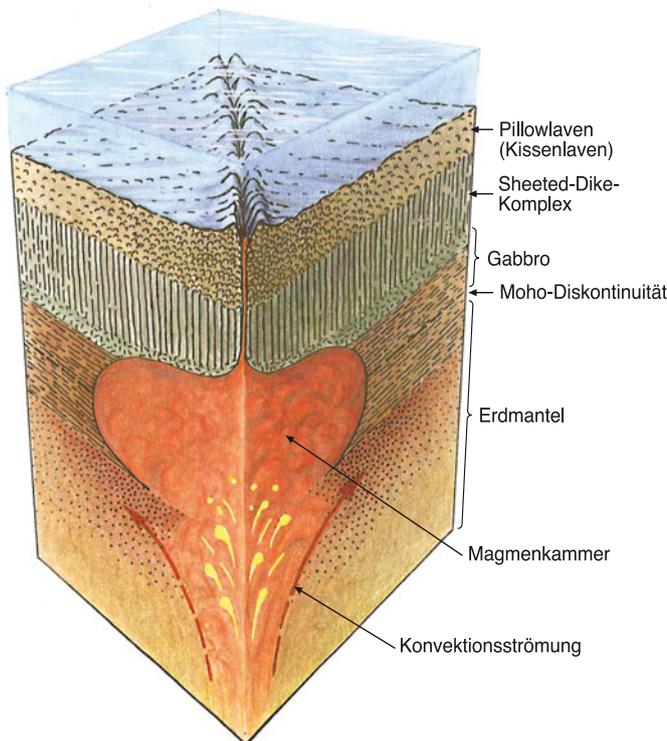


Mitelozeanische Rücken und untermeerische Vulkane

An mitelozeanischen Rückensystemen wird ständig neue basaltische ozeanische Kruste gebildet. Aus dem Erdmantel aufsteigendes Magma drängt die zwei Krustenplatten auseinander. Die mitelozeanischen Rücken wie z.B. der mittelatlantische Rücken bestehen hauptsächlich aus magmatischen Gesteinen. Mit zunehmender Entfernung vom direkten Spreizungszentrum werden diese basaltischen Gesteine von einer immer dickeren Sedimentschicht (z.B. Tone, karbonathaltige Gesteine) überdeckt. Die Kissenlaven des Oberdevon, die im Frankenwald verbreitet sind, wurden an solchen untermeerischen Vulkanzentren gebildet.



Schematischer Schnitt durch ein Ozeanbecken mit mitelozeanischem Rücken



Die ozeanische Kruste an einem mitelozeanischen Rücken besteht aus verschiedenen Lagen: An der Oberfläche befinden sich die untermeerisch ausgetretenen Kissenlaven, darunter folgt ein "Sheeted-Dike-Komplex", der aus vertikalen schichtartig angeordneten, erstarrten vulkanischen Gängen besteht, die im Spreizungszentrum entstanden sind und beim Auseinanderdriften zur Seite weggeführt werden. Diese Einheiten werden von Gabbros unterlagert, dem plutonischen Gesteinsäquivalent der Basalte. Unterhalb der Gabbros folgt der Erdmantel mit Peridotit.

Ehemaliger Diabasbruch am Galgenberg bei Bernstein a. Wald

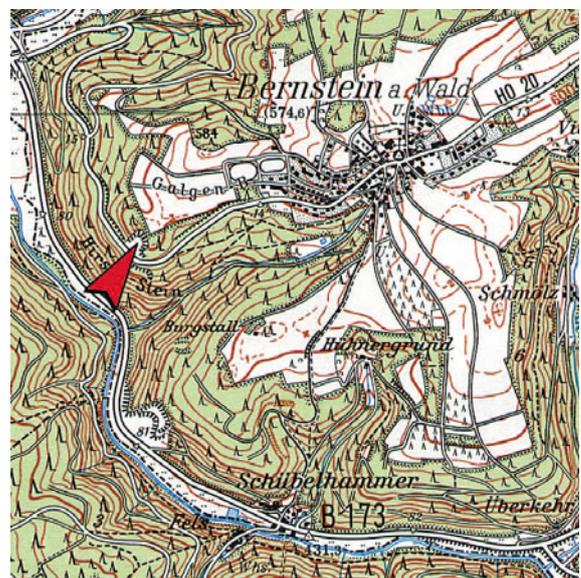
Geotopnr.:	475A003
Landkreis:	Hof
Gemeinde:	Schwarzenbach am Wald
TK 25:	5735 Schwarzenbach am Wald
Lage:	R: 4467550, H: 5570550
Naturraum:	Nordwestlicher Frankensteinwald (392)
Gestein:	Pillowbasalte (Oberdevon) <i>Thüringische Fazies</i>

Beschreibung:

In dem ehemaligen Steinbruch ca. 700 m westlich Bernstein am Wald sind besonders im Nordwestteil ausgeprägte Kissenstrukturen der Basalte, sogenannte Pillows, aufgeschlossen. Es kommen auch Brekzien und Diabastuffe vor. Die Pillows haben eine sehr variable Größe. Diabastuffe belegen einen teilweise stärker explosiven Vulkanismus. Die Pillows sind meist brekziiert. Die Basalte aus dem tieferen Oberdevon der Thüringischen Faziesreihe werden von bunten oberdevonischen Tonschiefern überlagert, wobei jedoch der Kontakt tektonisch gestört ist. Pillowbasalte sind charakteristische Produkte untermeerischer Vulkaneruptionen. Das heiße, aus Spalten austretende, basaltische Magma wird im Kontakt mit dem Meerwasser abgeschreckt, wobei eine dünne Kruste entsteht. Im Inneren der Pillows kristallisiert die Schmelze langsamer aus. Dabei bilden sich durch die einzelnen Magmen-schübe kissenförmige Erstarrungsstrukturen, die sich überlagern. Blasengefüge belegen die Entgasung der Lava während der Förderung.



Pillows (Kissen) sind typische Anschnitte von untermeerischen basaltischen Lavastömen

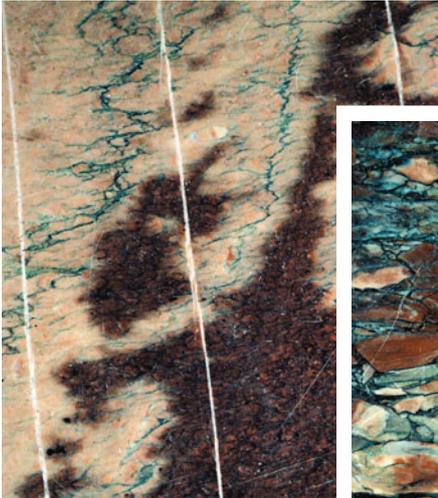


Schutzstatus:	Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung:	wertvoll

Literatur:	HORSTIG & STETTNER (1976)
-------------------	------------------------------

Marmor ist nicht gleich Marmor

Im Naturwerksteinhandel wird jeder polierfähige Kalkstein als „Marmor“ bezeichnet. Dagegen verwenden Petrographen (Gesteinskundler) den Begriff „Marmor“ nur für metamorphe Gesteine, die



Oberdevonischer Flaserkalk, polierte Platte, Varietät mit zakigen, grauen Stylolithen und geraden, weißen Calcitgängen (Steinbruch Horwagen)



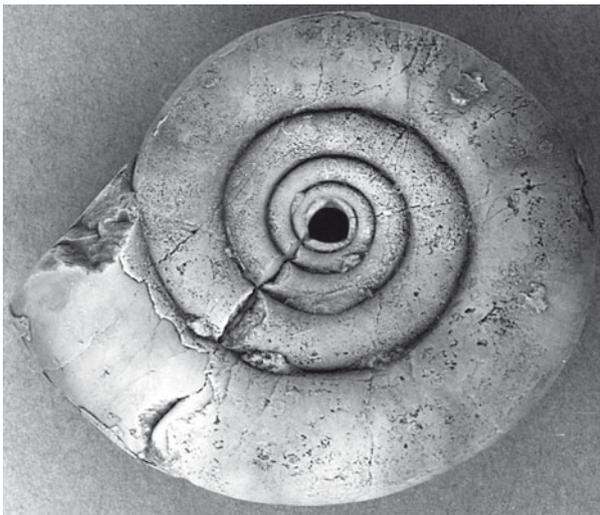
Oberdevonischer Flaserkalk, polierte Platte, brekziierte Varietät (Steinbruch Horwagen)

überwiegend aus Calcit oder Dolomit bestehen und unter dem Einfluß von Druck und Temperatur (Metamorphose) aus sedimentären Kalksteinen entstanden sind.

Metamorphose bewirkt eine Sammelkristallisation der sonst meist mikroskopisch kleinen Calcitkristalle. Dadurch entsteht das typische körnige Gefüge der Marmore.

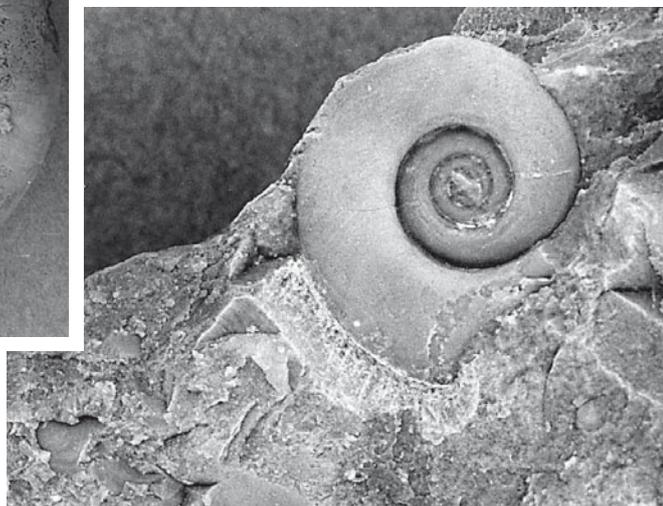
Die oberdevonischen Flaserkalle bzw. Knollenkalle waren einst wichtige Bau- und Werksteine

dieses Raumes. Der Gesteinsname geht auf die typischen Gefügemerkmale dieser Kalksteine zurück. Neben dem Gefüge variiert auch die Farbe dieser Kalke sehr, die je nach Vorkommen verschieden benannt wurden. Der Typ „Wallenfels“ ist hell, zart rosafarben oder blaßrot bis kräftig braunrot; der Typ „Forellenstein“ ist ein grauer Kalkstein mit rötlichen hellumrandeten Flecken. Die Gesteine führen teilweise Fossilien wie z.B. Orthoceraten (Kopffüßler) und Clymenien.



„Clymenia laevigata (Münster)“ aus oberdevonischen Flaserkalken vom Schübelhammer-Bruch bei Köstenhof (Steinbruch Oostermann) (Bildnachweis: Prof. J. GANDL, Würzburg)

„Cymaclymenia cf. striata (Münster)“ vom Wäschholz östlich von Rodeck, südlich Schwarzenbach a. W. (Bildnachweis: Prof. J. GANDL, Würzburg)



Marmorsteinbruch Horwagen

Geotopnr.:	475A009
Landkreis:	Hof
Gemeinde:	Bad Steben, Markt
TK 25:	5635 Nordhalben
Lage:	R: 4475000, H: 5577900
Naturraum:	Nordwestlicher Frankenwald (392)
Gestein:	Flaserkalk, Diabas, Diabastuff, rote Tonschiefer (Oberdevon) <i>Thüringische Fazies</i>

Beschreibung:

Im Steinbruch Horwagen stehen hell rötliche bis kräftig braunrote Flaserkalle mit Tonschiefer-Einschaltungen an. Ferner sind auch Diabase und Diabastuffe aufgeschlossen.

Die Frankenwälder Flaserkalle des Oberdevon waren einst wichtige Bau- und Werksteine. Das typische Gefügemerkmal dieser Kalksteine ist ihre Flaserung. Die ursprüngliche dünn-schichtige Wechselfolge aus Kalklagen bzw. Kalkknollen und Tonlagen wurde durch Verfaltung und Scherung überprägt. Daraus entstand das Gefüge mit "knollig-wulstigen" Kalklagen oder Kalkknollen, die von ausgewalzten Tonschieferlagen netzartig umflasert sind. Teilweise sind die Kalke auch brekziös ausgebildet und von weißen Calcitgängen durchzogen.

Die Flaserkalle treten in räumlich eng begrenzten Vorkommen vom m-Bereich bis zu wenigen 100 m Längserstreckung auf. Ihr Mächtigkeit übersteigt selten 20 bis 30 m.

Die zahlreichen Varianten des Flaserkalkes wurden schon im 18. und 19. Jahrhundert an vielen Stellen im Frankenwald in Steinbrüchen gewonnen. Die in Horwagen abgebaute Varietät „Deutsch Rot“ ist jedoch einmalig. Die Steine wurden als Werksteine für Bodenbeläge, Wandverkleidungen etc. im Innenbereich, sowie für künstlerische Zwecke z.B. zu Altarsteinen verarbeitet oder im Außenbereich als Massivbaustein verwendet.

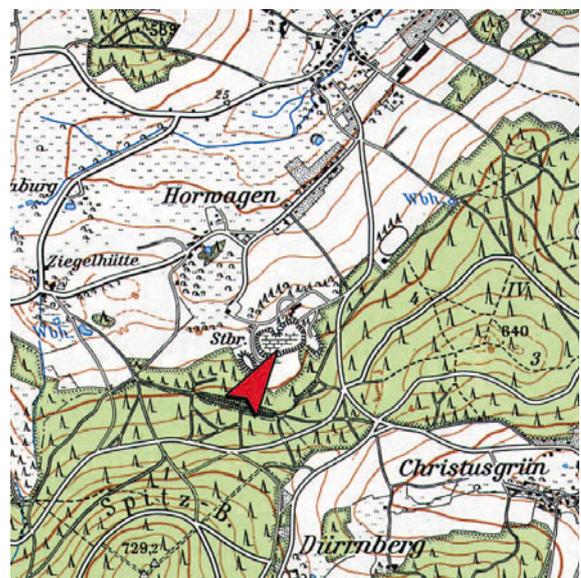
Schutzstatus: Landschaftsbestandteil

Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll

Literatur: HORSTIG (1966)
WEINIG et al. (1984)



Die glatte Wand entstand durch eine spezielle Abbautechnik: Stahlseile an Kränen mit starken Motoren werden durch Bohr-löcher um den gesamten Felsen gespannt und unter Zug und ständigem Rotieren förmlich durch den Fels geschnitten — vergleichbar mit dem Bindfaden des Bäckers beim Halbieren des Tortenbodens!



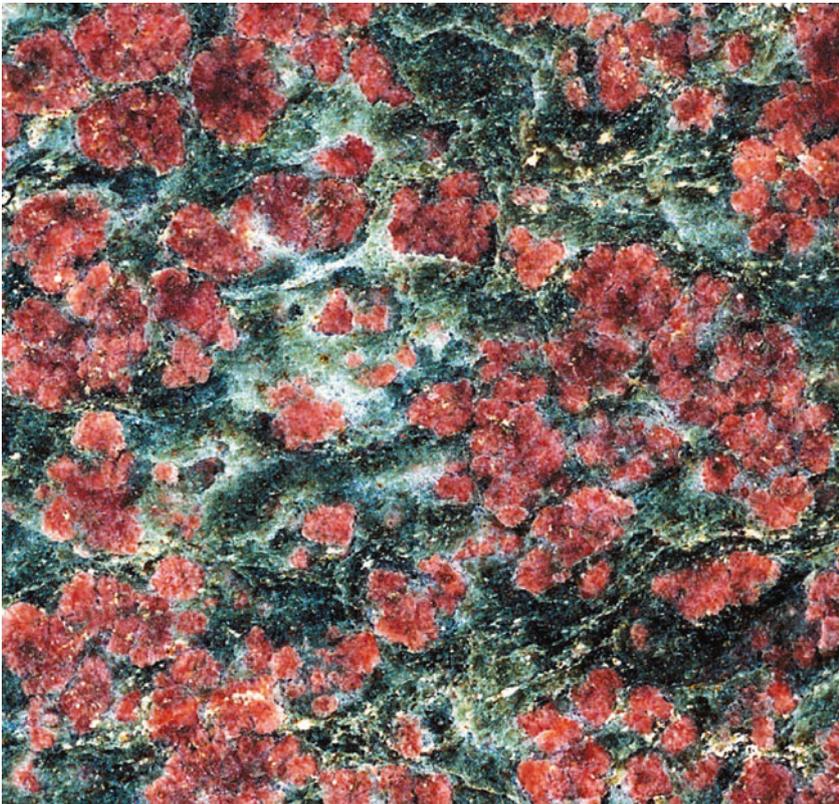
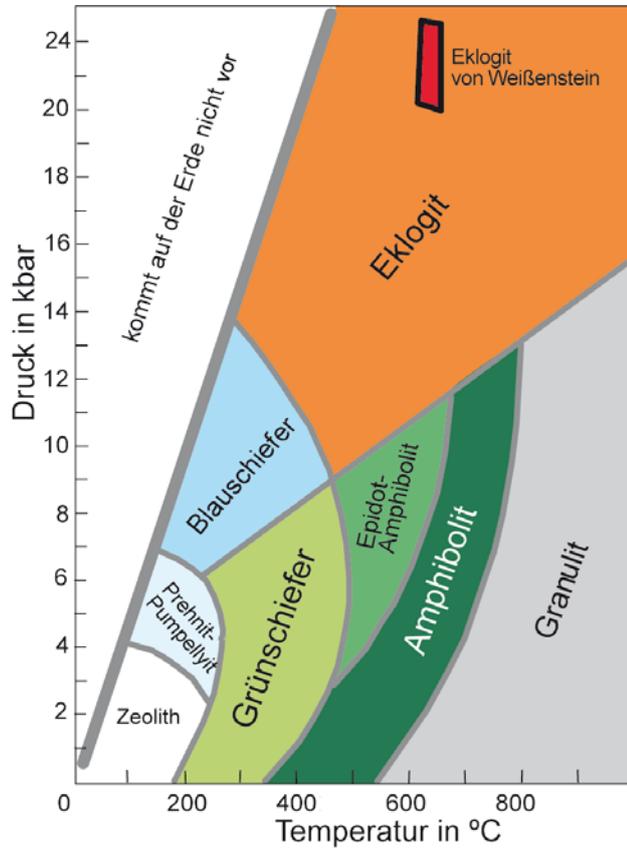
Eklogite - wenn das Wasser fehlt

In der Hangend-Serie der Münchberger Masse kommen die wohl berühmtesten Eklogite Bayerns vor. Es sind im frischen Zustand außerordentlich harte, farbenprächtige Gesteine aus dunkelrotem Granat und grünem Klinopyroxen (Omphacit). Das besondere an dieser Gesteinsart ist ihre Entstehung: Normalerweise werden Basalte oder Gabbros durch die Metamorphose in Grünschiefer oder Amphibolite umgewandelt - nicht jedoch, wenn bei den chemischen Umwandlungsprozessen kein Wasser vorhanden ist. Dann entstehen Eklogite!

Es ist also nicht so entscheidend wichtig, daß hohe Drucke und Temperaturen vorherrschen, sondern vielmehr, daß Wasser fehlt.

H₂O in 60 km Tiefe liegt natürlich nicht als „Wasser“ vor, sondern ist in vielen Mineralien wie Amphibolen und Glimmern in ihrer Kristallstruktur als „OH⁻-Ionen eingebaut.

Dieses fehlende Wasser bei der Eklogitisierung verrät sich in den Mineralien, aus denen Eklogite aufgebaut sind: Granat (CaMg₂Al₂Si₃O₁₂) und Klinopyroxen (CaMgSi₂O₆ + NaAlSi₂O₆) haben keine „OH⁻-Ionen in ihrer Kristallformel!



Hohe Drücke und mittlere Temperaturen (rechteckiger Bereich) verwandelten unter wasserfreien Bedingungen Basalt in den Eklogit von Weißenstein (modifiziert nach KLEMD et al. 1991 und SPEAR 1993)

Der Eklogit vom Weißenstein

Eklogit vom Weißenstein

Geotopnr.: 475A029
Landkreis: Hof
Gemeinde: Stambach
TK 25: 5836 Münchberg
Lage: R: 4477950, H: 5554950
Naturraum: Münchberger Hochfläche (393)
Gestein: Eklogit (Hangend-Serie)
Münchberger Masse

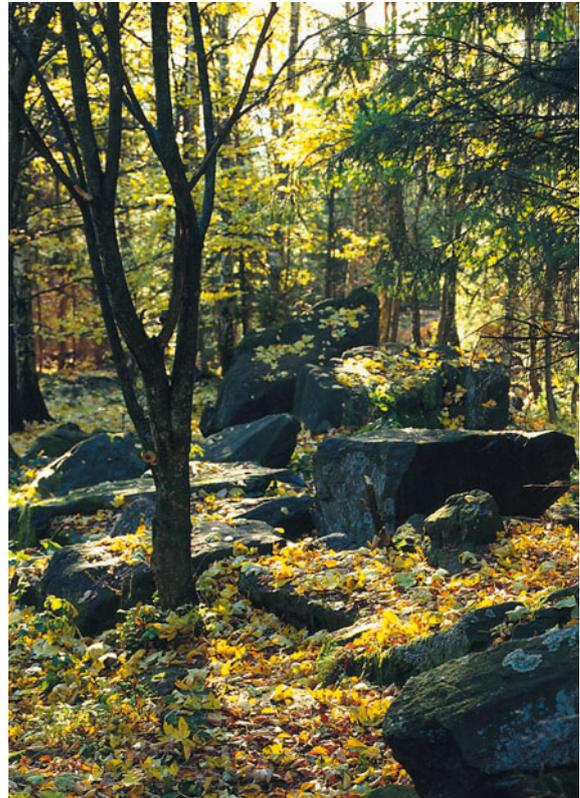
Beschreibung:

Der Eklogit vom Weißenstein befindet sich im Südwestteil der Münchberger Masse. Dieses Gestein ist durch rötliche Granate, eingebettet in eine dunkle, schwarzgrüne Grundmasse, charakterisiert. Die Eklogite gehören zur Hangend-Serie des Münchberger Deckenstapels. Durch ihre Mineralzusammensetzung belegen diese Gesteine eine Hochdruckmetamorphose in der Frühphase der variszischen Gebirgsbildung, die im Erdinneren in Tiefen um 40 bis 60 km Tiefe erfolgt sein muß (Metamorphosebedingungen: Druck um 20 Kilobar und Temperatur um 620° C). Diese Eklogite entstanden durch metamorphe Prägung während des Unterdevons (um 390 Millionen Jahren) aus ehemaligen basaltischen Magmatiten.

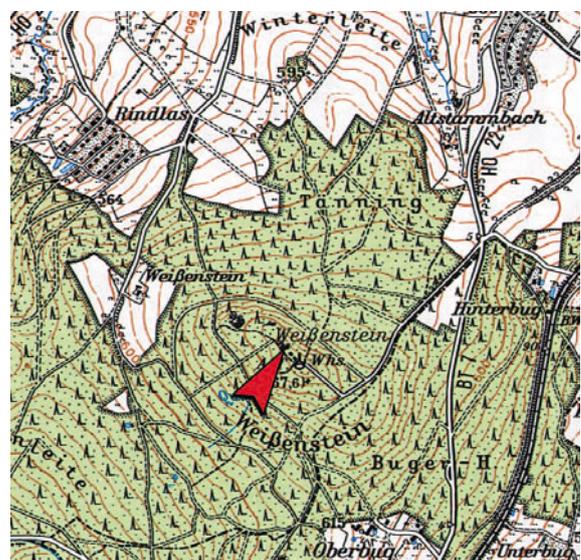
Das Eklogitvorkommen streicht Nordost und läßt sich über 1,5 km verfolgen. In einer Forschungsbohrung wurde es bis in eine Tiefe von 140 m nachgewiesen. Das Nebengestein bildet eine Wechselfolge von Hornblende-Plagioklas-Gneisen und Staurolith-Disthen-Zweiglimmergneisen. In dem Vorkommen am Weißenstein ist hauptsächlich die dunkle Eklogitvariante der Münchberger Masse verbreitet mit etwa 40 Vol.% Granat und 46 Vol.% Omphacit (Natrium-haltiger Klinopyroxenmischkristall) sowie zusätzlich Quarz, Phengit, Zoisit, Rutil und weitere Akzessorien.

Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: STETTNER (1960)
 MATTHES et al. (1974)
 KLEMD et al. (1991)



Herbst-Idylle am Weißenstein



GEOTOPE IN OBERFRANKEN

Es hat sich viel bewegt im Karbon

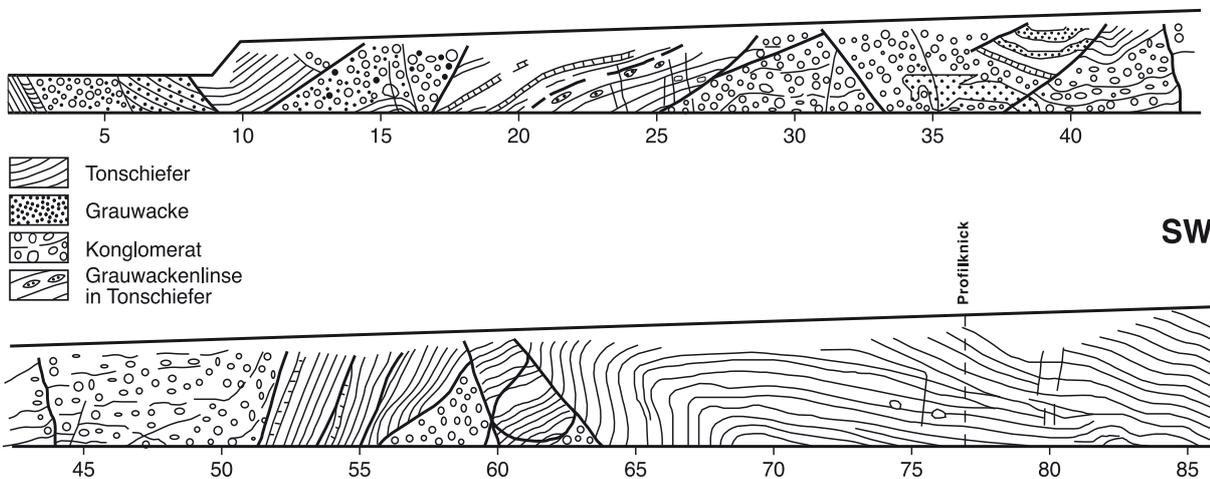
Größere Aufschlüsse sind in den paläozoischen Sedimentgesteinen des Frankenwaldes eher eine Seltenheit. Ein besonderer Glücksfall für die Geowissenschaftler ist die - wenn auch stark gestörte - Schichtfolge an der Bahnlinie nördlich von Poppengrün.

Die Gerölle, die hier aufgeschlossen sind, stammen teilweise von Gesteinen die vermutlich schon im Karbon vollständig abgetragen wurden. Aus der Zusammensetzung der Konglomerate lassen sich Rückschlüsse auf die Geologischen Verhältnisse vor 300 Millionen Jahren ziehen. Trotz moderner Untersuchungsmethoden sind jedoch bei weitem noch nicht alle Rätsel gelöst.



Ton-Kalk-Kongretion in den hangenden Tonschiefern des Poppengrüner Konglomerats mit Bohrlöchern für paläomagnetische Untersuchungen der Universität München (Aufschluß südwestlich Poppengrün)

NE



Profil des Poppengrüner Konglomerats an der Typlokalität im Bahneinschnitt SW Poppengrün (nach HORSTIG & STETTNER 1976).

Poppengrüner Konglomerat im Bahneinschnitt bei Poppengrün

Geotopnr.: 475A007
Landkreis: Hof
Gemeinde: Schwarzenbach am Wald
TK 25: 5735 Schwarzenbach am Wald
Lage: R: 4476150, H: 5572850
Naturraum: Nordwestlicher Frankenwald (392)
Gestein: Poppengrüner Konglomerat
 Grauwacken-Tonschiefer-Serie
 (Unterkarbon)
Bayerische Fazies



Der Bahneinschnitt bei Poppengrün

Beschreibung:

Nördlich des ehemaligen Bahnhofs bei Poppengrün ist ein Profil mit Gesteinen des Unterkarbons aufgeschlossen. Dieses Vorkommen ist die Typlokalität für das Poppengrüner Konglomerat und ist etwa 20 m mächtig. Es handelt sich um ein Sedimentgestein mit Geröllen bis über 30 cm Durchmesser. Der Geröllbestand besteht zu 80 bis 90% aus quarzitischen Grauwacken sowie aus Dolomit. Für deren Ausgangsgesteine wird ebenfalls ein unterkarbonisches Alter angenommen. Die Gerölle von sehr unterschiedlicher Größe und unterschiedlichem Rundungsgrad sind im Kernbereich der Konglomerateinheit meist so dicht gepackt, daß kaum ein Bindemittel dazwischen paßt. Im Randbereich liegen die Gerölle aber auch in einer fein- bis mittelkörnigen Grauwacken-Matrix. Dieses Konglomerat wird mehrfach von sedimentären "Grauwackengängen" durchsetzt und zeigt Rutschungserscheinungen.

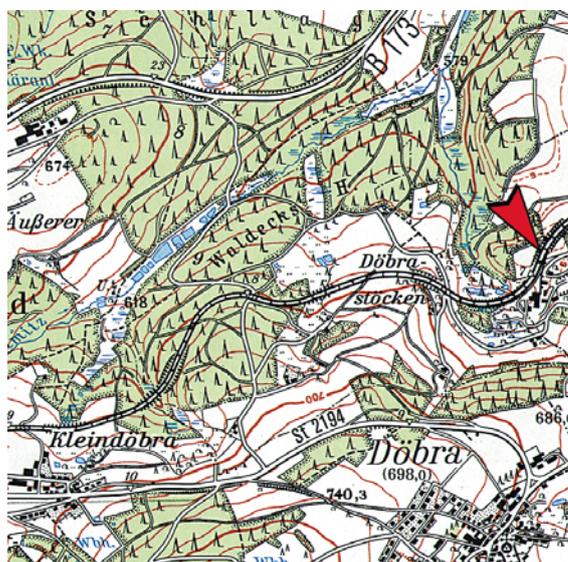
Für die Deutung der Entstehung dieser Konglomerate gibt es verschiedene Vorstellungen. Einerseits werden sie als fluviatile Bildungen angesehen, d.h. als grobe Schotter, die von einem Fließgewässer gebildet worden sind. In einer anderen Interpretation wird dieses Konglomerat als Füllung eines untermeerischen Canyons gedeutet.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll

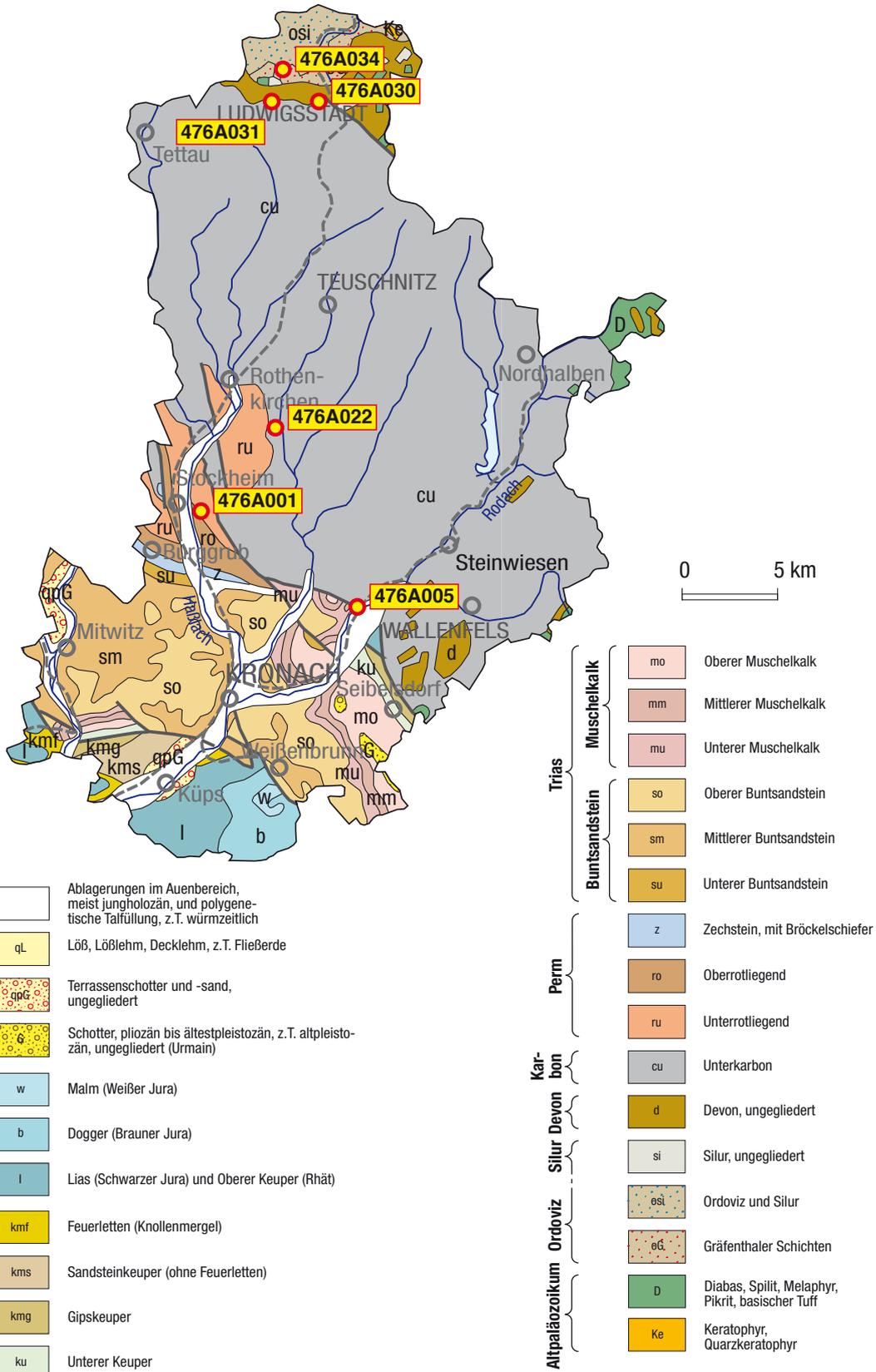
Literatur: HORSTIG & STETTNER (1976)
 FRANKE (1984)
 GANDL (1998)



Ein Konglomerat besteht aus zusammengebackenen Kieselsteinen unterschiedlicher Größe wie hier im Poppengrüner Konglomerat deutlich zu erkennen



GEOTOPE IN OBERFRANKEN



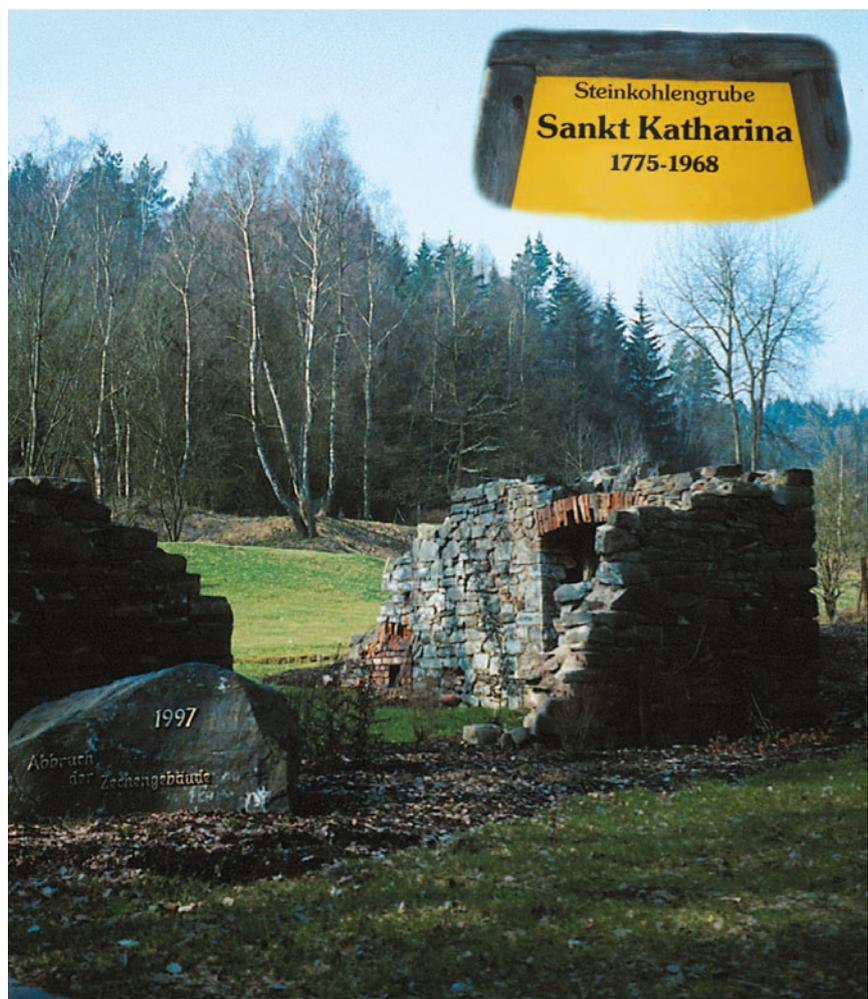
4.7 Kronach

Der Landkreis Kronach wird überwiegend von zwei verschiedenen naturräumlichen Haupteinheiten geprägt, dem Nordwestlichen Frankenwald und dem Obermainischen Hügelland. Nur der äußerste Westen des Landkreises reicht bis in das Itz-Baunach-Hügelland.

