

## **Exkursionsführer**

# **„Das Nördlinger Ries und Solnhofen – Geologie und Paläontologie“**

Exkursion des Museums für Naturkunde Dortmund  
3.-6. Oktober 2012



## **Exkursionsprogramm**

### 3. Oktober:

- ca. 9.00 Uhr Abfahrt mit zwei Bullis und gegebenenfalls Privat-Pkw  
Treffpunkt: Parkplatz, Museum für Naturkunde Dortmund
- ca. 15.00 Uhr Ankunft in Nördlingen, Bezug der Zimmer im Hotel
- ca. 17.00 Uhr Stadtführung Nördlingen  
Treffpunkt: Baldinger Tor, Würzburger/Baldinger Straße, Nördlingen
- ca. 19.00 Uhr gemeinsames Abendessen im Hotel
- ca. 20.45 Uhr: Champions League Rückspiel Dortmund vs. Manchester

### 4. Oktober: Riestag

- ca. 10.00 Uhr Besuch Rieskrater-Museum mit Führung  
Treffpunkt: Rieskrater-Museum, Eugene-Shoemaker-Platz 1, Nördlingen
- ca. 12.00 Uhr Mittagsimbiss
- ca. 13.00 Uhr Exkursion zu mehreren Aufschlüssen im Ries  
Geologischer Überblick  
Impaktgesteine  
Riesseesedimente
- ca. 18.00 Uhr Brauereiführung Brauhaus Fürst Wallerstein
- ca. 20.00 Uhr gemeinsames Abendessen in Wallerstein
- ca. 22.00 Uhr Ankunft im Hotel

### 5. Oktober: Solnhofentag

- ca. 9.00 Uhr Abfahrt Richtung Solnhofen
- ca. 10.00 Uhr Besuch des Bürgermeister-Müller-Museums mit Führung  
Treffpunkt: Bürgermeister-Müller-Museum, Bahnhofstraße 8, Solnhofen
- ca. 13.00 Uhr Mittagsimbiss
- ca. 14.00 Uhr Sammeln in einem Besuchersteinbruch bei Eichstätt
- ca. 17.00 Uhr Rückfahrt nach Nördlingen
- ca. 18.00 Uhr Ankunft im Hotel
- ca. 19.00 Uhr gemeinsames Abendessen im Hotel

### 6. Oktober

- ca. 9.00 Uhr Rückreise mit Picknick-Stopp

## **1. Tag: Anreise und Stadtführung in Nördlingen**

Treffpunkt für die Abfahrt ist der Parkplatz des Museums für Naturkunde in Dortmund. Von dort aus geht es am 3. Oktober morgens um 9.00 Uhr los.

Der allgemeine Plan sieht vor über Frankfurt am Main und Würzburg nach Nördlingen zu fahren. Also mitten durch das Rheinische Schiefergebirge und die angrenzenden Mittelgebirgszüge der deutschen Varisziden.



(Quelle: www.google.de, 2012)

### **Stadtrundführung: Einzigartiges Nördlingen**

Nördlingen ist eine große Kreisstadt im schwäbischen Landkreis Donau-Ries in Bayern. Die ehemalige Freie Reichsstadt ist die größte Stadt des Landkreises. Nördlingen liegt im Nördlinger Ries, dem Einschlagkrater eines Meteoriten, der vor 15 Millionen Jahren in die Alb eingeschlagen ist. Der Krater hat einen Durchmesser von 23 bis 25 Kilometern; sein Rand ist ringsum als Hügelkette sichtbar. Durch die wissenschaftliche Erforschung des Ries-Ereignisses wurde Nördlingen weltweit bekannt. Das Ries wird von der Wörnitz und der Eger durchflossen; erstere mündet 30 Kilometer südöstlich in die Donau.

Funde in den nahen Ofnethöhlen belegen, dass das heutige Ortsgebiet von Nördlingen bereits im Spätpaläolithikum (ca. 40.000 – 10.000 Jahren v. Chr.) besiedelt war. In den Ortsteilen von Nördlingen wurden Fundstellen aus fast allen folgenden vorgeschichtlichen Epochen entdeckt. Besonders intensiv besiedelt war ein Bereich am Ostrand des Ortsteils Baldingen, wo Siedlungen der Bandkeramik und des Jungneolithikums, der Urnenfelderkultur, der Hallstatt- sowie der Latènezeit entdeckt wurden. Hier lag auch eine römische Villa mit Brandgräberfeld.

Um das Jahr 85 n. Chr. entstand im Süden der Stadt ein römisches Kastell mit Siedlung (*vicus*), die jedoch im Jahre 259/260 bei der Eroberung des heutigen Süddeutschlands durch die Alemannen unterging. Der Name dieser Siedlung lautete wahrscheinlich *Septemiacum*. Dieser lateinische Ortsname ist durch die Peutingerkarte (Tabula Peutingeriana) für die Gegend von Nördlingen zuverlässig überliefert, er kann aber bisher nicht ganz sicher der römischen Siedlung im heutigen Nördlingen zugeordnet werden. Ein römischer Gutshof (*Villa rustica*) wurde im Stadtteil Holheim ausgegraben und kann besichtigt werden. Das römische Nördlingen ist bislang kaum erforscht.

Im 6. und 7. Jahrhundert lässt sich eine alemannische Besiedlung nachweisen. Drei Reihengräberfriedhöfe aus dieser Epoche sind bisher in Nördlingen ausgegraben worden.

„Nordilinga“ wurde im Jahr 898 zum ersten Mal urkundlich als karolingischer Königshof erwähnt. Unter der Herrschaft des Bischofs von Regensburg wuchs Nördlingen zum Markt heran.

1215 erhielt Nördlingen von Kaiser Friedrich II. Stadtrechte und wurde freie Reichsstadt. In jenem Jahr wurde die erste Stadtmauer errichtet, deren Grundriss bis heute sichtbar ist. 1219 wurde die Nördlinger Pfingstmesse das erste Mal urkundlich erwähnt.

Die Stadt, an der Kreuzung zweier großer Handelsstraßen gelegen, stieg zum wichtigen Handelsplatz für Getreide, Vieh, Textilien, Pelze und Metallwaren auf. Neben Frankfurt war Nördlingen eine der wichtigsten Fernhandelsmessen Deutschlands.

1238 zerstörte ein Brand einen großen Teil der Stadt, von dem sich die Stadt jedoch rasch erholte. Drei Generationen später hatte sich auch außerhalb der Stadtmauern eine große Zahl von Handwerkern, vor allem Gerber und Weber, angesiedelt. 1327 wurde der heute noch bestehende Mauerring gebaut, mit dem die ummauerte Stadtfläche auf das Vierfache anwuchs. 1427 begann der Bau der St.-Georgs-Kirche.

Die Stadt gehörte 1529 zu den Vertretern der protestantischen Minderheit (Protestation) am Reichstag zu Speyer. Ihre Bürgerschaft forderte die ungehinderte Ausbreitung des evangelischen Glaubens. 1555 wurde die Reformation in Nördlingen endgültig bestätigt. Bürgermeister Peter Seng d. Ä. (1512–1589) unterzeichnete 1579 für den Rat der Stadt die lutherische Konkordienformel von 1577.

Die Geschichte der Hexenverfolgung in Nördlingen ist gut dokumentiert. Zwischen 1589 und 1598 wurden 34 Frauen und ein Mann wegen Hexerei auf dem Scheiterhaufen hingerichtet. Mit der Grafschaft Oettingen, deren Enklave Nördlingen wurde, gab es häufig Konflikte um Hoheitsrechte. Vom 16. bis Anfang des 18. Jahrhunderts reichte Nördlingen 103 diesbezügliche Klagen vor dem Reichskammergericht ein.

Ein historischer Wendepunkt im Dreißigjährigen Krieg waren die Belagerung von Nördlingen und die darauf folgende Schlacht bei Nördlingen im Jahre 1634, in der die schwedisch-protestantischen Kräfte erstmals entscheidend von den kaiserlich-habsburgischen Truppen geschlagen wurden. Die Stadt musste sich den Siegern öffnen, wurde aber nach hohen Reparationszahlungen nicht durch die siegreichen Truppen geplündert. Allerdings büßte die Stadt während und nach der Belagerungszeit durch Hunger und Krankheit über die Hälfte ihrer Bevölkerung ein. Auch im spanischen Erbfolgekrieg wurde die Stadt durch die Auswirkungen der in der Nähe stattfindenden Schlachten von Höchstädt gebeutelt.

Der Handel verlagerte sich nach dem Krieg zu den Seehäfen – ein weiterer Grund, warum Nördlingen seine Bedeutung als Handelszentrum verlor. Dieser erzwungene Stillstand ist der Grund, dass das mittelalterliche Stadtbild so gut erhalten geblieben ist.

Im Zuge der napoleonischen Neuordnung Deutschlands verlor Nördlingen im Reichsdeputationshauptschluss 1803 seinen Status als Reichsstadt und fiel an das Kurfürstentum Bayern, das im Vorgriff auf die bereits ausgehandelten Bedingungen die Stadt schon im September 1802 besetzt und ihre verwaltungsmäßige Eingliederung vollzogen hatte. Zum 1. Januar 1806 wurde die Stadt entsprechend der im Frieden von Pressburg erreichten Rangerhöhung des Fürsten königlich-bayerische Landstadt.

Am 15. Mai 1849 wurde Nördlingen mit der Inbetriebnahme der Ludwig-Süd-Nord-Bahn an das Netz der Königlich Bayerischen Staats-Eisenbahnen angeschlossen. Am 25. Juli 1861 wurde die Eisenbahnverbindung der Königlich Württembergischen Staats-Eisenbahnen von Cannstatt über Aalen nach Nördlingen eingeweiht. Die Strecke war ab 1863 komplett befahrbar.

Seit dem Mittelalter waren in Nördlingen jüdische Familien ansässig, die ihre Toten auf dem Jüdischen Friedhof am *Nähermemminger Weg* begruben und sich 1885 in der *Kreuzgasse 1* ihre neue Synagoge errichteten. Dieses Gotteshaus wurde beim Novemberpogrom 1938 von SA-Männern verwüstet, woran eine Gedenktafel am heutigen Evangelischen Gemeindehaus erinnert. Mit einem Gedenkstein auf dem Jüdischen Friedhof wird seit 1979 der jüdischen Bürger gedacht, die Opfer der Shoa wurden. Erst 1939 erreichte Nördlingen wieder die Bevölkerungszahl von 1618. Bei Luftangriffen gegen Ende des Zweiten Weltkrieges kamen im Frühjahr 1945 33 Menschen ums Leben. Der Bahnhof und mehrere Wohnhäuser wurden zerstört, die St.-Georgs-Kirche schwer beschädigt. Der nahezu komplette Rest der historischen Altstadt blieb jedoch verschont.

Ab 1945 gehörte Nördlingen zur Amerikanischen Besatzungszone. Die amerikanische Militärverwaltung richtete ein DP-Lager ein zur Unterbringung so genannter Displaced Persons (DP). Das Lager wurde von der UNRRA betreut und beherbergte ungefähr 500 DPs. Die meisten von ihnen stammten aus Lettland und Litauen.

Mehr als 4.500 Heimatvertriebene ließen sich nach dem Krieg in Nördlingen nieder. Im Zuge der kommunalen Neugliederung Bayerns verlor Nördlingen im Juli 1972 seinen Status als kreisfreie Stadt und wurde in den neugebildeten *Landkreis Nördlingen-Donauwörth* eingegliedert, der am 1. Mai 1973 den heutigen Namen „Landkreis Donau-Ries“ erhielt.

Heute ist Nördlingen, vor allem durch seinen mittelalterlichen Stadtkern und die vollständig begehbare Stadtmauer, wohl einzigartig auf der Welt und hinterlässt bei den vielen Besuchern einen bleibenden Eindruck.

(Quelle: [www.wikipedia.de](http://www.wikipedia.de), 2012)

## **2. Tag: Das Nördlinger Ries – Geologie zum Anfassen**

### **Das Rieskrater-Museum**

Das Rieskrater-Museum ist ein geologisches Spezialmuseum, das ein zentrales Thema beinhaltet: Die Entstehung von Einschlagkratern! In einem sehr aufwendig sanierten, mittelalterlichen Scheunengebäude aus dem Jahr 1503 wird – auf sechs Räume verteilt – das Riesereignis mit seinen planetaren Wurzeln und seinen irdischen Auswirkungen dargestellt. Zahlreiche Exponate (Meteorite, Gesteine, Fossilien), Texttafeln auf verschiedenen Informationsebenen sowie mehrere eindrucksvolle Videovorführungen bereiten das Thema auf.

(Quelle: [www.noerdlingen.de](http://www.noerdlingen.de), 2012)

### **Exkursion durchs Nördlinger Ries**

Auf einer Fahrt durch den Meteoritenkrater Nördlinger Ries lernen wir die geologische Geschichte der Region kennen. An verschiedenen Aufschlüssen können die unterschiedlichen Gesteinseinheiten des Rieses erkundet werden.

Aufschluss 1: Wennenberg bei Alerheim

Ausblick über das Ries und seine geologische Geschichte

Aufschluss 2: Steinbruch bei Otting

Suevit und kristallines Grundgebirge

Aufschluss 3: Steinbruch Aumühle, bei Oettingen

Suevit

Aufschluss 4: Steinbruch Büschelberg, Sportplatz Hainsfarth

„Hainsfarth“-Bioherme des Riesesees

Aufschluss 5: Adlerberg, südlich von Nördlingen

„Adlerberg“-Bioherme des Riesesees

Aufschluss 6: ehemaliger Steinbruch bei Wengenhausen

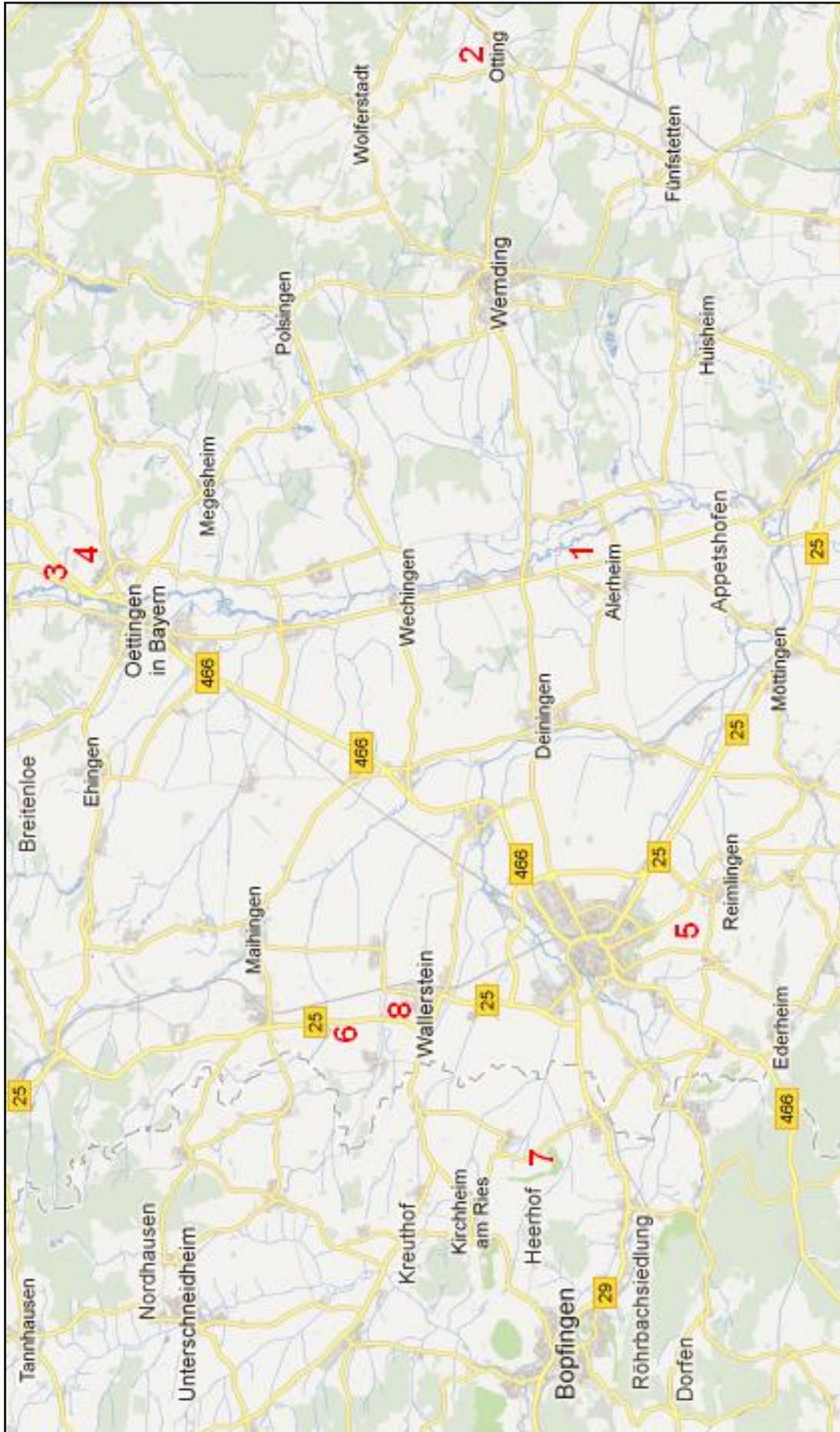
Rieseesedimente und kristallines Grundgebirge

Aufschluss 7: Goldberg bei Goldburghausen

Travertine und die Mörtelbiene

Aufschluss 8: Der Wallerstein in Wallerstein

Travertine und ein Ausblick auf das Ries



(Quelle: [www.google.de](http://www.google.de), 2012)

## Das Nördlinger Ries und seine geologische Geschichte

Der Meteoritenkrater „Nördlinger Ries“ bildet einen halbkreisförmigen Ausbiss in der Albtafel. Als Albtafel wird das Mittelgebirge bezeichnet, das durch das Ries in die Fränkische und in die Schwäbische Alb geteilt wird. Die Fränkische Alb zieht sich vom Nördlinger Ries in NE' Richtung nach Nürnberg und Bayreuth. Die Schwäbische Alb verläuft vom Nördlinger Ries aus in SW' Richtung bis zum E' Schwarzwald.



