



Andreas Peterek  
Marianne Lauerer  
Ralf Schunk  
Ulrike Bertram



# ***SteinReich***

Gesteine im Ökologisch-Botanischen Garten

Universität Bayreuth



Einführung: Der ÖBG und seine Gesteine .....	3
Zur Erdgeschichte Nordostbayerns .....	4
Einteilung der Gesteine .....	10
Vulkanite .....	11
Granite .....	15
Sedimentgesteine .....	18
Metamorphite .....	26
Belebte Steine .....	30
Lage der Gesteine	
Übersichtskarte .....	31
Asien-Abteilung .....	32
Gewächshäuser .....	33
Geologische Karte der Region mit Angaben zur Herkunft der Gesteine im ÖBG .....	9
Übersicht der Gesteine im ÖBG und ihre Herkunft .....	34
Weiterführende Literatur .....	33

## Ökologisch-Botanischer Garten Bayreuth

Der Ökologisch-Botanische Garten (ÖBG) ist eine zentrale Einrichtung der Universität Bayreuth. Auf seinem Gelände wachsen über 12.000 Pflanzenarten aus verschiedenen Teilen der Erde, die überwiegend geografisch und in naturnah gestalteten Pflanzengemeinschaften angeordnet sind.



Autoren: Andreas Peterek, Ralf Schunk, LS für Geomorphologie, Universität Bayreuth;  
Marianne Lauerer, Ulrike Bertram, ÖBG, Universität Bayreuth.

Titelseite: Kissendiabas (v2) im „Kaukasus“.



## Der ÖBG und seine Gesteine

Ein Besuch des ÖBG der Universität Bayreuth ist gleichzeitig auch ein Spaziergang in die Erdgeschichte Nordostbayerns. Dies ermöglichen mehr als 2.800 Tonnen Gestein, die zur Gestaltung des Gartens eingebaut worden sind und von wenigen Ausnahmen abgesehen aus der Umgebung von Bayreuth stammen. Es war die Initiative von Prof. Dr. G. Rossmann, dem ersten Direktor des ÖBG, dass dabei eine für unsere Region repräsentative und einmalige Gesteinssammlung entstanden ist.

*Basaltschlacken (V6) im Nebelwaldhaus, umrankt von Pflanzen der Kanarischen Inseln.*

### „Geo-Architektur“ Nordostbayerns

Die Verteilung sehr unterschiedlicher Gesteine in der Umgebung von Bayreuth erklärt sich aus der spannenden Erdgeschichte dieses Raumes. Eine Bohrung im ÖBG würde bis in 1000 m Tiefe Sedimentgesteine des sogenannten *mesozoischen Deckgebirges* antreffen, darunter den *variskischen Grundgebirgssockel*. Nur etwa 15 km östlich von Bayreuth liegt im Fichtelgebirge sowie im Frankenwald dieses **Grundgebirge** an der Oberfläche. Ursache dafür ist eine Verwerfung, die Fränkische Linie. An ihr ist der östliche Block in geologisch junger Zeit (Oberkreide und Tertiär) um mehr als 2000 m gehoben worden, wobei dort die Sedimentdecke abgetragen und das Grundgebirge freigelegt wurde. Westlich der Fränkischen Linie ist bei den tektonischen Bewegungen der Erdkruste ein Streifen von etwa 20 km Breite in einzelne Schollen zerbrochen. In dieser sogenannten **Bruchschollenzzone** liegt der Hochschulort Bayreuth. Nach Westen schließt sich die **Frankenalb** an. Aus allen drei geologischen Landschaftseinheiten stammen die Gesteine im ÖBG.

## Die geologische Zeit – unsere Region hat eine (Erd-) Geschichte

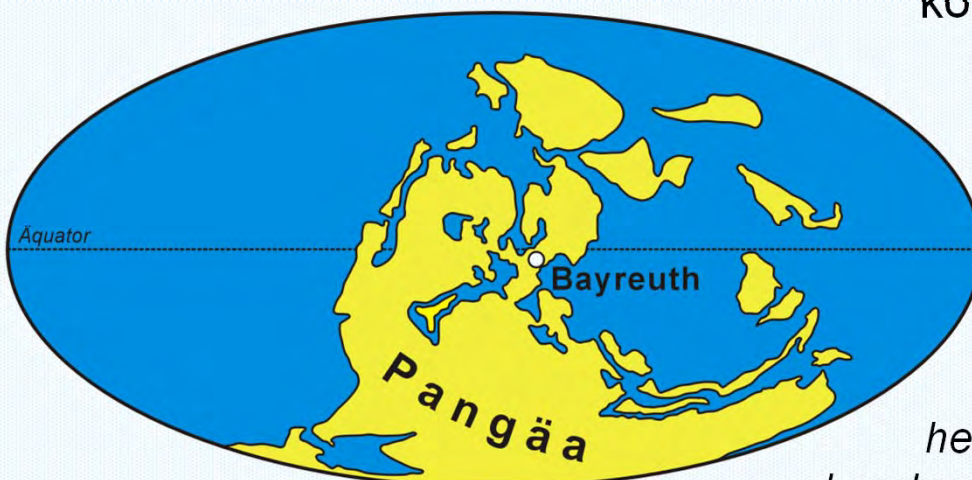
Gesteine sind die Zeugnisse der Geschichte der Erde. In unserer Region belegen sie eine erdgeschichtliche Vergangenheit von über 600 Millionen Jahren und ermöglichen es, die Entstehung und das Vergehen von Ozeanen, Gebirgen und Landschaften und sogar der Lebewelt zu rekonstruieren.

*Irgendwo  
der  
Raum  
tum (Paläozoikum)*

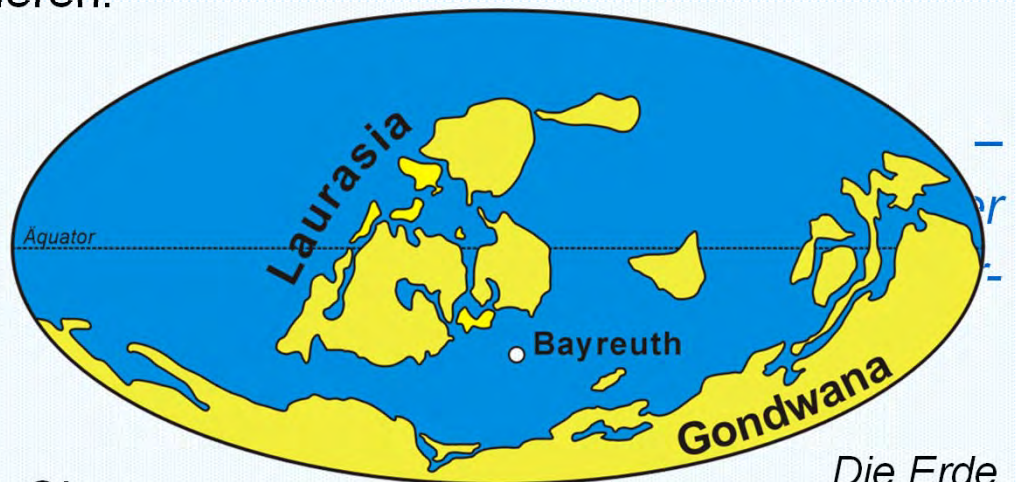
Zwischen dem späten Präkambrium und dem Oberkarbon lag unser Raum zwischen den beiden Großkontinenten **Laurasia**

(= Norderde) und **Gondwana** (= Süderde) im Bereich eines großen ozeanischen Meeresbeckens. Hier wurden in Abhängigkeit von der Entfernung zur Küste unterschiedliche Sedimente am Meeresboden abgelagert. Zeitgleich ergossen sich untermeerisch mächtige Magmaströme auf den Grund des Ozeans, die uns heute als Diabase überliefert sind. Im Verlauf des Erdaltertums bewegten sich die Groß-

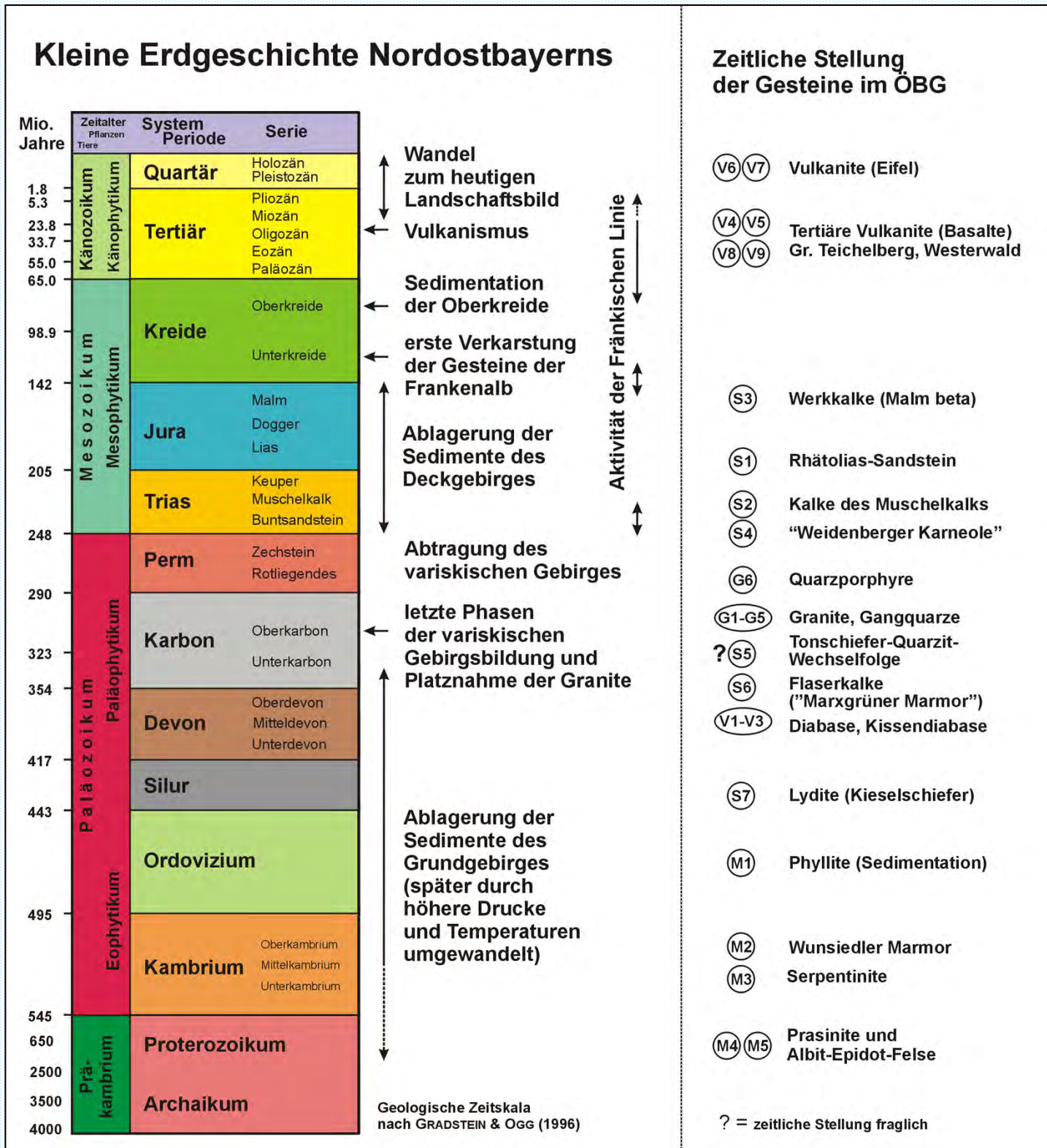
kontinente aufeinander zu, so dass der dazwischen liegende Ozean immer kleiner wurde und



*Im Oberkarbon vor etwa 320 Mio Jahren beherrschte eine einzige große Landmasse die Erde, die Pangäa.*



*Die Erde im Ordovizium (vor 420 Mio. Jahren).*



Die Erdgeschichte gliedert man in einzelne Zeitalter, diese wiederum in Systeme und Serien. Aus der rechten Hälfte der Tabelle geht hervor, aus welchen Zeiteinheiten die Gesteine im ÖBG stammen.

