

Die Geologische Karte des Rieses 1:50 000 (2., überarbeitete Auflage)

Erläuterungen zu Erdgeschichte, Bau und Entstehung
des Kraters sowie zu den Impaktgesteinen

Von Rudolf Hüttner & Hermann Schmidt-Kaler

Mit 14 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 geologischen Karte 1:50 000

Kurzfassung

Die Geologische Karte des Rieses 1:50 000 ist aus einer Zusammenstellung und teilweisen Uminterpretation von zahlreichen Einzelkartierungen entstanden, die in über fünf Jahrzehnten unter verschiedenen theoretischen Auffassungen aufgenommen worden sind. Gegenüber der 1. Auflage (1977) wurden so weit wie möglich Verbesserungen nach inzwischen erfolgten Neukartierungen, Aufnahme von Rohrgraben- und anderen Bauaufschlüssen sowie umfangreichen Übersichtsbegehungen eingearbeitet. Dennoch verbleibt noch ein weites Feld für genaue Neukartierungen.

In den Erläuterungen wird nach der räumlichen und geologischen Einordnung des Rieses zunächst ein Überblick über die erdgeschichtliche Entwicklung vor der Entstehung des Ries-Kraters gegeben. Die Beschreibung beginnt mit dem Kristallinen Grundgebirge, das dem Moldanubikum angehört. Es folgt das Rotliegende, das auf Grund seiner komplizierten Paläogeographie den späteren Kraterbereich nicht bedeckt hat. Die Trias ist hauptsächlich in sandiger Randfazies ausgebildet, der Jura ist dagegen weitgehend in normaler Ausbildung vorhanden. In der Kreide war die Malmtafel vorwiegend der Abtragung und Verkarstung unterworfen; nur das östliche Riesgebiet wurde vom Regensburger Kreidemeer zu Beginn der Oberkreide kurzzeitig bedeckt. Im Alttertiär erfolgten weitere Abtragung und Verkarstung, doch macht sich der Einfluß des Molassebeckens im Süden allmählich durch ansteigenden Karstwasserspiegel und kalkige Spaltenfüllungen sowie Braunkohlenablagerungen in den Niederungen bemerkbar. Im höheren Unter- miözän stößt das Meer der Oberen Meeressolasse bis in die Nähe des Südrandes des späteren Rieskraters vor, und im Mittelmiozän dehnt sich die limnnofluviatile Sedimentation der Oberen Süßwassermolasse bis über die spätere Kratermitte nach Norden aus. Danach tritt infolge einer Heraushebung der Alb eine kräftige Erosionsphase mit bedeutenden Talbildungen in Erscheinung (vor allem das Urmaintal zwischen Treuchtlingen und Donauwörth).

Es folgt das „Riesereignis“, auf dem der Schwerpunkt der Darstellung liegt. Durch den Einschlag (Impakt) eines Riesenmeteoriten vor 15 Millionen Jahren wurde die Landschaft total verändert. Die bei einem derartigen Ereignis auftretenden besonderen Mineral- und Gesteins- umwandlungen (Stoßwellenmetamorphose) werden dargelegt, und die neu entstandenen Gesteinstypen werden eingehend beschrieben: Die Bunten Trümmermassen können in Bunte Breccie und dislozierte Schollen gegliedert werden. Besondere Deformationerscheinungen in den Schollen (z. B. der sogenannte *Gries*) werden beschrieben. Die Polymikten Kristallinbreccien bestehen hauptsächlich aus Kristallingeisteinsfragmenten ohne oder nur mit geringer Beteiligung von Gesteinsgläsern. Der *Suevit*, ebenfalls eine Kristallingeisteinsbreccie, ist dagegen durch das Vorherrschen von Schmelzgläsern gekennzeichnet und zeigt damit die stärkste Stoßwellenbeanspruchung.

Aus diesen neu entstandenen Gesteinstypen und ihren Lagerungsberhältnissen sowie aus dem Bau des Ries-Kraters ergeben sich viele Hinweise auf den Vorgang der Kraterbildung und den Auswurfprozeß. In Zusammenschau dieser Erkenntnisse wird schließlich versucht, den Ablauf des Riesereignisses zu rekonstruieren.

Abschließend wird die Veränderung der Landschaft durch den Impakt (Stau von Flüssen, Bildung eines Kratersees und seine Ablagerungen) beschrieben.

Abstract

The Geological Map of the Ries to a scale of 1:50 000 is the result of a compilation and partial re-interpretation of numerous individual maps which were made during more than five decades and based on partly widely differing theoretical conceptions.

Compared with the first edition of 1977 improvements, resulting from field mapping, mapping of pipeline and other foundation excavations as well as comprehensive control traversing were, as far as possible, included in the map. And yet, precise remapping of large tracts remains to be done.

After a spatial and geological scheme for the Ries has been put forward, the Explanations give, secondly, a general account of the historic evolution prior to the event which led to the Ries crater formation. The description starts with the Crystalline Basement which forms part of the Moldanubicum. This is followed by the Rotliegende which on account of the complex paleogeographic situation was, however, not deposited in the later crater area. The sediments of the Triassic are of the arenaceous basin margin type, the Jurassic sediments are largely „normally“ developed. During the Cretaceous the region was largely exposed and the Malm table land subject to denudation and karstification except the eastern extension of the Ries which was inundated, for a short period at the beginning of the Upper Cretaceous, by the Regensburg cretaceous sea. During the Lower Tertiary denudation and karstification continued, but the effects of the Molasse basin to the south also made themselves felt by a rising karst water table and calcareous fillings of karst fissures as well as deposition of brown coal in the low-lying areas. In the upper Lower Miocene the sea of the Upper Meeresmolasse advanced as far as the southern rim of the later Ries crater, and in the middle Miocene the limnofluviatile sedimentation of the Upper Süsswassermolasse extended to the north beyond the later centre of the crater. Subsequently as a result of uplifting strong erosion took place of the Alb causing important valley formation (above all the Urmain valley between Treuchtlingen and Donauwörth).

This was followed by the Ries event upon which the focus of the paper is centred. By the impact of a huge meteorite 15 Mio years ago the shape of the landscape was completely changed. The mineral and rock alterations (shock wave metamorphism) taking place at such an event are elaborated on, and the newly formed rock types are described in detail. The varicoloured breccia masses can be subdivided into varicoloured breccia and dislocated blocks. Special deformational phenomena in the blocks (such as so-called „Gries“, for example) are described. The polymictic crystalline breccias consist mainly of crystalline rock fragments without or only with a small portion of rock glass. The suevite, also a crystalline rock breccia, is, in contrast, characterized by the strong presence of melt glass thus showing the strongest shock wave strain.

The newly formed rock types and their depositional features as well as the structure of the Ries crater itself give evidence of the process of the crater formation and rock ejection. A synthesis of these findings to reconstruct the course of the Ries event is attempted.

Finally the alteration of the landscape caused by the impact (damming up of rivers, formation of a crater lake and its deposits) is shown.

Inhalt

1. Vorwort	9
2. Geographische Lage, geologischer Überblick und Bedeutung des Rieses	11
3. Kurzer Abriß der erdgeschichtlichen Entwicklung vor dem Impakt (Kristallines Grundgebirge bis Jungtierär)	13
4. Tektonik im autochthonen Rahmen des Rieskarters	18
4.1. Schichtlagerung	18
4.2. Bruchstörungen	19
4.3. Kleintektonik	20
4.4. Zusammenfassende Betrachtung	21

5. Impaktgesteine des Rieses	23
5.1. Stoßwellenmetamorphose	23
5.2. Gliederung der Impaktgesteine	26
5.3. Bunte Trümmermassen	28
5.3.1. Dislozierte Schollen	28
5.3.2. Bunte Breccie	35
5.3.3. Verbreitung und Lagerung der Bunten Trümmermassen	42
5.4. Polymikte Kristallinbreccien	47
5.5. Suevit	49
5.5.1. Ausbildung	50
5.5.2. Verbreitung und Lagerung	54
6. Bau und Entstehung des Kraters	56
7. Veränderung der Landschaft nach dem Impakt	66
8. Literatur	67
9. Geologische Karten und Erläuterungen	74

1. Vorwort

Der fast 200 Seiten starke Band 76 der *Geologica Bavaria* mit den von Gall, Hüttner & Müller, mit Beiträgen von Dehm, Graup & Pohl 1977 erarbeiteten Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rieses 1:50 000 (kurz: GK 50 Ries) war trotz erhöhter Auflage schon 12 Jahre nach seinem Erscheinen vergriffen. Zur Zeit ist nurmehr die Übersichtskarte 1:100 000 (als Beilage zum Aufschlußführer, Chao et al. 1992) käuflich verfügbar, diese jedoch ohne Gliederung der Trümmermassen. Um dem weiterhin regen Interesse am Ries gerecht zu werden, mußte eine Neuauflage der GK 50 in Angriff genommen werden.

Die GK 50 Ries ist aus einer Zusammenstellung und teilweisen Uminterpretation von vielen Einzelkarten, die in fünf Jahrzehnten unter verschiedenen theoretischen Auffassungen aufgenommen wurden, entstanden; sie stellt insofern einen Kompromiß dar. Trotzdem zeigt sie in einmaliger Weise das bunte Mosaik der Auswurfmassen des Meteoritenkraters. Störend für das Gesamtbild der Karte waren vor allem die großen Lehmflächen im Osten (insbesondere auf Positionsblatt Monheim) und Südosten (zwischen dem Unterlauf der Wörnitz und der Kessel), die nach heutiger Kenntnis von Bunten Trümmermassen unterlagert sind und somit dem Eindruck einer geschlossenen Decke von Auswurfmassen außerhalb des Kraters entgegenstanden.

Hier mußte vor einer Neuauflage eine Revision erfolgen. Diese wurde im Frühjahr 1995 und 1996 von H. Schmidt-Kaler durchgeführt, wobei insgesamt nur 10 Wochen Kartierzeit zur Verfügung standen. Schon vorher war der 3,5 km breite Oststreifen im Zuge der Neuaufnahme der Gradabteilungsblätter Monheim und Genderkingen (Schmidt-Kaler 1995 und Manuskriptkarte 1994) revidiert worden; dabei wurde erkannt, daß die Trümmermassen eine weitgehend geschlossene Decke bilden und Decklehme auf kleinere Gebiete reduziert sind. In gleicher Weise wurden nun die Trümmermassen weiter nach Westen verfolgt, nämlich vom Hahnenkamm um Auernheim bis etwa zur Linie Döckingen–Otting–Fünfstetten–Harburg–Mauren–Oppertshofen–Riedlingen. Damit wurde erreicht, daß in der revidierten Karte keine ausgedehnten Lehmschleier mehr die Trümmermassen-

decke unterbrechen. Es wäre wünschenswert gewesen, auch im Süden des Kraters weitere Revisionen durchzuführen, insbesondere im Gebiet des Positionsblattes Bissingen, wo zwischen den dort kartierten großen allochthonen Schollen (vor allem aus Weißjura) sicher noch viel Bunte Breccie liegt; doch wäre dies nur in einem größeren Zeitrahmen zu verwirklichen gewesen. Das gleiche gilt für die Verbreitung der Bunten Breccie innerhalb des Kraters: Hier wurde z. B. im Lachfeld N Merzingen bei Schürfen für die Wasserversorgung über die dargestellte Malscholle hinaus vielerorts Bunte Breccie unter Lehmüberdeckung festgestellt; von einer Darstellung in der Karte wurde aber abgesehen, da dies wohl ähnlich in der gesamten südlichen Kraterrandzone der Fall ist, aber aus Zeitgründen nicht zusammenhängend erkundet werden konnte.

Dagegen konnten im Nordosten, im Gebiet des Hahnenkamms, aufgrund topographischer Hinweise relativ schnell noch viele Reste der dort schon weitgehend abgetragenen Trümmermassen-Decke nachgewiesen und durch Flachbohrungen mit dem Bohrwagen bestätigt werden. Sie zeigen die auch in dieser Richtung ehemals bedeutende Ausdehnung der Auswurfmassen an.

Durch gezielt angesetzte geoelektrische Messungen konnten durch Herrn Dr. Bader und Herrn Brunold, Bayerisches Geologisches Landesamt (BGLA), einige bisher für autochthon gehaltene Massenkalk-Vorkommen als wurzellos (allochthon) oder doch zumindest deutlich verschoben (parautochthon) erkannt werden: Die Umgebung von Harburg (im Bereich des Tunnels), der Wöllwart-Berg (nicht nur der Wöllwart-Felsen) SE und der Komplex des Haselberges NE Harburg, das Gebiet direkt um Gunzenheim, zwei kleine Aufragungen SW Mündling, die Massenkalke des Roßkopfs SW Fünfstetten und südlich des Roßkopfs sowie die Bereiche mit Treuchtlinger Marmor N und NE Wemding (Robertshöhe und Fuchsberg). Der Lehmberg W Gosheim und der Treuchtlinger Marmor E Huisheim waren schon 1979 durch **Homilius & Schmidt-Kaler** (1979) als allochthon erkannt worden.

In einer großangelegten geoelektrischen Meßkampagne zur Erkundung des Kraterrandes (Hüttner et al. 1980) erwiesen sich eine ganze Reihe von Massenkalk-Vorkommen als allochthon oder parautochthon. Hüttner (1988) hat ihre Umdeutung in einer Karte dargestellt. Darüber hinaus wurden in Württemberg durch Hüttner nur kleine Gebiete um Kirchheim, Neresheim und zwischen Bopfingen, Lauchheim und Dorfmerkingen aufgrund von Neukartierungen verändert. Die Suevit-Vorkommen im Süden wurden nach Ergebnissen von Bohrungen der Industrie und des BGLA bzw. durch neue Aufnahmen reduziert, ein Vorkommen in Hohenaltheim hinzugefügt (Beobachtung von Bauaufschlüssen durch Dr. Kavasch). Zwischen Mönchsdeggingen und Amerdingen ergaben sich einige Korrekturen durch die Aufnahme eines Rohrgrabens für eine Gasleitung.

In der Legende wurden die sogenannten Monheimer Tone („tonige Fazies der Monheimer Sande“) gestrichen, da es sich bei den ausgewiesenen Gebieten vorwiegend um Bunte Breccie handelt. Die oligozänen Ablagerungen wurden umgedeutet: Die Altisheimer Sande werden als Aufschüttungen des präriesischen Ur-Mains angesehen und gehören somit zur Oberen Süßwassermolasse; die Katzensteiner Schotter (nordwestlich Harburg) betrachten wir aufgrund ihrer Lage im Krater als postriesisch und nicht als oligozän; das kleine allochthone Vorkom-

men von oligozänen Süßwasserkalk nordwestlich von Fünfstetten wurde der Bunten Breccie zugeschlagen.

Die Eintragung des Kraterrandes und des Randes des zentralen Kraters gibt eine klare Übersicht über die Struktur und Ausdehnung des Kraters. In der Kraterrandzone wurde eine Gliederung in allochthone und parautochthone Schollen durchgeführt.

Bei der vorliegenden Neubearbeitung der Erläuterungen wurde der Schwerpunkt auf die speziellen Riesgesteine und die Vorgänge bei der Kraterbildung gelegt. Die Abschnitte 1–3 und 8 wurden federführend von Schmidt-Kaler und 4–7 von Hüttner bearbeitet.

2. Geographische Lage, geologischer Überblick und Bedeutung des Rieses

Inmitten des Städtedreiecks München–Nürnberg–Stuttgart liegt das „Nördlinger Ries“, eine in den langen Zug der Schwäbisch-Fränkischen Alb schüsselförmig eingesenkte kreisrunde Ebene. Diese nur von wenigen flachen Hügeln unterbrochene, fruchtbare Ackerfläche von etwa 25 km Durchmesser ist umgeben von einem morphologisch gut entwickelten und bewaldeten, sich bis 150 m über die Ebene erhebenden Rand. Vom Turm der St. Georgskirche in Nördlingen, dem sogenannten „Daniel“, oder von anderen herausragenden Stellen (wie vom Ipf bei Bopfingen oder von einem der Hügel in der Ebene) kann man diese Landschaftsformen gut erkennen.

Ein Blick auf die geologische Karte zeigt das Eigenständige dieser Struktur, die heute unangefochten als Einschlagskrater erklärt wird, noch deutlicher. Die Malmkalkplatte der von Westen herankommenden Schwäbischen Alb wird durch einen halbkreisförmigen „Ausbiß“ unterbrochen, ehe sie wieder deutlicher als nach Norden gerichtete Fränkische Alb in Erscheinung tritt. Im Westen und Norden grenzt das Becken an die Schichten des Doggers, des Lias und des Keupers. Das erklärt die unterschiedlichen Höhenverhältnisse in der Beckenumrandung. Doch ist die Erklärung nicht vollständig, wenn man nicht beachtet, daß im Norden die das Becken morphologisch begrenzenden Höhen nicht außerhalb der durch die Kraterrandlinie begrenzten geologischen Struktur liegen, sondern innerhalb. Sie werden von kalkigen Seeablagerungen gebildet, die am Rande des jungtertiären Kratersees abgeschieden wurden und im Norden besonders weit verbreitet sind. Die Oberfläche des autochthonen, bei der Kraterbildung ungestört gebliebenen Vorlandes liegt hier in der Nähe des Kraterrandes tiefer als die Oberfläche der im Krater entstandenen Seeablagerungen. Das zeigt die bedeutende Wirkung der späteren, vor allem pleistozänen Erosion in diesem Bereich.

Nähert man sich vom Zentrum des Riesbeckens aus gegen dessen Rand, so sieht man, daß die Landschaft in einer äußeren, bis zu 8 km breiten Zone hügeliger wird. Einzelne Anhöhen an der inneren Begrenzung dieser Zone (auf der Karte als Rand des zentralen Kraters eingezeichnet) fallen besonders auf: Wallersteiner Schloßberg, Marienhöhe bei Nördlingen, Hahnenberg und Steinberg bei Appetshofen sowie Wennenberg bei Alerheim. Diese Höhen werden von Riessee-Kalken

gebildet, die auf überwiegend aus Grundgebirge und Triasgesteinen bestehenden Schollen aufsitzen. Gegen den Kraterrand zu heben sich immer mehr Schollen aus der Überdeckung mit Seesedimenten heraus und zugleich nehmen auch die Gesteine der Lias-, Dogger- und Malmschichten zu. Diese Zone wird nach Gall, Müller & Pohl (1977) als „Kraterrandzone“ bezeichnet.

An die Kraterrandzone schließt sich nach außen das sogenannte „Vorries“ (Branco & Fraas 1901) an, das ist die Umgebung des Kraters, soweit sie von Auswurfmassen (Bunte Trümmermassen und Suevit) überdeckt ist. Die Karte und Abbildung 1 zeigen, daß diese Überdeckung von Südwesten über Süden bis Osten besonders verbreitet ist. Im Westen und Norden bis Nordosten ist sie nur fleckenhaft und im Nordwesten fehlt sie ganz. Daraus ist nicht etwa auf einen primär überwiegend nach S bis E gerichteten Auswurf zu schließen, sondern in Analogie zu den oben dargelegten morphologischen Verhältnissen am nordwestlichen Kraterrand ist darin eine Wirkung der Abtragung zu sehen (Hüttner 1969). Die 15 Millionen Jahre (Staudacher et al. 1982), die seit dem Riesereignis vergangen sind, hat die Landschaft nicht unverändert überdauert.

Auch im Krater selbst hat die Erosion eine bedeutende gestaltende Wirkung ausgeübt. Die im inneren Bereich überwiegend tonig ausgebildeten Seeablagerungen wurden durch Flüsse und Bäche bis auf das heutige Niveau abgetragen, wobei sie selbst Kies- und Sandablagerungen hinterließen. Stürme der Eiszeit

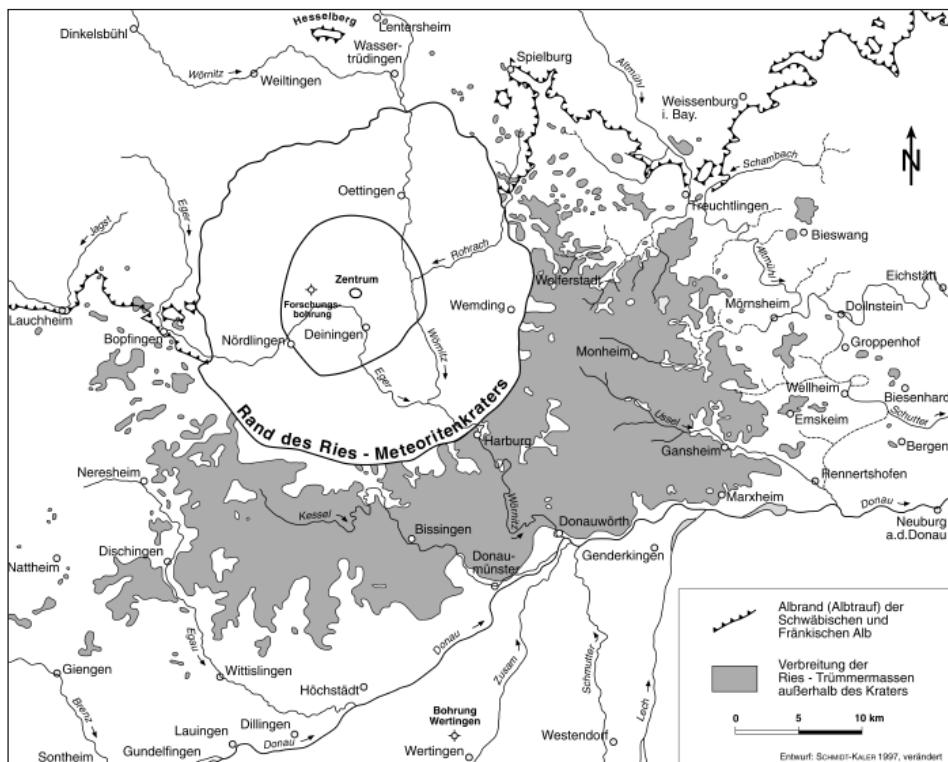


Abb. 1. Verbreitung der Ries-Trümmermassen außerhalb des Kraters.

brachten zudem Anwehungen von Flugsand und Löß. So wurde die flachwellige Landschaft des Riesbeckens geschaffen.

Das Ries gilt als der größte der gut erhaltenen und als der am intensivsten erforschte Meteoriten-Krater auf der Erde. Gestalt und Struktur des Kraters sowie seine Auswurfmassen sind großenteils gut erhalten und können im Gelände und in instruktiven Aufschlüssen studiert werden. Im Rieskrater-Museum in Nördlingen sind darüber hinaus die theoretischen Grundlagen und die Bedeutung der Impaktereignisse aufgezeigt (vgl. Pösges & Schieber 1994 und Kavasch & Stöffler 1994). So bietet das Ries für Planetologen, für Fachleute der Kraterprozesse, für alle Erdwissenschaftler, für Studenten und Schüler, für Heimatfreunde und Touristen ein lohnendes Ziel und faszinierendes Naturerlebnis.