Für die Formung der jeweiligen Landschaften sind neben dem jeweiligen Gesteinsuntergrund jungtertiäre und pleistozäne tektonische Vorgänge entscheidend. Wesentlich hierfür sind Bewegungen an der Fränkischen Linie. An dieser Verwerfung wurde das östlich angrenzende Gebiet um bis zu 2000 m herausgehoben, was dazu führt, daß dort der tiefere Untergrund, das variszische Grundgebirge, aufgeschlossen ist, während die jüngeren Sedimente ("Deckgebirge") dort bereits wieder abgetragen sind. Die Störung tritt in der Landschaft weithin als markanter, bis zu 300 m hoher Geländeanstieg in Erscheinung.

Die waldreiche Landschaft des Frankenwaldes wird geprägt durch den Wechsel zwischen Hochflächen und engen, bis über 100 m tief eingeschnittenen Tälern der Rodach, Kremnitz, Haßlach, Tettau und Loquitz. Im Landkreis Kronach verläuft auf dem Frankenwaldkamm, im Gebiet zwischen Kleintettau und Steinbach am Wald entlang des Rennsteigs und weiter nach Südosten, die Wasserscheide zwischen Main und Sächsischer Saale. Die Bäche und Flüsse nördlich des Kamms fließen im Raum Ludwigsstadt über die Loquitz Richtung Sächsische Saale. Die höchste Erhebung in diesem Kammbereich ist die Suhle, nordöstlich Kleintettau, mit 749 m. Die durchschnittliche Höhe der Frankenwaldhochflächen variiert zwischen 600 m und 700 m.

Das Frankenwälder Paläozoikum im Landkreis Kronach erschließt Gesteine der Thüringischen Faziesreihe vom Unteren Ordovizium bis zum höheren Unterkarbon (Zeitraum zwischen 495 und 323 Millionen Jahren). Die ältesten Gesteine stehen im Raum zwischen Ebersdorf und Lauenstein mit den Phycoden-Schichten und Gräfen-thaler-Schichten an. Es handelt sich dabei um grüngraue Quarzite und Schiefer der Phycoden-Gruppe sowie um grauschwarze, siltige und reine Tonschiefer, den Griffelschiefern und Leder-schiefern der Gräfen-thaler Gruppe. Nach Süden im Raum Ebersdorf und Ludwigsstadt schließt sich Silur mit grauschwarzen Graptolithenschiefern und Ockerkalken und Devon, teilweise mit Diabasen, an. Von Ludwigsstadt bis Wallenfels in Sü-



Reste eines Grubengebäudes bei der Zeche Sankt Katharina, die Steinkohle noch bis 1968 förderte.

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

den dominieren Sedimente des Unterkarbon (Tonschiefer, Quarzite, Grauwacken, Konglomerate). Während der variszischen Gebirgsbildung wurden diese paläozoischen Gesteine zusammengeschoben, geschiefert und verfaltet.

Vor allem die Tonschiefer des Unterkarbon waren aufgrund ihrer ausgezeichneten Spaltbarkeit die Rohstoffgrundlage für die Dachschiefergewinnung im Frankenwald. Daneben wurden im Raum Ludwigstadt auch Schiefertafeln und Griffel zum Schreiben hergestellt.

Bei Stockheim, nördlich von Kronach, sind im Bereich der Fränkischen Linie Rotliegend- und Zechstein-Sedimente des Perm verbreitet. Die vorwiegend roten, tonigen und sandigen, z. T. geröllführenden Sedimente des Rotliegenden zwischen Stockheim und Rothenkirchen sind dagegen erst nach der variszischen Gebirgsbildung aus dem Abtragungsschutt dieses „alten Gebirges“ hervorgegangen. In diese Rotliegendesedimente sind Steinkohleflöze eingeschaltet, die z. B. in der Zeche Sankt Katharina bis 1968 abgebaut wurden.

Das Obermainische Hügelland grenzt im Südwesten an den Frankenwald. Seine Höhenrücken erheben sich zwischen 400 m und 500 m, während die Talsohlen bis unter 300 m eingetieft sind. Die Gesteinsschichten des Obermainischen



Das erst 1999 eröffnete Schiefermuseum in Ludwigstadt

Hügellandes sind im Erdmittelalter abgelagert worden und zeigen eine leicht nach Nordosten hin geneigte Schichtenlagerung. Die Gesteinsserien wurden allerdings durch einzelne, meist etwa Nordnordwest-Südsüdost streichende Störungen stark gegeneinander versetzt, so daß verschiedene Schollen mit unterschiedlichen Gesteinen und unterschiedlichem Schichtfallen aneinandergrenzen („Bruchschollenland“).

Das Gebiet nordwestlich und südöstlich von Kronach wird überwiegend von den rund 600 m mächtigen Buntsandstein-Schichten aufgebaut. Diese bestehen vor allem aus sandigen, teilweise tonigen oder konglomeratischen Sedimenten. In dem bis vier Kilometer breiten Gebietsstreifen zwischen Grundgebirge und Buntsandsteingebiet



Der Schiefer prägt die Geologie und den Lebensraum im Frankenwald - schieferverkleidetes Haus in der Nähe von Ludwigstadt



Der Blick nach Südwesten von einer Anhöhe oberhalb Ebersdorf schweift über das typisch unruhige Relief des nordwestlichen Frankenwaldes.

folgen darüber mehr als 200 m mächtige kalkige und mergelige Gesteinslagen, die am Boden des Muschelkalk-Meeres abgesetzt wurden. Über dem Muschelkalk liegen in einem schmalen Streifen westlich des Grundgebirges vorwiegend tonige und sandige Keuper-Schichten, die auch Dolomit- und Gipslagen enthalten.

Südlich und westlich von Kronach durchziehen Parallelstörungen zur Fränkischen Linie das Gebiet. Auch hier finden sich teilweise Muschelkalk- und Keupergesteine. Südlich von Weißenbrunn

ist noch ein Großteil der tonigen, sandigen, mergeligen und kalkigen Jura-Schichtfolge aufgeschlossen, die hier an einer Störung abgesenkt und so bisher von der Erosion verschont wurde.

Aus der nachfolgenden Kreidezeit sind im Raum Kronach keine Gesteine überliefert. Auch aus dem Tertiär sind nur wenige Sedimente (überwiegend Talschotter und Verwitterungslehme) erhalten geblieben. Im Quartär entstand das heutige Relief und es bildeten sich die Talfüllungen der Rodach und ihrer Nebenflüsse.



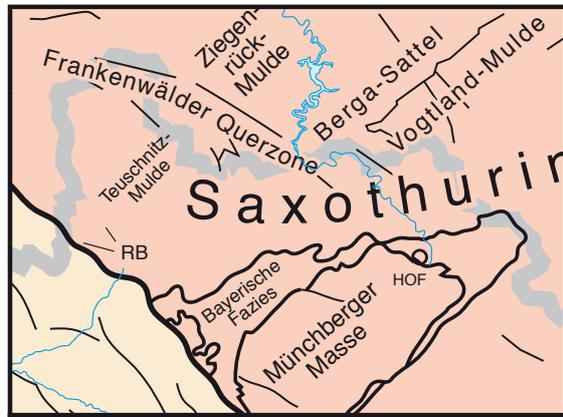
Für die altersmäßige Einstufung von Gesteinen sind auch Spurenfossilien von Bedeutung. Ein bekanntes Beispiel dafür ist *Phycodes circinatum*. Es handelt sich dabei um büschelförmig angeordnete Grabröhren eines bodenbewohnenden Lebewesens, das für einen bestimmten Zeitabschnitt des Unteren Ordoviziums typisch und für die Gesteine dieses Zeitabschnitts namensgebend ist - die Phycodenschichten. Links: *Phycodes* aus den Phycodenschichten von Hinterprex bei Rehau (aus MÜLLER 1991). Rechts: „*Phycodes circinatum* Reinh. RICHTER“ vom Vorderen Goldberg bei Brandholz (Bildnachweis: Prof. Dr. GANDL, Würzburg)

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

Die Tektonik macht Schule!

Das Gebiet um Ludwigsstadt, Ebersdorf und Lauenstein gehört zum Südwestteil des Gräfenthaler Horstes. Ein „Horst“ im geologischen Sinne ist eine Gesteinsscholle, die durch Störungen (Brüche, Verwerfungen) begrenzt ist und die gegenüber der Umgebung relativ herausgehoben wurde. Im Falle des Gräfenthaler Horstes wurden an Nordwest-Südost- bis Westnordwest-Ostsüdost-streichenden Störungen präkarbone Gesteine gegenüber jüngeren stärker herausgehoben, so daß sie jetzt an der Erdoberfläche nebeneinander liegen. Der Gräfenthaler Horst ist Teil einer quer zum Nordost-gerichteten Hauptstreichen der saxothuringischen Gesteinsserien verlaufenden Störungszone im Thüringisch-Fränkischen Schiefergebirge, der „Frankenwälder Querzone“.

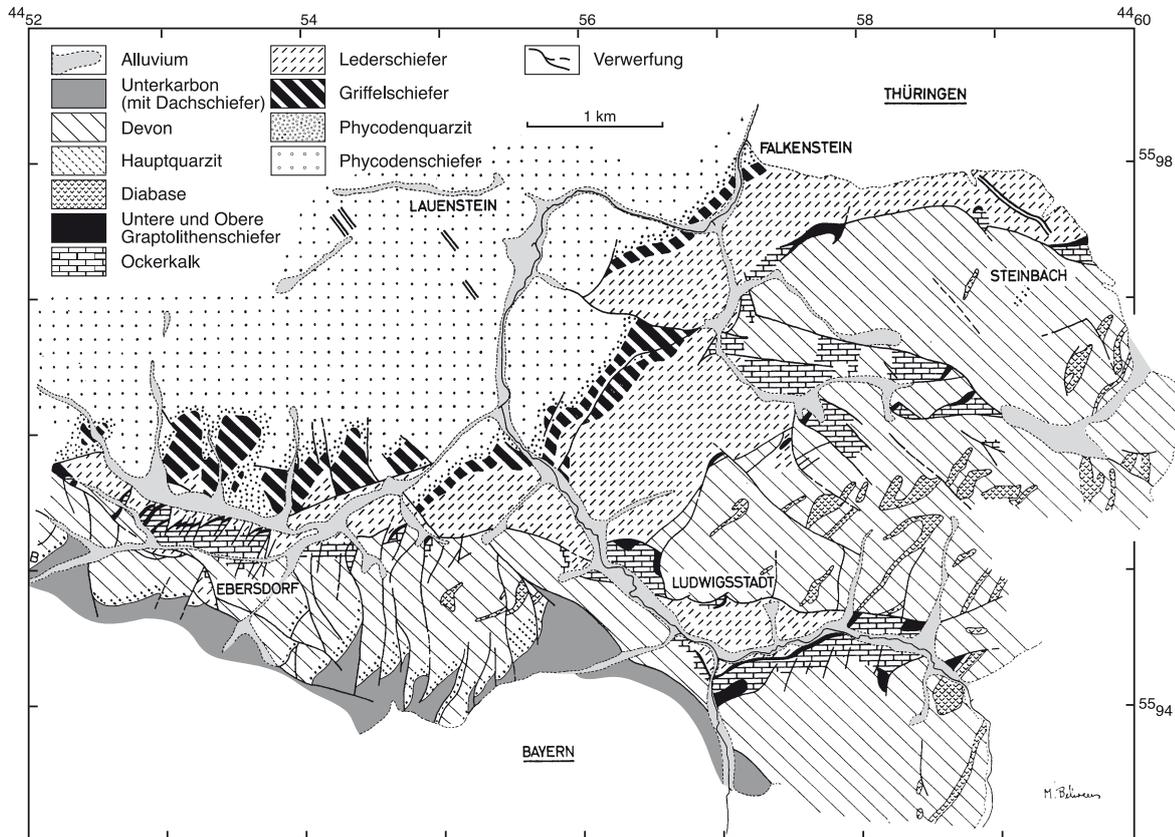
Die Frankenwälder Querzone mit dem Gräfenthaler Horst hob die eigentlich tief versenkten ordovizischen Griffelschiefer und unterkarbonen Dachschiefer bis an die Erdoberfläche. Und nicht nur das!



Ausschnitt aus der tektonischen Übersichtskarte auf S. 21

Die speziellen tektonischen Bewegungen pausten sich auf die Gesteine durch und zerbrachen die Schiefer entweder in stiftförmige oder plattige Teile, je nach Lage der Bewegungsbahnen relativ zu den Schieferungsflächen.

Es war sozusagen die Tektonik, der Schüler im 19. Jahrhundert mit Griffeln und Schiefertafeln zum Schreibenlernen versorgte!



Geologische Karte des Gebietes um Ludwigsstadt, Ebersdorf und Lauenstein (nach BEHRENS 1981)

Ehemaliger Griffelschieferbruch nördlich Ebersdorf

Geotopnr.:	476A034
Landkreis:	Kronach
Gemeinde:	Ludwigsstadt
TK 25:	5534 Lehesten
Lage:	R: 4453800 H: 5595550
Naturraum:	Nordwestlicher Frankenwald (392)
Gestein:	Griffelschiefer (Ordovizium) <i>Thüringische Fazies</i>

Beschreibung:

In dem ehemaligen Steinbruch nördlich von Ebersdorf sind Griffelschiefer aufgeschlossen. Die großen Halden im Anstieg südlich des Bruches zeugen von einem ehemals regen Abbau.

Die Gesteine nördlich von Ludwigsstadt und um Lauenstein sind Teil des Gräfenthaler Horstes, in dem an Nordwest-streichenden Verwerfungen präkarbonische Gesteine herausgehoben wurden. Es treten ordovizische, silurische und devonische Einheiten auf.

In dem ehemaligen Steinbruch kommen typische blauschwarze, äußerst feinkörnige Griffelschiefer vor. Diese Griffelschiefer sind durch eine bevorzugte Spaltbarkeit nach der Schichtung und Schieferung sowie nach der dominierenden Klüftung gekennzeichnet. Durch die Überschneidung dieser Ablösungsflächen und dem daraus resultierenden mit 20° bis 35° nach SW abtauchenden Schnittkantenlinear entstehen die länglichen, griffelartigen Ablösungsstücke.

In Ebersdorf wurden seit der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts bis 1957 durch Hausindustrie bzw. in Heimarbeit Griffel hergestellt. Dabei werden die Schieferscheite in die entsprechende Länge zersägt, durch Hammerschlag in Griffel gespalten und maschinell gerundet.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet

Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: BEHRENS (1965)
HORSTIG (1982)
WEING (1987)
FÜHRER THÜR.-FRÄNK.
SCHIEFERSTRASSE (1998)



So sehen Griffelschiefer auf der Abraumhalde aus!

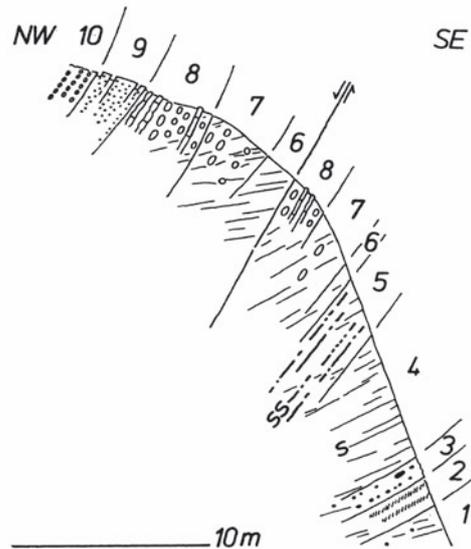


Dachschiefer und Schiefertafeln

Die Schiefertafel-Herstellung spielt neben dem Dachschieferbergbau vor allem in Lauenstein bereits im 19. Jahrhundert eine wichtige Rolle. Nachdem 1862 Schiefertafelfabriken gegründet wurden, entwickelte sich Ludwigsstadt zu einem Zentrum der Schiefertafelherstellung.

Die Dachschiefer sollten frei von sandig-siltigen Anteilen und störenden Beimengungen wie Sulfiden, bituminösen Stoffen sowie Karbonaten sein. Diese Eigenschaften sind eine wichtige Voraussetzung für die Wetterbeständigkeit des Schiefers. Entscheidend ist aber die Ausbildung der Schieferung. Die Schiefer müssen dünnplattig und ebenflächig spaltbar sein und sollten andererseits nicht aufblättern.

In den Lehestener Schichten, einer mehrere 100 m mächtigen Wechselfolge von Tonschiefern,



Überkippte (d.h. ältere Schichten liegen auf jüngeren) Schichtenfolge an der Grenze Devon – Karbon in Oertels Dachschieferbruch westlich Ludwigstadt im Trogenbachtal; 1 – 6: Rußschiefer (1 und 3 mit Posphoritknollen, 5 mit kieseligen Lagen); 7 und 8: Unterkarboner Knotenkalk bzw. Kalkknollenschiefer; 9: Oberer Quarzit, in dem die Devon/Karbon-Grenze liegt; 10: Devonischer oberer Knotenkalk (aus BEHRENS 1981).



Arbeiter beim Spalten von Schieferplatten (Bildnachweis: S. SCHEIDIG, Kreisheimatpfleger u. Archivar der Stadt Ludwigsstadt).

Grauwacken und Quarziten, können in verschiedenen Abschnitten tonige Schiefer auftreten, die aufgrund ihrer Zusammensetzung und ihres Gefüges als Dachschiefer geeignet sind. Westlich von Ludwigsstadt erfolgte der Schieferabbau in den tieferen Bereichen der Lehestener Schichten, dem Rußschiefer und dem Hauptdachschiefer.



Steinbrucharbeiter beim Teilen eines Schieferblockes im Steinbruch Liebe am Eisenberg westlich von Ludwigsstadt, Aufnahme in Jahr 1890 (Bildnachweis: S. SCHEIDIG, Kreisheimatpfleger u. Archivar der Stadt Ludwigsstadt)

Oertels Dachschieferbruch im Trogenbachtal bei Ludwigsstadt

Geotopnr.: 476A030
Landkreis: Kronach
Gemeinde: Ludwigsstadt
TK 25: 5534 Lehesten
Lage: R: 4455550 H: 5594300
Naturraum: Nordwestlicher Frankенwald (392)
Gestein: Lehestener Schichten (Rußschiefer, Kalkknollenschiefer; Unter-Karbon) Oberer Quarzit (Devon) *Thüringische Fazies*

Beschreibung:

Am Nordhang des Trogenbachtals befindet sich oberhalb der Häuser ein ehemaliger Dachschieferbruch ("Oertelsbruch"), in dem die Devon/Karbon-Grenze aufgeschlossen ist. Im Anstieg zum Bruch zeugen Schieferhalden von einem ehemals regen Abbau der unterkarbonen Rußschiefer. Im oberen Teil der Nordwand des Bruches ist die Schichtenfolge im Grenzbereich Oberdevon/Unterkarbon angeschnitten. Die Schichten liegen invers und gehören zu dem überkippten Südost-Schenkel einer Sattelstruktur. Das heißt, das stratigraphisch Jüngere - die Schichten des Unterkarbon - befinden sich im unteren Bereich des Steinbruches und werden vom Älteren - den Schichten des Oberdevon - überlagert. Zusätzlich tritt eine Profilwiederholung im Unterkarbon durch Abschiebungen an Nordost-streichenden Störungen ("Schwarten") auf. Die Schiefer fallen mit ca. 30° nach NW ein.

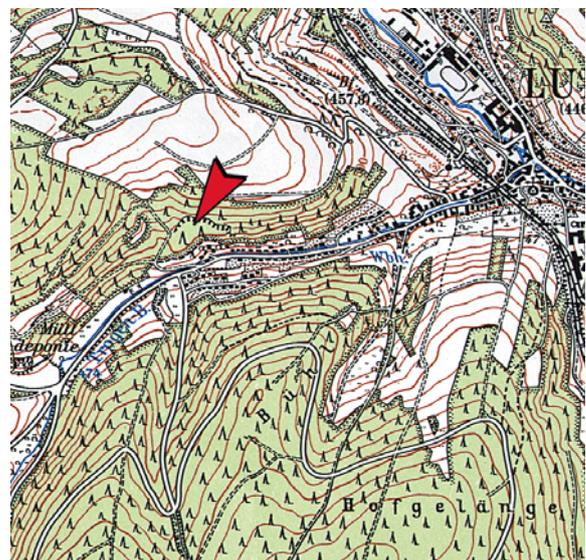
Das Profil zeigt unterkarbone, schwarzabfärbende Rußschiefer, die von unterkarbonen Knotenkalken überlagert werden. Darüber folgen drei Sandsteinbänke des "Oberen Quarzits", in dem die Grenze Devon/Karbon liegt. Überlagert werden diese von oberdevonen Oberen Knotenkalken (auch als „Kalkknollenschiefer“ bezeichnet).

Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: bedeutend

Literatur: BEHRENS (1981)
 GANDL (1998)



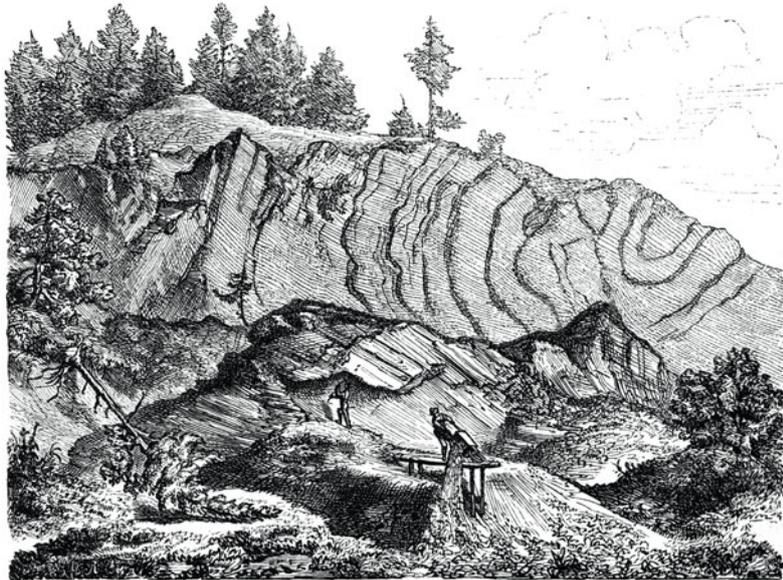
Die mächtige Abraumhalde von Oertels Dachschieferbruch verdeutlicht, daß nicht alle Platten die nötige technische Qualität besaßen, um als Dachschiefer Verwendung zu finden.



GEOTOPE IN OBERFRANKEN

Schiefer - das prägende Gestein einer ganzen Region

Die karbonischen Schiefer, die sich durch ihre gute Spaltbarkeit als Naturwerkstein eignen, prägen in vielen Orten des Frankenwaldes das Ortsbild. Der Schiefer wurde nicht nur als Dachmaterial, sondern auch zur Verkleidung von Außenwänden eingesetzt. Die Schiefergewinnung war ehemals ein bedeutender Wirtschaftsfaktor. Heute ist sie beinahe vollständig zum Erliegen gekommen; die Aufschlüsse verfallen zusehens.



Selbst der Altmeister der bayerischen geologischen Landesaufnahme - Carl Wilhelm von Gümbel - ließ sich von den Schieferbrüchen zu Federzeichnungen hinreißen: Dachschieferbruch am Eisenberg westlich Ludwigsstadt (aus GÜMBEL 1879)

Liebe, Schieferbruch „Eisenberg“
bei Ludwigsstadt
in Oberfranken
Inhaber: A. Engelhardt
GERA, Reuss, Hainstr. 13



Schieferbruch Liebe am Eisenberg, westlich Ludwigstadt ungefähr gegen Ende des 19. Jahrhunderts. Das riesige Bruchgelände prägte das Landschaftsbild. (Bildnachweis: S. SCHEIDIG, Kreisheimatpfleger u. Archivar der Stadt Ludwigsstadt).

Ehemaliger Dachschieferbruch westlich von Ludwigsstadt

Geotopnr.: 476A031
Landkreis: Kronach
Gemeinde: Ludwigsstadt
TK 25: 5534 Lehesten
Lage: R: 4454620 H: 5594250
Naturraum: Nordwestlicher Frankenwald 392
Gestein: Lehestener Schichten (Hauptdachschiefer; Unter-Karbon)
Thüringische Fazies

Beschreibung:

Westlich von Ludwigsstadt existieren am Eisenberg mehrere ehemalige Schieferabbaugruben und -steinbrüche. In diesem Bereich wurden schwarzgraue Tonschiefer des Unter-Karbons abgebaut. Diese Tonschiefer gehören dem unteren Bereich der Lehestener Schichten an, dem Hauptdachschiefer. Die Bildung dieser Schiefer erfolgte in einem ruhigen Becken, in dem Sedimente ohne große Durchwirbelung abgesetzt wurden. Die steil einfallenden Schiefer besitzen eine gute Spaltbarkeit. Sie ist jedoch nicht einheitlich ausgebildet, so daß auch dicktafeliges Material anfällt. Der Abbau wurde 1960 eingestellt.

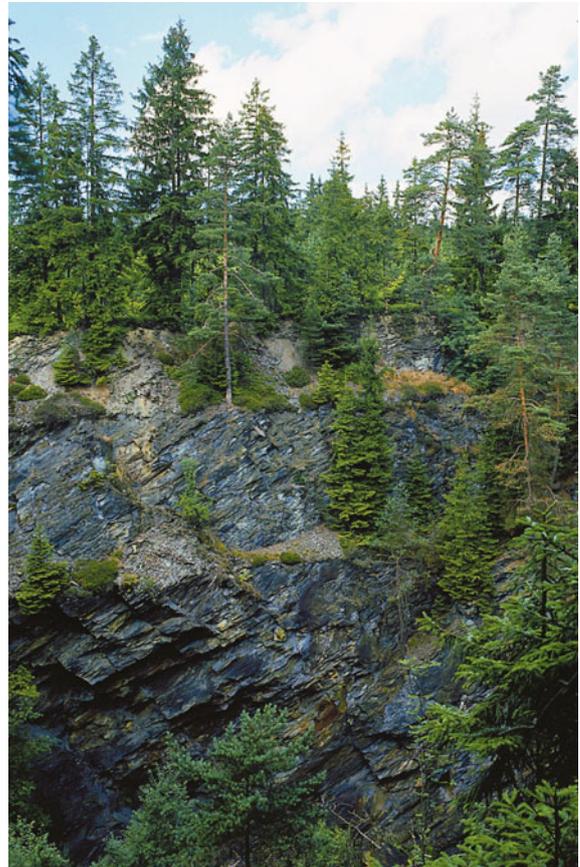
Das Hauptdachschieferlager wurde beim Abbau nach Leitschichten gegliedert. Geoden verschiedener Größe ("Mausnester", "Kieskälber", "Säue") treten horizontbeständig auf ("Züge") oder bilden zusammenhängende "Wände". Zudem konnten zwei markante Kalkbänkchen ("Leierfratzen") als Leithorizonte verwendet werden.

Der westliche Steinbruch ist in mehreren Etagen bis zu einer Tiefe von 45 m mit senkrechten Steilwänden abgeteuf. Ein Betreten des Geländes ist sehr gefährlich und wird durch einen hohen Stacheldrahtzaun verhindert.

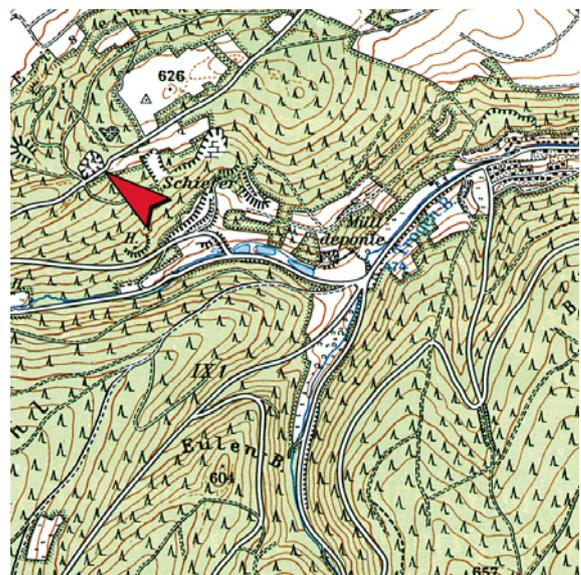
Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet

Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: BEHRENS (1965)
 HORSTIG (1982)
 WEING (1987)
 FÜHRER THÜR.-FRÄNK.
 SCHIEFERSTRASSE (1998)

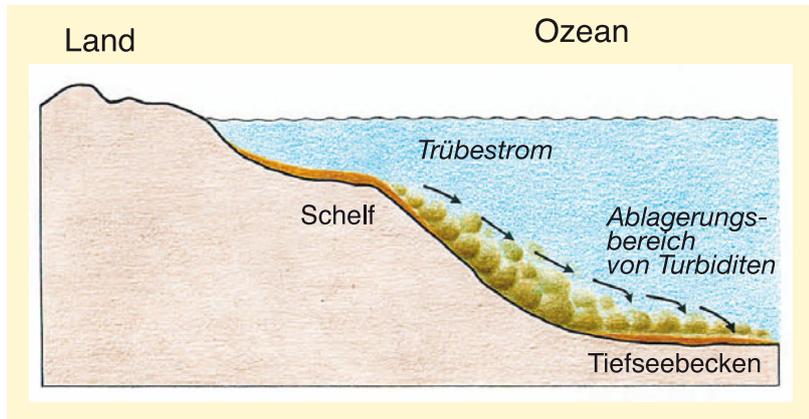


Dachschiefer war so begehrt, daß in verschiedenen Steinbrüchen um Ludwigsstadt fast 50 m tief noch Platten im Tagebau gebrochen wurden.



Untermeerische Lawinen

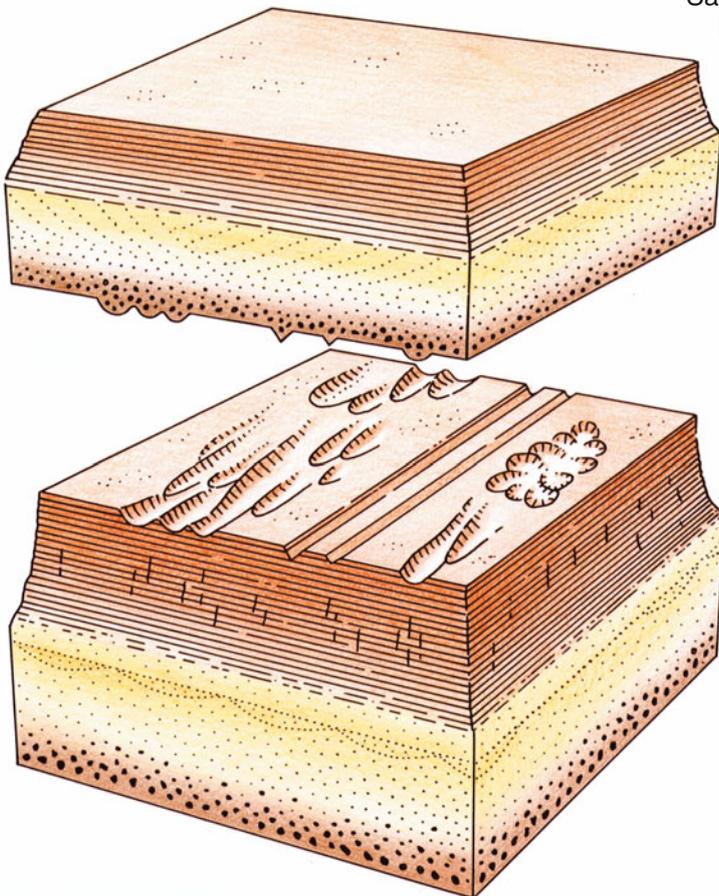
Durch Rutschungen im Bereich des Kontinentalhanges am Schelfrand, die durch tektonische Bewegungen (Erdbeben) verursacht sein können, werden Trübestrome ausgelöst. Diese bewegen sich dann hangabwärts in das Tiefseebecken, wo sie ihre Bewegungsenergie verlieren und langsam zu Stillstand kommen. Während des Transportes und der Ablagerung der Sedimentpartikel erfolgt eine Korngrößensortierung. Größeres und schwereres Material wird nicht so weit transportiert und schneller abgelagert, während die tonige Feinfraktion die größte Verbreitung erfährt und sich als Letztes absetzt. Typisch für diese als „Flysch“ bezeichneten Sedimente ist eine rhythmische Gesteinsabfolge mit



Schematische Darstellung der Bildung von Trübestromen (Suspensionen von Sediment und Wasser)

sandig-tonigen Wechsellagerungen. Der Sedimenttransport in die Tiefseebecken erfolgte überwiegend durch Trübestrome. Die Sedimenteinheit, die aus einem Trübestrom abgelagert wird, heißt Turbidit (nach der engl. Übersetzung von Trübestrom als "turbidity currents"). Er zeigt eine charakteristische Abfolge von grob nach fein, von Sandstein zu immer feineren Korngrößen bis hin zu Tonsteinen, die als gradierte Schichtung bezeichnet wird. Auf den Schichtflächen finden sich oft Strömungsmarken sowie Schleif- und Belastungsmarken. Diese Ablagerungsvorgänge können sich mehrfach wiederholen. In den unterkarbonen Kulmsedimenten werden diese rhythmischen Flyschsequenzen als Borden bezeichnet. Die in einer Abfolge zuletzt abgelagerten feinkörnigen Tone liegen jetzt als sog. „Bordenschiefer“ vor.

Durch wiederholtes Absedimentieren der Trübestrom-Fracht vervielfachen sich die Sedimenteinheiten. Es entsteht eine typische Flyschsequenz. Die gewaltige Kraft eines solchen Trübestroms reißt beim Darüberströmen aus den bereits abgesaigerten Tonschichten früherer Ereignisse Material heraus. Danach werden diese Kuhlen und Rillen mit den sich absetzenden Konglomeraten und Sanden der jetzt sich bildenden Turbiditeinheit wieder verfüllt. Die so entstandenen Strömungsmarken an der Schichtunterseite einer Turbiditeinheit erlaubt es den Geologen, die Strömungsrichtung des Trübestroms auch Millionen von Jahren später noch festzustellen.