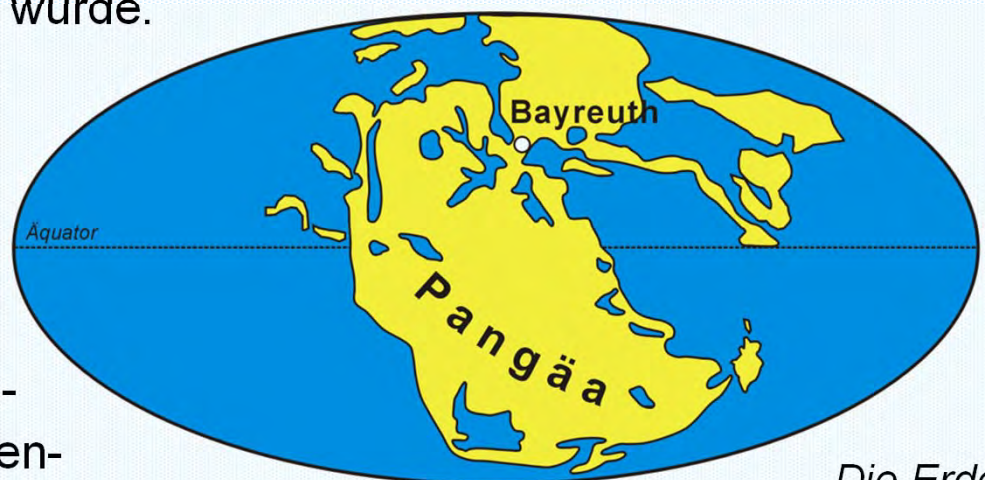
die beiden Kontinente am Ende des Oberkarbons (vor ca. 320 Mio. Jahren) miteinander kollidierten. Es war die Zeit der **variskischen Gebirgsbildung**, die nach der alten Bezeichnung für die Stadt Hof (= *Curia variscorum*) benannt wurde.

Im Fichtelgebirge und südlich davon wurden während der variskischen Gebirgsbildung die ozeanischen Sedimente teilweise unter hohem Druck und hoher Temperatur zu metamorphen Gesteinen umgewandelt. In Teilbereichen erreichte die Versenkung der Gesteine sogar so große Tiefen, dass sie bei über 600° C aufgeschmolzen wurden. Diese Gesteinsschmelzen stiegen in der Folge vor 320 bis 290 Mio. Jahren (im Oberkarbon) als glutflüssige Magmen wieder in die höhere Erdkruste auf und erstarrten dort zu den bekannten Fichtelgebirgsgraniten. Im Bereich des Frankenwaldes hingegen waren ähnliche Ausgangsgesteine wie die des Fichtelgebirges weit geringeren Drucken und Temperaturen ausgesetzt. Diese lassen daher ihren ursprünglichen Charakter als Sedimentgesteine oder vulkanische Gesteine noch gut erkennen.

### *Eine über 1000 m dicke Sedimenthülle – der Bayreuther Raum im Erdmittelalter (Mesozoikum)*

Der variskischen Gebirgsbildung folgten 20 – 30 Mio. Jahre (während der Zeit des Rotliegenden), in denen das junge Gebirge abgetragen und eingeebnet wurde.

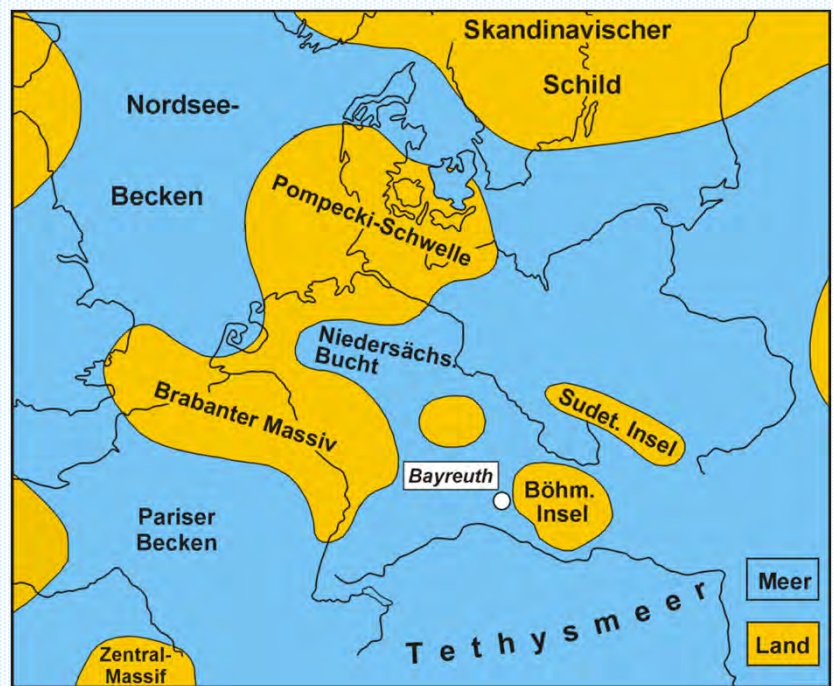
Es entstand eine weite flache Landschaft, die sich zu großen Teilen ab der nachfolgenden Zechsteinzeit kontinuierlich abzusenken begann. Der Senkungsraum umfasste große Bereiche Süddeutschlands und angrenzender Regionen und nahm in den folgenden ~100 Mio. Jahren eine Sedimentdecke von über 1000 m Mächtigkeit auf. Schicht auf Schicht wurden in dem festländischen Becken die sandigen und tonigen Abtragungsprodukte einer flachen Gebirgsumrahmung



Die Erde vor 220 Mio. Jahren im Mesozoikum.

abgelagert. Zu diesen gehören auch die Sandsteine, auf denen heute die Stadt Bayreuth liegt.

*Der Bayreuther Raum lag zur Zeit des Malms in einem inselreichen Schelfmeer (Abb. verändert aus Mäuser u.a. 2002).*



Während des Zechsteins und des Muschelkalks drängte mehrfach ein flaches Meer von Norden in unseren Raum vor, dessen Küste teilweise nur wenige 10 km südlich von Bayreuth lag. Im Malm bestand sogar eine breite Verbindung mit einem Vorläufer des heutigen Mittelmeeres (= Tethys). Unter den damaligen subtropischen Klimaverhältnissen existierte in dem inselreichen flachen Schelfmeer eine reiche Tierwelt, darunter die bekannten Ammoniten oder die Belemniten. Zeugnisse dieses Malmmeeres sind die kalkreichen Gesteine der Frankenalb.