(Quelle: PÖSGES & SCHIEBER 1994, verändert)

Das Ries hat einen Durchmesser von 23-25 km. Die fruchtbare Riesebene wird nur von einigen kleinen, flachen Hügeln unterbrochen. Die Stadt Nördlingen liegt im SW' Teil der Ebene. Der bewaldete Riesrand ist morphologisch gut ausgebildet und bildet vor allem im Südwesten, Süden und Osten eine deutliche Kante. Im Süden und Osten erhebt sich dieser Rand 100-200 m über die Ebene. Im Westen und Norden beträgt die Erhöhung nur 60-100 m. Diese Höhenverhältnisse lassen sich auf unterschiedliche geologische Formationen zurückführen, weshalb die Landschaft in eine Schichtstufenlandschaft unterteilt ist. Im Süden und Osten erhebt sich der mittelgebirgische Albzug, woran im Westen und Norden eine tiefer liegende Landschaft anschließt. Das im Allgemeinen flache Umland des Rieses wird als Vorries bezeichnet und wurde durch geologische Ereignisse geprägt.

## **Vor dem Einschlag**

Der folgende Überblick über die historische, geologische Situation des Riesgebietes vor der Entstehung der heutigen Landschaftsform orientiert sich an den Angaben von HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (2003).

Das kristalline Grundgebirge (Kristallin) besteht hauptsächlich aus prävariskischen Metamorphiten, wie zum Beispiel Ortho- und Paragneisen oder Metabasiten. Einen kleineren Anteil nehmen Magmatite, wie zum Beispiel Granite, ein, die während den Varisziden (Variskische Orogenese) in das Deckgebirge eingedrungen sind. Das Kristallin der Riesregion ist dem Moldanubikum der Böhmisches Masse recht ähnlich und stellt das Verbindungsstück zwischen dieser und dem Kristallin des Schwarzwaldes dar.

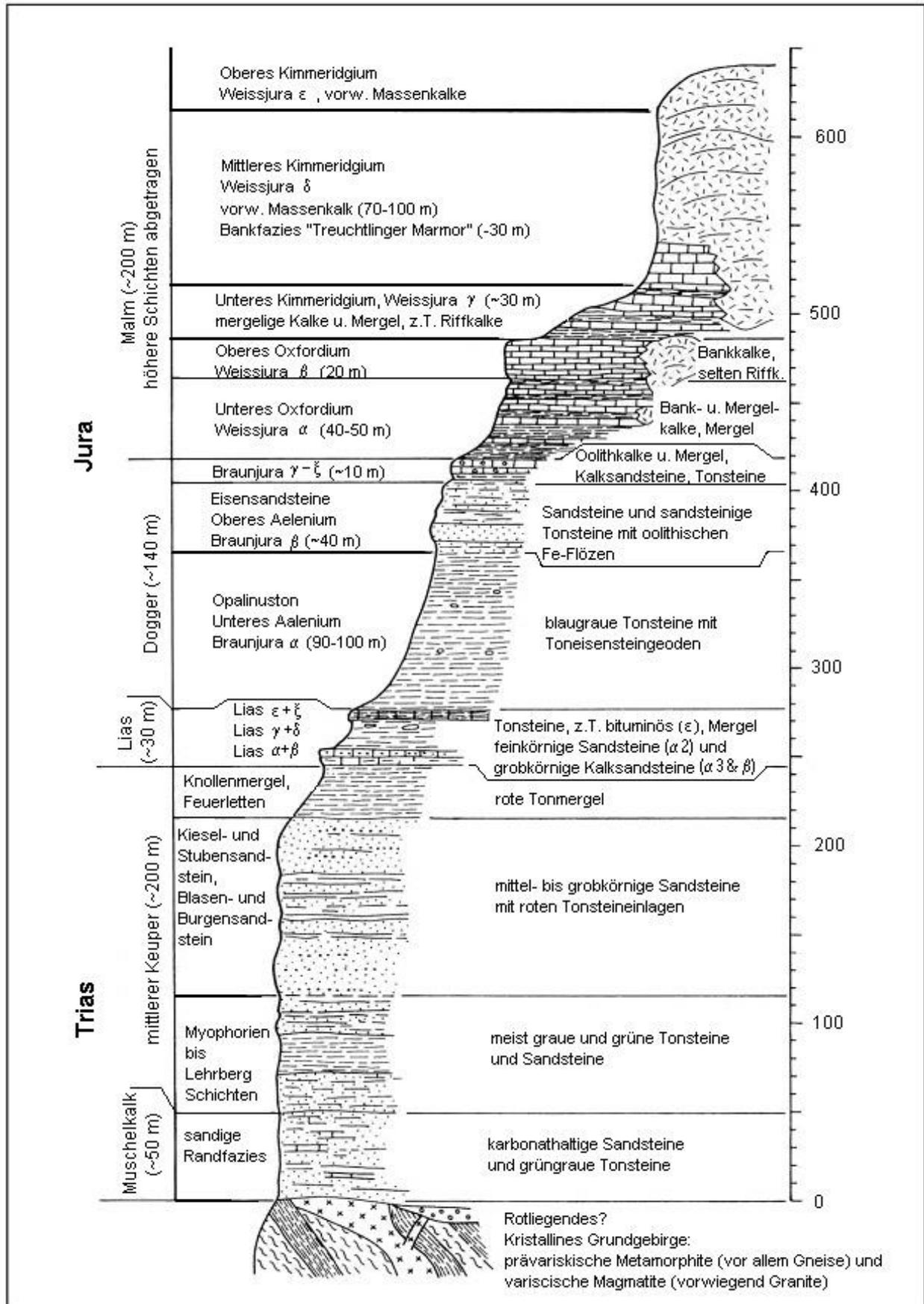
Im unteren Perm (Rotliegendes) senkten sich nach der Variskischen Orogenese langgestreckte Tröge. Diese wurden mit Abtragungsprodukten der Schwellenbereiche wie zum Beispiel roten Tonsteinen, grobkörnigen Sandsteinen oder Konglomeraten verfüllt. Unterlagert waren diese Ablagerungen von mächtigen Tuffiten bzw. Quarzporphyren. Diese entstanden durch subsequenten (nachfolgenden) Vulkanismus der Variskischen Orogenese. Im Gebiet des heutigen Rieses lassen sich diese Talfüllungen nicht feststellen. Dies hat einerseits damit zu tun, dass das Kristallin hier eine Hochlage einnahm, und andererseits mit der Tatsache, dass der nächste Trog (Schramberger Trog) nicht so weit nach Osten reichte, um die Riesregion zu erreichen.

Im oberen Perm (Zechstein) befand sich die Küste des Zechsteinmeeres noch weit NW' des heutigen Rieses. Das bis dahin bestehende Grundgebirge sollte im Mesozoikum mit ~ 600 m mächtigen Sedimenten überdeckt werden.

Während der unteren Trias reichte das Zechsteinmeer bis an den N' Rand des Rieses. Erst in der mittleren Trias wurde die Region überflutet, stellte jedoch nur den Randbereich des Meeres dar. Dementsprechend bildete sich eine sandige Randfazies von geringer Mächtigkeit (bis 50 m) aus. Nur vereinzelt entstanden Tone mit fossilführenden Kalksteinbänken.

In der oberen Trias transgredierte das Meer weiter und konnte sein Sedimentationsbecken weiter nach Süden hin ausbreiten, da es dort zu Absenkungen kam. Folglich sind die Keuperablagerungen der Riesregion mächtiger (> 200 m). Es handelte sich jedoch weiterhin um eine Randfazies, weshalb auch diese Sedimente recht grobkörnig sind. Vereinzelt bildeten sich Ablagerungen einer limnisch-brackigen Beckenfazies mit roten Tonsteinen (Feuerletten).

Im Jura breitete sich das Meer langfristig aus, die gesamte Riesregion wurde überflutet. Die Ablagerungen des Lias (Schwarzjura) sind nur bis zu 50 m mächtig und stammen wohl noch aus einer küstennahen Phase. Die liegenden Sedimente sind eher sandig, wohingegen die hangenden Ablagerungen aus Tonen, wie zum Beispiel dem Amaltheenton (Lias  $\delta$ ), und Mergeln mit eingeschalteten Kalkbänken bestehen. Dies deutet auf die weitere Ausbreitung des Meeres hin.



(Quelle: HÜTTNER & SCHMIDT-KALER 2003, verändert)

Die Sedimente des Doggers (Braunjura) bestehen aus deutlich küstenfernen Gesteinen, wie zum Beispiel Tonen (Opalinuston) oder Eisensandsteinen mit ooidischen Eisenerzflözen. Sie weisen eine Mächtigkeit von bis zu 140 m auf. Im oberen Dogger sind allerdings einige Schichtlücken festzustellen.

Die Ablagerungen des Malm (Weißjura) sind die mächtigsten (> 350 m) Gesteinseinheiten der damaligen Riesregion. Durch eine verringerte klastische Zufuhr bildeten sich im Meeresbecken vorwiegend karbonatische Sedimente, die aus einer Wechselfolge von Kalken und Mergeln bestehen. Im heutigen W' Ries entstand eine Faziesgrenze zwischen den mergeligen Gesteinen der heutigen Schwäbischen Alb und den kalkigen Schichten der heutigen Fränkischen Alb. Es wird dabei von der Ries-Riffschranke (-barre) gesprochen (DORN 1937). In diesem Bereich bildete sich eine Rifffazies mit Schwamm- und Algenriffen, Kieselfladenkalken und Schwamm-Schill-Flaserkalken aus. Zudem formte sich ein deutliches submarines Relief mit einzelnen Teilbecken (Wannen) innerhalb des eigentlichen Sedimentationsraumes heraus. Diese Wannensedimentation fand im heutigen Riesgebiet nur an vereinzelt Stellen statt. Im Ries entstanden hauptsächlich Riffe.

In der Kreide kam es zur Regression des Meeresspiegels und es setzte eine kontinentale Phase in der Riesregion ein. Die Sedimentationsphase beinhaltete wenige signifikante Ereignisse. In der unteren Kreide wurden die Malmkalke herausgehoben und es setzte eine tiefreichende Abtragung und Verkarstung der Gesteine ein. Im Nordosten der Region wurden Teile des kristallinen Grundgebirges freigelegt und es kam zu Einschüttungen aus grobsandigem Material. In der oberen Kreide (Cenomanium) wurde das E' Gebiet des heutigen Rieses kurzzeitig vom Regensburger Kreidemeer überflutet. Die dadurch entstandenen Ablagerungen sind jedoch nur geringmächtig.

Auch im Tertiär war das heutige Ries ein Abtragungsgebiet. Die Kreideablagerungen wurden fast vollständig erodiert und der Malmkalk verkarstet. Daher kam es auch zur Bildung von so genannten Ablehmdecken und zu Karstspaltenfüllungen. Im Eozän und Oligozän stieg der Karstwasserspiegel an und es konnten kalkige Karstfüllungen entstehen. Dieser Wasserspiegelanstieg ist zurückzuführen auf den sich ausdehnenden Einflussbereich des S' gelegenen Molassebeckens auf die Riesregion.

Die Beschreibung der Molasse-Ablagerungen entstammt zum größten Teil aus GALL & MÜLLER (1977): Im unteren und mittleren Oligozän kam es im SE' Gebiet der Riesregion zur Ablagerung der so genannten „Randbucht-Fazies“ der unteren Meeresmolasse (UMM). Die untere Süßwassermolasse (USM) reichte im untersten Miozän nicht so weit nach Norden, dass es zu einer Beeinflussung kommen konnte. Dies lag vor allem an einer erneuten Hebung des Albzuges. Im mittleren Miozän reichte das S' gelegene Meer der oberen Meeresmolasse (OMM) bis an den Südrand des Riesgebietes. Daher kam es zur Bildung eines Strandkliffs und zur Sedimentation von glaukonitreichen Quarzsanden im heutigen S' Vorries. Die Brackwassermolasse, deren Ablagerungen

ebenfalls aus dem mittleren Miozän stammen, beeinflusste die Riesregion nicht. Die Gesteine der so genannten Graupensandrinne, die sich N' des Molassebeckens zwischen Schaffhausen und Ingolstadt erstreckt, gehören nach BUCHNER et al. (1996) und BUCHNER (1998) zur Brackwassermolasse (Grimmelfinger und Kirchberg Formation) und wurden durch den Ries-Impakt beeinflusst. Dafür sprechen geschockte Quarze und hohe Konzentrationen an Fe, Co und Ni in den Ablagerungen. Nach neueren Untersuchungen (BUCHNER et al. 1998) gehört jedoch nur noch die Kirchberg-Formation zur Brackwassermolasse. Die jüngere Grimmelfinger Formation entstand nach dem Einschlag des Ries-Meteoriten und wird zur oberen Süßwassermolasse (OSM) gezählt. REICHENBACHER et al. (1998) widersprechen dieser Theorie, da ihrer Ansicht nach die Ablagerungen der Grimmelfinger- und Kirchberg-Formation sehr viel älter sind und sich die geschockten Minerale auch auf tektonische Ereignisse zurück führen lassen. Im oberen Miozän reichte der Sedimentationsraum der oberen Süßwassermolasse (OSM) durch ein Absinken der Alb bis ins Riesgebiet hinein. Es lagerten sich mächtige limnofluviatile glimmerreiche Sande und mergelige Tone ab. Durch die abschließende Hebung der Alb setzte eine erneute Erosions- und Verkarstungsphase in der Riesregion ein, und es entstand eine reich gegliederte Landoberfläche mit zahlreichen tiefen Karsttälern und dem Albtrauf (N' Albsteilrand), welcher genau durch das heutige Ries verlief. An den N' Rändern der heutigen Fränkischen und Schwäbischen Alb ist der Steilrand noch heute deutlich zu sehen, weshalb auch von einer Schichtstufenlandschaft gesprochen wird. Neben dem Albtrauf bildeten die Zeugenberge Ipf, Hahnenkamm und Hesselberg Erhebungen aus. In der S' Riesregion floss die Ur-Eger von Westen nach Osten und mündete in die Ur-Wörnitz, die von der N' Riesregion aus nach Süden floss und das Gebiet im Südosten, in der Nähe des heutigen Harburgs, verließ. Der Ur-Main floss E' der heutigen Riesregion von Norden nach Süden und mündete in die Ur-Donau. Zwischen dem heutigen Treuchtlingen und Donauwörth bildete sich daher ein tiefes Tal.

Tektonisch wurde das Gebiet im Tertiär durch die Alpidische Orogenese beeinflusst. Durch die Hebung der Alpen kam es zur großräumigen Verkippung der Süddeutschen Scholle Richtung Südosten. Zudem kam es in der Albregion zu kleinräumigen Verkippungen, hervorgerufen durch die finale Hebung der Alpen und dadurch ausgelöste Aufwölbungen im späten Miozän. Daher zeigt die Riesregion eine Verkippung nach Norden, die allerdings erst nach dem Ries-Impakt stattfand.

## Der große Knall

Die Entstehung der heutigen Riesregion war lange ein umstrittener Diskussionspunkt. Es entstanden verschiedene Theorien, nach denen sich das Ries gebildet haben soll. Im 18., 19. und frühen 20. Jahrhundert wurde durch den vermeintlich vulkanischen Ursprung der porösen und glashaltigen Riesbreccie auf eine vulkanische Bildung geschlossen (CASPER 1792, SCHNIZLEIN & FRICKHINGER 1848, FRAAS 1864, GÜMBEL 1870, SAUER 1901, OBERDORFER 1905).

BRANCO (später BRANCA) und FRAAS entwickelten Anfang des letzten Jahrhunderts für das Riesgebiet eine Hebungs-Explosions-Theorie (BRANCO & FRAAS 1901, FRAAS 1903, BRANCO 1903, BRANCA & FRAAS 1907). Demnach drang Magma in das Grundgebirge ein und bildete so einen „Riesberg“. Durch vulkanische Sprengungen erodierten die Hänge und das Material verteilte sich in das Umland, der Vulkankegel sackte in sich zusammen und es entstand die Riessenke.

Die so genannte Sprengtheorie war mit am schwersten widerlegbar und wurde lange durch SUESS (1909), KRANZ (1911, 1912, 1920), LÖFFLER (1925) und NATHAN (1926) bekräftigt. Dabei wurde von einer vulkanisch bedingten Wasserdampferuption ausgegangen, ähnlich den Explosionen des Krakatau 1883 in Indonesien und des Bandai San in Japan 1888.

Am Ende des 19. Jahrhunderts wurden zentralradiale, geschrammte Schliiffflächen auf Kontaktflächen des Weißjuras als Hinweis auf eine glaziale Entstehung gedeutet (DEFENER 1870, KOKEN 1901, 1902).