Gleichzeitig mit dieser Karte erscheint von uns ein neuer geologischer Führer durch das Ries, in dem nicht nur die wichtigsten Aufschlüsse detailliert beschrieben sind, sondern auch Exkursionsvorschläge gemacht werden (Hüttner & Schmidt-Kaler 1999).

3. Kurzer Abriß der erdgeschichtlichen Entwicklung vor dem Impakt (Kristallines Grundgebirge bis Jungtertiär (vgl. Abb. 2)

Kristallines Grundgebirge

Die Gesteinsgesellschaft des Kristallinen Grundgebirges (kurz: Kristallin) ist aus den Auswurfmassen und aus der Forschungsbohrung Nördlingen gut bekannt (Graup 1975, 1977; Stettner 1974). Sie zeichnet sich durch eine überraschende Vielfalt aus. Vorwiegend handelt es sich um prävariszische Metamorphite (Orthogneise, Paragneise, Metabasite) mit variszisch eingedrungenen Magmatiten (vor allem Granite). Das im Ries bekannte Kristalline Grundgebirge läßt sich mit dem Moldanubikum der Böhmischem Masse in Beziehung setzen. Es stellt die Verbindung von dort zum Kristallin des Schwarzwaldes dar, überdeckt von 600 m sedimentärem Deckgebirge.

Rotliegendes

Im Anschluß an die variszische Gebirgsbildung (vor etwa 300 Mill. Jahren) beginnen sich langgestreckte Tröge abzusenken, die im Unterperm allmählich mit den Abtragungsprodukten der Schwellenbereiche gefüllt werden. Solche Ablagerungen sind als rote Tonsteine, grobkörnige Sandsteine und Konglomerate östlich des Rieses in den Bohrungen Treuchtlingen und Daiting nachgewiesen. Unterlagert werden sie in beiden Fällen von mächtigen Tuffiten bzw. Quarzporphyren, die dem subsequenten (nachfolgenden) Vulkanismus der variszischen Gebirgsbildung zuzurechnen sind. In der Bohrung Gunzenhausen, nordöstlich des Rieses, ist ein Vulkanschlot selbst angebohrt worden. Im Nordwesten wurden in der Bohrung Dinkelsbühl nurmehr 13 m Rotliegend-Konglomerate durchbohrt. Im Bereich des späteren Kraters ist aber wegen der Hochlage des Kristallinen Grundgebirges nicht mit Rotliegendsedimenten zu rechnen; der Schramberger Trog reicht also nicht so weit nach Osten wie das häufig dargestellt wird (vgl. z. B. Erl. z. Geol. Karte von Bayern 1:500 000, 4. Aufl., 1996: 57). Der Rotliegend-Graben von Treuchtlingen-Daiting steht nicht mit ihm in Zusammenhang. Auch in den Auswurfmassen des Rieses ist Rotliegendes nicht nachzuweisen.

Kontinentale Trias

Während im Oberperm die Küste des Zechstein-Meeres noch weit nordwestlich des späteren Rieses liegt, rückt in der Buntsandstein-Zeit (Untertrias) das Becken schon bis an seinen nördlichen Rand. Doch erst in der Mitteltrias wird das Riesgebiet von Nordwesten durch das vorrückende (= transgredierende) Muschelkalk-Meer erreicht; es bleibt aber noch im Randbereich des Vindelizischen Festlandes, was sich in der Ausbildung einer sandigen Randfazies von geringer Mächtigkeit auswirkt (schätzungsweise 50 m für das Kraterzentrum). In den Auswurfmassen wurden Gesteine als wahrscheinliche Mitteltrias nur an einer Stelle (Appetshofen) in einer Serie von Sandsteinen und grünlichen Tonen mit einer fossilführenden Kalksandsteinbank identifiziert (Schröder 1967). In der Bohrung Treuchtlingen wurden in gleicher paläogeographischer Position 43 m karbonathaltige, grobkörnige Sandsteine mit violetten und grüngrauen Tonsteinen durchteuft.

In der Obertrias weitet sich das Sedimentationsbecken durch Abtragung und Absenkung des Vindelizischen Landes weiter südwärts aus, so daß im Rieszentrum nun mit schon über 200 m Keuper-Ablagerungen gerechnet werden kann. Die relative Nähe des Festlandes zeigt aber noch die meist grobsandige Randfazies an, in der die Übertragung der Gliederung des nördlichen Vorlandes nur sehr eingeschränkt möglich ist. Eindeutig abgrenzbar sind erst die roten Tonsteine des Feuerlettens in limnisch-brackisch geprägter Beckenfazies.

Jura

Mit dem Beginn des Jura erreicht das Meer von Nordwesten her endgültig und langfristig das Riesgebiet. Es überflutet zunehmend das Vindelizische Festland, das den Südrand des germanischen Beckens bildet. Dabei tritt eine durch lange Zeit anhaltende Faziesdifferenzierung ein, wobei das Ries in den Grenzbereich zwischen dem tieferen schwäbischen und dem randnäheren fränkischen Ablagerungsraum zu liegen kommt.

Der Lias (Schwarzjura) bildet die unterste und zugleich die am wenigsten mächtige Jura-Abteilung (ca. 30 m im Kraterzentrum, um 50 m im nordwestlichen und um 15 m im südöstlichen Kraterbereich). In seinem unteren Teil wird er durch meist wenig mächtige sandige Ausbildung geprägt und hat hier auch die stärksten lateralen Faziesveränderungen. Nach oben folgen vorwiegend Tone und Mergel mit eingeschalteten Kalkbänken, wobei der Amaltheenton (Lias Delta) den größten Anteil einnimmt (ca. 20 im Kraterzentrum, 30 m im nordwestlichen, nur etwa 10 m im südöstlichen Kraterbereich).

Der Dogger (Braunjura) hat mit ca. 140 m im Kraterzentrum eine fast fünfmal höhere Mächtigkeit als der Lias und ist deswegen entsprechend häufiger in den Auswurfmassen vertreten. Er zeigt im Gegensatz zum Lias küstenfernere Ablagerungsbedingungen und auch weniger Faziesdifferenzierung. Dies gilt besonders für den überall gleichartig ausgebildeten, etwa 90 m mächtigen Opalinuston. Auch der durch ooidische Eisenerzflöze charakterisierte, ca. 40 m starke Eisensandstein zeigt keine prinzipiellen Faziesabweichungen im Riesgebiet. Dagegen können solche im nur gut 10 m mächtigen Oberen Dogger zusammen mit Schichtlücken festgestellt werden; charakteristisch sind hier vor allem die großen Brauneisenooide im Dogger Delta und Epsilon.

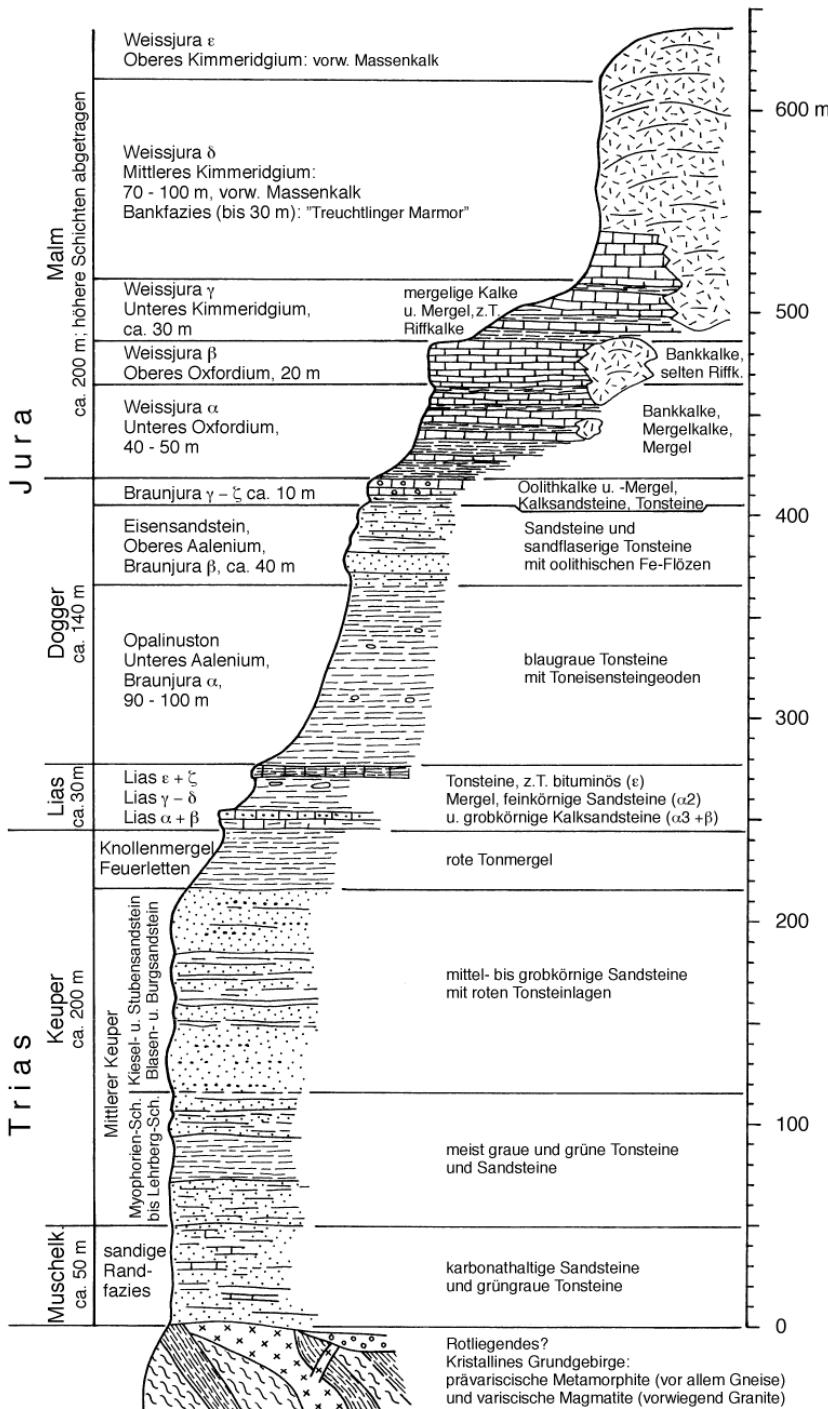


Abb. 2. Schichtenfolge im Bereich des späteren Kraterzentrums vor dem Impakt.

Der Malm (Weißjura) ist die mächtigste und für die Verbreitung in den Ries-Auswurfmassen wichtigste Jura-Abteilung. Bei verringelter klastischer Zufuhr wird durch vorwiegend karbonatische Sedimentation eine Wechselfolge von Kalken und Mergeln aufgebaut. Die Mächtigkeit übersteigt 350 m; allerdings wurde in der nördlichen Kraterhälfte der größte Teil schon vor dem Einschlag wieder abgetragen (siehe unten). Im Malm bildet das Riesgebiet wieder eine deutliche, manchmal sogar scharfe Faziesscheide zwischen der mergelreichen schwäbischen und der stärker kalkigen fränkischen Ausbildung, die durch die zeitweise recht wirksame Ries (-Wisent-) Riffschanke getrennt sind. Diese liegt vorwiegend im westlichen Ries, so daß die schwäbische Beckenfazies erst westlich des Kraters richtig ausgebildet ist und in diesem selbst vorwiegend fränkische Fazies oder ein Übergang zur schwäbischen bzw. zur Riff-Fazies entwickelt ist. Die Besiedlung mit Schwämmen setzt im Riesgebiet schon im Malm Alpha ein und weitet sich im Laufe der Zeit über Kleinstotzen zu zusammenhängenden Schwamm-Algen-Riffgebieten aus. Im höheren Malm Delta ist die Schichtfazies völlig verdrängt, allenfalls erscheinen noch undeutlich gebankte „Kieselodenkalke“ oder „Schwamm-Schill-Flaserkalke“. Durch unterschiedlich starkes Riffwachstum und Zusammenwachsen der Riffe entsteht ein submarines Relief mit Schwämmen und Senken, wodurch der Sedimentationsraum in Teilbecken (Wannen) aufgegliedert wird. Im Riesgebiet herrscht auch im Oberen Malm vorwiegend Riffwachstum; die Wan-nensedimentation ist offenbar nur auf sehr kleine Bereiche beschränkt und setzt mit (oft von Riffschutt beeinflußten) Bank- und Plattenkalken in verschiedenen Stufen ein. Jedenfalls sind in den Ries-Auswurfmassen Schichtkalke des Malm Epsilon und vor allem des Zeta nur recht selten vertreten; dagegen beherrschenden Massenkalke (seltener massive Dolomite) sehr oft das Bild der Trümmermassen. Mit dem Malm Zeta 3 sind die jüngsten Malmschichten in der Ries-Umrandung nachgewiesen, die höheren Malmglieder sind der späteren Abtragung völlig zum Opfer gefallen bzw. nicht mehr in diesem Raum abgelagert worden.

Kreide

Mit dem Rückzug des Jura-Meeres nach Süden beginnt eine vorwiegend festländische Periode, die nur durch Meeresvorstöße in der Oberkreide und im Jungtertiär (Obere Meeressmolasse) unterbrochen wird. Während der Unterkreide unterliegen die Malmkalke durch Heraushebung einer tiefreichenden Abtragung und Verkarstung; anschließend werden grobe Sandschüttungen aus dem freigelegten Kristallinen Grundgebirge im Nordosten geliefert (Schutzfels-Schichten). Mit dem Beginn der Oberkreide muß das östliche Riesgebiet dann vom Regensburger Kreidemeer kurzfristig erreicht worden sein, wie seltene und volumenmäßig völlig unbedeutende Kreiderelikte in den Ries-Trümmermassen im SE-Vorries belegen. Die Kreideablagerungen waren also schon vor der Kraterbildung fast vollständig wieder abgetragen worden.

Tertiär

Während des gesamten Alttertiärs bleibt das Ries Abtragungsgebiet. Die Verkarstung der Malmkalke geht weiter, wobei Verwitterungsdecken und Karstspaltenfüllungen zurückbleiben, wie sie auch in den Auswurfmassen zu beobachten sind. Beginnend im Eozän, dann aber vor allem ab Oligozän werden bei ansteigendem Karstwasserspiegel auch kalkige Karstfüllungen und in Niederungen

Braunkohlen-Ablagerungen gebildet; dadurch wird der Einflußbereich des im Süden sich ausdehnenden Molassebeckens auf das Riesgebiet erstmals angedeutet.

Im höheren Untermiozän gelangt das Meer der Oberen Meeresmolasse (OMM) auf einer Abrasionsfläche bis in die Nähe des Südrandes des späteren Rieskraters und bildet ein oft deutlich ausgeprägtes und weithin verfolgbares Strandkiff. Obwohl die graugrünen, glaukonitreichen Quarzsande der OMM nicht bis in den Kraterbereich reichen, sind sie wichtig, da sie beim Auswurfmechanismus vielfach in die Ries-Trümmermassen einbezogen wurden.

Erst mit dem Mittelmiozän wird die limnofluviatile Sedimentation der Oberen Süßwassermolasse (OSM) bis über die spätere Kratermitte ausgedehnt. Die z. T. recht mächtigen, meist glimmerreichen Sande und mergeligen Tone (mit eingeschalteten Algenknollenkalken und kohligem Ablagerungen) der OSM sind als echte Auswurfmassen aus dem Krater und besonders als aufgeschürfte Schollen außerhalb des Kraters oft wesentliche Bestandteile der Trümmermassen im Südwesten, Süden und Südosten des Rieses.

Anschließend kommt es infolge einer Heraushebung der Alb zu einer äußerst kräftigen Abtragungs- und Verkarstungsphase. Durch sie entsteht eine reich gegliederte Landoberfläche mit tiefen Karsttälern. Das größte davon ist das durch Bohrungen und geophysikalische Messungen erkundete Urmantal zwischen Treuchtlingen und Donauwörth (Bader & Schmidt-Kaler 1977; Bader & Fischer 1987). Ob dieses tiefe Tal auch schon vorher, ab der Zeit der OMM bestanden hat, wie dies öfters (zuletzt von Doppler in den Erläuterungen zur GK 500 Bayern, 1996: 163 f.) entgegen Schmidt-Kaler (1994) dargestellt wird, muß bezweifelt werden. Zumindestens ist die Existenz eines solchen Tales bei gleichzeitiger Sedimentation von OSM auf der Jura-Hochfläche bei Treuchtlingen und Bieswang nicht möglich. Unwahrscheinlich erscheint auch, daß der Urmain sein altes Tal nach Verfüllung durch OSM-Sedimente bei der präriesischen Erosionsphase wieder gefunden und neu ausgeräumt hätte.

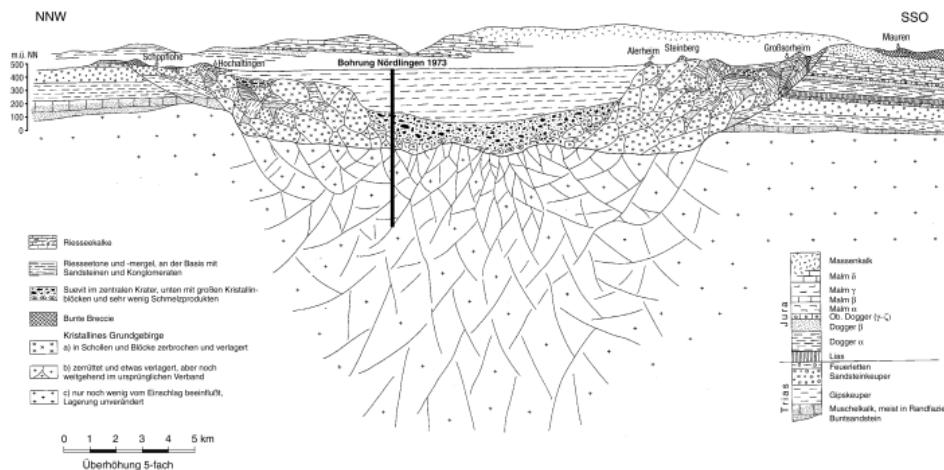


Abb. 3. Schnitt durch den Ries-Krater von NW nach SE, 5-fach überhöht. Über dem Schnitt ist die Landschaft angedeutet, wie sie vor dem Einschlagsereignis ausgesehen haben mag.

Dagegen wurde bei dieser Erosionsphase gleichzeitig ein akzentuierter Alb-nordsteilrand (Albtrauf) gebildet. Dieser verlief etwa durch die Position der Kratermitte in W–E-Richtung durch das Riesgebiet; erst östlich der Wörnitz bog er nach Norden zum Hahnenkamm ab. Südlich und östlich davon war vorwiegend auf Mittlerem, nur im äußersten Süden und Osten des späteren Kratergebietes auf Oberem Malm eine verkarstete Landoberfläche ausgebildet, auf der Reste der oben beschriebenen postjurassischen Sedimente erhalten waren. Größere Verbreitung und Mächtigkeit hatten sie aber erst außerhalb des Kraters im Süden und Südosten. Vor der geschlossenen Albtafel waren im nördlichen und nordwestlichen Kratergebiet die Doggerschichten weit verbreitet, der Weißjura dagegen auf Auslieger oder Zeugenberg beschränkt; in tieferen Tälern war schon Lias angeschnitten (vgl. Abb. 3).

In diese Abtragungsphase fällt im mittleren Baden (vor 15 Mio. Jahren) die Entstehung des Rieskraters durch den Einschlag eines Großmeteorenen. Er trifft auf die gegliederte Alb- und Voralblandschaft, die mit den Auswurfmassen zentrosymmetrisch zudeckt wird.

4. Tektonik im autochthonen Rahmen des Rieskraters

4.1. Schichtlagerung (Abb. 4)

Die Schichten streichen generell WSW–ENE, also in „schwäbischer“ Richtung. Sie fallen nach SSE, und zwar im nördlichen Teil (nördlich des Schwäbisch-Fränkischen Lineaments – siehe unten) mit 1%, im südlichen Teil ist die Lagerung unruhiger und das Einfallen i. a. steiler (bis 4%). Im Bereich des Donaulaufs sinkt die mesozoische Sedimenttafel gegen das Molassebecken rasch ab.

Dieser generelle Bau wird durch folgende Verbiegungsstrukturen modifiziert:

Hesselberg-Mulde, nördlich außerhalb des Rieskraters (Hänel 1932; Dorn 1933). Streichen in schwäbischer Richtung, Absenkung im Muldentiefsten um etwa 100 m, dadurch Erhaltung des Hesselbergs als Weißjura-Zeugenberg.

Muldenzone entlang des Schwäbisch-Fränkischen Lineaments, deutlich im schwäbischen Teil westlich des Rieskraters bei Bopfingen-Aufhausen (Eger-Mulde, Brodbeck 1955) und Ipf-Mulde mit Erhaltung des Ipfs als Zeugenberg (Seibold 1951; Münzing 1964); östlich des Rieskraters Dietfurter Mulde bei Treuchtlingen (Schmidt-Kaler 1976).

Anstieg der Schichten gegen den Kraterrand. Schon Dorn (1933) zog die Streichlinien seiner Schichtlagerungskarte südlich um den Rieskrater ausbiegend herum. Der Verlauf ergibt sich zwangsläufig aus der Höhenlage autochthoner Malm-Delta-Kalke am östlichen, südöstlichen und westlichen Kraterrand sowie südlich des Kraters (bei und nördlich Untermagerbein). Die Schichten fallen vom südlichen Kraterrand mit etwa 5% nach Süden und sind auch durch kleine Verwerfungen gestört. Wegen der weiten Verbreitung von Massenkalken und der flächenhaften Überdeckung mit Riestrümmermassen sind die Lagerungsverhältnisse im Autochthon des südlichen Krater-Vorlandes aber schlecht zu erfassen; ein auffallender Abfall vom Kraterrand gegen außen ist jedoch nicht zu übersehen.