Gesteinsstrukturen in Flyschabfolgen (nach SCHOLZ & SCHOLZ 1981)

Ehemaliger Grauwacken-Steinbruch nördlich von Posseck

Geotopnr.: 476A022
Landkreis: Kronach
Gemeinde: Pressig, Markt
TK 25: 5634 Teuschnitz
Lage: R: 4453600 H: 5578700
Naturraum: Nordwestlicher Frankenwald (392)
Gestein: Teuschnitzer Schichten (Grauwacke; Unter-Karbon) *Thüringische Fazies*

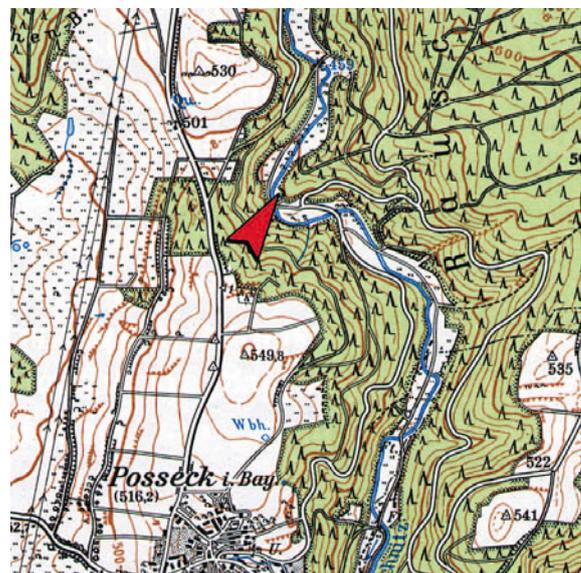
Beschreibung:

In dem ehemaligen Steinbruch an der Ostseite des Teuschnitztales, ca. 1,5 km nördlich von Posseck, stehen rotbraune, dickbankige Grauwacken mit grauen, tonig-siltigen Zwischenlagen an. Die Grauwackenbänke sind teilweise 0,5 bis 1 m mächtig und fallen nach Nordwesten ein. Grauwacken sind das vorherrschende Gestein der Kulmfazies der Oberen Teuschnitzer Schichten. Diese Flyschgesteine entstanden durch Ablagerung aus Trübeströmen ("Turbiditen"), d.h. das Sediment wurde durch eine Wasser-Sediment-Suspension in Tiefseerinnen transportiert und dort abgelagert. Die meist feinkörnigen Grauwacken zeigen mitunter eine Korngrößen-Gradierung innerhalb der Bänke. Zum Teil treten an den Sohlflächen der Bänke Belastungsmarken auf, die als Folge einer ungleichmäßigen Setzung der Grauwacke in die unterlagernde Tonlage entstanden. Ferner existieren längliche Strömungsmarken, mit denen die Strömungsrichtung bestimmt werden kann. Selten lassen sich in den Grauwacken Pflanzenreste entdecken. Besucher erreichen den Bruch am besten über den Forstweg am östlichen Ortsausgang von Posseck, der dem Wanderer immer wieder einen einmaligen Blick ins Teuschnitztal erlaubt.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: HORSTIG (1979)

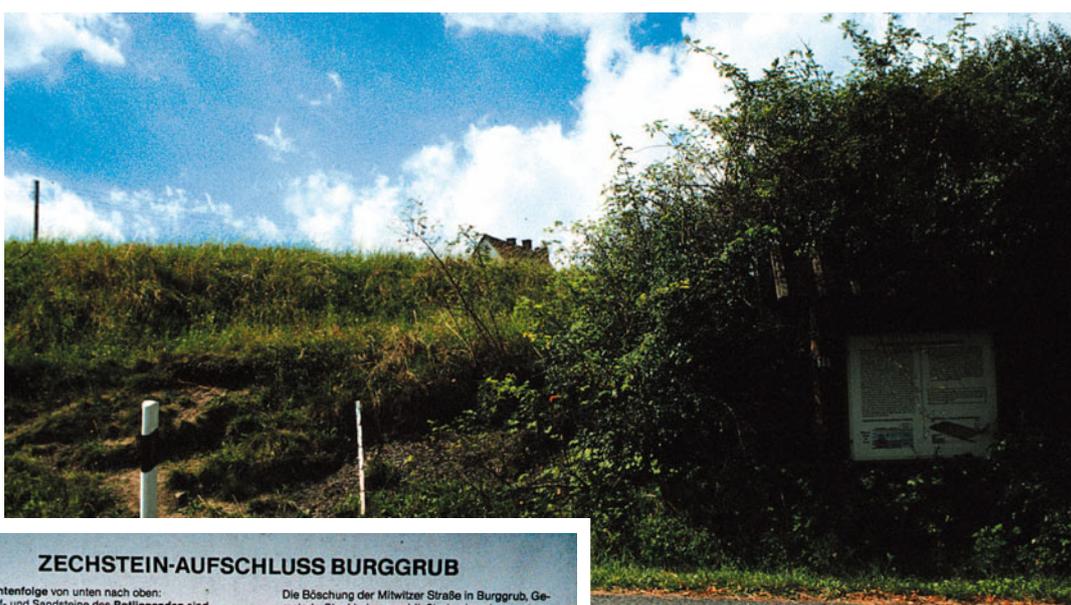


Der Grauwacken-Steinbruch ist mittlerweile stark verwachsen



Der Zechstein verschwindet ...

Das Problem der Erhaltung wichtiger geologischer Aufschlüsse kann an einem Aufschuß in Burggrub exemplarisch erläutert werden. Als einer der wenigen Stellen in Bayern ist bzw. war an der Straßenböschung der Mitwitzer Straße in Burggrub, Gemeinde Stockheim, ein Gesteinsprofil mit Weißliegendem, Kupferschiefer und Zechstein aufgeschlossen. Die verwitterungsanfälligen Gesteine (gelber, teils mürber Sandstein, schwarzer Ton und Mergelsteine mit Dolomitbänken) sind im Laufe der Zeit zusehens verfallen und verwachsen, so daß in der Straßenböschung nur noch wenig Gestein zu sehen ist. Ohne Pflegemaßnahmen, die auch die Entfernung von Nachfall und Vegetation beinhalten, ist ein derartiger Aufschluß langfristig nicht zu erhalten.



ZECHSTEIN-AUFSCHLUSS BURGGRUB

Die Schichtenfolge von unten nach oben: Die Schluff- und Sandsteine des Rotliegenden sind nur anhand der Bodenfarbe zu erkennen. In der Ortmittle, 200 m hangabwärts, liegen Felsenkeller im „Rundkörnigen Sandstein“ des Oberrotliegenden. Das Weißliegende ist hier als gelber, teils mürber, teils fester Sandstein erschlossen. Er unterscheidet sich in Mineralbestand, Korngrößen und Kornformen deutlich vom Rotliegend-Sandstein und wird daher dem Zechstein zugerechnet. Der Kupferschiefer steckt als schwarzer Ton und verwittertes Karbonat in der Fuge zwischen dem Weißliegend-Sandstein und der Dolomitbank darüber. Diese und die folgenden 5 m Mergelstein sind als Äquivalent des Zechsteinalkals aufzufassen. Hangaufwärts sind weitere Ton- und Mergelsteine mit wenigen Dolomitbänken freigelegt. Es handelt sich hier um die küstennahe Vertretung des Werra-Anhydrits, der als Sulfatgestein aus Bohrungen bei Neustadt, 15 km östlich von hier, bekannt geworden ist. Der Rest der insgesamt 100 m dicken Zechstein-Schichtenfolge ist südlich der Hügelkuppe nicht mehr erschlossen. Es handelt sich um rote und graue Tonsteine mit wenigen Kalkbänken. Kurz vor dem südlichen Ortsende beginnt der Buntsandstein, der in den Sandgruben am Hasenberg gut zu sehen ist.

Die Böschung der Mitwitzer Straße in Burggrub, Gemeinde Stockheim, erschließt als eine der wenigen Stellen in Süddeutschland an der Erdoberfläche die Zechstein-Formation. Es handelt sich um Ablagerungen eines Meeres, das vor 250 Millionen Jahren vom Nordseebecken nach Süden bis etwa zur Linie Kulmbach-Förchheim-Heilbronn vorstieß. Hier bei Burggrub, in der Nähe der ehemaligen Meeresküste entstanden vor allem Ton- und Dolomitsteine. Dagegen bestehen die landfernen Ablagerungen des Zechstein-Meeres aus Gips- und Salzgesteinen, die bei Fulda, in Thüringen und Niedersachsen als wichtige Rohstoffe genutzt werden.

Die Straßenböschung ist als instruktiver Aufschluß schwierig zu erhalten. Das Publikum wird um verständnisvollen Schutz und um Unterlassung größerer Grabungen gebeten!

Ausschnitt aus der erdgeschichtlichen Zeittafel

Millionen Jahre vor heute	FORMATIONEN	SYSTEME	ZEITALTER
44	Neue Mitteleuropäer	Arctur-Zeit	Mesozoikum
140	Zug	Durol-Zeit	Mesozoikum
195	Zechstein	Trias-Zeit	Paläozoikum
236	Rotliegendes	Perm-Zeit	Paläozoikum
252	Werra-Anhydrit	Perm-Zeit	Paläozoikum
350	Buntsandstein	Tertiär-Zeit	Paläozoikum

Schemaskizze zur Lage des Kupferschiefers

Süd

Nord

Zechstein-Erz
Äquivalente Kupferschiefer
Weißliegendes

Der einzige Aufschluß von Zechsteingesteinen in Bayern an einer Straßenböschung der Mitwitzer Straße in Burggrub zeigt anschaulich die Probleme bei der Erhaltung geologisch interessanter Aufschlüsse. Die relativ leicht verwitternden Gesteine bilden keine markanten Härtlinge und werden so in kurzer Zeit, wenn keine Aufschlußpflege betrieben wird, durch Gras und Buschwerk überwuchert bzw. durch Wind und Wasser allmählich abgetragen und eingeebnet.

Aufschlußtafel des Zechstein-Aufschlusses mit der geologischen Beschreibung an der Mitwitzer Straße in Burggrub.

Hohlweg bei Wolfersdorf

Geotopnr.: 476A001
Landkreis: Kronach
Gemeinde: Stockheim
TK 25: 5633 Sonneberg
Lage: R: 4449890 H: 5574670
Naturraum: Nordwestlicher Frankенwald (392)
Gestein: Sandstein (Rotliegend)

Beschreibung:

In dem teilweise mehrere Meter tiefen Hohlweg am östliche Ortsrand von Wolfersdorf sind Sandsteine des Oberrotliegenden angeschnitten. In diese Sandsteine wurden an mehreren Stellen Felsenkeller gegraben. In ihrem Eingangsbereich sind die nach Westen bis Südwesten einfallenden Sandsteinabfolgen aufgeschlossen. Sogenannte "rundkörnige", graue bis graugelbe und rotbraune, zum Teil Feldspat-führende Sandsteinlagen wechsellagern mit siltig-tonigen Zwischenlagen.

Die Abfolgen sind Teil einer bis über 400 m mächtigen Sandstein-Folge, in der gut sortierte Feinsandsteine vorherrschen. Häufig ist ebene Horizontalschichtung entwickelt, daneben auch Linsen- oder Flaserschichtung.

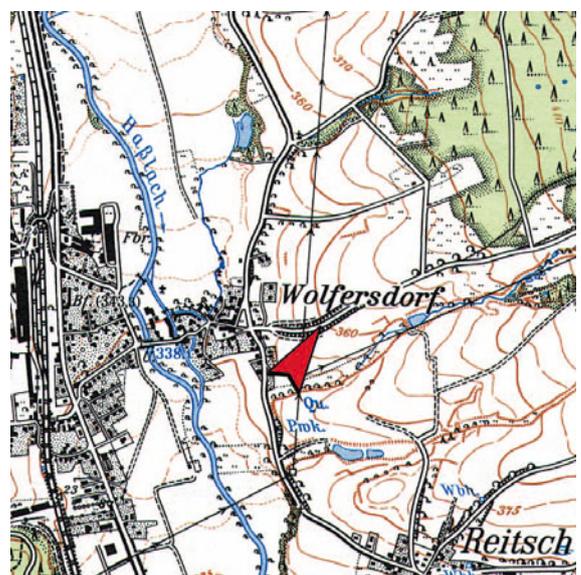
Gerade die Felsenkeller erhalten die guten Aufschluß-Verhältnisse. Ansonsten wäre der leicht verwitterbare Sandstein an den Böschungshängen schon längst von Hangschutt und Vegetation überdeckt.



Felsenkeller am Ortsrand von Wolfersdorf



Sandstein mit typischer Rotfärbung sind namensgebend für das Rotliegende



Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: DILL (1988)
 LÜTZNER et al. (1995)

Wellenrippeln und Muschelbänke in flachem Wasser – der Untere Muschelkalk

Während des Unteren Muschelkalkes erstreckte sich über weite Teile Bayerns ein flaches Meer. Im Südosten (etwa entlang der Linie Lindau – Eichstätt – Wackersdorf) lag die Küste des „Vindelizischen Landes“. Von diesem Land wurden Sand und Ton in das Flachmeer eingebracht. Noch im Raum Bayreuth enthält der Untere Muschelkalk Sandsteinlagen. In der Kronacher Gegend überwiegt die tonig – mergelige Fazies. Bis Coburg nimmt der Einfluß des Festlandes weiter ab, die Sedimente sind hier weitgehend kalkig entwickelt.

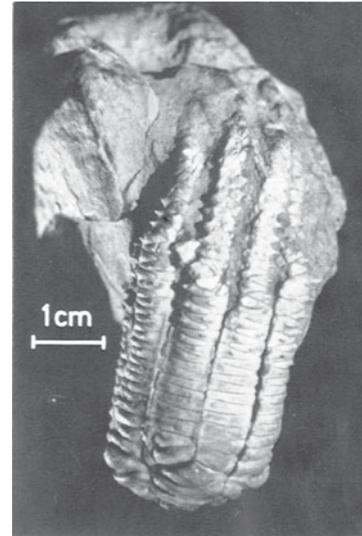
Durch die ständige Bewegung im sehr flachen Wasser entstanden Wellenrippeln, Strömungsmarken und Priele. So kam es zur Ausbildung von unregelmäßigen

Schichtflächen, die für den Wellenkalk typisch sind.

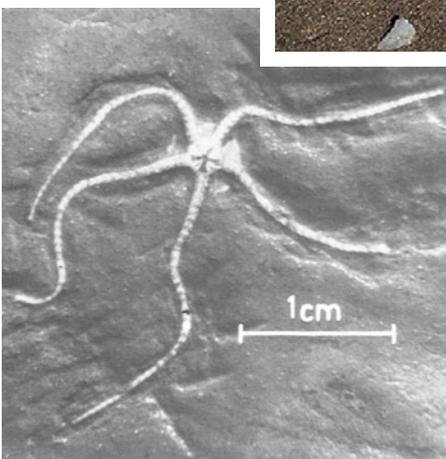
Teile der Schichtfolge sind fast frei von Fossilien. Hier finden sich nur vereinzelt Spuren von Wurmbauten oder einzelne Muscheln, die noch in Lebensstellung im Sediment stecken. Andere Teile des Profils sind reich an Muschelschillbänken. Sie entstehen am

Rand von Priele, wo große Mengen von Schalenbruchstücken zusammengespült wurden. Diese Bänke keilen meist bereits nach wenigen Metern wieder aus. Dagegen sind einige Leithorizonte, die auch sehr reich an Fossilien sein können, über weite Teile Süddeutschlands zu verfolgen. Offenbar herrschten zur Zeit der Bildung dieser Horizonte in dem flachen Meer günstigere Lebensbedingungen. Wenn der Muschelkalk auch durchaus nicht überall fossilreich ist, so wa-

Kelch der Seelilie *Enerimus aculeatus*
(aus EMMERT & HORSTIG 1972)



Versteinerte „Wellenrippeln“ verraten ein einstiges Flachmeer



Schlangensterne *Ophioderma squamosum*
(aus EMMERT & HORSTIG 1972)

ren es doch die fossilreichen Lagen, die ihm seinen Namen gaben. Einzelne Bänke erscheinen wie mit Muscheln gepflastert. Auch Brachiopoden (andere zweischalige Meerestiere) und Seelilienstielglieder kommen teilweise massenhaft vor. Reste von Schnecken, Seeigeln und Schlangenternen sind häufig. Selten werden Fragmente von Krebsen, Fischen und Sauriern gefunden.

Zeyerner Wand

Geotopnr.: 476A005
Landkreis: Kronach
Gemeinde: Marktrodach
TK 25: 5734 Wallenfels
Lage: R: 4457000, H: 5570100
Naturraum: Obermainisches Hügelland (071)
Gestein: Unterer Muschelkalk

Beschreibung:

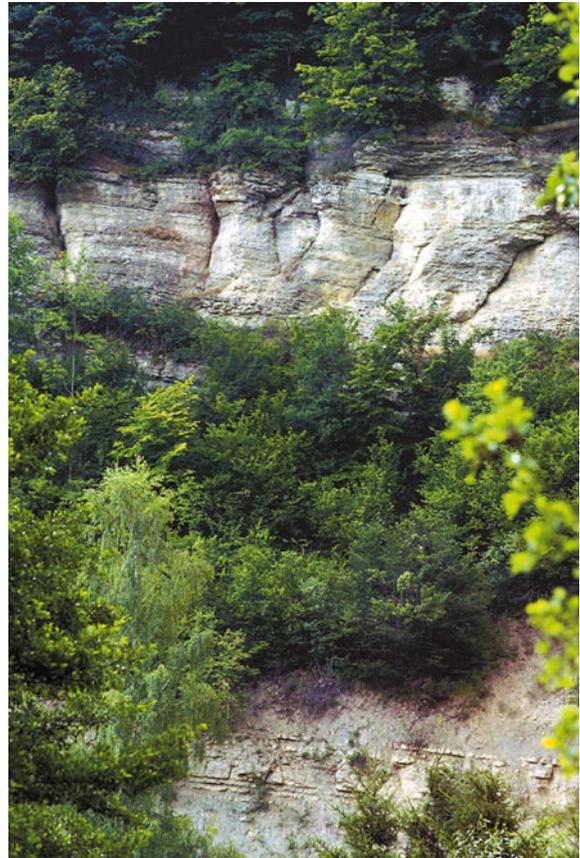
Die Zeyerner Wand ist ein über 100 m hoher felsiger Steilhang oberhalb der Rodach etwa 6 km nordöstlich von Kronach an der Bundesstraße B 173. Einzelne Schichten treten als unterschiedlich gefärbte Felssimse hervor und geben dem Hang sein charakteristisches Aussehen.

Abgesehen davon, daß der felsige Steilhang optisch ansprechend und geomorphologisch interessant ist, bildet die Zeyerner Wand einen der wichtigsten Aufschlüsse im Unteren Muschelkalk Bayerns. Oberhalb der Wand verflacht der Hang in den weicheren Gesteinen des Mittleren Muschelkalks. Der höchste Teil des Berges besteht bereits aus Oberem Muschelkalk.

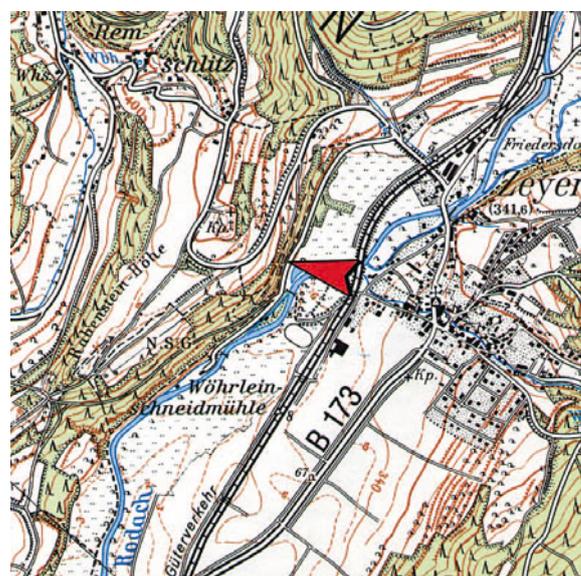
Am Hangfuß sind südwestlich der Wöhrleinschneidmühle noch Gesteine des Oberen Buntsandsteins erschlossen. Dolomitische Tonsteine des Röt unterlagern hier den Muschelkalk, der mit der charakteristischen Grenzgelbkalk-Bank beginnt. Darüber folgen Flaserdolomite, Mergel und Kalke, die teilweise reichlich Fossilien enthalten. Aufgrund der gewellten Schichtflächen spricht man im mittleren Teil des Profils von Wellenkalken. Oolithische Konglomeratführende Kalkbänke im oberen Profilabschnitt werden als Schaumkalkbänke bezeichnet.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll

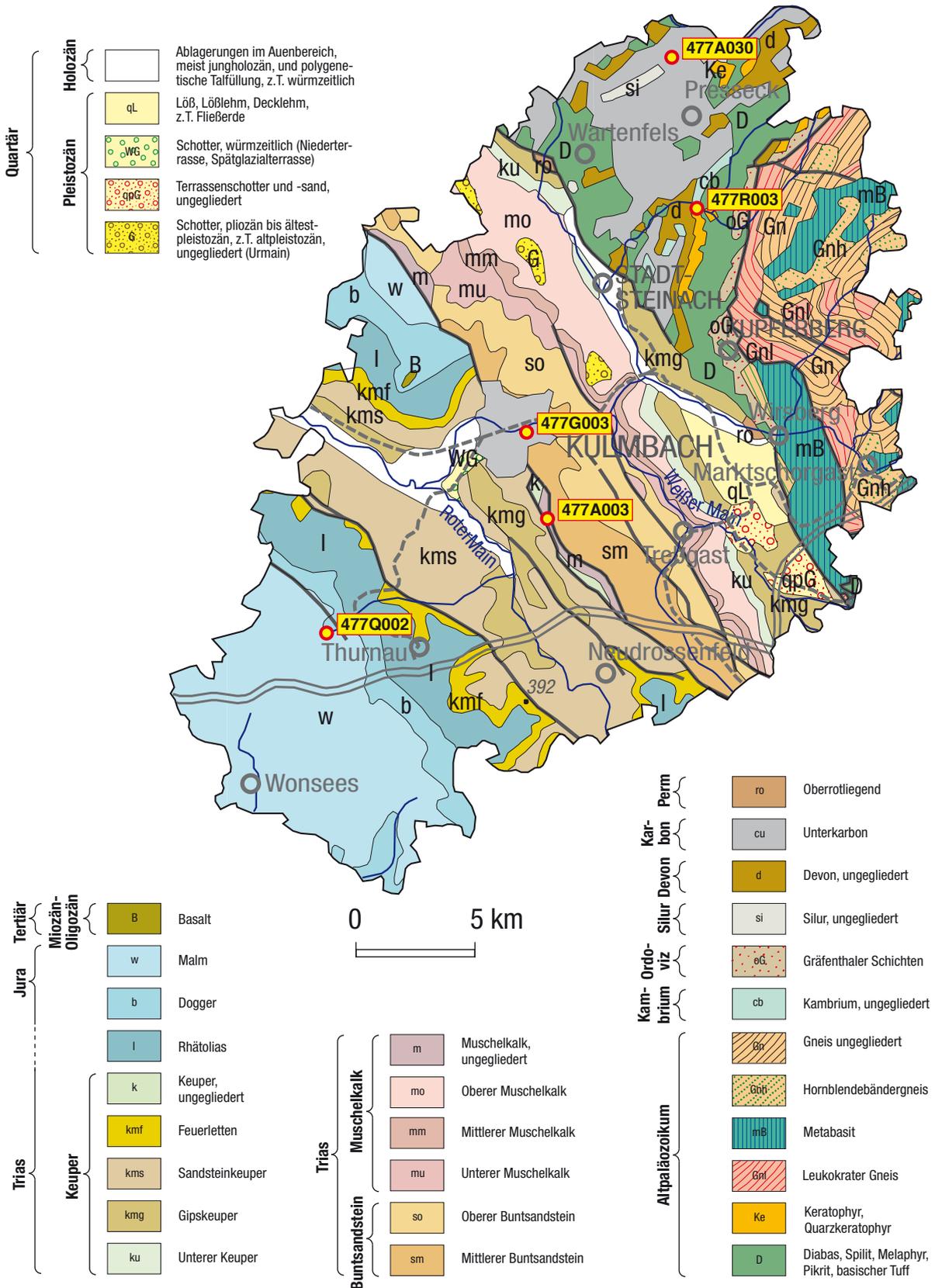
Literatur: HERBIG (1925)
 GEVERS (1926)
 EMMERT & HORSTIG (1972)
 RIECH & TRUCKENBRODT (1973)
 LEITZ & SCHRÖDER (1981)



Die Zeyerner Wand im Rodachtal



GEOTOPE IN OBERFRANKEN



4.8 Kulmbach

Am Landkreis Kulmbach haben die naturräumlichen Haupteinheiten des Nordwestlichen Frankenwaldes, der Münchberger Hochfläche und des Obermainischen Hügellandes sowie der Nördlichen Frankenalb Anteil. Er umfaßt mit dem Frankenwald und der Münchberger Hochfläche Einheiten des nordostbayerischen Grundgebirges; die restliche Landkreisfläche wird vom permischen und mesozoischen Deckgebirge eingenommen.

Der Frankenwald und die Münchberger Hochfläche sind Bestandteile des Thüringisch-Fränkischen Mittelgebirges. Es handelt sich um eine ehemalige, flachhügelige Rumpffläche in verschiedenen Höhenlagen, in die die nach Westen in den Main entwässernden Flüsse und Bäche enge Täler eingeschnitten haben. Diese erdgeschichtlich sehr jungen landschaftsbildenden Vorgänge (rückschreitendes Einschneiden der Fließgewässer) wurden durch die stärkere Heraushebung des Grundgebirges gegenüber dem Deckgebirge in Bereich der Fränkischen Linie verursacht.

Im Gebiet des Landkreises Kulmbach liegen die durchschnittlichen Höhenlagen im Grenzbereich zum Deckgebirge bei 500 bis 570 m, im Gebiet um Oberehesberg, nordwestlich von Wartenfels, werden jedoch am Abbruch der Fränkischen Linie auch Höhenlagen von über 610 m erreicht. Östlich davon steigt die Landschaft bis über 650 m an. Die höchste Erhebung ist der Bärenrangen im Rodecker Forst südlich Schwarzenstein mit 716 m.

Die Gesteinseinheiten des Frankenwälder Paläozoikums reichen von Mittelkambrium bis zum Unterkarbon. Es handelt sich überwiegend um Tonschiefer, Sandsteine, quarzitische Grauwacken und Konglomerate sowie Kieselschiefer-Einlagerungen. Dazwischen liegen noch vulkanische Gesteinskomplexe wie Diabase (alte Basalte) und Diabastuffe, vereinzelt auch marine Kalksteine. Neben Gesteinen der Thüringischen Fazies treten in der sogenannten Randschieferserie in der Umarmung der Münchberger Masse auch Gesteine der Bayerischen Fazies auf (beispielsweise gelb-rote Schiefer und Tuffite). Im Gebiet um Marktschorgast und östlich von



Der Quarzkeratophyr in der Steinachklamm bei Wildenstein ist oft von leuchtend gelben Flechten übersät.

Kupferberg werden Gesteinsserien der Münchberger Masse angeschnitten, die während der variszischen Gebirgsbildung auf die saxothuringischen Einheiten des Frankenwälder Paläozoikums überschoben wurden.

Variszisch verfaltete Gesteinsserien, wie sie im Frankenwald anstehen, bilden auch die Unterlage des Obermainischen-Hügellandes. Umgekehrt lagen einstmals auch junge Sedimentschichten über dem Frankenwälder Paläozoikums. Entlang von großen Störungen erfolgten seit der variszischen Gebirgsbildung immer wieder tektonische Bewegungen. Die Böhmisches Masse als große mitteleuropäische Grundgebirgsscholle, deren Westrand das Thüringisch-Fränkische Mittelgebirge und das nordostbayerische Grundgebirge bildet, wurde im Lauf von Jahrtausenden an Störungen gegenüber dem nachvariszischen Deckgebirge herausgehoben. In der Folge wurden die überlagernden Deckgebirgsschichten wieder vollständig abgetragen.

Die Grenze zwischen dem Grundgebirge und dem Obermainischen Hügelland bildet eine große Bruchlinie, die Fränkische Linie, die auch in der Landschaft markant in Erscheinung tritt. Die vorgelagerten Sedimente des Deckgebirges sind ebenfalls von Störungen durchzogen; sie zerbrachen in zahlreiche Nordwest-Südost-streichende Schollenleisten („Bruchschollenland“).

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

An den Frankenwald grenzt im Südwesten das Obermainische Hügelland. Seine Höhenrücken liegen zwischen 470 m und 520 m. Dagegen liegt die Main-Talaue bei Kulmbach nur noch bei etwa 300 m. Die Gesteinsschichten des Obermain-Schollenlandes wurden im Erdmittelalter abgelagert. Im Vergleich zum Grundgebirge zeigen sie, abgesehen von den Verwerfungen zwischen den einzelnen Schollen, eine wenig gestörte Schichtenlagerung. Parallel zur Fränkischen Linie, die durch Stadtsteinach verläuft, zieht eine weitere bedeutende Störung mitten durch Kulmbach. Die Gesteinsschichten zwischen diesen beiden Verwerfungen fallen in Richtung Ostnordost ein. Als

älteste Sedimente des Deckgebirges kommen daher im Ostteil von Kulmbach die meist rötlichen Sandsteine, Tonsteine und Konglomerate des Buntsandsteins zu Tage. Diese werden gegen Nordwesten hin von den meist kalkigen und mergeligen Gesteinen des Muschelkalks überlagert. In einem schmalen Gebietsstreifen südwestlich der Fränkischen Linie lagern über dem Muschelkalk auch noch die überwiegend tonigen und sandigen Sedimente des Unteren und Mittleren Keupers. Ein weiteres, stark gestörtes Vorkommen von Muschelkalk- und Keupergesteinen liegt in einer schmalen tektonischen Scholle südsüdöstlich von Kulmbach.



Westlich und südlich von Kulmbach kommen entlang einer tektonischen Aufsattelung die sandigen und tonigen Gesteine des Mittleren und Oberen Keupers zu Tage. Nordwestlich von Kulmbach werden diese von der jurassischen Schichtfolge überlagert, die hier nach Nordosten einfällt und schließlich von der Kulmbacher Störung gekappt wird. Jenseits des Roten Mains fallen die Schichten in Richtung Südwesten ein, so daß auch hier über dem Keuper die jurassischen Gesteine zu Tage treten. Mit den dunklen Tonsteinen und Sandsteinen des Lias beginnt allmählich der Anstieg zur Fränkischen Alb. Darüber folgt der Dogger mit seinen eisenhaltigen Sandsteinen.

Der Aufschluß mit silurischen Graptolithenschiefers an der Rauschenhammermühle ist Ziel zahlreicher geowissenschaftlicher Exkursionen.

„Die beherrschenden Formen des Gotlandium-Meeres waren die Graptolithen. In den Schiefen liegen ihre Ruderfüße meist als plattgedrückte, kohlige bzw. chitinöse Häutchen auf den Schichtflächen.“ (WURM 1961)



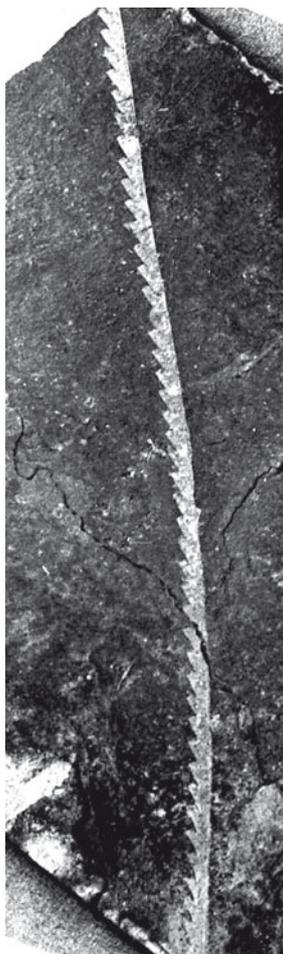
„Demirastrites cf. convolutus“ von der südlichen Böschung der Holzwerke Ströhla an der Rauschenhammermühle (Bildnachweis; Prof. J. GANDL, Würzburg)
Alter: Llandovery (Unteres Silur)

Zur Fränkischen Alb gehört das Gebiet südwestlich von Thurnau. Die Malm-Hochfläche mit Erhebungen bis über 500 m ü. NN wird von einer markanten Schichtstufe begrenzt. Bezeichnend für das Gebiet sind die auffälligen Felsbildungen in den Tälern. Die hellen, massigen Felsen bestehen meist aus Schwammriffgesteinen, die sich zusammen mit gebankten Kalkstein- und Dolomitsteinlagen im Jura-Meer gebildet haben. Dolinen, Höhlen und große Quellen zeugen von der Verkarstung dieser Gesteine.

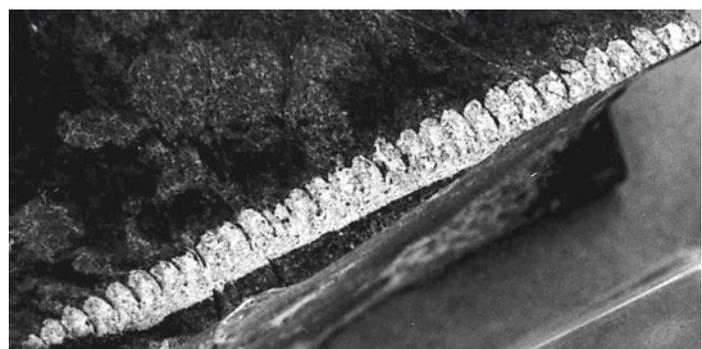
Die Verkarstung des Malms begann bereits in der Unteren Kreide, als das Gebiet ein Festland bildete. Während der Oberkreide bedeckte erneut ein Meer das Gebiet und hinterließ sandige Sedimente. Reste dieser Ablagerungen sind nordwestlich von Schirradorf erhalten. Im Tertiär wurde ein Großteil der kreidezeitlichen Sedimente wieder abgetragen und die Albhochfläche geformt.

Tertiäre Sedimente sind im Landkreis kaum erhalten. Nur südlich und westlich von Stadtsteinach liegen kleine Vorkommen von pliozänen Schottern. Basaltgänge nördlich von Veitlahm zeugen von einer begrenzten vulkanischen Aktivität im Tertiär.

Hangschutt-Ablagerungen, die am Hangfuß mehrere Meter Mächtigkeit erreichen können, sowie fluviale Geröllterrassen in den Tälern wurden als jüngste Ablagerungen im Quartär gebildet.



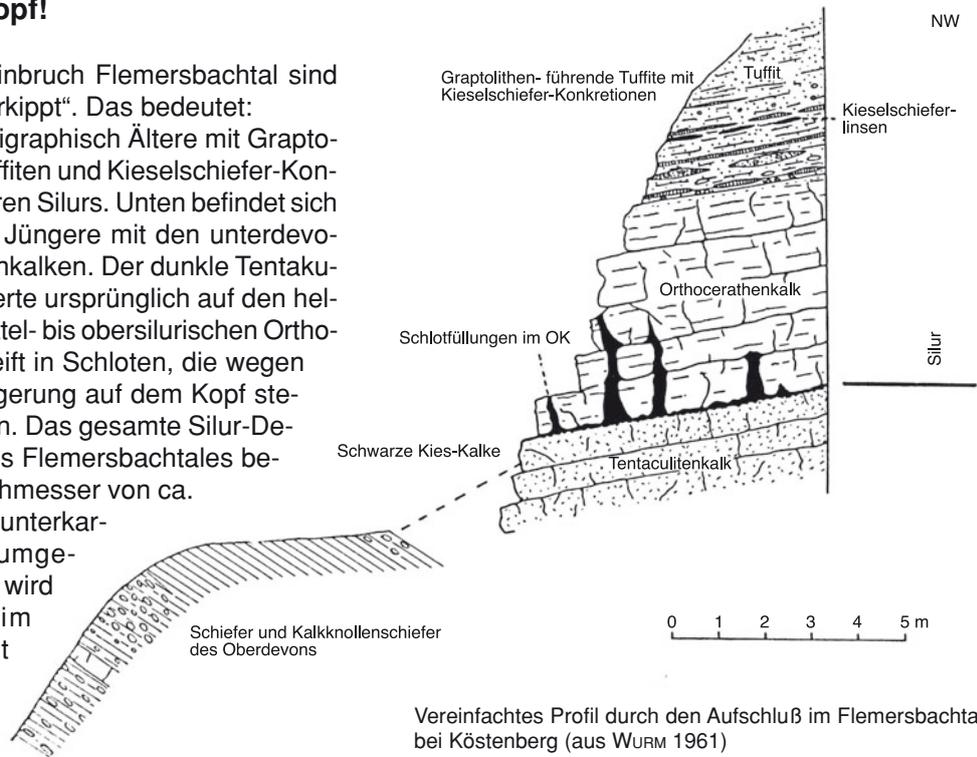
„Linograptus cf. posthumus“ aus einer Schürfstelle südwestlich Tannenreuth (Bildnachweis; Prof. J. GANDL, Würzburg)
Alter: Pridoli (Oberes Silur)



„Monograptus lobiferus“ aus einem Acker am nordöstlichen Ortsausgang von Bärnreuth (Bildnachweis; Prof. J. GANDL, Würzburg)
Alter: Llandovery (Unteres Silur)

Die Welt steht Kopf!