In den 30er Jahren des letzten Jahrhunderts wurden die Kenntnisse der Alpenentwicklung auch auf die Riesregion angewandt (SEEMANN 1939). Demnach soll sich eine keilförmige Kristallinscholle während der Alpenfaltung nach Norden verschoben haben, wobei es zur Absenkung des Riesgebietes kam.

All diese Theorien lassen sich widerlegen, wobei vor allem die Vorkommen von Coesit, einer Quarz-Hochdruckmodifikation, Diamant und Suevit eine wichtige Rolle spielen. WERNER (1904) nahm als erster den Einschlag eines kosmischen Körpers als Ursache für die Riesbildung an. Seine Theorie wurde jedoch nicht anerkannt, ebenso wenig eine thematisch gleiche Arbeit von STUTZER (1936). SHOEMAKER & CHAO (1961) griffen die Theorie wieder auf und belegten sie, wobei die Coesitvorkommen als wichtigstes Impaktindiz dienten. Durch Forschungsbohrungen, zum Beispiel „Nördlingen“ (1973), wurde die Theorie weiter untermauert. Der Zeitpunkt des Einschlages konnte durch verschiedene Methoden bestimmt werden. GENTNER & WAGNER (1969) erhielten durch die K-Ar-Datierung ein Alter von 14,8 +/- 0,6 Mio. Jahre und durch die Spaltspur-Datierung ein Alter von 14,6 +/- 0,6 Mio. Jahre. Durch weitere Arbeiten mit der Spaltspurenmethode kam WAGNER (1977) auf ein Alter von 14,7 +/- 0,4 Mio. Jahren.

Bei dem Einschlagskörper hat es sich nach EL GORESY & CHAO (1977) um einen chondritischen Steinmeteoriten gehandelt. Darauf weist das Ni/Co-Verhältnis sowie der Cr-Gehalt von Metalladern aus der Forschungsbohrung „Nördlingen“ (1973) hin. Ein Eisenmeteorit lässt sich somit ausschließen. Die hohen Gehalte an Fe, Ni, Cr und Co stammen demnach aus dem kondensierten Metaldampf des verdampften Einschlagskörpers. Der Meteorit hatte vermutlich einen Durchmesser von ~ 1 km und traf mit 20-60 km/sek ungebremst auf die Albrandlandschaft auf (DAVID 1969). Der Eintritt erfolgte aus Richtung Nordosten, in einem Winkel von 25-30°. Die Masse des Impaktkörpers muss mehr als 10 t betragen haben. Die Energie, die bei dem Einschlag wirkte, entsprach mehreren 100.000 Hiroshima-Bomben. Nach DAVID (1969) drang der Meteorit bis zu 1.000 m in die Kruste ein. Dabei wurden nach HÖRZ (1982) ~ 155 km<sup>3</sup> Gestein bewegt, komprimiert und erhitzt. Zudem wirkten Stoßwellen bis in eine Tiefe von 5 km (DAVID 1969). Durch eine explosionsartige Druckentlastung verdampften der Impaktkörper sowie das Gestein der Erdoberfläche nur wenige Millisekunden nach dessen Aufprall. Die Gesteine des Deckgebirges und des kristallinen Grundgebirges erlebten somit eine progressive Stoßwellenmetamorphose, die sich durch eine geringe Reichweite und eine extrem kurzzeitige, jedoch hoch dynamische Druckbeanspruchung auszeichnete.

Nach HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (2003) lässt sich der Einschlagsvorgang in verschiedene Stadien gliedern:

Im Kontaktstadium traf der Steinmeteorit auf die Erdoberfläche. Vom Aufschlagspunkt breiteten sich Stoßwellen aus. Mit nur leicht verringerter Geschwindigkeit drang der Impaktkörper in den Boden ein. Dabei wurde Material aus der Kontaktzone, so genanntes Jetting, ausgestoßen, sehr weit transportiert und erst im heutigen Böhmen, Mähren, in der Lausitz und in Niederösterreich als Moldavit abgelagert (GENTNER & WAGNER 1969, STÖFFLER et al. 2002). Es handelt sich dabei um die Reste des Meteoriten und des Gesteins, die zu Dampf und hochtemperierten Schmelzen (Impaktglas bzw. glasartige, aufgeschmolzene Tektite) umgewandelt wurden. Die Moldavite aus Böhmen und Mähren lassen sich vor allem durch ihre Farbe unterscheiden. Die böhmischen Moldavite sind durchsichtig und haben eine hellgrüne Farbe, wohingegen die Moldavite aus Mähren eher dunkelgrün bis braun sind. Die natürlichen Gläser setzen sich hauptsächlich aus SiO<sub>2</sub> zusammen.

Im unmittelbar (0,05-0,1 sek) folgenden Kompressionsstadium drang der Meteorit weiter in die Kruste ein. Im Einschlagszentrum herrschten hohe Drücke und Temperaturen. Das Gestein wurde komprimiert und verdrängt. Durch die von der Aufschlagstelle

ausgehenden Stoßwellen verdampften der Einschlagskörper sowie das angrenzende Gestein. Die atmosphärische Luft wurde durch eine Eruptionswolke verdrängt.

Es bildete sich ein primärer Krater mit verschiedenen Zonen, die alle stark komprimiert sind:

- verdampfter Bereich
- geschmolzene Zone
- fein zertrümmerte Zone
- grob zertrümmerte Zone

Nahe der Oberfläche bildete sich eine Interferenz-Zone und es kam zur Absplitterung der dünnen Gesteinsdecke (Spall) in der direkten Umgebung des Einschlages. Dieses Material wurde aeolisch abtransportiert und lagerte sich nicht in der direkten Region ab, sondern bildet die Reuter'schen Blöcke in der Voralpen-Molasse, in einem Gebiet von Niederbayern bis St. Gallen in der Schweiz.

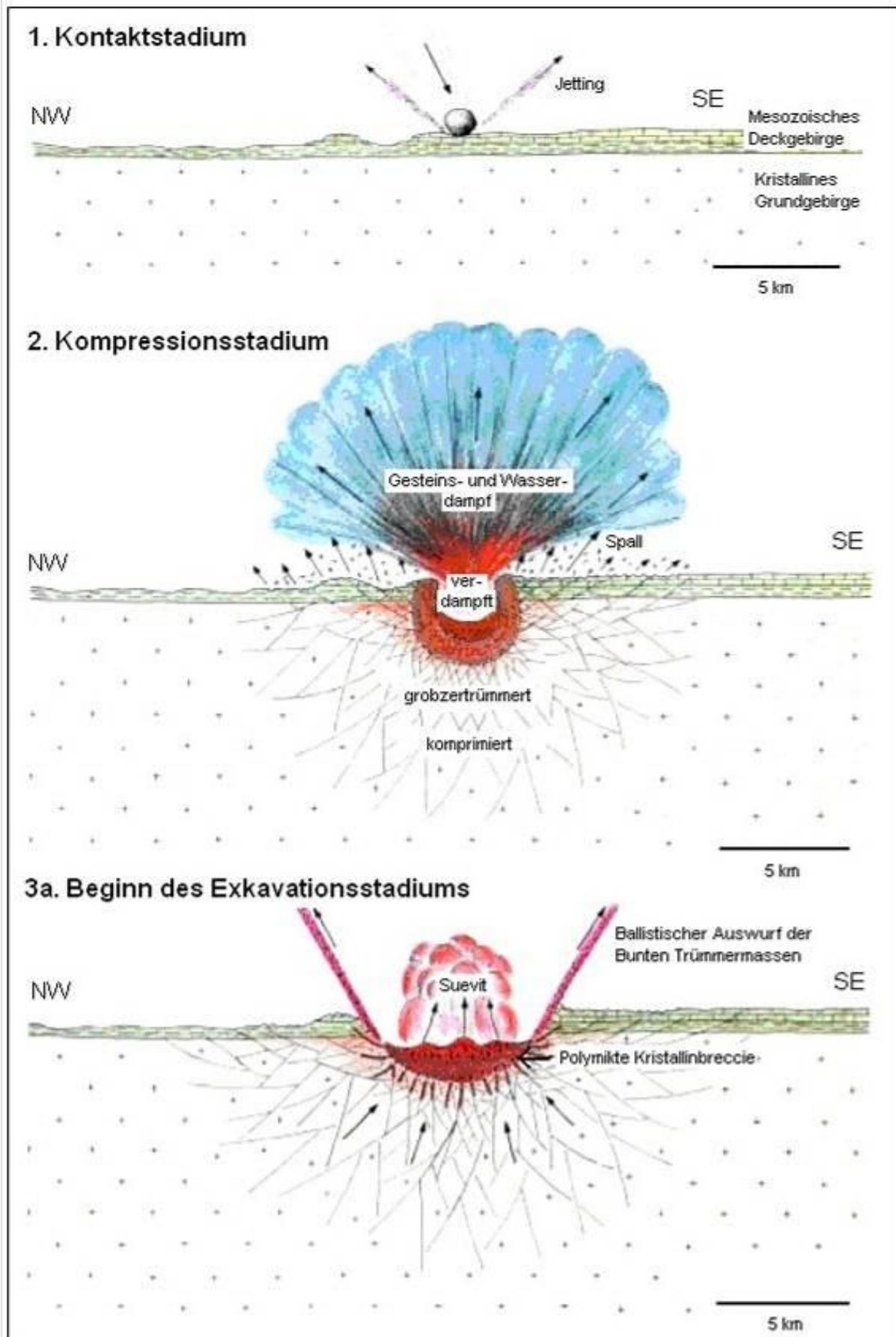
Das folgende Exkavationsstadium lässt sich in zwei Phasen unterteilen. Die erste Phase erfolgte nach nur 2-4 Sekunden. Vom primären Krater aus setzte eine radiale Gesteinsbewegung ein. Im tieferen Zentralkrater kam es zu starken Kompressionen und zu einer darauf folgenden Entlastung. Dies hatte eine Ausdehnung des Grundgebirges nach oben hin und eine Zerrüttung des Materials zur Folge. In der fein zertrümmerten Zone bildete sich die polymikte Kristallinbreccie mit bis zu 100 m tiefen Klüften. Durch die hohen Temperaturen kam es zur spontanen Verdampfung des im Gestein enthaltenen Porenwassers. In dieser Phase setzten zudem die ersten Auswurfprozesse ein. Im seitlichen Kraterteil war die Materialströmung radial nach außen gerichtet. Im Kraterinneren folgten den Stoßwellen Entlastungswellen und es entstand ein auswärtsgerichteter Druckgradient. Die Exkavationsbewegung war daher schräg aufwärts bis aufwärts ausgerichtet. Es kam zum ballistischen Auswurf der Bunten Trümmermasse. Diese Trümmerflut lagerte sich rund um den Impaktkrater, im heutigen Vorries, ab. Aus dem oberen Teil der fein zertrümmerten Zone bildete sich durch Rückfederung eine große Eruptionswolke. Die Rückfederung entstand durch Druckentlastung. Die Eruptionswolke beinhaltete geschmolzenes und fein zertrümmertes Material (Suevit).

Die zweite Phase des Exkavationsstadiums setzte nach 2-3 Minuten ein. Durch den Auswurf der Bunten Trümmermassen hatte sich der Krater vergrößert. Am Kraterrand fand ein gleitender Auswurf des Materials statt. Das Material aus dem Zentrum des Kraters wurde ballistisch ausgeworfen. Zur gleichen Zeit kam es zum einwärts gerichteten Abgleiten von großen Schollen (allochthone Schollen) ins Kraterinnere. Durch dieses turbulente Durcheinander kam es zur Ausbildung eines 1-3 km breiten kristallinen Walls, der sich aus Schollen des kristallinen Grundgebirges zusammensetzt. Es han-

delt sich dabei um den angehobenen, zum Teil aufgeschuppten Rand des Zentralkraters, welcher schüsselförmig in das Grundgebirge eingetieft ist.

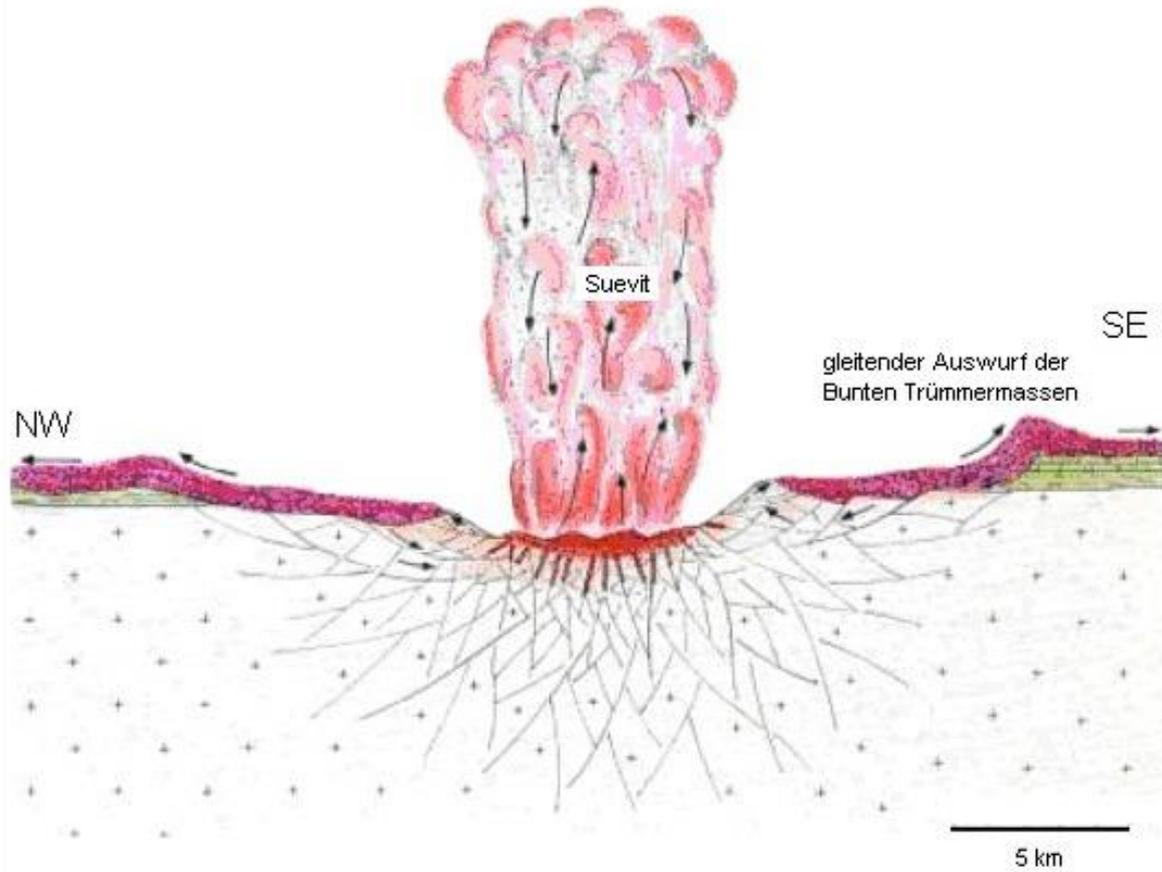
Die aufgestiegene Suevit-Eruptionssäule wurde durch höhere Luftschichten beeinflusst, kollabierte und breitete sich zu den Seiten hin aus. Daher kam es nach 3-5 Minuten zur Ablagerung des Auswurf-Suevits auf der Bunten Trümmermasse. Der Rückfall-Suevit lagerte sich hingegen im Kraterzentrum ab. Im Suevit ist unter anderem Coesit enthalten, das als Impaktindiz-Mineral gilt.

Im Kraterzentrum kam es zu Ausgleichsbewegungen und zur Verfüllung des tieferen inneren Kraters, der einen Durchmesser von ~ 12 km hat. Die Bildung des ihn umgebenden kristallinen Walls wurde ebenfalls durch diese Bewegungen beeinflusst. Rund um den inneren Krater, auf der anderen Seite des Walls, bildete sich eine flache, bis zu 7 km breite Kraterrandzone, die auch marginale Schollenzone genannt wird. Bei dieser Zone ist noch nicht vollständig geklärt, ob es sich um eine Ringdepression oder um eine Ausräumungsform handelt. Der heute sichtbare Krater hat einen Durchmesser von 23-25 km und ist durch einen deutlichen Kraterrand begrenzt. Das Kraterzentrum wird ~ 1 km N' der Ortschaft Klosterzimmern vermutet.