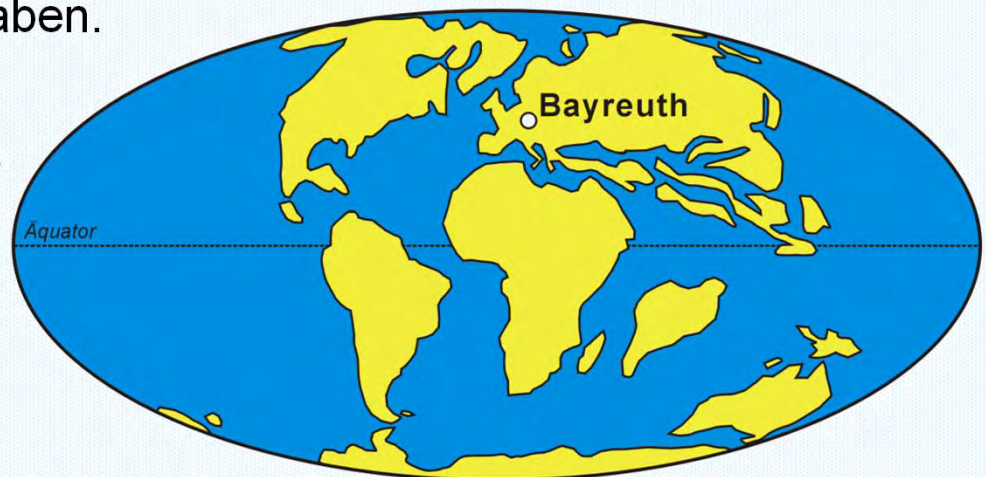


*Kalkgesteine aus der Zeit des Malms (S3) (Jura) in den „Gebirgen Europas“.*

### *Unsere Landschaft entsteht – der Bayreuther Raum in der Erdneuzeit (Känozoikum)*

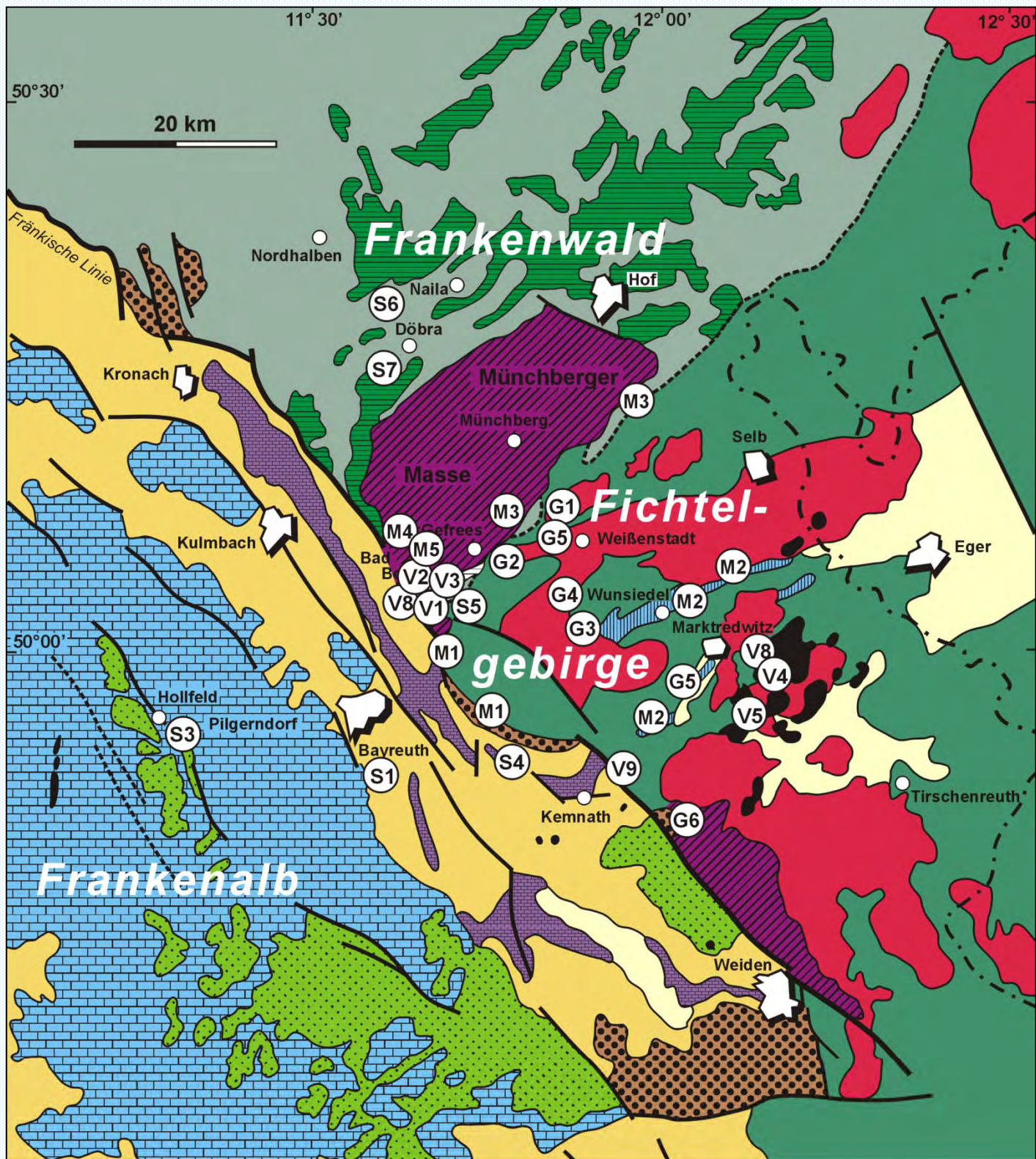
Mit dem Rückzug des Jurameeres begann für den süddeutschen Raum in der Kreide eine lange Festlandszeit. Die im Jura abgelagerten Kalkgesteine unterlagen dabei der Verkarstung (= Lösung der Gesteine unter dem Einfluss von CO<sub>2</sub>-haltigem Wasser, z.B. Regenwasser). Durch diesen Prozess dürften sich zu dieser Zeit bereits die ältesten Höhlen der Frankenalb gebildet haben.

*Die Erde vor rund 70 Mio. Jahren. Nur auf den ersten Blick schon so wie heute!*



Unter dem Druck der entstehenden Alpen (alpidische Gebirgsbildung) und der dadurch auf Mitteleuropa wirkenden Kräfte wurde in unserem Raum die sog. **Fränkische Linie** zwischen 140 und 20 Mio. Jahren vor heute mehrfach aktiv. Östlich dieser großen Verwerfungslinie verursachten die Bewegungen die Hebung des Grundgebirges um mindestens 2000 m! Die abgetragenen Hüllgesteine des heutigen Grundgebirges wurden teilweise als grobe Sande nach Westen auf das Deckgebirge umgelagert und bilden dort die mancherorts noch vorhandenen Gesteine aus der Zeit der Oberkreide (z.B. in der Hollfelder Mulde). Erst seit geologisch verhältnismäßig junger Zeit (seit etwa 20 – 30 Mio. Jahren) entwickeln sich die Grundzüge unserer heutigen Landschaft. In diese Zeit fällt vor rund 20 – 10 Mio. Jahren in Mitteleuropa ein intensiver Vulkanismus, dessen Reste u.a. die ausgedehnten Basaltvorkommen im östlichen Fichtelgebirge (z.B. Großer Teichelberg) und die Basaltberge südlich von Kemnath (u.a. der Rauhe Kulm) sind.





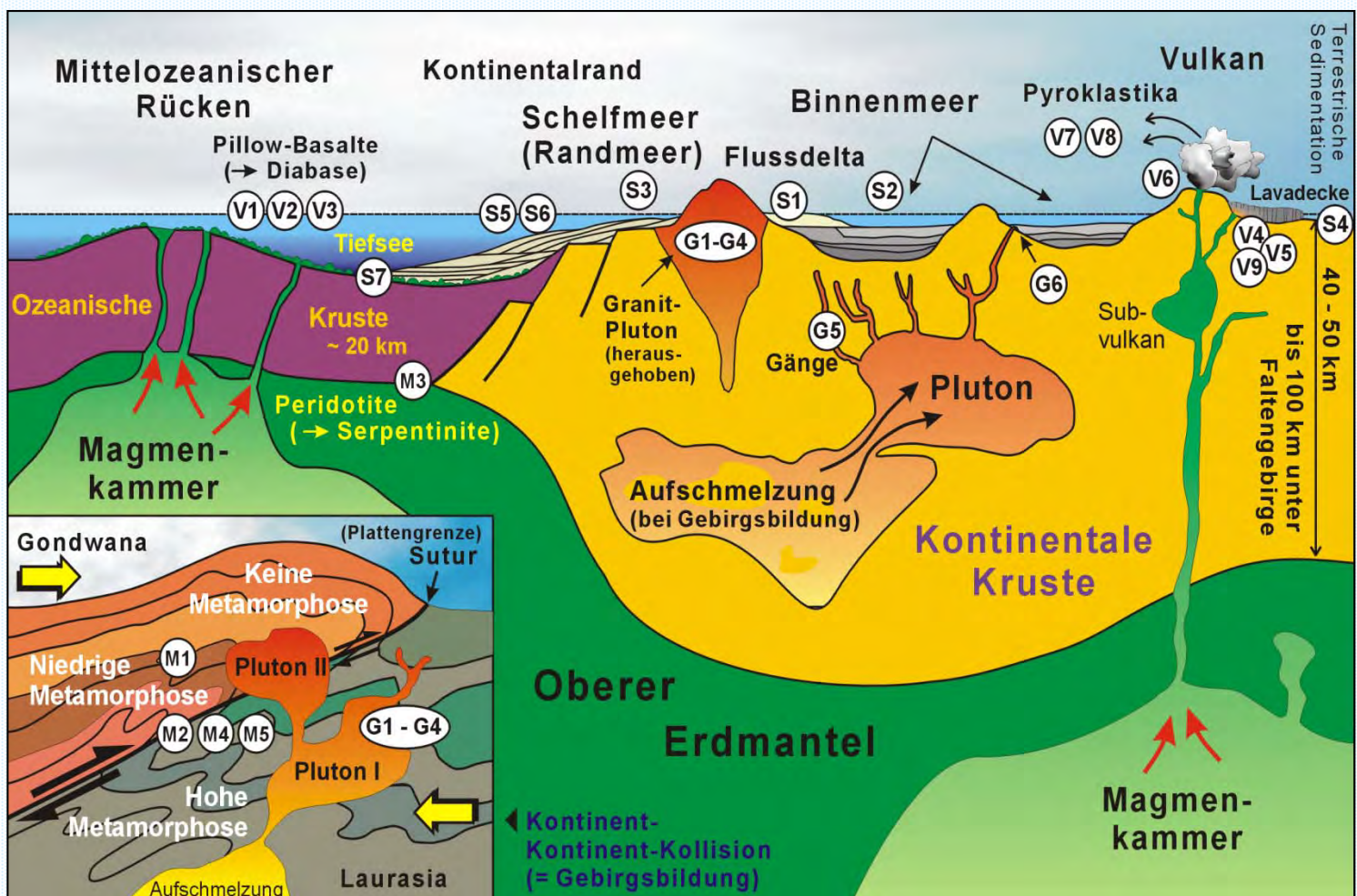
Deckgebirge (Mesozoikum - Känozoikum)		Grundgebirge (Obereres Proterozoikum - Paläozoikum)	
Tertiär - Quartär	Jura	Permokarbon	Marmor
Tertiäre Basaltoide	Trias (allgemein)	Grundgebirge a, nicht-metamorph b, metamorph	Diabas, Diabastuffe
Oberkreide	Muschelkalk	Granite	ortsfremde Gneis-Metabasit-Serien

Das heutige Bild der Verteilung der geologischen Einheiten im Raum Bayreuth mit der Angabe zur Herkunft der Gesteine im ÖBG.

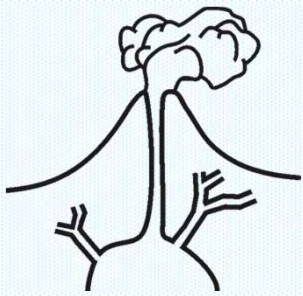
## Einteilung der Gesteine

Gesteine sind durch natürliche Vorgänge entstandene Körper, die sich aus Mineralien, Gesteinsbruchstücken oder Organismenresten aufbauen. Ihre Zusammensetzung und ihre Verbreitung an der Erdoberfläche erlauben es, die Geschichte der Erde über Millionen von Jahren zurückzuverfolgen. Sie sind damit zugleich Baustoff der Erde und Archiv der Erdgeschichte.

Nach ihrer Entstehung unterscheidet man drei große Gesteinsgruppen: **Magmatite** (= Erstarrungsgesteine), **Sedimentite** (= Sedimentgesteine) und **Metamorphite** (= Umwandlungsgesteine). Alle drei Gruppen lassen sich weiter differenzieren. So werden beispielsweise die Magmatite nach dem Ort ihrer Erstarrung in die **Plutonite** (in der Erdkruste) und die **Vulkanite** (an der Erdoberfläche) eingeteilt.



Schematische Darstellung der Entstehung und des Auftretens einzelner Gesteinsgruppen mit geologischer Herkunft der Gesteine im ÖBG.



## Feuer und Stein aus der Tiefe – Vulkanite

Über tiefgreifende Spalten in der Erdkruste kann glutflüssige Gesteinsschmelze (das Magma) aus bis zu 100 km Tiefe bis an die Erdoberfläche gelangen.

Diesen geologischen Prozess bezeichnet man als Vulkanismus.