Im ehemaligen Steinbruch Flandersbachtal sind alle Schichten „überkippt“. Das bedeutet: Oben liegt das stratigraphisch Ältere mit Graptolithen-führenden Tuffiten und Kieselschiefer-Konkretionen des mittleren Silurs. Unten befindet sich das stratigraphisch Jüngere mit den unterdevonischen Tentakulitenkalken. Der dunkle Tentakulitenkalk transgredierte ursprünglich auf den helleren, flaserigen, mittel- bis obersilurischen Orthoceratenkalk und greift in Schloten, die wegen der überkippten Lagerung auf dem Kopf stehen, in diesen hinein. Das gesamte Silur-Devon-Vorkommen des Flandersbachtals besitzt nur einen Durchmesser von ca. 50 m und wird von unterkarbonen Schiefen umgeben. Diese Scholle wird als Gleitscholle im Kulm interpretiert (GANDL 1981).



Man kann sich folgende Szenerie vorstellen: Durch ein Erdbeben oder eine Sturmflut bricht - ähnlich wie beim Abkalben eines Eisberges eine große Scholle von einer untermeerischen Karbo-

natplattform ab und „purzelt“ den Kontinentalhang hinab. Unter Umständen bleibt sie dann „Kopf-über“ in anderen Sedimenten liegen - eine Laune der Natur.



Orthoceras aus einem Vorkommen am Theresienstein östlich Hof/Saale. Bei den Orthoceraten handelt es sich um paläozoische, im Meer lebende Kopffüßler, sogenannte Cephalopoden. Diese Orthoceraten besitzen ein gestrecktes, stabförmiges kalkiges Gehäuse, das innen in Kammern unterteilt ist. Die Kammerwände sind leicht konvex gekrümmt. Die Form der Wand im Anschnitt dient zur Bestimmung einzelner Arten und wird als Lobenlinie bezeichnet.

Ehemaliger Steinbruch im FLEMERSBACHTAL südlich von Köstenberg

Geotopnr.:	477A030
Landkreis:	Kulmbach
Gemeinde:	Markt Presseck
TK 25:	5735 Schwarzenbach am Wald
Lage:	R: 4467500 H: 5568170
Naturraum:	Nordwestlicher Frankenwald (392)
Gestein:	Tentakulitenkalk (Unterdevon) Graptolithen-führende Tuffite und Orthoceratenkalk (Silur) <i>Bayerische Fazies</i>

Beschreibung:

In einem verwachsenen, ehemaligen Steinbruch im FLEMERSBACHTAL ca. 500 m südlich Köstenberg steht Orthoceratenkalk an.

Neben einem Vorkommen nordöstlich von Stadtsteinach sind die drei Vorkommen bei Köstenberg die einzigen Fundstellen im Frankenwald. Der Orthoceratenkalk ist ein hell- bis mittelgrauer, rötlich gefleckter, dichter Kalkstein. Charakteristisch sind Bruchstücke der namensgebenden Orthoceraten (langgestreckter Kopffüßler), die teilweise mit weißem Calcit gefüllt sind.

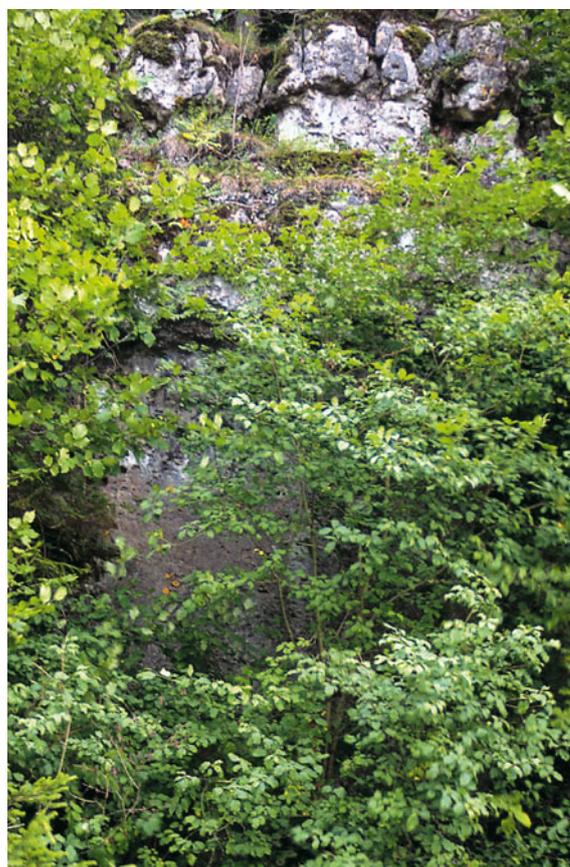
Wegen der überkippten Lagerung wird der Kalk von den stratigraphisch älteren, Graptolithen-führenden Tuffiten überlagert. Das stratigraphisch Hangende, das altersmäßig Jüngere, bilden dunkle unterdevonische Tentaculitenkalke, die den Orthoceratenkalk im Aufschluß unterlagern.

Im Orthoceratenkalk wurde eine umfangreiche Makrofauna mit Echinoideen, Crinoideen, Korallen, Würmern und Conodonten gefunden.

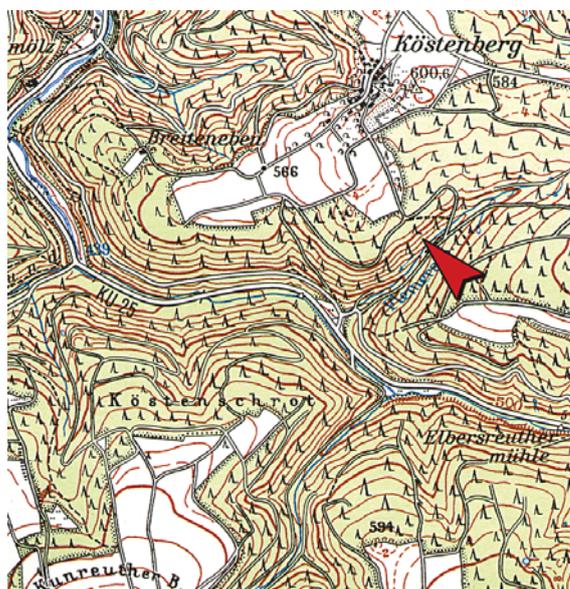
Die Vorkommen bei Köstenberg wurden in früherer Zeit abgebaut und für ornamentale Zwecke verarbeitet.

Schutzstatus:	Naturpark
Geowiss. Bewertung:	wertvoll

Literatur:	WURM (1927)
	HORSTIG & STETTNER (1976)
	GANDL (1981)
	WEINIG et al. (1984)



Der Steinbruch im FLEMERSBACHTAL wurde von der Natur bereits zurückerobert.



GEOTOPE IN OBERFRANKEN

Oberdevonischer Flaserkalk an der Burgruine Nordeck

In den Flaserkalkprofilen an der Burgruine Nordeck wurden grundlegende Untersuchungen für die Stratigraphie des Oberdevons durchgeführt, da diese Profile eine bedeutende Anzahl an Leitfossilien aufweisen. Über Diabastuffen am Fuß des Felsens liegt ein 80 cm mächtiges Roteisenlager.

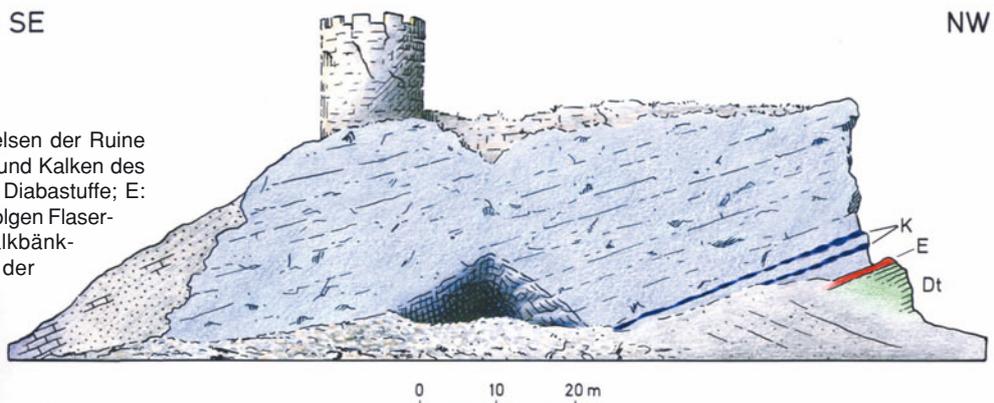


Darüber folgen 1,20 m mächtige graue Flaserkalke ("Manticoceras calculiforme-Zone"), gefolgt von 0,70 m mächtigen hellgrauen Kalken, die im Hangenden und Liegenden von Kellwasserkalkbänken eingerahmt werden ("Crickites holzapfeli-Zone"). Überlagert wird diese Einheit von 14 m mächtigen, ebenfalls hellgrauen bis rötlichen Kalken ("Cheiloceras-Stufe"). Die Serien fallen nach Südosten ein. Der Kellwasserkalk bildet bis 10 cm dicke, nicht aushaltende Bänken aus einem tonflaserfreien, dunkelgrauen, schwach bituminösen Kalkstein.

Südsüdöstlich der Ruine Nordeck transgredierte Kohlenkalke des hohen Ober-Tournai mit aufgearbeiteten älteren Devon- und Karbon-Conodonten über oberdevonische Flaserkalke.



Oberdevonische plattige bis bankige, hellgraue bis rötlichgraue Kalke an der Südwestseite des Burgfelsens der Ruine Nordeck.



Nordostseite des Burgfelsens der Ruine Nordeck mit Vulkaniten und Kalken des tieferen Oberdevons; Dt: Diabastuffe; E: Roteisenlager; darüber folgen Flaserkalke; K: Kellwasserkalkbänken, im mittleren Teil der Skizze ein Eingang zu einer Höhle (abgeändert nach WURM 1957).

Steinachklamm bei Wildenstein

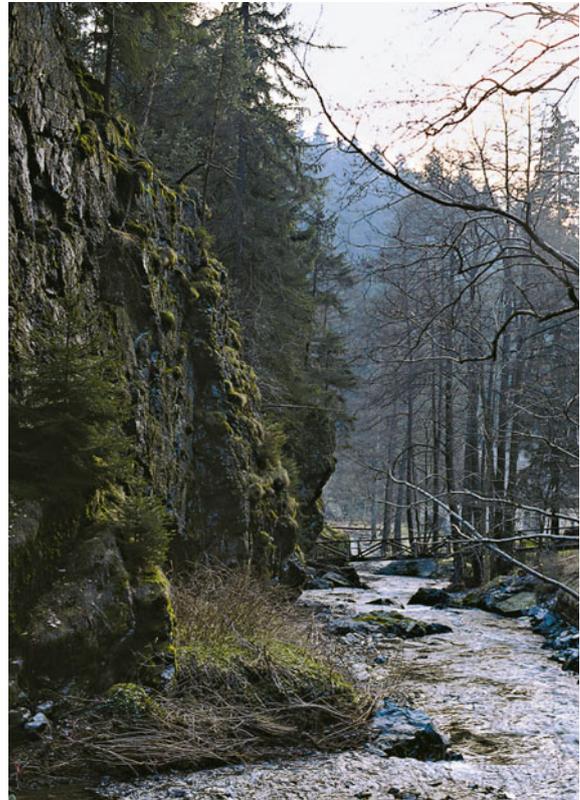
Geotopnr.:	477R003
Landkreis:	Kulmbach
Gemeinde:	Markt Presseck
TK 25:	5835 Stadtsteinach
Lage:	R: 4468460 H: 5562020
Naturraum:	Nordwestlicher Frankenwald (392)
Gestein:	Quarzkeratophyr (Unter-Karbon) <i>Bayerische Fazies</i>

Beschreibung:

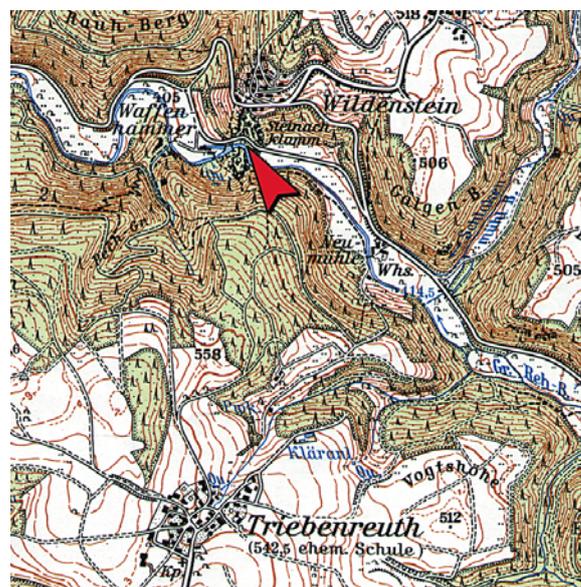
Südlich von Wildenstein steht bei Waffenhammer ein Nord-streichender, sich auf 200 m Länge erstreckender Quarzkeratophyrstock an. Über viele zehntausende von Jahren hat die Steinach einen engen, wenige Meter breiten und mehr als 40 m tiefen Durchbruch durch diesen Riegel geschaffen, die Steinachklamm. Diese Klamm wurde für die Straße durch Sprengung erweitert.

Die steil aufragenden Felsen sind aus Quarzkeratophyr (saurer Vulkanit) aufgebaut. Das sehr harte Gestein bricht scharfkantig und zeigt eine porphyrische Struktur. In einer schwarzgrauen bis grüngrauen, weiß ausbleichenden Grundmasse liegen mehrere mm große Einsprenglinge aus farblosem Quarz und weißem Plagioklas. Der Quarzkeratophyr sondert in 1 bis 4 m mächtige Bänke ab und ist häufig von kräftig-gelb gefärbten Flechten überzogen.

Die nicht-asphaltierte und z.T. viele Schlaglöcher aufweisende Forststraße zur Steinachklamm ist dem öffentlichen Verkehr freigegeben. Rücksichtsvolle Fahrweise, vor allem den zahlreichen Wanderern gegenüber, ist dringend geboten.



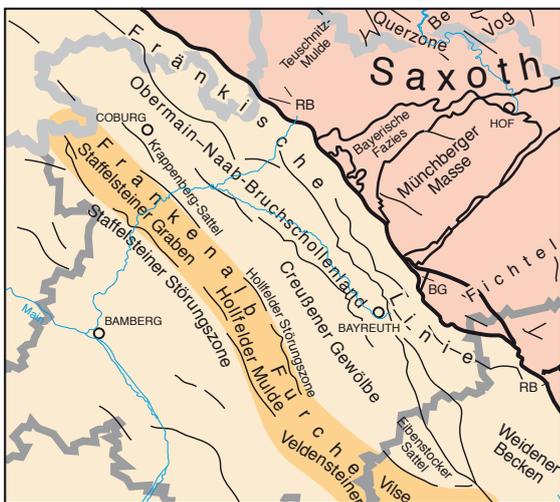
Wanderwege erschließen die romantisch anmutende Steinachklamm bei Wildenstein



Schutzstatus:	Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung:	wertvoll
Literatur:	WURM (1957) EMMERT et al. (1960)

Das Deckgebirge zerbricht!

In der Fränkischen Alb und dem westlich davon gelegenen Schichtstufenland liegen die Gesteinsschichten meist horizontal oder leicht geneigt übereinander. Große Störungen und Falten sind hier eher selten. Dagegen wird das Gebiet zwischen der Fränkischen Alb und dem Ostbayerischen Grundgebirge von zahlreichen bedeutenden Störungen durchzogen. Dieser ca. 25 km breite Gebietsstreifen wird daher von den Geologen als "Obermain-Naab-Bruchschollenland" bezeichnet.



Ausschnitt aus tektonischer Übersichtskarte S. 21

Die großen Störungen und die Faltenachsen streichen meist etwa Nordwest-Südost, parallel zu der bedeutendsten Störung, der "Fränkischen Linie". An dieser Störung wurde das Grundgebirge gegenüber den benachbarten Sedimentschichten örtlich um mehr als 2000 m herausgehoben. Diese Heraushebung fand nicht gleichmäßig oder plötzlich statt. Spätestens seit dem Perm (seit beinahe 300 Millionen Jahren!) wurde diese Störungszone immer wieder phasenweise aktiviert. Die Bewegungen wurden nicht nur in den Versatzbeträgen, sondern auch in Sedimenten dokumentiert. Von den angehobenen Gebieten wurde Material abgetragen und in den abgesenkten Bereichen in großen Schuttfächern wieder abgelagert.

Die komplexe tektonische Geschichte des Gebietes führte dazu, daß einzelne Schichtpakete gegenüber den benachbarten Gesteinen immer wieder angehoben oder abgesenkt wurden. Dabei kann die Bewegungsrichtung an einer Störung im Lauf der Zeit mehrfach gewechselt haben. In der geologischen Karte ergab sich dadurch ein buntes Muster von Streifen, die alle etwa Nordwest-Südost verlaufen.



Große Faltenstrukturen im Steinbruch Herlas bei Forstlahm südlich Kronach

Ehemaliger Steinbruch Herlas

Geotopnr.: 477A003
Landkreis: Kulmbach
Gemeinde: Kulmbach, Große Kreisstadt
TK 25: 5934 Thurnau
Lage: R: 4462250, H: 5549500
Naturraum: Obermainisches Hügelland (071)
Gestein: Oberer Muschelkalk

Beschreibung:

Östlich von Forstlahm liegt im Hauptmuschelkalk der ehemalige Steinbruch Herlas. Dickbankige Kalke wechsellagern hier mit Tonlagen. Die Cycloidesbank enthält zahlreiche Schalenreste der namensgebenden Brachiopoden und erlaubt dadurch die stratigraphische Einordnung des Profils.

In den gut geschichteten Gesteinen erkennt man eine große Z-förmige Faltenstruktur. Die Faltenachsen streichen etwa horizontal in Richtung Nordwest-Südost. Während die Schichten in einem Faltenchenkel etwa horizontal liegen, sind sie im anderen Faltenchenkel senkrecht aufgestellt oder nach Südwesten überkippt. Letzteres wird als Südwest-vergenter Faltenbau bezeichnet. Die gesamte Struktur beruht auf einer Einengung mit Überschiebung von Nordost nach Südwest.

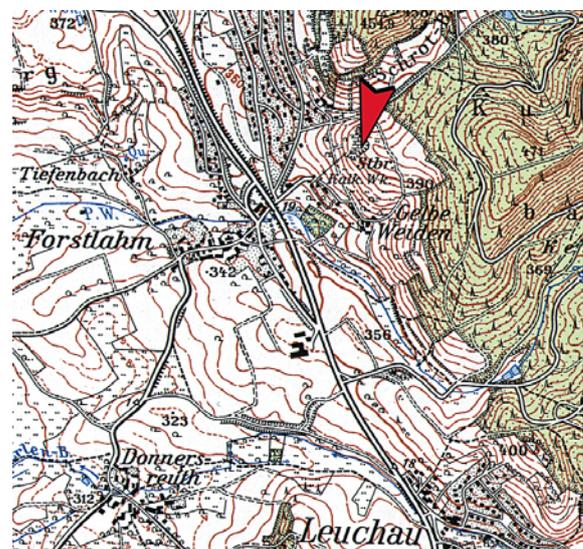
Der ca. 6 km lange, aber maximal 400 m breite Muschelkalkzug, der in Herlas aufgeschlossen ist, grenzt im Südwesten und Nordosten mit Störungen an Sandsteinkeuper und Mittleren Buntsandstein. Die Störungen gehören zur sogenannten Kulmbacher Störungszone inmitten des Obermain-Naab-Bruchschollenlandes, die hier mit nur ca. 400 m relativ geringe vertikale Versatzbeträge aufweist. Nördlich von Kulmbach beträgt der Versatz hingegen 900 m; dort wurde die Buntsandstein-Scholle über die jüngeren Triaseinheiten bis auf die Höhe des Malm gehoben.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll

Literatur: GEVERS (1926)
 REUL (1953)
 BEHRENS et al. (1967)
 KNEIDL (1974)
 STREIT (1974)
 SCHRÖDER (1978)



Versteinertes sog. „Wildgefüge“ im Steinbruch Herlas - verursacht von bodendurchwühlenden Lebewesen auf der Suche nach Nahrung!



Kulmbacher Konglomerat

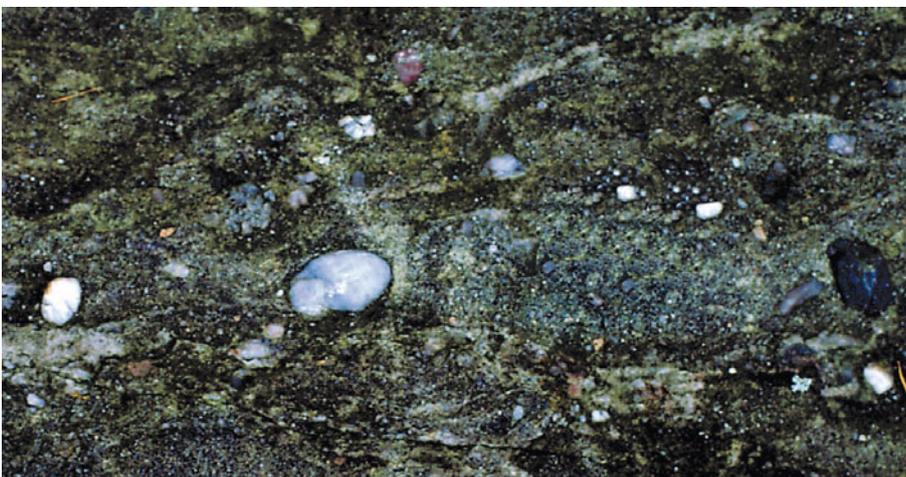
Im Raum Kronach-Bayreuth liegt an der Basis des Mittleren Buntsandsteins das sogenannte Kulmbacher Konglomerat. Dieses vertritt hier die Volpriehausen-Folge, die im Raum Spessart-Rhön-Coburg vorwiegend sandig-tonig entwickelt ist (FREUDENBERGER 1996). Die grobkörnigen Sedimente des Kulmbacher Konglomerats (Gerölle von einigen cm Durchmesser sind keine Seltenheit) weisen darauf hin, daß man sich hier am Rand des damaligen Sedimentationsbeckens befindet. Die quarzreichen Sedimente stammen mit hoher Wahrscheinlichkeit aus dem benachbarten ostbayerischen Grundgebirge, das bereits zu dieser Zeit an der Fränkischen Linie herausgehoben wurde und infolgedessen erodiert werden konnte. Der Transport und die Ablagerung des Materials scheint meist parallel zur Fränkischen Linie in Richtung Nordnordwest erfolgt zu sein. Zu diesem Schluß kommen SCHNITZER (1957) und TEYSSEN & VOSSMERBÄUMER (1979) aufgrund von zahlreichen Messungen an Schrägschichtungskörpern im Sandstein.



Horizontal geschichteter Sandstein mit Schrägschichtungskörpern in der unteren Bildhälfte

Offenbar existierte während des Mittleren Buntsandsteins östlich der Fränkischen Linie ein verwildertes Flußsystem. Zwischen den gekrümmten Stromkanälen lagen breite Ebenen, die nur von größeren Hochwässern überflutet und eingesandet wurden. Über Schuttkegel wurde aus dem östlich angrenzenden, tektonisch angehobenen Grundgebirge teilweise grobes Material ins

Vorland geliefert. Von einer zeitweisen Winderosion zeugen zahlreiche Windkanter (durch Sanddrift kantig anpolierte Gerölle), die im Kulmbacher Konglomerat, vor allem im Hangenden von Gerölllagen, gefunden wurden (DORN 1926).



Kulmbacher Konglomerat in der Sandgrube Neuenreuth

Stollenanlage Langheimer Amtshof

Geotopnr.: 477G003
Landkreis: Kulmbach
Gemeinde: Kulmbach
TK 25: 5834 Kulmbach
Lage: R: 4461500, H: 5552540
Naturraum: Obermainisches Hügelland (071)
Gestein: Kulmbacher Konglomerat
 (Mittlerer Buntsandstein)

Beschreibung:

Die Stollenanlage unter dem Langheimer Amtshof ist eine von über 70 Stollenanlagen in Kulmbach. Die Anlage dieser Gänge erfolgte spätestens seit dem Mittelalter. Sie dienten hauptsächlich zur kühlen Lagerung von Lebensmitteln und Bier. Das herausgeholte Material wurde als Bau- sand oder zum Scheuern von Holzböden ("Stubensand") verwendet.

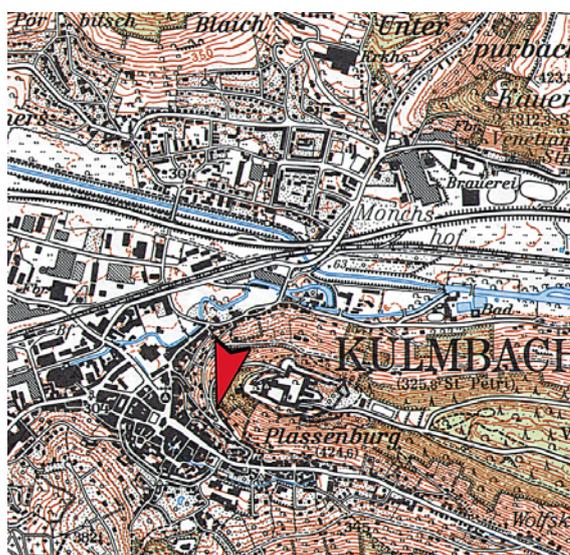
Die geröllführenden Sandsteine des Kulmbacher Konglomerats sind relativ leicht zu bearbeiten, so daß teilweise ausgedehnte und geräumige unterirdische Anlagen entstanden. Die Stollen folgen meist der natürlichen Klüftung im Sandstein. Allerdings beginnen entlang derselben Klüfte die heute meist ungenutzten Stollen langsam zu verfallen.

An den Wänden können die Schrägschichtungskörper und die Gerölllagen besonders gut studiert werden. Die meist unverbauten Stollenanlagen bieten einen einzigartigen dreidimensionalen Aufschluß im Kulmbacher Konglomerat.

Die Stollenanlage am Langheimer Amtshof ist heute noch auf ca. 250 m Länge begehbar. Vom Hauptgang zweigen mindestens sieben Nebengänge ab. Die Fortsetzungen der Stollen sind teilweise verstürzt oder durch eingeschwemmten Sand verfüllt.



Typisches Gangprofil in der Stollenanlage



Schutzstatus: keiner
Geowiss. Bewertung: bedeutend

Literatur: GUDDEN (1955)

Karstquellen am Rand der Alb

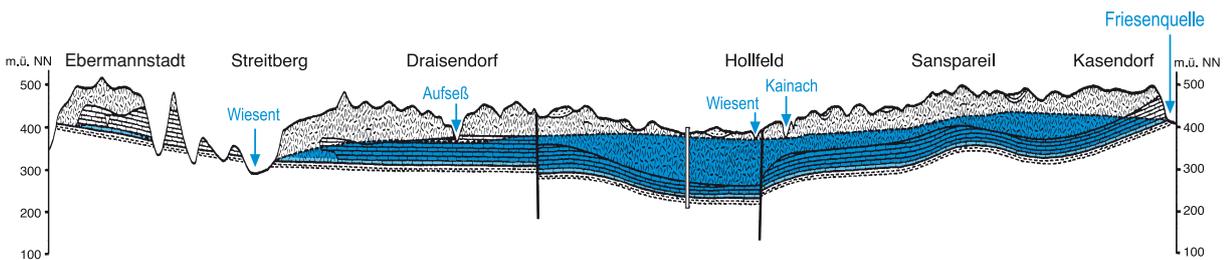
Auf die Hochflächen der Nördlichen Fränkischen Alb fallen durchschnittlich etwa 800 mm Niederschlag im Jahr. Je nach Landnutzung verdunsten hiervon etwa 400 – 500 mm. Der Rest verbleibt als Abfluß. Aufgrund des stark geklüfteten und verkarsteten Gesteins im Untergrund findet nahezu kein oberirdischer Abfluß von den Hochflächen statt; das gesamte nicht verdunstete Wasser versickert und wird zu Grundwasser. Eine einfache Umrechnung ergibt, daß durchschnittlich pro Sekunde auf einem Quadratkilometer der Albhochfläche ca. 9 bis 12 Liter Grundwasser neu gebildet werden. Aufgrund dieser starken Grundwasserneubildung ist das Gebiet auch für die Erschließung von Trinkwasser interessant. Unter den grundwasserleitenden Gesteinen des Malmes liegen grundwasserstauende Ton- und Mergelschichten. Am Rand der Frankenalb und in einigen Tälern ist diese Schichtgrenze angeschnitten. Hier tritt das Grundwasser nach einem

teilweise viele Kilometer langen, unterirdischen Weg in vielen großen und kleinen Quellen wieder zutage. Nach der oben angeführten Wasserbilanz ist zum Beispiel der Friesenquelle mit ihrer durchschnittlichen Schüttung von ca. 180 l/s ein Einzugsgebiet von ca. 15 – 20 Quadratkilometern zuzuordnen.



Aufquellendes Wasser in der Friesenquelle

Nur relativ selten sind größere Karstquellen noch in ihrem natürlichen Zustand erhalten. Sie wurden und werden zur Nutzung für die Wasserversorgung, für Fischteiche oder für Mühlen umgestaltet und überbaut. Um so wichtiger ist der Schutz der verbliebenen Karstquellen im Urzustand.



Hydrogeologisches Profil über die Fränkische Alb (nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1995)

Friesenquelle bei Kasendorf

Geotopnr.: 477Q002
Landkreis: Kulmbach
Gemeinde: Markt Kasendorf
TK 25: 5934 Thurnau
Lage: R: 4453000, H: 5544150
Naturraum: Nördliche Frankenalb (080)
Gestein: Werkkalk (Unterer Malm)

Beschreibung:

Neben der Straße von Kasendorf nach Azendorf liegt die Friesenquelle. Unterhalb der Quelle weist der flachere Hang auf die weichereren Gesteine des Doggers hin, während oberhalb der Quelle in härteren Malmgesteinen der steile Anstieg zur Hochfläche der Frankenalb ansetzt. Die Quelle liegt also an der Basis der Karbonatgesteinsabfolge des Malms. Unter den gut wasserdurchlässigen, geklüfteten und verkarsteten Kalken und Dolomiten des Malms liegt der Ornatenton, der den Grundwasserhorizont nach unten hin abschließt. Die Schichtgrenze Dogger/Malm fällt von der Quelle aus bergwärts ein. Dadurch entstand ein großer wannenartiger Grundwasserkörper, der seinen Hauptablauf an der Friesenquelle hat. Das Wasser der Friesenquelle quillt in eindrucksvoller Weise aus dem sandigen Boden des Quellteichs und wölbt die Wasseroberfläche an mehreren Stellen kuppelförmig auf. Nach Messungen des Wasserwirtschaftsamts Bayreuth beträgt die mittlere Schüttung der Quelle ca. 180 Liter pro Sekunde (entsprechend 15500 Kubikmetern am Tag). Auch bei Niedrigwasser fließen noch 50 l/s ab, bei Hochwasser können kurzfristig 800 l/s erreicht werden.



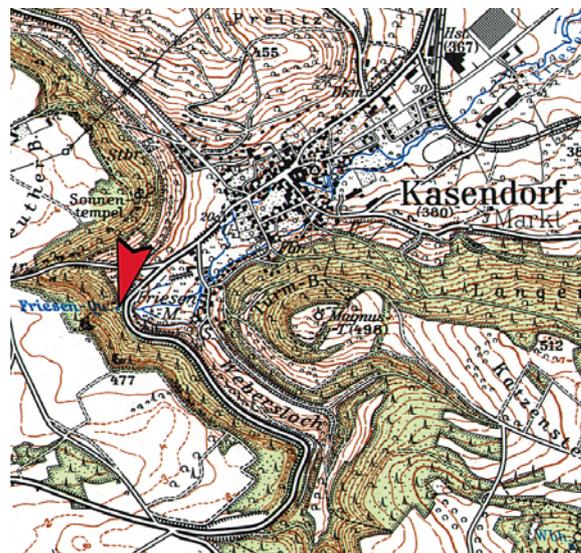
Friesenquelle



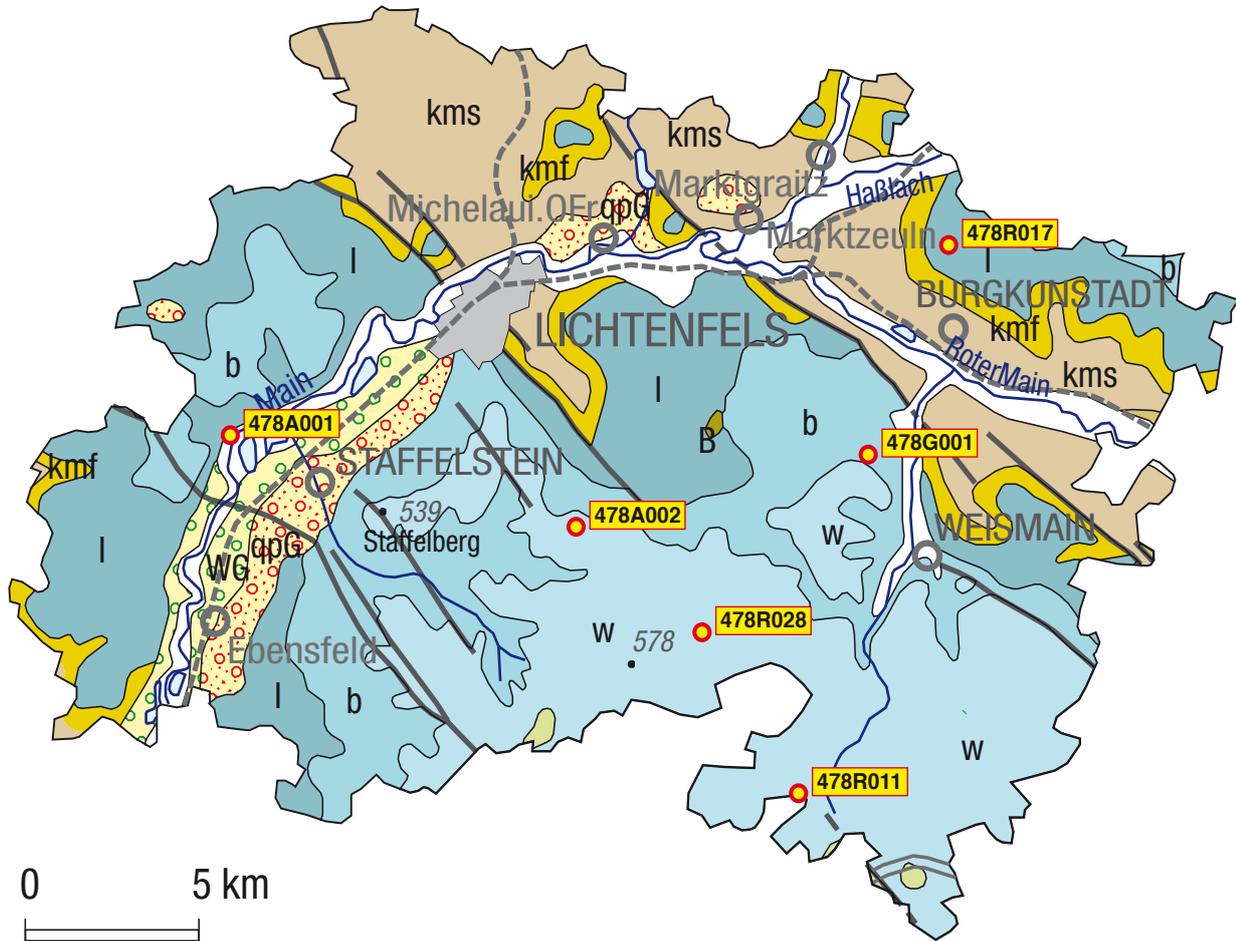
Zugang zum Quellaustritt mit Beschilderung

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1990)
 BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1995)



GEOTOPE IN OBERFRANKEN



Quartär	Pleistozän	Holozän		Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich
				Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)
				Terrassenschotter und -sand, ungliedert
Kreide Tertiär	Miozän-Oligozän		B	Basalt
			kro	Oberkreide (Präobercenoman bis Campan)
Jura		w	Malm (Weißer Jura)	
		b	Dogger (Brauner Jura)	
		l	Lias (Schwarzer Jura) und Oberer Keuper (Rhät)	
Trias	Keuper		kmf	Feuerletten (Knollenmergel)
			kms	Sandsteinkeuper (ohne Feuerletten)
			kmg	Gipskeuper

4.9 Lichtenfels

Das Landkreisgebiet nördlich von Main und Rodach gehört der naturräumlichen Gliederung nach dem Itz-Baunach-Hügelland an. Der nordöstliche Landkreis reicht bis in das Obermainische Hügelland. Der übrige Bereich südlich des Mains wird vom Vorland der Nördlichen Frankenalb und von der Nördlichen Frankenalb selbst beherrscht. Die höchsten Erhebungen finden sich erwartungsgemäß in letzterer, und zwar im Raum Kümmersreuth – Rothmannsthal, wo des öfteren die 550 m-Höhenlinie überschritten und auf dem Kemnitzenstein 581 m erreicht werden. Als morphologische Besonderheit ist der Staffelberg (539 m) hervorzuheben, der zum Maintal mit einer Höhendifferenz von 285 m steil abfällt. Nördlich des Mains liegt der höchste Punkt auf dem Kulch (484 m) im Banzer Wald. Der Main tritt oberhalb Maineck in 284 m auf das Landkreisgebiet über, durchmißt es in einem nach Norden ausholenden Bogen von Ost nach Südwest in ausgeprägten Mäandern und verläßt es bei Unterbrunn in 242 m, dem tiefsten Punkt. Als einzigen größeren Nebenfluß nimmt der Main bei Hochstadt die Rodach auf.