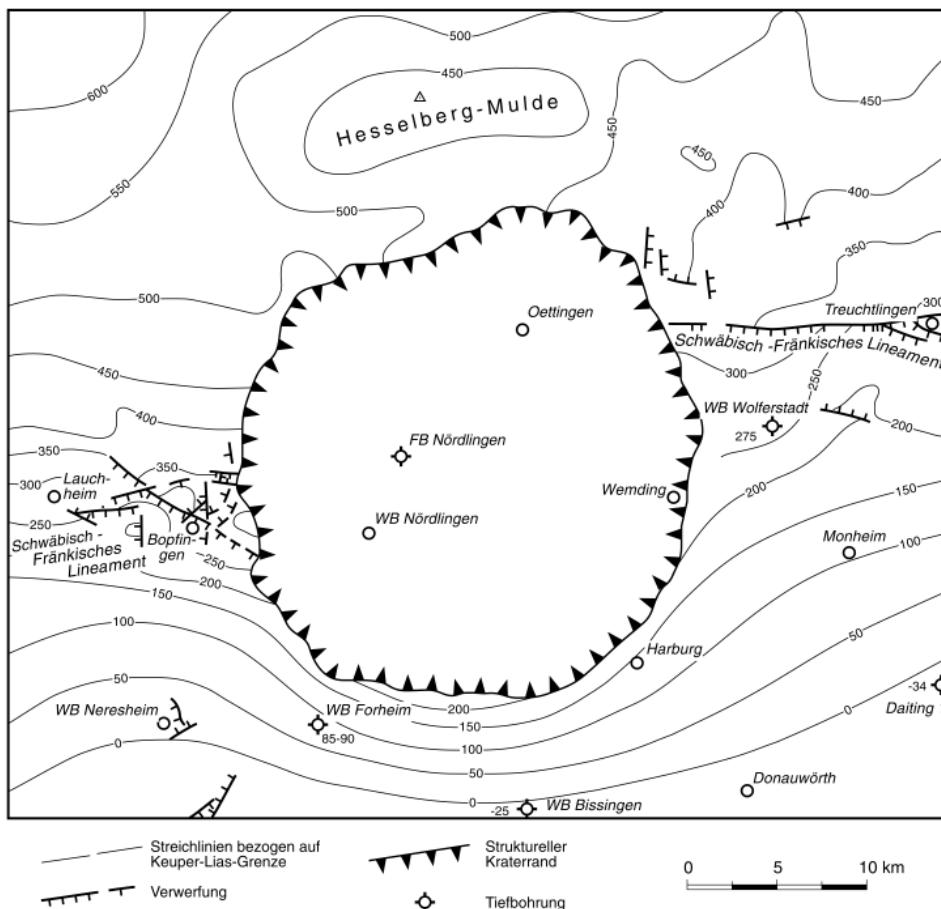


Abb. 4. Schichtlagerungskarte der Umgebung des Rieses. Streichlinien bezogen auf Keuper/Lias-Grenze. Nach Hüttner (1977b, Abb. 7), auf Grund der Bohrungen Wolferstadt und Bissingen (Schmidt-Kaler 1994b) sowie der Neukartierung von Blatt 7127 Westhausen (Brodbeck 1995) revidiert.

4.2. Bruchstörungen

Die auffallendste Störung, die das Riesgebiet durchzieht, ist das Schwäbisch-Fränkische Lineament. Dieses ist eine langgestreckte Störungszone, deren Zusammenhang und Bedeutung zuerst im Bereich westlich des Rieses von Seibold (1951) erkannt worden ist. Sie streicht, vom Freudenstädter Graben kommend, in ENE-Richtung über den Bebenhäuser Graben und dann am Trauf der Schwäbischen Alb entlang („Albrandverwerfung“) und stößt E Bopfingen an den Rand des Rieskraters. Die Fortsetzung östlich des Kraters wurde von Schmidt-Kaler (1962) entdeckt. Sie war sehr eindrucksvoll in den Steinbrüchen am Rohrachknie bei der Stahlmühle (N Ursheim) erschlossen (vgl. Schmidt-Kaler et al. 1970, Abb. 3) und zieht in W-E-Richtung gegen Treuchtlingen und darüber hinaus nach Osten (Edlinger 1964, 1966; Freyberg 1969). Die

Charakteristika dieser Störungszone sind die lange Erstreckung (über 200 km nachgewiesen) bei i. a. bescheidenen Abschiebungsbeträgen nach Süden (etwa 30 m; Seibold 1951; Schmidt-Kaler 1962). Südlich der Störungslinie sind die Schichten meist unruhiger gelagert (Schmidt-Kaler 1962; Freyberg 1969), insbesondere schließen sich stellenweise langgestreckte Graben- oder Muldenzonen an (s. [Abschnitt 4.1.](#)). Von der Hauptstörung zweigen öfters herzynisch streichende, d. h. fiederförmig dazu gestellte Verwerfungen ab. In deren Bereich kann der Gesamtverwerfungsbetrag 100 m erreichen (Treuchtlingen, Schmidt-Kaler 1962, 1976). Die Hauptstörung kann aber auch an fiederförmig gestellten Querstörungen aussetzen, wie bei Unterkochen S Aalen (Etzold 1980). Erst bei Lauchheim taucht sie im Westen des Rieses wieder auf, um sich bei Bopfingen erneut in ein Gewirr von Störungen zu zerschlagen. Bedeutender als die schwäbische WSW–ENE-Richtung ist hier die herzynische NW–SE-Richtung, welche durch die Egertalverwerfung („Sigartlinie“ Deffners in Deffner & Fraas 1877) repräsentiert wird; sie setzt sich, aufgeteilt in zwei Sprünge, bis Röttingen fort. Außer diesen beiden tektonischen Richtungen treten bei Bopfingen auch um N–S, also ungefähr parallel zum Kraterrand gerichtete Störungen deutlich in Erscheinung.

Die lange Erstreckung des Schwäbisch-Fränkischen Lineaments, in dem nach Bayer (1990) auch Lateralbewegungen eine wichtige Rolle spielen, ist in Anbetracht der geringen Sprunghöhe nur verständlich, wenn es als Durchpausung einer im kristallinen Untergrund alt angelegten, bedeutenden Störungsfuge angesehen wird (Seibold 1951; Carlé, 1955). Durch die Forschungsbohrung Nördlingen 1973 wurde diese Annahme bestätigt, indem im kristallinen Untergrund des Kraters im Zuge des Lineaments mächtige Zerrüttungszonen und Rutscheln angetroffen wurden, welche vor der Kraterbildung schon vorhanden waren und somit tektonischen Ursprungs, wahrscheinlich variszischen Alters sind (Graup 1977; Hüttner 1977; s. S. 34).

4.3. Kleintektonik

Die Kleintektonik des Rieses und seiner Umgebung wurde umfassend von G. H. Wagner (1964) bearbeitet. Das Nachstehende stützt sich hauptsächlich auf seine Untersuchungen und Ergebnisse.

Klüfte. Meist ist ein System von zwei aufeinander in etwa senkrecht stehenden Scharen zu erkennen. G. H. Wagner unterschied darin a) die Hauptklüfte (Hauptkluftschar) und b) die Gegenklüfte (Gegenkluftschar). Die Hauptklüfte bilden i.d.R. das stärkste Maximum der Kluftrosen, d. h. sie sind am häufigsten und richtungstreu. Sie sind groß- und ebenflächig ausgebildet und stehen senkrecht zur Schichtung; häufig tragen sie einen Kalkspatbelag und/oder gelegentlich horizontal gestreifte Harnische. Das Streichen ist in der Regel nach NNE gerichtet, lokale Abweichungen in die N–S- und NE–SW-Richtung kommen vor. Die auf den Hauptklüften meist in etwa senkrecht stehenden Gegenklüfte sind i. a. seltener, von kürzerer Erstreckung und im Streichen und Fallen stärker streuend. Sie sind meist rauh und uneben und besitzen keinen Belag. Weitere Kluftscharen können im Nahbereich von engräumigen Verbiegungen oder Störungen hinzutreten (Edlinger 1964; Bayer 1990).

Horizontalstylolithen sind ein wichtiges Gefügeelement, dessen Bedeutung für die Tektonik des Deckgebirges in Süddeutschland erst G. H. Wagner (1964) gewürdigt hat. Die Horizontalstylolithen besitzen im Gegensatz zu den gewöhnlichen Vertikalstylolithen horizontal gerichtete Styrolithenzapfen. Ihre Entstehung wird auf langandauernden, gleichgerichteten horizontalen tektonischen Druck zurückgeführt. Sie streichen nach G. H. Wagner fast ausnahmslos NNE und scheinen noch schärfer ausgerichtet zu sein als die in gleicher Richtung streichenden Hauptklüfte. Untergeordnet treten Horizontalstylolithen auch in den Richtungen 50–65° und 120–130° auf.

Die Kenntnis dieser kleintektonischen Details ist wichtig, wenn man erkennen will, in welcher Weise eine von der Kraterbildung erfaßte Scholle bewegt worden ist.

4.4. Zusammenfassende Betrachtung

Das geschilderte kleintektonische Muster reicht, soweit man erkennen kann, bis an den strukturellen Rand des Rieskraters heran. Radial oder konzentrisch zum Kraterrand orientierte Gefüge konnten kleintektonisch nicht festgestellt werden. Auch die Photolineationen – auf Luftbildern zu beobachtende lineare Elemente, in welchen sich strukturelle Züge des Untergrunds kundtun – zeigen nach Bannert (1969) keinerlei Ausrichtung zum Rieskrater. Ebenso sind die größeren Störungen offenbar weitgehend unabhängig von der Kraterstruktur. Sie werden von Riestrümmermassen überlagert und sind also älter als die Rieskatastrophe (Bentz 1924; Fesefeldt 1962; Münzing 1954; Seibold 1951; Schmidt-Kaler 1962 u. a.). Lediglich wenig geordnete, kleinere Störungen, z. B. südlich und östlich des Ipfs (bei Bopfingen) mögen, wie man mit Bentz (1924, 1928c) und Seibold (1951) annehmen kann, durch die Rieskatastrophe mitverursacht sein, indem in einem ohnehin tektonisch stark gestörten Gebiet zusätzliche Schichtverschiebungen ausgelöst wurden.

Auffallend und deutlich auf den Rieskrater bezogen ist das in Abschnitt 4.1. beschriebene Umlaufen der Streichlinien um dessen Südhälfte (**Abb. 4**), das eine gewisse Anhebung des südlichen Kraterrandes anzeigt. In der Nordhälfte zeichnet sich dagegen in der Schichtlagerung kein auf den Kraterrand bezogenes Ansteigen ab. Von Norden her steigen die Schichten zwar gegen Süden an, doch steht dies im Zusammenhang mit der Hesselberg-Mulde, deren Südflügel hier wieder aufsteigt.

E Bopfingen liegen die Schichten, überwiegend durch kleine Störungen bedingt, umso höher, je näher sie sich am Kraterrand befinden (vgl. Münzing 1964, **Abb. 1**). Diese Störungen wurden von Bentz (1924) für präriesisch angesehen, während Seibold (1951) sie in Zusammenhang mit dem Ries-Ereignis sah. Eine Überlagerung von Kleinstörungen mit Ries-Auswurfmassen ist nicht unbedingt beweisend für deren präriesisches Alter. Wie in Abschnitt 5.3.3. näher ausgeführt ist, sind durch den Impakt induzierte quasitektonische Bewegungen am Kraterrand bereits erfolgt, als noch der Auswurfprozeß im Gange war. Für Auswirkungen des Impakts auf das Kratervorland muß das Gleiche gelten.

Ein leichtes Aufbiegen der Schichten gegen den Kraterrand, das sich in der groben Schichtlagerungskarte (Abb. 4) allerdings nicht abzeichnet, ergab sich auch bei der Konstruktion eines Profils auf der Grundlage von geologisch aufgenommenen Schußbohrungen für seismische Untersuchungen am westlichen Kraterrand (Hüttner 1977b, Abb. 22). Weitere von Ahrens & Bentz (1928b) und Bentz (1928b) angeführte Beobachtungspunkte liegen in der Kraterrandzone (s. Abschnitt 2), in welcher bei dem Einschlagsvorgang Gesteinsmassen in großem Maße verlagert worden sind; diese Beobachtungen haben daher keine Bedeutung für den Bau des autochthonen Rahmens um den Krater.

Nach dem oben Dargelegten ist ein gegen den Kraterrand gerichtetes Ansteigen der Schichten rings um diesen herum nicht allgemein nachweisbar, doch ist ein solches zumindest stellenweise anzunehmen. Von vielen, z.T. experimentell erzeugten Vergleichsobjekten ist bekannt, daß ein Ansteigen der Schichten von außen gegen den Kraterrand mit der Bildung von Einschlagskratern verbunden ist. Diese Deutung dürfte für die tektonischen Verhältnisse am westlichen Kraterrand zutreffen; daß auch die stärkere Heraushebung der Schichten am südlichen Kraterrand in diesem Zusammenhang zu sehen ist, kann bis jetzt nur vermutet werden.

Eine zeitlich fixierte Marke, an der tektonische Verstellungen abgelesen werden können, stellt die Strandlinie des Meeres der Oberen Meeresmolasse (höheres Untermiozän; s. S. 17), die sogenannte Klifflinie, dar. Diese bildet, wenn man die Höhenlage der aufgeschlossenen Klippunkte Dischingen–Burgmagerbein–Brünsee miteinander verbindet, eine gerade, nach Osten einfallende Linie (Gall 1974b). Dies zeigt, daß postuntermiozän hier nur eine einheitliche Verkippung nach Osten, aber keine Verbiegung erfolgt ist. Es ist zudem zu beachten, daß die Bohrmuschelllöcher, die die Klifflinie markieren, bei Burgmagerbein, südlich des Rieskraters, in Kalkbänken des oberen Malm Delta angelegt sind, während sie im Westen bei Dischingen im Malm Zeta (Zementmergel) und im Osten bei Brünsee in Massenkalken des Malm Delta/Epsilon auftreten. Das beweist eine prämiozäne Heraushebung im südlichen Riesvorland (Schalk 1957). Auf eine alte, zur Zeit der Rieskatastrophe bereits wieder eingeebnete Heraushebung des südlichen Riesgebiets deutet auch die Lagerung der Riestrümmermassen über Malm-Delta- und Epsilon-Kalken im südlichen Riesvorland und über Malm-Zeta-Schichten im südwestlichen und östlichen (Fesefeldt 1963). Es sind also ältere tektonische Strukturen vorhanden. Das macht es schwierig, die Wirkung des Impakts auf das Autochthon am Kraterrand abzuschätzen.

Tektonische Bewegungen, die nach der Kraterbildung erfolgt sind („postriesisch“), können aus der Höhenlage der dolomitischen Algenkalke, die sich als etwa niveaugeleiche Bildungen in Ufernähe rings um den Krater abgeschieden haben, ermittelt werden. Deren Obergrenze sinkt vom südlichen Riesrand kontinuierlich nach Norden um etwa 40 m ab (Schröder & Dehm 1950; G. H. Wagner 1964). Einer Erosionswirkung (Münzing 1960) kann dies nicht zugeschrieben werden, denn das Absinken ist über den östlichen Kraterrand kontinuierlich zu verfolgen, und auch im Norden, wo die postriesische Erosion bedeutend ist, ist diese Karbonatabscheidung noch mit einheitlicher, terrassenartiger Oberfläche erhalten. Die aus diesen Verhältnissen zu ersehende Verkippung hängt wahrscheinlich mit der Heraushebung des Molassetrogs im Unterpliozän zusammen.

5. Impaktgesteine des Rieses

5.1. Stoßwellenmetamorphose

Während kleine Meteorite, die recht häufig auf die Erdoberfläche auftreffen, nur geringe Spuren hinterlassen (je nach Größe des Meteorits Löcher bis zu wenigen m Tiefe), können sehr große Meteorite Einschlagskrater von vielen Kilometern Durchmesser erzeugen. Das Ries ist mit ca. 25 km Durchmesser einer der größeren, aber bei weitem nicht unter den größten. Das benachbarte Steinheimer Becken (42 km südwestlich vom Ries-Zentrum, Durchmesser 3,4 km) ist eine kleine Impaktstruktur, die sich jedoch durch eine zentrale Erhebung (Zentralkegel) auszeichnet (vgl. Groschopf & Reiff 1993).

Der Grund für die unterschiedlichen Wirkungen von Meteoriteneinschlägen auf der Erdoberfläche liegt in der ungleichen Größe und Masse und der damit zusammenhängenden unterschiedlichen Einschlagsgeschwindigkeit. Der Eintritt der Meteorite in die Lufthülle der Erde erfolgt mit ihrer kosmischen Geschwindigkeit, die meist zwischen 20 und 60 km/s liegt. Kleine Meteorite werden aber durch die Lufthülle gebremst, vielfach verglühen sie ganz (Sternschnuppen). Erst ab etwa 10 t Gewicht tritt die Bremswirkung der Lufthülle immer mehr zurück, so daß die Riesenmeteorite oder Asteroide fast ungebremst mit ihrer kosmischen Geschwindigkeit auf die Erde auftreffen (vgl. Heide & Wlotzka 1988).

Beim Auftreffen auf die Erdoberfläche werden diese Riesenmeteorite plötzlich abgebremst, wobei enorm hohe Drucke und Temperaturen entstehen (vgl. David 1969). Vom Aufschlagspunkt aus geht eine Stoßwelle, d. h. eine Druckdiskontinuität von hoher Energie aus, die sich etwa halbkugelschalenförmig mit Überschallgeschwindigkeit in den Gesteinsuntergrund (wie auch in den aufschlagenden Körper hinein) fortpflanzt. An der Stoßwellenfront springen Druck und Temperatur plötzlich auf sehr hohe Werte, die in der Nähe des Einschlagskörpers und in diesem selbst zu spontaner Verdampfung führen. Infolge der dreidimensionalen Ausbreitung der Stoßwelle und Umsetzung eines Teils ihrer Energie in Wärme nimmt ihre Stärke beim Fortschreiten jedoch rasch ab, so daß in unterschiedlicher Entfernung vom Einschlagspunkt verschiedene Druck- und Temperatureinflüsse auf das Gestein ausgeübt werden. Man bezeichnet die dadurch hervorgerufenen Mineral- und Gesteinsumwandlungen als progressive Stoßwellenmetamorphose (Stöffler 1965, 1971; Chao 1967; Engelhardt & Stöffler 1968). Infolge der extremen Kurzzeitigkeit und Höhe der dynamischen Druckbeanspruchung sind die dadurch verursachten Veränderungen in den betroffenen Gesteinen von solchen der langfristig und unter statischer Druckbeanspruchung wirkenden endogenen Arten der Gesteinsmetamorphose grundlegend verschieden.

In der gebräuchlichen Einteilung nach Stöffler (1971 und in Engelhardt et al. 1969) werden 6 Stufen der Stoßwellenmetamorphose unterschieden. Diese sind nachstehend – von außen nach innen zum Einschlagspunkt hin zunehmend – kurz charakterisiert (vgl. auch Graup & Stöffler 1974):

Stufe 0 (Druckbereich ansteigend bis etwa 100 kbar = 10 Gpa, Temperatur unmittelbar nach dem Durchgang der Stoßwelle = Resttemperatur bis etwa 100 °C): Glimmer zeigt Knickbänder (etwa ab 10 kbar). Das sind Gittergleitungen

nach der Basisfläche (001), verbunden mit Knickung um eine Achse, die senkrecht zur Gleitrichtung liegt. Quarz und Feldspat zeigen meist unregelmäßige, z. T. auch regelmäßige Brüche.

Stufe I (Druckbereich etwa 100–350 kbar, Resttemperatur bis etwa 300 °C): Quarz und Feldspäte zeigen Planare Elemente. Das sind parallele Scharen mikroskopisch feiner Lamellen, welche nach bestimmten Ebenen des Kristallgitters orientiert sind und auf plastischer Deformation entlang dieser Gitterebenen beruhen (daher auch Deformationslamellen genannt).

Stufe II (Druckbereich etwa 350–450 kbar, Resttemperatur bis etwa 900 °C): Quarz und Feldspäte sind isotrop, zeigen also die optischen Eigenschaften von Glas, jedoch ohne Anzeichen von Schmelzung. Diese „diaplektischen Gläser“ entstehen durch Zerstörung des Kristallgitters unter der Einwirkung stärkerer Stoßwellen.

Stufe III (Druckbereich etwa 450–600 kbar, Resttemperaturen bis 1500 °C): Feldspat ist geschmolzen und erscheint als blasenreiches Glas mit Fließstrukturen.

Stufe IV (Druckbereich etwa 600–1000 kbar, Resttemperaturen 2000 bis etwa 5000 °C): Völlige Aufschmelzung des Gesteins, Entstehung von inhomogenem, schlierigem Glas.

Stufe V (Druckbereich über 1000 kbar, Temperaturen bis einige 10 000 °C): Verdampfung

Eine exakte Feststellung der Stufen der Stoßwellenmetamorphose ist nur mit dem Polarisationsmikroskop möglich. Chao hat aber auch eine Feldmethode zur ungefähren Bestimmung des Grades der Stoßwellenbeanspruchung unter lediglicher Verwendung einer Lupe angegeben, auf die hier hingewiesen wird (Chao et al. 1978 u. folg. Aufl., S. 15f.)

Bei der Untersuchung der Stoßwellenbeanspruchung ist zu beachten, daß die Beanspruchung eines Mineralkorns auch wesentlich von seiner Lage in Bezug auf die Richtung der Stoßwelle und von der mechanischen Reaktion seiner Nachbarn im Gesteinsverband abhängt. Man kann daher in einem Handstück häufig eine beträchtliche Variation der Stoßwellenbeanspruchung einer Mineralkomponente feststellen und muß der Beurteilung somit immer einen Durchschnitt zu Grunde legen.

Neben den oben genannten, zur Definition der Stufen der Stoßwellenmetamorphose besonders geeigneten Mineraldeformationen und Phasenumwandlungen sind noch als wichtig zu nennen: **Coesit** und **Stishovit** als Hochdruckmodifikationen des SiO_2 mit einer Dichte von 2,9 bzw. 4,28 g/cm³ treten in diaplektischen Quarzgläsern (Stufe II), Stishovit auch schon in Stufe I als feinkörnige Füllung zwischen den Deformationslamellen Planarer Elemente und Coesit auch noch in Stufe III auf.

Diamant wurde in Form kleiner pseudohexagonaler Plättchen, die als Kristallaggregate bis 300 µm Größe erreichen, in Glasfläden und hochgeschockten Gneisbruchstücken nachgewiesen. Graphitische Verunreinigungen und Übergänge von Graphit in Diamant weisen auf eine Bildung aus Graphit durch Umwandlung

in festem Zustand hin. Als Ausgangsgestein wird graphitführender Biotit-Plagioklas-Gneis angenommen; die Umwandlung erfolgte bei über 450 kbar Stoßwellendruck (Siebenschock et al. 1998a, b). Daneben wird auch eine Entstehung von Impakt-Diamanten durch Kondensation aus kohlenstoffhaltigen Gesteinsdämpfen diskutiert. Dafür spricht die Verwachsung von winzigen Diamanten mit Siliciumcarbid (Hough et al. 1995). Diamanten sind auch in Verbindung mit vielen anderen Impaktstrukturen nachgewiesen (z.B. Masaitis & Shafranovsky 1995). Im Suevit des Rieses liegt ihre Konzentration in der Größenordnung von Milliardsteln (Siebenschock et al. 1998 a, b).