Da das Magma an der Erdoberfläche rasch abkühlt, wird der Mineralbestand mikroskopisch klein in der Schmelze „eingefroren“, so dass man in den dabei entstandenen Vulkaniten mit bloßem Auge meist vergeblich danach sucht. Im ÖBG gibt es verschiedene Vulkanite, die alle – mit Ausnahme der Quarzporphyre – zur Gesteinsfamilie der **Basalte** gehören und deren Schmelzen aus dem oberen Erdmantel stammen.



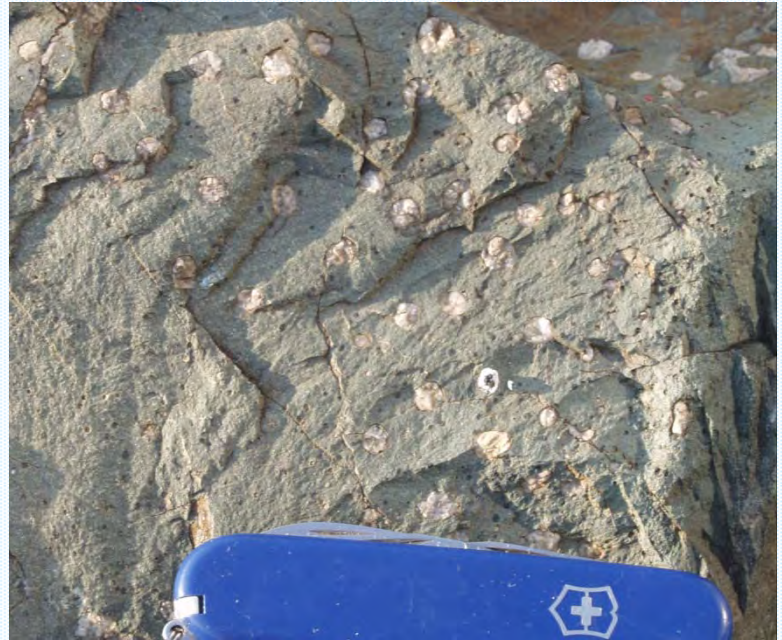
*Diabase (V1) im Tropischen Hochgebirgshaus.*

### *Vulkane auf dem Meeresgrund – Diabase aus dem Paläozoikum (V1) (V2) (V3)*

Auf den Grund des paläozoischen Ozeans zwischen *Laurasia* und *Gondwana* ergossen sich vor rund 370 Mio. Jahren (im Oberdevon) große Mengen basaltischer Gesteinsschmelzen. Von den Kräften der variskischen Gebirgsbildung erfasst, liegen die ursprünglichen Ozeanbodenbasalte heute als **Diabase (V1)** vor. Besonders deutlich wird ihre Herkunft bei den **Kissen- oder Pillow-Diabasen (V2)**. Die kugeligen Formen dieser Gesteine entstanden, als das über 1000°C heiße Magma durch das kalte Tiefseewasser abgeschreckt wurde.

Von ehemals in den Diabasen eingeschlossenem Gas (meist CO<sub>2</sub>) leitet sich der Porenraum der **Diabasmandelsteine** (V3) ab. Diese Hohlräume sind sekundär meist mit dem weißlichen Mineral Calcit gefüllt.

*Diabasmandelstein (V3) in der „Zentralasiatischen Steppe“.*



### Natürliche Geometrie – Basaltsäulen aus dem Tertiär (V4)

Zeugnisse des im Tertiär in Mitteleuropa weit verbreiteten Vulkanismus sind u.a. die basaltischen Gesteine im Fichtelgebirge und im Kemnather Raum. Während der vulkanischen Aktivität ergossen sich zum Teil mächtige Lavafluten über die Erdoberfläche. Beim Auskühlen dieser Lava und der damit verbundenen Volumenverminderung



*Basaltsäulen im Tropenwaldhaus (V4).*

der Gesteinsmasse entwickelten sich ausgehend von der Abkühlungsoberfläche Schrumpfrisse. Sie zerlegen die ursprüngliche Lavadecke auf natürliche Weise in polygonale Säulen, die bekannten **Basaltsäulen**.

*Auf Abwegen –  
Blockhalden aus Basalt* (V5)

Durch die Verwitterung (Frost) zerfallen die natürlich entstandenen Basaltsäulen zu grobem Blockschutt. Der Schwerkraft folgend kleiden sie dann häufig als **Blockhalden** die Hänge der aus Basalt bestehenden Hügel ein, besonders eindrucksvoll am Rauhen Kulm bei Kemnath.



*Blockhalde aus Basalten (V5) in den „Laubwäldern Japans“.*

*Gasreiche Schmelzen –  
Basaltische Eruptionsprodukte* (V6) (V7) (V8)

Magmatische Schmelzen, die große Mengen Gas enthalten, erstarren zu Gesteinen, die von zahlreichen Hohlräumen und Poren durchsetzt sein können. Solche porösen Gesteine werden als vulkanische **Schlacken** (V6) bezeichnet. Besonders blasenreich sind ursprünglich viskose (zähflüssige) Schmelzen, da aus diesen das vulkanische Gas nur schlecht entweichen konnte. Zahlreiche Stücke im ÖBG zeigen

daher Fließstrukturen, Kennzeichen der zähflüssig ausgeflossenen Schmelze. Steigt im Inneren eines Vulkans der Gasdruck über ein



*Blöcke vulkanischer Schlacke (V6) und Pyroklastika (V7) als Bodendecke im Nebelwaldhaus.*



kritisches Maß an, kommt es zu vulkanischen Eruptionen. Dabei kann das Gesteinsmaterial in unterschiedlichen Größen herausgeschleudert werden. Solche als **Pyroklastika** (v7) bezeichneten Gesteinsfragmente bedecken beispielsweise den Boden im Nebelwaldhaus. Große Komponenten (> 63 mm) werden als **vulkanische Bomben** (v8) bezeichnet. Diese finden sich in der Asien-Abteilung.

*Vulkanische Schlacken (v6) als Wandverkleidung im Nebelwaldhaus.*



*Olivin-Nephelin Basalt (v9) in den „Laubwäldern Japans“.*

## *Mitbringsel aus dem oberen Erdmantel – Olivine im Basalt (v9)*

Basaltische Schmelzen stammen aus dem oberen Erdmantel, in dem hohe Temperaturen (ca. 1500 °C) und ein enorm hoher Druck herrschen. Unter diesen extremen Bedingungen können nur wenige Mineralien existieren, z.B. der flaschengrüne und glasähnliche **Olivin**. Beim Aufdringen des Magmas werden solche Olivine sehr häufig als mehrere cm große Einschlüsse im Gestein mitgeführt.



## Helle Schmelzen aus der Tiefe – Granite

**Granite** gehören zu den magmatischen Gesteinen und dort zu den Plutoniten. Im Gegensatz zu den basaltischen Magmen, die aus dem oberen Erdmantel (30 – 100 km Tiefe) stammen, leiten sich granitische Schmelzen von aufgeschmolzenen Gesteinen der darüber liegenden Erdkruste ab. Sie unterscheiden sich von den Basalten auch dadurch, dass das granitische Magma noch vor Erreichen der Erdoberfläche, also in der Tiefe, erstarrt ist. Dort kühlte es langsam ab (vielfach über Zeiträume von mehreren Mio. Jahren!) und es kristallisierten die gut im Gestein erkennbaren Minerale aus dem zunehmend zähflüssigeren Gesteinsbrei aus: Feldspat, Quarz und Glimmer. Granite zeigen im Gegensatz zu den dunklen basaltischen Gesteinen eine helle Gesteinsfarbe und sind reich an  $\text{SiO}_2$ .



Granite des Fichtelgebirges im Detail.

## Granitgestalten

Zahlreiche Granitblöcke im ÖBG fallen durch ihre rundlichen Formen auf. Diese **Granit-Wollsäcke**, wie sie auch für die Luisenburg bei Wunsiedel oder viele Blockmeere im Fichtelgebirge typisch sind, verdanken ihre Entstehung der Verwitterung des Granits innerhalb einer Granitgrus- bzw. Bodendecke. Entlang der vertikalen und horizontalen Rissysteme schreitet die Verwitterung im Granit voran und rundet vorspringende Ecken ab, so dass kugelige Blöcke entstehen. Durch den späteren Abtrag der Grusdecke werden die Blöcke aus ihrer Umhüllung freigelegt.



*Granit-Wollsäcke in der Amerika-Abteilung.*

Die Granite des Fichtelgebirges sind in der Spätphase der variskischen Gebirgsbildung in den zuvor entstandenen geologischen Gebirgsrahmen eingedrungen. Unterschiede in der Zusammensetzung und der Körnigkeit der gesteinsbildenden Minerale hängen u.a. von den Magmenquellen und der Lage der Gesteine innerhalb der Granitstöcke zusammen. Dies zeigt sich deutlich in den unterschiedlichen Graniten im ÖBG.

## *Nachzügler – Gangquarze aus dem Fichtelgebirge* **G5**

Granite besitzen ein **Gangfolge**. Dies sind meist langgestreckte Spaltenfüllungen, die dem Riss- und Bruchsystem der Erdkruste folgen und in der Spätphase der Platznahme der Granite entstehen. Ursache für die Entstehung dieser Gänge ist die Anreicherung von „Lösungen“ in den Restschmelzen der Granite, die unter hohem



Druck stehen. In diesen Lösungen reichern sich Quarz, seltene Elemente (Lithium, Uran, Tantal u.a.) und Erze wie Gold, Wolfram, Kupfer oder Zinn an. Das Ganggefüge kann damit wirtschaftlich von großer Bedeutung sein. Im Fichtelgebirge war es das Zinn, das im Mittelalter den Wohlstand dieser Region begründete. Die



Gangquarz (G5) im Australienhaus.

allermeisten Gänge bestehen allerdings „nur“ aus Quarz, der in Hohlräumen oft in schönen Bergkristallstufen auskristallisiert sein kann.

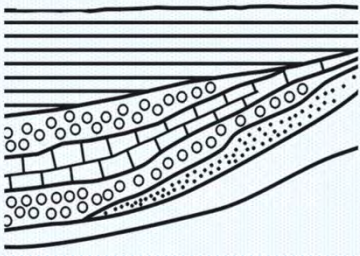
### Granitschmelzen an der Oberfläche – Quarzporphyre (G6)

Granitische Schmelzen können auch die Erdoberfläche erreichen. Dann wird ihr bis dahin gebildeter Mineralbestand (meist schöne Feldspatkristalle) in einer dichten Grundmasse „eingefroren“.

Im Fichtelgebirge oder südlich davon kommen solche Gesteine allerdings nur selten vor und zählen zu den späten Nachläufern der Fichtelgebirgsgranite, beispielsweise die **Quarzporphyre** (= Paläorhyolite) vom Kornberg bei Erbandorf. Typisch sind Paläorhyolite für den Thüringer Wald.