Die geomorphologischen Verhältnisse werden von Nordwest-Südost-streichenden, bruchtektonisch überprägten Verbiegungen bestimmt, wobei die Schichten generell nach Südosten zur Hollfelder Mulde einfallen. Dies hatte zur Folge, daß die Malmtafel südlich des Mains nach Südosten geneigt ist, wobei der Nordwestrand von der Erosion als Schichtstufe herauspräpariert wurde (z.B. am Staffelberg). Modifiziert wird das Bild durch Verwerfungen, die gleichfalls Nordwest-Südost streichen, wie beispielsweise die Staffelseiner Störungszone (siehe Tektonische Übersichts-Karte von Oberfranken, S. 21).

Eine 1600 m tiefe Bohrung in Staffelstein, die im Jahre 1975 niedergebracht wurde, hat Lias, Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein und Zechstein durchteuft und endete in über 250 Mio. Jahren alten Ablagerungen des Rotliegenden. Die Bohrung hat, neben einem Süßwasser aus dem Sandsteinkeuper, einen eisenhaltigen Thermalsprudel aus dem höheren Buntsandstein erschlossen, auf dem der bereits im gleichen Jahr installierte Badebetrieb beruht.

Die an der Erdoberfläche aufgeschlossene Schichtenfolge umfaßt den oberen Teil des Keupers sowie Lias, Dogger und Malm. Unterkreide fehlt, aus der Oberkreide sind Reste erhalten. Das Tertiär wird lediglich durch Verwitterungsrelikte repräsentiert. Das Quartär ist mit eigenständigen Ablagerungen vertreten.

Als älteste geologische Einheiten streichen am östlichen Landkreisrand südöstlich Maineck graubraune Feinsandsteine und rote, gipshaltige Tonsteine des tieferen Teils des Mittleren Keupers (Gipskeuper) aus. Der Sandsteinkeuper (höherer Mittlerer Keuper), der weitgehend das Gebiet nördlich von Lichtenfels und die unteren Maintalhänge flußaufwärts einnimmt, besteht aus fein- bis grobkörnigen, hell- bis braungrauen Sandsteinen mit eingeschalteten roten und grünen, teils gipshaltigen Tonsteinlagen. Der Obere Keuper (Rhät) setzt sich aus roten und dunkelgrauen Tonsteinen sowie mittel- bis grobkörnigen, gelbbraunen, örtlich kohleführenden Sandsteinen zusammen. Der Rhäusstrich zieht als schmales Band im Liegenden der Juravorkommen an der westlichen Landkreisgrenze von Freiberg bis Oberbrunn, südlich Buch a. Forst bis Lichtenfels, südöstlich Lichtenfels in das Leuchsenbachtal hinein sowie im Maintal bis Hochstadt und säumt die Main- und Rodachtalunterhänge von Marktzeuln jeweils flußaufwärts. Isolierte Vorkommen liegen bei Schwürbitz und nördlich Michelau. Zusammen mit den Sandsteinen des untersten Lias bilden die Rhätsandsteine eine markante Geländestufe.

Der untere Abschnitt des Jura, der Lias, nimmt größere Flächen nördlich des Mains südwestlich der Linie Tiefenroth — Kösten ein, zieht südöstlich Ebenfeld in das Kellbachtal hinein, bildet die Höhen südöstlich Lichtenfels bis Isling sowie nordöstlich Burgkunstadt bis zur Landkreisgrenze und kommt in größerer Erstreckung östlich Weismain zutage. Liashauben tragen die Höhen bei Schwürbitz und nördlich Michelau. Dabei handelt es sich um eine Wechselfolge aus grauen oder graubraunen und gelbbraun verwitterten Sandsteinen, blau- bis dunkelgrauen, gelblich verwitterten Mergeln mit Kalksteinbänken und -knollen sowie grau-blauen bis dunkelgrauen, teils bituminösen Ton-

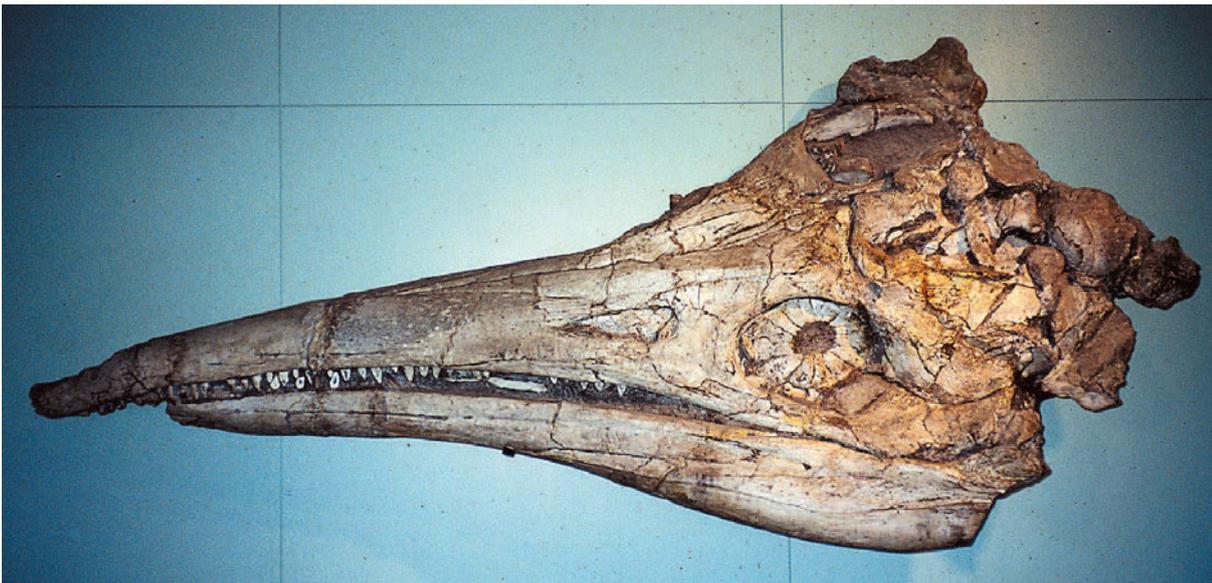
GEOTOPE IN OBERFRANKEN

steinen, aus denen auch die großartigen Fossilien des Museums von Kloster Banz stammen.

Der mittlere Juraabschnitt, der Dogger, bildet nördlich des Mains die Höhen im Banzer Wald und die des Eierberges. Bei Kirchlein tritt er gerade noch auf das nordöstliche Landkreisgebiet über. Südlich des Mains zieht er in einem teils breiten Streifen unterhalb des Malmanstiegs am mittleren Maintalhang entlang, baut teilweise die Vorberge auf und reicht tief in die Nebentäler hinein (Kellbachtal, Raum Zeublitz-Burkheim, Weismaintal). Der Dogger setzt sich, von unten nach oben, aus dunkelgrauen Tonsteinen, gelbbraunen Sandsteinen mit Eisenflözhorizonten und grauen bis rotbraunen Ton- und Mergelsteinen mit Kalksteinbänken zusammen. Der Eisengehalt in den Flözen (bis 40%) hat im 19. und zu Beginn des

Während der Unterkreide war das Landkreisgebiet Festland und unterlag der Verwitterung, Abtragung und Verkarstung. Von den Ablagerungen des Oberkreidemeers sind nur noch Reste südwestlich Kümmersreuth und bei Buckendorf erhalten. Es sind fein- bis grobkörnige, weiße bis rotbraune Sandsteine und Sande sowie gelbe bis rotbraune Tone.

Im Tertiär und Quartär wirkten wieder die Verwitterung und Abtragung auf die Landoberfläche ein. Die Malmgesteine wurden, wie bereits während der Unterkreide, stärker verkarstet. Davon zeugen zahlreiche Höhlen und andere Karsterscheinungen. Die erosiven Prozesse im Tertiär und Quartär haben das derzeitige Landschaftsbild geformt. Tertiäres Produkt ist die hochgelegene Rumpffläche der Alb mit Verwitterungsbildungen



Schädel des 1841 in der Nähe von Unnersdorf gefundenen Ichthyosauriers (Naturkundliches Museum im Kloster Banz)

20. Jahrhunderts zu etlichen Abbauversuchen bei Vierzeihen, Oberlangheim, Burkheim, Kaspaier und Weismain geführt, die meist nur von kurzer Dauer waren.

Der Malm, die obere Juraabfolge, baut die Albhochfläche und den Kordigast im südlichen Landkreisgebiet auf. Die widerstandsfähigen, hellgrauen Bankkalke mit Zwischenmergeln (Werkalke), Massenkalk und blaugrauen bis bräunlichen Dolomite sind in den zahlreichen Felsbildungen der Frankenalb aufgeschlossen.

(Albüberdeckung, Kieselrelikte als Knollen und Kallmünzer) und Streuschottern (teilweise mit Lyditen aus dem Frankenwald).

Als Besonderheit ist ein einzelner tertiärer Vulkan schlot zu erwähnen, der etwa 1,5 km nordöstlich von Roth liegt. Am Bohnberg finden sich auf ca. 200 x 100 m Tuffe, Lapilli und Schlotbrekzien. Die Brekzien enthalten Gesteinsbruchstücke aus den umgebenden Lias-Gesteinen sowie aus Dogger und Malm. Dogger- und Malm-Gesteine sind hier aber schon längst wieder abgetragen und ihre

ehemalige Existenz eben nur noch in den Bruchstücken zu erraten, die in der Schlotbrekzie vor Abtragung geschützt worden sind.

Im Quartär erfolgte die Tieferlegung der Entwässerung bei anhaltender Verkarstung. Main, Rodach und Steinach setzten Sande und Schotter ab. In den Eiszeiten, vor allem in der Würmeiszeit, wurden im Maintalbereich, meist auf älteren Terrassen, stellenweise ansehnliche Lößmassen

abgesetzt (bei Staffelstein und Hochstadt). Dort, wo an Talhängen festere Gesteine über weichen Tonsteinen (Feuerletten, Rhättonsteine, Opalinuston, Ornatenton) zutage treten, kam es örtlich zu ausgedehnten Bergrutschen und Bergstürzen, wie z.B. bei Kloster Banz, am Staffelberg, bei Mönchkröttendorf, Serkendorf, südlich Mainneck, bei Kaspauer, Weismain und Ebnet. An Talböden unterhalb des Malmaustrichs und des oberen Lias hat sich stellenweise Kalktuff abgeschieden.



Gemälde im Naturkundlichen Museum des Klosters Banz, der das Lebensumfeld des Ichthyosauriers veranschaulicht

Ölschiefer und Saurierschicht

Die Ölschiefer, die im Lias Epsilon in Süddeutschland gebildet wurden, sind aufgrund ihres Fossilreichtums und der ausgezeichneten Fossilhaltung international bekannt. Schlechte Durchlüftung in dem Stillwasser des Lias-Epsilon-Meeres verminderte die Verwesung der Tierüberreste und führte zur Bildung von bitumenhaltigen (nach Öl und Schwefelwasserstoff riechenden) Tonschiefern und Kalken. Einzelne Bänke der Schichtfolge bestehen beinahe ausschließlich aus den Fossilien einer einzigen Art (z.B. Posidonienschiefer).



Posidonien aus dem Lias Epsilon

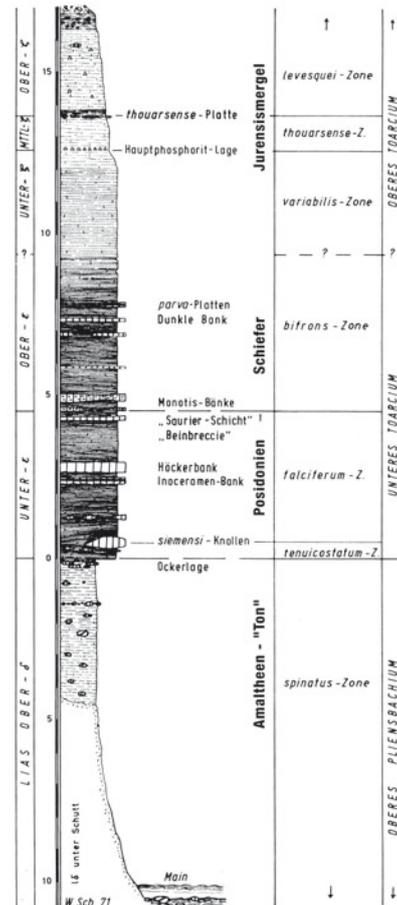


Siemensi-Kalkknolle

Aus den Lias-Epsilon-Schichten stammen auch die berühmten Saurierfunde von Holzmaden (südöstlich von Stuttgart). Weniger bekannt, aber nicht weniger eindrucksvoll, sind die bayerischen Saurierfunde aus dem Raum Staffelstein. Bei den Bauarbeiten für eine Flußbegradigung oberhalb von Unnersdorf wurde 1841 vom Pfarrer Munk aus Banz das Skelett eines riesigen Ichthyosauriers entdeckt. Allein der Schädel des fischartigen Meeresreptils, der heute in der naturkundlichen Sammlung von Schloß Banz ausgestellt ist, ist über zwei Meter lang (THEODORI 1843). Weitere gefundene Skeletteile lassen vermuten, daß die Ichthyosaurier der Banzer Gegend bis zu 16 m Gesamtlänge aufwiesen. Auch die Reste eines Flugsauriers (Pterodactylus) und eines Schlangenhalsosauriers (Plesiosaurus) wurden hier gefunden.

Die meisten Aufschlüsse des Lias Epsilon sind heute verfallen und verwachsen. Auch Teile des

Profils am Trimeusel sind verürzt, - teilweise durch rücksichtslose Fossiliensammler verursacht, die Teile des Hangs untergraben haben. Das Sammeln ist hier deshalb untersagt.



Geologisches Profil am Mainprallhang Trimeusel (aus SCHIRMER 1980)

Main-Prallhang Trimeusel

Geotopnr.:	478A001
Landkreis:	Lichtenfels
Gemeinde:	Staffelstein
TK 25:	5831 Sesslach
Lage:	R: 4426000, H: 5553500
Naturraum:	Vorland der Nördlichen Frankenalb (112)
Gestein:	Jurensismergel (Lias ζ) Posidonienschichten (Lias ε) Amaltheenton (Lias δ)

Beschreibung:

Nur selten sind die weichen tonigen Gesteine des oberen Lias auf natürliche Weise aufgeschlossen. Der eindrucksvollste Aufschluß dieser Schichtfolge liegt ca. 2 km nordwestlich von Staffelstein. Der Mainprallhang bei Nedensdorf (als „Trimeusel“ bezeichnet) schließt in einzigartiger Weise das Profil von Lias Delta über Lias Epsilon bis in den Lias Zeta auf.

Der Wandfuß, der früher bis in ca. 10 m Höhe den Lias Delta („Amaltheenton“) mit dem leitenden Ammoniten „*Pleuroceras spinatus* BRUGIERE“ aufschloß, ist heute weitgehend von Schutt überdeckt. Darüber folgen die dünnblättrigen Ölschiefer des Lias Epsilon. Der Name Posidonienschiefer bezieht sich auf eine Muschelart, die mit ihren Überresten einzelne Schichtflächen vollständig bedeckt. Zwischen den Ölschiefen liegen einzelne Kalkbänke und Lagen mit Kalkknollen.

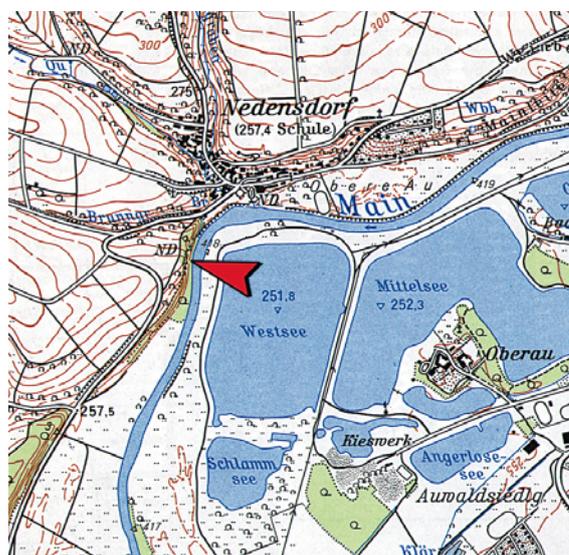
Neben anderen Fossilien wurden in diesen Schichten in der Umgebung von Staffelstein schon seit 1840 gut erhaltene Skelette von Fisch- und Flugsauriern geborgen. Die fündigen Kalkbänke wurden als „Knochenbett“ („bonebed“) und „Saurierschicht“ weithin bekannt. Über der ca. 9 m mächtigen Schichtfolge des Lias Epsilon folgen in unzugänglicher Höhe die fossilreichen Jurensismergel (Lias Zeta).

Schutzstatus:	Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung:	besonders wertvoll

Literatur:	GÜMBEL (1891) HOFFMANN (1967, 1970) SCHIRMER (1980, 1981)
-------------------	---



Der Mainprallhang bei Nedensdorf wird als „Trimeusel“ bezeichnet



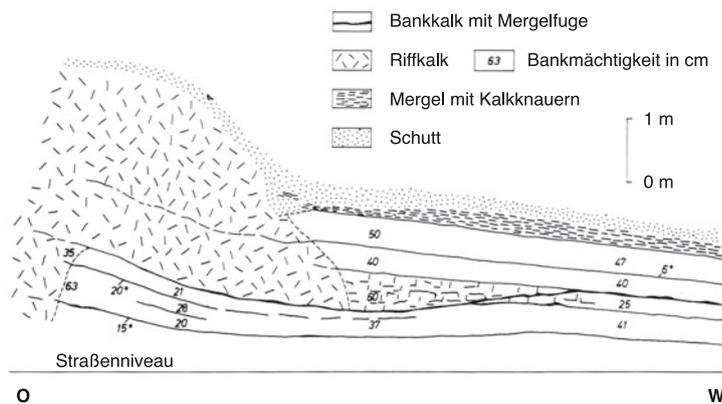
Das Kleinziegenfelder Tal

Das Kleinziegenfelder Tal südlich von Weismain ist ein typisches Beispiel für die zahlreichen felsgesäumten Täler der Nördlichen Frankenalb. Die massigen Schwammriffe treten an den Hängen als markante Felsen hervor. Dagegen sind die zwischen den Riffen lagernden gebankten Gesteine nur selten gut aufgeschlossen. Die gebankten Gesteine zerfallen entlang der Schichtfugen und der häufigen Klüfte zu feinem Schutt, der flachere Hänge bildet und von den Flüssen leichter ausgeräumt werden kann.

Für den Geologen bildet das Kleinziegenfelder Tal die Möglichkeit, die Verzahnung von Schicht- und Massenfazies mehrfach und in verschiedenen stratigraphischen Niveaus zu studieren. Die Aufschlüsse ermöglichen es, den ehemaligen Meeresboden in seiner Form und mit seinen Lebensräumen zu rekonstruieren.

Aus den Karstquellen um Kleinziegenfeld entspringt der Weismain, der nach ca. 15 km bei Burgkundstadt in den Main mündet. Die Quellen

werden für die Trinkwasserversorgung und zur Energiegewinnung über Mühlen genutzt. Oberhalb von Kleinziegenfeld setzt sich das Tal noch einige Kilometer weit als Trockental fort. Es verläuft hier in Gesteinen des Mittleren bis Oberen Malms, der örtlich noch mit kreidezeitlichen Sedimenten überdeckt ist. Nach unten zu werden im Talverlauf immer ältere Gesteine angeschnitten. Bei Schammendorf verläßt der Weismain den



Skizze der Verzahnung von Schichtfazies und Massenfazies des Malms 700 m nordöstlich der Weihersmühle (aus MEYER et al. 1972)

Unteren Malm und schneidet sich in den Dogger ein. Ab Weismain werden die Lias- und Keuper-schichten durchquert.



Dolomittfelsen über dem Kleinziegenfelder Tal mit typischer Wacholderheide-Landschaft

Die Klinge bei Ehrhardsmühle

Geotopnr.: 478R011
Landkreis: Lichtenfels
Gemeinde: Weismain
TK 25: 5933 Weismain
Lage: R: 4442390, H: 5543510
Naturraum: Nördliche Frankenalb (080)
Gestein: Gebankter Dolomit (Malm δ)

Beschreibung:

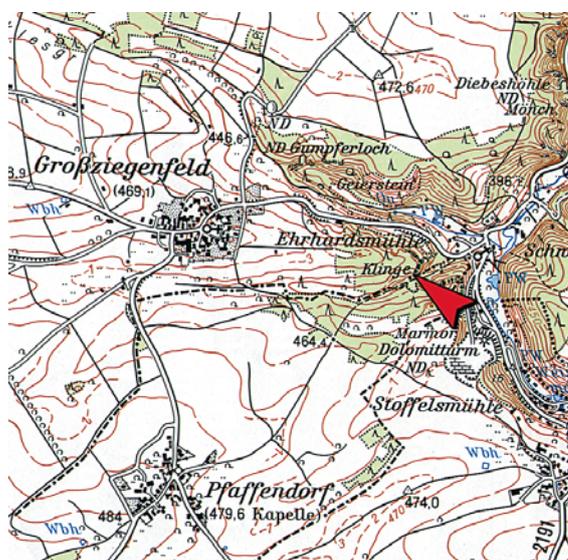
Oberhalb der Ehrhardsmühle im Kleinziegenfelder Tal mündet ein kurzes steiles Karsttal in das Haupttal ein, die sogenannte Klinge. An den Hängen des heute trockenen Tälchens treten markant überhängende Felsen aus dickbankigen Dolomiten hervor. Seitlich werden die gebankten Dolomite von massigen Dolomiten begrenzt, die aus Schwammriffen hervorgegangen sind. Der "Mönch" im Norden und der "Dolomitturm" im Süden der Klinge bestehen aus diesen massigen Riffdolomiten.

Die Bedingungen für das Wachstum von Schwammriffen waren im Malm Delta besonders günstig. Man findet sie in weiten Teilen der Frankenalb. Zwischen den Riffzügen bildeten sich wannenartige Sedimentationsbecken, deren Gesteine sich von Ort zu Ort unterscheiden. Teilweise handelt es sich um gebankte Kalke oder, wie in der Klinge, um dickbankige Dolomite.

Im oberen Malm verschlechterten sich die Lebensbedingungen für die Schwämme. Gleichzeitig nahm auch der Trend zur Dolomitisierung der Gesteine ab. So finden sich bereits einen Kilometer westlich der Klinge gebankte Kalke des Malm Epsilon.



Mit weitem Überhang ragen die gebankten Dolomite aus dem Talhang heraus.

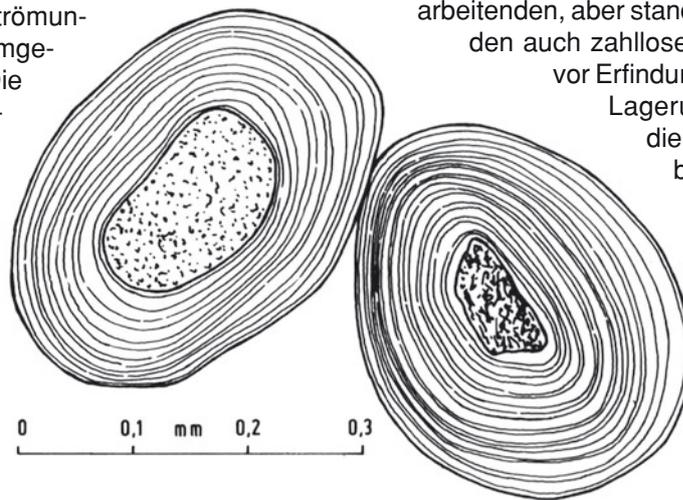


Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: DORN (1928)
 MEYER et al. (1972)

Sandstein und Eisenerz aus dem Dogger- Meer

Zur Zeit des Dogger Beta erstreckte sich in Süddeutschland ein Flachmeer, dessen ehemalige Küste wohl im Raum Pilsen – Karlsbad lag. Von der Böhmisches Masse her wurde Sand und Ton in das Meer verfrachtet und durch Gezeitenströmungen immer wieder umgelagert und sortiert. Die lateritische Verwitterung am Festland führte dazu, daß Eisen gelöst wurde und in großer Menge ins Meer gelangte. Im bewegten Flachwasser lagerte sich das Eisen in konzentrischen Schalen um Sandkörner und formte die sogenannten Eisenooide. Von der Küste wurden die Ooide ebenso wie der Sand und der Ton durch Gezeitenströme im Meer-



Schematischer Schnitt durch zwei Ooidkörner
(aus SCHIRMER 1980)

resbecken verteilt. Ehemalige Schwellenbereiche machen sich durch geringere Schichtmächtigkeiten bemerkbar, während die Schichtfolge in Beckenbereichen bis 100 m Mächtigkeit erreicht. Die Gesteine des Dogger Beta wurden und werden in unterschiedlichster Weise genutzt. Bis in den 2. Weltkrieg wurden die Eisenerzflöze örtlich in kleinen Zechen abgebaut. In die leicht zu bearbeitenden, aber standfesten Sandsteine wurden auch zahlreiche Keller geschlagen, die vor Erfindung des Kühlschranks zur Lagerung von Lebensmitteln dienten. Wegen seiner Farbe fand der Sandstein als Baumaterial Verwendung, z.B. in den Fassaden von Vierzehnhelligen und Banz. Aufgrund seiner großen Porosität ist der Sandstein auch ein bedeutender Grundwasserhorizont, der in zunehmendem Maße für die Trinkwassergewinnung erschlossen wird.



Hohlweg in Eisensandstein bei Menchau (Landkreis Kulmbach)

Eisenerz-Altbergbau am Kordigast

Geotopnr.: 478G001
Landkreis: Lichtenfels
Gemeinde: Altenkunstadt
TK 25: 5833 Burgkunstadt
Lage: R: 4443980, H: 5552940
Naturraum: Nördliche Frankenalb (080)
Gestein: Eisensandstein (Dogger Beta)

Beschreibung:

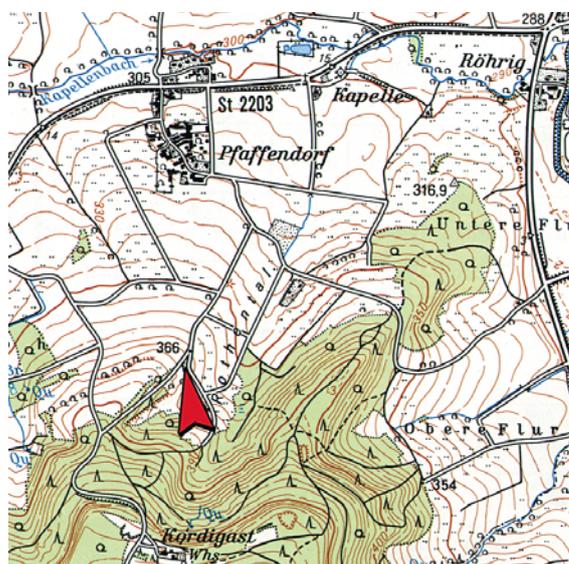
Der Kordigast ist wie das Walberla ein von der Alb abgetrennter Zeugenberg. Er bezeugt sozusagen die ehemalige Ausdehnung der Albhochfläche. Beim Aufstieg wird auf kurzer Strecke die gesamte Schichtfolge des Juras durchquert. Am mittleren Hang bilden die Gesteine des Dogger Beta eine meist bewaldete Steilstufe.

Die Schichtfolge des Dogger Beta enthält Eisenerze, die als Ooidlagen oder Limonitschwarten vorkommen. Die Mächtigkeit der Erzhorizonte beträgt am Kordigast knapp 1 m, der Eisengehalt darin liegt bei ca. 30%. Eine wirtschaftliche Gewinnung der Erze ist heute sowohl wegen der geringen Mächtigkeit als auch wegen der vergleichsweise geringen Eisenanreicherung nicht mehr wirtschaftlich möglich. Eisenerz wird inzwischen meist auf anderen Kontinenten in riesigen Tagebauen gewonnen, wo die Erze mehrere 10er Meter mächtig und auf über 60% Fe angereichert sind.

Zwei heute verfallene Stollen auf der Nordseite des Kordigast wurden etwa bis zum Ende des 19. Jahrhunderts betrieben. Sie erinnern an einen bescheidenen Bergbau in einer Zeit, in der die Transportkosten hoch, die Arbeitslöhne aber niedrig waren.



Doggersandstein am Eingang der ehemaligen Bergwerksanlage



Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend

Literatur: SCHMIDTILL (1925, 1935)
 HÖRAUF (1959)
 HEGENBERGER (1968)

Kalkplateaus und “Goldschnecken” rund um den Staffelberg

Der Hohe Rangen östlich von Vierzehnheiligen bildet das Nordende der zusammenhängenden Malm-Hochfläche der Frankenalb. Wie der Staffelberg ist der Hohe Rangen nur noch durch einen schmalen Grat mit der restlichen Alb verbunden. Trotzdem finden sich auch hier die typischen Hochflächen, die auf die tertiärzeitliche Einebnung des Gebietes zurückgehen. Beinahe rundum ist das Plateau begrenzt von steilen Abbrüchen in die jüngeren Täler. Die steilen Ränder des Plateaus werden von den Kalksteinen des Malm gebildet.

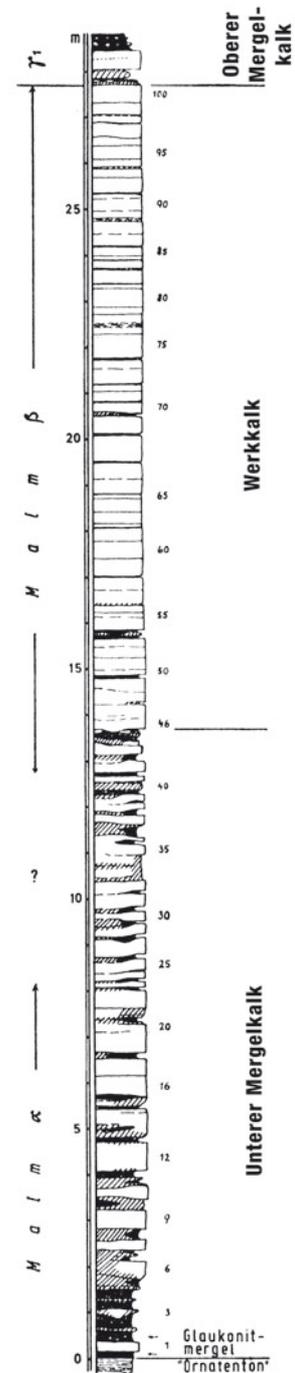
Unterhalb der bewaldeten Steilstufe folgt eine Verebnung in den weichen, tonigen Gesteinen des Oberen Dogger, die meist als Wiesenfläche genutzt wird. Aufschlüsse sind hier selten, da abgerutschter Schutt aus dem Malm den Hang großflächig bedeckt. Aus diesem Bereich stammen die berühmten “Goldschnecken”, die in Wirklichkeit pyritisierte Ammoniten sind.

Im sauerstoffarmen Faulschlamm am Grund des Meeres im Oberen Dogger entwickelten sich bei der Verwesung der Ammoniten Schwefelwasserstoff. Dadurch kam es zur Ausfällung von Pyrit (“Katzengold”, FeS_2), das die Ammonitenschalen golden glänzen läßt. Die pyritisierten Ammoniten sind als Sammlerstücke begehrt und wurden von Händlern rund um den Staffelberg in zahlreichen

Schürfen und kleinen Stollen gewonnen. Der private Sammler wird dagegen normalerweise enttäuscht werden, da sich die wenigen Ammoniten, die an der Oberfläche zu finden sind, meist bereits rostbraun verfärbt haben.



Der Staffelberg ist der nördlichste Ausläufer der Fränkischen Alb



Profil des Malm Alpha bis Gamma bei Oberlangheim (aus SCHIRMER 1978)

Straßenböschung bei Oberlangheim

Geotopnr.:	478A002
Landkreis:	Lichtenfels
Gemeinde:	Lichtenfels
TK 25:	5932 Uetzing
Lage:	R: 4435730, H: 5551150
Naturraum:	Nördliche Frankenalb (080)
Gestein:	Werkkalk (Malm β) Untere Mergelkalke (Malm α)

Beschreibung:

Die Straße von Kloster Langheim nach Lahm steigt in den weichen Gesteinen des Lias und Dogger zunächst relativ leicht an, bis östlich von Oberlangheim der steilere Anstieg zur Albhochfläche beginnt. Die Geländestufe wird von den morphologisch härteren Schichten des Malm verursacht, die entlang dieser Straße gut studiert werden können.

Die Untergrenze des Malm zum Ornatenton im Oberen Dogger ist nicht aufgeschlossen. Gut erkennbar sind dagegen die rhythmisch wechselnden Kalke und Mergel des Malm Alpha ("Untere Mergelkalke") und die gebankten Kalke des Malm Beta ("Werkkalk").

Der Werkkalk war früher als Naturbaustein besonders beliebt. Bei der ehemals üblichen manuellen Gewinnung zerfiel das Gestein entlang der Schichtfugen und Klüftchen in kompakte quaderförmige Stücke, die meist ohne weitere Bearbeitung als Mauerstein verwendet werden konnten. Zahlreiche Häuser der Region sind aus Werkkalk erbaut. Die ehemaligen Gewinnungsstellen, die den Geologen einen Einblick in den Gesteinsaufbau ermöglichten, sind inzwischen häufig verfallen oder verfüllt. Einen Ersatz bieten Straßenaufschlüsse, soweit diese nicht begrünt werden.