Bezeichnende Stoßwellen-Druckwirkungen sind ferner die aus dem Steinheimer Becken bekannten Strahlenkalke oder allgemeiner die Shatter Cones. Sie zählen zu den Stoßwellenwirkungen niedrigen Grades (Stufen 0–1). Es sind makroskopisch leicht erkennbare Bruchstrukturen, die sich als auf einem Kegelmantel ausgebildete, von dessen Spitze aus divergierende und dabei immer wieder neu einsetzende Riefung darstellen. Im Ries sind sie in typischer Weise nur in Gesteinen des Kristallinen Grundgebirges ausgebildet, die aus einer bestimmten Zone am Rande des zentralen Kraters stammen (Abb. 5).



Abb. 5. Shatter Cone in Amphibolit bei Teufe 631,0 m der Ries-Forschungsbohrung 1973; etwa natürliche Größe.

Andere Mineralumwandlungen geben Kunde von ungewöhnlich hohen Temperaturen:

Chaoit (El Goresy 1969), eine Hochtemperaturmodifikation des Kohlenstoffs, die in Form dünner Lamellen alternierend mit Graphit in aufgeschmolzenem Graphit-Gneis gefunden wurde, besitzt wie der Graphit hexagonale Struktur und konnte bei etwa 3000 °C künstlich dargestellt werden. Cristobalit (Hochtemperaturmodifikation des SiO_2) ist selten direkt, aber häufiger als Paramorphose von Quarz nach Cristobalit nachzuweisen (Engelhardt 1969, 1972).

Die accessorischen Minerale in Kristallinen Grundgebirgsgesteinen wie Magnetit, Ilmenit, Rutil, Zirkon sind besonders widerstandsfähig. Sie zeigen erst bei sehr starker Erhitzung Schmelz- und Zersetzungsscheinungen und sind daher als Indikatoren für sehr hohe Temperaturen (bis über 1800 °C) wichtig (Chao 1967, 1968; El Goresy 1964, 1965, 1968; Stähle 1975).

Ein weiterer Hinweis auf kurzfristig hohe Temperaturen ergibt sich u. a. auch aus dem Vorkommen von reinem SiO_2 -Glas (Lechatelierit), das sich als unregel-

mäßig geformte Körper oder Fäden zwischen Silikatglas befindet. Chao (1967) schließt daraus auf Temperaturen über 1700 °C, Stähle (1972) über 2000 °C.

Allgemein gilt, daß bei den Vorgängen der Aufschmelzung durch Stoßwellen Gleichgewichtsverhältnisse nicht erreicht werden. Die Phasenbeziehungen in heterogenen Mehrstoffsystemen, die für normale geologische Schmelzvorgänge in Gesteinen gültig sind, kommen hier nicht zur Wirkung. Jedes Mineral reagiert also weitgehend selbstständig auf die thermische Beeinflussung. Chemische Reaktionen finden in der Schmelze nur in begrenztem Umfang statt (Stöffler 1971).

5.2. Gliederung der Impaktgesteine des Rieses

In der englischsprachigen Literatur versteht man unter „impactite“ ein Gestein, das Impaktglas als wesentlichen Bestandteil enthält. Der hier gebrauchte Begriff „Impaktgesteine“ ist weiter gefaßt und enthält alle Gesteine, die durch den Impakt so umgeformt wurden, daß neue Gesteinstypen entstanden sind.

Die Impaktgesteine des Rieses teilt man nach ihrer Zusammensetzung und dem Grad der Veränderung ihrer Ausgangsgesteine folgendermaßen ein (Hüttner 1969):

Die Bunten Trümmermassen bestehen aus einem Gemenge aller im Kraterbereich vorhanden gewesener Gesteine (Kristallines Grundgebirge, Trias-Randfazies, Keuper, Lias, Dogger, Malm, teilweise Oberkreide, verschiedene Tertiärstufen bis ins Mittelmiozän (s. [Abschnitt 3](#)). Die Größe der Partikel reicht von feinem Gesteinsstaub bis zu in sich zwar zerrütteten und deformierten, aber doch einigermaßen im Verband gebliebenen Komplexen in der Größenordnung von 1 km Durchmesser. Bei der geologischen Kartierung werden einheitliche Komplexe, sofern sie hinreichend groß sind, um in dem gewählten Kartenmaßstab zur Darstellung kommen zu können, gemäß ihrer stratigraphischen Zugehörigkeit ausgeschieden und, da sie sich nicht mehr am ursprünglichen Bildungsort befinden, als *dislozierte* oder *allochthone* Schollen bezeichnet. Das kleinerstückige Gemenge, das die Schollen meist umschließt, wird als *Bunte Breccie* zusammengefaßt (s. [Tabelle 1](#)).

Es hängt somit vom Maßstab und Zweck der Darstellung ab, inwieweit Schollen individuell ausgeschieden werden. Bei der vorliegenden Karte 1:50 000 liegt die Untergrenze der technischen Darstellbarkeit einzelner Schollen bei 50 m Durchmesser. Es ist aber auch zu berücksichtigen, daß bei der Kartierung im Gelände bestimmte Schollen selektiv bevorzugt werden, nämlich diejenigen, die aus harten oder unter den Lesesteinen besonders auffallenden Gesteinen bestehen, wie z. B. Malmkalke, Dogger Beta, Keuper, Grundgebirge, während andere, unauffälligere Gesteine leichter im Gemenge der Bunten Breccie übersehen werden können.

In verschiedenen, vor allem englischsprachigen Veröffentlichungen wird auf die Unterscheidung zwischen Bunter Breccie und Bunten Trümmermassen verzichtet und der Begriff „Bunte Breccie“ im Sinne von „Bunte Trümmermassen“ verwendet. Ein Verzicht auf die Unterscheidung ist dann sinnvoll, wenn betont werden soll, daß es sich um eine genetische Einheit handelt. Dafür steht jedoch

der Oberbegriff „Bunte Trümmermassen“ zur Verfügung. Für eine detailliertere Darstellung auf der Karte braucht man aber die Gliederung in Bunte Breccie und einzeln darstellbare Schollen.

Die Komponenten der Bunten Trümmermassen stammen überwiegend aus dem sedimentären Deckgebirge und insgesamt gesehen nur zu schätzungsweise 5–10 % aus dem Kristallinen Grundgebirge. Sie sind schlecht durchmischt, daher ändern sich die Beteiligungsverhältnisse regional sehr häufig. Außerhalb des Kraters tritt auch Material hinzu, das im Kraterbereich nicht zur Ablagerung gekommen sein kann. Besonders auffallend ist die Beteiligung von OMM- und OSM-Sanden und -Tonen im südlichen Vorries. Dieses örtliche Material ist durch Aufschürfung in die echten Auswurfmassen integriert worden.

Die größeren Komponenten der Bunten Trümmermassen sind durch starke mechanische Beanspruchung (intensive Zerklebung, Verruschelung, Stauchung, Verbiegung) geprägt. Intensiv zerklüftete und verruschelte spröde Gesteine, insbesondere Malmkalke, werden seit altersher in der Riesliteratur (O. Fraas 1864) als Gries bezeichnet.

Die allochthonen Schollen des Kristallinen Grundgebirges gehören nach Graup (1975) der Stoßwellenstufe 0 an. Das gleiche dürfte auch für die allochthonen, zerrütteten und vergriesten Malmkalkschollen zutreffen, die nach Borus (1975) ein gegenüber unbeanspruchtem Gestein verändertes Thermolumineszenzverhalten zeigen, was auf Stoßwelleneinwirkung zurückgeführt werden kann. Auch häufig zu beobachtende kristallographisch orientierte Lamellen im Calcit sowie eine Verbreiterung der Interferenzlinien im Röntgenspektrum werden auf diese Ursache zurückgeführt (Borus 1975; Engelhardt 1975). In feinkörnigen, aus dem kristallinen Grundgebirge stammenden Bestandteilen der Bunten Breccie wurden im Gegensatz zu den Schollen gelegentlich auch höhere Stoßwellenbeanspruchungen festgestellt, und zwar bis zur Stufe II (Schneider 1971).

Die Polymikten Kristallinbreccien bestehen ganz überwiegend aus kristallinem Grundgebirgsmaterial verschiedener Art, dem nicht selten, aber mengenmäßig sehr untergeordnet, etwas Deckgebirgsmaterial beigemengt sein kann. Die Breccien besitzen eine feinkörnige Grundmasse aus zerriebenem Kristallinmaterial, in welche größere Kristallinfragmente eingelagert sind. Die Komponenten zeigen i. a. Merkmale der Stoßwellenmetamorphose in den Stufen 0–II (Abadian 1972). Lokal können jedoch auch Putzen und Fladen blasenreicher Gläser (Stufe IV der Stoßwellenmetamorphose) beigemengt sein, so daß hier Übergänge zum Suevit bestehen.

Tabelle 1: Impaktgesteine des Rieses und ihre gegenseitigen Beziehungen

Ausgangsmaterial:	überwiegend Deckgebirge	überwiegend Grundgebirge	
Stoßwellen-beanspruchung:	i. a. niedrig	niedrig bis mittel	niedrig bis hoch
Impaktgesteinstyp:	Bunte Trümmermassen allochthone Schollen; Gries	Polymikte Kristallin-breccien Bunte Breccie	Suevit

Der Suevit ist eine polymikte Kristallinbreccie mit wechselnd hohem, aber immer vorhandenem Glasgehalt. Die Komponenten zeigen alle Stufen der Stoßwellenmetamorphose, wobei jedoch die Stufe IV (vollkommen aufgeschmolzenes Kristallines Grundgebirge) kennzeichnend ist. Diese zu Glas erstarrten Schmelzanteile bilden bei den Suevitvorkommen in der Randzone und außerhalb des Kraters charakteristisch geformte Fladen.

Zusammenfassend können die Impaktgesteine des Rieses und ihre gegenseitigen Beziehungen durch das nachstehende Schema (Tab. 1) dargestellt werden.

5.3. Bunte Trümmermassen

Die Bunten Trümmermassen werden je nach den Erfordernissen der Kartierung und dem Maßstab und Zweck der Darstellung gegliedert in dislozierte, allochthone, im Krater z. T. auch parautochthone Schollen einerseits sowie Bunte Breccie andererseits.

5.3.1. Dislozierte Schollen

Aufgrund ihrer größeren Kompaktheit, vor allem, wenn es sich um Kalkgesteine handelt, sind die Schollen meist morphologisch auffallender als die umgebende Bunte Breccie. Das hat bei vielen älteren Kartierungen dazu geführt, daß die Schollen gegenüber der Bunten Breccie mengenmäßig weit überbewertet wurden. Dem Material nach kommen als Schollen alle Gesteine vor, die im Kraterbereich vor dem Einschlag vorhanden waren, mit Ausnahme einiger Kreide- und Tertiärlagerungen, die offenbar primär zu geringe Verbreitung und Mächtigkeit besessen haben, um Komponenten von Schollengröße in den Bunten Trümmermassen bilden zu können.

Regeln der Verbreitung: Die regionale Verteilung der Schollen verschiedener stratigraphischer Zugehörigkeit ist jedoch nicht gleichmäßig, sondern im Krater und außerhalb davon treten in bestimmten Bereichen gewisse stratigraphische Horizonte bevorzugt auf: In der Kraterrandzone bestehen die Schollen innen überwiegend aus Grundgebirge und Triasgesteinen und nach auswärts zunehmend aus jüngeren Gesteinen (erstmals von Schröder & Dehm, 1950, auf Blatt Harburg erkannt). Schneider (1971) hat mit Hilfe der vorliegenden geologischen Karten Verbreitungsgrenzen der Schollen nach ihrer stratigraphischen Zugehörigkeit gezeichnet. Sie lassen erkennen, daß Keuper- und Liassschollen außerhalb des Kraters kaum vorkommen, Doggerschollen darüber hinausgreifen und Malmschollen die größte Verbreitung besitzen. In die daraus abzuleitende Regel, daß die Schollen umso weiter hinaustransportiert wurden, desto jünger sie stratigraphisch sind, passen aber die Grundgebirgsschollen nicht. Diese sind zwar in der Kraterrandzone und dort besonders im inneren Teil am häufigsten, greifen aber strahlenartig nach Südosten und Süden in das Vorland hinaus.

Bei der Betrachtung der Schneiderschen Verbreitungsgrenzen ist zu beachten, daß die Abtrennung der Schollen von der Bunten Breccie von einer willkürlich gewählten Größe an erfolgt. Grundsätzlich können als kleinere Fragmente alle stratigraphischen Stufen einschließlich des Kristallinen Grundgebirges in jeder Entfernung vom Krater in der Bunten Breccie auftreten.

Eine spezielle Beziehung zwischen Transportweite und stratigraphischer Stufe fand Gall (1969) auf den Blättern Wittislingen und Bissingen: Das Verhältnis der Schollen aus höherem Malm (Malm Delta und jünger) zu den Schollen aus älteren Gesteinen verschiebt sich mit zunehmender Entfernung vom Krater zu Gunsten der jüngeren. Gall & Müller (in Gall, Müller & Stöffler 1975) fanden entsprechende Beziehungen auch in anderen Teilen des südlichen Riesvorlandes. Im Grabenprofil der Rhein-Donau-Ölleitung (Treibs 1965) konnten aber keine Beziehungen zwischen stratigraphischer Zugehörigkeit und Transportweite der Schollen erkannt werden.

Somit ist die Folgerung, daß älteres, aus größerer Tiefe des Kraters stammendes Gesteinsmaterial weniger weit transportiert wurde, als jüngeres, oberflächen näheres, als allgemeine Aussage nicht gültig.

Zu erwähnen sind noch Besonderheiten in der Verbreitung bestimmter stratigraphischer Komplexe innerhalb der Bunten Trümmermassen, die ihre Ursachen in den örtlichen Gegebenheiten vor dem Impakt haben. So fehlt am nördlichen Kraterrand und in den Schollen des nördlichen Vorlandes Oberer Malm und Mittlerer ist nur untergeordnet vertreten (Ahrens & Bentz 1928a; Barthel 1957; Gerstlauer 1940; Schmidt-Kaler 1970; Haunschild & Weiser 1977). Daraus ist zu schließen, daß der Obere Malm und teilweise auch der Mittlere im nördlichen Sektor des Kraterbereichs vor dem Einschlag bereits abgetragen war.

Eine andere, die Ausbildung und Verbreitung der Schollen betreffende Regel ist indes allgemeingültig innerhalb der Bunten Trümmermassen, nämlich eine **Gliederung nach der Größe**. In der Kraterrandzone bestehen die Bunten Trümmermassen überwiegend aus einem Schollenmosaik; Bunte Breccie, meist in grobstückiger Ausbildung, tritt dagegen zurück. Außerhalb des Kraters gewinnt die Bunte Breccie jedoch mit zunehmender Entfernung immer größere Bedeutung. Die Komponenten mit einer Größe über 25 m Durchmesser (Schollen) nehmen also am Gesamtbestand der Bunten Trümmermassen volumenmäßig mit zunehmender Entfernung vom Krater durchschnittlich einen immer geringeren Anteil ein. In demselben Sinne erfolgt eine Abnahme der mittleren Schollengröße.

Diese zuerst auf Blatt Neresheim-Ost (Hüttner 1958) an Malmkalkschollen erkannte Beziehung wurde von Gall (1969) auf Blatt Wittislingen weiterverfolgt. Gall & Müller (in Gall, Müller & Stöffler 1975) konnten die Gültigkeit dieser Regel auch für das südliche und nördliche Riesvorland zeigen. Auch im Grabenprofil der Rhein-Donau-Ölleitung (Treibs 1965) ist diese Tendenz zu erkennen.

Aus dieser Regel kann man schlicht ableiten, daß große Schollen weniger weit transportiert worden sind. Man muß aber auch damit rechnen, daß sie beim Transport zerkleinert wurden. Damit ergibt sich auch eine Verbindung zu den vorstehend erwähnten Beziehungen zwischen stratigraphischer Einstufung und Transportweite von Schollen. Die Schollengröße der verschiedenen Gesteine hängt wesentlich von deren Festigkeit ab. Feste und massive Gesteine, wie insbesondere die dickenbankigen oder massigen Kalke des Malm Delta und Epsilon sowie Kristallines Grundgebirge konnten eher größere Entfernung als Schollen unzerstört zurücklegen als tonige, mergelige oder sandige Gesteine.

Deformation der Schollen – Gries: Die allochthonen Schollen sind meist intern stark deformiert und von zahlreichen Störungen durchsetzt. Oft ist der stratigraphische Verband nicht mehr ganz intakt; Ausfall von Schichtfolgen oder Schichtrepetitionen sind nicht selten. Die Art der Deformation hängt wesentlich von der Gesteinsbeschaffenheit ab. Harte und spröde Gesteine (Malmkalke, Kristallines Grundgebirge) zeigen verschiedene Formen intensiver Zerklüftung und teilweise Verruschelung. Derart intensiv zertrümmerte und zermahlene Gesteine werden mit einem alteingeführten Ausdruck im Ries als „Gries“ bezeichnet.

Typische Gries sind vor allem in Massenkalkschollen zu beobachten: Intensiv zerklüftete Partien wechseln mit Zonen, in welchen das Gestein völlig verruscheilt ist. Das Volumenverhältnis der intensiv zerklüfteten Partien zu den verruschenen kann stark schwanken; wenn verruselte Partien ganz fehlen, liegt kein typischer Gries mehr vor.

Die Zerklüftung kann regellos erscheinen oder auch in verschiedener Weise geordnet sein (z. B. diagonale, plattige oder prismatische Zerklüftung). Wenn eine gewisse Regelung vorhanden ist, dann erstreckt sie sich aber nur über kleine Bereiche (Meter). Diese Art der Klüftung unterscheidet sich von der normalen tektonischen durch die Engständigkeit und das rasch wechselnde Erscheinungsbild. Während im autochthonen Massenkalk die Kluftabstände in der Regel in der Größenordnung von mehreren Dezimetern liegen, betragen sie in allochthonen Massenkalkschollen im Durchschnitt wenige Zentimeter. Hölder (1942) wählte dafür den Ausdruck „dichte Zerklüftung“ (Abb. 6). Diese hat die vor-



Abb. 6. „Dichte Zerklüftung“ in allochthoner, vergriester Massenkalkscholle. Steinbruch auf der Anhöhe zwischen Iggenhausen und Katzenstein. (Taschenmesser als Maßstab: 9 cm lang.)

gegebene tektonische Klüftung, die man gelegentlich noch erkennen kann, rücksichtslos überprägt.

In den verruschelten Zonen liegen gröbere und feinere eckige Bruchstücke in einer feinkörnigen, sandig-pulverigen Grundmasse aus zermahlenem Gestein wie in einem Mörtel. Hölder (1942) bezeichnete dieses Gefüge in Anlehnung an Albert Heim daher als „Mörteltextur“ (Abb. 7). Die Korngröße reicht von größeren oder kleineren Bruchstücken, wie sie durch die dichte Zerkleüftung erzeugt wurden, bis zu feinstem Staub, der als Reibungsprodukt aufzufassen ist. Die Fragmente liegen i. a. isoliert in der feinkörnigen Matrix. Aber selbst in stark zermahlenen Grieszonen sind immer noch Bruchstücke oder kleine Komplexe von Bruchstücken zu finden, die mit korrespondierenden Grenzen aneinanderstoßen, also noch den ursprünglichen Zusammenhang bewahrt haben. Damit zeigen die Gries die wesentlichen Merkmale von Deformationsbreccien.

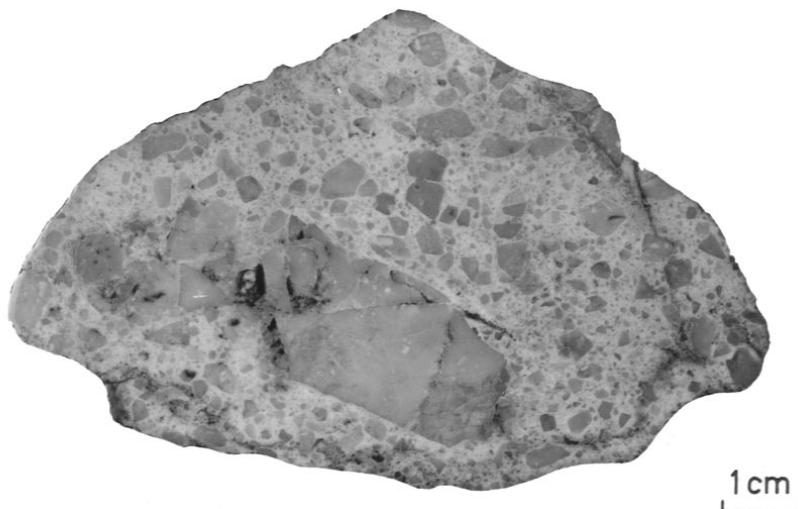


Abb. 7. Massenkalk-Gries mit „Mörteltextur“, Anschliff. Pfaffenberg (P. 608,7) zwischen Schweindorf und Hohlenstein.

Die Mörteltextur ist durch Drehung und weitere Zermahlung der durch die dichte Zerkleüftung erzeugten Fragmente entstanden. Da sie nicht nur auf zweidimensional ausgedehnten Bewegungszonen (wie bei tektonischen Ruscheln) ausgebildet ist, sondern meist in unregelmäßiger Verteilung auftritt, kann man daraus eine innere Durchbewegung erkennen. Aus gegebenen Vorzeichnungen wie Fossileinschlüssen, Kieselknollen oder tektonischen Klüften ist zu ersehen, daß die Verschiebungen von Korn zu Korn i. a. nur gering waren (Millimeter oder Zentimeter). Wie die intensive Zermahlung zeigt, sind die Bewegungen aber unter hohem Druck erfolgt. Dieser Druck ist auch dafür verantwortlich, daß der Gries keine lose Schuttmasse darstellt. Für seine Gewinnung, die in zahlreichen kleinen Steinbrüchen meist zur Verwendung als Wegebaumaterial erfolgte und z. T. auch jetzt noch erfolgt, ist ein Pickel oder ein Bagger erforderlich. Dabei erzeugte senkrechte Wände sind standfest.