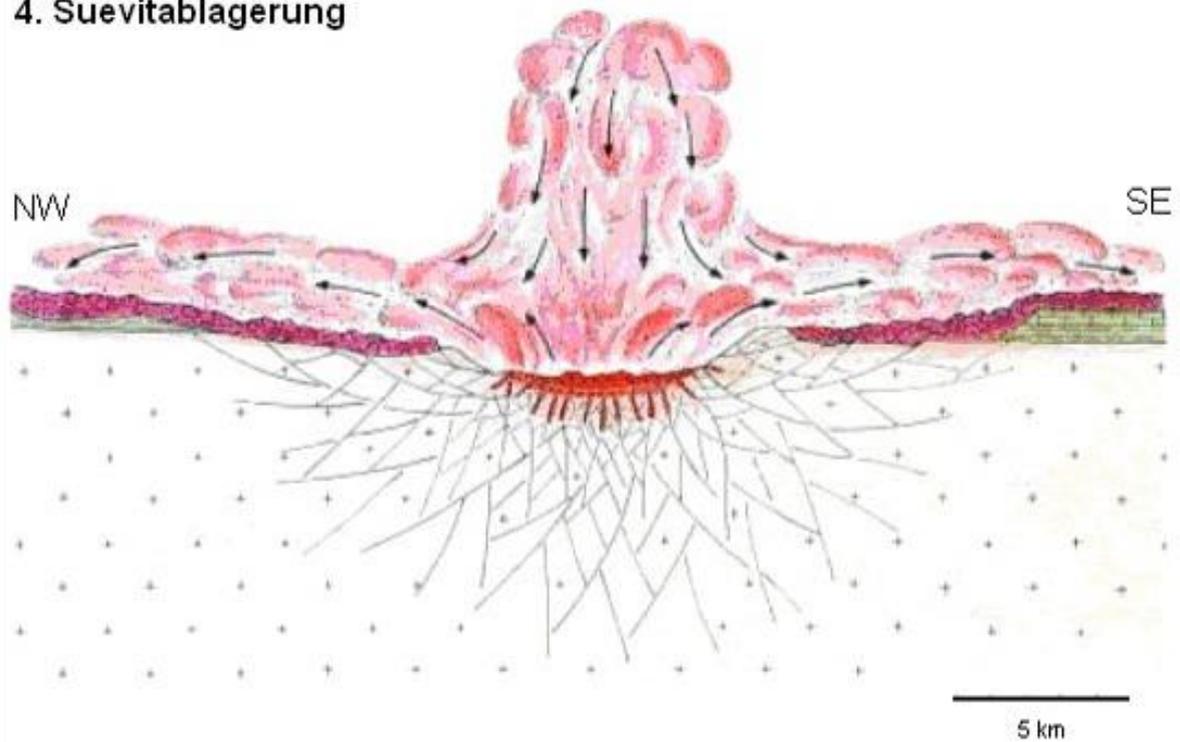


(Quelle: HÜTTNER & SCHMIDT-KALER 2003, verändert)

### 3b. Ende des Exkavationsstadiums



### 4. Suevitablagerung



Quelle: (HÜTTNER & SCHMIDT-KALER 2003, verändert)

## **Nach dem Einschlag**

Durch die zerstörende Wirkung des Ries-Impaktes wurde die Tier- und Pflanzenwelt im Umkreis von ~ 100 km total vernichtet (HÜTTNER & SCHMIDT-KALER 2003). Im Umkreis von ~ 50 km (6.500 km<sup>2</sup>) wurde die Landschaft und die Hydrographie durch Gesteinstrümmen verändert. Bestehende morphologische und hydrologische Strukturen wurden durch die Ablagerung der Bunten Trümmermassen verschüttet (JANKOWSKI 1981), weshalb es zur Bildung von mehreren Stauseen kam. Durch die Stauung der Ur-Altmühl und des Ur-Mains entstand zum Beispiel der Rezat-Altmühl-See. Der Einschlagstrichter wurde zum Sammelbecken verschiedener Zuflüsse aus der direkten Umgebung. Die erste Verfüllung des Kraters erfolgte durch Schutt- und Schlammströme, die wahrscheinlich durch starke Regenfälle nach dem Einschlag ausgelöst wurden. Da im Jungtertiär ein trockenes Klima herrschte, hielten sich Niederschlag/Zufluss und Verdunstung die Waage. Dies hatte zur Folge, dass die Wassertiefe des abflusslosen Sees gering war und es zeitweise sogar zum Trockenfallen kommen konnte.

Die Abfolge der Riesseesedimente wurde von JANKOWSKI (1981) in vier Entwicklungsphasen unterteilt, die sich durch die Untersuchung der Forschungsbohrung „Nördlingen“ von 1973 ergaben. Die Postimpakt-Sedimente haben eine Mächtigkeit von insgesamt 314 m, wobei sich eine Entwicklung von gradierten Breccien und Sandsteinen über tonige Dolomite hin zu Mergeln und Tonen mit Kalkbänken feststellen lässt. Vereinzelt sind auch Kohleflöze zu finden. Die folgende Abfolge beginnt bei ~ 314 m unter der Erdoberfläche und beschreibt die Gesteinseinheiten vom Liegenden (alt) ins Hangende (jung).

### **Basisfolge (314,3 – 256 m)**

Hierbei handelt es sich um die ältesten Seesedimente, die aus aquatisch umgelagertem Material bestehen. Sie wurden durch Schlammströme gebildet und sind alluvial geprägt. Zum Hangenden hin werden die grobklastischen Gesteine zunehmend feinkörniger, karbonatischer, fossilreicher und führen teilweise Gips. Sie entstanden unter euxinischen, oligotrophen Bedingungen und ähneln Playa-Sedimenten. Dies lässt sich durch die zeitweilige Eindampfung des Sees erklären.

### **Laminitfolge (256 – 111 m)**

Das Gestein besteht aus bituminösen, dolomitischen Laminiten, die teilweise als Ölschiefer bezeichnet werden können. Die Schichten stammen aus einer salinaren Phase des Sees. Zudem muss ein anaerober Bodenkörper (euxinisches Hypolimnion) bestanden haben, da es keine Spuren von Bioturbation gibt. Der Riessee war zu diesem Zeitpunkt permanent. Das Seewasser hatte eine hohe Ionenkonzentration. Dies war bedingt durch Evaporation und durch die chemische Verwitterung einzelner Sulfidkomponenten.

### Mergelfolge (111 – 52 m)

Aus dem salinaren See mit anoxischem Bodenwasser entwickelte sich ein salinärer See mit einem durchgängig aeroben Wasserkörper. Dies lässt sich durch Bioturbationsgefüge belegen. Zudem belebten Rot- und Braunalgen sowie Diatomeen den Wasserkörper. Die Sedimente dieser Phase bestehen aus dolomitisch-calcitischen Mergeln und diatomeenreichen Tonen. Der Wasserkörper war jedoch großen Fluktuationen im Salzgehalt unterworfen. Das Seewasser des Sodasees war reich an Ionen ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ) und es kam zur verstärkten Ausbildung von Gipslagen. Nach FÖRSTNER & ROTHE (1973) nahm die Silikathydrolyse zu und wurde durch die chemische Verwitterung im nun humideren Umland beschleunigt.

### Ton-Kalk-Folge (52 – 0 m)

Bedingt durch den Klimawechsel von semiarid zu humid veränderte sich der Chemismus des Riessees. Es kam zur Bildung von Brackwasser und episodischen Aussüßungsphasen. In den Randbereichen des Sees lagerten sich Gesteine einer karbonatischen Rand- und Schwellenfazies ab (Karbonatsande, Algenbioherme, palustrine Lagen, Travertine, Kalksandsteine, Konglomerate, Breccien). Im Verlauf kam es zu episodischen Schwankungen im Salinitätsgehalt und somit zu temporär auftretenden Salzwasserfaunen. Die vereinzelt auftretenden Braunkohleflöze sind ein Indiz für den Floren- und Faunengehalt und für zeitweilige Verlandungen. Das Gewässer war individuenreich, jedoch sehr artenarm. Dominante Organismen waren Ostracoden (*Strandesia risgoviensis* [SIEBER]) und Mesogastropoden (*Hydrobia trochulus* [SANDBERGER]). Vereinzelt wurden auch reine Süßwasserfaunen festgestellt (GALL et al. 1974), die zum Beispiel Armleuteralgen (Characea) enthielten.

Im Sarmatium, spätestens im untersten Pliozän verlandete der Riessee und somit der Impaktkrater komplett. JANKOWSKI (1981) errechnete unter Berücksichtigung von Sedimentationsraten eine Bestandsdauer von 0,3 – 2,0 Mio. Jahren. BOLTEN, GALL & JUNG (1976) sowie DEHM et al. (1977) geben das Alter des Riessees mit 1-2 Mio. Jahren an. Die heute sichtbare Kraterform und die Riesebene sind ein Produkt pleistozäner und quartärer Erosionen. Seesedimente mit einer Mächtigkeit von gut 100 m wurden dabei abgetragen (WOLF 1977). Im Quartär kamen neue Ablagerungen von Löß, Decklehm und Flussschotter bzw. -sande hinzu.

### **Impaktgesteine – Bunte Trümmer und Trass**

Die Bunten Trümmermassen umfassen ein Gemenge aus Breccien und allochthonen Schollen, das sich durch den Impakt des Ries-Meteoriten gebildet hat. Es handelt sich um das Auswurfmaterial aus dem entstandenen Krater und um lokales Material, das durch kinetische Energie erfasst, deformiert und transportiert wurde. Der Großteil des Materials besteht aus dem vor dem Impakt gebildeten, sedimentären Deckgebirge. 5-

10 % der Trümmersmassen sind kristallines Grundgebirge. Das sedimentäre Deckgebirge wurde aus triassischen Tonen und Sandsteinen sowie aus jurassischen Tonen (Amaltheenton Lias  $\delta$  und Opalinuston Dogger  $\alpha$ ) und Sandsteinen (Dogger  $\beta$ ) gebildet. Das kristalline Grundgebirge bestand aus Gneisen und Graniten. Die Komponenten-größe innerhalb der Bunten Trümmersmasse ist unterschiedlich und reicht von feinstem Gesteinsstaub bis hin zu Quadratkilometer-großen Schollen (HÜTTNER 1969).

Die Breccien der Bunten Trümmersmassen lassen sich in die Kristallinbreccie und die Bunte Breccie unterteilen. Die polymikte Kristallinbreccie stellt nur einen kleinen Teil des Auswurfmaterials dar, und besteht fast vollständig aus Gesteinen des kristallinen Grundgebirges. In einer feinkörnigen, bräunlichen Grundmasse aus zerriebenem Kristallin stecken Komponenten, die aus dem gleichen Material bestehen (HÜTTNER 1969). Als kleinere Fragmente können auch triassische und jurassische Sedimente vorkommen.

Die Bezeichnung „Bunte Breccie“ stammt von BRANCO & FRAAS (1901) und beschreibt ein Gemenge aus verschiedenen, im Kraterbereich vorkommenden Gesteinskomponenten, die in einer sandig-lehmigen Grundmasse sitzen. Die einzelnen Klaster können 2 mm bis 2 cm groß sein und in variabler Form auftreten.

Die allochthonen Schollen wurden durch den Impakt disloziert, also losgelöst, und sind daher wurzellose, aber zusammenhängende Blöcke, die hauptsächlich aus Malmkalk bestehen. Dabei handelt es sich um hellgraue Mergel aus dem tiefen Oxfordium. Die Schollen sind vermehrt am Kraterrand zu finden und weisen deutliche Deformierungen, Zerklüftungen und Störungen auf. WAGNER (1964) unterscheidet in Bezug auf den Deformationsgrad drei Gefügetypen:

Gefügetyp	Bezeichnung	Beobachtungen
I	zerklüftet	Klüftungsverlauf +/- normal, ursprünglicher Verlauf unverändert Lageänderung durch Bewegung
II	zerrüttet	Gesteinspartikel (und Fossilien) zertrümmert, verschoben oder verbogen Zusammenhang des Gesteinskörpers noch vorhanden
II	vergriest	sehr deutliche und intensive Zertrümmerung Korngrößen bis hin zum feinsten Grus Zerstörung des ursprünglichen Gesteinsverbandes (Mörteltextur)

Vereinzelt lassen sich im Gestein Fossilien wie Muscheln, Ammoniten oder Belemniten finden, die teilweise von den gerade genannten Deformationen und Störungen betroffen sein können und daher in geschockter Form vorliegen.

Des Weiteren treten noch parautochthone Schollen auf, deren Verlagerung nur gering war, weshalb die Gesteine nicht mehr komplett im ursprünglichen Verband vorkommen.



Suevit über Bunter Breccie in Aumühle (Quelle: [www.lfu.bayern.de](http://www.lfu.bayern.de), 2012)

Suevit ist im Ries auch unter dem Namen Trass bekannt und umfasst eine polymikte Kristallinbreccie mit wechselndem, aber immer vorhandenem Glasanteil, der aus schwarzen Glasfladen besteht (HÜTTNER 1977). Nach ENGELHARDT et al. (1995) beträgt der Glasgehalt 20-30 %. Das tuffbreccienartige Gestein ist recht hart und hat eine grünlich-graue, teilweise blaugraue Farbe. Es ist das jüngste Glied der durch den Impact gebildeten Trümmergesteine und entstand durch Ablagerungen aus einer Glutwolke. Nach POHL (1977) zeigt der Suevit eine hohe thermoremanente Magnetisierung, die bei der Abkühlung von Temperaturen über 600°C entstanden ist. Durch den Nachweis von Quarz-Hochdruckmodifikationen wie Coesit und Stishovit im Suevit kann die Annahme eines kosmischen Impaktes im Ries belegt werden (SHOEMAKER & CHAO 1961, CHAO & LITTLER 1963). Des Weiteren konnten Datierungen mit der K-Ar-Methode und der Spaltspuren-Methode an den Suevitgläsern durchgeführt werden, die ein Bildungsalter von 14,6-14,8 Mio. Jahre ergaben (GENTNER & WAGNER 1969).

HÜTTNER & SCHMIDT-KALER (2003) unterscheiden zwischen:

- Auswurf-Suevit
- Molasse-Suevit
- Rückfall-Suevit

Der Auswurf-Suevit entspricht im weitesten Sinne dem gerade beschriebenen Gestein, das aus Fragmenten verschiedener Kristallingesteine (Gneise, Amphibolite, Granite, Granodiorite) besteht. Der Molasse-Suevit ist nur im südlichen Vorries zu finden. Seine feinsandige Grundmasse enthält reichlich Glimmer, sowie einen bestimmten Anteil an Glaukonit. Der Rückfall-Suevit ist nur im zentralen Krater zu finden. Er hat einen deutlich geringeren Glasgehalt und bildet eine ~ 400 m mächtige Kraterplombierung.

### **Riesseesedimente**

Die Beckenrand- und Delta-Fazies beinhaltet Konglomerate und Breccien, sowie Sandsteine, die sich am Beckenrand des Rieskratersees oder in Deltabereichen von einströmenden Flüssen gebildet haben.

Die Konglomerate bzw. Breccien bestehen aus psephitischem Material (Kies > 2 mm), das von außerhalb des eigentlichen Sedimentationsbeckens stammt und durch den fluviatilen Transport schwach bis gut gerundet ist (ARP 2006). Dabei handelt es sich um feinsiliklastische Malmkalk- und Kristallinbreccien bzw. -konglomerate. Durch den anstehenden, heterogenen Untergrund, der aus den Bunten Trümmern gebildet wird, kommt es zu diesem umfassenden Komponentenspektrum und zu einer schlechten Sortierung. Die verschiedenen großen Komponenten (mm-dm) stecken in einer grobsandigen, grüngrauen Matrix.



Konglomerat vom Beckenrand

Nach ARP (1995c) fand die Ablagerung des Materials in einer wellenexponierten Litoralzone, zum Beispiel in einem lakustrinen Eulitoral, statt.

Die Sandsteine bestehen aus psephitischen Arkosen, grobkörnigen Sanden und psammitischen Karbonatsandsteinen. Die Psephite sind weiß bis gelbbraun und beinhalten bunte Intraklasten wie rote Feldspäte, grüne Tonklasten oder Quarze. Miozäne Intraklasten kommen jedoch nicht vor (ARP 1995c). Die Psammite sind harte, fein- bis mittelkörnige, dunkelgraue bis braune Gesteine. Sie wirken recht dicht und homogen und weisen zum Teil schwarze Internbereiche auf. Als Intraklasten können kristalline Komponenten, aragonitische Schalenreste, Quarze, Feldspäte und Tonklasten vorkommen. Kleine Hohlräume sind oft mit Calcit verfüllt. Wurzelspuren sind teilweise deutlich zu erkennen. Zudem sind Verzahnungen mit fossilreichen Karbonatsanden möglich, die vor allem durch massenhafte linsenförmige Vorkommen des Mesogastropoden *Hydrobia trochulus* (SANDBERGER) deutlich werden und lagig verbreitet sind. Das Ablagerungsgebiet der Sandsteine entsprach nach ARP (1995c) einer Marschzone. Die geringe Mächtigkeit dieser psammitischen Einheit spricht für einen kurzen Transportweg des Materials (ARP 1995c).

Die dolomitischen Karbonatsande (lakustrine Sande) stellen eine Zusammenfassung aller dieser Gesteine dar, in denen keine am Ort entstandenen Bioherme vorhanden sind. Das grobgebankte Gestein aus Pack- und Grainstones ist reich an Intraklasten und durch die Lithifizierung mit Dolomit recht hart (ARP 2006). Zudem können Oolithen, Onkolithe, plattige Stromatolithe und Ostracoden-/Hydrobien-Sande vorkommen. Eventuell vorhandene Wurzelspuren sind meist gut erhalten.