Schutzstatus:	nicht geschützt
Geowiss. Bewertung:	bedeutend

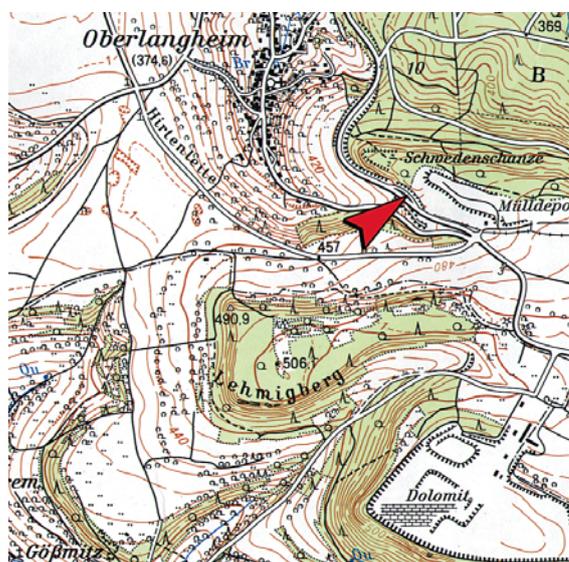
Literatur:	FREYBERG (1966) HEGENBERGER & SCHIRMER (1967)
-------------------	---



Plattige, horizontale Lagerung von Malm-Kalken



Ammoniten sind an dieser Straßenböschung keine Seltenheit!



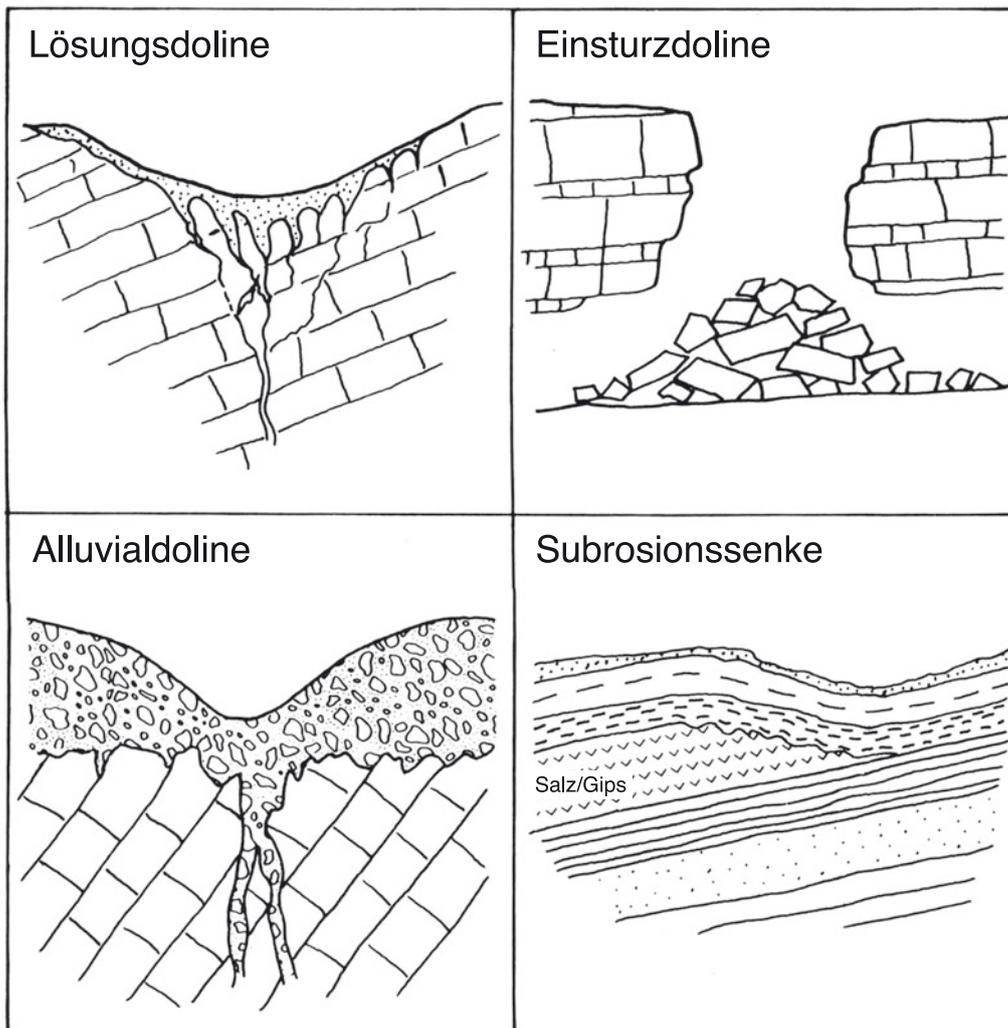
Hochflächen, Trockentäler und Dolinen

Die Frankenalb wird einerseits geprägt durch ihre tiefen Täler und steilen Ränder und andererseits durch ihre Hochflächen. Diese Hochflächen, auf denen Oberflächengewässer weitgehend fehlen, sind aber nicht wirklich eben, sondern weisen eine typische Morphologie auf. Trockentäler unterschiedlichster Größe und Ausprägung zeigen, daß hier in der geologischen Vergangenheit Fließgewässer ihre erosive Wirkung entfalten konnten.

In den Gebieten mit Massenkalk oder Frankendolomit wurden die ehemaligen Riffe von der Erosion herauspräpariert. Es entstanden die typi-

schen felsigen Buckel der "Kuppenalb". In den homogenen Schichtfaziesgebieten entstanden dagegen die Ebenen der "Flächenalb".

Mit der zunehmenden Eintiefung der Haupttäler wurde auch der Grundwasserspiegel in den stark wasserdurchlässigen Malmgesteinen abgesenkt. Die Entwässerung des Gebietes erfolgt seitdem unterirdisch. Eine Erosion durch oberirdische Fließgewässer fehlt weitgehend. Auf diese Weise blieb auf den Hochflächen der Frankenalb die tertiäre "Altlandschaft" nahezu unverändert erhalten. Nur die Dolinen und die teilweise Übertiefung der Trockentäler weisen darauf hin, daß auch auf den Hochflächen der Alb aktuelle Erosionsvorgänge stattfinden.



Haupttypen von Dolinen (nach FORD & WILLIAMS 1989)

Dolinen bei Eichig

Geotopnr.:	478R028
Landkreis:	Lichtenfels
Gemeinde:	Lichtenfels
TK 25:	5932 Ützing
Lage:	R: 4439200, H: 5547850
Naturraum:	Nördliche Frankenalb (080)
Gestein:	Massenkalk (Malm)

Beschreibung:

Nordwestlich des kleinen Ortes Eichig verläuft eines der vielen kleinen Trockentäler, die die Hochfläche der Frankenalb durchziehen. Im Talgrund liegen mehrere Dolinen und Mulden. Die größte der Dolinen ist von einem Gehölz bestanden, hat einen Durchmesser von ca. 10 m und ist 5 m tief. Die Dolinen weisen auf Karsthohlräume im Untergrund hin, die aber teilweise mit Residuallehm verstopft sind. Beim Auflösen des Kalksteins durch saures Wasser bleibt etwa 1% des Gesteins als unlöslicher Residuallehm (Ton und Sand) zurück.

Die lineare Anordnung der Dolinen entlang des Trockentälchens ist wohl darauf zurückzuführen, daß sich die Verkarstung und Talbildung hier an einer Südwest-Nordost verlaufenden Kluft orientiert hat. Markierungsversuche belegen jedoch, daß die heutige Entwässerung hauptsächlich nach Ost-südost zu den Quellen und Brunnen im Weismaintal bei Weihermühle erfolgt.

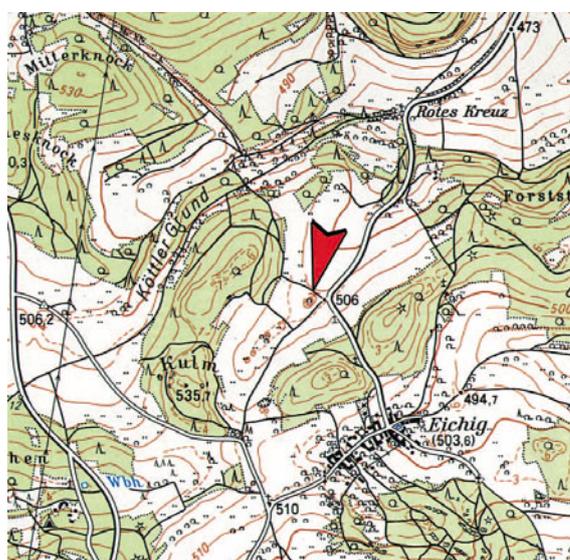
Der Unterschied in der angenommenen Kluft-richtung und der Entwässerungsrichtung bildet nur scheinbar einen Widerspruch. Die Verkarstung und Landschaftsentwicklung setzt natürlich an den Schwachstellen im Gestein an. Die großräumige Grundwasserbewegung muß sich dagegen am größten hydraulischen Gefälle orientieren. In den stark geklüfteten Gesteinen der Frankenalb stehen immer mehrere Kluftsysteme zur Verfügung, so daß das Grundwasser seinen Austrittsort gegebenenfalls im "Zickzack" erreichen kann.

Schutzstatus:	Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung:	bedeutend

Literatur:	BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1995) HEGENBERGER & SCHIRMER (1967)
-------------------	--



Dolinen sind als Standorte für Feldgehölze oft auch wichtige Biotope



Die Rhätolias-Schichtstufe

Nördlich von Burgkundstadt steigt das Gelände steil an, bis man unvermittelt eine flach nach Nordost abfallende Hochfläche erreicht. Die markante Steilstufe wird von den verwitterungsresistenten Sandsteinen des Rhätolias gebildet. Teilweise tritt das Gestein in Form von Felshängen hervor. Die Felsgruppe westlich von Ebneith ist ein typisches Beispiel hierfür.

Nordöstlich von Ebneith wird die Schichtstufe durch felsige Täler und den Pfersag-Wasserfall markiert. Die geneigte Hochebene, auf der Ebneith liegt, entspricht in etwa der stratigraphischen Obergrenze des harten Sandsteins. Die stratigraphisch darüber folgenden Tonsteine des Lias verwittern wesentlich leichter und sind hier weitgehend ausgeräumt. Die Schichten im Übergangsbereich Keuper – Jura wurden im benachbarten Ort Kirchlein bereits von GÜMBEL (1891) beschrieben. Der heute weitgehend verwachsene Hohl-

weg in Kirchlein bot damals ein vollständig aufgeschlossenes Profil von den Rhätsandsteinen im oberen Keuper bis zu den fossilreichen Posidonienschichten im Lias Epsilon.

Die leicht zu bearbeitenden, aber standfesten Sandsteine eignen sich hervorragend als Baustein und zur Anlage von Felsenkellern. So findet man auch bei Ebneith und Kirchlein alte Steinbrüche und Felsenkeller, die einen guten Einblick in den Aufbau des Gesteins ermöglichen.

Pfersag Wasserfall



Kellereingang in Kirchlein



Behauener Felsen bei Ebneith

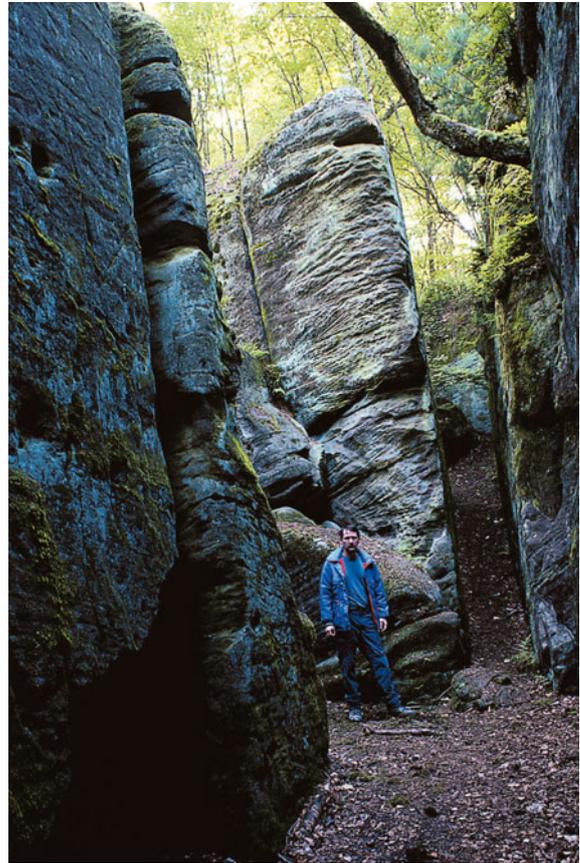
Felsgruppe westlich von Ebnet

Geotopnr.: 478R017
Landkreis: Lichtenfels
Gemeinde: Burgkundstadt
TK 25: 5833 Burgkundstadt
Lage: R: 4445820, H: 5558700
Naturraum: Obermainisches Hügelland (071)
Gestein: Sandstein (Rhätolias)

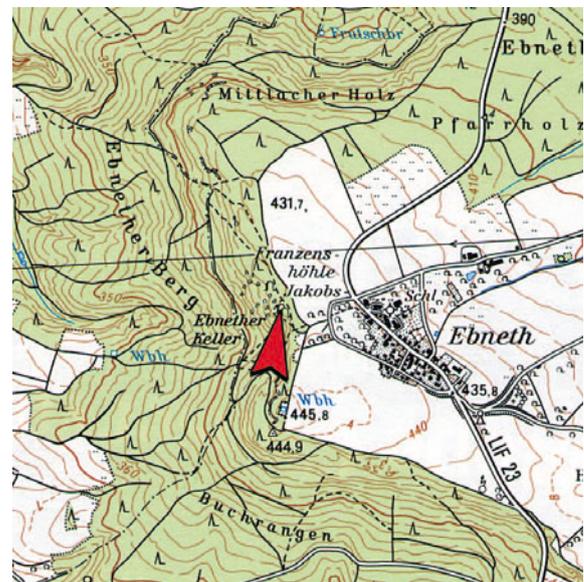
Beschreibung:

Die Hochfläche um Ebnet bricht westlich des Ortes abrupt mit einer felsigen Steilstufe zum Maintal ab. Die Felsen bestehen aus schrägschichtetem Rhätolias-Sandstein, der durch seine Verwitterungsresistenz die Bildung der Schichtstufe bewirkte.

Besonders gut können hier die Vorgänge studiert werden, die zu der allmählichen Zurückverlegung der Schichtstufe führen: Entlang der Hangkante fehlt den Sandsteinschichten ein talseitiges Widerlager. Dadurch können sich Klüfte immer weiter öffnen und es bilden sich Bergzerreißungsspalten, bis sich schließlich große Schichtpakete (bis ca. 10 m Breite) aus dem Anstehenden lösen. Diese verlagern sich, gehalten von dem umgebenden Schutt, sehr langsam hangabwärts. Dabei wird das Gestein von der Verwitterung vor allem an den Kanten immer mehr angegriffen. Die ursprünglich kantigen Sandsteinpakete werden allmählich zu runden Blöcken umgeformt, die oft kuppelartig aus dem Waldboden herausragen.



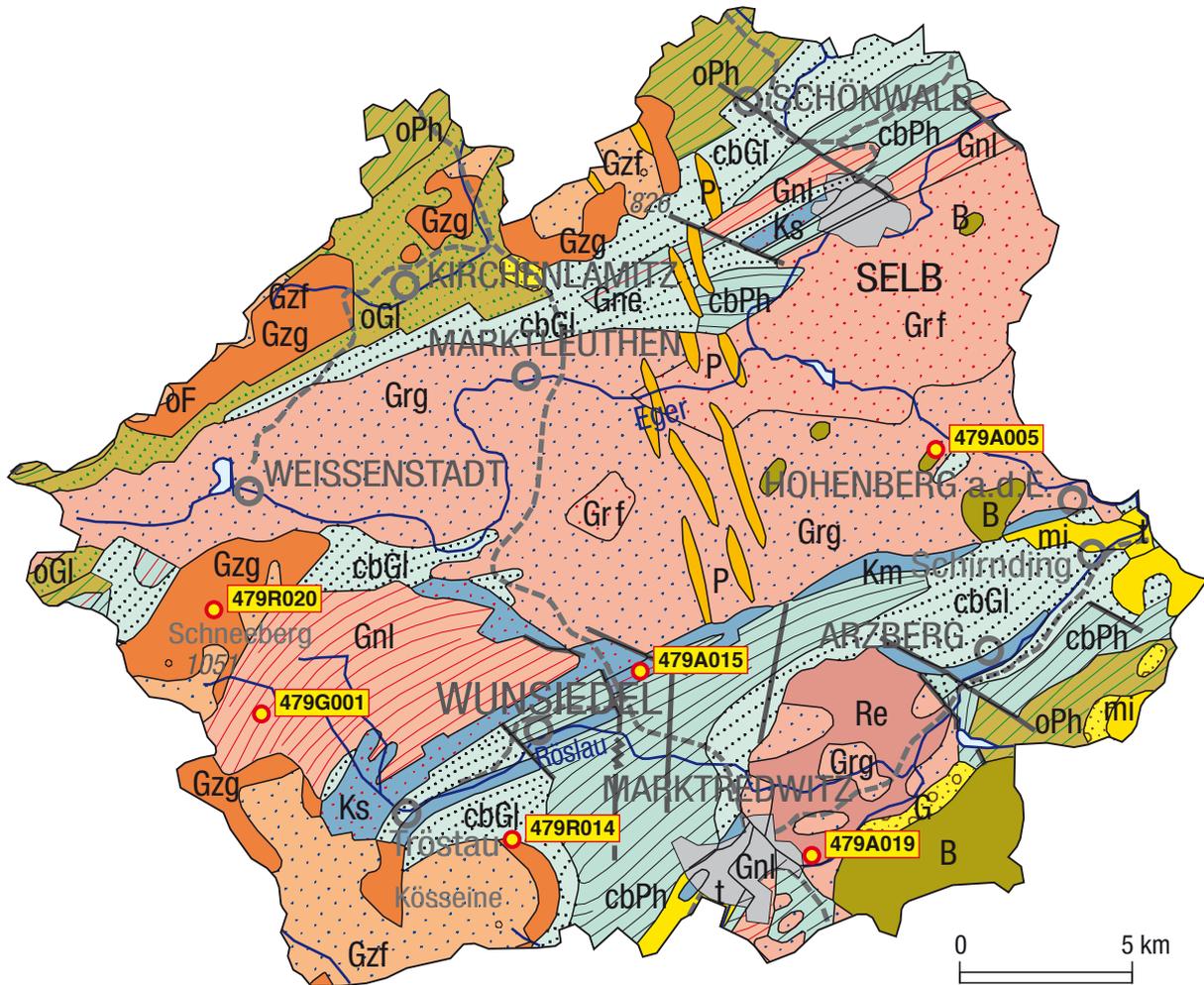
Entlang von Klüften zerfällt allmählich die Schichtstufe



Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend

Literatur: KRUMBECK (1939)
 HEGENBERGER (1968)

GEOTOPE IN OBERFRANKEN



Quartär		Pleistozän: Schotter, pliozän bis ältestpleistozän, z.T. altpleistozän, ungegliedert
		
Tertiär		Miozän, teils mit Oligozän, ungegliedert
		Miozän - Oligozän: Basalt
Ordoviz		Frauenbach- und Phycodenschichten
Ordoviz		Metamorphe Gesteine Frauenbach- und Phycodenschichten: Phyllit-Fazies
		
Kambrium		Kambrium: Phyllit-Fazies
		

Altpaläozoikum		Kalk- und Dolomitmarmor
		
Karbon-Perm		Leukokrater Gneis
		Quarzporphyr- und Porphyritgang
		Zweiglimmergranit mittel- bis grobkörnig
Karbon		Zweiglimmergranit fein- bis mittelkörnig, z.T. porphyrisch
		Granit fein- bis mittelkörnig
		Granit mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch
Karbon		Diorit, "Redwitzit"

4.10 Wunsiedel im Fichtelgebirge

Der Landkreis beinhaltet die naturräumliche Einheit der Selb-Wunsiedler Hochfläche und Teile des Hohen Fichtelgebirges mit dem Schneeberg- und Kösseine-Massiv (Schneeberg 1051 m, Kösseine 939 m) sowie den Südosthang des Nordost-streichenden Höhenzugs Bärenhöhe (785 m) – Waldstein – Epprechtstein (798 m) und seiner nordöstlichen Fortsetzung, dem Großen Kornberg.

Geprägt wird die Landschaft durch die hauptsächlich aus Granit aufgebauten Höhenzüge mit Erhebungen bis über 1000 m, die im Kartenbild die Form eines nach Nordosten geöffneten "Hufeisens" darstellen und einer zentralen, vorwiegend nach Osten ins Egerbecken und nach Norden zur Saale entwässernden, hügeligen Verebnungsfläche mit durchschnittlichen Höhenlagen um 500 bis 650 m. Der orographisch tiefste Punkt des Landkreises Wunsiedel befindet sich beim Zusammenfluß der Eger und der Röslau östlich von Schirnding mit 443 m.

Der Kleine und Große Kornberg, der Waldstein- und Epprechtstein-Höhenzug, die den Nordteil der Hufeisenstruktur bilden, sowie das Schneeberg- und das Kösseine-Massiv werden von der Gruppe der "jüngeren" Fichtelgebirgsgranite (Kerngranit, Randgranit, Zinngranit) aufgebaut. Das zentrale Fichtelgebirge besteht aus den Gesteinseinheiten der "älteren" Fichtelgebirgsgranite mit dem Weißenstadt-Marktleuthener und Selber Granit sowie hauptsächlich kambro-ordovizischen Metasedimenten. Im Südostteil des Landkreises sind die tertiären Basalte des Ruhe-Berges (693 m) und des Reichsforstes sowie die unterordovizischen Quarzite der Frauenbach-Gruppe am Kohlberg (633 m) und am Linden-Berg (643 m) gipfelbildend.

Am Ende der variszischen Gebirgsbildung vor ca. 285 bis 326 Millionen Jahren sind in metamorphe Rahmengesteine diese Granite als Schmelzen eingedrungen und dort auskristallisiert. Die Rahmengesteine sind hauptsächlich ehemalige Sedimente, die heute als Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite, Quarzite und Marmore sowie Kalksilikatfelse vorliegen. Daneben existieren auch metamorphe magmatische Gesteine wie Amphibolite und helle Feldspat-reiche Gneise, die Lokalnamen wie Wunsiedler Gneis führen.

In den Marmoren im Gebiet um Arzberg finden sich zahlreiche Erzkörper mit den Eisenkarbonaten Siderit und Ankerit, die zu limonitischen Hut-erzen verwitterten und im Mittelalter bevorzugt abgebaut wurden. Die letzten Bergbauversuche wurden 1939 bis 1941 unternommen.

Nordöstlich von Marktredwitz treten magmatische Gesteine auf, die von WILLMANN 1920 nach ihrer Typlokalität als Redwitzite bezeichnet wurden. Es handelt sich dabei um Biotit-reiche Granodiorite, Quarzdiorite, Diorite, Gabbros und Norite, die zum Teil große Biotitkristalle mit einem typischen sper-ri- gen Gefüge führen.

Den Abschluß des variszischen Magmatismus bilden Rhyolite und Rhyodacite, die zwischen der Johanniszeche/Göpfersgrün im Süden und Schönwald im Norden als Nord- bis Nordost-streichende Gangschar die Granite und Metamorphite durchschlagen.

Nach dem Ende der variszischen Gebirgsbildung war der Raum des Fichtelgebirges vermutlich über lange Perioden Abtragungsgebiet, wobei eine teilweise Überdeckung mit mesozoischen Sedimenten aufgrund großräumiger paläogeographischer Rekonstruktionen angenommen werden kann. Erst aus der Zeit des Tertiärs sind wieder Sedimentgesteine und Basalte erhalten, deren Entstehung in Zusammenhang mit der Bildung des Egergrabens zu sehen ist. Bei Marktredwitz ist der östliche Randbereich der Nordost-streichenden Waldershofer Senke angeschnitten, in der vermutlich oligozäne bis miozäne Sedimente (Kiese, Sande) über tiefgründig verwitterten Metamorphiten auftreten. Bei Klausen, östlich von Seußen und östlich von Schirnding sind ebenfalls oligozäne bis miozäne Sedimente mit eingelagerten Braunkohlelagen verbreitet. Die in tertiäre Tone eingebetteten Bläterschiefer bei Klausen wurden zwischen 1762 und 1837 zur Alaungewinnung untertägig abgebaut. Die Grubenanlagen sind inzwischen verfallen, die Halde vollständig überwachsen. Östlich von Schirnding treten bis zu 15 m mächtige, siltige Tone und Sande auf, die von bis zu 9 m mächtigen Braunkohlen mit zahlreichen Tonzwischenlagen überdeckt sind, darüber folgen wieder Kiese. Weitere Vorkommen mit tertiären Sedimenten existieren bei Seedorf und südlich des Steinberges im Bereich

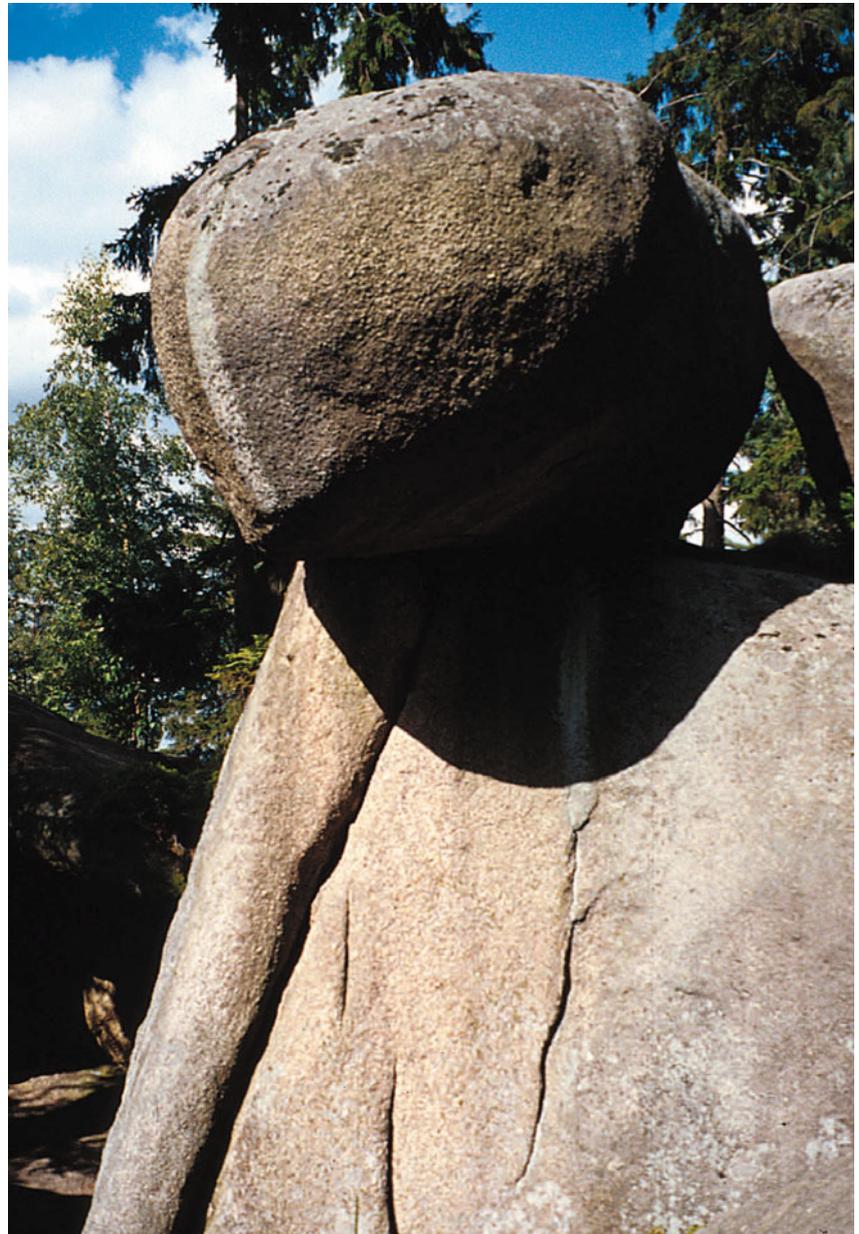


von Arzberg. Die Kaolinvorkommen südlich des Steinberges waren die Rohstoffbasis für den Aufbau der Porzellanherstellung in Hohenberg/Eger durch C. M. Hutschenreuther in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts (Gründung 1814).

Als verwitterungsresistentere Hätlinge wurden die Basaltschlote und -spalten bei Thierstein, am Schloßberg bei Neuhaus/Eger und am Steinberg sowie östlich von Marktredwitz (Haingrün, Ruheberg, Reichsforst) herauspräpariert. Diese miozänen Basalte sind Teil des nordostbayerischen

und nordwestböhmisches tertiären Vulkanismus.

Im Pleistozän gehörte das Fichtelgebirge zum Periglazialgebiet, d.h. es kam nicht zur Bildung von Vergletscherungen. Über dem Permafrost bildeten sich in den sommerlichen Auftauperioden bereits bei geringer Hangneigung Fließerden und Fließlehme. Die Ausgestaltung der Landschaftsformen mit der Anlage der engen Talungen der Röslau, Kössein, Eger, Lamitz und des Perlenbaches ist auf die pleistozänen Abtragungsvorgänge zurückzuführen.



Links:
Die Kleine Kösseine - beinahe möchte man meinen, den Mauern einer Riesenburg gegenüber zu stehen.

Rechts:
Fortschreitende Verwitterung rundet die geklüfteten Blöcke stark ab. Es entsteht der Anschein, daß Felsen wie von Menschenhand aufgetürmt wurden, was sich in zahlreichen Legenden und Sagen über „Riesen“ niederschlägt (Felsen-Labyrinth Luisenburg).

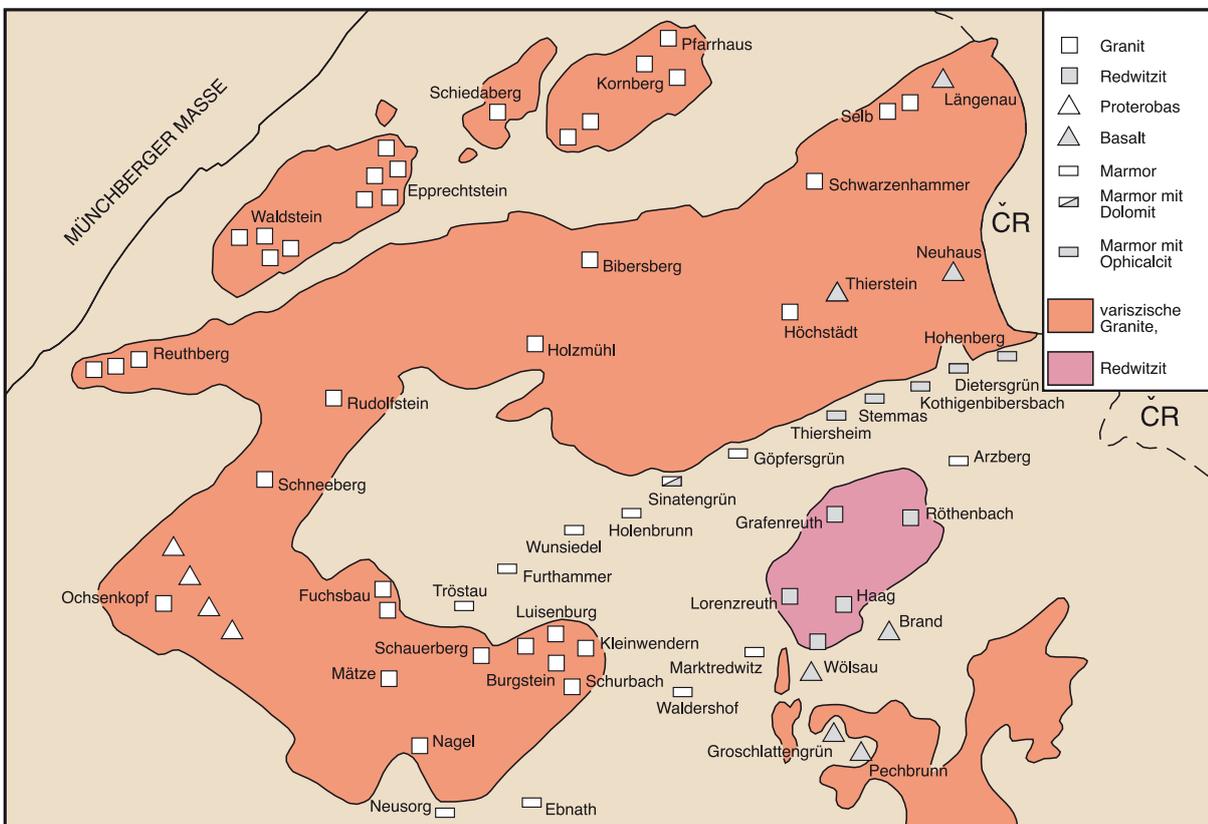
Naturwerksteinindustrie im Fichtelgebirge

Die Naturwerksteinindustrie war im Fichtelgebirge ein bedeutender Wirtschaftszweig. Zunächst erfolgte eine eher regellose Granitgewinnung durch die Bearbeitung des natürlichen Blockmaterials und der anstehenden Felsfreistellungen. Mit einer 1721 erlassenen Verordnung des Markgrafen Georg Wilhelm wurde diesem wilden Abbau ein Ende gesetzt. Der Granitabbau unterstand nun den Bergämtern, welche die einzelnen Grubenfelder verliehen, die wiederum von Gewerkschaften ausgebeutet werden sollten; den Gewerkschaften war ein Verkaufs- und Erbrecht vorbehalten. Auf diesem Prinzip beruht auch noch heute die Struktur der steinbrechenden Unternehmen im Fichtelgebirge. Der Eisenbahnbau in Nordostbayern um die Mitte des 19. Jahrhunderts brachte einen starken Aufschwung der Granitindustrie mit sich. Aufgrund der starken Nachfrage begann man zuerst im Gebiet des Waldsteins und des Epprechtsteins

Granite flächig abzubauen. Besonders an den Flanken des Epprechtsteins entstand so eine Vielzahl von Steinbrüchen, welche heute bis auf wenige aufgelassen sind (WEINIG et al. 1984, HÜTTNER 1996).