Einen weiteren Hinweis auf die Kompaktion der Griese geben kleinere, in die Bunte Breccie eingelagerte Griesblöcke, die sogar Schliffspuren auf der Oberfläche besitzen können (Steinbruch Märker, Harburg, Chao 1977). Ohne eine erhebliche Verfestigung durch hohen Druck – eine andere Art von Verfestigung ist so kurzfristig nicht möglich – hätten solche Blöcke die Beanspruchung beim Transport nicht ausgehalten.

Lokal und meist sehr unregelmäßig können die Griese aber auch sekundär calcitisch zu Griesfels verkittet sein. Die Calcitausscheidungen sind i. a. in sehr feinkristalliner Form erfolgt, da für gröberkristalline Abscheidungen infolge der dichten Packung kein Platz war. Durch Umkristallisation kann auch das Mörteltexturgefüge ganz verwischt sein, so daß man nur an zerbrochenen Einschlüssen wie Kieselknollen oder Fossilien die Brecciennatur erkennen kann.

Eine Abhängigkeit der Stärke der Vergriesung von der Entfernung zum Krater ist nicht zu beobachten. Es besteht jedoch eine Beziehung zur Schollengröße: Massenkalkblöcke (bis wenige Meter Durchmesser) zeigen meist keine Spuren innerer Beanspruchung; sehr große Blöcke (bis etwa 10 Meter Durchmesser) sind meist nur grob zerklüftet, darüber stellt sich dichte Zerklüftung ein; typische Mörteltextur tritt i. a. erst über 25 m Schollendurchmesser auf. Diese Größenordnungen können stark differieren, und Ausnahmen sind nicht selten. Trotzdem ist im großen und ganzen gesehen eine Abhängigkeit der Intensität der Zerklüftung und Vergriesung von der Größe und das bedeutet von der Masse der Blöcke und Schollen unverkennbar (Hüttner 1958, 1969).

Die oben erwähnten kleineren Griesblöcke in der Bunten Breccie scheinen in Widerspruch zu dieser Aussage zu stehen. Ihr Vorkommen ist aber zweifellos dadurch bedingt, daß sie während des Transports als Teile von größeren Schollen losgelöst worden sind. Nicht selten findet man in den Gries-Aufschlüssen in die Griesmassen eingelagerte Bänder oder unregelmäßige Körper von Bunter Breccie. Diese innige Verzahnung mit der umgebenden Bunten Breccie zeigt eine beginnende Auflösung der Schollen in kleinere Komplexe an.

Für weitere Einzelheiten über die Eigenschaften der Griese und deren Unterscheidung von anderen, ähnlichen Breccien (Bergsturzbreccien, „Pseudogriese“) siehe Hüttner (1969).

Die Deformation von Bankkalke unterscheidet sich von jener der Massenkalkmeist deutlich. Die Zerklüftung ist nicht immer so intensiv und dem Gestein nicht in so unabhängiger Weise aufgeprägt wie bei den Massenkalken. Die Klüfte stehen überwiegend steil zur Schichtung. Kleine Verschiebungen (cm-Beträge, meist Abschiebungen, gelegentlich auch Aufschiebungen) sind auf den Klüften nicht selten. Vorzugsweise dienten aber die Schichtflächen als Bewegungsbahnen. Wegen dieser vorgegebenen Diskontinuitätsflächen sind die Bankkalke i. a. weniger intensiv zertrümmert als die Massenkalkme.

Für die Beschreibung der Deformation von Schichtkalke ist die von G. H. Wagner (1964) vorgeschlagene Gliederung in die drei Stufen „zerklüftet“, „zerrüttet“ und „vergriest“ geeignet.

Bei dem Gefügetyp „zerklüftet“ sind die Gefügeelemente (Klüfte, Abschiebungen, Bewegungsspuren) ähnlich angeordnet wie im Autochthon, allerdings

durch die beim Impakt erlittene Verlagerung mit dem gesamten Gesteinskomplex verdreht und verkippt.

Für den Gefügetyp „zerrüttet“ sind vor allem Schichtverbiegungen kennzeichnend. Diese erfolgen durch Kleinverschiebungen an zahllosen, mit dem Streichen der Flexuren etwa parallel laufenden Klüftchen und durch Ausgleichsbewegungen auf den Schichtflächen. Bei nicht zu großer Bankstärke (< 20 cm) ist oft auch die Ausbildung einer schieferartigen plattigen Klüftung kennzeichnend.

Dem Gefügetyp „vergriest“ entspricht die oben beschriebene, in massigen Gesteinen weiter verbreitete Ausbildung der „Mörteltextur“. In geschichteten Gesteinen ist sie meist auf einzelne Bewegungszonen beschränkt. Sie zeigt hier oft weniger dichte Packung als bei den Massenkalken, sie kann aber auch so intensiv sein, daß die Schichtung nicht mehr zu erkennen ist und das Breccienstein einen massigen Charakter annimmt.

Ton- und Mergelgesteine zeigen meist plastische Verbiegungen. Diese sind jedoch in einer zweiten Phase der Deformation erfolgt, der eine intensive Zerklüftung und Zerscherung vorausgegangen ist. Der Beweis ist am Gestein direkt nur selten zu erbringen, denn durch die weitere Verformung und Einflüsse der Verwitterung wurden die primären Rupturen meist wieder verwischt. Immerhin kann man in tieferen Aufschlüssen relativ frisches, unverwittertes Ton- oder Mergelgestein antreffen, das ein kataklastisches, griesartiges Gefüge besitzt. Weitere Indizien liefern in die Tone und Mergel eingelagerte und in charakteristischer Weise deformierte Fossilien (vor allem Belemniten) und Geoden.



Abb. 8. „Riesbelemniten“ aus Tonen und Mergeln verschiedener Stufen des Jura in Buntsandstein-Trümmermassen. Verschiedene Lokalitäten des Riesgebiets.

Die Rostren der sogenannten „Riesbelemniten“ (Abb. 8) sind von zahlreichen quer und z.T. auch schräg zur Längsachse verlaufenden Brüchen in Millimeter- bis Zentimeter-Abständen durchsetzt, an welchen die Bruchstücke teilweise bis um mehrere Millimeter gegeneinander verschoben sind. Der Verschiebungssinn ist häufig gleichsinnig, z.T. aber auch entgegengesetzt gerichtet. Besonders zu beachten sind die schräg zur Längsachse verlaufenden Brüche, denn diese sind nicht den durch den radialstrahligen Aufbau der Rostren vorgegebenen Schwächestellen gefolgt, sondern haben das Gefüge rücksichtslos durchschlagen. Zerbrechungen und Zerscherungen dieser Art lassen sich mit einer plastischen Deformation der Ton- und Mergelgesteine nicht erklären. Bei plastischer Deformation des umgebenden Gesteins würden die Rostren an den vorgegebenen Schwächestellen senkrecht zur Achse zerbrechen, und die Bruchstücke würden auseinanderdriften (vgl. die tektonisch gestreckten Belemniten z. B. aus plastisch deformierten Schichten der Alpen). Das einbettende Gestein muß bei den „Riesbelemniten“ vielmehr deren Verschiebungen auf entsprechenden Brüchen mitgemacht haben; erst in einer zweiten Phase wurde das Gestein in größerem Maßstab plastisch deformiert (Hüttner 1969).

Ähnliche Deformationsbilder sind auch an kalkigen Geoden zu beobachten, die in Lias- und Dogger-Tonen eingeschlossen sind. Chao (1977) glaubt aus mangelnden Entsprechungen der Verschiebungen an entgegengesetzten Seiten der Knollen auf eine teilweise plastische Deformation schließen zu können. An Querschnitten durch die Knollen sieht man jedoch, daß es sich durchwegs um Verschiebungen an Bruchflächen handelt, die nicht immer gleichsinnig verlaufen sind. In Verbindung mit feinem Gesteinszerreibsel, das die Lücken füllt, kommen so die mangelhaften Entsprechungen der Verschiebungen an der Oberfläche der Knollen zustande. Die deformierten Geoden passen somit durchaus zu den aus den „Riesbelemniten“ gezogenen Schlußfolgerungen, doch auch die von Chao betonte hohe Druckwirkung bleibt als wichtige Feststellung erhalten.

Die Deformation der allochthonen Schollen aus Kristallinem Grundgebirge ist im makroskopischen Bereich in ähnlicher Weise erfolgt wie in den Massenkalkschollen. Man kann hier ebenfalls dichte Zerklüftung und echte Griesbildung mit Mörteltextur erkennen.

Wie die Forschungsbohrung Nördlingen 1973 erkennen ließ, hat jedoch das Grundgebirge im Untergrund des Kraters im Zuge des Schwäbisch-Fränkischen Lineaments, das den Krater in W-E-Richtung quert (vgl. Abschnitt 4 und Abb. 4), bereits eine intensive tektonische Beanspruchung in der variszischen Ära erlitten, die sich in Klüften, Verschiebungen und Ruscheln manifestiert (Graup 1977, Hüttner 1977). Nicht alle Kristallin-Breccien sind daher durch den Einschlag verursacht. Eine Unterscheidung ist schwierig und nur in Ausnahmefällen sicher möglich (z. B. spricht Verkittung durch Fluorit für ältere Breccien). Doch ist sicher die Deformationswirkung durch den Impakt überwiegender.

Eine besondere Art von Schollen ist noch zu erwähnen, die im südlichen Vorries südlich der Klifflinie auftreten. In diesem Gebiet findet man in erheblichem Ausmaß Beimengungen von Tertiär-Gesteinen in den Bunten Trümmermassen, die den dort örtlich anstehenden OMM-Sanden und OSM-Mergeln und -Tonen entsprechen. Diese offenbar örtlich aufgenommenen Beimengungen sind über-

wiegend kleinstückig, so daß sie im Rahmen der Bunten Breccie zu behandeln sind. Ausnahmsweise können sie aber auch die Dimensionen von auskartierbaren Schollen erreichen (Blatt Wittislingen, Gal 1 1971). Die allochthone Lagerung als Einschluß innerhalb der Bunten Breccie wurde durch eine der NASA-Bohrungen (s. unten) bestätigt.

5.3.2. Bunte Breccie

Die Bezeichnung „Bunte Breccie“ wurde von Branco & Fraas (1901: 127) als „Gümbels Bunte Breccie“ in die Riesliteratur eingeführt.

Ausbildung: Die Bunte Breccie stellt im reinen Falle, d. h. ohne Beteiligung außerhalb des Kraters aufgenommenen Materials, ein Gemenge der verschiedenen Gesteine dar, die im Kraterbereich vorhanden waren. Kleine und große Bruchstücke, Fetzen und Blöcke (Schollen werden per Definition bestimmt und abgetrennt, s. oben) werden als Bunte Breccie zusammengefaßt. Die Komponenten liegen bunt durcheinandergemengt in einer sandig-lehmigen Grundmasse. Deren Abgrenzung zu den Einschlüssen wird je nach Art und Zweck der Untersuchung definiert, meist in der Weise, daß man alles, was man mit freiem Auge identifizieren kann, als Komponenten ausweist, während der im einzelnen unbestimmte Rest die Grundmasse bildet. Die Grenze liegt meist bei 2 mm bis 2 cm.

Die Mischung ist zwar bunt, indem die unterschiedlichsten stratigraphischen Stufen nebeneinander vorkommen können, sie ist aber doch sehr ungleichmäßig, denn in einem Aufschluß ist kaum das gesamte Spektrum der Komponenten zu finden. Die Beteiligung der verschiedenen Materialien wechselt vielmehr von Ort zu Ort sehr stark. Nur kleine Malmkalkbruchstücke sind fast überall vorhanden.

Stellenweise ist die Bunte Breccie so stark mit Malmkalkbruchstücken durchsetzt und so intensiv mit vergriesten Malmkalkschollen vermengt, daß eine Trennung nicht tunlich ist. In diesen Fällen ist auf der Karte „Bunte Breccie mit viel Malmmaterial“ ausgeschieden.

Auch bei Betrachtung der Korngrößenverteilung läßt sich keine Regel in der Bunten Breccie erkennen. An einem Ort herrscht eine kleinstückige Ausbildung mit vorwiegend nuß- bis kopfgroßen Komponenten, an einer anderen Stelle liegen größere Blöcke und Fetzen mit nur wenig kleinstückigem Material dazwischen vor. Bei Korngrößenanalysen der Fraktion von 0,6–20 000 µm fand Schneider (1971) den Eindruck einer extrem schlechten Sortierung, den man beim Betrachten der größeren Komponenten gewinnt, bestätigt.

Die Form der Komponenten hängt vom Material und von der Größe ab. Im allgemeinen sind die kleineren Partikel (Zentimeter bis wenige Dezimeter) vorwiegend polyedrisch gestaltet und je nach ihrer Härte eckig oder kantengerundet. Die größeren Komponenten (mehrere Dezimeter bis Meter) zeigen deutliche Abhängigkeit vom Material. Feste Gesteine (Kalksteine, Kristallines Grundgebirge) sind meist auch polyedrisch geformt; weiche Gesteine (Tone, Mergel, Sande) treten dagegen mehr in Ballen, Fetzen und Schlieren auf. Nicht selten sind verbogene oder walzenförmige Gebilde, die auf eine rotierende Bewegung schließen lassen. G. H. Wagner (1964 und unveröff. Daten in seinen Feldbüchern) hat zahlreiche Verbiegungsachsen (B-Achsen) eingemessen. Sie liegen meist etwa

senkrecht zur Transportrichtung, zeigen jedoch keine gute Regelung. Man kann daraus auf eine turbulente Transportbewegung schließen.

Ein schlieriges Parallelgefüge ist oft dort zu beobachten, wo die Bunte Breccie an kompetenten Gesteinen flächig anlagert, also vor allem über den sogenannten Schliff-Flächen (Gleitbahnen auf festem Untergrund, s. unten), aber auch dort, wo sie größere kompetente Blöcke oder Schollen umgibt. Über den Schliff-Flächen liegen die flächigen Texturen parallel zu diesen (G. H. Wagner 1964) und sind zusammen mit den auf den Flächen ausgebildeten Striemen Zeugen einer Gleitbewegung. Andererseits werden rotierende Bewegungen durch die flächigen Texturen, welche kompetente Körper in der Bunten Breccie umschließen, sowie durch die oben erwähnten Verbiegungen, Schleppungen und Walzen angezeigt. Chao (1977b) bezeichnete diesen kombinierten Bewegungsvorgang als Roll-Gleit-Transport (roll-glide mode of transport) oder in Erinnerung an Gerold H. Wagner als Wagner-Transportmechanismus (Wagner mode of transport).

Eine ähnliche Paralleltextur wie über Schliff-Flächen, aber von ganz anderer Entstehung, ist häufig in der Nähe der Geländeoberfläche, meist auf flach geneigten Hängen bis zu einer Tiefe von etwa 1,7 m in der Bunten Breccie zu beobachten. Es handelt sich hier jedoch um die Umformung eines ursprünglich ungeregelten Gefüges durch periglaziales Bodenfließen.

Eine besondere Ausbildung ihrer Oberfläche zeigen gelegentlich Kalksteinfragmente, welche Chao (1976) aus der Bunten Breccie beschrieben hat. Diese besitzen eine partiell glänzend polierte Oberfläche, in welche feine, charakteristisch ausgebildete Striemen eingraviert sind. Es handelt sich dabei nicht um die auf beinahe jedem Kalksteineinschluß zu beobachtenden unregelmäßigen Kritzer, die einfach Spuren heftiger Zusammenstöße harter Bruchstücke bei der turbulenten Bewegung sind, sondern um erst deutlich unter der Lupe erkennbare, kurze und parallele Striemen. Wie rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen zeigen, stellen diese grabenartige Vertiefungen auf den polierten Flächen dar, an deren Ende das erzeugende Mineralkorn (meist Quarz) gelegentlich noch erhalten ist. Stellenweise haben sich Mineralkörper richtig in den Kalkstein eingebohrt, wobei dieser partiell plastisch reagiert zu haben scheint. Chao (1976) schließt aus diesen Beobachtungen auf hohe Drucke, unter welchen die Bunte Breccie beim Roll-Gleit-Transport stand. Dabei haben die die Kalksteinfragmente umgebenden Tone die Politur und einzelne Sandkörper die Striemen erzeugt.

Von dem Material, das die Bunte Breccie zusammensetzt, zeigen lediglich die kristallinen Komponenten meßbare Stoßwellenbeanspruchungen, und zwar bis Stufe II. Doch nur weniger als 20 % der untersuchten Proben erreichen diese Stufe. Wegen der geringen Beteiligung des Kristallins an der Bunten Breccie kann man sagen, daß die Bunte Breccie insgesamt nahezu keine meßbare Stoßwellenbeanspruchung zeigt (Hörz et al. 1983).

Eine deutliche Differenzierung des Charakters der Bunten Breccie nach dem Ort des Vorkommens ist schon frühzeitig erkannt worden. Ammon (1905) bezeichnete diese Erscheinung als „Anschmiegeung“ der Fazies der Bunten Breccie an die Unterlage. Darunter ist zu verstehen, daß die Bunte Breccie, soweit sie z. B. auf der Albhochfläche liegt, eine vorherrschend braune Gesamtfarbe besitzt, bedingt durch die Beteiligung brauner Kalkverwitte-

rungslehme vor allem in der Matrix. Im Bereich verbreiteter Tertiär-Ablagerungen (OMM + OSM), also hauptsächlich südlich der Klifflinie, zeigt die Bunte Breccie überwiegend grünliche Farbtöne und deutliche Beimengungen von Tertiär-Material (vorwiegend Tone, Mergel und Sande der OSM und OMM) wie es hier örtlich ansteht. Die Beteiligung solchen Lokalmaterials kann sehr erhebliche Ausmaße erreichen. Südlich der Klifflinie ist es mit 50–80 %, z. T. sogar über 90 % dominierend (Hörz et al. 1977). Die Kenntnisse über die Beteiligung von Lokalmaterial an der Bunten Breccie sind erst in neuerer Zeit so richtig klar geworden, nachdem durch künstliche Aufschlüsse wie Wasserleitungs- und Ölleitungsgruben (Hüttner 1958; Treibs 1965) und Kernbohrungen (Hörz et al. 1977; Hüttner 1991, unveröff.) das erstaunliche Ausmaß dieses Phänomens vor Augen geführt worden ist. Insbesondere die mit Mitteln der NASA im SW- und S-Vorries ausgeführten und genau untersuchten 11 Kernbohrungen haben zu wichtigen Erkenntnissen geführt (Hörz et al. 1977; Hörz et al. 1983). 17 Kernbohrungen, die für ein Deponie-Projekt im Raum Hohenmemmingen-Dischingen 1991 ausgeführt wurden (Hüttner, unveröff.), fügen sich vollkommen in das durch die NASA-Bohrungen gewonnene Bild ein.

Eine Analyse der NASA-Bohrkerne ergab folgende Gewichts-Anteile (Hörz et al. 1983):

Kristalline Bruchstücke > 1 cm	< 0,15 %
Triasgesteine	0,7 %
Unterer u. Mittlerer Jura	2,3 %
Oberer Jura (auch größere Schollen)	31,5 %
eingeschlossen, also im Sinne der Bunten Trümmermassen)	
Molasse in Form von in sich konsistenten Stücken > 1 cm	29,1 %
Molasse in der feinkörnigen Matrix < 1 cm	36,3 %
65,4 %	

Diese Werte können nicht auf die gesamte Bunte Breccie verallgemeinert werden, da die Bohrungen nicht gleichmäßig über den gesamten Verbreitungsbereich der Bunten Breccie verteilt waren; sie geben aber doch wichtige Anhaltspunkte. Insbesondere ist damit belegt, daß das tertiäre Lokalmaterial a) in Form von in sich konsistenten kleinen und größeren Partikeln und b) auch unter Verlust der eigenen Struktur als konstituierender Bestandteil der Matrix insgesamt die Bunte Breccie im Bereich südlich der Klifflinie dominiert.

Die Komponenten der Bunten Breccie zeigen in den Bohrprofilen keine bevorzugte Anreicherung nach ihrer stratigraphischen Abkunft in einer bestimmten Position. Es existiert also nicht die von der Kraterbildungstheorie geforderte inverse Lagerung der ursprünglichen stratigraphischen Abfolge, sondern alles ist chaotisch durcheinandergemengt. Davon machen auch die lokal aufgenommenen Molasse-Komponenten keine Ausnahme. Auch die Raumlage der Komponenten – sowohl nach der äußeren Umgrenzung als auch nach internen sedimentären Strukturen (Schichtflächen etc.) – zeigt keine Regelung. Doch sind größere Komponenten in wechselndem Maße, z. T. sehr stark intern deformiert, gefaltet, gestaucht oder in sich verdreht; sie können aber auch ganz undeformiert sein. Die unterschiedlichen Beanspruchungen können unmittelbar nebeneinander auftreten.

Die Matrix leitet sich südlich der Klifflinie zu etwa 95 % aus lokalem Tertiärmaterial ab. Das wird auch durch die Schwermineralführung belegt. Die für die Molasse typischen Minerale Granat und Epidot machen über 90 % aller Schwerminerale aus (Hörz et al. 1983). Der Anteil der Matrix (< 1 cm) wechselt von 10 bis 75 % und auch ihre Ausbildung ist sehr variabel. Das heißt, der Anteil von Sand, Silt und Ton sowie die Menge und die stratigraphische Zugehörigkeit der Gesteinspartikel wechseln sehr erheblich. So sind nach Art der Matrix und der eingeschlossenen Gesteinskomponenten verschiedene Breccientypen zu unterscheiden. Die Kontakte zwischen diesen Typen sowie zwischen den Komponenten, auch den tonigen und lockersandigen der Molasse, sind meist auffallend scharf. Nicht selten kann man Breccien in Breccien erkennen, d. h. Breccienpartien von einer typischen Ausbildung, die durch Farbe, Art der Matrix und der Komponenten bestimmt ist, treten selbst als Komponenten in einer umschließenden Breccie auf. Dies kann sogar mehrfach ineinander eingeschlossen der Fall sein (Hörz et al. 1977; Hörz et al. 1983).

Diese Beobachtungen weisen auf einen äußerst turbulenten Mischungsprozeß hin, in dessen Verlauf bereits gemischtes Material wieder aufgearbeitet wurde. Es wurde jedoch keine gleichmäßige Mischung erzeugt, sondern das Ergebnis, das letzten Endes zur Ablagerung kam, macht einen sehr ungleichmäßigen, chaotischen Eindruck.

Wirkungen auf den Untergrund: Eine genaue Untersuchung (Hörz et al. 1983) ergab, daß die Beteiligung des beigemengten lokalen Molassematerials mit zunehmender Entfernung vom Krater zunimmt. Auch der Anteil der Matrix nimmt in dieser Richtung zu. Das erlaubt den Schluß auf einen an der Erdoberfläche erfolgten, vom Krater nach außen fortschreitenden Mischungsprozeß.