Die dolomitischen Karbonatsande können auch als Litoralfazies bezeichnet werden, die ARP (1995c) in drei Typen unterscheidet:

- Litoralfazies mit Algenlaminiten
- Oolithische Litoralfazies
- Ruditische Litoralfazies

Die Gesteine der Litoralfazies mit Algenlaminiten sind peloidale Algenlaminite, die weißgrau bis hellgelb gefärbt sind, eine plattige Struktur haben und bis in den mm-Bereich hinein fein geschichtet (laminiert) sind. Wurzelspuren und polygonale bis unregelmäßige Trockenrisse sind ebenso möglich wie Aufdomungs- oder Tepee-Strukturen. Die Gesteine treten oft in der Nähe zu Travertinen auf, bilden jedoch eher den Übergang zu den Beckenlaminiten (ARMENAT 2003). Als Bildungsort dieser strandnahen Ablagerungen wird einerseits ein Sublitoral angenommen, worauf die Wurzelspuren

hindeuten, andererseits ist auch ein wellenexponiertes Gebiet (Supra- bzw. Eulitoral) möglich (ARP 2006).

Die oolithische Litoralfazies ist gekennzeichnet durch das gesteinsbildende Auftreten von Ooiden. Diese sind meist weißgrau bis gelblich-grün und nehmen 40-70 % des Gesteinsinhaltes ein. Die Ooide haben einen Durchmesser von 50-300 µm. Der Quarzgehalt der Gesteine beträgt 10-20 %. Weitere Komponenten sind radialstrahlige Sphäroide, Peloide und Bioklasten, wie zum Beispiel Bruchstücke von Landschnecken (u. a. *Cepaea sylvestrina* [SCHLOTHEIM]). Sämtliche Komponenten stecken in einer mikritischen Restmatrix oder sind, im Fall eines komponentengestützten Gefüges, mit einer ~ 10 µm dicken Schicht aus Mikritzement überzogen. Als Ablagerungsraum wird eine geschützte (Eu-)Litoralzone angenommen (ARP 1995c).

Die ruditische Litoralfazies besteht aus einem grobkörnigen, oolithischen Intraklastenkalk mit grünlichen Miozänklasten (Travertine, Palustrin), Pelitklasten, Feldspäten, groben Quarzkörnern sowie Phyto- und Bioklasten (*Cepaea sylvestrina*, *Hydrobia trochulus* [SANDBERGER]). Vereinzelt können auch cm-große Malmkalkklasten vorkommen. Das Gestein ist gelblich bis weißgrau und bildet plattige Strukturen aus. Die enthaltenen Ooide haben einen Durchmesser von 300-400 µm, sind kugelförmig bis oval und haben Nodules als Kerne. Das Gefüge ist komponentengestützt, wobei die einzelnen Komponenten zuerst mit einer ~ 15 µm dicken Mikritzementschicht und abschließend mit einer ~ 300 µm dicken Sinterschicht überzogen worden sind. Dies deutet auf ein wellenexponiertes Eulitoral, in der Nähe zum terrestrischen Liefergebiet, als Ablagerungsraum hin (ARP 1995c).

Die dolomitische Algenbiohermfazies besteht aus drei aufeinanderfolgenden Phasen:

- Biohermtyp Adlersberg
- Biohermtyp Hainsfarth
- Biohermtyp Staudigberg

Alle drei Biohermtypen sind durch das Auftreten von cyanobakteriellen Stromatolithen und das zum Teil massenhafte Vorkommen der Grünalge *Cladophorites* gekennzeichnet (REIS 1926, RIDING 1973, WOLFF & FÜCHTBAUER 1976). Dabei handelt es sich hauptsächlich um *Cladophorites incrustatus* (LUDWIG 1858), deren Tuben einen Innendurchmesser von 50-140 µm haben können und bei denen eine Wanddicke von 5-15 µm festgestellt werden konnte (ARP 2006).



*Cladophorites incrustatus*

In der Regel treten die Bioherme in typischen Höhenlagen im Rieskrater auf, weshalb die Höhenangabe als Unterscheidungsmerkmal dienen kann. Im Nordries bilden die Bioherme eine Art Riffgürtel aus, wohingegen im südlichen Ries nur fleckenhafte Vorkommen vorhanden sind (ARP 2006). Auffällig ist zudem, dass sich die Bioherme im Nordries von denen im Südris dahingehend unterscheiden, dass die verschiedenen Typen im Südris etwas höher liegen. Dies ist ein Anzeichen für die nachträgliche Verkipfung des gesamten Riesgebietes durch die ausklingende Alpidische Orogenese. Die Bioherme des Typs Adlersberg sind dadurch gekennzeichnet, dass sowohl planare als auch skeletäre Stromatolithe vorkommen, letztere sind an der Basis dolomitisch. Die Grünalge *Cladophorites incrustatus* (LUDWIG) kommt als Riffbildner vor und bildet Baffle- und Framestones.

Die Bafflestones bestehen aus weißen bis gelblich-grauen, teilweise harten, dolomitischen Kalken mit fleckenhaften „*Cladophorites*“-Polstern. In den Zwischenräumen der Algenpolster befindet sich oft Detritus- oder Schillmaterial. Dicke, laminierte Sinterkrusten bilden einen traubenartigen Überzug und eine Verfüllung von Lösungshohlräumen. Die Sinterkrusten zeigen dabei eine teilweise „hängende“ Morphologie, die durch ein von oben nach unten gerichtetes Wachstum entsteht. Als einzelne Fossilien, sowie im Schillmaterial, sind Ostracoden, wie zum Beispiel *Strandesia risgoviensis* (SIEBER), und Gastropoden, wie *Hydrobia trochulus* (SANDBERGER), vereinzelt aber auch Landschnecken, wie *Cepaea sylvestrina* (SCHLOTHEIM), zu finden.

Die Framestones bestehen aus büschel- oder rasenförmigen Algenkarbonaten, wobei das rhythmische Algenwachstum an eine horizontale Ausbildung gebunden ist. Typisch sind auch die dortigen Vorkommen von Hydrobien und Ostracoden.

Die Ausbildung der plattigen Stromatolithe, die Lösungshohlräume sowie die „hängenden“ Sinterkrusten deuten auf Niedrigwasserphasen hin.



Plattiger Stromatolith

Die Biohermgesteine können mit Karbonatsanden oder palustrinen Kalken verzahnt sein. Die hellgelben bis braungrauen Sande enthalten in der Regel ebenfalls *Hydrobia trochulus* und Ostracoden (*Strandesia risgoviensis*), mit einem Verteilungsmuster von 50/50 (ARP 1995c). Durch einen geringeren Zementgehalt sind die Sande jedoch sehr verwitterungsanfällig.

Die Adlersberg-Bioherme sind Buckel- bzw. Reliefbildner. Ihre Topbereiche sind bei einer Höhenlage von ~ 450 m ü. NN zu finden. Die Typlokalität befindet sich auf dem Adlersberg, südlich von Nördlingen.

Die Bioherme des Typs Hainsfarth sind denen vom Typ Adlersberg recht ähnlich. Auch hier tritt die Grünalge *Cladophorites incrustatus* (LUDWIG) als Riffbildner auf und bildet so Baffle- und Framestones.

Die Bafflestones sind weiße bis gelbgraue, harte Kalke mit fleckenhaften „*Cladophorites*“-Polstern, die mit einem traubenartigen Überzug aus dicken (~ 1,5 cm), laminierten Sinterkrusten bedeckt sind. Mögliche Lösungshohlräume sind ebenfalls mit Sinterkrusten verfüllt. Als Bildungsgebiet wird ein wellenexponiertes Eulitoral mit saisonalen Auftauchphasen angenommen, wobei die Sinterkrusten jedoch im Supralitoral entstanden

sein müssen (ARP 1995c). Die Auftauchphasen (Emersionsphasen) lassen sich durch die Lösungshohlräume und die Sinterkrusten belegen.

Die Framestones sind gekennzeichnet durch rhythmische Lagen mit aufrecht stehenden *Cladophorites*stängeln, die büschel- bis rasenförmig vorkommen und ein kaum unterbrochenes Wachstum zeigen. Die Gebilde sind recht porös, weshalb die Verwitterungsresistenz auch sehr gering ist. Eine größere Stabilität entstand nur durch die nachträgliche Zementation mit Blockzement. Durch den Durchfluss von Lösungen können die Algenstängel teilweise rostbraun verfärbt sein. Als Fossilien treten hauptsächlich Ostracoden auf, Hydrobien sind seltener. Als Ablagerungsgebiet wird ein tiefer liegendes und daher geschützteres Eulitoral oder Infralitoral angenommen (ARP 1995c).

Die verschiedenen Faziesabfolgen (Supralitoral, Eulitoral, Infralitoral) während der Bildung dieses Bioherms deuten auf Veränderungen des Seewasserchemismus und/oder auf Klimaschwankungen hin (ARP 1995c).

In den Biohermen des Typs Hainsfarth fehlen die plattigen Stromatolithe, die beim Typ Adlersberg vorkommen, was auf ein Nichteintreten von Niedrigwasserphasen hindeutet. Die skeletären Stromatolithe kommen nur am Top der Gesteinseinheit vor und dienen somit als Markerhorizont (ARP 2006).



Skeletäre Stromatolithe

Sie haben teilweise eine grobe Struktur und rippelartige Anlösungsstrukturen, weshalb sie als Skelettstromatolithen bezeichnet werden. Dabei handelt es sich um weißgraue bis gelbliche Stromatolithe mit einem starken lamellaren bis säuligen Aufbau (LLH- bis SH-Stromatolithe [ARP 1995c]). Die einzelnen Lamellenpakete sind bis zu 0,5 cm dick. Teilweise können auch Lösungshohlräume vorhanden sein, die mit Ostracodenreichen, bräunlichen Karbonatsanden verfüllt sind. Die rippelartigen Anlösungsstrukturen sind vor allem auf den Außenseiten und auf den Lamellenflächen möglich. Ebenfalls am Top dieses Biohermtyps können umkrustete Pflanzenreste, die in hellgelben Karbonatsanden eingebettet sind, sowie „Black Pebbles“ (geschwärzte Biohermklasten) vorkommen. Letztere können als Indiz für einen anfänglichen palustrinen Einfluss ausgelegt werden (PETERS 2003) bzw. für ein Sturmereignis, bei dem Teile der Bioherme abgetragen wurden und sich im Nachhinein verfärbten (ARP 1995b, c). Die „Black Pebbles“ können zudem ein Hinweis auf die regionale Verkippung der Riesregion sein. Da sie im ganzen Ries vorkommen, muss die tektonische Beeinflussung, die auch Auswirkungen auf den Seewasserspiegel hatte, nach ihrer Bildung stattgefunden haben.



Black Pebbles

Es kann zudem zu Verzahnungen mit fossilreichen Karbonatsanden und palustrinen Kalken kommen. Als Fossilien können dabei *Hydrobia trochulus* (SANDBERGER), die Ostracode *Strandesia risgoviensis* (SIEBER) aber auch vermehrt *Cepaea sylvestrina* (SCHLOTHEIM) auftreten. Vereinzelt wurden auch dünnwandige Foraminiferen, Süßwassergastropoden oder Tausendfüßler gefunden (ARP 1995a, b, c) Für die eingeschalte-

ten Karbonatsande gilt, dass sie auf Grund der geringen Zementation recht schnell verwittern.

Die Hainsfarth-Bioherme bilden wellige Gürtel, die oft einer allochthonen Scholle vorge-lagert sind. Im Nordries befindet sich zwischen Maihingen und Trendel ein kontinuierlicher Biohermgürtel (ARP 2006). Die Topbereiche liegen ~ 480 m ü. NN. Die Hainsfarth-Typlokalität befindet sich in einem ehemaligen Steinbruch am Büschelberg, auf dem Gelände des heutigen Sportplatzes der Ortschaft Hainsfarth. Die einzelnen Sequenzen weisen dort eine Mächtigkeit von mehreren Metern auf.

Die Bioherme vom Typ Staudigberg unterscheiden sich recht deutlich von den bisher beschriebenen Algenbiohermen. Die Stängel oder Filamente der Grünalge *Cladophorites incrustatus* (LUDWIG) sind nur mikroskopisch klein oder fehlen komplett. Nur an der Basis, im Nordries bei ~ 480 m über NN kommen Büschel, Polster oder einzelne Stängel vor (ARP 1995c). Das calcitische bis aragonitische Gestein besteht hauptsächlich aus weißen Klasten in einer braungrünen, mikritischen Matrix und ähnelt somit eher einem Intraklastenkalk als einem Bioherm. Die massigen Karbonate sind grob gebankt und werden von Stromatolithen oder von palustrinen Karbonatbänken mit Wurzelspu-ren unterbrochen. Stromatolithe sind in Form von 50-80 cm hohen Biohermstotzen o-der als aragonitische Breccienkomponenten vorhanden. Zur Brecciiierung kam es an Ort und Stelle durch Bodenbildung und polygonale Schrumpfungsrisse (ARP 1995b, c). Die Stromatolithe sowie entstandene Lösungshohlräume sind mit Sinterschichten über-zogen bzw. verfüllt. Die Sinterschichten sind jedoch recht dünn. Rippelartige Anlö-sungsstrukturen fehlen in dieser Einheit komplett. Das Gestein kommt im Randbereich von Travertinen vor und kann daher mit Thrombolithen vergesellschaftet sein. Bei Letz-teren handelt es sich um weißgraue, dichte jedoch poröse, aragonitische Karbonate (ARP 2006), deren mm-große Hohlräume mit Sparit verfüllt sind. Als weitere Kompo-nenten können Nodules, Mikrospatitaggregate oder nadeliger Aragonit in der grauen Matrix vorkommen. Die primär mikritische Matrix ist sekundär zu peloidähnlichen Mikritkörpern verklumpt. Auch der Fossilgehalt dieses Biohermtypes unterscheidet sich von den bisherigen. Hydrobien sind extrem selten, Ostracoden kommen etwas häufiger vor und in den Stromatolith-Breccien sind aragonitisch erhaltene Landschnecken wie *Cepaea sylvestrina* (SCHLOTHEIM) oder *Granaria antiqua noerdlingensis* (KLEIN) zu fin-den (ARP 1995c).

Zu den Ablagerungsbedingungen dieser Bioherme lässt sich sagen, dass es Phasen mit einem geringeren Wasserstand gegeben haben muss, worauf die Bildung der Stromatolithe und die einsetzende Bodenbildung hindeuten. Die dünnen Sinterkrusten sprechen für ein Supralitoral. Das Fehlen der Grünalgen deutet auf eine Veränderung im Seewasser-Chemismus, zum Beispiel durch Eutrophierung, hin.

Die Typlokalität für diese Biohermfazies befindet sich auf dem Staudigberg (~ 495m über NN) im nördlichen Ries.

Anhand der unterschiedlichen Bioherm-Einheiten ist die Ausbreitung des damaligen Riessees gut nachvollziehbar. Die Lage der Bioherme ist vom damaligen Wasserspiegel abhängig und zeigt die jeweiligen, nahen Uferregionen an. Da der Wasserspiegel stetig anstieg sind die unterschiedlichen Bioherme in typischen Höhenlagen zu finden. Auffällig ist, dass die jüngste Biohermeinheit, vom Typ Staudigberg, im Südris bisher nicht gefunden wurde. Dies könnte mit der tektonischen Geschichte der Riesregion zusammenhängen. Im Zuge der finalen Alpenhebung kam es in der Region zu einer großräumigen Verkippung, weshalb das Ries heute leicht nach Norden verkippt ist. Durch das Auftreten verschiedener Einheiten könnte der Zeitpunkt dieser Verkippung grob festgelegt werden. Die Topbereiche der Hainsfarth-Bioherme, die Bioherme vom Typ Staudigberg und die Sedimente der Aussüßungsphase würden dabei als Indikatoren eine wichtige Rolle spielen. Die Topbereiche der Bioherme vom Typ Hainsfarth sind gekennzeichnet durch so genannte „Black Pebbles“. Dabei handelt es sich um Biohermbruchstücke, die aus dem ursprünglichen Verband gelöst wurden, zum Beispiel durch ein Sturmereignis (ARP 1995b, c), und sich daraufhin schwarz verfärbten. Die Bruchstücke wurden im Ries in Verbindung mit den Ablagerungen der palustrinen Fazies und den direkten Topbereichen der Hainsfarth-Bioherme im gesamten Ries entdeckt. Das deutet darauf hin, dass eine tektonische Beeinträchtigung des Gebietes zum Zeitpunkt der Entstehung der „Black Pebbles“ noch nicht stattgefunden haben kann. Die Bioherme vom Typ Staudigberg wurden bisher nur im N' Ries gefunden. Das Gleiche gilt für die Gesteine der Süßwasserfazies, die ein Indiz für die Aussüßungsphase vor der Verlandung des Riessees sind. Ein möglicher Grund für diese Verbreitung wäre nun die Tatsache, dass durch die Verkippung der Riesregion, deren S' Bereiche nicht mehr vollständig zum Seegebiet gehörten und sich daher dort keine der genannten Einheiten ablagern konnten. Somit könnte die Verkippung des Rieses auf den Zeitraum zwischen der Ablagerung der „Black Pebbles“ und der Bildung der Staudigberg-Bioherme festgelegt werden. Eine weitere Möglichkeit, das Fehlen der Süßwasserfazies und der Staudigberg-Bioherme im Südris zu erklären, wäre der Fall, dass diese Einheiten sich zwar noch abgelagert haben, nach der tektonischen Beeinflussung der Region jedoch mit als erstes erodiert wurden. Würden im S' Ries noch Reste dieser Einheiten gefunden werden, müsste der Zeitpunkt der Verkippung auf den Zeitraum nach ihrer Ablagerung festgelegt werden.