Ein ehemaliger Zinngranit-Abbau im Waldrevier „Fuchsbau“



Übersichtskarte über ehemalige und noch aktive Abbaubetriebe im Fichtelgebirge (nach MÜLLER 1991)

Steinbruch Sinatengrün

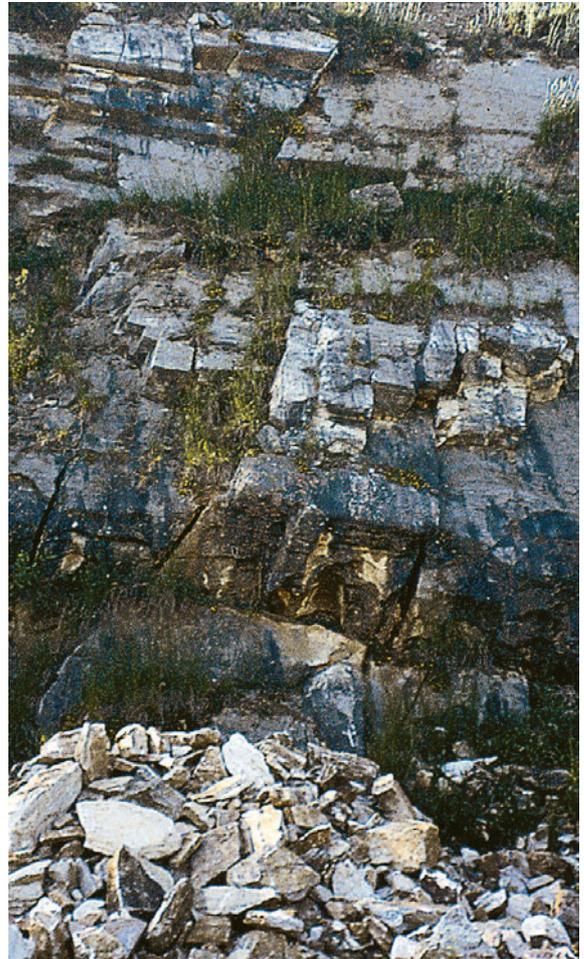
Geotopnr.:	479A015
Landkreis:	Wunsiedel i. F.
Gemeinde:	Wunsiedel, Stadt
TK 25:	5938 Marktredwitz
Lage:	R: 4503250, H: 5546550
Naturraum:	Selb-Wunsiedler-Hochfläche (395)
Gestein:	Wunsiedler Marmor (Kambrium)

Beschreibung:

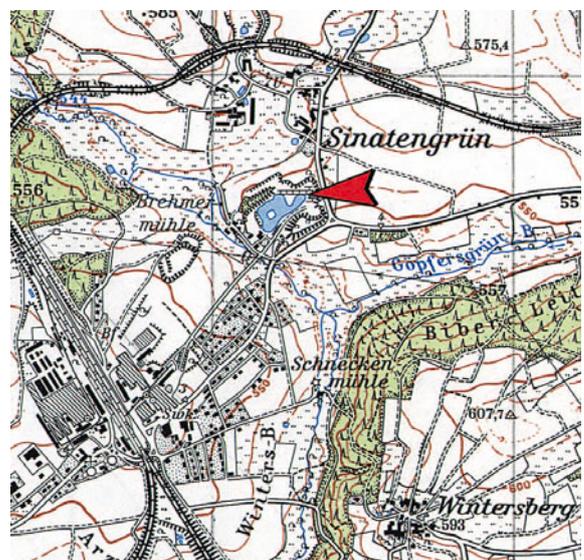
In dem Steinbruch ist der überwiegend helle, weißgraue Wunsiedler Marmor aufgeschlossen. Zum Teil ist er durch eine Graphitdurchstäubung gekennzeichnet. Der Nordost-streichende und mit ca. 45° bis 60° einfallende bankige Marmorzug zeigt teilweise Verkarstungserscheinungen.

Im südöstlichen Teil des Steinbruchs sind zwei schieferungsparallel eingelagerte, grünschwärze Amphibolitlagen aufgeschlossen. Der Marmor ist zum Teil mit Graphitschiefern verzahnt. Im mittleren Aufschlußbereich finden sich im Streichen nicht aushaltende Graphitschiefer-Einlagerungen im Marmor.

Im Nordwestteil des Steinbruches ist eine bruchhafte Störung angeschnitten, die den Marmor nach Westen bzw. Südwesten gegen Graphitschiefer begrenzt. In dieser Kataklasezone ist eine über einem Meter mächtige tektonische Brekzie ausgebildet.



Blockhalde am Fuß der Aufschlußwand im Marmorbruch Sinatengrün



Schutzstatus: nicht geschützt

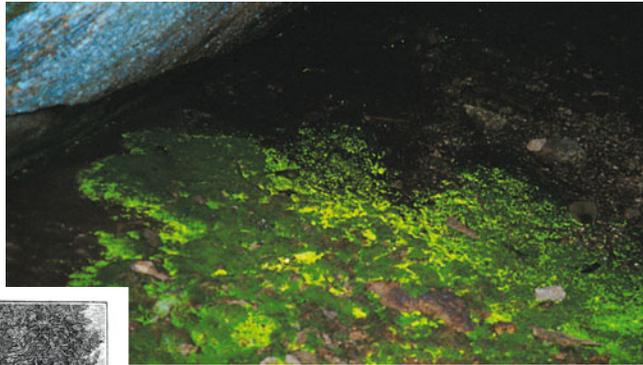
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: MIELKE (1999)

Goethe und Granite — der Geschichte erster Teil

Im Jahre 1785 reiste ein Legationsrat namens J.W. von Goethe mit seinem Kameraden K.L. von Knebel zu naturwissenschaftlichen Studien ins Fichtelgebirge. Der Aufenthalt der beiden Forscher im Juni/Juli an der Luisenburg war alles andere als ein Sommerausflug. Am 3. Juli notierte von Knebel in sein Tagebuch: „Diesen Morgen fuhren wir unter starkem Gewitterregen nach der Luxburg. Wir bestiegen

schwimmen im Verwitterungsgrus. Wenn der Granitgrus zwischen den kompakten Partien ausgewaschen wird, bleiben Blöcke übrig. Diese



Seltenes Leuchtmoos in dunklen Steinhohlräumen der Luisenburg, dessen Name von der smaragdgrünen Farbe herrührt, die durch Lichtreflexion auf der Blattoberseite entsteht

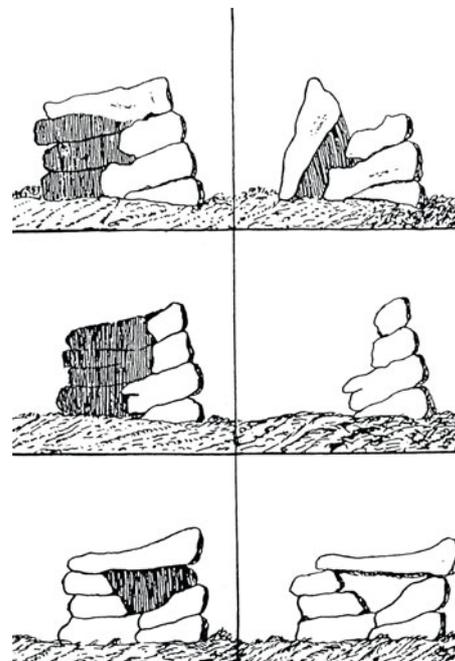


„Max-Marien-Platz an der Luisenburg“ (aus GÜMBEL 1879)

die prächtigen Granitfelsen, die daselbst noch in zerstreuten und aufgetürmten Trümmern liegen. Sturm und Regen nötigten uns wieder herunterzugehen und ich ging allein mit meinem Burschen, indes Goethe zeichnete, über Sickersreuth wieder zurück.“ (VOLLRATH 1982).

Bei der für die Verwitterung von Graniten typischen Wollsackverwitterung entstehen rundliche und matrattenförmige Blöcke. Die Bezeichnung nimmt bezug auf die Ähnlichkeit mit übereinandergestapelten, mit Wolle gefüllten Säcken. Entscheidend für diese Verwitterungsform ist ein nahezu rechtwinklig aufeinanderstehendes Kluftsystem. Entlang dieser Klüfte kann Wasser eindringen; es kommt zur Verwitterung der Minerale und zur allmählichen Abrundung der Blöcke durch bevorzugtes Angreifen der Verwitterung an Kanten und Ecken. Auf einen großen Granitkörper bezogen bleiben Kernstücke relativ frisch erhalten und

können in ursprünglicher Lagerung liegen und Felstürme bilden (z.B. „Drei-Brüder-Felsen“) oder hangabwärts transportiert werden und Blockmeere formen.



In seinen schematischen Zeichnungen malte Goethe links die Granitfelsen in deren vermutlich ursprünglichen Zustand, wobei er die später abgewitterten Blöcke mit einer Schraffur versah. Das jeweils rechte Bild zeigt die Granitblöcke in dem Zustand, wie er sie bei seinem Besuch 1785 vorgefunden hatte (aus HERRMANN 1993).

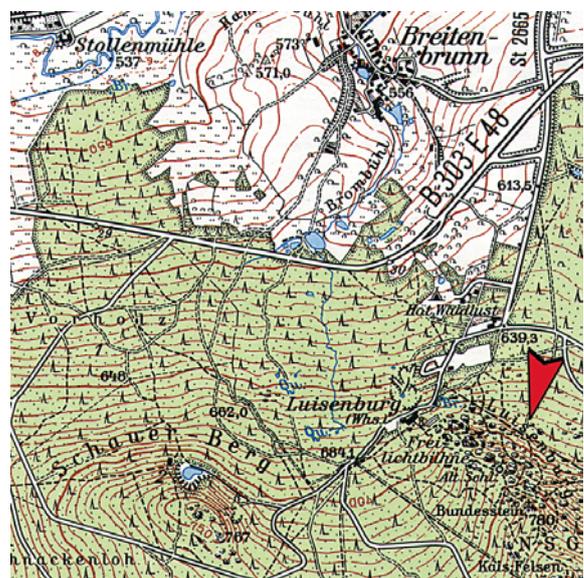
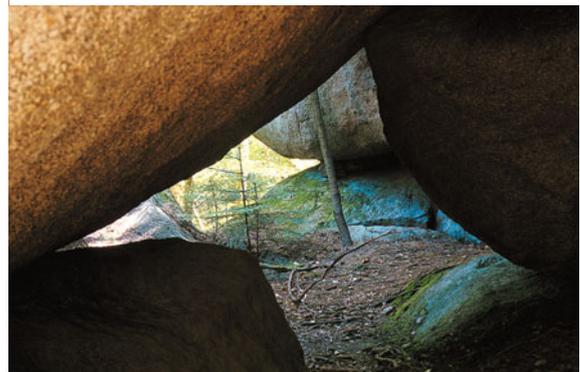
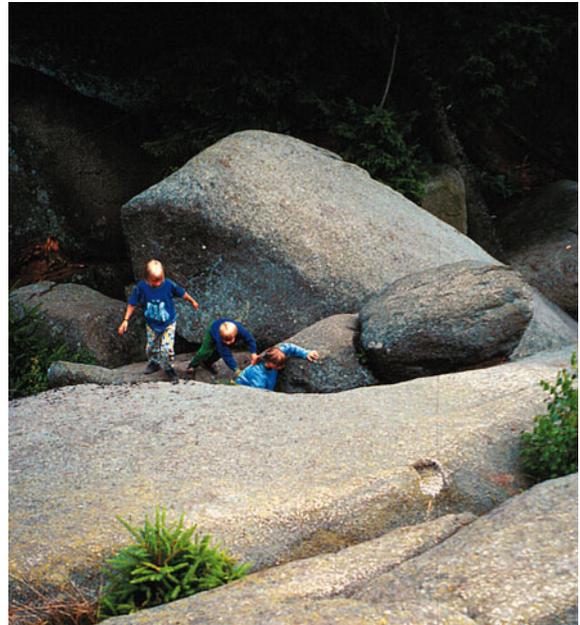
Luisenburg-Felsenlabyrinth

Geotopnr.: 479R014
Landkreis: Wunsiedel i. F.
Gemeinde: Wunsiedel
TK 25: 5937 Fichtelberg
Lage: R: 4499450, H: 5541650
Naturraum: Hohes Fichtelgebirge (394)
Gestein: Granit-Blockmeer (Pleistozän)
 aus G2-Kösseine Randgranit und
 aus G3-Kösseine Kerngranit
Variszische Intrusivgesteine

Beschreibung:

An einem nordöstlichen Ausläufer des Kösseine-massivs befindet sich die Luisenburg. Dieses ursprünglich nach der dortigen Burg „Luxburg“ oder „Losburg“ bezeichnete Bergareal wurde 1805 nach der preußischen Königin Luise in „Luisenburg“ umbenannt. Die imposante Felsenlandschaft ist ein großes Granit-Blockmeer, das als Großes und Kleines Felsenlabyrinth unter Naturschutz gestellt ist. Von kultureller Bedeutung ist die Luisenburg als eine der ältesten Freilichtbühnen Deutschlands. In dieser Felsenkulisse findet jedes Jahr im Sommer ein umfangreiches Aufführungsprogramm statt.

Die Entstehung des Blockmeers wurde schon von Goethe im Jahr 1820 richtig erkannt, der die Bildung der rundlichen Granitblöcke auf langsame Verwitterungsprozesse zurückführte. Durch Woll-sackverwitterung entstanden im Pleistozän, also während der Eiszeit, gerundete Granitblöcke in unterschiedlicher Größe. Während das feine Lockermaterial herausgeschwemmt und abgetragen wurde, blieben die abgerundeten Blöcke zurück oder rutschten hangabwärts und türmten sich dabei chaotisch übereinander.



Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: STETTNER (1958)
 HERRMANN (1993)
 HECHT (1998)

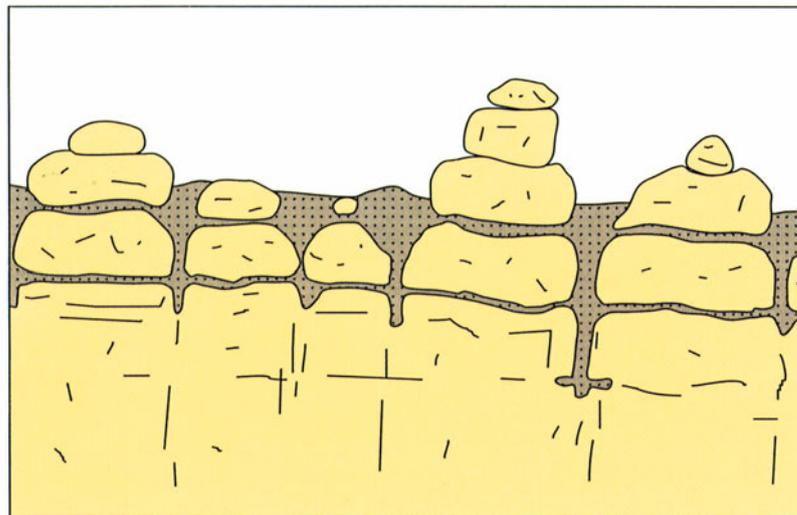
Goethe und Granit — der Geschichte zweiter Teil

Waren die Wollsäcke bei dem „Drei-Brüder-Felsen“ noch geordnet aufeinandergetürmt, so verwundert es einen nicht, daß das chaotische Erscheinungsbild der Blöcke an der Luisenburg früher noch auf starke Erdbeben und „weltumstürzendes Getöse von Gipfeln, die in Abgründen zu tausenden anderen Felsen zerschmettert werden“, zurückgeführt wurde (nach VOLLRATH 1982).

Erst Goethe, der 1820 die Luisenburg ein 2. Mal besuchte, erschloß der wissenschaftlichen Welt die Genese des Felsenlabyrinths allein durch Verwitterungsvorgänge, wie es in seinen „Tages- und Jahresheften 1820“ nachzulesen ist: „Meine Abscheu vor gewaltsamen Erklärungen, die man auch hier mit reichlichen Erdbeben, Vulkanen, Wasserfluten und anderen titanischen Ereignissen geltend zu machen versuchte, ward auf der



Matrasenförmige Verwitterung des Granits an einem Felsenturm der „Drei-Brüder-Felsen“.



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



Die Drei-Brüder-Felsen westlich des Rudolfsteingipfels

Stelle vermehrt, da mit einem ruhigen Blick sich gar wohl erkennen ließ, daß durch teilweise Auflösung wie teilweise Beharrlichkeit des Urgesteins, durch ein daraus erfolgendes Stehenbleiben, Sinken, Stürzen, und zwar in ungeheuren Maßen, diese staunenswürdige Erscheinung ganz naturgemäß sich ergeben habe.“ (nach HERRMANN 1993)

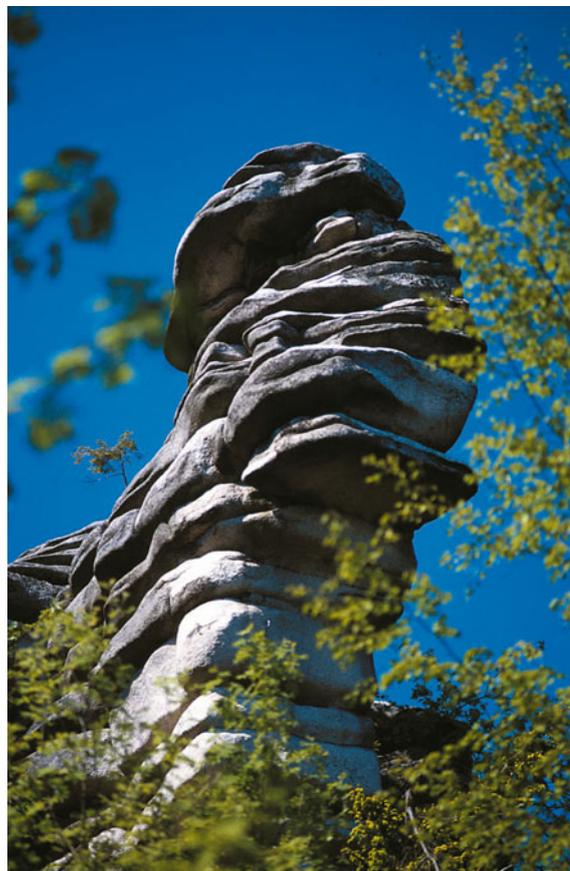
Drei-Brüder-Felsen

Geotopnr.: 479R020
Landkreis: Wunsiedel i. F.
Gemeinde: Gemeindefreies Gebiet
TK 25: 5937 Fichtelberg
Lage: R: 4490960, H: 5548100
Naturraum: Hohes Fichtelgebirge (394)
Gestein: G4-Zinngranit (Oberkarbon)
Variszische Intrusivgesteine

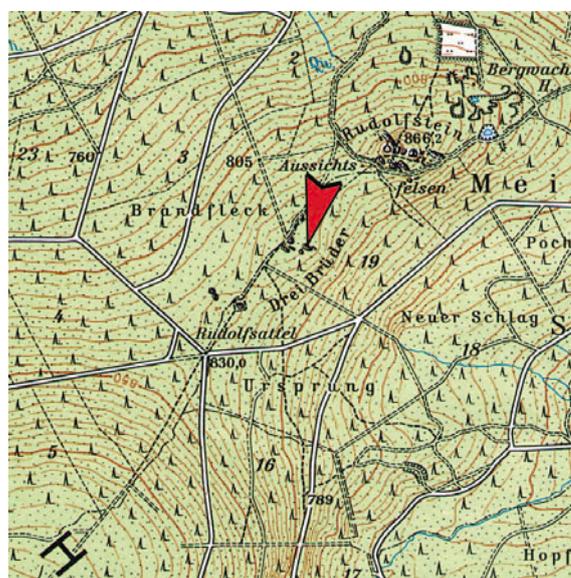
Beschreibung:

Drei eng benachbarte Felstürme im Zinngranit bilden die „Drei-Brüder-Felsen“ ca. 400 m südwestlich des Rudolfsteins im Kammbereich des Anstiegs zum Schneeberg. Die Felstürme sind durch die Verwitterung über geologische Zeiträume von vielen zehntausenden von Jahren im Pleistozän aus dem Gesteinsverband herauspräpariert worden. Das bei der Abkühlung der Granite angelegte natürliche Kluftsystem mit Horizontal- und Vertikalklüften begünstigt dabei die fortschreitende Verwitterung. Die Verwitterungslösungen drangen entlang dieses Kluftsystems in den Granitkörper ein und entfestigten den Gesteinsverband, so daß durch Oberflächenwässer der Gesteinsgrus weggespült werden konnte und einzelne Felsgebilde übrig blieben.

Die ausgeprägte und relativ engständige Horizontalklüftung ist die Ursache für die matratzenförmigen „Bausteine“ der Felstürme, die sich noch in ihrem ursprünglichen Gesteinsverband befinden. Die Breite der Felstürme ist durch den Abstand der Vertikalklüftung bedingt. Das ehemals dazwischen befindliche Granitmaterial wurde im Laufe der Verwitterungsprozesse abtransportiert.



Im Bildausschnitt hat der „Drei-Brüder-Felsen“ seine Geschwister offenbar verloren ...



Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: STETTNER (1958)
 WEINIG et al. (1984)
 HECHT (1998)

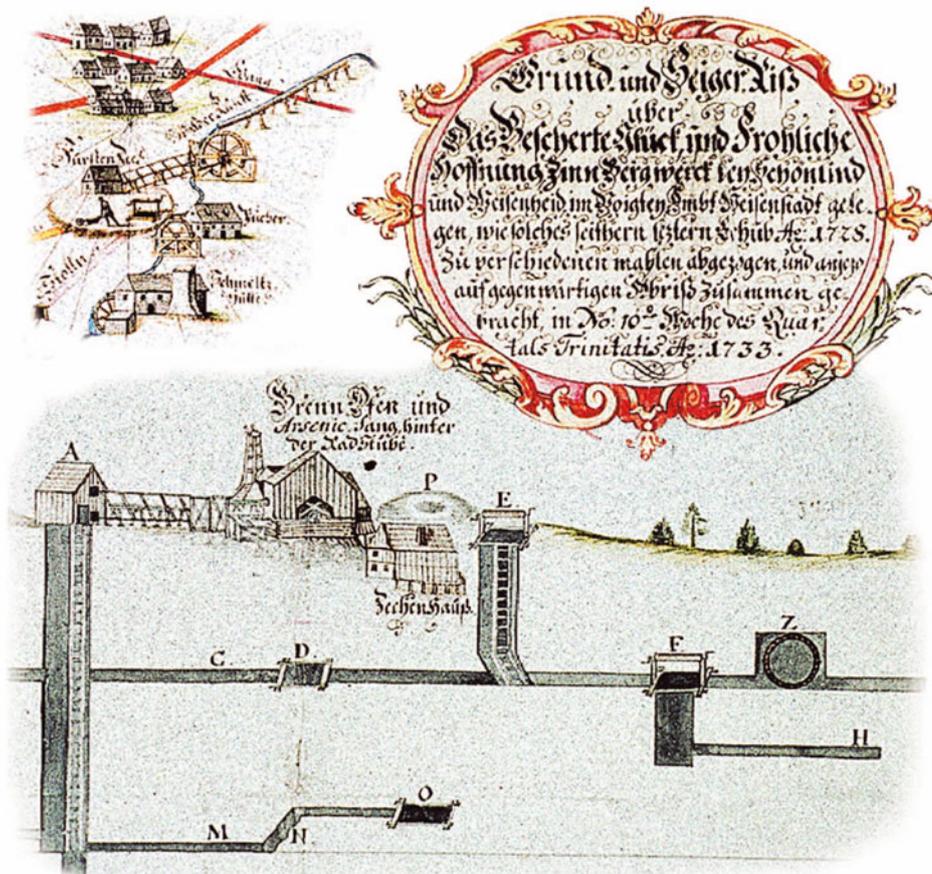
Zinnbergbau im Fichtelgebirge

Bei den primären Zinnerzen handelt es sich um sogenannte Zinnreisen, die in Verbindung mit dem Zinngranit auftreten. Der Zinngranit ist durch relativ hohe Gehalte an granitophilen Elementen wie z.B. Bor, Fluor, Lithium, Uran und Zinn gekennzeichnet und zeigt eine autometasomatische Überprägung, d.h. dieser Granit wurde bei der Erstarrung durch heiße Wässer, sogenannte Fluide, noch verändert. Im Mineralbestand des Granits und seiner pegmatitischen Bildungen zeigt sich dies durch das Vorhandensein von seltenen Mineralen wie Topas, Turmalin, Zinnstein (Kassiterit), Wolframit, Zinnwaldit und Uraninit.

Nach LAUBMANN (1925) zeigen die Zinnerzgänge im Kontaktbereich zwischen Zinngranit und Gneis bei Schönlind Nordost–Südwest-gerichtetes Streichen und fallen mit 55° bis 60° nach Südwest ein. Das Zinnerz tritt in linsenförmigen Anreicherungen im Granit auf. Durch Verwitterung dieser pri-

mären Zinnerze (Zinnstein) und den Transport durch Oberflächenwässer wurde der relativ schwerere Zinnstein (ähnlich wie Gold) in sogenannten Seifen angereichert. Diese Zinnseifen finden sich meist entlang von Fließgewässern und wurden im Mittelalter zuerst abgebaut. Die Zinnerze aus den Seifen erfuhren schon durch den mechanischen Transport eine Säuberung und konnten deshalb meist ohne weitere Bearbeitung geschmolzen werden. Die Zinnerze aus der primären Lagerstätte mußten hingegen in der Regel erst durch Poch- und Schlämmarbeit aufbereitet und angereichert werden.

Der Bergbau auf Zinnerz im Fichtelgebirge begann vermutlich um 1300. Aus der Geschichte der Stadt Wunsiedel ist zu erkennen, daß er im 14. und 15. Jahrhundert von großer wirtschaftlicher Bedeutung war. Der letzte Zinnbergbau im Fichtelgebirge wurde 1924 am Seehaus eingestellt.



Saigerriß des Zinnbergwerks Schönlind, gezeichnet von dem Wunsiedler Bergmeister J. G. ULLMANN im Jahr 1733 (Staatsarchiv Bamberg)

Zinngräben westlich von Vordorfermühle

Geotopnr.: 479G001
Landkreis: Wunsiedel i. F.
Gemeinde: Gemeindefreies Gebiet
TK 25: 5937 Fichtelberg
Lage: R: 4492480, H: 5544920
Naturraum: Hohes Fichtelgebirge (394)
Gestein: Hangschutt, Fließerden, Fließlehme mit Zinnseifen (Pleistozän)

Beschreibung:

Westlich von Vordorfermühle existieren im unteren Hangbereich des Anstiegs zum Seehügel und Nußhardt beim Lungenbach, Schöffelbach sowie in den Waldgemarkungen Zinngräben und Fahrenleite viele Spuren des ehemaligen Zinnseifenbergbaus mit Schurfgräben und Halden.

Die Bergbauspuren mit Schurfgräben im Bereich der Lokationen Zinngräben und Fahrenleite sind knapp über 1 km lang und durchschnittlich 150 m breit. Zum Teil sind die Gräben bis 5 m tief. In diesen Gebieten wurde Zinnerz (Zinnstein) aus vermutlich fluviatil gebildeten Seifen gewonnen. Über die Ergiebigkeit ist nichts bekannt.

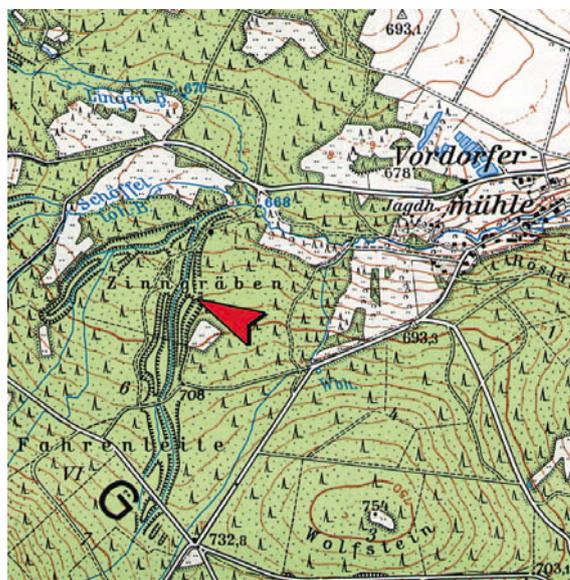
Nach THIEM (1998) wird der Zinnbergbau bei Vordorf erstmals im Jahr 1398 urkundlich im Lehenbuch des Burggrafen Johann III. von Nürnberg erwähnt. Der Zinnbergbau dürfte wegen der Erschöpfung der Lagerstätte in diesem Gebiet schon Anfang des 15. Jahrhunderts zum Erliegen gekommen sein. Vereinzelt Schürfvversuche wurden wahrscheinlich noch im 18. Jahrhundert durchgeführt.

Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: STETTNER (1958)
 THIEM (1998)



Ein kleines Bächlein hat sich in die lockeren Halden des über 100 m breiten Zinngrabens eingeschnitten.



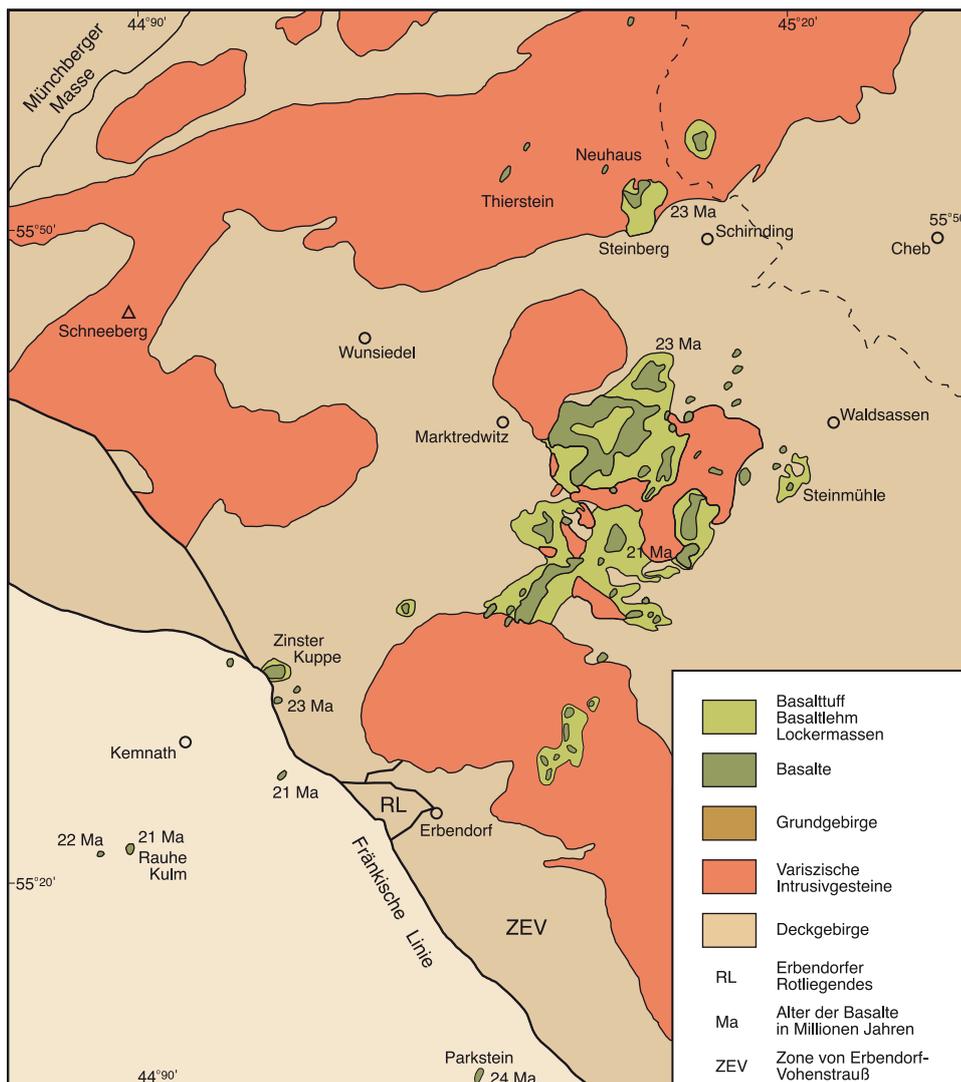
Vulkane in Nordostbayern

In der nördlichen Oberpfalz und im Fichtelgebirge existiert ein Vulkansystem der Tertiärzeit, das sich über das Duppauer Gebirge und das Böhmisches Mittelgebirge in Nordböhmen bis nach Südotsachsen verfolgen läßt. Dieses Vulkansystem ist an den Nordost- bis Ostnordost-streichenden Egergraben gebunden, der sich durch Dehnung der Erdkruste im Oberoligozän und Miozän (vor ca. 5 bis 35 Millionen Jahren) abgesenkt hat. Das Vulkansystem besteht aus einer Vielzahl von Eruptionszentren. Neben Förderschloten mit ihren Füllungen existieren Reste von Vulkandecken und Tuffgebieten. Nach Kalium-Argon-Datierungen an Basaltproben liegt ihr Bildungsalter im Zeitraum von 29 bis 19 Millionen Jahren.

Es handelt sich bei diesen Vulkaniten um Alkalibasalte. Solche kontinentalen Alkalibasalte sind typisch für einen Rift-Vulkanismus, bei dem Teilschmelzen im oberen Erdmantel gebildet werden. Im Egergraben-Rift mit seinen Nordost- und Südost-streichenden steilstehenden Bruchstörungen drangen hauptsächlich im Miozän Schmelzen an diesen Brüchen aus dem Erdmantel schnell an die Erdoberfläche.

Neben diesem älteren tertiären Vulkanismus existieren im Egergrabenbereich auch quartäre Vulkanite am Kammerbühl (Komorní Hůrka) bei Franzensbad und am Eisenbühl (Zelezna Hůrka) nördlich von Neualbenreuth. Das Alter dieser Vulkanite ist noch nicht exakt gesichert; radiometrische Datierungsergebnisse schwanken zwischen 2 Millionen und 260 000 Jahren. Mikrobeben, d.h.

schwache Erdbeben im Bereich des Egergrabens, die auch im Fichtelgebirge nachgewiesen werden können, zeigen an, daß die Erdkruste in dieser Region immer noch aktiv ist.



Verbreitungsgebiet und Alter der tertiären Vulkanite in Nordostbayern und angrenzendem Egerbecken (abgeändert nach HUCKENHOLZ & KUNZMANN 1993)

Ehemaliger Basaltbruch am Schloßberg bei Neuhaus a.d. Eger

Geotopnr.: 479A005
Landkreis: Wunsiedel i. F.
Gemeinde: Hohenberg a.d. Eger
TK 25: 5838 Selb
Lage: R: 4511670, H: 5552640
Naturraum: Selb-Wunsiedeler Hochfläche (395)
Gestein: Basalt (Miozän)

Beschreibung:

In einem ehemaligen Steinbruch am Schloßberg nördlich von Neuhaus an der Eger stehen tertiäre Alkalibasalte an. Es handelt sich dabei um den Anschnitt des schlotförmigen Förderwegs eines ehemaligen Vulkans, in dem das basaltische Magma erstarrt ist. Aufgrund ihres Mineralbestandes werden die Gesteine als Olivinnephelinite und Nephelinbasanite bezeichnet. Die Basalte sind feinkörnig, schwarz bis schwarzgrau, sehr hart und brechen splittrig. Häufig sind mm- bis teils cm-große, bräunliche bis grünliche Olivineinsprenglinge sichtbar.

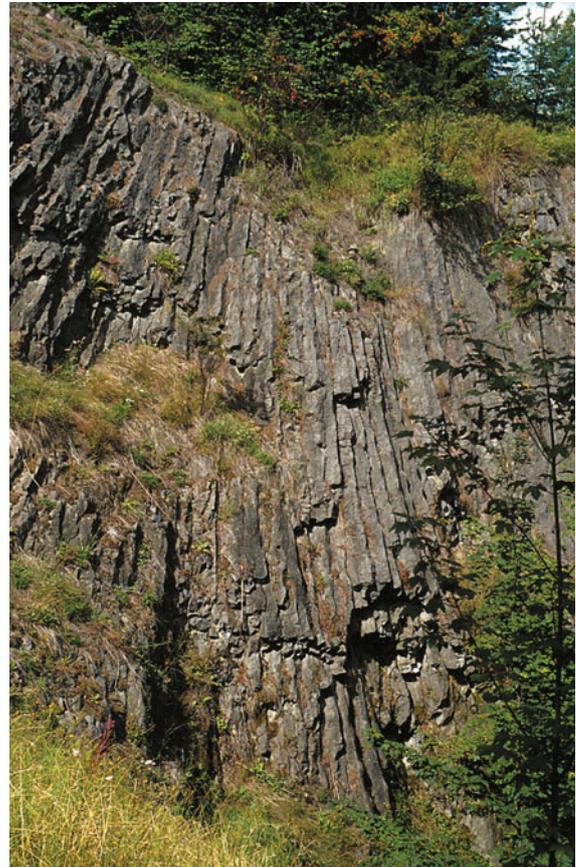
Die basaltischen Magmen stammen aus ca. 80 km Tiefe, aus dem oberen Erdmantel. Zum Teil führen sie nichtaufgeschmolzenes Material aus dem Mobilisierungsbereich, sogenannte spinellperidotitische Xenolithe. Neben den Basalten treten in anderen Vorkommen auch Basalttuffe auf.

In diesem Vorkommen ist die säulige Absonderungsform des Basaltes sehr gut ausgebildet. Zum Teil sind die Säulen meilerförmig angeordnet. Diese Erscheinungsform der Basalte wird als Abkühlungsstruktur angesehen. Die Säulen mit ihren polygonalen Umrissen haben Durchmesser von einem bis zu einigen Dezimetern.