Besondere Aufmerksamkeit verdient die Ausbildung der Untergrenze der Bunte-Breccie-Decke. Diese Grenze war in allen Bohrkernen über autochthonen Molassegesteinen etwa horizontal und meist auffallend scharf. Eine besondere Aufarbeitungszone, in der das im Liegenden anstehende Material bevorzugt auftrat, war nur gelegentlich in einer Stärke von wenigen Dezimetern zu beobachten. Eine Bodenbildung oder Verwitterungsdecke war auf dem autochthonen Untergrund nirgends vorhanden. Das ist auch verständlich, denn die große Beteiligung von Molassematerial in Profilen bis gegen 100 m vertikaler Erstreckung erfordert zwingend die völlige Umgestaltung der präriesischen Landschaft durch einen tiefgehenden Aufarbeitungsprozeß.

Folgende Beobachtungen dienen zur Klärung dieses Vorgangs. 1. Man findet unterschiedliches Kratermaterial in Form kleinerer oder größerer Bruchstücke eingeschlossen in meist sandiges Molassematerial. Diese Fremdkomponenten müssen einzeln wie Geschosse in die Molasse eingedrungen sein, was man sich am leichtesten beim Auftreffen ballistisch aus dem Krater ausgeworfener Gesteinstümmer vorstellen kann. 2. Solche Partien der Bunten Breccie sind vermengt mit anderer, überwiegend Kratermaterial betonter Bunter Breccie sowie mit größeren Komponenten und Schollen, sowohl aus Krater- wie aus Lokalmaterial, wobei meist scharfe Kontakte auftreten. Wenn man zudem die annähernd horizontale Untergrenze der Bunten Breccie über autochthoner Molasse in Betracht zieht, so wird klar, daß es sich bei dem letzten Akt vor der endgültigen Ablagerung um eine

gigantische turbulente Fließbewegung gehandelt haben muß, bei welcher der durch das Auftreffen von Auswurfmassen aus dem Krater aufgewühlte Untergrund tiefgehend abgeschürft wurde.

Beobachtungen aus einigen Aufschlüssen ergänzen dieses im wesentlichen aus den Bohrungen gewonnene Bild. Die mehrfach diskutierte Sandgrube W Guldesmühle (S Dischingen, R 35 99 940, H 53 95 020) zeigt über normal gelagerten OMM-Sanden eine etwa 2 m mächtige grundmoränenartige Mischungszone aus durchgearbeiteten lehmigen OMM-Sanden, die kleine Bruchstücke von verschiedenen Krater-Gesteinen, aber auch gröbere Fetzen von unterschiedlichem Molassematerial enthalten. Darüber folgt eine kleine Massenkalkscholle (Hüttner 1958, 1969). Es ist jedoch nicht gerechtfertigt, diese Zone als alleinigen Mischungsbereich zwischen der liegenden OMM und der hangenden Massenkalkscholle (als Bestandteil der Bunten Trümmermassen) zu betrachten. Mischung kommt, wie eine benachbarte Bohrung am Mühlberg zeigte, im gesamten Profil vor, wenn dies auch direkt oberhalb des Aufschlusses nicht nachweisbar ist, da der höhere Teil der hier sicher vorhanden gewesenen Bunten Trümmermassen im Zuge des Egautals abgetragen ist.

Ca. 700 m südöstlich dieses Aufschlusses bei der Guldesmühle wurde beim Bau des Egauwasserwerks bei der ehemaligen Buchmühle in einem Rohrgraben über der westlichen Talschulter die auf Weißjura Zeta-Kalk ausgebildete Basis der OMM freigelegt (R 36 00 500, H 53 94 410). Sie war durch mit OMM-Sand gefüllte Pholadenbohrungen gekennzeichnet und trug feine, nach N bis NE gerichtete Schleifspuren. Die überlagernde Bunte Breccie war sehr reich an OMM-Sand (Hüttner 1958, 1969). Hier sind die lockeren OMM-Sande offenbar von dem turbulenten Trümmerstrom erfaßt und bis auf die feste Basis abgehobelt worden. (Die Bewegung wurde durch das präriesisch bereits vorhandene Egatal etwas abgelenkt, deshalb zeigen die Schleifspuren nicht exakt in Richtung Kratermitte.)

Weitere 1,1 km südlich waren in einer Sandgrube W Ballmertshofen nördlich der Straße nach Zöschingen (R 36 00 750, H 53 93 350) OMM-Sande aufgeschlossen mit 12–25° NNW einfallenden Schichten und einem flachen System von Verschiebungsklüften, die auf eine Kompression in N–S-Richtung schließen lassen (Hüttner 1958, 1969). Da die Basis der OMM dort ungestört ist, muß es sich um eine Schubwirkung bei der Überlagerung durch Bunte Trümmermassen handeln.

Eine entsprechende Schlußfolgerung erlaubt eine nach S vergente Überschiebungsfalte, die im oberen Bereich der OMM in einer Sandgrube 800 m NW Datenhausen (R 36 01 480, H 53 92 580) aufgeschlossen war (Chao et al. 1978).

Bei Demmingen und N Bergheim konnte Gall (1969) sogar Schollen von OMM innerhalb der Bunten Breccie auskartieren, die aufgrund ihrer Höhenlage allochthon sein mußten; bei einer wurde diese Annahme durch eine der NASA-Bohrungen bestätigt.

Einen Hinweis auf die Länge des Transports geben von Bohrmuscheln angebohrte Gerölle, die für die Klifflinie der OMM bezeichnend sind. Solche Gerölle fanden sich als Komponenten der Bunten Breccie weit südlich der Klifflinie: SW Dischingen 1,5–3 km von der Klifflinie entfernt und 40–70 m höher als am ursprünglichen Ablagerungsort (Hüttner 1958, 1969). Gall (1974) hat im süd-

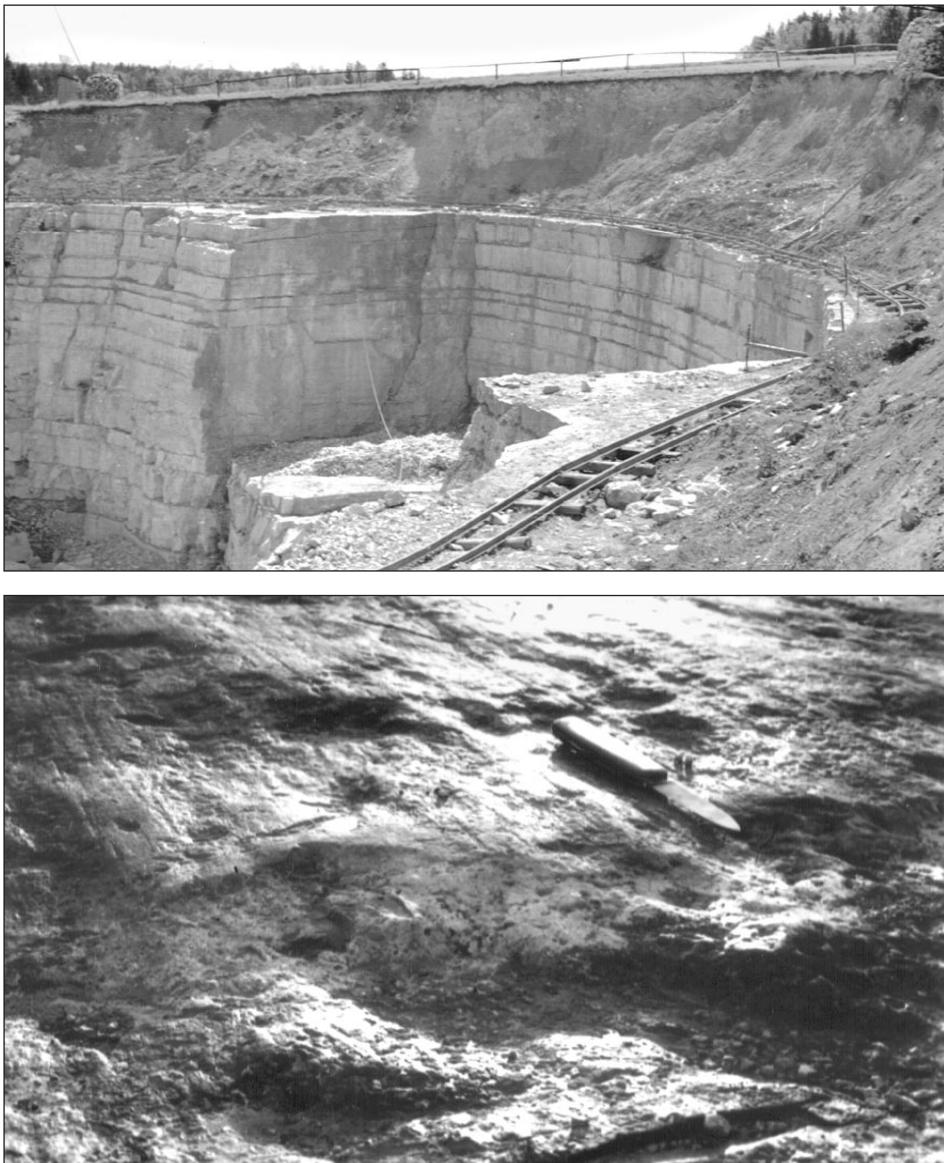


Abb. 9. Schliff-Fläche im Steinbruch der Gundelsheimer Marmorwerke (früher Teich). Dickbankige Kalke des Malm Delta, darüber Bunte Brecce. Die oberste Bank des Malm-Delta trägt gut geregelte, parallele Schrammen, die mit Streichen 85° auf das Kraterzentrum weisen. Schliff-Fläche im unteren Teil der Abbildung vergrößert dargestellt (Fot. G.H. Wagner).

lichen Riesvorland noch größere Transportweiten – bis 10 km – und Hebungsbeträge bis 100 m errechnet.

Die durch diese Beobachtungen in Bohrungen und Aufschlüssen dokumentierten enormen Wirkungen auf den Untergrund konnten dort, wo in der Umgebung

des Kraters massive Malmkalke anstehen, nicht in derselben, aber in vergleichbarer Weise zum Ausdruck kommen. Schon seit langem sind hier die sogenannten Schliff-Flächen bekannt, die von G. H. Wagner (1964) umfassend untersucht wurden. Es handelt sich um geglättete, ebene oder leicht bucklige Flächen, je nachdem, ob sie auf Bank- oder Massenkalken ausgebildet sind (Abb. 9 u. 10). Sie tragen Striemen, die generell auf das Kraterzentrum weisen. Auch hier sind Bodenbildungen und Verwitterungsdecken beseitigt und in die Bunte Breccie inkorporiert, doch kann die Aufarbeitung und Abhobelung der präriesischen Landoberfläche nicht dieses enorme Ausmaß angenommen haben wie in den Lockersedimenten südlich der Klifflinie. Als Beispiel sei die Schliff-Fläche im Steinbruch der Gundelsheimer Marmorwerke (früher Teich, R 44 14 700, H 54 19 500) genannt (Abb. 9). Die Schliffe sind auf der obersten anstehenden Bank des Treuchtlinger Marmors ausgebildet. Diese ist in sich völlig unversehrt und kann in derselben Weise genutzt werden wie die tieferen Bänke. Das bedeutet, daß eine erhebliche Überdeckung von mehreren Metern tertiärer Bodenbildung und aufgewitterten Gesteins abgeschoben worden sein muß, ehe die Bunte Breccie auf der obersten erhalten gebliebenen Bank zur Ablagerung kam.

Horizontale Bewegungen auf Schichtflächen autochthoner Gesteine, die auf die Schubwirkung bei der Überlagerung mit Bunten Trümmermassen zurückzuführen sind, lassen sich in der Umgebung des Kraters mehrfach nachweisen:

Im aufgelassenen Steinbruch Ursheim-E (R 44 07 050, H 54 23 050) wurde ein Gesteinspaket von 12 m Mächtigkeit aus oberem Malm Beta bis Untergamma um etwa 1,2 m (erkennbar an dem Versatz von Klüften) nach E geschoben. 2,7 m



Abb. 10. Schliff-Fläche im Steinbruch Bschor, Ronheim. Massenkalkhöcker mit richtungsmäßig stark streuenden Schlitften (125–150°), infolge Ablenkung durch das Relief.

tiefer war auf der Bruchsohle eine zweite Verschiebungsfläche an feinen Striemen zu erkennen, der Verschiebungsbetrag war jedoch nicht zu ermitteln (G. H. Wagner 1964). Der bewegungsmechanische Zusammenhang mit der Überschiebung der Bunten Trümmermassen ergibt sich aus einer Schliff-Fläche und Resten von Bunter Breccie an der Oberfläche des verschobenen Gesteinskomplexes.

Im jetzt nicht mehr zugänglichen Steinbruch nördlich der Stahlmühle im Rohrachtal (R 44 07 000, H 54 25 060) konnte man im östlichen Bruchteil im Laufe des Abbaus in verschiedenen Positionen Zerrüttung höherer Teile anstehender Schichtfolgen und Zusammenschub auf markant hervortretenden Schichtfugen beobachten (vgl. Schmidt-Kaler et al. 1970, Abb. 4 und Chao et al. 1992, Abb. 21.1). Auch hier ist die Verbindung mit den Bunten Trümmermassen durch Kontakte und entsprechenden Bewegungssinn gegeben.

Neben den so markanten Spuren horizontaler Bewegungen an der Basis der Bunten Trümmermassen gibt es aber auch im Bereich des Alb-Vorrieses Deformationsspuren, die auf eine Zertrümmerung des Untergrundes hinweisen. Nicht selten wurden bei der Kartierung von Blatt Neresheim-Ost (Hüttner 1958) unter oder in der Nähe von Bunten Trümmermassen oberflächlich brecciierte und nach unten abnehmend intensiv zerklüftet Malmkalke beobachtet. Solche Beobachtungen sind vor allem an Malm-Zeta-Bankkalken beweiskräftig, denn diese Gesteine heben sich deutlich vom Krater-Auswurfmaterial ab, da sie im Kraterbereich vor dem Impakt nicht vorhanden waren. Man kann in dieser Art von oberflächlicher Breccierung und Zertrümmerung des Autochthons eine Wirkung des Aufpralls ballistisch ausgeworfener Trümmermassen sehen (Hüttner 1969).

5.3.3. Verbreitung und Lagerung der Bunten Trümmermassen

Die Verbreitung der Bunten Trümmermassen außerhalb des Kraters ist aus Abbildung 1 in ihrer Gesamtheit zu ersehen. Auf der Geologischen Karte des Rieses 1:50 000 war das vollständige Verbreitungsgebiet wegen des dann erforderlichen zu großen Formats nicht zu erfassen.

a) Verbreitung und Lagerung außerhalb des Kraters im sogenannten Vorries:

Die Bunten Trümmermassen liegen in der Umgebung des Kraters als stark durchlöcherte und zerzipfelte Decke auf dem autochthonen Untergrund. Die so auffällige ungleichmäßige Verbreitung, die sich vor allem vom Südwesten über den Süden bis zum Osten des Kraters erstreckt, ist, wie schon eingangs dargelegt, eine Folge späterer Abtragung. Die äußersten Vorkommen liegen im Südwesten bis 36 km vom Kraterzentrum entfernt. Im Süden sind die Bunten Trümmermassen von der Donau erosiv abgeschnitten, und im Osten erreichen sie gar 43 km Entfernung vom Kraterzentrum (Schmidt-Kaler 1991). Man kann annehmen, daß sie ursprünglich bis mindestens zu dieser Entfernung rings um den Krater als geschlossene Decke vorhanden waren.

Die Mächtigkeit der Bunten Trümmermassen im Vorries ist außerordentlich variabel. Sie dürfte im Durchschnitt bei etwa 30–50 m liegen, erreicht aber nicht selten über 80 m. Noch höhere Mächtigkeiten wurden über einem mit Bunten Trümmermassen verfüllten präriesischen Tal im östlichen Vorries festgestellt: in

der Bohrung Monheim (Birzer 1969) 139,5 m und bei daran anknüpfenden geoelektrischen und seismischen Messungen bis 200 m (Bader & Schmidt-Kaler 1977). Die Mächtigkeit wird also neben der primären Materialanlieferung und der Wirkung späterer Erosion auch durch die Gestalt der Auflagerungsfläche und – südlich der Klifflinie – die tiefgehende Aufschürfung der Lockersedimente der Molasse bestimmt. Über die primäre Mächtigkeitsverteilung unmittelbar nach dem Auswurf kann man wegen der starken Erosionswirkungen keine gesicherten Aussagen machen. Nur dort, wo Bunte Trümmermassen von Suevit überlagert werden (siehe Abschn. 5.5), ist ihre primäre Mächtigkeit voll erhalten (z. B. im Steinbruch Otting unter 9 m Suevit 46,4 m Bunte Bunte Breccie).

b) Verbreitung und Lagerung im Krater:

Im Krater treten die Bunten Trümmermassen nur in der Kraterrandzone auf. Sie bestehen dort überwiegend aus Schollen, zwischen welchen nur wenig, meist grobstückige Bunte Breccie lagert. Es fällt auf, daß die Schollen am Rande des zentralen Kraters überwiegend aus Kristallinem Grundgebirge mit Triasgesteinen bestehen und daß nach außen zunehmend jüngere Gesteine dominieren. In der Nähe des Kraterrandes treten bevorzugt ähnliche Gesteine auf wie sie im entsprechenden Sektor außerhalb des Kraters anstehen. Das ist vor allem in der Nähe des südlichen und südöstlichen Kraterrandes auffallend, wo große Schollen von Malmkalken auftreten, die dem Kraterrand vorgelagert sind und ihn in einer bis zu 3 km breiten Zone begleiten. Oft erstrecken sie sich parallel zum Kraterrand und sinken meist treppenförmig kratereinwärts mit Beträgen um jeweils einige Dekameter ab, wobei sich über mehrere Stufen ein Gesamtbetrag von etwa 100 m ergeben kann. Diese Schollen sind in der Regel leicht verkippt, wobei sie bevorzugt kraterauswärtiges Fallen zeigen, aber auch anders gerichtetes Fallen kommt vor. Innerhalb der Schollen kann die Schichtlagerung variieren; offenbar sind die Schollen von zahlreichen Kleinstörungen durchzogen. Der Grad der Verkippung nimmt in der Regel kratereinwärts zu. In ähnlicher Weise verhält sich auch die innere Beanspruchung der Schollen. Am Kraterrand sind sie kaum stärker geklüftet als das Autochthon, während sie kratereinwärts stärker zerklüftet sind und gelegentlich auch den Grad der „dichten Zerklüftung“ erreichen können. Verruschung („Mörteltextur“) tritt nur auf Bewegungsbahnen auf, weshalb man hier nicht von echter Vergriesung sprechen kann.

Diese Schollen haben sich offenbar vom Kraterrand gelöst und kratereinwärts bewegt. Markante Beispiele dafür sind der Riegelberg zwischen Utzmemmingen und Holheim, der Albuch N Hürnheim, der Thalberg SW Ederheim, der Hochhauser Berg und Gansenberge SE Hürnheim, der Ochsenberg und Reisberg W Mönchsdegglingen, der Kl. Hühnerberg E Kleinsorheim, das Lachenholz E Mönchsdegglingen, der Burgberg SE Heroldingen sowie der Lehmberg W Gosheim. Da sie sich von den echten Auswurfmassen, die auf ihnen und zwischen ihnen liegen, deutlich unterscheiden, wurden sie als „Kraterrandschollen“ gesondert dargestellt (Hüttner 1988). Durch ausgedehnte geoelektrische Messungen (Homilius & Schmidt-Kaler 1979; Hüttner et al. 1980), wurde erkannt, daß diese „Kraterrandschollen“ außen am Kraterrand quasi tektonisch verlagert sind; weiter kratereinwärts dürfte der Zusammenhang mit dem Liegenden zunehmend verlorengehen und die innersten Schollen dürften als allochthon zu bezeichnen sein (z. B. Albuch, Hochhauser Berg, Lachenholz, Kl. Hühnerberg, Burgberg,

Lehmburg). Um ihre Sonderstellung kenntlich zu machen, werden diese Schollen, die lediglich im Krater gleitend bewegt worden sind, auf der Karte zusammenfassend als „parautochthon“ bezeichnet.

Neben den abgesenkten und kratereinwärts bewegten parautochthonen Schollen kommen auch auswärts und am Kraterrand aufwärts bewegte Schollen vor. Dazu gehört der Kapf bei Utzmemmingen, wo eine 5° ENE einfallende, wenig zerklüftete Malm Alpha/Beta-Scholle auf einer etwa 10° kratereinwärts fallenden Verschiebungsfläche am Kraterrand über Malm Alpha, Beta und Gamma aufgeschuppt ist (Münzing 1954, 1964; Hüttner 1977b, Abb. 23). Geoelektrische Messungen (Hüttner et al. 1980) zeigten, daß auch der Große Hühnerberg W Harburg, der vorher als autochthon angesehen worden war, eine am Kraterrand aufgeschuppte parautochthone Scholle darstellt. Eine kurz nach dem Start gestoppte Auswärtsbewegung, bei welcher ein neuer, äußerer Kraterrand im Entstehen begriffen war, ist im Steinbruch Eireiner (früher Schneider) S Wemding zu beobachten: Malm Delta-Kalke fallen am morphologischen Rand des Riesbeckens schwach ($3-5^{\circ}$) nach Westen, also kratereinwärts; nach Osten versteilt sich das Einfallen bis auf etwa 10° , bis schließlich die Bänke steil aufgerichtet werden (Einfallen bis 65° W), um dann von einer 60° E fallenden Schliff-Fläche scharf abgeschnitten zu werden. Östlich der Schliff-Fläche lagert eine allochthone Malscholle, in welcher eine normale Abfolge vom Alpha bis zum untersten Delta vorliegt (Schmidt-Kaler 1986). In den Delta-Bänken kann man durch Versatz von Klüften und durch Bewegungsspuren auf Schichtflächen kraterauswärtsige Verschiebungen von Schichtpaketen feststellen. Hier hat also eine vom Krater ausgehende Bewegung stattgefunden, deren Energie aber nicht mehr zum Auswurf der bewegten Scholle gereicht hat (weitere Einzelheiten s. Chao et al. 1992).