Quarzporphyr (G6) mit Feldspäten (rosa) in den „Japanischen Laubwäldern“.



## Schicht auf Schicht – Sedimentgesteine

Sedimente entstehen durch Ablagerung von Mineral- und Gesteinspartikeln oder von Schalenresten abgestorbener Organismen. In Jahrmillionen können sich durch das Absetzen einer Partikelschicht auf die andere am Grunde eines Sedimentationsbeckens bis zu viele 100 m mächtige Schichtenfolgen anhäufen. Durch Verfestigung (= Diagenese) entstehen daraus die Sedimentgesteine. Die Einwirkung schwacher gebirgsbildender Prozesse kann – wie im Falle des nicht-metamorphen Grundgebirges – diese Gesteine darüber hinaus verändern, ohne dass diese ihren sedimentären Charakter verlieren.

### Ein 205 Millionen Jahre altes Flussdelta – der Rhätolias-Sandstein (S1)

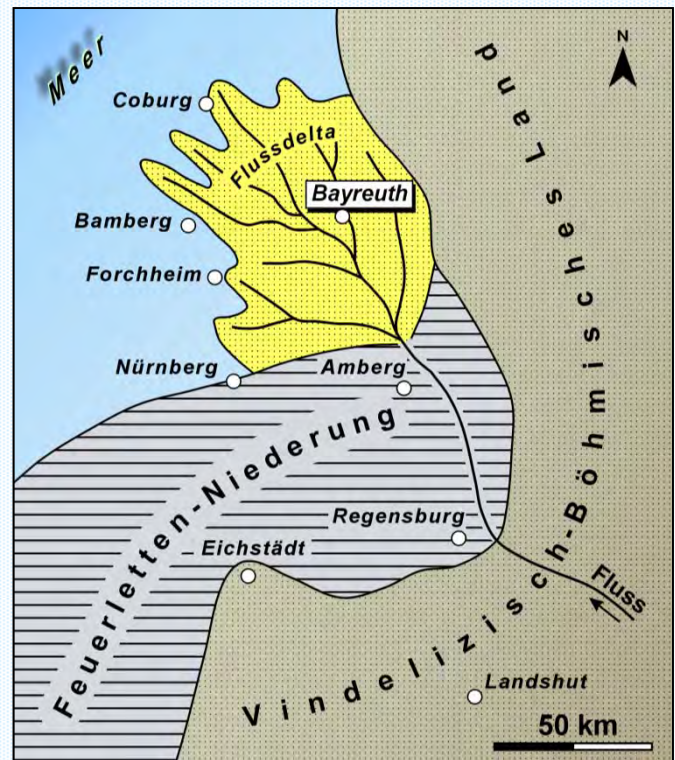
Am Ende einer längeren Festlandsphase drängte sich ab dem Übergang von der Trias zum Jura (= Rhätolias) ein flaches Meer von Norden gegen eine Festlandsschwelle, deren Küste etwas südlich und östlich von Bayreuth lag. Nach



*Rhätolias-Sandstein (S1) mit natürlicher Eisenimprägnation.*

Süden grenzte dieser Landrücken, das Vindelizisch-Böhmische Land, unseren Raum gegenüber dem damaligen Mittelmeer (= Tethys) ab. Über ein ausgedehntes Flusssystem, das dieses Festland nach Norden ins Meer entwässerte, wurden große Mengen Sand antransportiert und zu einem Flussdelta aufgeschüttet. Bayreuth liegt heute etwa im Zentrum dieses damaligen Schwemmlandes.

Die angelieferten feinen bis groben Sande setzten sich nahezu vollständig aus gerundeten Quarzkörnern zusammen. Sie stammen als chemisch und mechanisch stabile Minerale aus der Abtragung von Grundgebirgsgebieten des Vindelizisch-Böhmischen Landes. Die ursprünglich vollständig zu Sandsteinen verbackenen Sedimente des Flussdeltas lieferten und liefern in der Umgebung von Bayreuth wichtige Rohstoffe. So wurde vor 60 bis 200 Jahren dieser Sandstein als Mauerstein in Steinbrüchen v.a. westlich von Bayreuth gewonnen. Heute sind es hauptsächlich die leicht abbaubaren Sande, die durch Verwitterung aus den Sandsteinen entstanden sind und als Baustoff große Bedeutung haben.



Der Bayreuther Raum im späten Rhät (nach Mäuser u.a. 2002).



Die Sande und Sandsteine des Rhätolias (S1) sind im Bayreuther Raum wichtige Baumaterialien.

### **Puzzlestücke in der Evolution der Pflanzen – die Florenfossilien des Rhätolias**

Zwischen den Sandsteinschichten des Rhätolias finden sich hin und wieder kleinere Tonlinsen, darunter z.B. die für die Thurnauer Gegend wichtigen Töpfertone. Aus paläontologischer Sicht große Bedeutung haben die in den Tonlinsen vorhandenen Pflanzenreste und -abdrücke, die aufgrund ihrer außerordentlich guten Erhaltung eingehende paläobotanische Studien zulassen. Die u.a. von dem Bayreuther Fossilien Sammler *Carl Friedrich Wilhelm Braun* (1800-1864) an diesem Material durchgeführten Untersuchungen und wissenschaftlichen Erstbeschreibungen waren wichtige Puzzlestücke in der Rekonstruktion der erdgeschichtlichen Entwicklung der Pflanzen. Zahlreiche Exemplare der Rhätolias-Pflanzenfossilien sind im Urmuseum Bayreuth ausgestellt.

### *Sedimente in einem warmen Meer – Kalkgesteine* (S2) (S3)

Im Verlauf der Erdgeschichte bestanden in unserem Raum mehrfach günstige klimatische und geologische Voraussetzungen für die Bildung flacher, warmer Meeresbecken. Darin haben sich Kalkschlämme v.a. aus Schalen- und anderen kalkigen Organismenresten ab-



gesetzt. Vom Festland wurde allerdings auch Tontrübe in das Meer eingetragen und abgelagert. So entstanden besonders zur Zeit des Muschelkalks und des Malm Kalkgesteine mit einer typischen Bankung, bei denen die Kalksedimente durch dünne Mergellagen unterbrochen sind (Mergel sind Mischungen aus Ton und Kalk).

*Kalksteine aus dem Malm* (S3)  
*am Bienenhaus.*



Gesteine des Muschelkalks (s2) in der Mitteleuropa-Abteilung.

Das flache und warme Meer zur **Zeit des Muschelkalks** war Lebensraum einer überaus reichen Fauna: Meereswürmer, Seelilien, Brachiopoden, Muscheln, Schnecken, Ceratiten und Meeressäurier. Auf den Schichtflächen vieler Kalksteine finden sich zahlreiche Spurenfossilien, im Querbruch der Gesteine häufig sogar Grabbauten von Krebsen und Würmern (= *Rhizocorallium*). Jede Schichtoberfläche ist damit ein uralter, fossiler Meeresboden!

### **Bayreuths bekanntester Fossiliensammler – Georg Graf zu Münster (1776 – 1844)**

Rund 142.000 (!) Fossilien umfasste die Privatsammlung des Bayreuther Regierungsdirektors *Graf zu Münster*. Besonders erwähnenswert sind seine Fundstücke aus dem Muschelkalk der Bayreuther Region, u.a. der aus einem Steinbruch bei Bindlach stammende und von Graf zu Münster erstmals wissenschaftlich exakt beschriebene *Nothosaurus mirabilis*, ein bis sieben Meter langes Meeresreptil. Dieser Meeressäurier und ein kleinerer Teil der Münster'schen Sammlung bilden heute den Grundstock des Urweltmuseums in Bayreuth (Kanzleistr. 1).



Die weißen **Kalksteine des Malms** (S3) im ÖBG gehören zur sogenannten *Schichtfazies* dieser Zeit. Sie wurden in den Beckenbereichen zwischen größeren Riffkomplexen (= *Riff-Fazies*) abgelagert. Diese fossilen Riffe, deren kompakte Felsen weite Teile der Fränkischen Schweiz prägen, wurden von Schwämmen und Kalkalgen aufgebaut, nur sehr selten finden sich Korallen. Den Lebensraum der Meere bewohnten aber auch die bekannten Ammoniten der Frankenalb („Ammonshörner“). Sie sind vielfach **das** Sammlerfossil unserer Region!

*Kalksteine und -scherben aus dem Malm (S3) (Nähe Bienenhaus). Im Hintergrund: Überlebensgroße Nachbildung eines Ammoniten von dem Bayreuther Künstler Axel Luther.*

### *Kieselsäure auf Wanderschaft –*

### *die „Weidenberger Karneole“ (S4)*

Zur Zeit des Buntsandsteins war der Bayreuther Raum Festland, und es herrschte ein subtropisches, halbtrockenes (semiarides) Klima. Durch Verwitterung wurde aus Gesteinen die Kieselsäure ( $\text{SiO}_2$ ) in großen Mengen herausgelöst und nach kurzen Transportwegen konzentriert wieder ausgefällt. Es bildeten sich mancherorts horizontbe-

ständige Kieselkrusten, wie der sogenannte **Weidenberger Karneolhorizont**. Durch Elementbeimengungen, beispielsweise von Eisen, können diese reinen Kieselgesteine sehr vielfältig und intensiv gefärbt sein.

*Kieselgesteine des Weidenberger Karneolhorizontes (S4) („Karneol“) in der „Steppe“.*



### *Elegante Streifenmuster – Tonschiefer-Quarzit-Wechselfolgen aus dem Paläozoikum (S5)*

Dem wechselnden Eintrag von tonigem und feinsandigem Sediment verdanken die elegant gebänderten Gesteine in der Asien-Abteilung ihre Entstehung im Paläozoikum. Durch schwache gebirgsbildende Prozesse haben die Sedimente, besonders die ursprünglich sandigen, heute quarzitären Lagen, bereits Veränderungen ihres Gesteinsgefüges erfahren. Ihr Ausgangscharakter ist allerdings noch deutlich zu erkennen.