Unter Travertinen (im weiteren Sinne) versteht man Karbonatausscheidungen, deren Bildung an Quellaustritte gebunden ist. Durch den Fund fossiler Travertine kann auf mutmaßliche, fossile Quellen geschlossen werden. Die aufsteigenden, vadosen Wasser müssen  $\text{CaCO}_3$  in gelöster Form enthalten haben, das beim Quellaustritt durch Temperatur- und Druckänderung ausfallen konnte. Die mineralogische Zusammensetzung

zung ist in der Regel calcitisch. Aragonit kommt reliktdisch vor und Dolomit fehlt weitgehend komplett.

Die Karbonatausscheidungen bilden verschiedene Gesteinseinheiten:

- Thrombolithe
- Sichelzellen- bzw. Lochblasenkalke
- Speläotheme
- Algenkarbonate

Thrombolithe sind karbonatische Gesteine, die am Randbereich eines Travertins zu finden sind. Das Gestein ist leicht brecciiert und hat ein klumpiges Mikrogefüge. In der Regel sind keine Fossilien zu finden. Das gelbliche bis weißgraue Gestein ist ursprünglich stabil, aber porös. Durch Lösungserscheinungen wird es jedoch bröckelig und löcherig. So entstandene Hohlräume können mit Sparit ausgefüllt sein.

Die Sichelzellenkalke bestehen aus länglichen, calcitischen Sinterlamellen, zwischen denen sich bis zu 7 cm lange Hohlräume in linsen- bzw. sichelartiger Form befinden. Die Zwischenräume sind frei von Sedimenten oder Fossilien. Es können jedoch Taschenfüllungen mit Insektenresten und Spaltenfüllungen mit Wirbeltierfunden vorkommen. Bei diesen Gesteinen handelt es sich um ehemalige thrombolithische Karbonate, die in tieferen Travertin-Mound-Bereichen durch aufsteigende Quellwässer zu einem sekundären Gefüge überprägt wurden (ARP 1995c). So entstand ein stromatolithartiges, schlotförmiges oder unregelmäßig welliges Gefüge. Die Quellwässer deuten auf die Nähe zum Grundwasser hin. Bei Lochblasenkalken handelt es sich um das gleiche Gestein, mit dem Unterschied, dass die Hohlräume hier eine runde bzw. kugelige Form haben. Diese Struktur entstand durch Gasblasen.

Speläotheme sind laminierte Sinterpakete sowie Sinterplattenbreccien, die sich aus mehreren Sintergenerationen zusammensetzen. Das Gestein ist graubraun und tritt als Verfüllungsmaterial von Hohlräumen und Spalten auf. Die Breccie entsteht durch die Akkumulation von Sinterhäutchen und feinplattigen Sinterklasten aus mehreren Generationen (ARP 1995c). Diese werden nachträglich von jüngeren Sinterkrusten überzogen und so zementiert. Speläotheme enthalten weder Fossilien noch lakustrine Partikel.

Die Algenkarbonate sind gelblich-braune, poröse Karbonate, die durch deutlich filamentöse Algenbüschel gekennzeichnet sind. Durch meteorische Wässer fand eine Überprägung statt. Das Gerüst aus undeutlichen Algenstängeln wurde durch Blockcalcit zementiert. Zudem treten in dieser Einheit Taschenfüllungen mit Massenvorkommen von Ostracoden auf.



Travertinschlöt

Im Gelände bilden die Travertine kleine Hügel mit einer Größe von 1-50 m. Die oft markanten Felsen befinden sich häufig in der Nähe des Kraterrandes oder sitzen auf Basementblöcken auf (WOLFF & FÜCHTBAUER 1976, BOLTEN 1977, BOLTEN & GALL 1978, PACHE et al. 2001). Zudem gibt es Vorkommen vor deltaischen Ablagerungen (WEBER 1941). Gute Beispiele für recht große Travertin-Mounds sind der Wallerstein und der Goldberg.

Die palustrine Fazies besteht aus limnischen, karbonatischen Ablagerungen, die pedogen überprägt worden sind. Das dichte Gestein ist gelblich bis weißgrau und mäßig fest bis hart. Die Karbonate liegen als Calcit vor. Der enthaltene Mikrit ist nicht körnig, sondern eher schlammgestützt. Durch die Überprägung entstanden typische Gefügemerkmale, zudem enthält das Gestein spezielle Komponenten, die zum Teil in situ entstanden sind (ARP 1995c). Zu diesen Komponenten gehören pedogene Ooide (Durchmesser 20-300  $\mu\text{m}$ ), in situ gebildete Nodules und radialstrahlige Sphäroide aus Aragonit. Die typischen Gefügemerkmale sind Wurzelspuren und ein System aus Rissen und Hohlräumen, die durch Austrocknung entstanden sind (FREYTET & PLAZIAT 1982).



Palustrine Fazies

Die Wurzelspuren sind teilweise lösungserweitert und haben einen Durchmesser von 50  $\mu\text{m}$  bis zu einigen mm. Sie haben einen unregelmäßigen Verlauf, der jedoch zu einer vertikalen Orientierung tendiert und entstanden durch die weitgehend mechanische Durchdringung des noch nicht lithifizierten Substrates von Pflanzenwurzeln. Die sekundäre Erweiterung erfolgte durch Lösungsprozesse.

Die Trockenrisse lassen sich nach FREYTET & PLAZIAT (1982) in verschiedene Klassen unterteilen:

- craze planes (planare Hauptachse, komplexe Wandbauten)
- skew planes (planare Hohlräume, regellos verteilt)
- carved planes (gekrümmte Hohlräume)
- joint planes (planare Hohlräume, regelmäßige Verteilung)

Des Weiteren kann es zur Bildung von polygonalen Trockenrissen oder Teepee-Strukturen kommen. Diese stehen jedoch nicht in direktem Zusammenhang mit der pedogenen Überprägung.

Im Gestein können auch einzelne Bänke mit Biohermschutt auftreten. Die Biohermklasten, mit einer Größe von bis zu 12 cm, bestehen hauptsächlich aus Skelettstromatolithen sowie „*Cladophorites*“-Baffel- und Framestones und sind dunkelgrau bis schwarz verfärbt (ARP 2006). Das Material korreliert mit den Topbereichen der Hainsfarth-Biohermfazies. Bei den geschwärzten Bruchstücken handelt es sich um „Black Pebbles“, die teilweise auch schlierige, braune Calichekrusten (Algenknollenkalke) aufweisen. Nach ARP (1995b, c) handelt es sich bei den „Black Pebbles“ um Ablagerungen von episodischen Sturmereignissen oder Flutereignissen, durch die das Biohermmaterial transportiert wurde (siehe Biohermtyp Hainsfarth).

Zudem kann es zu Verzahnungen mit Algenbiohermen kommen, wobei am häufigsten Taschenfüllungen vorkommen (ARP 2006). Als Fossilien lassen sich besonders häufig Landschnecken wie *Cepaea sylvestrina* (SCHLOTHEIM), *Discus (Discus) costatus* (GOTTSCHICK) oder *Granaria antiqua noerdingensis* (KLEIN), finden (BOLTEN 1977, ARP 1995b, c). Aquatische Organismen wie Ostracoden oder Hydrobien kommen überhaupt nicht oder nur sehr selten vor.

Als Ablagerungsgebiet der Kalksteine werden hauptsächlich Überschwemmungsgebiete oder aquatische Bereiche mit längeren Auftauchphasen angenommen (ARP 1995c). Im heutigen Relief bildet das Palustrin hauptsächlich Senken aus.

Bei den Beckentonen handelt es sich um Sedimente aus dem Profundal des Riessees, die unterhalb der Chemokline gebildet wurden (ARP 1995c). Die laminierten Tone und Mergel haben eine grünlich-graue Farbe und enthalten teilweise kreidige Calcitknollen, die durch die Rekristallisation von instabilen Primärkarbonaten und Evaporiten entstanden sind (ARP 2006). Die Lamination entstand durch saisonale Wechsel von Stagnation und Zirkulation innerhalb der Wassersäule. Des Weiteren kommen plattige, laminierte, mikritische Mergel und Kalkmergel vor, die bis zu 5 cm mächtig sein können.

Die Tone sind zum größten Teil fossilfrei, wobei die so genannten Papier- und Tonschiefer diesbezüglich eine Ausnahme bilden. In diesen dünnblättrigen, bituminösen Tonen sind unter anderem fossile Fische auffindbar. Der organische Anteil der Beckentone ist teilweise recht hoch, was auf saisonale Einschwemmungen von Pflanzenresten zurück zu führen ist. Ein nur kurzfristiges Bodenleben, ermöglicht durch eine Verschiebung der Chemokline, lässt sich durch vereinzelt Fressgänge belegen. Fossilien lassen sich sonst nur in Form von flachgedrückten Pflanzenresten finden (ARP 1995c). In diesen Einheiten sind Wurzelspuren von subaquatischen Makrophyten möglich.

Als Intraklasten können die Beckentone kaolinitisierte Kristallinbruchstücke, Malmkalkbruchstücke und Bruchstücke von Riesseekarbonaten enthalten. Es kann auch zu einzelnen Einschaltungen von Sandlinsen kommen. In den Tonen, Ölschiefen und Mergeln können zudem „slumping“-Strukturen vorhanden sein (BOLTEN et al. 1976, MERTES 1977, ARP 1995b, c). Teilweise wurden auch Trockenrisse gefunden, die für niedrige Wasserstände und zeitweiliges Trockenfallen sprechen (ARP 2006).



Beckenton mit Resten einer Calcitknolle

Zu den Süßwassersedimenten gehören grün-graue Mergel und Tone sowie gelbliche bis weißgraue Kalksteine. Das Gestein ist splittrig-hart und hat zahlreiche kleine Poren, die verschiedene Ursprünge haben können. So kann es sich dabei um herausgelöste Organismen, wie zum Beispiel Ostracoden, oder um Wurzelspuren handeln. Eine weitere Möglichkeit ist eine löchrige Verwitterung von schlecht zementiertem Material. Das Gefüge des Gesteines ist matrixgestützt. Die Wackestones bestehen zum größten Teil aus braun-geflecktem, inhomogenem grauen Mikrit, der von Wurzelspuren und Bioturbationsspuren durchzogen sein kann (ARP 1995, 2006). Zudem kann es hellgraue bis gelbbraune quarzreichen Oolithe und kalkreiche Sandsteine mit einer artenreichen Gastropodenfauna geben (ARP 2006). Das vereinzelte Auftreten von *Hydrobia trochulus* (SANDBERGER) deutet auf zeitweilige Schwankungen im Salinitätsgehalt hin (BOLTEN 1977). Ein klares Indiz für die Bildung während einer Süßwasserbedeckung sind die Fossilien von Süßwassergastropoden, wie *Gyraulus kleini* (GOTTSCHICK & WENZ), *Planobarius cornu mantelli* (DUNKER), *Radix socialis dilatata* (NOULET), *Melanopsis kleini kleini* (KURR), *Theodoxus crenulatus crenulatus* (KLEIN) oder *Valvata radiatula radiatula* (SANDBERGER) (ARP 2006). Die Schnecken haben teilweise noch eine aragonitische Schale. Fossil lassen sich zudem Armleuchteralgen (Characeae) feststellen, die hauptsächlich im Süßwasser vorkommen. Nach BOLTEN (1977) spricht dieses Algenaufreten für eine niedrige Eutrophierung der Wassersäule. Die mikritische Sedimentation muss unter permanenten, aquatischen sowie turbulenzarmen Bedingungen stattgefunden haben, wie sie zum Beispiel im Infralitoral größerer Seen oder in kleineren Tümpeln herrschen (ARP 1995c). Ein weiterer möglicher Ablagerungsraum wäre ein seichtes Sublitoral oder ein niedrigenergetisches Eulitoral (ARP 2006).

Die homogene Faziesverteilung spricht für eine ehemals recht große Verbreitung der Süßwassersedimente. Im heutigen Ries kommen sie nur noch fleckenhaft in höheren Lagen am Kraterrand vor (BOLTEN 1977, ARP 1995b, c). Nach BOLTEN (1977) gibt es am Goldberg Taschenfüllungen mit Süßwassersedimenten. Da es sich bei diesen Sedimenten um die jüngsten Riesablagerungen handelt, wird davon ausgegangen, dass sich im See zum Ende hin eine Süßwasserfazies einstellte. Dafür gibt es nach WOLFF & FÜCHTBAUER (1976), BOLTEN (1977) und ARP (1995b, c) mehrere Gründe, wie zum Beispiel Klimaveränderungen (ansteigender Niederschlag, sinkende Temperatur) oder die Entstehung eines Abflusses.

### **Das Ries als Lebensraum**

Der Geopark Ries hat eine Fläche von etwa 1.800 km<sup>2</sup>. Der Geopark ist ein Netzwerk, das bundesland- und landkreis-übergreifend ist. Der größte Teil der Fläche liegt in Bayern, ein kleiner Teil liegt in Baden-Württemberg. Insgesamt sind 5 Landkreise mit 53 Gemeinden beteiligt. Die Ausgestaltung des Geoparks ist ein komplexer Entwicklungsprozess. Geologische Aufschlüsse und Steinbrüche stellen die Mehrheit der geologischen Besonderheiten des Geoparks Ries dar. 151 dieser didaktisch wertvollen Naturschöpfungen finden sich im Geopark Ries, darunter zählen 5 Geotope sogar zu den 100 schönsten in Bayern.

Die Stadien der Entwicklungsgeschichte vom Einschlagsereignis über Sedimentationen im Ries-See, Erosionen oder das Einwehen von Löss und Sand bilden die Grundlage für das heutige Erscheinungsbild unserer Rieslandschaft. Am Ende der letzten Eiszeit war das Ries eine waldfreie Tundra. Danach folgte langsam ein niedriger Birkenwald und ging nach Jahrtausenden in einen Eichen-Hainbuchenwald über. Unsere heutigen Wälder auf den Jurahochflächen haben hier ihren Ursprung. Die Laubwälder sind besonders artenreich und vielfältig. Wärme und Licht beeinflussen vor allem im Frühjahr wegen des fehlenden Laubes die Flora des Buchenwaldes. Im nahezu waldfreien Rieskessel wechseln sich Flüsse und Bäche mit begleitenden Feuchtgebieten, weite fruchtbare landwirtschaftlich genutzte Bereiche sowie magere Trockenrasenbereiche am West-, Süd- und Ostrand ab. Die Vegetation ist ein Spiegelbild des Bodens und seiner Eigenschaften. Die Trockenrasen- und Wacholderheideflächen werden traditionell von Schafen im Rahmen der Wanderschäfferei beweidet. Zahlreiche vom Aussterben bedrohte Tier und Pflanzenarten sind hier beheimatet. Weitläufige Auen und Feuchtgebiete bieten Nahrungsgrundlage für Kiebitz, Großen Brachvogel, Bekassine und Weißstorch.

Das gesamte Gebiet des Goldbergs, mitsamt dem nach Norden angrenzenden *Langenberg* und den westlich vorgelagerten *Geisterbergen*, wurde 1972 zum Naturschutzgebiet erklärt. Der südliche Steilabfall des Goldbergs steht unter absolutem Betretungsverbot, ist eigens abgezäunt und mit Hinweistafeln versehen, da hier die in

Deutschland sehr seltene Schwarze Mörtelbiene einen ihrer letzten Rückzugsräume hat. Die Schwarze Mörtelbiene ist im gesamten Mittelmeerraum verbreitet, kommt nördlich der Alpen jedoch kaum noch vor. In Deutschland und in der Schweiz gibt es nur noch wenige kleine Populationen.

Drei Bestände der Schwarzen Mörtelbiene in Deutschland sind in Baden-Württemberg zu finden, sie liegen im Hegau, im oberen Neckartal und am Goldberg im Nördlinger Ries; ein viertes Vorkommen existiert im Bliesgau. Die Ursachen für die kontinuierliche Verringerung der Populationen sind die Intensivierung der Landwirtschaft, die einen Rückgang an Nahrungspflanzen der Schwarzen Mörtelbiene mit sich brachte, sowie das verringerte Angebot an Natursteinmauern und offenen Felsen für ihre Nistplätze. Wie alle anderen Wildbienenarten ist auch die Schwarze Mörtelbiene durch die Bundesartenschutzverordnung (BArtSchV) besonders geschützt. Zudem unterscheidet sich die Schwarze Mörtelbiene durch ihre Lebensweise deutlich von ihren Verwandten. Sie lebt solitär, d. h. sie bildet keine Staaten aus. Jedes Weibchen baut ein eigenes Nest aus Lehm und Steinchen, das an Felsen oder Hauswänden angeheftet wird. Dieses enthält in der Regel 5 bis 10, in seltenen Fällen bis zu 20 einzelne Zellen, in denen sich die Larven entwickeln. Jedes Weibchen versorgt seinen Nachwuchs allein und betreibt Brutfürsorge, indem sie die Zelle vor der Eiablage mit Pollen und Nektar füllt. Der Pollenbedarf für jede Larve ist hoch, sodass ein großes Angebot an Schmetterlingsblütlern, vor allem Esparsette und Hornklee, zum Pollensammeln vorhanden sein muss. Weitere Pollenquellen sind Lippenblütler wie der Wiesensalbei und der Kriechende Günsel sowie der Natternkopf aus der Familie der Raublattgewächse. Die Schwarze Mörtelbiene ist zudem univoltin, das heißt jede Generation legt nur einmal Eier. Die Weibchen leben sechs bis acht Wochen und fliegen zwischen Ende April bis Ende Juni. In Mitteleuropa haben die Bienen eine zweijährige Entwicklungszeit, im Mai aus der Puppe schlüpfende Tiere überwintern als Imago im Kokon und durchbrechen erst im nächsten Frühjahr die Verkleidung des Nests.