Am nördlichen und westlichen Kraterrand, der an Dogger-, Lias- und Keupergesteine grenzt, kann man derart auffällige Kraterrandschollen nicht beobachten. Doch ist auch hier gegen den Kraterrand zu das Vorherrschen von Schollen der stratigraphischen Stufen, die im autochthonen Vorland anstehen, zu beobachten. Diese Schollen sind verkippt, oft miteinander verschuppt und streichen häufig kraterrandparallel. Barthel (1957) betonte die vorwiegend zum Riesrand konzentrische Anordnung der Schollen auf Blatt Fremdingen, eine Erscheinung, die auch auf den Blättern Öttingen (Gerstlauer 1940) und Heidenheim (Zöllner 1946) zu erkennen ist. Nach unveröffentlichten Aufnahmen von G. H. Wagner war beim Bau einer Wasserleitung (1955), die von Süden zum Hochbehälter NW Schopflohe führte, über einem mehrfachen Wechsel von Stubensandstein und Knollenmergel eine mit $30-55^{\circ}$ nach Norden einfallende Schichtenfolge aufgeschlossen, die vom Lias Alpha bis zum Dogger Beta reichte. Darüber folgte beim Hochbehälter wieder Stubensandstein, und dahinter lagern, in mehreren verfallenen Steinbrüchen aufgeschlossen, zerrüttete und teilweise vergrieste mergelige Schwammkalke (Malm Beta/Gamma nach Barthel 1957) mit stark wechselndem Streichen und Fallen. Während diese Kalke mit Sicherheit allochthone Auswurfmassen sind, kann man in den liegenden Schichten eine parautochthone Schuppungszone erkennen. Auch am westlichen Kraterrand konnte Münzing (1954) in Wasserleitungssräben ähnliche Verhältnisse bei dort vorherrschendem kraterrandparallelem N-S-Streichen beobachten. Daher wurde bei der Neubearbeitung der Ries-Karte 1:50 000 versucht, in Analogie zur süd-

lichen Kraterrandzone (Hüttner 1988) auch im Norden und Westen eine entsprechende Gliederung in nur im Krater wenig weit bewegte „parautochthone“ Schollen und echtes allochthones Auswurfmaterial vorzunehmen. Als Kriterien dienten stratigraphische Nähe zum autochthonen Vorland, Schichtenfolgen im stratigraphischen Verband, geringe bis mäßige Verkippung sowie geringe bis mäßige Deformation.

Der Kraterrand wird mit Hilfe der parautochthonen Schollen strukturell definiert als die Linie, bis zu welcher vom Impakt ausgelöste quasi tektonische Schollenbewegungen – sowohl auswärts als auch einwärts gerichtet – bei der Kraterbildung stattgefunden haben. Mit dem morphologischen Kraterrand fällt diese Linie nur in dem gegen die Malmtafel gerichteten Teil des Kraters abschnittsweise zusammen. Oft ist sie hier durch Auswurfmassen überdeckt, die den morphologischen Eindruck verändern. Im Norden und Nordwesten, wo der ursprüngliche Kraterrand abgetragen ist, ist nur die oben gegebene Definition eines strukturellen Kraterrands anwendbar.

Über die Bewegungsvorgänge am Kraterrand ist vorstehend schon einiges mitgeteilt. Zusätzliche, besonders bemerkenswerte Erkenntnisse lieferten Beobachtungen in den Kraterrandschollen bei Holheim (vgl. Hüttner 1988):

In dem großen, jetzt stillgelegten und in Verfüllung begriffenen Steinbruch Siegling auf der Höhe des Riegelberges waren Malm-Delta-Bankkalke aufgeschlossen, die $100\text{--}110^\circ$ streichen und $10\text{--}20^\circ$ S fallen. Eine antithetische Abschiebung mit etwa 2 m Sprunghöhe durchsetzt diese Schichten mit $125^\circ/45^\circ$ N und zeigt damit eine Zerrung in Richtung auf das Kraterzentrum an. In höherer Position, wenige m unter der Oberfläche der Riegelbergscholle, war dagegen auf einer Schichtfläche ($112^\circ/20^\circ$ S) durch kräftige Striemen in Richtung 215° eine Verschiebung der Hangendpartie nach SW angezeigt. Aus diesen Befunden ergibt sich, daß die Riegelbergscholle antithetisch rotiert ist. Die Rotation resultierte aus einer zerrenden, kratereinwärts gerichteten Kraft, die im zentralen Bereich der Scholle ihren Angriffspunkt hatte, während eine auswärts schiebende Kraft oben darüber wirkte.

Eine ähnliche Position wie der Riegelberg besitzt die östlich benachbarte kleine Scholle (östlich der B 466), in welcher die aufgelassenen Steinbrüche Arlt und Siegling (alt) angelegt sind. Dort ist die Lagerung noch etwas stärker gestört als am Riegelberg, was Nathan (1935) veranlaßt hat, diesen Komplex als allochthon zu kartieren. Geoelektrische Untersuchungen (Hüttner et al. 1980, Profil 3) haben ergeben, daß hier durchaus allochthone Lagerung angenommen werden kann, daß jedoch mit Annäherung an den Kraterrand ein Zusammenhang mit weniger gestörten Schollen besteht, welche eine kratereinwärts abgesenkte antithetische Schollentreppe bilden (vgl. Hüttner 1988, Beil. 1, Fig. 2).

Die in der untersten, bereits kraterwärts abgelösten Stufe dieser Treppe befindlichen Steinbrüche Arlt und Siegling (alt) zeigten dagegen Spuren äußerst heftiger kraterauswärtiger Bewegungen, die über sie hinweggegangen sind:

Im Steinbruch Arlt stehen dickbankige Malm-Delta-Kalke sowie Massenkalk an. Die Schichtlagerung ist recht variabel, hauptsächlich fallen die Schichten mit $10\text{--}20^\circ$ nach S bis SW. An der Ostwand war in den 70er Jahren eine Aufbiegung

der höheren Schichtpartien der Delta-Kalke zu beobachten (heute nur noch ansatzweise vorhanden), wie von einem kraterauswärts gerichteten Hobel abgespänt und aufgerichtet, während die liegenden Bänke eben mit etwa 15° nach Südwesten einfielen (Hüttner 1988, Abb. 7). Das Streichen der aufgerichteten und intensiv zerpreßten Schichten verlief parallel zum Kraterrand. Hier ist also eine kraterauswärtsige Bewegung der über die Scholle hinweggegangenen Trümmermassen zu erkennen, die die Aufstauchung erzeugte; diese war gegenläufig zu der kratereinwärtsigen Bewegung der Scholle selbst.

Im benachbarten Steinbruch Siegling (alt) steht dicht zerklüfteter Massenkalk an. Auf der hirnschalenförmig ausgebildeten Oberfläche der Scholle war eine Schliff-Fläche angelegt, die mit starken Riefen einen großartigen Eindruck von der Gewalt der darüber hinweggeglittenen Bunten Trümmermassen gab (vgl. Chao et al. 1992, Abb. 10.2). Der größte Teil der Schliff-Fläche ist dem Abbau zum Opfer gefallen, jetzt sind nur randlich spärliche Reste vorhanden. Diese lassen immerhin noch erkennen, daß die Scholle nicht nur auf der mit etwa 10° kratereinwärts fallenden Oberfläche, sondern auch seitlich sowie auf der kraterauswärts fallenden Rückseite ausgebildet ist. Daraus kann man ersehen, daß die Scholle bereits aus dem Zusammenhang gelöst war, als die Bunten Trümmermassen mit enormer Druckwirkung über sie hinwegglitten. Die Richtung der Striemen und Riefen mit im Mittel 40° weist auf eine Bewegung, die vom Kraterzentrum radial nach außen ging.

Das an diesen Beispielen erkannte Prinzip der aus dem Krater heraus erfolgten Auswurfbewegung bei gleichzeitiger Einwärtsbewegung von am Kraterrand abgleitenden Schollen ist für das Verständnis der Lagerungsverhältnisse in der Kraterrandzone grundlegend. Denn dadurch wurde eine Rotation von Schollen in Gang gesetzt, die weiter innen in der Kraterrandzone auch zu Schollenüberkippungen und zu sehr wirren Lagerungsverhältnissen geführt haben kann. So wurde in der Bohrung Wörnitzostheim eine überkippte und in sich stark zerscherte Scholle von Lias Delta bis Dogger Alpha von 106,9–180,5 m angetroffen (Gall et al. 1976). Am Fuß des Stoffelsberges traf eine Wasserbohrung unter 12 m Riessee-Ablagerungen Granit (bis 40 m) und darunter bis zur Endteufe (74 m) Keupersandstein an (Bentz 1928a; Löffler 1964). Entsprechende Lagerungsverhältnisse wurden auch bei Schußbohrungen für seismische Messungen (DEKORP 1984) E Appetshofen, SW und NNW Maihingen sowie NNE Marktoffingen angetroffen. Diese Beispiele sind kein Beweis für eine generelle inverse Lagerung in der Kraterrandzone – diese Annahme verbieten zahlreiche Gegenbeispiele – sondern der Nachweis von Rotation und Verschuppungen einzelner Schollen.

5.4. Polymikte Kristallinbreccien

Polymikte Kristallinbreccien bilden nur einen kleinen Bruchteil der gesamten Auswurfmassen. Sie sind dennoch nicht zu vernachlässigen, da sie für eine bestimmte Phase beim Vorgang der Kraterbildung von Bedeutung sind.

Ausbildung: Die Polymikten Kristallinbreccien stellen Gemenge eckiger bis kantengerundeter Fragmente verschiedener Gesteine des Kristallinen Grundgebirges dar, die in eine feinkörnige, aus demselben Gesteinsmaterial gebildete

Grundmasse eingelagert sind. Untergeordnet, aber nicht selten, sind kleine Fragmente sedimentärer Gesteine, vor allem des Keupers, aber auch von Lias- oder Dogger-Tonsteinen beteiligt (Stöffler 1969; Hüttner 1969; Abadian 1972).

Die Stoßwellenbeanspruchung der Kristallin-Fragmente reicht in der Regel von der Stufe 0 bis II, seltener bis III (Stöffler 1969; Abadian 1972; Abadian et al. 1973). Gelegentlich sind jedoch auch blasenreiche, gelbliche, zersetzte Gläser in Form einzelner Schlieren oder mehr oder weniger dicht gestreuter Putzen eingelagert. Diese Vorkommen bilden somit Übergänge zum Suevit.

Beispiele für Vorkommen solcher Gläser in Polymikten Kristallinbreccien sind: Aufschluß Langenmühle (36 08 900, H 54 22 940), viele zerstreute kleine Einschlüsse am nordwestlichen Ende des Aufschlusses; Steinbruch Limberg-N (R 36 06 020, H 54 20 800), Westwand, viele fladenartige Einschlüsse.

Verbreitung und Lagerung: Die auf der Karte verzeichneten Vorkommen von Polymikten Kristallinbreccien sind sehr klein und dazu meist noch überbetont, um darstellbar zu sein. Bei vielen mußte wegen ihrer Kleinheit auf die Wiedergabe in der Karte verzichtet werden.

Polymikte Kristallinbreccien sind in der Kraterrandzone wie im Vorries zu finden, und zwar a) als kleine Komplexe innerhalb der Bunten Trümmermassen und b) gangförmig in dislozierten Schollen (Abb. 11). Sie sind somit eigentlich Bestandteile der Bunten Trümmermassen, doch empfiehlt es sich, sie gesondert zu betrachten, da sie eine eigene Entstehungsgeschichte besitzen. Die Mischung der verschiedenartigen Kristallingesteinsfragmente muß nämlich bereits vorgelegen haben, ehe sie in Form eigener Komplexe den Bunten Trümmermassen beige-mengt wurde (Hüttner 1969). Die gangförmigen Vorkommen (Branco 1903, „Granitische Explosionsprodukte“) sind meist an Grundgebirgsschollen geknüpft, welche selbst nur sehr schwache Stoßwellenbeanspruchung zeigen (Stufe 0). Seltener findet man sie auch in Sedimentgesteinen. Diese Schollen durchsetzen sie in unregelmäßiger Weise.

Die Füllung dieser „Gänge“ ist nach Hüttner (1969) durch einen intrusiven Vorgang in einem relativ frühen Stadium der Kraterbildung erfolgt. Abadian et al. (1973) betonten dagegen, daß sie keine Anzeichen von Intrusionsvorgängen finden konnten und schlugen andere Erklärungen vor, wie Füllung offener Spalten in allochthonen Schollen durch kristallines Auswurfmaterial von oben, spätere Einschwemmung von Kristallinmaterial in Spalten oder Bildung von Reibungsbreccien während des Auswurfvorgangs. Es ist hier aus Raumgründen nicht möglich, alle in Frage kommenden Vorkommen kritisch zu diskutieren. Die für die Vorgänge bei der Kraterbildung wichtige Feststellung einer Intrusion von polymikten Kristallinbreccien in das Nebengestein wird jedoch durch Befunde bei der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 gestützt: Dort wurde erkannt, daß das Kristalline Grundgebirge im Untergrund des Kraters von Gängen einer feinkörnigen polymikten Kristallinbreccie durchsetzt ist, die bei aller Variabilität im einzelnen, in den wesentlichen Merkmalen grundsätzlich mit den aus Tagesaufschlüssen bekannten Polymikten Kristallinbreccien übereinstimmt. Diese Gangbreccien sind hauptsächlich auf alten Störungszonen, die während einer Ausdehnungsphase im Kraterbildungsprozeß aufrissen, intrusiv eingedrungen, wobei eine

Vermischung mit vom angrenzenden Gestein losgelösten Fragmenten stattfand (Gudden 1974; Pohl 1974; Stettner 1974; Chao 1977a; Chao & El Goresy 1977; Engelhardt & Graup 1977; Hüttner 1977a; Stähle & Ottemann 1977; Stöffler 1977; Stöffler et al. 1977). Besonders wichtig ist eine Beobachtung von Bauberger (in Stettner 1974) in der Forschungsbohrung: Kristallinblöcke, die in den Suevit über dem Kristallin eingeschlossen sind, sind teilweise mit feiner Polymikter Kristallinbreccie durchdrungen. Diese Durchdringung ist an der Grenze der Blöcke gegen den Suevit glatt abgeschnitten; sie ist also vor der Einlagerung in den Suevit erfolgt, offenbar als die Blöcke noch in einem größeren Zusammenhang standen. Solche Einlagerungen von Polymikten Kristallinbreccien kann man auch in Kristallin- und seltener auch in Sedimentschollen in Aufschlüssen an der Erdoberfläche beobachten, und zwar in einer Position, die eine Deutung als Füllung von oben in eine klaffende Spalte nicht erlaubt.

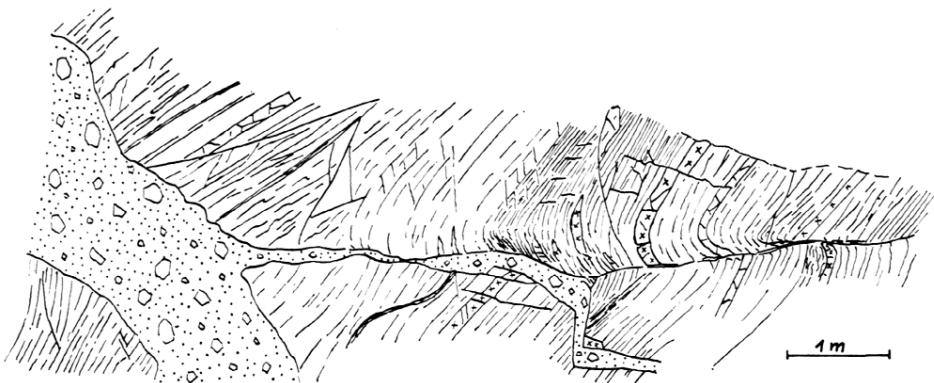


Abb. 11. Polymikte Kristallinbreccie auf vorgegebener tektonischer Störung eingelagert in Gneis. Aufschluß 300 m NW Klostermühle Maihingen. Nach einer Skizze von G. H. Wagner (Polymikte Kristallinbreccie schematisch dargestellt).

Im bereits erwähnten Kristallinaufschluß bei der Langenmühle (etwa 500 m nordwestlich des in diesem Zusammenhang ebenfalls wichtigen Aufschlusses in der Nähe der Klostermühle Maihingen (Abb. 11; vgl. Hüttner 1969; Schmidt-Kaler et al. 1970; Abadian et al. 1973) erkennt man eine unruhig auf- und absteigende, insgesamt etwa horizontale Störungsfläche. In diese Fuge ist feinkörnige Polymikte Kristallinbreccie von wechselnder Mächtigkeit, z. T. auch ausdünnend bis zum Verschwinden, eingelagert. Aus den Verbiegungen im Gesamtverlauf der Störungsfläche sowie aus lokalen Anschwellungen, Ausdünnungen und Absätzen der Füllung kann man die durch den Auswurf bewirkte mechanische Beanspruchung der Scholle erkennen, und ersieht daraus, daß die Injektion der Polymikten Kristallinbreccie vor der Platznahme der Scholle erfolgt sein muß.

In der Sandgrube Itzing traten Polymikte Kristallinbreccien in unregelmäßigem Kontakt mit grobblockigen kristallinen Trümmermassen auf. Die Verbandsverhältnisse können nur durch einen gemeinsamen Auswurf und Verknetung während des Transports erklärt werden.

Im Kristallinaufschluß Limberg-N (SE Unterwilflingen) kann man auf der Westseite folgende Lagerungsverhältnisse erkennen: über einer monomikten

Breccie aus Granit lagert mit welliger und unscharfer Grenze eine Polymikte Kristallinbreccie (überwiegend aus Granitmaterial, aber auch mit Beteiligung anderer kristalliner Grundgebirgsgesteine) mit wechselnd starker Beteiligung von grünlichgelblichen und weißlichen tonigen Umwandlungsprodukten von blasigem Glas. Überlagert wird diese Zone von grobstückiger Bunter Breccie, bestehend aus Keupersandstein und -ton sowie dunklen Lias- oder Doggertonen. Diese Lagerungsverhältnisse zeigen, daß die glasführende Kristallinbreccie gemeinsam mit der Kristallinscholle transportiert und von Bunter Breccie überlagert wurde. Es handelt sich also trotz Glasführung um keinen normalen Suevit, denn dieser überlagert in der Regel die Bunten Trümmermassen.

Besonders bemerkenswert ist eine Beobachtung von Chao (1977b), der in der Bunten Breccie des Steinbruchs Bschor, Ronheim, schmale Gänge von Polymikten Kristallinbreccien fand, die Blöcke von dunklen Tonen des Lias Delta oder Dogger Alpha durchsetzten. Sie zeigen wiederum, daß die Injektion der Polymikten Kristallinbreccien vor der Bildung der Bunten Breccie stattfand und auch das Deckgebirge erreicht hat.

Nach diesen Befunden ist es erwiesen, daß Polymikte Kristallinbreccien in einer frühen Phase der Kraterbildung in den kristallinen Untergrund des Kraters auf Spalten eindrangen (vgl. auch Stöffler 1977). Sie durchsetzten aber auch kristalline und Deckgebirgsgesteine, welche später ausgeworfen und zu Bestandteilen der Bunten Trümmermassen wurden.

5.5. Suevit

Definition: Als Suevit werden nach der üblichen Definition glashaltige polymikte Kristallinbreccien bezeichnet. Da jedoch auch den Polymikten Kristallinbreccien (i.e.S.) Glas beigemengt sein kann (s. Abschn. 4.4.), ist diese Definition nicht präzise. Die glashaltigen Polymikten Kristallinbreccien einfach auch als Suevit zu bezeichnen, ist unzweckmäßig wegen der Übergänge zu glasfreien Polymikten Kristallinbreccien und da das geologische Auftreten von demjenigen der unzweifelhaften Suevite verschieden ist.

Hier können Erkenntnisse aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (Pohl 1974, 1977; Chao 1977 a, b; Stähle & Ottemann 1977; Stöffler 1977; Stöffler et al. 1977) weiterhelfen: Unter einem relativ glasreichen Suevit (Teufe 331,5–525 m), der aufgrund seiner hohen remanenten Magnetisierung (Thermoremanenz) als Hochtemperatursuevit bezeichnet wird (Ablagerungstemperatur mindestens 600 °C, Pohl 1977), lagert ein glasärmer „Suevit“ mit schwacher magnetischer Remanenz, dessen Mischtemperatur bei der Ablagerung wesentlich niedriger (meist nicht über 200–300 °C, Pohl 1977) war (Tieftemperatursuevit, 525–602 m). Dieser Abschnitt erscheint makroskopisch als polymikte Kristallinbreccie und ist den darunter folgenden, im Kristallin eingelagerten Gangbreccien sehr ähnlich (Stähle & Ottemann 1977; Stöffler et al. 1977). Da die von der Oberfläche her bekannten Auswurf-Suevite Hochtemperatursuevite mit starker remanenter Magnetisierung sind, ist es zweckmäßig, nur Gesteine mit dieser Eigenschaft als Suevit im eigentlichen Sinne zu bezeichnen und den „Tieftemperatur“- oder „glasärmen Suevit“ zu den Polymikten Kristallinbreccien („Gangbreccien“ in der Bohrung) zu schlagen.

5.5.1. Ausbildung

Zwischen dem in der Kraterrandzone und im Vorries auftretenden Auswurf-Suevit und dem im zentralen Krater liegenden Rückfall-Suevit bestehen deutliche Unterschiede hinsichtlich Zusammensetzung und Gefüge, welche eine getrennte Beschreibung erfordern.

Der Auswurf-Suevit ist ein graues, tuffbreccienartiges Gestein, das aus Fragmenten verschiedener Kristallingesteine (verschiedene Gneise, Amphibolite, Granite, Granodiorite u. a.) besteht, in welchen alle Stufen der Stoßwellenmetamorphose auftreten. Die ungeschmolzen oder partiell geschmolzen gewesenen Gesteinsfragmente sind mit völlig aufgeschmolzen gewesenen Glaspartikeln intensiv vermischt. Der Gesamtglasgehalt liegt im Durchschnitt bei etwa 10–20 Vol.-% (Engelhardt et al. 1995). Die Kristallingesteinsfragmente und größeren Glaspartikel sind in eine feinkörnige Grundmasse eingebettet, die aus kleinen Glaspartikeln, Mineralbruchstücken, welche hauptsächlich vom Kristallin stammen, und Montmorillonit besteht. Der Montmorillonit, der im Durchschnitt 30–40 Vol.-% der Grundmasse bzw. 20–30 % der gesamten Suevit-Breccie ausmacht, ist nach Engelhardt et al. (1995) durch eine nach der Ablagerung erfolgte Zersetzung aus kleinen Glas- und Kristallingesteinspartikeln oder Kondensaten von Kristallingesteinsdämpfen infolge der Einwirkung von hydrothermalen Lösungen in dem noch heißen Suevit entstanden.