*Paläozoische Tonschiefer-Quarzit-Folge (S5) in der Asien-Abteilung.*





*Flaserkalke (S6) am Gipfel der Asien-Abteilung.*

## *Falscher Marmor – Flaserkalke aus dem Frankenwald (S6)*

Sehr feinkörnige und polierfähige Kalkgesteine werden im Handel häufig als *Marmore* bezeichnet, obwohl sie mineralogisch oft keine sind. So auch die im Oberdevon (etwa vor 370 Mio. Jahre) abgelagerten **Flaserkalke** („Marxgrüner Marmore“), die den Gipfel der Asien-Abteilung aufbauen und aus dem Frankenwald stammen. In manchen der oft rötlichen oder rosa farbenen Gesteine ist deutlich die flaserige (muskelstrangartige) Schichtung erkennbar, der das Gestein seinen Namen verdankt. Die günstigen gesteintechnischen Eigenschaften der verschieden farbigen, attraktiven Flaserkalke



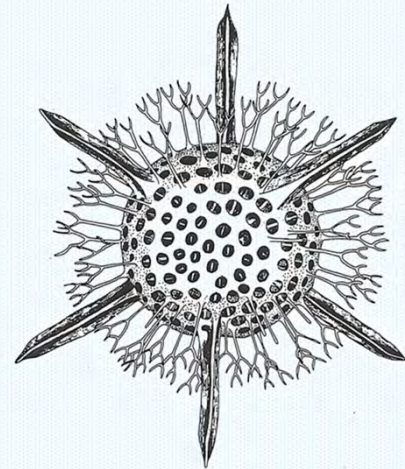
haben die „Marxgrüner Marmore“ zeitweilig zu einem beliebten Exportprodukt der Frankenwälder Steinindustrie gemacht (Handelsname „Deutsch-Rot“).

*Frischer Anschnitt eines Flaserkalkes (S6) (Asien-Abteilung).*



*Vom Skelettgerüst zum Gestein –  
Lydite aus dem Frankenwald (S7)*

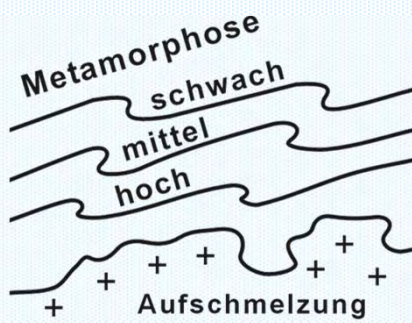
Meerwasser enthält gelöste Kieselsäure ( $\text{SiO}_2$ ), die mikroskopisch kleine Einzeller, sogenannte Radiolarien, zum Aufbau ihrer Skelette nutzen. Nach dem Absterben der Organismen lagern sich die Skelettreste auf dem Meeresboden ab. Gesteinsbildende Lagen entstehen daraus v.a. dort, wo aufgrund hoher Wassertiefen oder niedriger Wassertemperaturen die Bildung kalkiger Sedimente unterbunden ist. Damit sind Radiolarienschlämme besonders für Ablagerungen der Tiefsee typisch. Die versteinerten Radiolarienschlämme aus der Zeit des Silurs, deren schwarze Farbe auf ein im Gestein fein verteiltes organisches Pigment zurückgeht, werden als **Lydite** bezeichnet. Charakteristisch für diese Gesteine sind zahlreiche, mit weißem Quarz „verheilte“ Risse.



*Mikroskopisch kleine Einzeller: Radiolarien (nur 0,1 - 0,5 mm groß!).*



*Lydite (S7) vor dem Gebäude der Paläobotanischen Sammlung.*



## Umgewandelt – Metamorphe Gesteine

Gesteine unterliegen während einer Gebirgsbildung hohen Drucken und Temperaturen und erfahren dabei in unterschiedlichem Maße eine Umwandlung zu metamorphen Gesteinen (griech. *metamorphóo* = umgestalten). Das Ausmaß der Veränderung der Gesteine kennzeichnet jeweils den Grad der Metamorphose (schwach bis hoch). Den Höhepunkt der Metamorphose erlebten die Gesteine des Grundgebirges im Bayreuther Raum während der variskischen Gebirgsbildung im Oberkarbon, als sie bis zu mehreren Kilometern in die Erdkruste versenkt wurden. Durch mehrfache Hebung und einhergehende Abtragung des Auflagers liegen sie heute wieder an der Erdoberfläche.

### Seidenglanz – Phyllite aus dem Fichtelgebirge (M1)

Sehr typische Gesteine für den westlichen Rand des Fichtelgebirges sind feinschiefrige, auf ihren Spaltflächen (= Schieferungsflächen) seidig glänzende **Phyllite** und **Quarzitphyllite** (quarzitisch gebänderte Phyllite). Phyllite gehen bei einer schwachen Metamorphose



aus Tonen bzw. Tonschiefern hervor. Quarzitphyllite, die sich von den Phylliten durch die in den Schieferungsebenen liegenden Quarzitlagen unterscheiden, lassen sich meist auf Ton-Feinsand-Schichtenfolgen zurückführen. Der Glanz auf den Schieferungsflächen rührt von mikroskopisch kleinen Mineralschüppchen her.

Quarzitphyllit (M1) in „Kanada“.

Begehrter Baustein – Wunsiedler Marmor (M2)

Zu den höher metamorphen Gesteinen des Fichtelgebirges gehört der **Wunsiedler Marmor**. Dieser ist aus Kalkgesteinen hervorgegangen, die während des Oberkambriums (vor ~ 520 Mio. Jahren) abgelagert wurden und während der variskischen Gebirgsbildung Temperaturen von rund 440° C ausgesetzt waren. Die Metamorphose verursachte ein Wachstum der ursprünglich kleinen Kalzitkörner des Gesteins zu größeren, die nun mit bloßem Auge erkennbar sind. Aus den ursprünglich mergeligen Zwischenschichten sind phyllitische Lagen entstanden, die



Phyllitische Bänderung im Wunsiedler Marmor (M2).

den Marmor vieler Herkunftsorte im Fichtelgebirge deutlich prägen. Gewonnen wurde der Wunsiedler Marmor in zahlreichen Steinbrüchen im östlichen Fichtelgebirge, u.a. für den Bau der Wunsiedler Stadtmauer. Im ÖBG fallen die Wunsiedler Marmore oft durch ihre bizarren Formen auf. Diese sind das Ergebnis der Verkarstung der Gesteine unter dem Einfluss kohlenensäurehaltigen Wassers.



Wunsiedler Marmor (M2) am Gipfel des „Himalayas“.

### Versteinerte Schlangenhäute? – Serpentinite (M3)

Das Mineral Serpentin (ein Mg-Silikat) bzw. das nahezu ausschließlich daraus bestehende Gestein **Serpentinit** hat seinen Namen von



Schlangenhaut-ähnlichen Flecken und von seiner Anwendung als Mittel gegen Schlangenbisse (lat. *serpens* = Schlange). Hervorgegangen ist der meist schwarzgrüne Serpentin aus Gesteinen, welche die tieferen Anteile der ozeanischen Kruste oder sogar des darunter liegenden oberen Erdmantels aufbauen. Die Serpentinite im ÖBG sind damit Relikte des alten Ozeans zwischen *Laurasia* und *Gondwana*. Serpentinite enthalten nur wenig Calcium, Natrium und Kalium, so dass sich auf den daraus entstehenden Böden nur eine spezielle Mangelflora etablieren kann.

Serpentinit-Schuttflur (M3) im „Ural“.

#### Wenn die Kompassnadel abweicht – der Haidberg bei Zell

**Serpentinit** kann einen hohen Eisenanteil besitzen, der u.a. in dem Eisenmineral Magnetit gebunden ist. Dieses Erzmineral bedingt eine auffällig hohe magnetische Wirkung des Gesteins. So erkannte bereits *Alexander von Humboldt* 1796 dieses Phänomen am Haidberg bei Zell (nahe Gefrees) durch die Abweichung seiner Kompassnadel.

*Ortsfremd, nicht nur im ÖBG –  
Gesteine der Münchberger Masse* Ⓜ4 Ⓜ5

Seit über 100 Jahren wurde über die Gesteine der sogenannten *Münchberger Masse* wissenschaftlich diskutiert (zur Lage siehe Karte Seite 9). Heute gilt als sicher, dass diese große Gesteinsmasse während der variskischen Gebirgsbildung aus Südosten als ortsfremde Einheit (= tektonische Decke) herantransportiert worden ist. Sie steht daher mit den sie umgebenden und unterlagernden Gesteinen in keinem genetischen Zusammenhang.

Von den zahlreichen Gesteinen der Münchberger Masse sind einige im ÖBG vertreten. Ehemals Diabase und vulkanische Auswurfprodukte stellen die heute als feinkörnige, olivgrüne **Prasinite** Ⓜ4 vorliegenden Gesteine dar (griech. *prasino* = grün). Ebenfalls ehemalige Vulkanite (Keratophyre), jedoch anderer chemischer und mineralogischer Zusammensetzung, sind die **Albit-Epidot-Felse** Ⓜ5. Die Bezeichnung „Fels“ kennzeichnet diese Gesteine als massige Bestandteile des Gesteinsverbandes. Die Hauptbestandteile der Felse sind der helle Feldspat *Albit* und der pistaziengrüne *Epidot*.



*Epidot-Albit-Felse* Ⓜ5 *in der Asien-Abteilung.*

### Genügsame Lebenskünstler – Moose und Flechten

Gesteine verwittern im Laufe der Zeit. Sie werden durch Wind und Wetter mechanisch und chemisch angegriffen und nach und nach in ihre Bestandteile zerlegt. Aber auch Pflanzen tragen dazu bei. Flechten, eine zu einem Organismus gewordene Lebensgemeinschaft aus Algen und Pilzen, siedeln sich häufig als erste auf Gesteinen an und tragen mit ihren Stoffwechselprodukten zu deren chemischer Verwitterung bei. Viele Nährstoffe stehen ihnen dabei nicht zur Verfügung, sie wachsen deshalb sehr langsam, nur 0,1 bis 10 mm pro Jahr, können aber mehr als 4.500 Jahre alt werden!