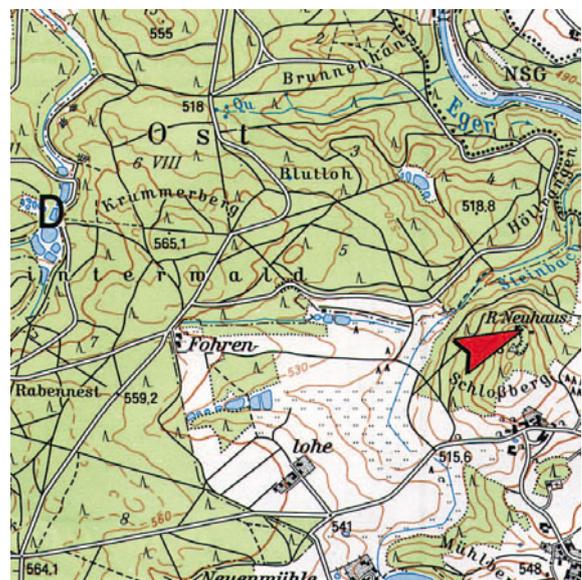
Schutzstatus: Naturdenkmal

Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: HUCKENHOLZ (1977)
 MIELKE & STETTNER (1984)
 HUCKENHOLZ & KUNZMANN (1993)



Typische Basaltsäulen bei Neuhaus a.d. Eger



Wie der Redwitzit zu seinem Namen kam

Die Redwitzite sind als die ältesten spät- bis post-tektonischen Intrusivgesteine des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz anzusehen mit einem Intrusionsalter von 326 bis 350 Millionen Jahren. Sie kommen zum Teil in engem räumlichen Zusammenhang mit den älteren variszischen Graniten (G1-Porphyrgranit) vor. Unter dem Namen Redwitzit wird eine Gruppe von intermediären bis basischen plutonischen Magmatiten zusammengefaßt, die den Intrusivkomplex nordöstlich von Marktredwitz aufbauen.

Petrographisch gesehen handelt es sich um meist Biotit-reiche Granodiorite, Quarzdiorite und Diorite sowie untergeordnet um Gabbros und Norite. Charakteristisch für viele Redwitzite ist ihr vernetztes sperriges Biotitgefüge. Die granodioritischen Redwitzite führen oft Kalifeldspateinsprenglinge, die teilweise auch eingeregelt sein können. Redwitzite treten zum Teil als Saum bzw. randliche Unterlagerung der G1-Granite im Fichtelgebirge auf. Sie sind vermutlich in der Spätphase der variszischen Orogenese durch Mischung von Mantelmagmen mit aufgeschmolzenem Krustenmaterial entstanden.

Über die Einführung der Bezeichnung Redwitzit berichtet MÜLLER (1961): Demnach wurde der

Gesteinsname "Redwitzit" für diese Gesteinsgruppe von E. Weinschenk, dem um die Jahrhundertwende führenden Petrographen in Bayern, in einem sehr eigennütigen Tauschhandel eingeführt. Der damals bekannte Amateurgeologe und



Die Redwitzite zeigen eine charakteristische Verwitterungsform mit zwiebelschaliger Absonderungen an den rundlichen Redwitzit-"Wollsäcken".

Sammler von Fichtelgebirgsmineralien O. Gebhardt aus Marktredwitz besaß einige schöne Basalt-Belegstück vom Reichswald, welche offenbar das Interesse von Weinschenk gefunden hatten. So schrieb dieser am 10.01.1916 eine Postkarte an Gebhardt mit folgendem Text:

"Sehr geehrter Herr Gebhardt! Ich schlage Ihnen ein Tauschgeschäft vor ! Ich benenne ein sehr wichtiges und interessantes Gestein "Redwitzit" (nicht Wunsiedelit!) und bekomme dafür für meine Sammlung die schönen Stücke Basalt mit Olivinbomben von Brandt. Freundlichste Grüße, Ihr ergebener E. Weinschenk".



Durch den Autobahnneubau der A 93 östlich von Marktredwitz wurden neue Aufschlüsse in Redwitziten geschaffen. Nördlich der alten Verbindungsstraße Marktredwitz – Wölsau wurde ein Gang aus Porphyrganit angeschnitten, der den Redwitzit durchsetzt. Die bis über 7 cm langen Kalifeldspäte zeigen eine deutliche Fließregelung.

Redwitzite östlich von Marktredwitz

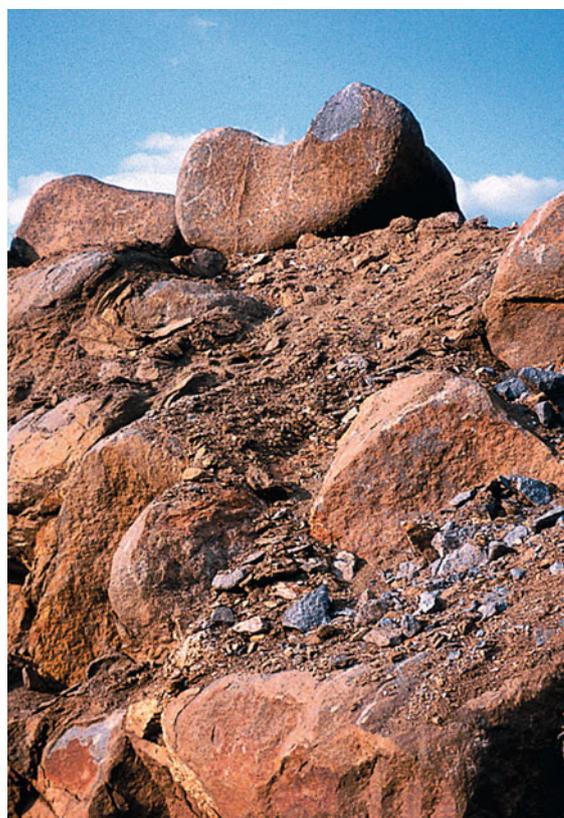
Geotopnr.:	479A019
Landkreis:	Wunsiedel i. F.
Gemeinde:	Stadt Marktredwitz
TK 25:	5938 Marktredwitz
Lage:	R: 4508100, H: 5541200
Naturraum:	Selb-Wunsiedeler Hochfläche (395)
Gestein:	Redwitzit, Porphygranit (Oberkarbon) <i>Variszische Intrusivgesteine</i>

Beschreibung:

Das durch den Autobahn-Neubau angeschnittene Vorkommen von Redwitziten ist die Typlokalität für diese Gesteinsgruppe. Die Bezeichnung Redwitzit nach ihrer Hauptverbreitung bei Marktredwitz wurde von WILLMANN (1920) eingeführt. Charakteristisch für viele Redwitzite ist ihr verzertes sperriges Biotitgefüge. Die Gesteinsgruppe zeigt eine sehr variable Zusammensetzung und muß, je nach Mineralbestand, als Granodiorit, Quarzdiorit, Diorit, Gabbro oder Norit bezeichnet werden.

Der Aufschluß zeigt die Vielfalt der Redwitzitvarietäten mit fein- bis mittelkörnigen und grobkörnigen Redwitziten. Neben meist regellosem Gefüge liegt in Teilbereichen eine Einregelung vor. Im Südteil des Aufschlußabschnittes wird der Redwitzit von einem mittel- bis grobkörnigen G1-Porphyrgranit mit Kalifeldspatleisten bis über 7 cm Länge durchsetzt.

Charakteristisch für diesen Aufschluß sind die Verwitterungsformen dieser Gesteine. Durch die Baumaßnahmen wurden viele gerundete Gesteinsblöcke von über 1 m³ freigelegt, die noch in ursprünglicher Lagerungsbeziehung in einer vergrusten Matrix des selben Gesteins eingelagert waren ("Wollsackverwitterung").



Wollsackähnlich verwitternde Redwitzite wurden immer wieder in der Umgebung von Marktredwitz bei Neubaumaßnahmen freigelegt.



Schutzstatus:	Naturpark
Geowiss. Bewertung:	wertvoll
Literatur:	MIELKE (1999)

Literatur

- AD-HOC AG GEOTOPSCHUTZ (1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland - Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland. – Angewandte Landschaftsökologie, **9**: 1 – 105; Bonn-Bad Godesberg.
- ALBERS, H.J., BURGHARDT, O., CLAUSEN, C.D. & DINTER, W. (1982): Bald mehr Schutzmöglichkeiten für Zeugen der Erdgeschichte. – Landesanstalt für Ökologie, Landesentwicklung und Forstplanung Nordrhein-Westfalen, **7 (1)**: 7 – 15; Recklinghausen.
- ALBERTI, F.V. (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. – 368 S.; Stuttgart.
- ANTONIADIS, P., FYTROLAKIS, N., HEGENBERGER, W. & STRASSNER-MUNK, C. (1972): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 6032 Scheßlitz. – 204 S.; München.
- AUMANN, G. (1966): Erdgeschichte des Coburger Landes. – Schriftenreihe des Natur-Museums Coburg, Sonderband Nr. **1**: 1 - 64; Coburg.
- BARRANDE, J. (1868): Silurische Fauna aus der Umgebung von Hof in Bayern. – N. Jahrb. Min. Geol. Paläo., 641 – 696; Stuttgart.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1995): Nördliche Frankenalb, Hydrogeologie. – 119 S.; München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1996): Geologische Karte von Bayern 1 : 500 000 mit Erläuterungen. – 4. Aufl., 329 S.; München.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ (1997): Nationalparke, Naturschutzgebiete, Landschaftsschutzgebiete und Naturparke Bayerns mit naturräumlicher Gliederung. – Karte 1:500 000 mit Erläuterungen; München.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1990): Verzeichnis der Quellen in Bayern. – 65 S.; München.
- BEHRENS, M. (1965): Tektonik im nördlichen fränkischen Schiefergebirge. – Diss. Univ. Hamburg, 80 S.; Hamburg.
- BEHRENS, M. (1981): Gräfenenthaler Horst und Teuschnitzer Mulde im Fränkischen Schiefergebirge. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **N.F. 63**: 71 – 89; Stuttgart.
- BEHRENS, M., JANSEN, A. & WURSTER, P. (1967): Untersuchungen an Fränkischen Verwerfungen. – Geol. Rundschau, **56**: 748 – 765; Stuttgart.
- BRAUN, C.F.W. (1843): Beiträge zur Urgeschichte der Pflanzen. – In: MÜNSTER, G. [Hrsg.]: Beiträge zur Petrefakten-Kunde, **6**: 1 – 46; Bayreuth.
- BRUNNACKER, K. (1955): Würmeiszeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken. – Geologica Bavarica, **25**: 22 – 38; München.
- BUCKLAND, W. (1823): Reliquiae Diluvianae, or observations on the organic remains contained in caves, fissures, and diluvial gravel, and on other geological phenomena, attesting the action of an universal deluge. – 303 S.; London.

- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (1994): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt Nr. CC 6326 Bamberg; Hannover.
- CRAMER, H. (1936): Naturschutz im Veldensteiner Forst. – Die Fränkische Alb, 23: 11 – 36; Nürnberg.
- CUVIER, G. (1806): Sur les ossements du genre de l'ours, qui se trouvent en grande quantité dans certaines cavernes d'Allemagne et de Hongrie. – Ann. Mus. d'Hist. Nat., 7: 301 – 372; Paris.
- DILL, H. (1988): Sedimentpetrographie des Stockheimer Rotliegendbeckens, Nordostbayern. – Geol. Jb., **D 88**: 72 S.; Hannover.
- DORN, P. (1926): Zur Kenntnis des oberfränkischen Buntsandsteins. – Geognost. Jh., **39**: 1 – 10; München.
- DORN, P. (1928): Geologischer Exkursionsführer durch die Frankenalb. – Bd. 1: 183 S.; Nürnberg (Spindler).
- DORN, P. (1932): Untersuchungen über fränkische Schwammriffe. – Abh. d. Geol. Landesunters. a. Bayer. Oberbergamt, **6**: 13 – 44; München.
- EMMERT, U. (1977): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 6035 Bayreuth – 180 S.; München.
- EMMERT, U. & HORSTIG, G.V. (1972): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5734 Wallenfels. – 240 S.; München.
- EMMERT, U., HORSTIG, G.V. & WEINELT, W. (1960): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5835 Stadtsteinach. – 279 S.; München.
- EMMERT, U. & STETTNER, G. (1968): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5737 Schwarzenbach a.d. Saale. – 279 S.; München.
- ESPER, J.F. (1774): Ausführliche Nachricht von neuentdeckten Zoolithen unbekannter vierfüßiger Thiere, und denen sie enthaltenden, so wie verschiedenen andern, denkwürdigen Grüften der obergebürgischen Lande des Markgrathums Bayreuth. – 145 S.; Nürnberg.
- EXLER, H.-J. (1957): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 6234 Pottenstein. – 44 S.; München.
- FIEBER, B. (1997): Rechtsgrundlagen des Geotopschutzes in Deutschland – eine Bestandsaufnahme und Handlungsbedarf. – In: LOOK, E.-R. [Hrsg.]: Geotopschutz und seine rechtlichen Grundlagen. – Schriftenr. Dt. Geol. Ges., **5**: 1 – 168; Hannover.
- FORD, D. & WILLIAMS, P. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. – 601 S.; London (Chapman & Hall).
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raum der Münchberger Gneismasse - abgeleitet aus Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. – Geotekt. Forsch., **68**: 1 – 253; Stuttgart.
- FRANKE, W. (1998): Exhumation of HP rocks in the Saxothuringian belt: sedimentary and tectonic record. – Terra Nostra, **98/2**: 46 – 48; Köln (Alfred-Wegener-Stiftung).

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

- FREUDENBERGER, W. (1996): Trias. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 4. Aufl.: 65 – 89; München.
- FREYBERG, B.V. (1961): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6235 Pegnitz. – 207 S.; München.
- FREYBERG, B.V. (1966): Der Faziesverband im Unteren Malm Frankens, Ergebnisse der Stromatometrie. – Erlanger Geol. Abh., **62**: 3 – 92; Erlangen.
- FÜHRER THÜRINGISCH – FRÄNKISCHE SCHIEFERSTRASSE (1998): Führer zur Thüringisch – Fränkischen Schieferstraße. – Die Städte Lehesten, Leutenberg, Ludwigstadt und Steinach [Hrsg.], 28 S.; Lehesten.
- GANDL, J. (1981): Exkursion in das Paläozoikum des Frankenwaldes (Gebiet nordwestlich der Münchberger Gneismasse). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **N.F. 63**: 91 – 101; Stuttgart.
- GANDL, J. (1992): Zur Faziesentwicklung im jüngeren Paläozoikum. – Zbl. Geol. Pal. Teil I, **1992**: 21 – 43; Stuttgart.
- GANDL, J. (1998): Neue Daten zum jüngeren Paläozoikum NE-Bayerns und angrenzender Gebiete – Faziesentwicklung und geotektonische Konsequenzen. – Geologica Bavarica, **103**: 19 – 273 (mit Tafeln); München.
- GEVERS, T.W. (1926): Der Muschelkalk am Nordwestrande der Böhmisches Masse. – N. Jb. Min. Geol. Paläo., Abt. B, Beil.-Bd. **56**: 243 – 436; Stuttgart.
- GOETZE, F. & MEYER, R. (1983): Geologische Wanderziele im Naturpark Fränkische Schweiz (Süd), Veldensteiner Forst, Hersbrucker Alb. – Zwei Geologische Karten mit Kurzerläuterungen auf der Rückseite; München.
- GOTTWALD, H. (1958): Stratigraphische und tektonische Spezialaufnahmen im Jura nördlich von Muggendorf (Fränkische Alb). – Erlanger Geol. Abh., **25**, 23 – 42; Erlangen.
- GOTTWALD, H. (1959): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 6133 Muggendorf. – 52 S.; München.
- GRADSTEIN, F.M. & OGG, J. (1996): A Phanerozoik time scale. – Episodes, **19 (1 & 2)**: 3 – 5; Cambridge.
- GROISS, J.T. (1979): Geologische und paläontologische Untersuchungen in der Zoolithenhöhle. – Geol. Bl. NO-Bayern, **29**: 26 – 50; Erlangen.
- GRUBE, A. & WIEDENBEIN, F.W. (1992): Geotopschutz – eine wichtige Aufgabe der Geowissenschaften. – Die Geowissenschaften, **10 (8)**: 215 – 219; Weinheim.
- GUDDEN, H. (1955): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5834 Kulmbach. – 154 S.; München.
- GÜMBEL, C.W. (1864): Über das Knochenbett (Bonebed) und die Pflanzenschichten in der rhätischen Stufe Frankens. – Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss., **1864(I)**: 215 – 278; München.
- GÜMBEL, C.W. (1866): Die geognostischen Verhältnisse des fränkischen Triasgebietes. – Bavaria, **4**: 3 – 77; München.

- GÜMBEL, C.W. (1874): Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. – 50 S.; München.
- GÜMBEL, C.W. (1879): Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. – 698 S.; Gotha (Justus Perthes).
- GÜMBEL, C.W.v. (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstossenden fränkischen Keupergebiete. – 763 S.; Kassel (Theodor Fischer).
- HAHN, L. (1974): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5732 Sonnefeld. – 141 S.; München.
- HECHT, L. (1998): Granitoide des Fichtelgebirges (NE-Bayern): Magmengenese und hydrothermale Alteration. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **N.F. 80**: 223 – 250; Stuttgart.
- HEGENBERGER, W. (1968): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5833 Burgkunstadt. – 175 S.; München.
- HEGENBERGER, W. & SCHIRMER, W. (1967): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5932 Uetzing. – 156 S.; München.
- HELLER, F. (1960): Das Diluvialprofil in der Jungfernhöhle bei Tiefenellern, Landkreis Bamberg. – Erlanger Geol. Abh., **34**: 3 – 17; Erlangen.
- HELLER, F. (1966): Die berühmten Knochenhöhlen des fränkischen Jura und das Schicksal ihres Fundinhaltes. – Ber. Naturwiss. Ges. Bayreuth, **12**: 7 – 20; Bayreuth.
- HERBIG, P. (1925): Zur Stratigraphie und Tektonik der Muschelkalkschollen östlich von Kronach. – Geogn. Jh., **38**: 119 – 196; München.
- HERRMANN, D. (1990): Vom Bergbau im Fichtelgebirge (Teil 2). – Jahreshefte für Heimatkunde, Landschaftsschutz und Erforschung heimatlicher Boden-, Natur- und Kulturdenkmäler, **12**: 1 – 43, Wunsiedel.
- HERRMANN, D. (1993): Die Kösseine im Fichtelgebirge. - Das Fichtelgebirge – Schriftenreihe zu seiner Geschichte, Natur und Kultur, **3**: 1 – 132; Wunsiedel.
- HEUSE, T., KURZE, M. & REITZ, E. (1994): Paläontologischer Nachweis von Oberproterozoikum (Vendium) in der Zone Münchberg-Frankenberg. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **2**: 95 – 107; Stuttgart.
- HOFFMANN, D. (1967): Rhät und Lias nordwestlich der Frankenalb auf Blatt Seßlach. – Erlanger Geol. Abh., **68**: 1 – 34; Erlangen.
- HOFFMANN, D. (1970): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5831 Seßlach. – 106 S.; München.
- HÖHL, G. (1958): Zur Frage der Entstehung des Gaustädter Profils (Franken). – Mitt. Geogr. Ges. Wien, **100**: 77 – 88; Wien.
- HÖRAUF, H. (1959): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Doggersandsteins in der Fränkischen Alb. – Erlanger Geol. Abh., **30**: 1 – 68; Erlangen.
- HORSTIG, G.v. (1957): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5637 Hof. – 111 S.; München.

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

- HORSTIG, G.v. (1966): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5635 Nordhalben. – 168 S.; München.
- HORSTIG, G.v. (1972): Mineralabfolge und Tektonik in den flußspatführenden Mineralgängen des Frankenwaldes. – *Geologica Bavarica*, **65**: 160 – 184; München.
- HORSTIG, G.v. (1979): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu den Blättern 5633 Sonneberg (Bayerischer Anteil) und 5634 Teuschnitz. – 116 S.; München.
- HORSTIG, G.v. (1982): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu den Blättern 5434 Leutenberg, 5533 Spechtsbrunn, 5534 Lehesten (Bayerische Anteile). – 61 S.; München.
- HORSTIG, G.v. & STETTNER, G. (1976): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5735 Schwarzenbach am Wald. – 178 S.; München.
- HUBER, F. (1972): Das Schrifttum über die Zoolithenhöhle. – *Erlanger Forschungen*, **B 5**: 94 – 131; Erlangen.
- HUCKENHOLZ, H.G. (1977): DFG-Arbeitsbericht zu bayerischen Basalten. – *Inst. f. Mineral. u. Petrogr. Univ. München*, 30 S.; München.
- HUCKENHOLZ, H.G. & KUNZMANN, T. (1993): Tertiärer Vulkanismus im bayerischen Teil des Egergrabens und des mesozoischen Vorlandes. – *Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **5**: 1 – 34; Stuttgart.
- HÜTTNER, J. (1996): Der Fichtelgebirgsgranit - Werkstoff einer Region. – *Das Fichtelgebirge*, **6**: 1 – 209; Wunsiedel.
- HUNTER, J. (1794): Observations on the fossil bones presented to the Royal Society by his most serene highness the Margrave of Anspach. – *Philos. Transact.*, **84**: 407 – 417; London.
- IRBER, W. & ARNOLD, E. (1997): Goldkronach-Brandholz im Saxothuringikum des Fichtelgebirges – neue Aspekte zur Genese der bekanntesten bayerischen Goldlagerstätte. – *Geologica Bavarica*, **102**: 109 – 141; München.
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. – 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- JOOS, O. (1936): Zur Geologie der Ehrenbürg (Walberla) bei Forchheim. – *Abh. Geol. Landesuntersuch. am Bayer. Oberbergamt*, **26**: 33 – 46; München.
- KAULICH, B. & SCHAAF, H. (1980): Kleiner Führer zu den Höhlen um Muggendorf. – 125 S.; Nürnberg (Naturhist. Ges. Nürnberg).
- KISSLING, A. (1993): Rezente Kalktuffbildung auf der Wiesentalb – Bildungsbedingungen und jahreszeitlicher Verlauf. – *Mitt. Fränk. Geogr. Ges.*, **40**: 41 – 59; Erlangen.
- KLEMD, R., MATTHES, S. & OKRUSCH, M. (1991): High-pressure relics in meta-sediments intercalated with the Weissenstein eclogite, Münchberg gneiss complex, Bavaria. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**: 328 – 342; Heidelberg.
- KNEIDL, V. (1974): Klüfte im Kulmbacher Raum und deren zeitliche Stellung. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **24**: 120 – 129; Erlangen.

- KOCH, R., SENOWBARI-DARYAN, B. & STRAUSS, H. (1994): The Late Jurassic Massenkalk Fazies of Southern Germany: Calcareous Sand Piles rather than Organic Reefs. – *Facies*, **31**: 179 – 208; Erlangen.
- KOSCHEL, R. (1970): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 6031 Bamberg Nord. – 167 S.; München.
- KRONBERGER, K. (1957): Die Landschaftsschutzgebiete im Regierungsbezirk Oberfranken. – *Ber. Naturwiss. Ges. Bayreuth*, **9**: 251 – 304; Bayreuth.
- KRONBERGER, K. (1960): Einige bemerkenswerte Naturdenkmale im Regierungsbezirk Oberfranken. – *Ber. Naturwiss. Ges. Bayreuth*, **10**: 29 – 70; Bayreuth.
- KRUMBECK, L. (1939): Das Rhät in Nordwest-Franken. – *Sitzungsber. d. Physik.-Medizin. Soz. zu Erlangen*, **71**: 1 – 130; Erlangen.
- KRUMBECK, L. (1956): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 6232 Forchheim. – 80 S.; München.
- KUNKEL, O. (1958): Die Jungfernhöhle bei Tiefenellern. – *Münchener Beitr. z. Vor- und Frühgeschichte*, **5**: 1 – 138; München.
- LAUBMANN, H. (1925): Die Zinnerzlagerstätten des Fichtelgebirges. – *Cbl. Miner. Geol. Paläo., Abt A*, **1925**: 54 – 64; Stuttgart
- LAGALLY, U., FREYER, G., GÖLLNITZ, D., JAHNEL, C., JUNKER, B., KARPE, W., KAUFMANN, E., LOOK, E.-R., PUSTAL, I., ROSS, P.-H. & SCHULZ, W. (1997): Bericht über die Ergebnisse der Ad-hoc-Arbeitsgruppe Geotopschutz des Bund/Länder-Ausschusses Bodenforschung: "Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland". – in: LOOK, E.-R. [Hrsg.]: *Geotopschutz und seine rechtlichen Grundlagen*. – *Schriftenr. Dt. Geol. Ges.*, **5**: 1 – 168, Hannover.
- LAGALLY, U., KUBE, W. & FRANK, H. (1993): Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern. Ergebnisse einer Erstaufnahme. – *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, **1**: 1 – 168; München (GLA).
- LANG, M. (1970): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 6131 Bamberg Süd. – 150 S.; München.
- 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.
- LEITZ, F. (1976): Lithostratigraphie des Zechsteins und Buntsandsteins bei Coburg-Kronach (Nordost-Bayern). – *Diss. Ruhr-Univ. Bochum*, 185 S.; Bochum.
- LEITZ, F. & SCHRÖDER, B. (1981): Exkursion in das oberfränkische Bruchschollenland bei Kronach. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, **N.F. 63**: 43 – 50; Stuttgart.
- LEITZ, F. & SCHRÖDER, B. (1985): Die Randfazies der Trias und Bruchschollenland südöstlich Bayreuth. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, **N.F. 67**: 51 – 63; Stuttgart.
- LEJA, F. (1989): Die Fellner-Doline bei Gößweinstein/Ofr. – *Mitt. Verb. Dt. Höhlen- u. Karstforsch.*, **35 (1/2)**: 55 – 62; München.

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

- LOOK, E.-R. (1997): Voraussetzungen für die Umsetzung des IUGS/UNESCO Joint Projektes: GEOSITES in Deutschland. – in: LOOK, E.-R. [Hrsg.]: Geotopschutz und seine rechtlichen Grundlagen. – Schriftenr. Dt. Geol. Ges., **5**: 1 – 168; Hannover.
- LÜTZNER, H., ANDREAS, D., MÄDLER, J., MICHAEL, J., VOIGT, H., WERNEBURG, R., JUDERSLEBEN, G. & JUNGWIRTH, J. (1995): Siles und Rotliegend. – In: SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen, 188 – 277; Stuttgart (Schweizerbart).
- MATTHES, S., RICHTER, P. & SCHMIDT, K. (1974): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. VII. Ergebnisse aus einer Kernbohrung durch den Eklogitkörper des Weißensteins. – N. Jb. Miner. Abh., **120**: 270 – 314; Stuttgart.
- MEIBURG, P. (1979): Geologische Naturdenkmale in Hessen. – Naturschutz und Landschaftspflege in Hessen, 1977/78: Wiesbaden.
- MERGNER, W. (1957): Die Bodenmühlwand im Landschaftsschutzgebiet "Oberes Maintal". – Ber. Naturwiss. Ges. Bayreuth, Bd. **9**: 317 – 322; Bayreuth.
- MEYER, R.K.F. (1979): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 6132 Buttenheim. – 136 S.; München.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1996): Jura. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern 1 : 500 000. – 4. Aufl.: 90 – 111; München.
- MEYER, R.K.F., VIOHL, G. & ZORN, H. (1972): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5933 Weismain. – 160 S.; München.
- MIELKE, H. (1998): Zur regionalen Geologie des zentralen Fichtelgebirges. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **N.F. 80**: 49 - 61; Stuttgart.
- MIELKE, H. (1999): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 5938 Marktredwitz. – 127 S.; München.
- MIELKE, H. & STETTNER, G. (1984): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5838/5839 Selb/Schönberg. – 128 S.; München.
- MORGENROTH, V. (1972): Der Muschelkalk Südthüringens. – Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss., **A 17**: 921 – 932; Berlin.
- MÜLLER, F. (1961): Wie es zur Bezeichnung Redwitzit kam. – Geol. Bl. NO-Bayern, **11**: 115 – 116; Erlangen.
- MÜLLER, F. (1991): Bayerns steinreiche Ecke. – 288 S.; Hof (Oberfränkische Verlagsanstalt und Druckerei).
- NIGGEMEYER, B. & SCHUBERT, D. (1972): Neuentdeckungen in der Zoolithenhöhle bei Burggailenreuth. – Erlanger Forschungen, **B 5**: 57 – 62; Erlangen.
- PETZOLDT, E. (1955): Verbreitung und Alter von Kalktuffen in der Wiesent-Alb und ihrer Nachbarschaft. – Geol. Bl. NO-Bayern, **5**: 34 – 40; Erlangen.

- POLL, K.G. (1972): Die Zoolithenhöhle bei Burggailenreuth in ihrer Beziehung zum fränkischen Höhlen- und Kluftsystem. – Erlanger Forschungen, **B 5**: 63 – 76; Erlangen.
- POHL, J. & SOFFEL, H. (1977): Paleomagnetic and Rock Magnetic Investigations of Tertiary Volcanics in Northern Bavaria. – J. Geophys., **42**: 459 – 474; Würzburg.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habach-Formation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – Jb. Geol. B.-A., **131**: 751 – 760; Wien.
- REUL, K. (1953): Geologie des Kartenblattes Thurnau (Ofr.) 1 : 25 000. – Erlanger Geol. Abh., **6**: 72 S.; Erlangen.
- RIECH, V. (1972): Neue Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Muschelkalk und Unterkeuper bei Coburg. – Z. dt. Geol. Ges., **123**: 191 – 203; Hannover.
- RIECH, V. & TRUCKENBRODT, W. (1973): Feinstratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Unteren Muschelkalk der "Zeyerner Wand" nordöstlich Kronach (Bl. Nr. 5734 Wallenfels). – Geol. Bl. NO-Bayern, **23**: 101 – 122; Erlangen.
- ROSENMÜLLER, J.C. (1795): Beiträge zur Geschichte und näheren Kenntniß fossiler Knochen. – 92 S.; Leipzig.
- RÖSNER, U. (1982): Das Profil Gaustadt II. – Mitt. Fränk. Geogr. Ges., **27/28**: 287 – 345; Erlangen.
- RUTTE, E. (1992): Bayerns Erdgeschichte. – 304 S.; München (Ehrenwirth).
- SALAMAT-BAKHCH, A. (1975): Zur Geochemie und Petrographie von Lamprophyren des Fichtelgebirges. – Diss. Univ. Würzburg, 65 S.; Würzburg.
- SCHIRMER, W. (1978): Exkursion durch die Jura-Ablagerungen am Obermain. – Ber. Naturwiss. Ges. Bayreuth, **16**: 263 – 287; Bayreuth.
- SCHIRMER, W. (1980): Reichtümer der Erde um Staffelstein. – In: Staffelstein, die Geschichte einer fränkischen Stadt, 23 – 52; Staffelstein.
- SCHIRMER, W. (1981): Jura der Obermainalb. – Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., **N.F. 63**: 23 – 41; Stuttgart.
- SCHMIDTILL, E. (1925): Zur Stratigraphie und Faunenkunde des Doggersandsteins im nördlichen Frankenjura. – Paläontographica, **67**: 1 – 81; Stuttgart.
- SCHMIDTILL, E. (1935): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Eisenerze im Doggersandstein der Frankenalb. – Z. Dt. Geol. Ges., **87**: 539 – 582, Berlin.
- SCHNITZER, W.A. (1957): Die Lithologie und Paläogeographie des Buntsandsteins am Westrand der Böhmisches Masse. – Erlanger Geol. Abh., **24**: 1 – 130; Erlangen.
- SCHOLZ, H. & SCHOLZ, U. (1981): Das Werden der Allgäuer Landschaft. – Allgäuer Heimatbücher, **81**: 1 – 152; Kempten (Verlag f. Heimatpflege).
- SCHÖTTLE, M. (1984): Geologische Naturdenkmale im Regierungsbezirk Karlsruhe. – Beih. Veröff. Naturschutz und Landespflege Bad.-Württ., **38**: 1 – 171; Karlsruhe (Landesanst. f. Umweltschutz).

GEOTOPE IN OBERFRANKEN

- SCHRÖDER, B. (1978): Fränkische Schweiz und Vorland. – Sammlung geologischer Führer, **50**: 1 – 86; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- SCHRÖDER, B., KLARE, B., MENZEL, D. & PETEREK, A. (1998): Das Permomesozoikum des Vorlandes der Böhmisches Masse. – Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N.F. **80**: 251 – 270; Stuttgart.
- SDZUY, K. (1955): Die Fauna der Leimitz-Schiefer (Tremadoc). – Abh. Senckenb. Naturf. Ges., **492**: 74 S.; Frankfurt.
- SPEAR, F.S. (1993): Metamorphic phase equilibria and pressure - temperature - time paths. – 799 S.; Washington (Mineralogical Society of America).
- SPÖCKER, R.G. (1950): Das obere Pegnitz-Gebiet. – Mitt. Dt. Ges. Karstforschung, **1950**: 1 – 140; Nürnberg.
- STETTNER, G. (1958): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5937 Fichtelberg. – 116 S.; München.
- STETTNER, G. (1960): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5836 Münchberg. – 163 S.; München.
- STETTNER, G. (1977): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 5936 Bad Berneck. – 225 S.; München.
- STREIT, R. (1974): Das Bruchschollenmosaik zwischen dem Fichtelgebirge und der Fränkischen Alb nach einer Luftbildauswertung. – Geol. Bl. NO-Bayern, **24**: 211 – 219; Erlangen.
- STREIT, R. & WEINELT, W. (1971): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg. – 398 S.; 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. Rdsch., **86**: 585 – 598.
- TEYSSEN, T. & VOSSMERBÄUMER, H. (1979): Transportrichtungen im Mittleren Buntsandstein Nordostbayerns. – Z. Geol. Wiss., **7**: 1411 – 1417; Berlin.
- THEODORI, C. (1843): Über einen kolossalen Ichthyosaurus trigonodon. – Bull. Kgl. Akad. Wiss., **34**: 906 – 911; München.
- THIEM, R. (1998): Zur Geschichte des Zinnbergbaus im Fichtelgebirge. – Das Fichtelgebirge – Schriftenreihe zu seiner Geschichte, Natur und Kultur, **8**: 186 S.; Wunsiedel.
- THÜRACH, H. (1888): Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken. – Geogn. Jh., **1**: 75 – 162; Kassel.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. – Beih. z. Geol. Jb., **42**: 1 – 382; Hannover.
- VOLLRATH, H. (1982): Goethes Reisen in das Fichtelgebirge. – Bericht des Nordoberfränkischen Vereins für Natur-, Geschichts- und Landeskunde, **30**: 64; Hof.

- WEBER, R. (1968): Die fossile Flora der Rhät-Lias-Übergangsschichten von Bayreuth (Oberfranken) unter besonderer Berücksichtigung der Coenologie. – Erlanger Geol. Abh., **72**: 1 – 73; Erlangen.
- WEINIG, H. (1987): Dachschiefer. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Der Bergbau in Bayern, *Geologica Bavarica*, **91**: 193 – 198; München.
- WEINIG, H., DOBNER, A., LAGALLY, U., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINELT, W. (1984): Oberflächennahe mineralische Rohstoffe von Bayern. – *Geologica Bavarica*, **86**: 1 – 563; München.
- WILLMANN, K. (1920): Die Redwitzite, eine neue Gruppe von granitischen Lamprophyren. – Z. Dt. Geol. Ges., **71**: 1 – 33; Hannover.
- WURM, A. (1927): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 52 Presseck. – 67 S.; München.
- WURM, A. (1957): Führer zu geologischen Exkursionen durch den Frankenwald und das Fichtelgebirge. – Zeitschrift Dt. Geol. Ges., **108**: 270 – 306; Stuttgart.
- WURM, A. (1961): Geologie von Bayern, I. Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. – 2. Aufl.: 555 S.; Berlin (Borntraeger).

Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz Band 2

Der Band "Geotope in Oberfranken" gibt einen Überblick über die wichtigsten und schönsten Geotope dieses nordostbayerischen Raumes. Damit soll er beitragen, das Bewußtsein für die Bedeutung des Geotopschutzes zu schärfen und so die Bewahrung dieser Dokumente der Erdgeschichte zu fördern.