(Quelle: [www.geopark-ries.de](http://www.geopark-ries.de), 2012; [www.wikipedia.de](http://www.wikipedia.de), 2012)

### **3. Tag: Solnhofen – Paläontologie in 1.000 Platten**



(Quelle: www.google.de, 2012)

In der Altmühlalb liegt eine Fossilfundstelle von Weltgeltung: Die Solnhofener Plattenkalke vermitteln uns Kenntnisse über mehr als 700 Arten, die zur Zeit des oberen Jura lebten. Möglich werden diese Funde durch den händischen Abbau des begehrten Naturwerksteins.

#### **Die Zeit des oberen Jura**

Im oberen Jura erstreckte sich in Süddeutschland ein tropisch warmes Flachmeer mit guten Lebensbedingungen für Kalk-abscheidende Organismen. Es entstand eine ausgedehnte Karbonatplattform, die in mancherlei Hinsicht der heutigen Bahama-Plattform ähnelte. Vor etwa 145 Millionen Jahren, im jüngsten Teil des oberen Jura, war sie durch zahlreiche Riffzüge und dazwischen liegende wannenartige Lagunen stark gegliedert. Von den Riffgebieten zeugen massige Kalk- und Dolomitgesteine, die heute oftmals markante Felsen bilden, wie der Burgstein bei Dollnstein oder die Zwölf-Apostel-Felsen. In den Lagunen lagerten sich dagegen dünnbankige Plattenkalke ab.

#### **Leben im und über dem Jurameer**

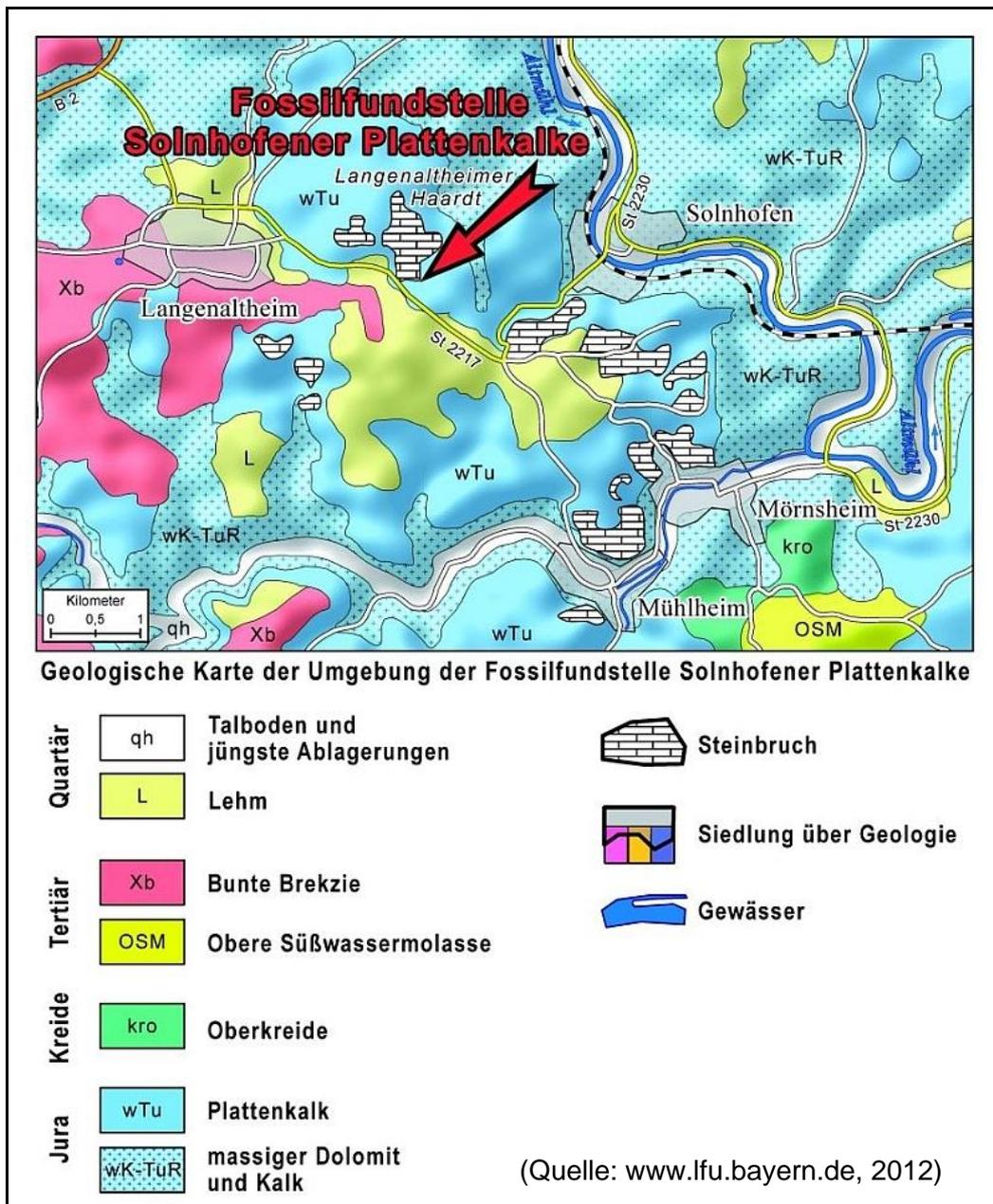
Die Lebensbedingungen in den verschiedenen Plattenkalklagunen waren recht unterschiedlich und änderten sich auch mit der Zeit. Oft schränkten hohe Salzgehalte und geringe Sauerstoffsättigung die Entfaltung des Lebens ein. Besonders lebensfeindlich waren die Lagunenböden aus klebrigem Kalkschlick, der von Blaugrünalgen abgeschieden wurde. Das nahezu gänzliche Fehlen von am Boden lebenden Tieren bewirkte, dass nicht nur die Feinschichtung des Sediments, sondern auch die Überreste von abgesunkenen Tierleichen perfekt erhalten blieben. Fossilien sind in den Plattenkalken nicht besonders häufig, aber oftmals außerordentlich gut erhalten.

In großer Zahl fand man vor allem Reste von damals im Meer lebenden Tieren wie Ammoniten, Fischen, Krebsen und Seelilien. Überraschenderweise wurden mitunter sogar Weichteile der Tiere versteinert – man fand sogar fossile Quallen. Seltener sind

Fossilien von am Land lebenden Pflanzen und Echsen. Vergleichsweise häufig versteinerten auch die Reste von fliegenden Tieren, die in die Lagunen gestürzt waren. Hier sind vor allem Flugsaurier zu nennen, aber auch Insekten, deren Hautflügel oft bis in die feinsten Details erhalten blieben.

### Archaeopteryx – Zeuge der Evolution

Das berühmteste Fossil der Plattenkalke – wenn nicht sogar überhaupt – ist der "Urvogel" *Archaeopteryx*. Alle zehn bisher bekannten Exemplare sowie ein einzelner Federabdruck stammen aus der Altmühlalb (drei davon von der Langenaltheimer Haardt). *Archaeopteryx* wird als Bindeglied der Evolutionskette zwischen Reptilien und Vögeln und damit als ein Beleg für die Evolutionstheorie von Charles Darwin angesehen.



### **Plattenkalk – ein begehrter Rohstoff**

Plattenkalk wird bereits seit der Römerzeit abgebaut. Zunächst stand dabei die Verwendung als Bau- und Dachmaterial im Vordergrund. Im Jahr 1798 wurde schließlich das Steindruckverfahren – die Lithographie – erfunden, das die Drucktechnik revolutionierte. Das geeignetste Material hierfür lieferten und liefern die Solnhofener Plattenkalksteine. Sie sind auch als Naturwerkstein sehr beliebt. Für alle Anwendungen ist aber ein schonender händischer Abbau erforderlich, der letztlich auch die meisten Fossilfunde erst möglich machte.

(Quelle: [www.lfu.bayern.de](http://www.lfu.bayern.de), 2012)

### **Plattenkalk zum Anfassen – Der Besuchersteinbruch Blumenberg**

Der Fossiliensteinbruch liegt oberhalb von Eichstätt auf dem Blumenberg mit herrlichem Ausblick auf die barocke Bischofsstadt, die Willibaldsburg und das Altmühltal. Vor 150 Millionen Jahren war dieser Berg Teil einer Meereslandschaft. Sanft schlugen die Wellen des Jurameeres ans Ufer, in tropischem Klima gedieh eine faszinierende Tier- und Pflanzenvielfalt. Starben diese Lebewesen, wurden sie von Kalkschlamm bedeckt und versteinerten. Mit der Zeit verschwand das Meer, aus seinen Korallenriffen wurden Felsen und Kalkstein. In ihrem Inneren aber haben sich die Fossilien bis heute erhalten.

Am Blumenberg war Sammlern bei der Fossilien suche schon immer das Glück besonders hold. Über 800 verschiedene Fossilienarten wurden hier gefunden: ein Schatz aus der Urzeit! Besondere Berühmtheit errang unter diesen Funden ein Original des seltenen Urvogels *Archaeopteryx*. Auch prächtige Schnabelfische und außergewöhnliche Libellen wurden aus den Kalkschichten geborgen – unter den Funden war sogar ein Fisch, der mitsamt seiner Beute im Maul versteinert wurde. Zwar wird den Hobby-sammlern im Fossiliensteinbruch kein *Archaeopteryx* in die Hände fallen – wohl aber Ammoniten in ihrer unverwechselbaren Schneckenform oder Haarsterne, hübsche Verwandte heutiger Seesterne. Wer auf dem Blumenberg fündig wird, darf sein fossiles Prachtstück mit nach Hause nehmen: ein Stück Urzeit als Erinnerung an den Naturpark Altmühltal.

Ein *Allosaurus* in Lebensgröße begrüßt die Besucher am Eingang zum Fossiliensteinbruch Blumenberg: Er ist 14 Meter lang und 4,5 Meter hoch! Der *Allosaurus* wird auch der "Tiger der Jurazeit" genannt – er lebte während des Oberen Jura vor rund 150 Millionen Jahren. Damals entstanden auch die Gesteine des Blumenberger Steinbruchs. Der *Allosaurus* gehört zu den fürchterlichsten Räubern seiner Zeit. Der Fleischfresser war ein Verwandter des berühmten *Tyrannosaurus rex*. Zum Glück ist der Blumenberger *Allosaurus* ein Urzeitwächter aus Kunstharz – man kann sich also unbesorgt mit ihm fotografieren lassen!

Neu ist ein Lehrpfad zur Geschichte des Steinabbaus am Steinbruch. Im nahen Museum Bergér hat man außerdem die Möglichkeit, in der faszinierenden Ausstellung die wichtigsten Fossilien der Region kennen zu lernen. Das Museumsteam gibt außerdem hilfreiche Tipps zur erfolgreichen Fossiliensuche.

(Quelle: [www.eichstaett.info](http://www.eichstaett.info), 2012)

### **Das Bürgermeister-Müller-Museum**

Friedrich Müller hatte eine große Liebe: die Fossilien aus seiner Heimat. Mit privaten Mitteln baute er sich in jahrzehntelanger Arbeit zu Hause eine private Solnhofener Fossiliensammlung auf und zeigte diese schon ab dem Jahre 1954 in einem eigenen Ausstellungsraum. Der Sammler und Präparator verzichtete auf viel Freizeit und auf so manche Annehmlichkeiten des Lebens, auch im Kreise seiner Familie. Dafür erreichte der Fossiliensammler einen nationalen wie internationalen Bekanntheitsgrad. Vor Ort empfing er Menschen aus nah und fern, vom Kontinent und aus Übersee.

Schon vorher wurden immer wieder Fossiliensammlungen aus den weltberühmten Plattenkalken vor Ort und in der Umgebung aufgebaut. Aber zum Schluss wurden all diese Sammlungen „zu Geld gemacht“. Vor diesem Hintergrund erscheint die Entscheidung von Friedrich Müller, seine Sammlung im Gegensatz zu vielen seiner Vorgänger nicht in die Ferne oder gar das Ausland zu verkaufen, als Meilenstein in der Geschichte von Solnhofen, ja sogar der ganzen Region. Er errichtete mit seiner Sammlung das große Fundament für die Sicherung der weltbekannten Fossilschätze aus den Solnhofener Plattenkalken in seinem Heimatort. Damit gehört er zu den Urvätern, die ihren Gedanken der Regionalität den Architekten des Naturparks Altmühltal von Anfang in die Wiege gelegt haben.

Im Jahre 1968 errichtete die Gemeinde Solnhofen mit dem nach ihm benannten „Bürgermeister-Müller-Museum“ das Fundament für die heutige Erlebniswelt in der Solnhofener „Welt in Stein“. Der Ort Solnhofen ist untrennbar mit dem berühmten Naturstein „Solnhofener Plattenkalk“, der Lithografie-Technik von Alois Senefelder und dem Urvogel *Archaeopteryx* verbunden. In Quizsendungen des Fernsehens gehört Solnhofen zur Allgemeinbildung. Das Solnhofener Gemeinwesen ist seit über fünfhundert Jahren von der Natursteinindustrie und den Fossilien geprägt. Der Name von Solnhofen gilt zudem als Stein- und Wissenschaftsmarke mit großer Nachhaltigkeit. Grund genug, den Ort selbst als gewachsenes Stein- und Fossilienzentrum zu erleben. Die Gemeinde Solnhofen versteht sich mit ihrem Museum, Hobbysteinbruch sowie mit seinen Geotopen als Anziehungspunkt im Sinne eines später einmal möglichen Weltnaturerbes der UNESCO.

Der Solnhofener Plattenkalk ist ein biologisches Produkt, entstanden vor etwa 150 Millionen Jahren aus mikroskopisch kleinen, pflanzlichen Überresten auf dem Meeresboden von tropischen Lagunen des Urmittelmeeres.

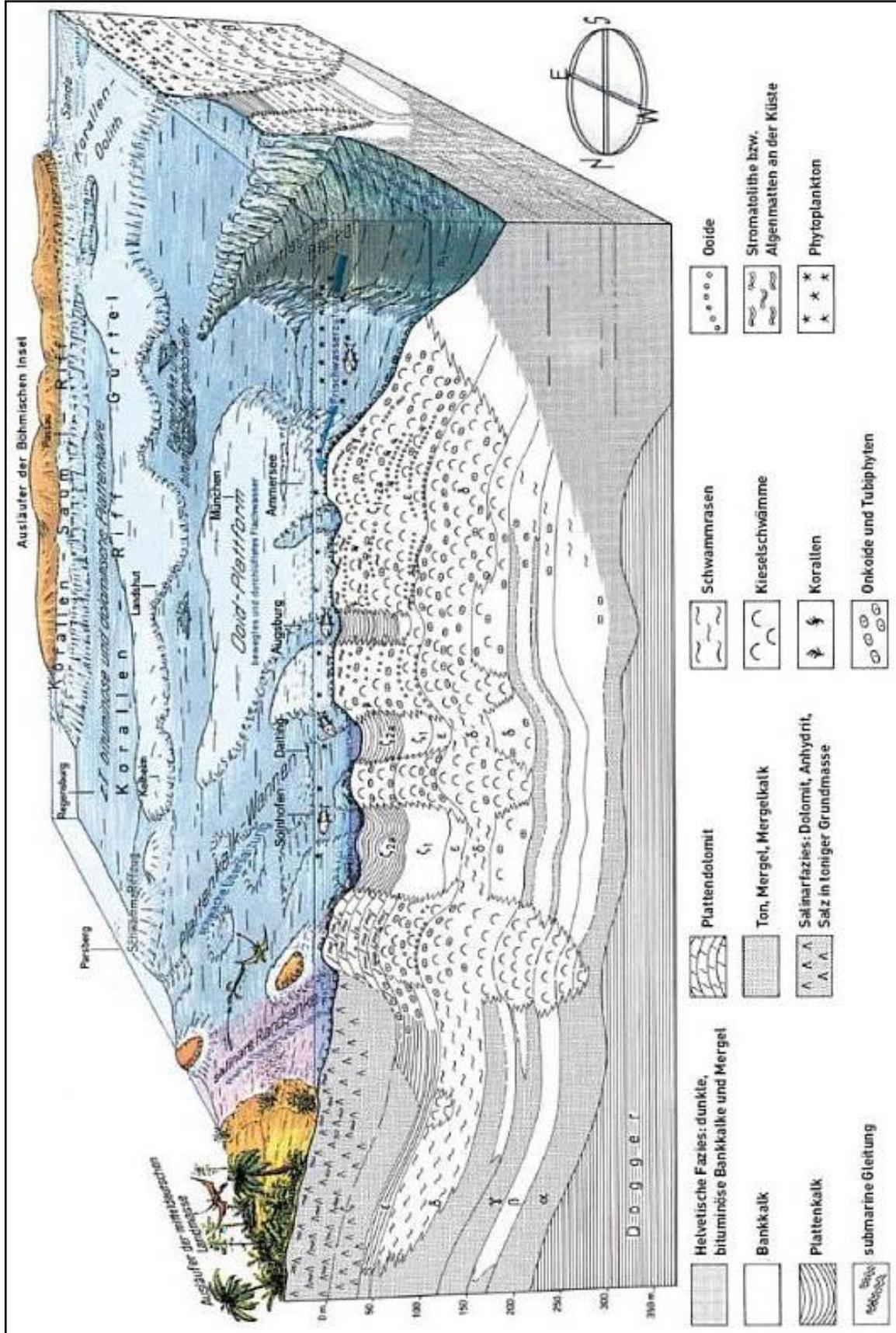
Der Begriff des Plattenkalkes stammt aus der Natursteinindustrie. Die Steinbrecher bezeichneten früher sehr dünne Platten als „Schiefer“, etwas dickere als „Platten“ und solche mit Stärken bis zu dreißig Zentimeter als „Bänke“. Im Zuge der Nutzung des hochwertigen, feinen und reinen Jurakalksteins als Druckplatte für die Lithographie setzte sich weltweit der Name „Lithographischer Schiefer von Solnhofen“ durch. Jedoch handelt es nicht um einen metamorphen Schiefer, sondern um einen Kalkstein, ein reines Sedimentgestein. Der Steinabbau ist über zwölf Monate im Jahr in Betrieb. Während der Sommerperiode werden die Platten im Freien gebrochen. Im Winter ziehen sich die Hackstockmeister und Steinbrecher in ihre sogenannten „Winterdächer“ zurück. Schon die Römer bauten Solnhofener Platten ab, um ihre Bäder damit auszukleiden.