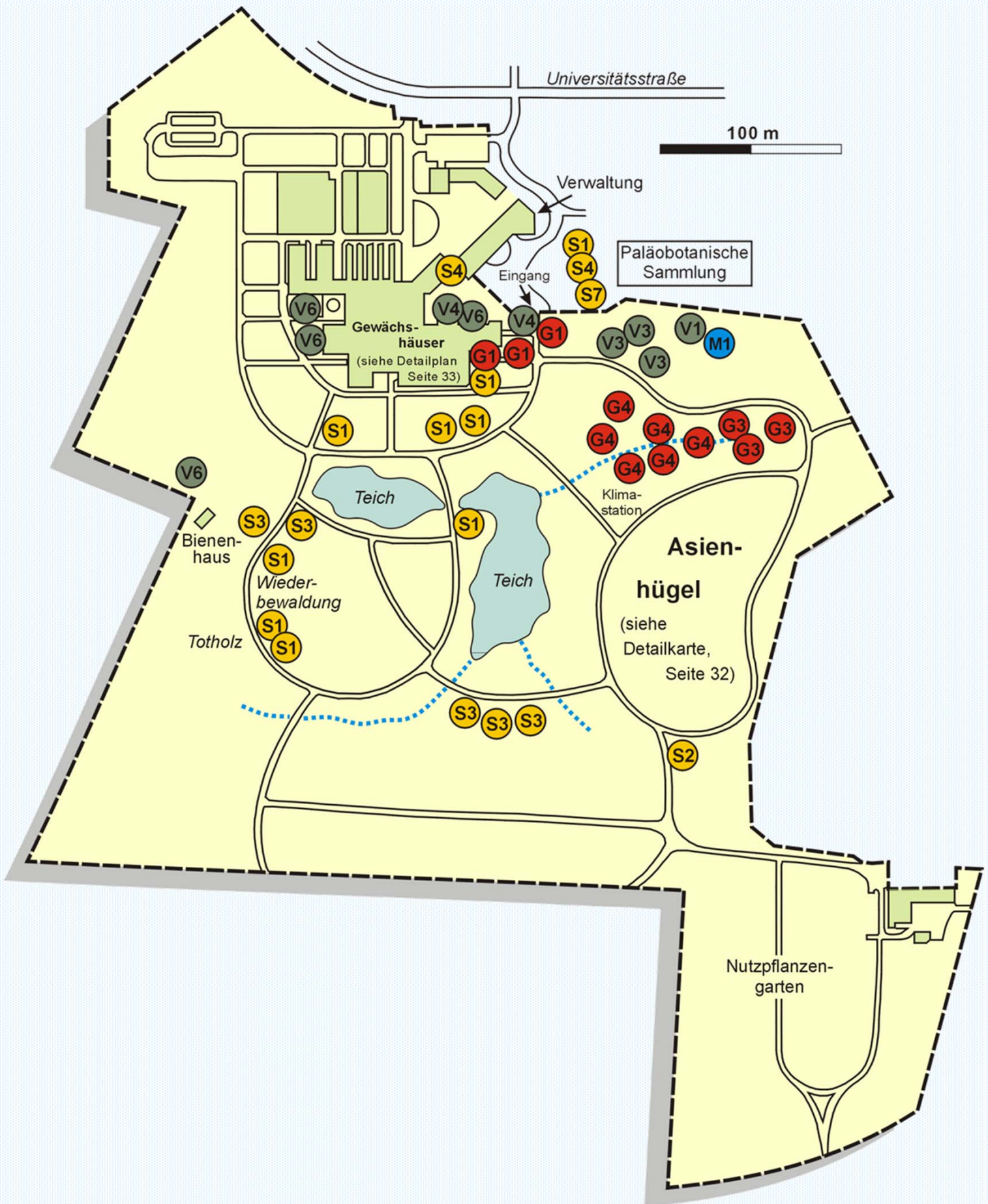
*Die **Gelbflechte** (*Xanthoria elegans*) bevorzugt kalkführende Gesteine, kommt aber auch auf Betonplatten und Dachziegeln vor. Sie ist eine der am weitesten verbreiteten Flechtenarten in Deutschland und gilt als Zeiger für hohen Stickstoffeintrag aus der Luft.*

*Erst wenn sich organische Substanz auf den Gesteinen angereichert hat, besiedeln erste **Moose** die Gesteinsoberflächen. Zu ihnen gehört beispielsweise *Schistidium apocarpum*.*



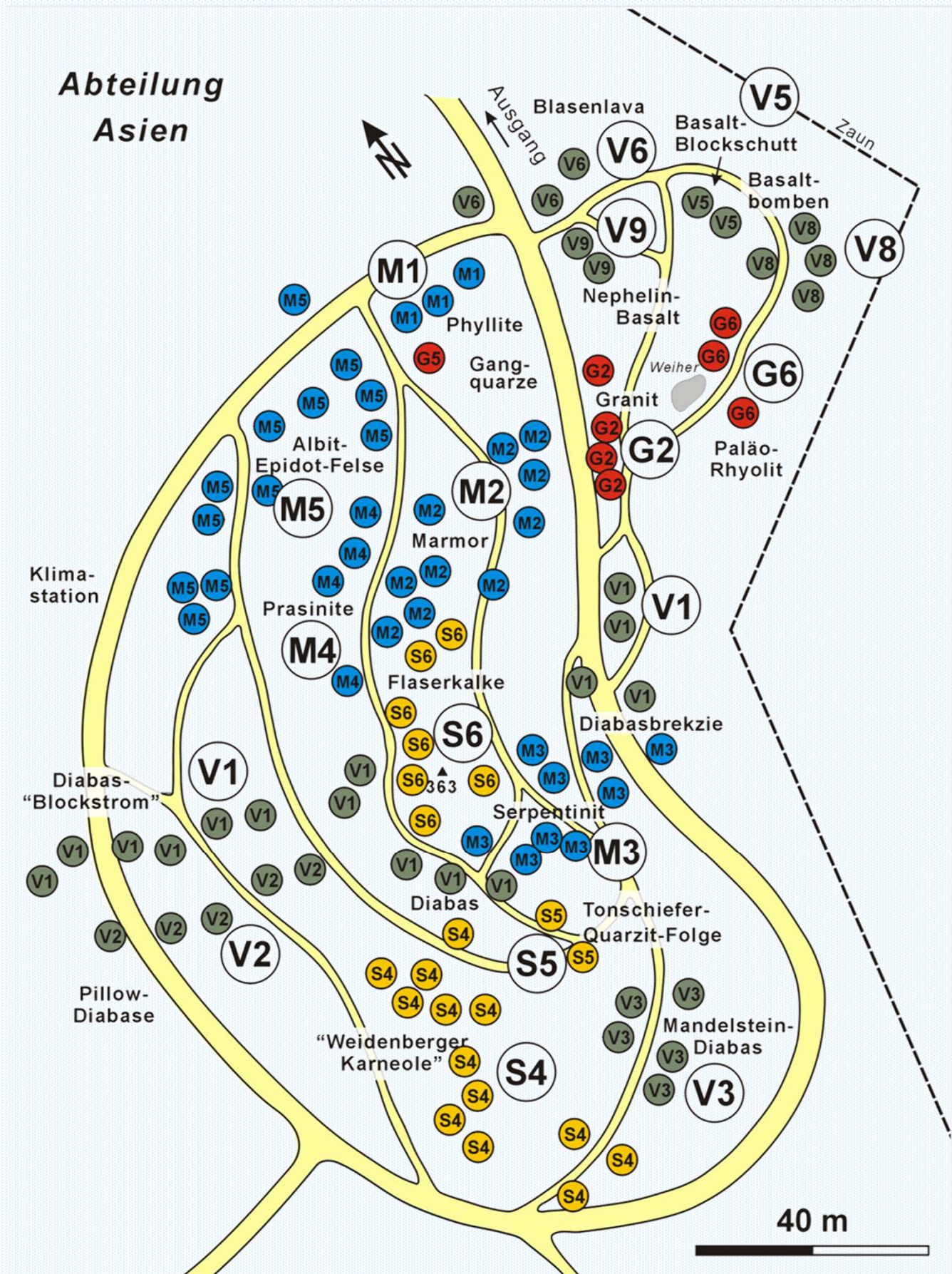
*Die **Schüsselflechte** (*Physcia ascendens*) hat eine breite ökologische Amplitude. Sie bevorzugt nährstoffreiches Substrat und kommt sowohl auf Rinden wie auch auf Gesteinen vor.*

*Flechten- und Moosbewuchs auf Epidot-Albit-Fels (M5) in der Asien-Abteilung.*



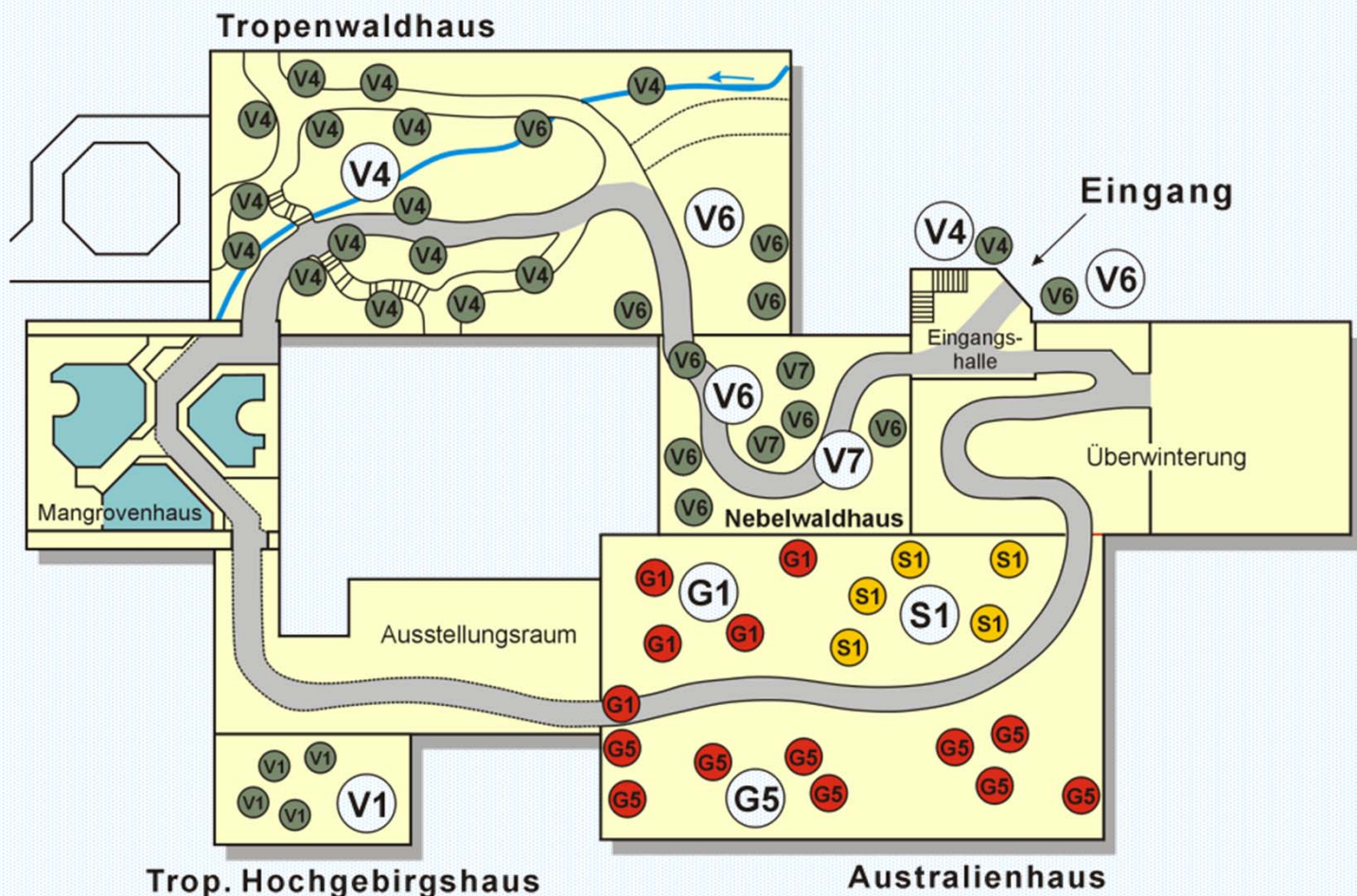
## Lage der Gesteine im ÖBG.