Besonders bezeichnend sind mehrere cm oder dm große Glasbomben oder -fladen, die mit 10–20 % an der Zusammensetzung beteiligt sind (Engelhardt et al. 1995). Sie besitzen eine teils wulstige, teils glatte oder auch rissige Oberflächenstruktur und dazu oft eine charakteristische Form, ähnlich einer Pfanne: Durch einen aufgebogenen Randwulst kann man deutlich eine Ober- und Unterseite unterscheiden. An einem Ende der meist etwa ovalen Fladen geht dieser Wulst in einen lang ausgezogenen, oft gedrehten Schwanz oder Stiel über, so daß man auch Vorder- und Hinterende erkennen kann. In der Regel ist die Verlängerung jedoch abgebrochen. Die verschiedenen Bruchstücke erlauben aber eine Rekonstruktion der beschriebenen Idealgestalt, von der es natürlich viele Variationen gibt, und die man als Flugformen (Hörz 1965; Engelhardt 1969) verstehen kann. Daneben gibt es aber auch viele uncharakteristische Klumpen und Fetzen.

Die chemische Zusammensetzung der Gläser aus verschiedenen Vorkommen ist trotz der großen Variabilität, die das Kristalline Grundgebirge im Ries zeigt, auffallend gleich und entspricht einem Biotit-Plagioklas-Paragneis oder einem Mischgneis (Engelhardt et al. 1995). Solches Gestein kann daher als Ausgangsmaterial für die Suevitgläser angenommen werden. Nach Engelhardt (1997) entspricht aber die chemische durchschnittliche Zusammensetzung der Gläser auch dem chemischen Bestand einer Mischung von Grundgebirgssteinen, so wie sie als Fragmente im Auswurf-Suevit vorliegen. Das sind etwa 36 % Gneise, 13,5 % Amphibolit, 22 % Granit, 21 % dioritische Gesteine, 4 % Monzonit, 3 % Kersantit. Man muß also nicht annehmen, daß nur ein bestimmter Gesteinstyp in einem kleinen Bereich aufgeschmolzen wurde, sondern die Aufschmelzung hat wohl verschiedene Gesteinstypen am Kraterboden erfaßt. Das geschmolzene wie auch das weniger stark stoßwellenbeeinflußte, fragmentäre Material wurde durcheinander gewirbelt und intensiv vermischt.

Die Suevitgläser sind im mikroskopischen Maßstab sehr inhomogen und zeigen viele Schlieren, Blasen und eingeschlossene Gesteins- und Mineralfragmente. Die Schlieren zeichnen intern die äußere Form der Fladen nach, die Blasen sind den Fließbewegungen entsprechend gestreckt, und auch die eingelagerten Gesteins- und Mineralfragmente sind dementsprechend eingeregelt. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz und zeigen verhältnismäßig wenig Stoßwellenbeanspruchung. Es handelt sich also nicht um ungeschmolzen gebliebene Reste des unmittelbar durch die Stoßwellenbeanspruchung aufgeschmolzenen Gesteins, sondern um eine Beimischung von weniger stark stoßwellenbeeinflußtem fragmentärem Gesteinsmaterial. Solche Beimischungen wurden von der ursprünglich über 2000 °C heißen Schmelze z. T. aufgeschmolzen. Dabei erfolgte eine Anreicherung des hochschmelzenden Quarzes (Engelhardt & Stöffler 1968; Engelhardt 1969, 1972; Stähle 1972).

Die Suevitgläser liegen heute nur teilweise noch als echte Gläser vor. Diese sind hell, zeigen glänzenden Bruch und durchscheinende Kanten und Ecken. Zum Teil sind die Gläser durch die Auskristallisierung verschiedener Minerale (vor allem Feldspat und Pyroxen) in mikroskopisch feine Mineralaggregate umgewandelt worden. Solche auskristallisierte ehemalige Gläser zeigen matteren Glanz auf frischen Bruchflächen und dunklere Farbe auf Grund der Oxidation von Fe^{2+} zu Fe^{3+} (Engelhardt et al. 1995).

Bei Felduntersuchungen ergab sich, daß die Verteilung der verschiedenen Glastypen nicht willkürlich ist. Bei einigen Suevitvorkommen (z. B. Otting, Zippelingen, Aufhausen, Bohrung Wörnitzostheim) liegen in einer oberflächennahen Zone noch echte Gläser vor, während darunter Kristallisationserscheinungen in den Gläsern verbreitet sind. Sofern auch die Untergrenze der Vorkommen aufgeschlossen oder in der Nähe zu vermuten ist (z. B. Aufschlüsse Otting, Aumühle, Aufhausen, Bohrung Wörnitzostheim nach Förstner 1967 und Dressler & Graup 1974), zeigt sich unten dasselbe Verhalten der Gläser wie oben. Engelhardt et al. (1995) führen dies auf die raschere Abkühlung des Suevit an der Ober- und Untergrenze zurück, während die länger andauernde Erwärmung in den mittleren Bereichen die Kristallisation aus den Gläsern begünstigt hat. Dort wo die obere Abkühlungszone noch vorhanden ist, kann man annehmen, daß nur wenig Suevit abgetragen wurde.

Sedimentgesteine sind an der Zusammensetzung des Suevit mengenmäßig nur untergeordnet beteiligt (0,2–5 % der Einschlüsse oder 0,05–1,2 % des gesamten Gesteins nach Pohl et al. 1977). Sie zeigen nach den Untersuchungen von Baranyi (1980) keine Anzeichen der Stoßwellenmetamorphose, sondern nur geringe thermische Veränderungen an der Oberfläche, die auf eine kurzdauernde Erwärmung bis auf 550–900 °C schließen lassen. Sie sind also erst sekundär in die Suevitmasse aufgenommen worden, als diese während des Auswurfs schon am Abkühlen war.

Der Suevit ist ein mäßig stark verfestigtes Gestein, das im Mittelalter als Baustein gerne verwendet wurde. Die Verfestigung ist wahrscheinlich auf eine Imprägnation der Matrix mit amorpher Kieselsäure zurückzuführen, sicher beruht sie nicht auf einer Verschweißung der Glaspartikel. Der Suevit war zwar bei der Ablagerung noch so heiß, daß er eine starke thermoremanente Magnetisierung

annehmen konnte (über 580 °C, Curie-Temperatur des Magnetits als Träger der Magnetisierung, Pohl & Angenheister 1969), jedoch waren die Glaspertikel bereits so weit abgekühlt, daß sie brüchig waren, denn sie sind meist in zerbrochenem Zustand eingebettet worden (Hörz 1965). Die Ablagerungstemperatur dürfte etwa 750 °C betragen haben (Engelhardt et al. 1995). Von dem hohen Gasgehalt, den diese Masse unmittelbar nach der Ablagerung noch besessen hat, zeugen vertikale röhrenartige Gebilde, die offenbar durch Entfernung des Feinmaterials entstanden sind. Sie werden als Entgasungskanäle gedeutet (Engelhardt 1971, 1972; Newsom et al. 1986).

Mit Ausnahme einer bis wenige dm mächtigen, feinkörnigen Zone, die man gelegentlich an der Basis beobachten kann und die Andeutungen von Schichtung zeigt (Steinbruch Aumühle, Steinbruch Otting), macht der Suevit in den Aufschlüssen einen unregelmäßigen Eindruck. Lediglich etwa oberflächenparallele Absonderungsfugen und etwa vertikale Klüfte durchziehen die sonst i. a. einheitlichen Massen.

Eine vom Normaltyp abweichende Ausbildung besitzen zwei Vorkommen in der östlichen Kraterrandzone bei Polsingen und Amerbach (Engelhardt et al. 1969; Stöffler 1975; Pohl et al. 1977): In eine blasenreiche Grundmasse sind verschiedenartige, große und kleine Kristallingesteinsfragmente regellos eingelagert. Die Grundmasse war ursprünglich ein schaumiges Glas mit Fluidaltextur, das durch Kristallisationsvorgänge in ein feinkörniges Kristallaggregat umgewandelt wurde (hauptsächlich Gewirr von Feldspatleisten, ferner Pyroxen, Hämatit und Cristobalit). Es handelt sich anscheinend um zwei geschlossene Schmelzklumpen in der Größenordnung von 10–50 m Durchmesser, also gleichsam um zwei Riesenbomben, die aus dem zentralen Krater in die Kraterrandzone geworfen wurden, wo sie Schollen der Bunten Trümmermassen überlagern.

Eine andere Sonderausbildung des Suevit ist im südlichen Vorries weit verbreitet (Hüttner 1969). Sie gibt sich durch feinsandiges Aussehen der Grundmasse und relativ wenige und kleine Einschlüsse zu erkennen. Der auffallende Feinsandgehalt ist nach Korngröße und -form, reichlicher Beteiligung von Glimmer und gelegentlich Glaukonit als Molassesand anzusprechen. Schneider (1971) bestätigte diese Annahme durch den Nachweis alpiner Schwerminerale im Suevitvorkommen Amerdingen. Durch die Lagerungsverhältnisse gibt sich diese Ausbildung als wenig jünger als der Normalsuevit zu erkennen. Diese sandigen Suevite sind nämlich entweder gangartig in steilstehenden Spalten in den Normalsuevit eingelagert (z. B. Steinbruch Aufhausen, Abb. 12 und Hüttner 1969, Abb. 25) oder in Form flacher Rinnenfüllungen dem Normalsuevit aufgelagert (z. B. Steinbruch Amerdingen, Hüttner 1969, Abb. 26). Nicht immer sind die Kontakte so klar zu erkennen wie bei den zitierten Beispielen, es gibt offenbar auch Übergänge. Wahrscheinlich stellt der feinkörnige Suevit im mittleren Teil des alten Steinbruchgeländes E Aumühle (G. H. Wagner 1965, Taf. 18, „Tuff 2“) eine analoge Bildung dar, wobei zu berücksichtigen ist, daß dort im nördlichen Riesgebiet die Molassekomponente fehlt.

Der Rückfall-Suevit ist nach den Kenntnissen aus den Bohrungen Deiningen 1 (1953/54) und Nördlingen 1973 (Chao 1977a, b; Förstner 1967; Stähle & Ottemann 1977; Stöffler 1977; Stöffler et al. 1977) im Verhäl-

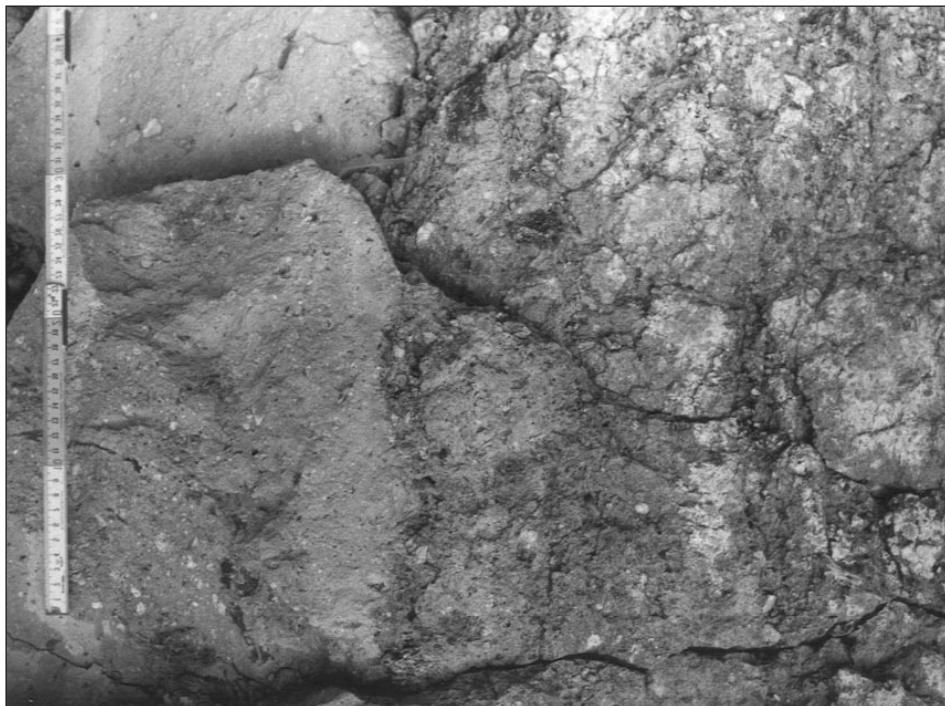


Abb. 12. Kontakt zwischen feinkörnigem, sandigem Suevit (links) und normalem Suevit (rechts). Der feinkörnige, sandige Suevit ist gangförmig in normalem Suevit eingelagert. Suevitbruch Aufhausen (Aufnahme 1977).

nis zum Auswurf-Suevit glasärmer (1,3–6,3 % Glasgehalt – Stöffler et al. 1977) und insbesondere fehlt den Glaspartikeln die typische Flugform der Fladen des Auswurf-Suevit. Die Gläser sind insgesamt kleiner (bis einige cm groß), unregelmäßig umgrenzt und meist außerordentlich blasenreich. Sie liegen heute mit geringen Ausnahmen umgewandelt in Montmorillonit und Zeolith vor. Die Blasen sind meist mit Zeolithmineralen erfüllt.

Als Besonderheit enthält der Krater-Suevit in höheren Teilen gar nicht selten sogenannte Akkretionäre Lapilli, konzentrisch-schalig aus verklebtem Suevitstaub aufgebaute Kugelchen von im Mittel etwa 5 mm Durchmesser. Sie weisen auf turbulente Bewegungen in der Eruptionssäule und Kondensation von Wasserdampf in deren höheren Bereichen hin (Graup 1981).

Ein weiterer Unterschied betrifft die sedimentären Komponenten: Diese sind im Rückfall-Suevit seltener, und Malmkalkfragmente fehlen völlig; hier kommen nur Sand- und Tonsteine, also Fragmente der tieferen Sedimentdecke vor.

5.5.2. Verbreitung und Lagerung

Der Rückfall-Suevit ist auf den zentralen Kraterbereich beschränkt, wo er einschließlich des „Tieftemperatursuevits“ (der eigentlich zu den Polymikten Kristallinbreccien gehört – siehe [Abschnitt 5.4.](#)) eine bis 400 m mächtige Becken-

füllung bildet; er stellt damit die Hauptmasse des Suevits dar (Pohl et al. 1977; Stöffler 1977).

Der Auswurf-Suevit lagert dagegen in isolierten, bis 1 km² großen Vorkommen in der Kraterrandzone und im Vorries. Nur der Auswurfsuevit tritt an der Oberfläche und damit in der Kartendarstellung auf. Die Verbreitung reicht bis 22 km vom Kraterzentrum und bleibt damit weit hinter derjenigen der Bunten Trümmermassen zurück. In der Kraterrandzone ist durch die Bohrung Wörnitzostheim eine Mächtigkeit von über 80 m nachgewiesen (Förstner 1967; Dressler & Graup 1974; Gall et al. 1976), während im Vorries die Mächtigkeit 25 m nur selten überschreiten dürfte; maximal sind bei Einlagerung in tiefe Mulden oder klaffende Spalten (z. B. Vorkommen Altenbürg) etwa 40 m nachgewiesen (Hüttner 1969).

Sowohl in der Kraterrandzone als auch im Vorries überlagert der Suevit Bunte Trümmermassen. Deren Oberfläche zeigt oft ein sehr unruhiges Relief. Das erkennt man z. B. in den Steinbrüchen Aumühle (Abb. 13) und Altenbürg; man kann es aber auch aus dem Kartenbild erschließen. Bei genauer Kartierung zeigen die Suevitvorkommen eine stark zerzipfelte Verbreitung (s. Karte, Gebiet Hofen–Eglingen–Osterhofen). Dieses Kartenbild läßt sich am besten durch die Überlagerung einer sehr unruhigen, zerklüfteten Oberfläche der Bunten Trümmermassen mit einer Suevitdecke erklären (Hüttner & Wagner 1965 b). Ob die Suevite aber eine geschlossene Decke von variabler Mächtigkeit rings um den Krater gebildet haben (Engelhardt 1972, 1974) oder „bereits primär sporadisch, jedoch zentrosymmetrisch um den Krater zur Ablagerung kamen“ (Stöffler in Gall et al. 1975), ist schwer zu entscheiden. Im nördlichen und westlichen Kratervorland ist der dort sicherlich auch vorhanden gewesene Suevit gemeinsam mit den Bunten Trümmermassen abgetragen worden. Im südlichen und östlichen Vorries erlaubt das Verbreitungsmuster den Schluß, daß wohl Schwerpunkte der Ver-



Abb. 13. Suevit überlagert Bunte Trümmermassen, die überwiegend aus Gesteinen des Doggers und des Kristallinen Grundgebirgs bestehen, auf äußerst unebener Grenzfläche. Steinburch E Aumühle.

breitung primär durch den Auswurfvorgang festgelegt worden sind. Ein individueller Auswurf so kleiner Komplexe wie sie heute vorliegen, ist nicht anzunehmen, denn die Kartierung zeigt, daß ursprünglich größere Zusammenhänge vorhanden waren (s. oben). Das gehäufte Vorkommen der Suevite im südsüdwestlichen Vories und die geringe Verbreitung im südöstlichen (bei gleicher Verbreitung der Bunten Trümmermassen und eher noch besseren Erhaltungsbedingungen im Südosten) müssen wohl eine primäre Ursache haben.

Die Untergrenze der Suevite ist bemerkenswert scharf. Nur gelegentlich wurden einzelne Glasbomben gefunden, die wenige dm tief in die liegende Bunte Breccie eingedrungen sind (Otting, G. H. Wagner 1965) und nur stellenweise ist eine besonders ausgebildete, bis wenige Dezimeter mächtige Übergangszone zu beobachten (Otting, Aumühle, G. H. Wagner 1965; Schneider 1971; s. unten). Ein allgemeiner, kontinuierlicher Übergang ist aber nicht vorhanden. Es liegt also ein Hiatus zwischen der Ablagerung der Bunten Trümmermassen und derjenigen des Suevit vor. Daß dieser Hiatus jedoch äußerst kurz war, ergibt sich aus den Lagerungsverhältnissen, z. B. des Suevitvorkommens Altenbürg. Der Suevit grenzt dort, im Steinbruch aufgeschlossen, mit zwei Seiten an steilstehende, z. T. sogar überhängende Wände aus allochthonen, zerrütteten und z. T. vergriesten Malmkalken. Nach Bohrergebnissen (Hüttner & Wagner 1965a) erfüllt er hier eine bis 40 m tiefe Kluft zwischen verschiedenen Schollen der Bunten Trümmermassen. Die steilen Wände konnten in dem zerrütteten Gestein nur stehenbleiben, wenn sie sofort durch die Plombe aus Suevit gestützt wurden. Der Suevit muß also der Ablagerung der Bunten Trümmermassen unmittelbar gefolgt sein (Hüttner 1969). Die gleiche Folgerung läßt sich auch aus den Überlagerungsverhältnissen im neuen Westteil des Suevitbruchs Aumühle ziehen (Abb. 13).

Im Grenzbereich Suevit/Bunte Breccie treten in den Aufschlüssen Otting und Aumühle stellenweise bis zu wenige Dezimeter mächtige, feinkörnige Übergangszonen auf, in welchen Paralleltexturen ausgebildet sind. Diese beruhen nach Schneider (1971) auf einem Korngrößenwechsel und Einregelung der Partikel. Diese Beobachtungen weisen auf eine Fließbewegung der Suevitmassen hin. Auch bei pyroklastischen Strömen vulkanischer Abkunft findet lokal an der Basis in einer dünnen Zone eine Fließbewegung Korn für Korn („Ganular flow“) statt (Valentine 1988). Da mit Ausnahme dieser lokalen Basispartien die Suevite einheitlich zusammengesetzt sind und keine vertikale Gliederung zeigen, muß ein einmaliger, einheitlicher Ablagerungsvorgang angenommen werden. Dieser ist vermutlich aus einer heißen Gaswolke mit hoher innerer Turbulenz, wie bei vulkanischen pyroklastischen Strömen, erfolgt. In Verbindung mit der Beobachtung, daß die meisten Suevite in tiefer topographischer Lage angetroffen werden, kann man annehmen, daß diese Wolke zumindest das letzte Stück ihres Wegs der Schwere folgend über die Bunten Trümmermassen hinweggeglitten ist (vgl. Engelhardt 1974; Hüttner 1974; Pohl et al. 1977). Das Überwiegen von Malmgesteinen bei den sedimentären Einschlüssen im Auswurf-Suevit, im Gegensatz zum Fehlen derselben im Rückfall-Suevit, findet leicht eine Erklärung durch Aufnahme solcher Gesteinsframente aus den hieran reichen Bunten Trümmermassen beim Darübergleiten der turbulenten Suevitwolke. Vermutlich sind solche Wolken in verschiedener Richtung protuberanzenartig aus dem Einschlagszentrum herausgedrungen.

Die feinsandigen Suevite des Vorrieses sind vermutlich aus dem bei der Ablagerung der vorausgegangenen Bunten Trümmermassen aufgewirbelten Staub (insbesondere aus Molassesanden), vermischt mit feinem Suevitmaterial, durch nach dem Ereignis einsetzende heftige Regenfälle tuffitähnlich entstanden. Sie lagerten sich in Spalten ein, die sich bei der raschen Abkühlung des normalen Auswurf-Suevits gebildet hatten, erodierten sich Rinnen in die noch lockeren Suevitmassen ein oder überlagerten diese flächenhaft.

Auf spätere Erosions- und Umlagerungsvorgänge im Suevit weisen zerbrochene Kalkbänkchen hin, die im östlichen Teil des alten Steinbruchgeländes E Aumühle in den Suevit eingelagert sind (G. H. Wagner 1965, Taf. 18 „Tuffitscholle“; vgl. auch Löffler 1926; Ahrens & Bentz 1929) oder eine Kalklinse, die von lockerem Suevit überdeckt, lange Zeit im Steinbruch Otting zu beobachten war (jetzt abgebaut). Auf Umlagerungen mögen auch Schichtungsscheinungen zurückgehen, welche Nathan (1935) in der „Traßgrube“ N Hürnheim beobachtet hat.

Die Suevitgläser geben die Möglichkeit zur Altersbestimmung des Riesereignisses. Untersuchungen nach der K-Ar-Methode wurden durch die Spaltspurenmethode (Fission-Track-Methode) ergänzt und abgesichert. Es ergab sich in guter Übereinstimmung vieler Bestimmungen ein Alter von 14,7 bis 15,1 Millionen Jahren (Gentner & Wagner 1969; Storzer & Gentner 1970; Lippolt 1974; G. A. Wagner 1974; Staudacher et al. 1982).