Weltweit berühmt wurde der Solnhofener Plattenkalk 1798 mit der Erfindung der Lithografie durch Alois Senefelder. Es war eine Erfindung, die um die Welt ging und die Kommunikation der Menschheit veränderte. Damit wir die Bedeutung von Senefelder besser würdigen können, gehen wir von 1798 noch einmal vier Jahrhunderte zurück und gelangen zu Johannes Gutenberg. Er benutzte den vorhandenen Hochdruck um seine beweglichen Lettern (Buchstaben) zu einer druckbaren Textseite zusammenfügen zu können. So entstand der Verfahrensweg für den Druck von Büchern, allerdings nur mit Texten. Bilder wurden im Holzschnitt oder ähnlichen Verfahren separat erstellt und in den Druckstock vor dem Abdruck oder gar separat eingedruckt. Das änderte sich mit dem als Lithografie bezeichneten chemischen Reaktionsdruckverfahren. Bei der Nutzung dieses Verfahrens wird der Gegensatz von Fett und Wasser genutzt. Dabei wird Druckfarbe auf eine Zeichnung und Solnhofener Stein für einen Abdruck aufgebracht. Daraus ging der Flachdruck und später der Offsetdruck hervor, ein heute noch dominierendes Druckverfahren. Selbst in der medialen Welt finden Sie Senefelders Erfindung: den Punkt als Druckelement für den Bilderdruck. Sie finden in auf jedem Druck, auf jeder Kopie. Im Rückblick der Geschichte dürfen wir bei Alois Senefelder von einem „zweiten Gutenberg“ sprechen, nämlich dem für das Bild. Die für jedermann erschwinglichen, bebilderten Schriften förderten die Allgemeinbildung. Kunst als einfacher Lithographiedruck wurde für jeden Haushalt erschwinglich. Die farbige Chromolithografie auf Solnhofener Platten brachte die „Welt in Farbe“ für jedermann. Ob Wein- oder Sektetiketten, ob Zigarrenschachteln oder Porzellan, nahezu alles wurde mit Lithografien bedruckt oder mit Lithografie-Abziehbildern beklebt. Es entstanden erste farbige Plakate und damit verbunden eine breite Werbung. Sämtliche Lithografiesteine, die weltweit zum Einsatz kamen, stammen aus dem eng umgrenzten Gebiet der STEINreichen<sup>5</sup>. Nur die besten Lagen der Solnhofener Plattenkalke aus

den Steinbrüchen zwischen den Ortschaften von Solnhofen, Mönsheim und Langenaltheim erwies sich als edel und hochwertig für einen Erfolg seiner Erfindung, von der Alois Senefelder selbst sagte: erst der Solnhofener Stein macht meine Erfindung komplett.

Aufgrund des intensiven Abbaus der Lithografiesteine wurden in den Solnhofener Steinbrüchen bedeutende Fossilien entdeckt, darunter das berühmteste Fossil der Erde, der Urvogel *Archaeopteryx*. Die erste Feder stammt aus dem Solnhofer Bruch, das erste Skelettexemplar von der Langenaltheimer Haardt. Unter Anwendung der neuen Drucktechnik konnten die aufkommenden Naturwissenschaftler ihre Veröffentlichungen mit Abbildungen des einzigartigen *Archaeopteryx* und anderer Solnhofener Fossilien versehen. Als der Frankfurter Wissenschaftler Hermann von Meyer im Jahre 1861 der Feder aus dem Solnhofer Bruch und dem ersten Skelettexemplar des Urvogels *Archaeopteryx* den wissenschaftlichen Namen *Archaeopteryx lithographica* gab, war die Lithografie bereits so bedeutend, dass sie in der Namensgebung des Kronzeugen der Evolutionstheorie von Charles Darwin verewigt wurde. Die Fundstätte des Londoner Exemplars gehört heute zu den schönsten Geotopen Bayerns.

(Quelle: [www.museum-solnhofen.de](http://www.museum-solnhofen.de), 2012)



(Quelle: [www.ifu.bayern.de](http://www.ifu.bayern.de), 2012)

## **Literaturverzeichnis**

- ARMENAT, M. (2003): Geologische Fazieskartierung der miozänen Kratersedimente am Südrand des Nördlinger Rieses (Süddeutschland). – 58 S., unveröff. Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen.
- ARP, G. (1995a): Ein Diploporid (Tausendfüßler i.e.S.) aus den lakustrinen Karbonaten des Nördlinger Rieses (Miozän, Süddeutschland): Morphologie und Integumentstruktur. – *Paläontologische Zeitschrift*, 69: 135-147.
- ARP, G. (1995b): Lacustrine bioherms, spring mounds and marginal Carbonates of the Ries-impact-crater (Miocene, southern Germany). – *Facies*, 33: 35-90.
- ARP, G. (1995c): Algenflora und Fazies der miozänen Karbonate am Nordrand des Kratersees im Nördlinger Ries (Süddeutschland). – *Documenta naturae*, 90: 1-197.
- ARP, G. (2006): Sediments of the Ries Crater Lake (Miocene, southern Germany) (Field Trip F2). – *Sediment 2006*: Göttingen: 213-236.
- BOLTEN, R.H., GALL, H. & JUNG, W. (1976): Die obermiozäne (sarmatische) Fossil-Lagerstätte Wemding im Nördlinger Ries (Bayern). Ein Beitrag zur Charakterisierung des Riessee-Biotops. – *Geologische Blätter für NE-Bayern*, 26: 75-94.
- BOLTEN, R.H. (1977): Die karbonatischen Ablagerungen des obermiozänen Kratersees im Nördlinger Ries. – 228 + 21 S., 6 Tafeln, Dissertation Ludwig-Maximilians-Universität München.
- BOLTEN, R.H. & GALL, H. (1978): Der Wallersteiner Felsen – ein geologisches Phänomen. – *Nordschwaben*, 6: 18-21.
- BRANCA, W. & FRAAS, E. (1907): Die Lagerungsverhältnisse bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth-Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. – 56 S., 1 Tafel, Verlag der Königlichen Akademie der Wissenschaft, Berlin.
- BRANCO, W. (1903): Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Ries bei Nördlingen. – 132 S., 1 Tafel, Verlag der Königlichen Akademie der Wissenschaft, Berlin.
- BRANCO, W. & FRAAS, E. (1901): Das vulkanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. – 169 S., 2 Tafeln, Verlag der Königlichen Akademie der Wissenschaft, Berlin.
- BUCHNER, E., SEYFRIED, H. & HISCHE, R. (1996): Die Graupensande der süddeutschen Brackwassermolasse: ein Incised Valley-Fill infolge des Ries-Impaktes. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 147: 169-181.
- BUCHNER, E. (1998): Die süddeutsche Brackwassermolasse in der Graupensandrinne und ihre Beziehung zum Ries-Impakt. – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereines*, Neue Folge, Band 80: 399-459.
- BUCHNER, E., SCHWEIGERT, G. & SEYFRIED, H. (1998): Revision der Stratigraphie der süddeutschen Brackwassermolasse. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 149: 305-320.

- CASPERS, C.V. (1792): Entdeckung des Feuerduftsteins im Herzogthum Pfalz-Neuburg, woraus der zu wassertüchten ohnentbehrliche Traß zubereitet wird. Zum Gebrauch der Churbayerischen Landen, und des ganzen Donauthroms Liebhabern. – 75 S., Krüll, Ingolstadt.
- CHAO, E.C.T. & LITTLER, J. (1963): Additional evidence fort he impact origin of the Ries basin, Bavaria, Germany. – Geological Society of America, Special Paper, 73: 1-127.
- DAVID, E. (1969): Das Ries-Ereignis als physikalischer Vorgang. – Geologica Bavarica, 61: 350-378.
- DEFFNER, C. (1870): Der Buchberg bei Bopfingen. – Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, 26: 95.
- DEHM, R. GALL, H., HÖFLING, R., JUNG, W. & MALZ, H. (1977): Die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. – Geologica Bavarica, 75: 91-110.
- DORN, P. (1937): Paläogeographie der „Riesbarre“. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abt. B, Beilagen-Band 77: 1-44.
- EL GORESY, A. & CHAO, E.C.T. (1977): Discovery, origin and significance of Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries research drill core. – Geologica Bavarica, 75: 305-321.
- ENGELHARDT, W. V., ARNDT, J., FECKER, B. & PANKAU, H.G. (1995): Suevit breccia from the Ries crater, Germany: Origin, cooling history and devitrification of impact glasses. – Meteoritics and Planetary Science, 30: 279-293.
- FRAAS, O. (1864): Über einige eruptive Gesteinsmassen aus dem Ries. – Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, 20: 144-172.
- FRAAS, E. (1903): Die geologischen Verhältnisse im Ries. – Berichte über die Versammlungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, 36: 8-18.
- FÖRSTNER, U. & ROTHE, P. (1977): Bildung und Diagenese der Karbonatsedimente im Ries-See (Forschungsbohrung Nördlingen 1973). – Geologica Bavarica, 75: 49-58.
- FREYTET, P. & PLAZIAT, J.-C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis – Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. – Contributions to Sedimentology, 12: 1-213.
- GALL, H., JUNG, W. & DEHM, R. (1974): Vorbericht über die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. – Geologica Bavarica, 72: 53-57.
- GALL, H. & MÜLLER, D. (1977): Tertiär. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rieses 1:50000. – Geologica Bavarica, 76: 66-88.
- GENTNER, W. & WAGNER, G.A. (1969): Alterbestimmung an Riesgläsern und Moldaviten. – Geologica Bavarica, 61: 296-303.
- GÜMBEL, C.W.V. (1870): Über den Riesvulkan und über vulkanische Erscheinungen im Rieskessel. – Sitzungsberichte der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften (math.-phys. Classe) 1870: 153-200.

- HÖRZ, F. (1982): Ejecta of the Ries Crater, Germany. – In: SILVER, L.T. & SCHULTZ, P.H.: Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth. – Geological Society of America, Special Paper, 190: 39-55.
- HÜTTNER, R. (1969): Bunte Trümmernmassen und Suevit. – *Geologica Bavarica*, 61: 142-200.
- HÜTTNER, R. (1977): Impaktgesteine des Rieses. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rieses 1:50000.– *Geologica Bavarica*, 76: 108-175.
- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (2003): Wanderungen in der Erdgeschichte (10): Meteoritenkrater Nördlinger Ries. – 144 S., 16 Tafeln, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München.
- JANKOWSKI, B. (1981): Die Geschichte der Sedimentation im Nördlinger Ries und Randecker Maar. – *Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten*, 6: 1-315.
- KOKEN, E. (1901): Die Schliefflächen und das geologische Problem im Ries. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 1901 (2): 67-88.
- KOKEN, E. (1902): Geologische Studien im fränkischen Ries, 2.Folge. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilagen-Band* 15: 422-472.
- KRANZ, W. (1911): Das Nördlinger Ries-Problem I. – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereines, Neue Folge*, Band 1: 32-35.
- KRANZ, W. (1912): Das Nördlinger Ries-Problem (2.Heft). – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereines, Neue Folge*, Band 2: 54-65.
- KRANZ, W. (1920): Beitrag zum Nördlinger Ries-Problem. – *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B*, 1920: 330-337, 384-391, 438-445.
- LÖFFLER, E. (1926): Beiträge zur Riesentstehungshypothese. – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereines, Neue Folge*, Band 14: 26-83.
- MERTES, H. (1977): Rutschgefüge in den jungtertiären See-Sedimenten der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. – *Geologica Bavarica*, 75. 75-89.
- NATHAN, H. (1926): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abt. B, Beilagen-Band* 53: 31-97.
- OBERDORFER, R. (1905): Die vulkanischen Tuffe des Ries bei Nördlingen. – *Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg*, 61: 1-40.
- PACHE, M., REITNER, J. & ARP, G. (2001): Geochemical evidence for the formation of a large Miocene "travertine" mound at a sublacustrine spring in a soda lake (Wallerstein castle rock, Nördlinger Ries, Germany). – *Facies*, 45: 211-230.
- PETERS, H. (2003): Faziesverteilung und Dolomitisierung der Karbonatsedimente des Rieskratersees im Gebiet Oettingen i. Bay.-Hainsfarth (Miozän, Süddeutschland). – 323 S., 70 Tafeln, 2 Karten, unveröff. Diplomarbeit und Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen.
- PÖSGES, G. & SCHIEBER, M. (1994): Das Rieskrater-Museum Nördlingen. – 112 S., Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München.

- POHL, J. (1977): Paläomagnetische und Gesteinsmagnetische Untersuchungen an den Kernen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. – *Geologica Bavarica*, 75: 329-348.
- REICHENBACHER, B., BÖTTCHER, R., BRACHER, H., DOPPLER, G., ENGELHARDT, W.V., GREGOR, H.-J., HEISSIG, K., HEINZMANN, E.P.J., HOFMANN, F., KÄLIN, D., LEMCKE, K., LUTTERBACHER, H., MARTINI, E., PFEIL, F., REIFF, W., SCHREINER, A. & STEININGER, F.F. (1998): Graupensandrinne – Ries-Impakt: Zur Stratigraphie der Grimmelfinger Schichten, Kirchberger Schichten und Oberen Süßwassermolasse (nördliche Vorlandmolasse, Süddeutschland). – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 149: 127-161.
- REIS, O.M. (1925): Zusammenfassung über die im Ries südlich von Nördlingen auftretenden Süßwasserkalke und ihre Entstehung. – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereines, Neue Folge*, Band 14: 176-190.
- RIDING, R. (1979): Origin and diagenesis of lacustrine algal bioherms at the margin of the Ries crater, Upper Miocene, southern Germany. – *Sedimentology*, 26: 645-680.
- SAUER, A. (1901): Petrographische Studien an den Lavabrocken aus dem Ries. – *Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg*, 57: 32-45.
- SCHNIZLEIN, A. & FRICKHINGER, A. (1848): Die Vegetations-Verhältnisse der Jura- und Keuper-Formation in den Flussgebieten der Wörnitz und Altmühl. – 344 S., Beck, Nördlingen.
- SEEMANN, R. (1939): Versuch einer vorwiegend tektonischen Erklärung des Nördlinger Rieses. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abt. B, Beilagen-Band* 81: 70-214.
- SHOEMAKER, E.M. & CHAO, E.C.T. (1961): New evidence for the impact origin of the Ries basin, Bavaria, Germany. – *Journal of Geophysical Research*, 66: 3371-3378.
- STÖFFLER, D., ARTEMIEVA, N.A. & PIERAZZO, E. (2002): Modeling the Ries-Steinheim impact event and the formation of the moldavite strewn field. – *Meteoritics and Planetary Science*, 37: 1893-1907.
- STUTZER, O. (1936): "Meteor Crater" (Arizona) und Nördlinger Ries. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 88:510-523.
- SUESS, E. (1909): *Das Antlitz der Erde*, Bd. 3, Hälfte 2, Teil 4. – 789 S., 3 Karten, 5 Tafeln, Tempsky & Freytag, Wien & Leipzig.
- WAGNER, G.A. (1974): Altersbestimmung im Ries mit Hilfe der Kernspaltung. – *Aufschluss*, 25: 412-415.
- WAGNER, G.A. (1977): Spaltspurendatierung am Apatit und Titanit aus dem Ries: Ein Beitrag zum Alter und zur Wärmegegeschichte. – *Geologica Bavarica*, 75: 349-354.
- WEBER, E. (1941): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding. – *Abhandlungen des Naturkunde- und Tiergartenvereines für Schwaben e.V.*, 3 (geologisch-paläontologische Reihe, 2): 1-248.
- WERNER, E. (1904): Das Ries in der schwäbisch-fränkischen Alb. – *Blätter des Schwäbischen Albvereines*, Bd. 16/5: 153-167.

WOLF, M. (1977): Kohlenpetrographische Untersuchung der See-Sedimente der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 und Vergleich mit anderen Untersuchungsergebnissen aus dem Ries. – *Geologica Bavarica*, 75: 127-138.

WOLFF, M. & FÜCHTBAUER, H. (1976): Die karbonatische Randfazies der tertiären Süßwasserseen des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens. – *Geologisches Jahrbuch*, D 14: 3