Zu den Gesteinen in der Asien-Abteilung und in den Gewächshäusern siehe Detailkarten auf den Seiten 32 und 33. Die verwendeten Symbole werden in den Tabellen auf den Seiten 34/35 erläutert.



Lage der Gesteine in der Asien-Abteilung des ÖBG.  
Zur Erläuterung der Symbole siehe Tabellen auf den Seiten 34/35.





Lage der Gesteine in den Gewächshäusern des ÖBG.  
Zur Erläuterung der Symbole siehe Tabellen auf den Seiten 34/35.

## Ergänzende und weiterführende Literatur (Auswahl)

Mäuser, M., Schirmer, W. & Schmidt-Kaler, H. (2002) Wanderungen durch die Erdgeschichte (12) – Obermain-Alb und Oberfränkisches Bruchschollenland. – 144 S., Pfeil-Verlag, München.

Müller, F. (1991) Bayerns steinreiche Ecke. 2. Auflage. – 288 S., Gondrom, Bayreuth.

Peterek, A. & Rossmann, G. (2003) Der Ökologisch-Botanische Garten der Universität Bayreuth als Archiv der Erdgeschichte Nordostbayerns. – Ber. Naturwiss. Ges. Bayreuth, 25 (im Druck).

Sperber, H. & Hohenberger, E. (1979) Geologisch-botanische Streifzüge durch Nordostbayern. 310 S., Oberfränkische Verl.-Anst., Hof.

	Abk.	Gestein /Alter Ma = Mio. Jahre	Im ÖBG	Herkunft	Seite
--	------	-----------------------------------	--------	----------	-------

<b>Basische Vulkanite</b>	V1	Diabas Oberdevon (~370 Ma)	F / Asien G / THG	Bad Berneck	11
	V2	Pillow-Diabas Oberdevon (~370 Ma)	F / Asien	Bad Berneck	11
	V3	Diabas-Mandelstein Oberdevon (~370 Ma)	F / Asien F / Amerika	Bad Berneck	11
	V4	Basaltsäulen Tertiär (~20 Ma)	F / Eingang G / TRW	Gr. Teichelberg, Dreikirchen (Westerwald)	12
	V5	Basalt-Blockhalde Tertiär (~20 Ma)	F / Asien	Brand bei Marktredwitz	13
	V6	Basaltschlacke (Blasenlava) Quartär (~ 200.000 Jahre)	F / Asien G / TNW G / TRW	Ochtendong (Eifel)	13
	V7	Pyroklastika Quartär (~ 200.000 Jahre)	G / TNW	Ochtendong (Eifel)	13
	V8	Vulkanische Bomben Tertiär (~20 Ma)	F / Asien	Wölsau bei Marktredwitz	13
	V9	Nephelin-Olivin-Basalt Tertiär (~20 Ma)	F / Asien	Zinster Kuppe	14

<b>Granite und Gefolge</b>	G1	Waldstein-Granit Oberkarbon (~305 Ma)	F / Eingang G / AUS	Großer Waldstein	15
	G2	Reutgranit Oberkarbon (~325 Ma)	F / Asien	Gefrees	15
	G3	Randgranit Oberkarbon (~305 Ma)	F / Amerika	Ochsenkopf	15
	G4	Weißstädter Granit Oberkarbon (~325 Ma)	F / Amerika	Weißstadt	15
	G5	Gangquarz Oberkarbon (325-290 Ma)	G / AUS	Waldstein, Waldershof	17
	G6	Quarzprophyr Permokarbon (~290 Ma)	F / Asien	Kornberg bei Erbendorf	17

Abk.	Gestein /Alter Ma = Mio. Jahre	Im ÖBG	Herkunft	Seite
------	-----------------------------------	--------	----------	-------

<b>Sedimentgesteine</b>	S1	Rhätolias-Sandstein Rhät/Lias (~205 Ma)	G / AUS F / s. Karte S.31	Rödendorf, Bauerngrün	18
	S2	Kalkstein Muschelkalk (~230 Ma)	F / Mitteleuropa	Bindlacher Berg	20
	S3	Kalkstein (Werkkalk) Malm (~155 Ma)	F / Europa	Pilgerndorf bei Hollfeld	20
	S4	„Weidenberger Karneole“ Buntsandstein (~245 Ma)	F / Asien	Tressau, Geiersleite bei Kirmsees	22
	S5	Tonschiefer-Quarzit- Wechselfolge Paläozoikum	F / Asien	Bad Berneck	23
	S6	Flaserkalk Oberdevon (~370 Ma)	F / Asien	Horwagen bei Bobengrün	24
	S7	Lydit (Kieselschiefer) Silur (~430 Ma)	F / Vorplatz	Döbra, Döbraberg	25

<b>Metamorphite</b>	M1	Quarzitphyllite / Phyllite Ordovizium (~480 Ma)	F / Amerika F / Asien	Brandholz bei Bad Berneck	26
	M2	Wunsiedler Marmor Oberkambrium (~520 Ma)	F / Asien	Dechantsees, Holenbrunn, Göpfersgrün, Sinatengrün, Stemmas	27
	M3	Serpentinite Paläozoikum	F / Asien	Wurlitz (Hof), Haidberg (Zell)	28
	M4	Prasinite Jungpräkambrum (~540 - 580 Ma)	F / Asien	Hohenknoden	29
	M5	Albit-Epidot-Felse (wie Prasinite)	F / Asien	Hohenknoden	29

F = Freigelände des ÖBG  
G = Gewächshäuser  
AUS = Australienhaus

THG = Tropisches Hochgebirgshaus  
TNW = Tropisches Nebelwaldhaus  
TRW = Tropenwaldhaus

## ÖBG: Öffnungszeiten / Anreise

**Außenanlagen:** Werktag (Mo bis Fr) 8 – 17 Uhr

**Außenanlagen & Gewächshäuser:** Sonntag 10 – 16 Uhr

Jeden 1. Sonntag im Monat findet um 10 Uhr eine öffentliche Führung statt  
(Themen siehe Presse oder Internetseite).

Führungen für Gruppen nach Anmeldung.

### Ökologisch-Botanischer Garten

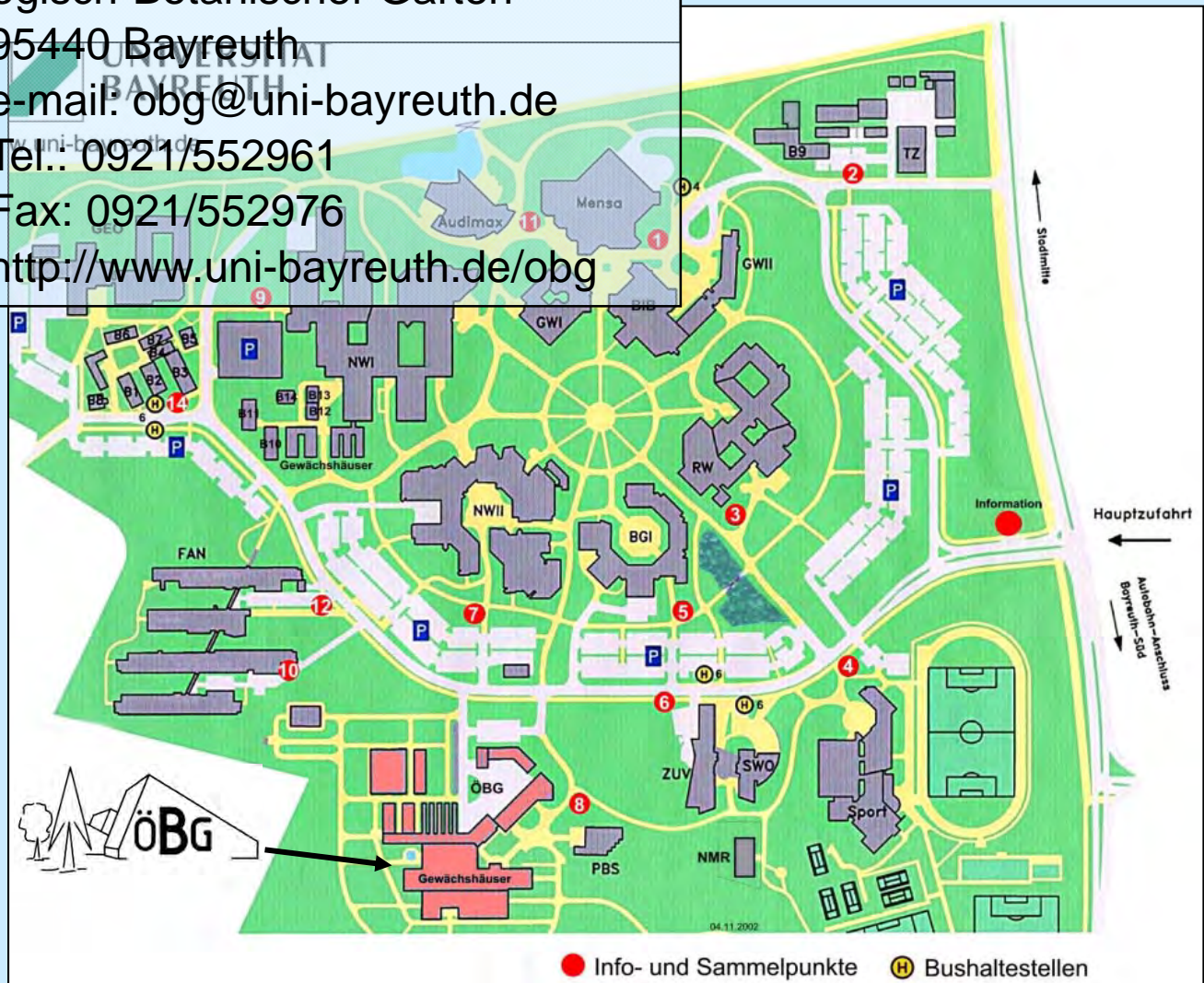
95440 Bayreuth

e-mail: [obg@uni-bayreuth.de](mailto:obg@uni-bayreuth.de)

Tel.: 0921/552961

Fax: 0921/552976

<http://www.uni-bayreuth.de/obg>



## So finden Sie zum ÖBG

Der Ökologisch-Botanische Garten liegt im Süden des Uni-Geländes.

Sie erreichen uns:

- mit dem **Auto**: A9, Abfahrt „Bayreuth Süd“- weiter Richtung Universität.
- mit **öffentlichen Verkehrsmitteln**: Stadtbus Linie 6 (*Hohlmühle - Campus - Markt - Roter Hügel*) oder Linie 4 (*Universität - Markt - Südfriedhof*) Haltestelle „Uni-Verwaltung“.